

Τ.Ι. ΜΑΚΡΟΓΙΑΝΝΗΣ  
ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ.

Χ.Σ. ΣΑΧΣΑΜΑΝΟΓΛΟΥ  
ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ.

# ΜΑΘΗΜΑΤΑ ΓΕΝΙΚΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ



  
**ΧΑΡΙΣ**  
ΕΚΔΟΣΕΙΣ

# ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ: Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

1.1	Γενικά .....	9
1.2	Έκταση της ατμόσφαιρας της γης .....	9
1.3	Η συνολική μάζα της ατμόσφαιρας .....	10
1.4	Η χημική σύνθεση της κατώτερης ατμόσφαιρας με βάση τη μεταβολή της θερμοκρασίας .....	11
1.5	Κατακόρυφη διαίρεση της ατμόσφαιρας .....	25
1.6	Μεταβολές διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων με το ύψος .....	29
1.7	Ισοβαρής καμπύλη – Χάρτες καιρού .....	36
1.8	Ισοβαρικές επιφάνειες .....	38
1.9	Υψομετρική διαφορά δύο ισοβαρικών επιφανειών .....	41
1.10	Γεωδυναμικό και Γεωδυναμικό ύψος των ισοβαρικών επιφανειών .....	42

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ: ΥΓΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΑΕΡΑ

2.1	Γενικά .....	45
2.2	Η τάση των υδρατμών .....	45
2.3	Το υγρόμετρο August .....	47
2.4	Θερμοκρασία του σημείου δρόσου .....	48
2.5	Απόλυτη υγρασία .....	48
2.6	Αναλογία μίγματος .....	49
2.7	Ειδική υγρασία .....	50
2.8	Σχετική υγρασία .....	50
2.9	Υετίσιμο νερό .....	51

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ: ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΕΡΑ

3.1	Θερμοδυναμικά Συστήματα .....	55
3.2	Θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά του ξηρού αέρα .....	56
3.3	Καταστατική εξίσωση του ξηρού αέρα .....	57
3.4	Καταστατική εξίσωση του υγρού αέρα .....	58
3.5	Αντίστοιχη θερμοκρασία .....	60
3.6	Εξίσωση Van der Waals .....	60
3.7	Ειδικές θερμότητες .....	61
3.8	Το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα .....	62
3.9	Το έργο $w$ στις διάφορες μεταβολές .....	64
3.10	Μη αδιαβατικές και αδιαβατικές μεταβολές στην ατμόσφαιρα .....	64
3.11	Εξίσωση Poisson .....	65
3.12	Δυσνητική θερμοκρασία .....	66
3.13	Εντροπία .....	67
3.14	Σχέση Εντροπίας και Δυσνητικής θερμοκρασίας .....	67
3.15	Υπολογισμός της σταθεράς ολοκλήρωσης της σχέσης 3.14.6 .....	68
3.16'	Ενθαλπία .....	70
3.16	Ανοδικές και καθοδικές κινήσεις του υγρού ατμοσφαιρικού αέρα μέσα στην ατμόσφαιρα .....	70
3.17	Ισοβαρική και αδιαβατική θέρμανση του αέρα με συμπύκνωση .....	71
3.18	Ισοβαρική και αδιαβατική ψύξη του αέρα με εξάτμιση .....	73

3.19	Ψύξη και κορεσμός του αέρα λόγω αδιαβατικής ανύψωσης-εκτόνωσης .....	74
3.20	Σχέση μεταξύ των $dT_d$ και $dT$ λόγω αδιαβατικής ανύψωσης υγρού αέρα .....	76
3.21	Ισοβαρική ψύξη του αέρα λόγω ακτινοβολίας και κορεσμός του .....	77
3.22	Ισοβαρική και αδιαβατική (οριζόντια) ανάμιξη δύο αέριων μαζών δίχως συμπύκνωση και με συμπύκνωση .....	81
3.23	Κατακόρυφη ανάμιξη αερίων μαζών .....	82
3.24	Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα .....	84
3.25	Κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα .....	84
3.26	Μεταβολές της θερμοκρασίας του αέρα σε έναν τόπο .....	85
3.27	Οι τρεις καταστάσεις του νερού .....	89
3.28	Ισορροπία των φάσεων του νερού .....	89
3.29	Ανωμαλία διαστολής του νερού .....	94

#### ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ: ΥΔΡΟΣΥΜΠΥΚΝΩΣΕΙΣ - ΝΕΦΗ - ΝΕΦΩΣΗ

4.1	Υδροσυμπυκνώσεις - Νέφη - Νέφωση .....	97
4.2	Ταξινόμηση των νεφών .....	97
4.3	Υδροσυμπυκνώσεις μικρής κλίμακας .....	102
4.4	Υετός .....	104
4.5	Βροχή .....	105
4.6	Τα στερεά ατμοσφαιρικά υδροαποβλήματα .....	106
4.7	Μηχανισμοί - Θεωρίες σχηματισμού υετού .....	109

#### ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ: ΣΤΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

5.1	Η ισορροπία στην ατμόσφαιρα .....	115
5.2	Μέθοδος του δείγματος αέρα που μετατοπίζεται κατακόρυφα .....	116
5.3	Ποιοτική διερεύνηση της ισορροπίας στην ατμόσφαιρα .....	119
5.4	Μέθοδος του στρώματος (slice method) .....	120
5.5	Δυνητική θερμοκρασία $\Theta$ και ισορροπία της ατμόσφαιρας .....	122
5.6	Η ενέργεια ως μέτρο ελέγχου της ισορροπίας στην ατμόσφαιρα .....	122
5.7	Υπολογισμός της κατακόρυφης ταχύτητας ( $\omega$ ) δείγματος αέρα .....	125
5.8	Εμπειρικοί δείκτες Αστάθειας - Ευστάθειας .....	126

#### ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΚΤΟ: ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΔΙΑΤΑΡΑΞΕΙΣ

6.1	Αέριες μάζες .....	131
6.2	Πηγή - Διαδρομή και ηλικία των αερίων μαζών .....	131
6.3	Ταξινόμηση των αερίων μαζών .....	132
6.4	Επιφάνειες Ασυνέχειας - Μέτωπα, Ορισμοί - Γενικά .....	133
6.5	Η κλίση των μετωπικών επιφανειών .....	133
6.6	Είδη μετώπων .....	134
6.7	Θερμά μέτωπα .....	135
6.8	Ψυχρά μέτωπα .....	137
6.9	Στάσιμα μέτωπα .....	138
6.10	Συνεσφιγμένα μέτωπα .....	138
6.11	Μόνιμα μέτωπα στον πλανήτη μας .....	139
6.12	Υφέσεις .....	141
6.13	Κατηγορίες υφέσεων .....	142
6.14	Κύκλος ζωής μιας μετωπικής ύφεσης .....	145
6.15	Κυκλογένεση .....	147
6.15α	Οικογένειες υφέσεων .....	149

6.16	Θερμικές υφέσεις .....	150
6.17	Ορογραφικές υφέσεις .....	151
6.18	Υφέσεις αστάθειας .....	152
6.19	Οι υφέσεις της Μεσογείου .....	153
6.20	Ανικκυκλώνες .....	155
6.21	Ανικκυκλογένεση .....	157
6.22	Είδη ανικκυκλώνων .....	158
6.23	Τύποι κυκλοφορίας .....	165

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΒΔΟΜΟ: ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΚΙΝΗΣΗ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ  
- ΟΙ ΑΝΕΜΟΙ**

7.1	Γενικά - Ορισμοί .....	167
7.2	Οι δυνάμεις που ρυθμίζουν την κίνηση των αερίων μαζών στην ατμόσφαιρα .....	170
7.3	Εξισώσεις κινήσεως .....	175
7.4	Εξισοροπούμενες κινήσεις .....	176
7.5	Γεωστροφικός άνεμος .....	177
7.6	Ισοβαρικές επιφάνειες και γεωστροφικός άνεμος .....	179
7.7	Κατακρύφτη μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου .....	180
7.8	Ομογενές πεδίο ισοβαρών - Άνεμος τριβής .....	182
7.9	Άνεμος βαροβαθμίδας .....	184
7.10	Μη ομογενές πεδίο ισοβαρών - Άνεμος τριβής .....	188
7.11	Κυκλοστροφικός άνεμος .....	189
7.12	Ημερήσιοι - τοπικοί άνεμοι .....	189

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΟΓΔΩΟ: Η ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ**

8.1	Σφαιρική κατανομή της πίεσης - Πλανητικοί επιφανειακοί άνεμοι .....	195
8.2	Αληγείς άνεμοι .....	198
8.3	Μουσώνες άνεμοι .....	198
8.4	El nino φαινόμενο .....	200
8.5	Πλανητικοί άνεμοι ανώτερης ατμόσφαιρας .....	205
8.6	Τα κύματα Rossby στην ατμόσφαιρα .....	208
8.7	Ο Ζωνικός Δείκτης .....	212
8.7α	Η κύμανση - ταλάντωση του Β. Ατλαντικού .....	213
8.8	Οι αεροχειμαρροί .....	217
8.9	Ο αεροχειμαρρος του πολικού μετώπου .....	218
8.10	Ο υποτροπικός αεροχειμαρρος .....	220
8.11	Μοντέλα γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας .....	223

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΝΑΤΟ: ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ**

9.1	Η ακτινοβολία. Γενικά - Ορισμοί .....	229
9.2	Οι βασικοί νόμοι της ακτινοβολίας .....	232
9.3	Η ηλιακή ακτινοβολία .....	234
9.4	Η ηλιακή σταθερά .....	235
9.5	Η φύση της ηλιακής ακτινοβολίας .....	237
9.6	Η ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα της γης .....	237
9.7	Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης .....	238
9.8	Γήινη ακτινοβολία .....	245
9.9	Απορρόφηση της γήινης ακτινοβολίας .....	246
9.10	Το μέσο ισοζύγιο των ακτινοβολιών .....	247
9.11	Τρόποι μεταφοράς θερμικής ενέργειας .....	252

9.12	Θέρμανση της ατμόσφαιρας .....	254
9.13	Μεταφορά θερμότητας με ακτινοβολία .....	255
9.14	Μεταφορά θερμότητας με μοριακή αγωγιμότητα .....	256
9.15	Μεταφορά θερμότητας με τις αναταρακτικές κινήσεις .....	256
	<b>ΤΟ ΕΦΑΦΙΚΟ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ .....</b>	<b>257</b>
	<b>ΣΧΗΜΑ ΚΑΙ ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ ΤΗΣ ΓΗΣ .....</b>	<b>262</b>
	<b>ΠΕΡΙΣΤΡΟΦΗ ΤΗΣ ΓΗΣ .....</b>	<b>262</b>
	<b>Θεωρητική ηλιοφάνεια κατά τα ηλιοστάσια: Θερινό και χειμερινό .....</b>	<b>268</b>
	<b>ΟΙ ΜΟΡΦΕΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΚΑΙ ΟΙ ΜΕΤΑΤΡΟΠΕΣ</b>	
	<b>ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΥΣ .....</b>	<b>270</b>
9.16	Μαθητικές εκφράσεις .....	270
9.17	Χρονικές μεταβολές και μετατροπές των μορφών ενέργειας στην ατμόσφαιρα .....	272
9.18	Ζωνική και στροβιλώδης ενέργεια .....	274
9.19	Η Διαθέσιμη Δυναμική Ενέργεια .....	275
9.20	Ο ρυθμός μεταβολής των μορφών ενέργειας στην ατμόσφαιρα .....	275
9.21	Αριθμητικές εκτιμήσεις των ποσοτήτων ενέργειας στην ατμόσφαιρα .....	279
9.22	Καταιγίδα .....	281
9.23	Δημιουργία και εξέλιξη της καταιγίδας .....	282
9.24	Ηλεκτρικές εκκενώσεις στην καταιγίδα .....	285
9.25	Τύποι καταιγίδων .....	286
9.26	Σίφωνες .....	287
9.27	Τροπικοί κυκλώνες .....	289
9.28	Η ατμοσφαιρική πίεση και οι άνεμοι στους τροπικούς κυκλώνες .....	291
9.29	Κατακόρυφη δομή του τροπικού κυκλώνα .....	292
	<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΚΑΤΟ: ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΔΟΥΡΥΦΟΡΟΙ – ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ</b>	
10.1	Γενικά .....	295
10.2	Σειρές των μετεωρολογικών δορυφόρων .....	297
10.3	Δυνατότητες των μετεωρολογικών δορυφόρων .....	302
10.4	Εφαρμογές .....	304
	<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΝΔΕΚΑΤΟ: ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΚΩΔΙΚΕΣ</b>	
11.1	Ανάλυση του κώδικα SYNOP .....	313
11.2	Αποκωδικοποίηση των SYNOP πληροφοριών .....	319
11.3	Ασκήσεις σχετικές με τον κώδικα SYNOP .....	323
11.4	Κώδικας METAR .....	327
11.5	Ασκήσεις σχετικές με τον κώδικα METAR .....	332
11.6	Ο κώδικας TAF .....	333
11.7	Κώδικας TEMP .....	337
11.8	Αποκωδικοποίηση του κώδικα TEMP για σύνταξη των χαρτών καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας .....	343
11.9	Ασκήσεις σχετικές με τον κώδικα TEMP .....	344
	<b>ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΟΥ ΚΑΙΡΟΥ</b>	
11.10	Γενικά .....	347
11.11	Παράδειγμα πρόγνωσης του καιρού 24-36 ωρών .....	361
11.12	Η ακρίβεια που μπορεί να επιτευχθεί στην πρόγνωση του καιρού .....	366
	<b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....</b>	<b>373</b>
	<b>ΦΡΟΝΤΙΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΓΕΝΙΚΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ .....</b>	<b>377</b>

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ

## Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

### 1.1. Γενικά

Με τον όρο, ατμόσφαιρα της Γής, εννοούμε το αεριώδες τμήμα που περιβάλλει τον πλανήτη μας και το οποίο τον ακολουθεί στο σύνολο των γνωστών του κινήσεων.

Τόσο το στερεό όσο και το αεριώδες αυτό τμήμα του πλανήτη μας έχουν τη δική τους ταχύτητα περιστροφής, που γενικά είναι ίσες.

Το γεγονός αυτό είναι συνάρτηση της ενέργειας που κάθε φορά περικλείει το κάθε ένα τμήμα του πλανήτη μας.

Η λέξη “ατμόσφαιρα” επεκράτησε – μεταξύ άλλων που κατα καιρούς προτάθηκαν όπως “αεριόσφαιρα”, “αεριώδες τμήμα του πλανήτη” – επειδή ακριβώς οι υδρατμοί θεωρούνται το δυναμικότερο στοιχείο του αεριώδους αυτού στρώματος που περιβάλλει το στερεό τμήμα του πλανήτη μας.

### 1.2. Έκταση της ατμόσφαιρας της γης

Επειδή τα ανώτατα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι παρα πολύ αραιά είναι πολύ δύσκολο να καθοριστούν τα όρια ανάμεσα στη γήινη ατμόσφαιρα και στον ενδοπλανητικό χώρο. Ετσι μπορούμε να πούμε ότι δεν υπάρχει σαφές και καθορισμένο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας του πλανήτη μας. Φυσικά το ανώτατο αυτό όριο θα πρέπει να είναι μια επιφάνεια στην οποία, στην μονάδα του χρόνου, ο αριθμός των σωματιδίων–μορίων που διαφεύγουν να είναι ίσος με τον αριθμό αυτών που επιστρέφουν.

Πρέπει βέβαια να αναφερθεί εδώ ότι οι ταχύτητες των μορίων στα ανώτατα αυτά στρώματα της ατμόσφαιρας, είναι δεκτό, ότι ακολουθούν την κατανομή Boltzmann με πιθανότερη τιμή:

$$v = \sqrt{\frac{2KT}{MB}}$$

όπου K: η σταθερά Boltzmann,

T: η θερμότητα του αέρα σε °K και

MB: το Μοριακό βάρος του αέρα.

Εξάλλου για να διαφύγει απο την ατμόσφαιρα της Γής ενα μόριο απο τα συστατικά του αέρα πρέπει η κινητική του ενέργεια  $E_K$  να είναι μεγαλύτερη ή τουλάχιστον ίση με τη δυναμική του.

$$E_K \geq E_\Delta \quad 1.2.1$$

Απο την 1.2.1 προκύπτει οτι η λεγόμενη ταχύτητα “διαφυγής”  $v$  είναι:

$$v \geq \sqrt{\frac{2GM_\Gamma}{Z}}$$

όπου  $G$  : η σταθερά της παγκόσμιας έλξης,

$M_\Gamma$  : η μάζα της Γής και

$Z$  : η απόσταση του μορίου απο το κέντρο της Γής.

Για  $Z = R_\Gamma = 6360$  Km έχουμε  $v \geq 11,2$  Km/sec.

Είναι προφανές οτι κάθε μόριο μπορεί να διαφεύγει και από διαφορετικό ύψος γιατί η  $v$  είναι συνάρτηση μονο του ύψους  $Z$ .

Η παρουσία, ιδιαίτερα, των ιονισμένων σωματιδίων μέσα στην ατμόσφαιρα περιπλέκει περισσότερο το πρόβλημα του καθορισμού του ορίου αυτού, δηλ. του μέγιστου ύψους της ατμόσφαιράς μας.

Τα ιονισμένα αυτά σωματίδια που ως γνωστό στα ανώτατα ύψη κυριαρχούν έναντι των άλλων συστατικών της ατμόσφαιρας ακολουθούν κατα την κίνησή τους άλλους δικούς τους νόμους εξαιτίας του μαγνητικού πεδίου που υπάρχει γύρω απο τη Γή.

Αποτέλεσμα αυτού είναι τα ιονισμένα αυτά σωματίδια, από ένα ορισμένο ύψος και πέρα, να μην ακολουθούν τη Γή σ' όλες της τις κινήσεις. Και το ερώτημα που προκύπτει είναι: οι περιοχές αυτές είναι ή δεν είναι τμήματα της γήινης ατμόσφαιρας.

Θεωρητικοί υπολογισμοί δείχνουν οτι η ατμόσφαιρα της Γης πανω απο τους πόλους πρέπει να φθάνει τα 28000 Km και πάνω απο τον ισημερινό τα 42000 Km.

Διάφορα όμως φαινόμενα (πολικό σέλας, διάπτοντες αστέρες, μετεωρίτες κ.λ.π.) που έχουν σχέση με την ατμόσφαιρα της Γής δεν μας επιτρέπουν να εκτιμήσουμε το ύψος της γήινης ατμόσφαιρας μεγαλύτερο απο 3000 Km.

Βέβαια το να λέμε οτι το ύψος της ατμόσφαιρας είναι περίπου 1000 Km, πράγμα που σε πολλές εγκυκλοπαίδειες γράφεται, δεν είναι σημαντικό λάθος, μά και η ατμόσφαιρα, όπως θα δούμε και παρακάτω, απο το ύψος αυτό και πάνω είναι πάρα πολύ αραιή.

### 1.3. Η συνολική μάζα της ατμόσφαιρας

Αν και το ύψος της ατμόσφαιρας, όπως είπαμε παραπάνω, δεν είναι ακριβώς γνωστό, μπορούμε να εκτιμήσουμε την συνολική μάζα της ατμόσφαιρας σύμφωνα με το παρακάτω σκεπτικό: Αν θεωρήσουμε τη Γη σφαιρική με ακτίνα  $R = 6360$  Km (μέση ακτίνα της γης), με επιφάνεια  $S$ , χωρίς εξάρσεις και με

μέση επιφανειακή ατμοσφαιρική πίεση  $P_0 = 1000 \text{ Mb} = 10^5 \text{ N/m}^2$  τότε σύμφωνα με τον ορισμό της ατμοσφαιρικής πίεσης θα έχουμε:

$$P_0 = \frac{F}{S} = \frac{M_a g_0}{4\pi R_T^2} \Leftrightarrow M_a = \frac{4\pi R_T^2 P_0}{g_0} = \frac{4\pi(6360 \times 10^3)^2 \times 10^5}{9,8} \Rightarrow$$

$$M_a = 5,18 \times 10^{18} \text{ kgr}$$

Για να έχουμε ένα μέτρο σύγκρισης, αξίζει να σημειωθεί εδώ, ότι η συνολική μάζα των ωκεανών είναι περίπου  $1,355 \times 10^{21} \text{ Kgr}$  ενώ η συνολική μάζα του στερεού τμήματος του πλανήτη μας είναι περίπου  $5,98 \times 10^{24} \text{ Kgr}$ . Εξάλλου, με βάση θεωρητικούς υπολογισμούς το 50% της συνολικής μάζας της ατμόσφαιρας περιλαμβάνεται στο στρώμα που αρχίζει από την επιφάνεια του εδάφους και φθάνει μέχρι το ύψος των 5 Km, το 75% μέχρι το ύψος των 10 Km, το 95% μέχρι το ύψος των 20 Km και τα 99% μέχρι το ύψος των 40 Km. Αφού λοιπόν το 99 % της ατμοσφαιρικής μάζας βρίσκεται στα πρώτα 40 Km είναι σαφές ότι η άποψη σύμφωνα με την οποία το ύψος της ατμόσφαιρας είναι  $\approx 1000 \text{ Km}$  είναι πολύ ρεαλιστική.

#### 1.4. Η χημική σύνθεση της κατώτερης ατμόσφαιρας

Η ατμόσφαιρα της γης, στα κατώτερα κυρίως, στρώματά της αποτελείται από:

- 1) Ένα μίγμα αερίων που αποτελούν τον "ξηρό" αέρα.
- 2) Από νερό στις τρεις του φάσεις, στερεή, υγρή και αέρια και
- 3) Από στερεά ή υγρά σωματίδια που ονομάζονται "αερολύμματα".

##### ΠΙΝΑΚΑΣ 1.4.1

Μέση σύσταση της γήινης ατμόσφαιρας, από το έδαφος μέχρι το ύψος των 80 χιλιομέτρων.

Συστατικό		Περιεκτικότητα κατ' όγκο (%)
Αζωτο	(N <sub>2</sub> )	78.084 ± 0.004
Οξυγόνο	(O <sub>2</sub> )	20.946 ± 0.001
Αργό	(Ar)	0.934 ± 0.001
Διοξείδιο του άνθρακα	(CO <sub>2</sub> )	0.030 ± 0.003
Νέο	(Ne)	(1.821 ± 0.004) 10 <sup>-3</sup>
Ήλιο	(He)	(5.239 ± 0.005) 10 <sup>-4</sup>
Κρυπτό	(Kr)	(1.14 ± 0.01) 10 <sup>-4</sup>
Υδρογόνο	(H <sub>2</sub> )	~ 5.10 <sup>-5</sup>
Ξένο	(Xe)	(8,7 ± 0,1) 10 <sup>-6</sup>
Όζον	(O <sub>3</sub> )	10 <sup>-6</sup> – 10 <sup>-5</sup>

Στον παραπάνω πίνακα δεν περιλαμβάνονται οι υδρατμοί.



Στον Πίνακα 1.4.1 παρουσιάζονται σε ποσοστά (%) όλα τα επιμέρους συστατικά του ξηρού αέρα μέχρι το ύψος των πρώτων 80 Km. Τα σπουδαιότερα από τα συστατικά αυτά είναι:

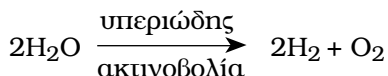
α) **Το άζωτο.** Όπως προκύπτει από τον Πίνακα 1.4.1 το άζωτο είναι το σε μεγαλύτερη ποσοστιαία αναλογία (78,08%) συστατικό του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα. Είναι αδρανές αέριο και γι αυτό η ποσότητά του παραμένει σταθερή. Από μετεωρολογική άποψη δεν παρουσιάζει κανένα ιδιαίτερο ενδιαφέρον.

β) **Το οξυγόνο.** Είναι το δεύτερο σε ποσοστιαία αναλογία (20,95%), μετά το άζωτο αέριο συστατικό του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα.

Το οξυγόνο της ατμόσφαιρας, πηγή ζωής, καταναλώνεται και ανανεώνεται συνεχώς με τις χημικές αντιδράσεις της λιθόσφαιρας, βιόσφαιρας και των υδρατιμών. Παρόλα αυτά, μπορούμε να πούμε ότι ποσοτικά, μέσα στην κατώτερη ατμόσφαιρα παραμένει σταθερό μέσα βέβαια, στα όρια των σφαλμάτων μέτρησης. Οι πηγές ή διαδικασίες παραγωγής οξυγόνου μέσα στην ατμόσφαιρα είναι:

### 1) Η φωτοδιάσπαση των υδρατιμών

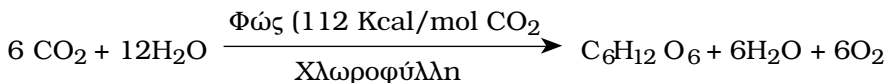
Η χημική αντίδραση που λαμβάνει χώρα είναι



Η χημική αυτή αντίδραση λειτουργεί στην ανώτερη κυρίως, ατμόσφαιρα.

### 2) Η φωτοσύνθεση

Στη διεργασία της φωτοσύνθεσης λαμβάνει χώρα η αντίδραση:



Είναι παραδεκτό ότι η διεργασία της φωτοσύνθεσης είναι κυρίαρχη σε σχέση με τη φωτοδιάσπαση.

Από την χημική αυτή αντίδραση είναι προφανής η ανυπολόγιστη πράγματι αξία του “πράσινου” γενικά στο περιβάλλον που ζούμε μια και η χλωροφύλλη είναι όπως ξέρουμε άμεσα συνδεδεμένη μ’ αυτό. Η κατανάλωση εξάλλου του  $\text{O}_2$  της ατμόσφαιρας πραγματοποιείται κυρίως, με τις κάθε είδους καύσεις μέσα στη βιόσφαιρα. Μεταξύ των διαδικασιών παραγωγής και κατανάλωσης του  $\text{O}_2$  της ατμόσφαιρας θεωρείται ότι υπάρχει σήμερα δυναμική ισορροπία. Μόνο στις πολύ ρυπασμένες περιοχές του πλανήτη μας υπάρχει μια κάποια ελάττωση στην συγκέντρωση του  $\text{O}_2$ . Όμως υπάρχουν προβλέψεις ότι αν συνεχιστεί η αλόγιστη χρήση φυτοφαρμάκων, παρασιτοκτόνων και αλλοίωση γενικά, του περιβάλλοντος στο όνομα των μεγάλων τεχνικών έργων καθώς

επίσης και οι εκτεταμένες εγκληματικές πυρκαγιές των δασών, θα υπάρξει στο μέλλον εκτεταμένο το πρόβλημα της ελάττωσης της συγκέντρωσης του  $O_2$  της ατμόσφαιρας, σε βάρος φυσικά των ζώντων, γενικά, οργανισμών.

### γ) Το Οζον $O_3$

Το  $O_3$  είναι η αλλοτροπική μορφή του  $O_2$ . Με άλλα λόγια είναι το τριατομικό οξυγόνο όπου σε κάθε μόριο τα τρία άτομα οξυγόνου είναι δεμένα μεταξύ τους με ομοιοπολικούς δεσμούς.

Υπάρχει κυρίως, στα πρώτα 60 Km της ατμόσφαιρας. Η συγκέντρωσή του (Πίνακας 1.4.1) είναι σχετικά μικρή.

Υπολογίζεται ότι, σε κανονικές συνθήκες αν το σύνολο του  $O_3$  της ατμόσφαιρας συγκεντρωνόταν θα σχημάτιζε στην επιφάνεια του εδάφους στρώμα πάχους μόνο 4 mm.

Οι μετρήσεις της ποσότητας του  $O_3$  της ατμόσφαιρας καθ' ύψος έδειξαν ότι η συγκέντρωσή του αυξάνει με το ύψος. Στο ύψος των 25 Km περίπου η συγκέντρωση αυτή παίρνει την μέγιστη τιμή της και στη συνέχεια πέφτει μέχρι τα 40 Km. Το ατμοσφαιρικό στρώμα με την μεγαλύτερη συγκέντρωση  $O_3$  είναι αυτό μεταξύ 15–35 Km και το οποίο για τον λόγο αυτό ονομάζεται “Οζονόσφαιρα”. Διακρίνουμε δύο κατηγορίες  $O_3$  μέσα στην ατμόσφαιρα: το Στρατοσφαιρικό και το Τροποσφαιρικό.

#### 1) Το Στρατοσφαιρικό $O_3$

Το  $O_3$  της κατηγορίας αυτής υπάρχει στο στρώμα μεταξύ 15–35 Km (Στρατόσφαιρα). Είναι πολύ σημαντικό γιατί πράγματι παίζει το ρόλο του “φύλακα άγγελου” της ζωής, γενικά, στον πλανήτη μας. Και αυτό γιατί απορροφά έντονα την υπεριώδη ακτινοβολία με μήκη κύματος μεταξύ 200 και 300 nm ή 0.2 και 0.3  $\mu\text{m}$ , μια φασματική περιοχή η οποία, ως γνωστόν, είναι θανατηφόρος για όλα τα έμβια όντα. Έτσι το  $O_3$  προστατεύει τους ζωντανούς οργανισμούς της γης από την έκθεση τους στη θανατηφόρο αυτή ακτινοβολία και άρα αποτελεί παράγοντα ζωής.

Ειδικότερα ισχύουν τα εξής:

Η ενέργεια  $E$  ενός φωτονίου (με  $\lambda = 200 \text{ nm}$ ) είναι

$$E = hv = h c / \lambda = 6,626 \times 10^{-34} \text{ (Jsec)} \cdot 3 \times 10^8 \text{ (m.sec}^{-1}\text{)}$$

$$\cdot 1/200 \times 10^{-9} \text{ m} = 9,94 \times 10^{-19} \text{ Joule}$$

και αν θεωρήσουμε 1 mole φωτόνιο έχουμε:

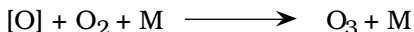
$$E = 9,94 \times 10^{-19} \cdot 6,023 \times 10^{23} \approx 598 \text{ KJ/mole}$$

Δεδομένου λοιπόν, ότι στην φύση, γενικά, οι περισσότεροι χημικοί δεσμοί έχουν ενέργεια διάσπασης  $E < 418 \text{ KJ/mole}$  σημαίνει ότι η υπεριώδης ακτινοβολία με μήκος κύματος, στην περιοχή των 200 nm, όταν εισέρχεται

ελεύθερα στη φύση, έχει σαν αποτέλεσμα την καταστροφή των κυτιάρων ή γενικά των δομικών λίθων της ζωής.

Οι μηχανισμοί γένεσης του στρατοσφαιρικού  $O_3$  είναι:

α) Η φωτοδιάσπαση του μοριακού  $O_2$  σύμφωνα με την αντίδραση:



Όπου  $M$  είναι ένα τρίτο μόριο που είναι απαραίτητο για να παραλάβει την ενέργεια που εκλύεται κατά την εξώθερμη αυτή αντίδραση. Αν δεν υπάρχει το μόριο αυτό το σχηματιζόμενο  $O_3$  επαναδιασπάται. Η αντίδραση αυτή συμβαίνει, κυρίως, στο ύψος εκείνο (20–25 Km) όπου η πιθανότητα της τριπλής αυτής σύγκρουσης είναι αρκετά μεγάλη. Είναι προφανές βέβαια, ότι της αντίδρασης αυτής προηγείται η:

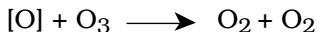


β) Οζον μπορεί επίσης, να σχηματισθεί και με την διεργασία:

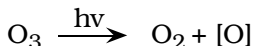


Παράλληλα όμως υπάρχουν και μηχανισμοί καταστροφής του στρατοσφαιρικού  $O_3$ .

Φυσικά, έχουν διαπιστωθεί δύο είδη αντιδράσεων διάσπασης του  $O_3$ . Το ένα είδος πραγματοποιείται με μεγάλη σχετικά ταχύτητα σε μεγάλα ύψη και είναι:



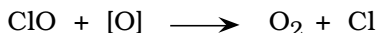
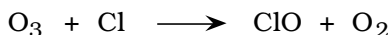
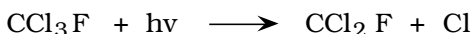
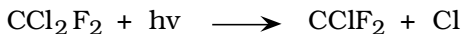
και το άλλο είδος πραγματοποιείται σε όλα τα ύψη και είναι:



όπου ( $h\nu$ ) τα φωτόνια της περιοχής 0.2 – 0.3  $\mu\text{m}$ .

Σήμερα είναι γνωστό ότι ο κύριος υπεύθυνος για την καταστροφή του  $O_3$  είναι τα διάφορα “προωθητικά” αέρια που χρησιμοποιούνται στα spray και στα ψυκτικά μηχανήματα. Τα πιο γνωστά και ευρέως χρησιμοποιούμενα προωθητικά αέρια είναι οι χλωροφθοράνθρακες Freon 11 ( $\text{CCl}_3\text{F}$ ), Freon 12 ( $\text{CCL}_2\text{F}_2$ ).

Σε ύψος 20–30 Km, όταν υπάρχουν οι χλωροφθοράνθρακες αυτοί, λαμβάνουν χώρα οι εξής αντιδράσεις:



Όπως παρατηρούμε το  $\text{Cl}$  διασπά το  $O_3$  αλλά τελικά ξαναδημιουργείται έτσι ώστε να μπορεί να διασπάσει και πολλά άλλα μόρια  $O_3$ .

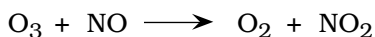
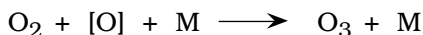
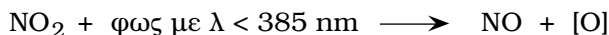
Σημειώνεται ότι ο χρόνος ζωής των χλωροφθορανθράκων αυτών είναι μέχρι 10 χρόνια πράγμα που σημαίνει ότι η καταστροφική του τελικά δύναμη είναι μεγάλη .

## 2) Το Τροποσφαιρικό O<sub>3</sub>

Ετσι ονομάζεται το O<sub>3</sub> που βρίσκεται στα πρώτα 10 Km (Τροπόσφαιρα) της ατμόσφαιρας.

Χαρακτηρίζεται στην περιοχή αυτή σαν φωτοχημικό οξειδωτικό μέσο και συμβάλλει έτσι, γενικά, στη ρύπανση του κατώτερου αυτού στρώματος της ατμόσφαιρας. Υπάρχει στο στρώμα αυτό: α) λόγω διάχυσης του αέρα από τη στρατόσφαιρα και β) από ανθρωπογενείς παράγοντες.

Είναι τελικά, δευτερογενής ρύπος της ατμόσφαιρας και παράγεται όχι άμεσα από κινητήρες-καυστήρες αλλά ύστερα από αντιδράσεις πρωτογενών ρύπων. Από τους κινητήρες αυτοκινήτων, χωρίς καταλύτη, εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα οξειδία του αζώτου NO<sub>x</sub> τα οποία παρουσία ηλιακού φωτός βάζουν σε εφαρμογή μια σειρά χημικών αντιδράσεων που όλες μαζί ονομάζονται φωτοχημική ρύπανση. Δηλ.



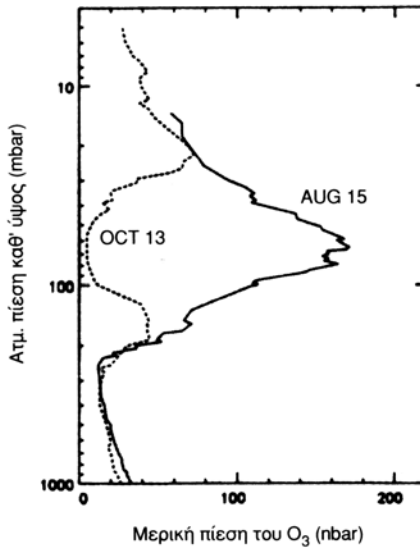
Η ταχύτητα της δεύτερης ως άνω αντίδρασης είναι κατά πολύ μεγαλύτερη εκείνης της τρίτης γι αυτό τελικά, όταν έχουμε υψηλές συγκεντρώσεις πρωτογενών ρύπων NO<sub>2</sub>, NO πετυχαίνονται υψηλές συγκεντρώσεις τροποσφαιρικού όζοντος.

Το όζον αυτό όπως και κάθε φωτοχημικό οξειδωτικό μέσο έχει σημαντικές επιδράσεις στην υγεία γενικά, των ανθρώπων. Οι επιδράσεις αυτές εντοπίζονται ειδικότερα, στο αναπνευστικό σύστημα και στην όραση.

Ένα σύγχρονο ατμοσφαιρικό φαινόμενο, που σχετίζεται με το O<sub>3</sub> της ατμόσφαιρας, είναι αυτό που οι ειδικοί το ονόμασαν: Antartic ozone hole” δηλ. “**τρύπα**” του O<sub>3</sub> στην Ανταρκτική. Το δέμα περιληπτικά, έχει ως εξής:

Τα τελευταία χρόνια, αρχής γενομένης από το 1985, κατά τη διάρκεια της άνοιξης του Ν. ημισφαιρίου δηλ. Σεπτ., Οκτωβ. σε μια περιοχή της Ανταρκτικής (περιοχή Halley Bay, 76° S και 27° W με έκταση περίπου σαν τις Η.Π.Α.) διαπιστώνεται μια δραματική ελάττωση της ποσότητας του O<sub>3</sub> της στρατόσφαιρας σε ποσοστό 45 έως 50% σε σχέση με την μέση τιμή των τελευταίων 30 ετών. Δεν πρόκειται λοιπόν, για μια πραγματική τρύπα με την έννοια του κενού ή της μηδενικής δηλ. συγκέντρωσης του O<sub>3</sub> αλλά απλά για μια ποσοστιαία ελάττωση της ποσότητας του O<sub>3</sub> της στρατόσφαιρας. Στο Σχ. 1.4.1 παρουσιάζονται, έμμεσα, οι τιμές της ποσότητας του O<sub>3</sub> στην ατμόσφαιρα της ως άνω περιοχής για δύο συγκεκριμένες ημερομηνίες: 15 Αυγ. 1987 και 13

Οκτ. 1987. Προφανώς, οι τιμές του Οκτ., μέσα στην στρατόσφαιρα είναι πολύ μικρότερες εκείνων του Αυγ.



Σχ. 1.4.1 Έμμεσες τιμές της συγκέντρωσης του ολικού  $O_3$  στην περιοχή της Ανταρκτικής για δύο ημέρες του 1987. (Weather, May 1988).

Η εξήγηση του φαινομένου αυτού δεν είναι απλή και μέχρι σήμερα το όλο πρόβλημα θεωρείται “ανοικτό”. Η παγκόσμια κοινότητα έχει φυσικά, ανησυχίσει και η έρευνα της τυχόν επέκτασης του φαινομένου και σε άλλες περιοχές συνεχίζεται.

#### δ) Το Διοξείδιο του άνθρακα $CO_2$

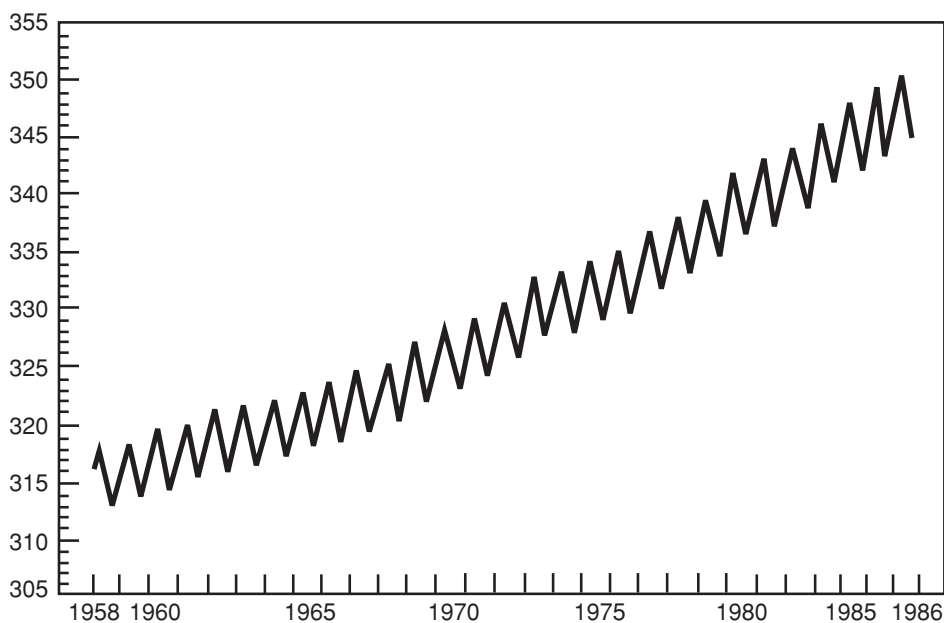
Η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε  $CO_2$ , κοντά στο έδαφος και με ομαλές συνθήκες, μεταβάλλεται από 0.02% μέχρι 0.04%.

Φυσικές δεξαμενές του  $CO_2$ , εκτός της ατμόσφαιρας είναι: οι ωκεανοί, τα ιζηματογενή ανθρακικά πετρώματα και η βιόσφαιρα.

Ανάμεσα στις τέσσερις αυτές πηγές υπάρχουν κύκλοι σχηματισμού και καταστροφής του  $CO_2$  με τελικό αποτέλεσμα το ποσό του  $CO_2$  που υπάρχει στην ατμόσφαιρα να είναι αυτό που είναι.

Είναι γεγονός, ότι από την αρχή της βιομηχανικής επανάστασης εδώ και ένα περίπου αιώνα, η ανθρωπότητα με τον συνεχώς αυξανόμενο επίσηο ρυθμό της χρήσης των καυσίμων, απελευθερώνει τεράστια ποσά  $CO_2$  στην ατμόσφαιρα.

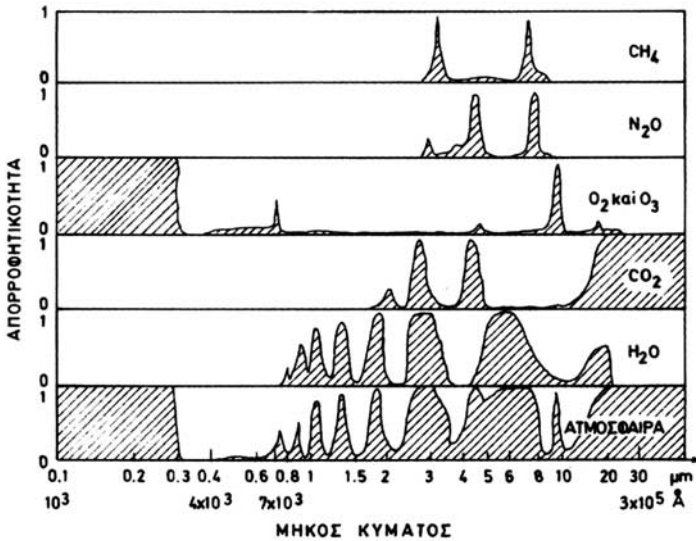
Η κατ' όγκο συγκέντρωση (ppm, μέρη στο εκατομμύριο) του CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα, όπως αυτή έχει καταγραφεί κατά την περίοδο 1958–86) στην περιοχή Mauna Loa, της Χαβάης, όπου υπάρχει σχετικός αντιπροσωπευτικός σταθμός μέτρησης CO<sub>2</sub>, παρουσίασε την πορεία που φαίνεται στο Σχ. 1.4.2. Όπως παρατηρούμε (Σχ.1.4.2) η αύξηση αυτής της συγκέντρωσης από 315 σε 340 ppm στα τελευταία αυτά 25 χρόνια εμφανίζει “εκθετικό” χαρακτήρα. Εάν βέβαια, ο ρυθμός αυτός αύξησης συνεχιστεί και στο μέλλον, τα διάφορα αριθμητικά μοντέλα, προβλέπουν διπλασμό της συγκέντρωσης του CO<sub>2</sub>, σε σχέση με σήμερα μέχρι το 2030 μ.Χ.



Σχ. 1.4.2 Η χρονοσειρά της συγκέντρωσης του CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα της περιοχής Mauna Loa της Hawaii. (F. K. Lutgens and E. J. Tarbuck, 1989).

Ως απάντηση στο ερώτημα, τι σημαίνει αυξημένη συγκέντρωση CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα, ισχύουν τα εξής: Το CO<sub>2</sub> παίζει σημαντικό ρόλο στην θερμο-οικονομία του πλανήτη μας ιδιαίτερα, εξ αιτίας του γεγονότος ότι απορροφά μεν, σημαντικά, την μεγάλη μήκους κύματος (>12 μm) θερμική γήινη ακτινοβολία (Σχ. 1.4.3) χωρίς όμως να εμποδίζει σημαντικά, την μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία να εισέρχεται στον πλανήτη μας.

Όπως παρατηρούμε, βέβαια, στο Σχ. 1.4.3, από την περιοχή του φάσματος 8–12 μm περνά ένα σημαντικό σχετικά ποσοστό της γήινης ακτινοβολίας προς το διάστημα. Η περιοχή αυτή του φάσματος είναι γι' αυτό γνωστή με το όνομα: “ατμοσφαιρικό παράθυρο”.



Σχ. 1.4.3 Φασματικές περιοχές απορρόφησης ορισμένων αέριων συστατικών και της ατμόσφαιρας σαν σύνολο. (Κατά F. K. Lutgens and E. J. Tarbuck, 1989).

Έτσι καθώς αυξάνεται η περιεκτικότητα σε  $\text{CO}_2$  μέσα στην ατμόσφαιρα, μικρότερα ποσά της θερμικής ακτινοβολίας ακτινοβολούνται προς το διάστημα. Το τελικό αποτέλεσμα είναι η θέρμανση των κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας καθώς και της επιφάνειας της γης. Το φαινόμενο αυτό είναι σήμερα γνωστό με τον όρο “**Φαινόμενο του θερμοκηπίου**”.

#### **δ1) Το Φαινόμενο του Ατμοσφαιρικού Θερμοκηπίου. (Green house effect)**

Ο όρος θερμοκήπιο αναφέρεται, ως γνωστόν, σε κάποια κατασκευή, κλειστού χώρου, από τζάμι ή άλλο οργανικό υλικό, στο χωράφι κάποιου αγρότη. Η κατασκευή αυτή έχει σκοπό να παγιδεύει τη θερμότητα είτε αυτή προέρχεται από τον ήλιο είτε από κάποιο άλλο σύστημα θέρμανσης.

Με τον τρόπο βέβαια αυτόν ο αγρότης πετυχαίνει την πρώιμη και καλοπληρωμένη παραγωγή του.

Η διαδικασία παγίδευσης της θερμότητας έχει ως εξής:

Η Ηλιακή Ακτινοβολία (ΗΑ) που φτάνει στην οροφή του θερμοκηπίου, κατά ένα ποσοστό ανακλάται από αυτήν, ενώ το υπόλοιπο απορροφάται από το έδαφος. Η ενέργεια αυτή επανεκπέμπεται από το έδαφος, σαν μεγάλους μήκους κύματος ακτινοβολία, και απορροφάται από το υλικό του θερμοκηπίου, το οποίο με τη σειρά του την επανεκπέμπει προς το εσωτερικό του θερμοκηπίου. Έτσι όταν αποκαθίσταται η θερμική ισορροπία μέσα στο θερμοκήπιο έχει παγιδευτεί εκεί ενέργεια (θερμότητα) η οποία εκτιμάται στο μισό περίπου εκείνης που απορροφήθηκε προηγουμένως από το έδαφος.

Μια τέτοια διαδικασία παγίδευσης της θερμότητας συμβαίνει και στην ατμόσφαιρα ή καλύτερα στο σύστημα Γή-Ατμόσφαιρα.

Η ανάλυση του μέσου ενεργειακού ισοζυγίου αυτού του συστήματος, σε πλανητική και ετήσια βάση, δίνει:

- α) Η εισερχόμενη στο σύστημα ΗΑ εκτιμάται σε  $236 \text{ W/m}^2$  και
- β) η εκπεμπόμενη ακτινοβολία, από τη γήινη επιφάνεια, εκτιμάται σε  $390 \text{ W/m}^2$ .

Με βάση την αρχή του ενεργειακού ισοζυγίου στο εν λόγω σύστημα αυτή η διαφορά των  $154 \text{ W/m}^2$  θα πρέπει να παγιδεύεται μέσα στο σύστημα έτσι ώστε να εξέρχονται από αυτό, σε ετήσια βάση, και πάλι  $236 \text{ W/m}^2$  όσα δηλ. και εισήχθησαν.

Με τον τρόπο αυτό η μέση θερμοκρασία του επιφανειακού ατμοσφαιρικού στρώματος, η οποία εκτιμάται σε  $15^\circ\text{C}$ , παραμένει σταθερή.

Η όλη αυτή διαδικασία το όλο αυτό φαινόμενο είναι γνωστό στη διεθνή βιβλιογραφία ως "Φαινόμενο Θερμοκηπίου (ΦΘ)" ( Greenhouse Effect ).

Το πρώτο εύλογο ερώτημα που τίθεται είναι: Ποιά τα συστατικά της ατμόσφαιρας που είναι υπεύθυνα για το ΦΘ ;

Η απάντηση στο ερώτημα αυτό είναι: Για το 80% περίπου του ΦΘ ευθύνονται: το  $\text{CO}_2$ , οι αόρατοι υδρατμοί ( $\text{H}_2\text{O}$ ) και οι ορατοί συμπυκνωμένοι υδρατμοί δηλ. τα σύννεφα. Για το υπόλοιπο 20% ευθύνονται : το μεθάνιο ( $\text{CH}_4$ ), τα Οξείδια του Αζώτου ( $\text{N}_2\text{O}$ ), το Όζον  $\text{O}_3$ , οι Χλωροφθοράνθρακες ( $\text{CFC}^{\cdot}\text{S}$ ), κ.λπ.

Τα αέρια αυτά είναι γνωστά και ως "θερμοκηπικά".

Η μελέτη του φάσματος απορρόφησης των ακτινοβολιών με  $\mu\text{.κ.}$  από 0.1 μέχρι 100 $\mu\text{.}$  (0.1-4 $\mu\text{.}$  ΗΑ και 4-100 $\mu\text{.}$  γήινη ακτινοβολία) για όλα σχεδόν τα θερμοκηπικά αέρια δίνει: (Σχ. 1.4.4).

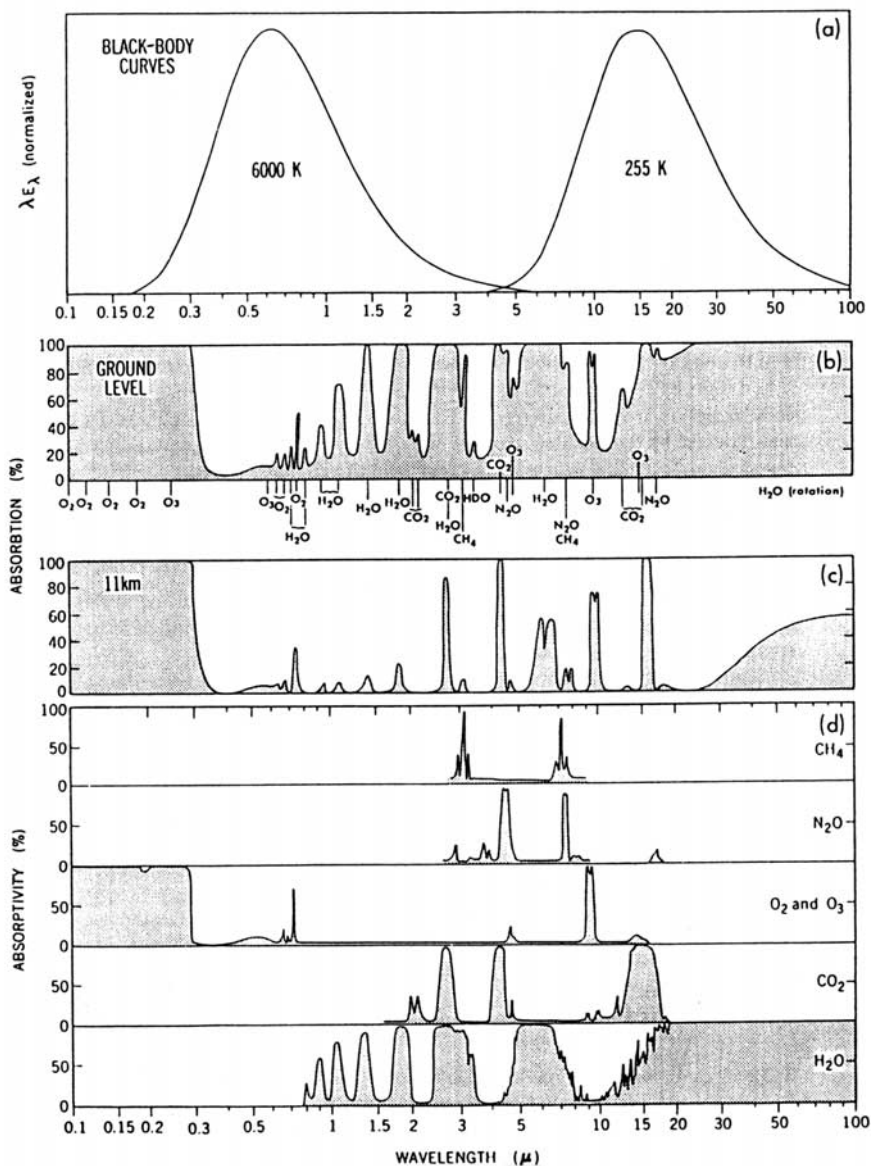
Το  $\text{CO}_2$  επιτρέπει σχεδόν εξολοκλήρου την είσοδο της ΗΑ ενώ απορροφά ένα μεγάλο μέρος από την υπέρυθρη-θερμική ακτινοβολία που εκπέμπει η γήινη επιφάνεια. Το θερμοκηπικό αυτό αέριο απορροφά κυρίως την περιοχή του φάσματος μεταξύ 13 $\mu\text{.}$  και 20 $\mu\text{.}$ . Έτσι συμβάλλει θετικά στην αύξηση της αισθητής θερμότητας του συστήματος Γή-Ατμόσφαιρα.

Σε ότι αφορά τη χρονοσειρά των τιμών της συγκέντρωσης του  $\text{CO}_2$  οι μετρήσεις δείχνουν (Σχ. 1.4.5) ότι αυτή παρουσιάζει εκθετική αύξηση. Από 310 ppm το 1957 σήμερα πλησιάζει τα 360 ppm

Το αέριο αυτό είναι ως γνωστό προϊόν καύσης των γαιανθράκων, του πετρελαίου και του φυσικού αερίου. Η ατμόσφαιρα τροφοδοτείται από τις ως άνω πηγές με 5 δισ. τόνους αυτού του αερίου κάθε χρόνο.

Παράλληλα η Βιόσφαιρα (άνθρωποι και ζώα) με το μηχανισμό της εκπνοής τροφοδοτεί επίσης την ατμόσφαιρα με  $\text{CO}_2$ . Με την καύση του ξύλου γενικώς (πυρκαγιές των δασών) η ατμόσφαιρα τροφοδοτείται επίσης με το αέριο αυτό.



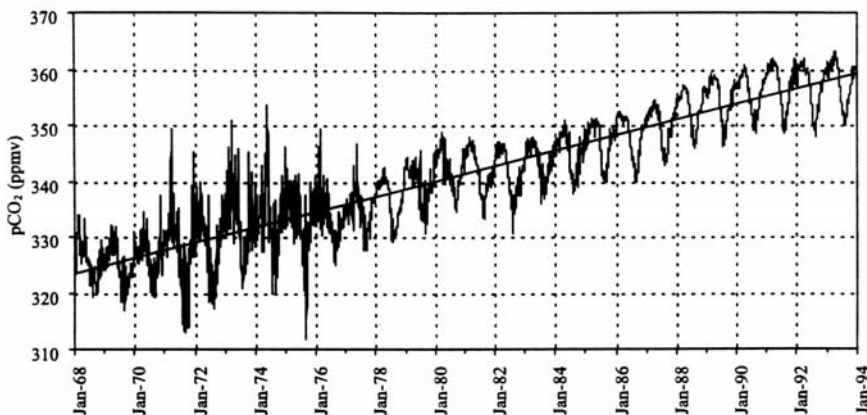


Σχ. 1.4.4 (a) Οι καμπύλες του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας (6000 K) και της γήινης ακτινοβολίας (255 K), (b) Τα % ποσοστά απορρόφησης της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας από το σύνολο της ατμόσφαιρας, (c) ότι και στο (b) αλλά μόνο για τα πρώτα 11 Km πάχους της ατμόσφαιρας, (d) ότι και στο (b) αλλά χωριστά για το κάθε σημειούμενο αέριο συστατικό (από Harties, J., 1996).

Αντίθετα τα φυτά και τα δένδρα με το μηχανισμό της φωτοσύνθεσης, κατά την ημέρα, απορροφούν και αποθηκεύουν το  $CO_2$  της ατμόσφαιρας.

Ο κυρίαρχος όμως μηχανισμός απορρόφησης του  $CO_2$  της ατμόσφαιρας, έτσι ώστε να υπάρχει ένα κάποιο ισοζύγιο, ανήκει στους ωκεανούς και ιδι-

αίτερα στο "πλανκτόν" αυτών. Εκτιμάται ότι το πλανκτόν απορροφά 20 φορές περισσότερο  $\text{CO}_2$  από εκείνο που απορροφάται στη ξηρά από τα ζώα τα φυτά και το έδαφος. Όσο ψυχρότερο είναι το νερό της θάλασσας τόσο περισσότερο πλανκτόν περιέχει και άρα τόσο περισσότερο  $\text{CO}_2$  απορροφά.



Σχ. 1.4.5 Η χρονοσειρά της συγκέντρωσης του  $\text{CO}_2$  (από Hughes, G., B. et al. 1999).

Με ενδεχόμενη δηλ. αύξηση της θερμοκρασίας των θαλασσών γενικώς πρέπει να αναμένεται μείωση της ικανότητάς τους για απορρόφηση  $\text{CO}_2$  της ατμόσφαιρας.

Οι υδρατμοί, γενικώς, έχουν μεγαλύτερο φάσμα απορρόφησης. Αντίθετα με το  $\text{CO}_2$  δεν είναι διαφανείς σ' όλο το φάσμα της ΗΑ. Απορροφούν την ΗΑ κυρίως στα: 0.9  $\mu$ , στα 1.5-2  $\mu$  και στα 2.5-3.5  $\mu$ . Σε ότι αφορά την μεγάλη  $\mu$ .κ. ακτινοβολία το φάσμα απορρόφησης είναι πολύ ευρύτερο εκείνου του  $\text{CO}_2$ .

Πρέπει βέβαια να σημειωθεί εδώ ότι παρ' ότι η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα παρουσιάζει μεγάλη μεταβλητότητα, οι υδρατμοί συμβάλλουν σημαντικά στην αύξηση της αισθητής θερμότητας του συστήματος : Γη-Ατμόσφαιρα.

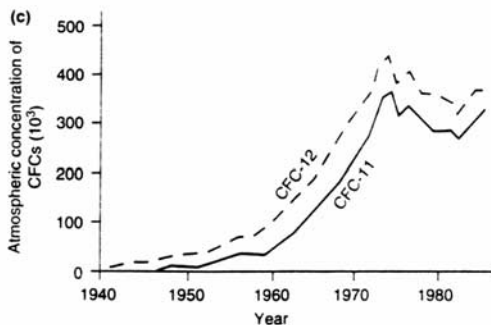
Το  $\text{O}_3$  απορροφά κυρίως την Υπεριώδη ΗΑ με  $\mu$ .κ. <0.3  $\mu$ . Παράλληλα όμως απορροφά και την Υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία, γύρω στα 10  $\mu$  και υπό αυτήν την έννοια είναι ένα θερμοκηπικό αέριο συμβάλλοντας και αυτό στην αύξηση της αισθητής θερμότητας στο εν λόγω σύστημα.

Το  $\text{N}_2\text{O}$  και το  $\text{CH}_4$  είναι θερμοκηπικά επίσης αέρια καθ' ότι απορροφούν την υπέρυθη ακτινοβολία στα 3  $\mu$ , στα 4  $\mu$  και στα 6  $\mu$  συμβάλλοντας έτσι στην αύξηση της αισθητής θερμότητας στο εν λόγω σύστημα.

Η συγκέντρωση του  $\text{CH}_4$  το οποίο ως γνωστόν προέρχεται, κυρίως, από τη ρυζοφυτεία και τα απορρίματα, παρουσιάζει επίσης αυξητική τάση.

Προφανώς και το  $N_2O$  ως προϊόν διαφόρων χημικών διεργασιών (καυσαέρια αυτοκινήτων, βιομηχανίες, κ.λ.π.) παρουσιάζει επίσης αυξητική τάση ως προς τη συγκέντρωσή του μέσα στην ατμόσφαιρα.

Άλλα θερμοκηπικά αέρια είναι και οι διάφορων ειδών Χλωροφθοράνθρακες. Αυτοί είναι αποτέλεσμα σύγχρονων ανθρώπινων δραστηριοτήτων. Είναι περισσότερο γνωστοί ως καταστροφείς του  $O_3$ . Είναι θερμοκηπικά αέρια γιατί απορροφούν την υπέρυθρη γήινη ακτινοβολία στην περιοχή των 10-12  $\mu$  (ατμοσφαιρικό παράθυρο). (Σχ. 1.4.6).



Σχ. 1.4.6 Η χρονοσειρά της συγκέντρωσης των CFC-11, CFC-12 (από Gribbin, 1988).

Είναι γεγονός ότι τα θερμοκηπικά γενικώς αέρια εκπέμπουν σε ετήσια βάση προς το διάστημα μικρότερη ενέργεια από αυτή που απορροφούν. Έτσι κατακρατώντας ένα μέρος από την ενέργεια αυτή συμβάλλουν στη λειτουργία του εν λόγω φαινομένου.

Με την παραπάνω ανάλυση ίσως δημιουργείται η εντύπωση ότι πρόκειται για μιά καθαρά παθολογική κατάσταση. Όμως πρέπει να τονιστεί ότι η όλη αυτή διαδικασία του εν λόγω φαινομένου είναι καθαρά μιά φυσιολογική διαδικασία η οποία όχι μόνο επέτρεψε τη δημιουργία της ζωής στον πλανήτη μας αλλά διευκόλυνε πολύ και την εξέλιξή της. Αν δεν υπήρχε αυτή η διαδικασία π.χ. η μέση θερμοκρασία του επιφανειακού ατμοσφαιρικού στρώματος εκτιμάται ότι θα ήταν  $-23^{\circ}C$ .

Όταν βέβαια αυτή η διαδικασία ξεφεύγει από τα φυσιολογικά όρια τότε προφανώς μπορούμε να ομιλούμε για ανωμαλία στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και συνεπώς αλλαγή του κλίματος του πλανήτη μας.

Πρέπει να αναφερθεί τέλος ότι το φαινόμενο του θερμοκηπίου, που σήμερα απασχολεί έντονα την ανθρωπότητα ολόκληρη, δεν είναι κάτι καινούργιο.

Το 1863 π.χ. ο J. Tyndall σε εργασία του δημοσιευμένη σε επιστημονικό περιοδικό έκανε λόγο για τη θέρμανση που προκαλούν στην ατμόσφαιρα οι υδρατμοί.

Επίσης το 1896 ο S. Arrhenius δημοσίευσε εργασία σχετική με τις θερμοκρασιακές αλλαγές που προκαλεί η αύξηση της συγκέντρωσης του CO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα από την αλόγιστη καύση των γαιανθράκων.

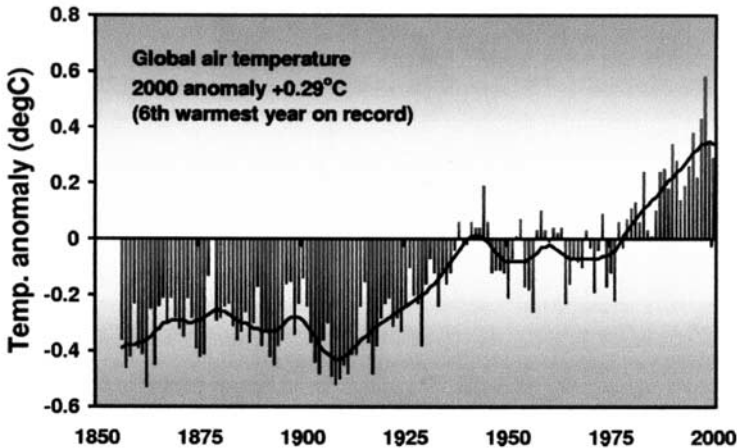
#### *Επιπτώσεις του φαινομένου*

Επειδή το φαινόμενο του ατμοσφαιρικού θερμοκηπίου είναι μία διαδικασία που έχει να κάνει με την απορρόφηση θερμότητας από τα θερμοκηπικά αέρια είναι προφανές ότι η βασική του επίπτωση θα πρέπει να είναι η θέρμανση της ατμόσφαιρας.

Πολύ σωστά πολλοί παρομοιάζουν τα θερμοκηπικά αέρια με "κουβέρτες" της ατμόσφαιρας.

Έτσι η ανάλυση της χρονοσειράς των μέσων ετήσιων τιμών της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας θα πρέπει να δίνει μία εικόνα και της αντίστοιχης πορείας του φαινομένου αυτού τουλάχιστον από την άποψη της έντασής του.

Στο Σχ. 1.4.7 απεικονίζεται η χρονοσειρά των διαφορών των μέσων ετήσιων αυτών τιμών από μία τιμή αναφοράς που είναι η μέση τιμή της περιόδου (1961-90). Όπως είναι φανερό η δεκαετία του 1990 ήταν η θερμότερη από το 1856 μέχρι σήμερα. Το 1998 ήταν το θερμότερο έτος όλης της εξεταζόμενης περιόδου με μέση τιμή 0,58°C πάνω από την ως άνω τιμή αναφοράς. Γενικώς διαπιστώνεται μία σημαντική αυξητική τάση στη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας μετά το 1975.



Σχ. 1.4.7 Η χρονοσειρά των διαφορών των μέσων ετήσιων τιμών της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας, σε σφαιρική βάση, από τη μέση τιμή της περιόδου (1961-90) (από <http://www.cru.uea.ac.uk>).

Το γεγονός αυτό δείχνει εκ πρώτης όψεως ότι τουλάχιστον κατά την πρόσφατη δεκαετία του 1990 θα πρέπει να είχαμε έξαρση του φαινομένου του θερμοκηπίου.

Όμως η μελέτη της έξαρσης ή μή αυτού του φαινομένου μπορεί να γίνει τα ασφαλέστερα μόνο με βάση την μελέτη της πορείας-χρονοσειράς του ενεργειακού ισοζυγίου του συστήματος γή-ατμόσφαιρα. (Radiative forcing)

Εκτός από το φαινόμενο του θερμοκηπίου υπάρχουν και άλλες αιτίες που συμβάλλουν και αυτές στην αύξηση της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας.

Η φυσική μεταβλητότητα του κλίματος, κατ' αρχήν είναι γεγονός αναμφισβήτητο.

Οπωσδήποτε βέβαια η παρατηρούμενη τάση στη χρονοσειρά αυτή της θερμοκρασίας είναι μιά πολύ σοβαρή ένδειξη για την πορεία του φαινομένου.

Είναι γνωστό ότι η έξαρση αυτού του φαινομένου προκαλεί α) θέρμανση της Τροπόςφαιρας και β) ψύξη της κατώτερης Στρατόσφαιρας.

Η θέρμανση όμως αυτή της Τροπόςφαιρας δεν είναι ομοιόμορφη. Το χειμώνα π.χ. το μέγιστο της θέρμανσης συμβαίνει: στην ανώτερη Τροπόςφαιρα, σε ότι αφορά τα τροπικά γεωγ. πλάτη και στην κατώτερη Τροπόςφαιρα σε ότι αφορά τα μεγάλα γεωγ. πλάτη.

Υπάρχει γενικώς αβεβαιότητα ή σοβαρή επιφύλαξη για τη θεωρία που λέγει ότι για την παρατηρούμενη στις μέρες μας αύξηση της μέσης θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας ευθύνεται αποκλειστικά και μόνο το φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Τα ακραία π.χ. καιρικά φαινόμενα, όπως οι συχνές καύσωνες σένα τόπο, είναι αποτέλεσμα κυρίως της τοπικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και λιγότερο του φαινομένου αυτού.

Θεωρητικά είναι εξάλλου γνωστό (Θερμοδυναμική Εξίσωση (1)) ότι η στιγμιαία ή η συνεχής μεταβολή της θερμοκρασίας σένα τόπο είναι συνάρτηση της δράσης τριών παραγόντων:

$$\text{Ισχύει:} \quad \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c} \cdot \frac{dq}{dt} - (\vec{V} \cdot \nabla T)_0 - (\vec{V} \cdot \nabla T)_k \quad (1)$$

Ο πρώτος όρος της εξίσωσης (1) εκφράζει το ρυθμό της μεταβολής της θερμοκρασίας σ' έναν τόπο λόγω "διαβατικής" θέρμανσης ή ψύξης (θερμοκηπικός όρος). Ο δεύτερος όρος εκφράζει το ρυθμό αυτόν λόγω οριζόντιας "μεταφοράς της θερμοκρασίας". Συνδέεται άμεσα με την οριζόντια μεταφορά αερίων μαζών στον τόπο αυτόν από διάφορες διευθύνσεις. Ο τρίτος όρος εκφράζει το ρυθμό μεταβολής της θερμοκρασίας λόγω "αδιαβατικής" θέρμανσης ή ψύξης. Συνδέεται άμεσα με τις κατακόρυφες (ανοδικές και καθοδικές) κινήσεις του αέρα υπεράνω του συγκεκριμένου αυτού τόπου.

Σε πλανητική κλίμακα κρίνεται ότι το αλγεβρικό άθροισμα του δευτέρου και τρίτου όρου είναι μηδέν περίπου.

Έτσι σε πλανητική μόνο κλίμακα μπορούμε να λέμε ότι η μεταβολή της μέσης θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας είναι μονοσήμαντη συνάρτηση του

παράγοντα της "διαβατικής" θέρμανσης ή ψύξης και κατ' επέκταση μονοσήμαντη συνάρτηση της συγκέντρωσης των θερμοκηπικών αερίων.

Τέλος πρέπει να αναφερθεί επίσης ότι σε σφαιρική θεώρηση του όλου προβλήματος πρέπει να λαμβάνονται υπόψη και τα γνωστά Αστρονομικά αίτια όπως: η εκκεντρότητα της τροχιάς της γής, η αλλαγή στη γων. που σχηματίζει το επίπεδο του Ισημερινού της γής με την εκλειπτική τροχιά και η αλλαγή στο χρόνο των "ισημεριών".

### **1.5. Κατακόρυφη διαίρεση της ατμόσφαιρας με βάση την μεταβολή της θερμοκρασίας**

Στο Σχ. 1.5.1 απεικονίζεται η κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος μέχρι 110 Km μέσα στην ατμόσφαιρα.

Όπως παρατηρούμε με βάση αυτή την μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος, μπορούμε να διακρίνουμε στην ατμόσφαιρα τέσσερις χαρακτηριστικές περιοχές: Τη Τροπόσφαιρα, τη Στρατόσφαιρα, τη Μεσόσφαιρα και τη Θερμόσφαιρα.

Οι επιφάνειες διαχωρισμού των περιοχών αυτών, που στην πραγματικότητα είναι μεταβατικές ζώνες αρκετού πάχους είναι: η Τροπόπαυση, η Στρατόπαυση και η Μεσόπαυση.

#### **a) ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑ (Troposphere)**

Όπως παρατηρούμε (Σχ. 1.5.1) στην περιοχή αυτή της ατμόσφαιρας παρατηρείται, κατά κανόνα, συνεχής πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος.

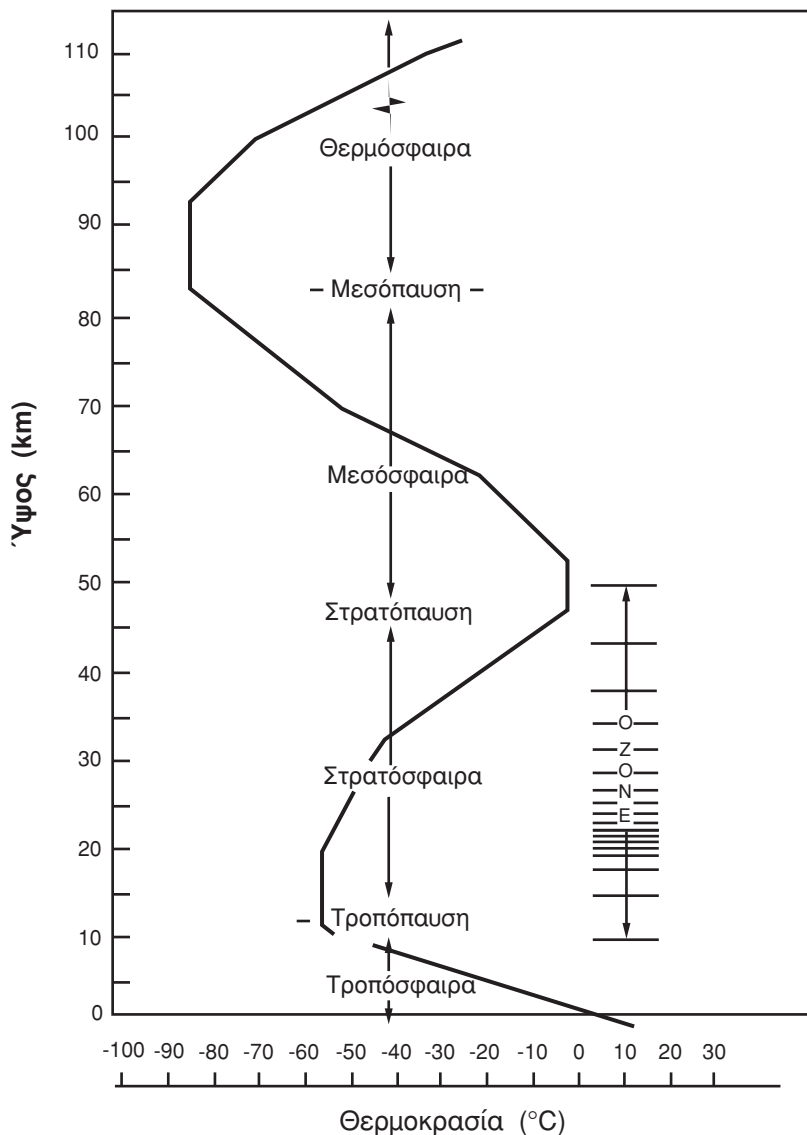
Εκτείνεται από το έδαφος μέχρι το ύψος των  $12 \pm 4$  Km. Η τροπόσφαιρα είναι γνωστή και σαν κατώτερη ατμόσφαιρα.

Περιλαμβάνει το 75% περίπου της μάζας όλης της ατμόσφαιρας και σχεδόν ολόκληρη την ποσότητα των υδρατμών. Είσι, από μετεωρολογική άποψη, η τροπόσφαιρα αποτελεί το σημαντικότερο τμήμα της ατμόσφαιρας του πλανήτη μας καθότι μέσα σ αυτήν δημιουργούνται όλες σχεδόν οι ατμοσφαιρικές διαταράξεις, οι αλλαγές του καιρού και το σύνολο σχεδόν των μετεωρολογικών φαινομένων.

Σημειώνεται ότι, η τροπόσφαιρα θερμαίνεται, κατά κύριο λόγο, από τη γήϊνη ακτινοβολία και έτσι εξηγείται, απλά, η ελάττωση της θερμοκρασίας με το ύψος μέσα σ' αυτήν.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον, για την Μετεωρολογία, παρουσιάζει το οριακό στρώμα της τροπόσφαιρας που την χωρίζει από την αμέσως υπερκείμενη στρατόσφαιρα δηλ. η **τροπόπαυση** (tropopause).

Όπως παρατηρούμε (Σχ. 1.5.1) μέσα στην τροπόπαυση δεν υπάρχει κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας. Η διερεύνηση του εκάστοτε ύψους της τροπόπαυσης πάνω από έναν τόπο, που γίνεται με τη διαδικασία της "ραδιοβόλησης", στηρίζεται ακριβώς σ αυτήν την ιδιότητά της.

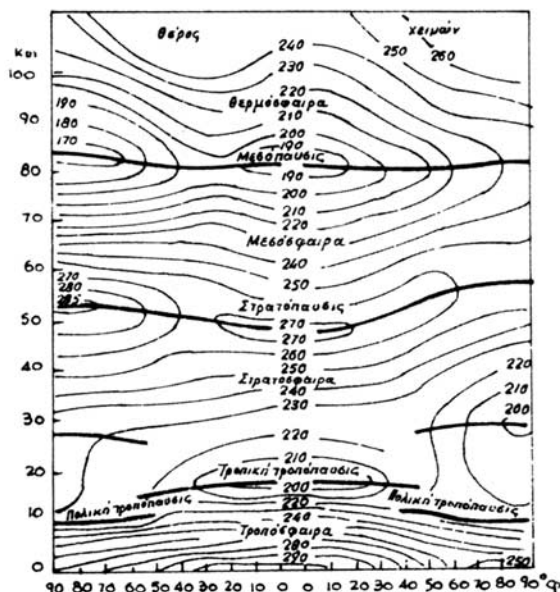


Σχ. 1.5.1 Η μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος, μέχρι 110 km.

Η τροπόπαυση δεν αποτελεί ούτε μια επιφάνεια συνεχή αλλά ούτε μια επιφάνεια που έχει παντού το ίδιο ύψος. Το ύψος της μεταβάλλεται κυρίως, με το γεωγρ. πλάτος. Λόγω των ασυνχειών που παρουσιάζει (Σχ. 1.5.2) διακρίνουμε την τροπική και πολική τροπόπαυση.

Η πολική τροπόπαυση ( ύψος 7–8 Km ) καλύπτει τα μεγάλα γεωγρ. πλάτη, από 40° έως 90° ενώ η τροπική (ύψος 14–16 Km) καλύπτει τα γεωγρ. πλάτη από 0° μέχρι 50°. Επομένως, παρατηρούμε (Σχ.1.5.2) ότι στα μέσα πλάτη υπάρχει κάποια επικάλυψη δηλ. μπορούμε να συναντούμε δυο τροποπαύσεις,

η μια πάνω από την άλλη, και σε μια κατακόρυφη απόσταση 2,5 έως 5 Km. Έχει παρατηρηθεί ότι στο μεταξύ των δύο αυτών τροπόπαύσεων διάστημα υπάρχει ένα πολύ ισχυρό ρεύμα ανέμου, ο γνωστός τροπικός αεροχειμάρρος.



Σχ. 1.5.2 Η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας του αέρα (°K) (κατά Λ. Καραπιπέρη, 1967).

Τα παραπάνω ύψη της τροπόπαυσης αποτελούν μέσες τιμές.

Παρατηρούνται, πράγματι, διακυμάνσεις που οφείλονται βασικά τόσο στις εποχές όσο και στα επικρατούντα εκάστοτε βαρομετρικά συστήματα.

Οι τιμές της θερμοκρασίας του αέρα στην τροπόπαυση κυμαίνονται από  $-55^{\circ}\text{C}$  –  $80^{\circ}\text{C}$ .

Προφανώς (Σχ. 1.5.2) η τροπική τροπόπαυση είναι ψυχρότερη από την πολική.

### β) ΣΤΡΑΤΟΣΦΑΙΡΑ (Stratosphere)

Η Στρατόσφαιρα, ως ατμοσφαιρικό στρώμα, βρίσκεται πάνω από την τροπόσφαιρα και εκτείνεται μέχρι το ύψος των 50 Km περίπου (Σχ. 1.5.1). Η θερμοκρασία του αέρα, από την τροπόπαυση και μέχρι το ύψος των 20 Km περίπου, δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή με το ύψος, ενώ μετά αυξάνει συνέχεια μέχρι την στρατόπαυση όπου η θερμοκρασία φθάνει την τιμή των  $0^{\circ}\text{C}$  περίπου. Η αύξηση αυτή της θερμοκρασίας του αέρα οφείλεται ουσιαστικά στην απορρόφηση μεγάλου μέρους της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας από το όζον του οποίου η συγκέντρωση είναι σημαντική στο ατμοσφαιρικό στρώμα που επεκτείνεται από το ύψος των 15 Km μέχρι τα 40 Km (Οζονόσφαιρα).



Συνήθως, το τμήμα της στρατόσφαιρας μέχρι το ύψος των 35 Km ονομάζεται “κατώτερη στρατόσφαιρα” ενώ το υπόλοιπο τμήμα της ονομάζεται, κατά συνέπεια, “ανώτερη στρατόσφαιρα”.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα της κατώτερης στρατόσφαιρας είναι η μεγάλη ξηρασία. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι χαμηλές θερμοκρασίες ( $-40^{\circ}$ ,  $-50^{\circ}\text{C}$ ) του στρώματος αυτού δεν επιτρέπουν την παρουσία υδρατμών σε σημαντικές ποσότητες.

Η στρατόσφαιρα σε σύγκριση με την τροπόσφαιρα, θεωρείται πολύ πιο ευσταθής. Το γεγονός όμως αυτό δεν σημαίνει ότι η στρατοσφαιρική περιοχή είναι ήρεμη. Αντίθετα, το χειμώνα και την άνοιξη σε πολλές περιπτώσεις, κυρίως στα μεγάλα γεωγρ.πλάτη, εκδηλώνονται σημαντικές αλλαγές στην κυκλοφορία μέσα στην στρατόσφαιρα.

**Η στρατόπαυση**, που είναι η διαχωριστική μεταβατική ζώνη ανάμεσα στην στρατόσφαιρα και στο αμέσως υπερκείμενο ατμοσφαιρικό στρώμα, από θερμοκρασιακή άποψη χαρακτηρίζεται ως σχεδόν ισοθερμική (Σχ. 1.5.1). Η τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης στην στρατόπαυση είναι 1mb περίπου. Αν λάβουμε υπόψη ότι, η μέση τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της γης είναι 1000 mb περίπου αυτό δηλώνει έμμεσα ότι πράγματι το 99% της όλης ατμοσφαιρικής μάζας βρίσκεται μέσα στα δύο αυτά ατμοσφαιρικά στρώματα, δηλ. την τροπόσφαιρα και την στρατόσφαιρα.

#### γ) ΜΕΣΟΣΦΑΙΡΑ (*Mesosphere*)

Όπως παρατηρούμε (Σχ. 1.5.1) η μεσόσφαιρα εκτείνεται από την στρατόπαυση μέχρι το ύψος των 80 Km περίπου. Χαρακτηρίζεται από σημαντική πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος.

**Η μεσόπαυση** το ανώτατο δηλ. όριο της μεσόσφαιρας είναι η πιο ψυχρή περιοχή της ατμόσφαιρας ( $-80^{\circ}\text{C}$ ). Η ελάττωση αυτή της θερμοκρασίας με το ύψος οφείλεται, εκτός των άλλων, και στην απουσία του όζοντος μέσα στην μεσόσφαιρα.

Η μεσόπαυση αποτελεί το ανώτερο περίπου όριο της “ομοιόσφαιρας”. Με τον όρο αυτό χαρακτηρίζουμε το στρώμα της ατμόσφαιρας όπου η χημική σύσταση του αέρα παραμένει σταθερή και μπορεί να παρομοιασθεί με ιδανικό αέριο μέσου μοριακού βάρους: 28,96. Στην περιοχή πάνω από την μεσόπαυση δεν ισχύει η παραπάνω συνθήκη και γι αυτό η περιοχή αυτή είναι γνωστή με τον όρο “**Ετερόσφαιρα**”.

#### δ) ΘΕΡΜΟΣΦΑΙΡΑ (*Thermosphere*)

Το στρώμα αυτό της ατμόσφαιρας εκτείνεται πάνω από την μεσόπαυση και μέχρι τα 400 Km περίπου. Εκτός από την σχεδόν ισόθερμη βάση της η θερμοκρασία του αέρα αυξάνει μονότονα με το ύψος και φθάνει στο ανώτατο όριο της περίπου στους  $700^{\circ}\text{C}$ , ή και περισσότερο, ανάλογα με την ηλιακή

δραστηριότητα. Η αύξηση αυτή της θερμοκρασίας μέσα στην θερμόσφαιρα οφείλεται, κυρίως, στην ενέργεια που εκλύεται από τις διάφορες εξώθερμες χημικές αντιδράσεις που συμβαίνουν μέσα σ'αυτή.

Η περιοχή της θερμόσφαιρας χαρακτηρίζεται από μεγάλη, σχετικά, συγκέντρωση ιόντων και γι αυτό είναι γνωστή και με το όνομα "Ιονόσφαιρα".

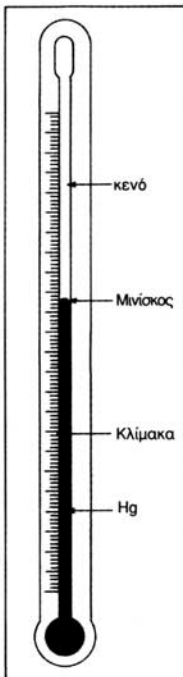
### 1.6. Μεταβολές διάφορων μετεωρολογικών παραμέτρων με το ύψος

Από μετεωρολογική άποψη, οι παράμετροι που ενδιαφέρουν ιδιαίτερα το πως μεταβάλλονται με το ύψος είναι:

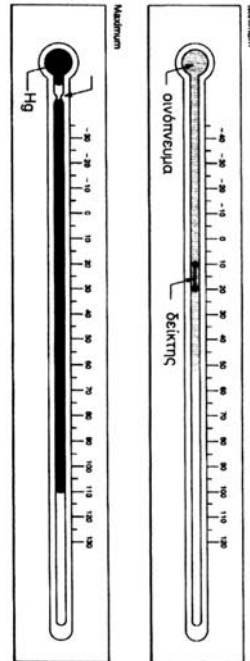
- α) Η θερμοκρασία του αέρα
- β) Η πυκνότητα του αέρα και
- γ) Η ατμοσφαιρική πίεση.

#### α) Μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος

Καταρχήν, η θερμοκρασία του αέρα μετριέται διεθνώς, υπό σκιά, με ειδικά υδραργυρικά θερμόμετρα (Σχήμα 1.6.1) και καταγράφεται με ειδικό αυτογραφικό όργανο τον θερμογράφο (Σχ. 1.6.2). Τα όργανα αυτά είναι πάντοτε

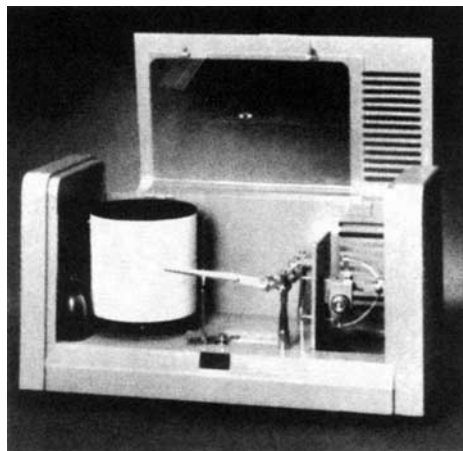


Σχ. 1.6.1 Υδραργυρικό θερμόμετρο.



Σχ. 1.6.1α Ακροβάθμια θερμόμετρα.

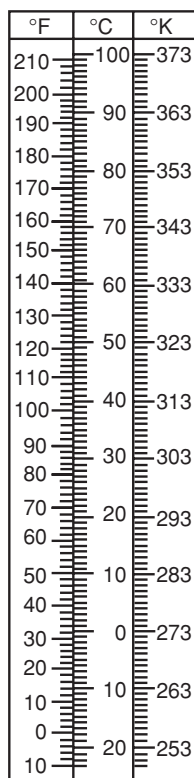
τοποθετημένα σε ύψος 1,5 m, πάνω από το έδαφος μέσα σε ειδική ξύλινη κατασκευή δηλ. τον μετεωρολογικό κλωβό (Σχ. 1.6.3) ο οποίος είναι θα λέγαμε, το “σήμα κατατεθέν” όλων των μετεωρολογικών σταθμών.



Σχ. 1.6.2 Ο θερμογράφος.



Σχ. 1.6.3 Ο μετεωρολογικός κλωβός.



Σχ. 1.6.4 Οι τρεις θερμομετρικές κλίμακες.

Για τη μέτρηση των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα χρησιμοποιούνται, διεθνώς, συνήθως, τρεις κλίμακες: **α)** Η κλίμακα Celsius ( C ) **β)** Η κλίμακα Fahrenheit ( F ) και **γ)** Η κλίμακα Kelvin ( K ).

Στο Σχ. 1.6.4 απεικονίζεται η αντιστοιχία μεταξύ των τριών αυτών κλιμάκων. Επίσης, ισχύουν οι σχέσεις:

$$K = 273 + C \quad \text{ή} \quad T = 273 + \Theta \quad \text{και}$$

$$F = (1,8 \times C) + 32 \quad \text{ή} \quad C = (F - 32)/1,8$$

Σε ό,τι αφορά την μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος ισχύουν τα εξής: Όπως προκύπτει από το Σχ. 1.5.1 η θερμοκρασία του αέρα, κατά μέσον όρο, μέσα στην τροπόσφαιρα ελαττώνεται με το ύψος ενώ αντίθετα στην υπερκείμενη στρατόσφαιρα αυξάνει για να συνεχίσει και πάλι να ελαττώνεται μέσα στην μεσόσφαιρα οπότε από την μεσόσφαιρα και πάνω, μέσα δηλ. στην θερμόσφαιρα αυξάνει και πάλι.

Πρέπει βέβαια, να σημειωθεί εδώ ότι με τα θερμόμετρα μπορούμε να μετρήσουμε τιμές θερμοκρασίας του αέρα μέχρι τα 60 Km περίπου: Από εκεί και πάνω λόγω της εξαιρετικής αραιότητας της ατμόσφαιρας δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν τα θερμόμετρα και έτσι οι τιμές θερμοκρασίας στις περιοχές αυτές είναι "κινητικής" φύσεως, προκύπτουν δηλ. έμμεσα. Είναι ενδεικτικές της μέσης κινητικής ενέργειας των σωματιδίων που υπάρχουν στις περιοχές αυτές.

Πάντως, όπως δείξαμε παραπάνω ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος είναι, μέσα στην ατμόσφαιρα και θετικός και αρνητικός. Για την εκτίμηση του ρυθμού αυτού της μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος χρησιμοποιείται, συνήθως, η παράμετρος ( $\gamma$ ) της "κατακόρυφης θερμοβαθμίδας" (vertical lapse rate). Αυτή ορίζεται ως μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα ( $\Theta$ ) ανά μονάδα ύψους ( $Z$ ):

$$\gamma = \frac{\partial \Theta}{\partial z} \quad 1.6.1$$

Για την τροπόσφαιρα ισχύει:

$$\gamma = -\frac{\partial \Theta}{\partial z} = -0,6^\circ \text{C}/100 \text{ m} \quad 1.6.2$$

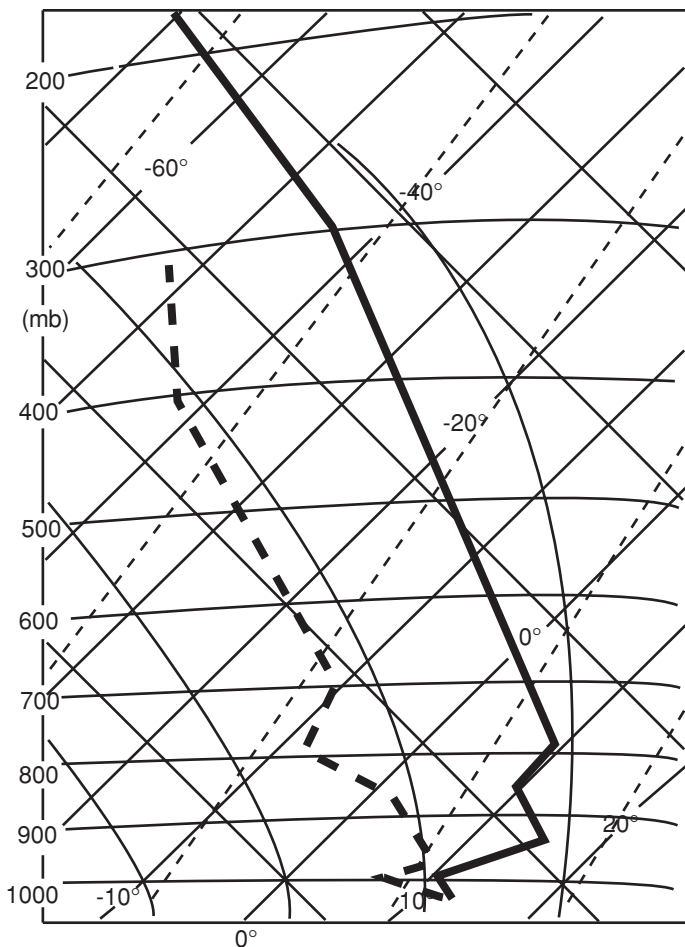
$$\text{ή} \quad \gamma = -6^\circ \text{C}/1 \text{ km}$$

Το  $-$  δηλώνει την ελάττωση της θερμοκρασίας με το ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα.

Σημειώνεται, ότι στα παρεδάφια στρώματα της ατμόσφαιρας (πάχος μερικών εκατοστών) έχουμε, συνήθως, θερμοβαθμίδες με πολύ μεγάλες τιμές:

$$\gamma = -1,8 \text{ }^\circ\text{C}/10\text{cm}$$

Όμως και μέσα στην τροπόσφαιρα είναι σύννηδες το φαινόμενο της εμφάνισης δετικών θερμοβαθμίδων δηλ. περιοχών όπου η θερμοκρασία αυξάνει με το ύψος. Οι περιοχές αυτές της τροπόσφαιρας ονομάζονται περιοχές “θερμοκρασιακής αναστροφής” (temperature inversion) ή απλά “αναστροφής” και εμφανίζονται κυρίως, στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας κάτω από ειδικές καιρικές συνθήκες. Το πάχος (d) του ατμοσφαιρικού στρώματος μέσα στο οποίο εμφανίζεται η αναστροφή λέγεται “βάθος” της αναστροφής. Το ύψος της βάσης του στρώματος αυτού χαρακτηρίζει το ύψος της αναστροφής, ενώ η ποσότητα ( $\Delta\theta/d$ ) προσδιορίζει το μέγεθος της αναστροφής.



Σχ. 1.6.5 Μια τυπική περίπτωση θερμοκρασιακής αναστροφής στο ατμοσφαιρικό στρώμα 1000/800 mb.

Στο Σχ. 1.6.5 απεικονίζεται μια τυπική περίπτωση θερμοκρασιακής αναστροφής στο ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ 1000 και 800 mb. Το πάχος των θερμοκρασιακών αναστροφών γενικά, δεν είναι μεγάλο. Είναι σήμερα, δεκτό

ότι τα στρώματα αναστροφής της θερμοκρασίας είναι, από δυναμική άποψη πάρα πολύ ευσταδή και εμποδίζουν τις ανοδικές κινήσεις ή με άλλα λόγια τον εξαερισμό των κατωτέρων στρωμάτων της ατμοσφαιρας.

Δημιουργούν έτσι έναν πωματισμό θα λέγαμε, ο οποίος σχεδόν πάντοτε είναι υπεύθυνος για την παρατηρούμενη ρύπανση των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας.

Με την προϋπόθεση ότι η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα ( $\gamma$ ) μέσα στην τροπόσφαιρα διατηρεί σταθερή τιμή η σχέση 1.6.2 μετά από σχετική ολοκλήρωση δίνει:

$$\Theta = \Theta_0 - \gamma (Z - Z_0) \tag{1.6.3}$$

Οπου  $\Theta$  και  $\Theta_0$  είναι η θερμοκρασία του αέρα στα ύψη  $Z$  και  $Z_0$  αντίστοιχα. Είναι προφανές, ότι με βάση τη σχέση αυτή μπορούμε να βρούμε την τιμή της θερμοκρασίας του αέρα στο ύψος  $Z$  όταν είναι γνωστή η αντίστοιχη τιμή της θερμοκρασίας στο ύψος  $Z_0$  μια και για το  $\gamma$  ισχύει:

$$\gamma = 0,6 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m.}$$

**β) Η μεταβολή της πυκνότητας του αέρα με το ύψος**

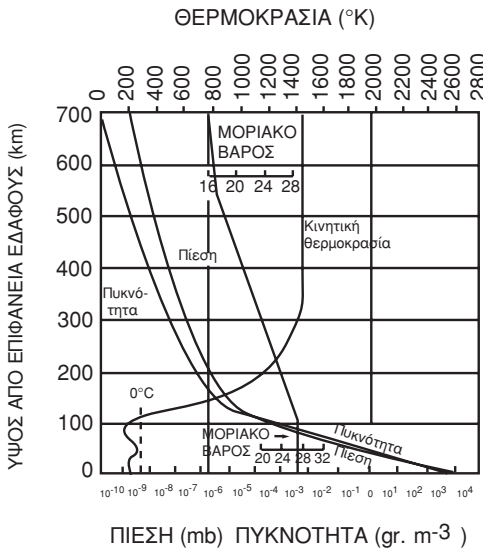
Στο Σχ. 1.6.6 απεικονίζεται και η μεταβολή της πυκνότητας του αέρα με το ύψος. Για το μαθηματικό πρότυπο του γραφήματος αυτού ισχύει:

Η καταστατική εξίσωση των ιδανικών αερίων ( $PV = \frac{m}{MB} RT$ ) για την περίπτωση του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα έχει την μορφή ;(βλέπε Κεφ. 3.)

$$P = \rho R_a T \tag{1.6.4}$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του αέρα και  $R_a$  η ειδική σταθερά του αέρα με τιμή:

$$R_a = 287,05 \text{ Jule.kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$



Σχ. 1.6.6 Μεταβολή με το ύψος της πίεσης, της πυκνότητας και του μοριακού βάρους (COESA S.A., 1962).

Δεχόμενοι επίσης, ότι μέσα στην ατμόσφαιρα υπάρχει "υδροστατική ισορροπία", για την μεταβολή της πίεσης  $P$  με το ύψος  $Z$  ισχύει:

$$dp = -\rho g dz \quad (\text{Υδροστατική εξίσωση}) \quad 1.6.5$$

Η 1.6.4 γράφεται επίσης:

$$dp = R_a \rho dT + R_a T d\rho \quad \text{ή με βάση την 1.6.5 έχουμε:}$$

$$-\rho g dz = R_a \rho dT + R_a T d\rho \quad \text{ή}$$

$$-gdz = R_a dT + R_a T d\rho / \rho \quad \text{ή}$$

$$\frac{d\rho}{\rho} = -\frac{g}{R_a T} dz - \frac{dT}{T} \quad \text{ή}$$

$$d(\ln\rho) = -\frac{g}{R_a T} dz - d(\ln T)$$

Θεωρώντας ένα ισόθερμο στρώμα και θέτοντας  $T = \bar{T}$  =σταθ. έχουμε

$$d(\ln\rho) = -g/R_a \bar{T} dz \quad \text{γιατί } d(\ln T) = 0 \text{ και ολοκληρώνοντας από ύψος}$$

Ο μέχρι ύψος  $Z$  με αντίστοιχες τιμές πυκνότητας  $\rho_0$  και  $\rho$  έχουμε:

$$\int_{\rho_0}^{\rho} d(\ln\rho) = -\frac{g}{R_a \bar{T}} \int_0^z dz \quad \text{ή}$$

$$\ln \frac{\rho_z}{\rho_0} = -\frac{g}{R_a \bar{T}} z \quad \text{και}$$

$$\rho_z = \rho_0 \exp\left(-\frac{g}{R_a \bar{T}} z\right) \quad 1.6.6$$

Από την 1.6.6 προκύπτει ότι για μια ισόθερμη ατμόσφαιρα η πυκνότητα του αέρα ελαττώνεται εκθετικά με το ύψος.

Επειδή για την τροπόσφαιρα ισχύει  $\bar{T} = 250^\circ \text{K}$  η 1.6.6 μπορεί να γραφεί:

$$\rho_z = \rho_0 \times 10^{-(z/17)} \quad 1.6.7$$

που σημαίνει ότι η πυκνότητα του αέρα στην τροπόσφαιρα ελαττώνεται κατά έναν παράγοντα του 10 για κάθε 17 Km ύψους περίπου.

### **γ) Μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος:**

Η ατμοσφαιρική πίεση είναι βασική μετεωρολογική παράμετρος.

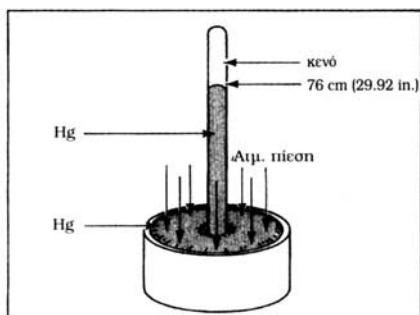
Για τη μέτρηση των τιμών της ατμοσφαιρικής πίεσης χρησιμοποιούνται συνήθως, τα υδραργυρικά βαρόμετρα (Σχ. 1.6.7) ενώ για την καταγραφή των τιμών αυτών χρησιμοποιούνται οι μεταλλικοί βαρογράφοι (Σχ. 1.6.8).

Σε ότι αφορά τις μονάδες μέτρησης, στο σύστημα SI χρησιμοποιείται το  $\text{N/m}^2$  (Pascal ή απλά Pa).

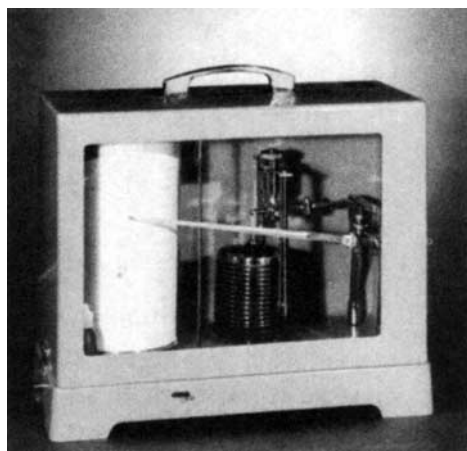
$$1\text{Pa} = 1\text{N/m}^2$$

Όμως στην πράξη, στην Μετεωρολογία, χρησιμοποιείται πολύ η μονάδα mb. Ισχύει:

$$1\text{mb} = 1/1000 \text{ bar} = 100\text{N/m}^2 = 100\text{Pa} = 1\text{hPa} \text{ (χεκτοπασχάλ)}$$



Σχ. 1.6.7 Ένα απλό βαρόμετρο.



Σχ. 1.6.8 Μεταλλικός βαρογράφος.

Άλλες μονάδες είναι η Ατμόσφαιρα (At) και το mmHg. Ισχύει:

$$1\text{At} = 760 \text{ mmHg} = 1013,25 \text{ mb, ακόμη}$$

$$1\text{mmHg} = 1,333 \text{ mb} \quad \text{ή} \quad 1\text{mb} = 0,750 \text{ mmHg}$$

Οι μετρήσεις δείχνουν ότι η ατμ. πίεση ελαττώνεται με το ύψος. Στο Σχ. 1.6.6 απεικονίζεται ο ρυθμός αυτής της ελάττωσης. Για το μαθηματικό πρότυπο του γραφήματος αυτού ισχύει:

Θεωρώντας το σύστημα των βασικών, ως άνω, εξισώσεων: 1.6.4 και 1.6.5 με τη διαίρεση κατά μέλη έχουμε:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_a T} dz \quad \text{ή} \quad d(\ln P) = -\frac{\bar{g}}{R_a T} dz \quad 1.6.8$$

Ολοκληρώνοντας την 1.6.8 από το ύψος (0) μέχρι Z και θεωρώντας αντί του T το  $\bar{T}$  του ατμοσφαιρικού αυτού στρώματος ύψους Z και με την παραδοχή βέβαια, ότι τα g και  $R_a$  είναι σταθερά έχουμε:

$$\int_{P_0}^{P_z} d(\ln p) = -\frac{\bar{g}}{R_a \bar{T}} \int_0^z dz \quad 1.6.9$$

$$\text{και} \quad \boxed{P_z = P_0 \exp\left(-\frac{\bar{g}}{R_a \bar{T}} z\right)} \quad 1.6.10$$

Όπου:

$P_0$ : η πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας.

Από την 1.6.9 προκύπτει ότι η ατμ. πίεση ελαττώνεται εκθετικά με το ύψος σε μια βέβαια, ισόθερμη ατμόσφαιρα ( $\bar{T}$  = σταθ.).



Για την τροπόσφαιρα όπου  $\bar{T} = 250 \text{ }^\circ\text{K}$  η 1.6.10 παίρνει τη μορφή:

$$P_z = P_0 \times 10^{-z/17} \quad 1.6.11$$

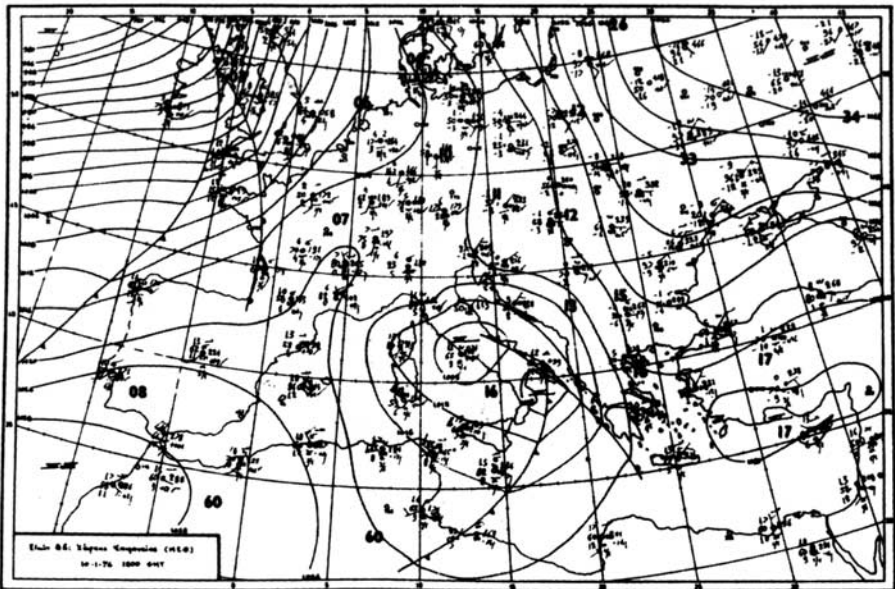
Δηλ. στην τροπόσφαιρα η ατμ. πίεση, κατά κανόνα, ελαττώνεται κατά έναν παράγοντα του 10 για κάθε 17 Km ύψους περίπου. Με βάση τη σχέση 1.6.11 μπορεί να γίνει αναγωγή των τιμών  $P_z$  στις αντίστοιχες τιμές της Μέσης Στάθμης Θάλασσας (Μ.Σ.Θ) (Mean Sea Level) (MSL), δηλ.  $P_0 = P_z \times 10^{z/17}$ .

### 1.7. Ισοβαρής καμπύλη - Χάρτες καιρού

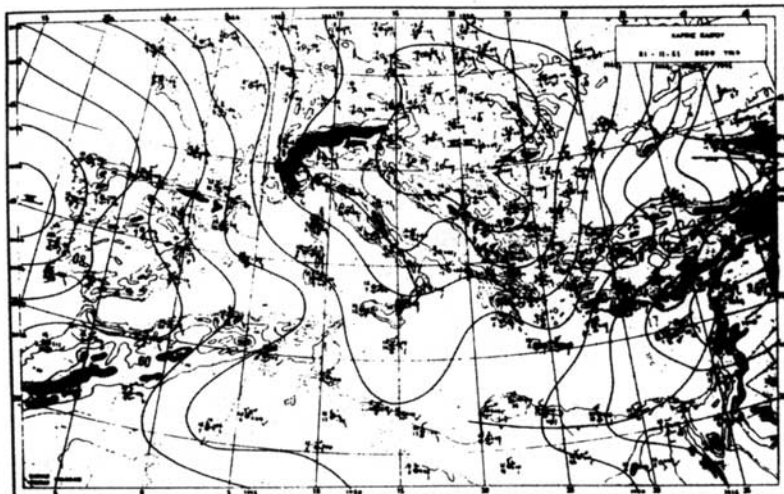
Όταν κάποια χρονική στιγμή ενώσουμε, πάνω σε έναν γεωγραφικό χάρτη, όλα τα σημεία που έχουν την ίδια τιμή ατμοσφαιρικής πίεσης, παίρνουμε τότε μια καμπύλη γραμμής που λέγεται: **Ισοβαρής καμπύλη** (Isobaric line). Είναι προφανές, ότι οι ισοβαρείς καμπύλες πάνω στον χάρτη δεν θα τέμνονται και δεν θα συμπίπτουν.

Ο χάρτης που προκύπτει έτσι λέγεται: "Χάρτης των Ισοβαρών Καμπύλων" ή απλά "**Χάρτης Καιρού**". Οι τιμές των ισοβαρών είναι πάντα ανηγμένες στη Μ.Σ.Θ. Οι χάρτες καιρού είναι ένα από τα βασικότερα στοιχεία που χρησιμοποιούνται στη διαδικασία της πρόγνωσης του καιρού.

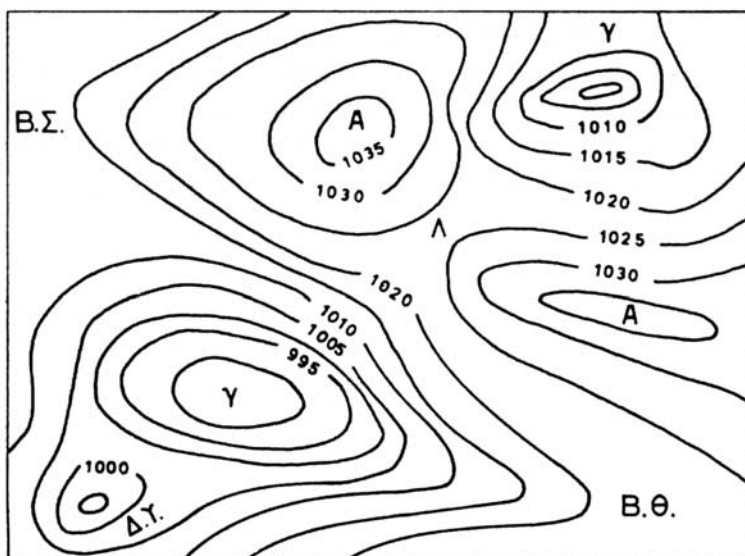
Στα Σχ. 1.7.1 και 1.7.2 παρουσιάζονται δύο τυπικά παραδείγματα χαρτών καιρού επιφάνειας όπως ακριβώς, συνιάσσονται και δημοσιεύονται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (Ε.Μ.Υ) της χώρας μας.



Σχ. 1.7.1 Ένα τυπικό παράδειγμα χάρτη καιρού επιφάνειας.



Σχ. 1.7.2 Ένα τυπικό παράδειγμα χάρτη καιρού επιφάνειας.



A: Αντικυκλώνας

Υ: Υψωση

Λ: Βαρομετρικός λαίμος

B.Σ.: Βαρομετρική σφήνα

B.Θ.: Βαρομετρικός θύλακας

Δ.Υ.: Δευτερεύουσα ύψωση

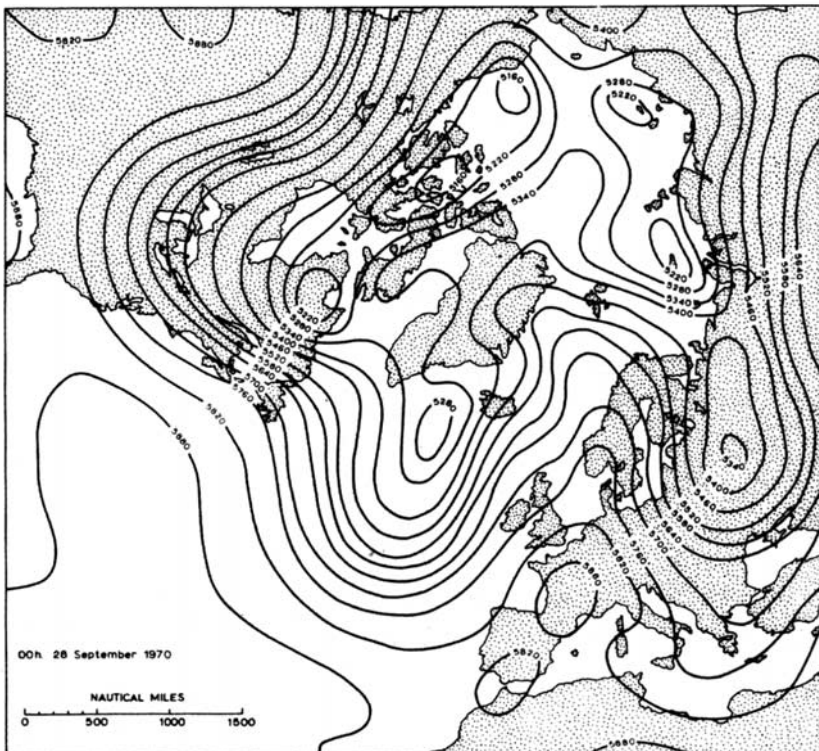
Σχ. 1.7.3 Μορφές ισοβαρών καμπύλων.

Οι ισοβαρείς καμπύλες παρουσιάζουν, πάνω στους χάρτες καιρού επιφάνειας, διάφορες μορφές ανάλογα με τον τρόπο κατανομής της ατμ. πίεσης. Οι περισσότερο γνωστές μορφές είναι αυτές που απεικονίζονται στο Σχ. 1.7.3. Πιο συγκεκριμένα:

- 1) η εικόνα – μορφή των ισοβαρών λέγεται “Υφεση” ή “Βαρομετρικό Χαμηλό” (Depression ή Low) όταν οι ισοβαρείς καμπύλες είναι κατά κύριο λόγο, κλειστές και η τιμή της ατμ. πίεσης, που υποδηλώνουν, ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο.
- 2) Όταν συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο τότε η εικόνα των ισοβαρών καμπύλων λέγεται: “Αντικυκλώνας ή Βαρομετρικό Υψηλό” (Anticyclone ή High).
- 3) “Έξαρση υψηλών πιέσεων” (Ridge) λέγεται η μορφή των ισοβαρών που έχει την έννοια της αντικυκλωνικής προεξοχής σε σχήμα του γράμματος Λ περίπου.
- 4) “Αυλώνας χαμηλών πιέσεων” (Trough) λέγεται η μορφή των ισοβαρών που έχει την έννοια της υφειακής προεξοχής σε σχήμα του γράμματος V περίπου.

### 1.8. Ισοβαρικές επιφάνειες (Isobaric surfaces)

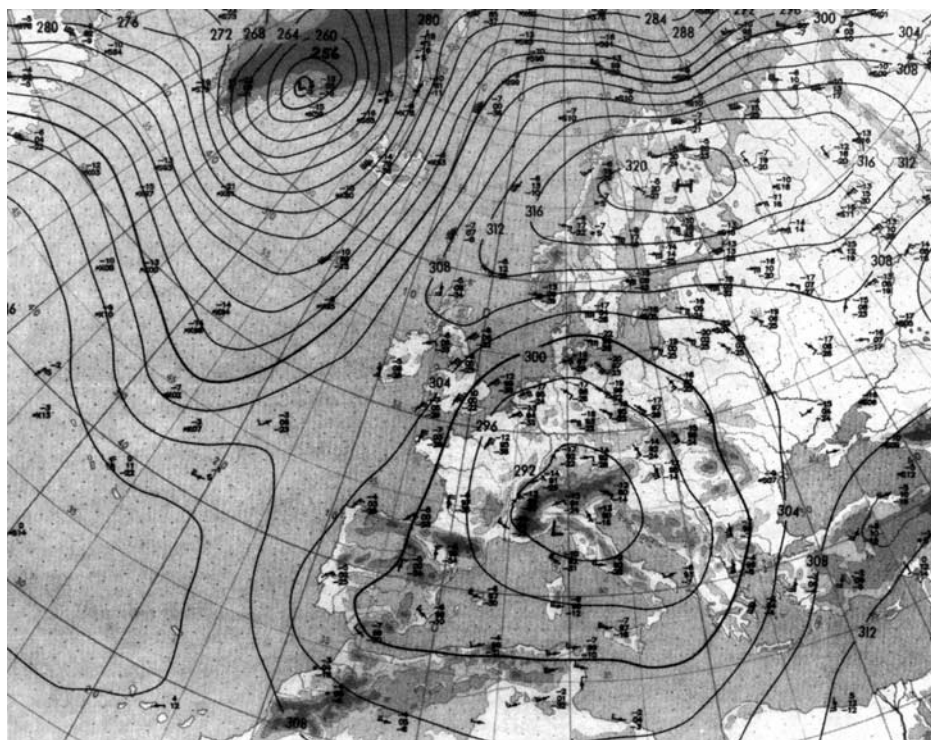
Ο γεωμετρικός τόπος των σημείων, στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, που κάποια χρονική στιγμή έχουν την ίδια τιμή ατμ. πίεσης είναι επιφάνεια που ονομάζεται γενικά, ισοβαρική επιφάνεια. Τα σημεία βέβαια, αυτά βρίσκονται συνήθως, πάνω από μια εκτεταμένη γεωγρ. περιοχή σε διαφορετικά ύψη.



Σχ. 1.8.1 Χάρτης καιρού ισοβαρικής επιφάνειας των 500 mb. Οι ισοψείς καμπύλες είναι χαραγμένες ανά 60 m.

Ετσι, οι ισοβαρικές επιφάνειες έχουν γενικά, πολύπλοκες μορφές. Οι σημαντικότερες ισοβαρικές επιφάνειες, στις οποίες γίνεται συνήθως, αναφορά προκειμένου να μελετήσουμε τη δομή της ατμόσφαιρας με το ύψος και τις κινήσεις μέσα σε αυτήν, είναι οι ακόλουθες:

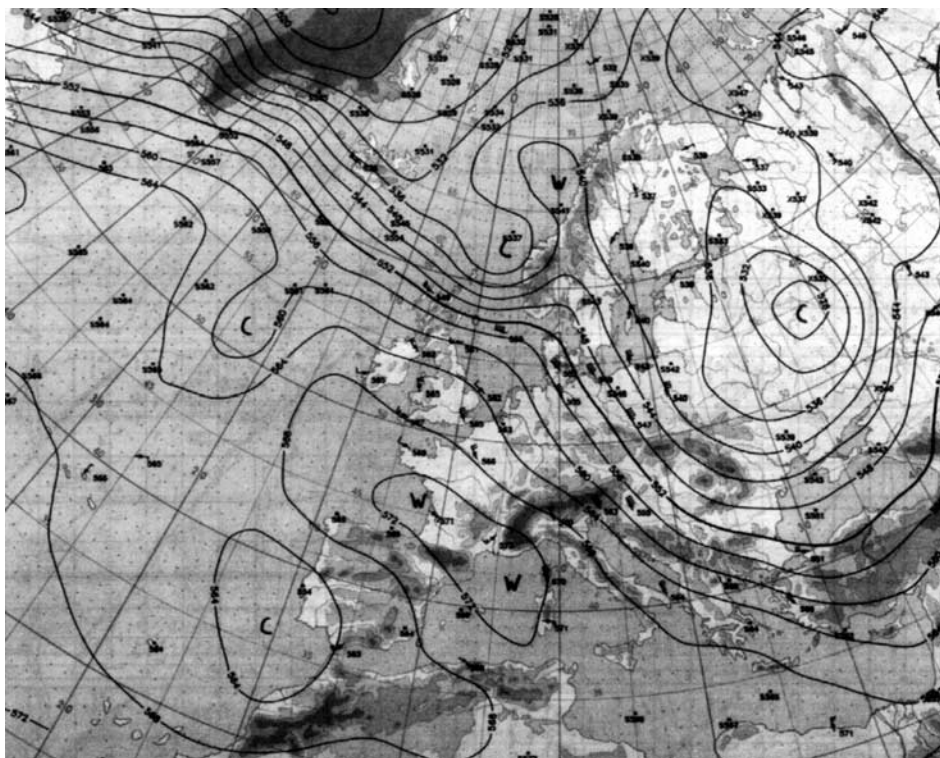
Ισοβαρική επιφάνεια (mb)	Μέσο ύψος (m)
1000	111
850	1450
700	3000
500	5550
400	7200
300	9200
200	11800
100	16200
50	20500



Σχ. 1.8.2 Χάρτης καιρού ισοβαρικής επιφάνειας των 700 mb. Οι ισοψείς είναι χαραγμένες ανά 4 δεκάμετρα.

Στα Σχ. 1.8.1. και 1.8.2 απεικονίζονται “Χάρτες Καιρού Ανώτερης Ατμόσφαιρας” που αναφέρονται σε ορισμένες “σημαντικές” ισοβαρικές επιφάνειες. Οι καμπύλες του χάρτη καιρού μιας ισοβαρικής επιφάνειας ή γενικότερα των

χαρτών καιρού της ανώτερης ατμόσφαιρας, ονομάζονται “**Ισουψείς**” γιατί ακριβώς περνούν από τόπους πάνω από τους οποίους η συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια (π.χ. 500 mb) έχει το ίδιο ύψος. Οι μορφές των ισουψών είναι αντίστοιχες με εκείνες των ισοβαρών. Επικρατούν κυρίως, οι μορφές: **ridge** και **trough**.



Σχ. 1.8.3 Χάρτης καιρού των ισοπαχών 500/1000 hPa.

Αποδεικνύεται ότι στα ύψη αυτά, μέσα σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια, ο άνεμος πνέει περίπου, κατά μήκος των ισουψών καμπύλων. Δηλ. οι ισουψείς καμπύλες είναι “**ρευματογραμμικές**”. Έτσι με τη θεώρηση των χαρτών αυτών του καιρού μπορούμε να ξέρουμε, με καλή εκτίμηση, το είδος γενικά, της κυκλοφορίας των αερίων μαζών σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα. Αξίζει να σημειωθεί, βέβαια, ότι το εκάστοτε είδος της κυκλοφορίας σ’ αυτές τις σημαντικές ισοβαρικές επιφάνειες συσχετίζεται με τον καιρό στην επιφάνεια ή όπως λέμε με τον καιρό στο επίπεδο της στάθμης της θάλασσας.

Έτσι είναι προφανές, ότι οι χάρτες αυτοί, μαζί με τους χάρτες καιρού επιφάνειας, αποτελούν το βασικότερο ίσως εργαλείο για την ερμηνεία του καιρού που επικρατεί σε μια ορισμένη γεωγρ. περιοχή. Στην περίπτωση βέβαια, που οι χάρτες αυτοί είναι “**προγνωστικοί**” τότε αποτελούν το βασικότερο εργαλείο για τη διαδικασία της πρόγνωσης του καιρού.

Η μελέτη γενικά, των χαρτών καιρού αποτελεί ειδικό γνωστικό αντικείμενο ενός κλάδου της Μετεωρολογίας που λέγεται **ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ**.

Είναι προφανές, ότι με τη θεώρηση των ισοβαρικών γενικά, επιφανειών εισάγουμε έναν άλλο τρόπο διαίρεσης της Ατμόσφαιρας καθ' ύψος και στη συνέχεια μελέτης της ατμοσφαιρικής δομής.

### 1.9. Υψομετρική διαφορά δύο ισοβαρικών επιφανειών

Αν  $Z_1, Z_2$  και  $P_1, P_2$  είναι τα ύψη και οι πιέσεις αντίστοιχα δύο ισοβαρικών επιφανειών, τότε η σχέση 1.6.9 της προηγούμενης παραγράφου μπορεί να γραφεί:

$$\int_{P_1}^{P_2} d(\ln p) = -\frac{\bar{g}}{R_a \bar{T}} \int_{z_1}^{z_2} dz$$

$$(z_2 - z_1) = \Delta z = \frac{R_a \bar{T}}{\bar{g}} \ln \frac{P_1}{P_2} \quad 1.9.1$$

Η σχέση 1.9.1 δίνει την υψομετρική διαφορά ( $\Delta z$ ) δύο ισοβαρικών επιφανειών. Αν η πρώτη ισοβαρική επιφάνεια είναι αυτή της Μ.Σ.Θ με πίεση  $P_0$  η 1.9.1 γράφεται:

$$z = \frac{R_a \bar{T}}{\bar{g}} \ln \frac{P_0}{P} \quad \text{ή}$$

$$z = 29,3 \bar{T} \ln \frac{P_0}{P} = 67,4 \bar{T} \log \frac{P_0}{P} \quad 1.9.2$$

Προφανώς η 1.9.2 είναι μια “**υψομετρική εξίσωση**” καθότι δίνει το ύψος  $Z$  μιας ισοβαρικής επιφάνειας, πίεσης  $P$ , όταν είναι γνωστά τα:  $P_0$  και  $\bar{T}$

Οι σχέσεις 1.9.1 και 1.9.2 δείχνουν ότι δύο ισοβαρικές επιφάνειες θα απέχουν τόσο περισσότερο όσο η θερμοκρασία ( $\bar{T}$ ) του στρώματος μεταξύ τους αυξάνει.

Αν τώρα ενώσουμε, πάνω σ' έναν γεωγραφικό χάρτη, όλα τα σημεία πάνω από τα οποία το πάχος του στρώματος ( $\Delta z$ ) δύο συγκεκριμένων επιφανειών, είναι το ίδιο, τότε παίρνουμε γραμμές που ονομάζονται “**Ισοπαχείς καμπύλες**” (Thickness lines). Ο χάρτης που προκύπτει έτσι λέγεται “**Χάρτης των ισοπαχών**” και χρησιμοποιείται και αυτός κυρίως, για την πρόγνωση του καιρού. Στο Σχ. 1.8.3 δίνεται ένα τυπικό παράδειγμα χάρτη ισοπαχών.

Όπως προκύπτει από τη σχέση 1.9.1, μεταξύ των  $\Delta z$  και  $\bar{T}$  υπάρχει αναλογία, πράγμα που σημαίνει ότι οι ισοπαχείς καμπύλες παριστούν και τις μέσες ισόθερμες καμπύλες του μεταξύ των δύο ισοβαρικών επιφανειών ατμοσφαιρικού στρώματος.

### 1.10. Γεωδυναμικό και Γεωδυναμικό ύψος των ισοβαρικών επιφανειών

Από τη Φυσική είναι γνωστό ότι: το έργο ( $W$ ) που παράγεται κατά την ανύψωση της μονάδας μάζας ( $m=1$ ), μέσα στο πεδίο βαρύτητας της Γης, κατά το στοιχειώδες ύψος  $dz$  είναι:

$$dw = g dz \quad 1.10.1$$

Ολοκληρώνοντας την 1.10.1 από το ύψος (0) μέχρι  $z$  έχουμε:

$$G = \int_0^z g dz = \bar{g} z \quad 1.10.2$$

Η σχέση 1.10.2 δίνει το Δυναμικό του Πεδίου βαρύτητας της Γης, ή απλά το **Γεωδυναμικό (G)**, σε κάποιο σημείο μέσα στην ατμόσφαιρα, ύψους  $z$ .

Το Γεωδυναμικό (G) στη Μ.Σ.Θ ( $z = 0$ ) είναι προφανώς μηδέν. Διαιρώντας την σχέση 1.10.2 με τον “αδιάστατο” αριθμό 9,8 έχουμε:

$$H = \frac{G}{9,8} = \frac{\bar{g}}{9,8} z \quad 1.10.3$$

Η νέα αυτή παράμετρος  $H$  ονομάζεται στην Μετεωρολογία “**γεωδυναμικό ύψος**”. Προφανώς, το γεωδυναμικό ύψος ( $H$ ) και το γεωμετρικό ύψος ( $z$ ) έχουν διαφορετικές “διαστάσεις”. Μπορεί δηλ. να λέγονται “ύψη”, όμως το μεν  $H$  εκφράζει ενέργεια το δε  $z$  απλά μήκος. Μονάδα της νέας παραμέτρου  $H$  είναι το “**γεωδυναμικό μέτρο**”  $gpm$  (geopotential meter). Ισχύει:

$$1 gpm = 9,8 J/Kgr$$

Η αριθμητική αντιστοιχία των  $H$  και  $z$  εξαρτάται προφανώς (σχέση 1.10.3) από την τιμή της παραμέτρου ( $\bar{g}/9,8$ ). Αν π.χ θεωρήσουμε  $\bar{g} = 9,8m/sec^2$  τότε προκύπτει:  $1gpm \rightarrow 1m$ .

Συνεπώς, μέσα στην τροπόσφαιρα τουλάχιστον, είναι αληθές να λέμε  $1gpm$  αντιστοιχεί με  $1 m$  ή γενικότερα να θεωρούμε τα γεωδυναμικά ύψη και ως γεωμετρικά ύψη. Έτσι, σε αντιστοιχία η σχέση 1.9.2 μπορεί να γραφτεί και για το γεωδυναμικό ύψος ως εξής:

$$H = 29,3 T \ln \frac{P_0}{P} \quad 1.10.4$$

Ο γεωμετρικός τόπος των σημείων, στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, που κάποια στιγμή έχουν το ίδιο γεωδυναμικό είναι μια επιφάνεια που λέγεται “**ισογεωδυναμική επιφάνεια**”.

Επειδή σε κάθε κίνηση πάνω σε μια ισογεωδυναμική επιφάνεια ούτε παράγεται ούτε καταναλώνεται έργο [ $w = m(G_1 - G_2)$  καθότι  $G_1 = G_2$ , δηλ. με άλλα λόγια η κίνηση αυτή είναι ανεξάρτητη της βαρύτητας] στην Μετεωρολογία

γίνεται ευρεία χρήση των ισογεωδυναμικών επιφανειών. Πρέπει βέβαια, να σημειώσουμε ότι για ρευστά που βρίσκονται σε ισορροπία, πράγμα που ισχύει στην ατμόσφαιρα, οι ισογεωδυναμικές επιφάνειες συμπίπτουν με τις ισοβαρικές επιφάνειες. Και αυτό γιατί: Ας θεωρήσουμε τις σχέσεις:

$$H_1 = 29,3 \bar{T} \ln \frac{P_1}{P_0} \quad \text{και} \quad H_2 = 29,3 \bar{T} \ln \frac{P_2}{P_0}$$

Από τις σχέσεις αυτές, αν  $H_1 = H_2$  είναι προφανώς και  $P_1 = P_2$ . Έτσι λοιπόν, για την μελέτη των δυναμικών προβλημάτων στην ατμόσφαιρα, αντί να χρησιμοποιούμε τις ισογεωδυναμικές επιφάνειες μπορούμε να κάνουμε απλά χρήση των ισοβαρικών επιφανειών.

Βέβαια, στις ισοβαρικές επιφάνειες οι ισοϋψείς καμπύλες εκφράζονται συνήθως, και αυτό είναι το ορθότερο, σε  $gpm$  και όχι σε  $m$ , και αυτό γιατί: Σημεία, μέσα στην ατμόσφαιρα που κάποια στιγμή έχουν το ίδιο γεωδυναμικό ύψος, ανεξάρτητα με το γεωγ. πλάτος, βρίσκονται πάνω στην ίδια ισογεωδυναμική επιφάνεια, πράγμα το οποίο, κατά κάποιο τρόπο δεν ισχύει πάντοτε για τα σημεία που έχουν το ίδιο γεωμετρικό ύψος από την Μ.Σ.Θ.



# ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

## ΥΓΡΑΣΙΑ ΤΟΥ ΑΕΡΑ

### 2.1. Γενικά

Ο όρος υγρασία του αέρα αναφέρεται πάντοτε στην ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν κάποια στιγμή στην ατμόσφαιρα.

Η ατμόσφαιρα, στο κατώτερο ιδιαίτερα τμήμα της περιέχει υδρατμούς μεταβλητής ποσότητας, οι οποίοι προέρχονται, κατά κύριο λόγο από την εξάτμιση του νερού. Είναι γεγονός ότι σε μια ορισμένη θερμ/σία ο ατμοσφαιρικός αέρας μπορεί να συγκρατήσει ορισμένη ποσότητα υδρατμών, την οποία όταν ξεπεράσει, οι υπόλοιποι υδρατμοί συμπυκνώνονται.

Το οριακό αυτό ποσό των υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει ο αέρας είναι ορισμένο και εξαρτάται από την τιμή της θερμ/σίας του αέρα.

Όταν ο αέρας περιέχει αυτή την οριακή ποσότητα επεκράτησε να λέμε ότι ο αέρας είναι **“κορεσμένος”** σε υδρατμούς. Στην αντίθετη περίπτωση λέμε ότι ο αέρας είναι **“ακόρεστος”**.

Επίσης, χρησιμοποιείται ο όρος **“υγρός”** αέρας για να δηλώσει τον αέρα που περιέχει υδρατμούς. Ο όρος **“ξηρός”** αέρας χρησιμοποιείται όταν θεωρητικά, υπάρχει απουσία υδρατμών.

Την ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα, σε μια δεδομένη χρονική στιγμή, δηλ. την υγρασία, μπορούμε να την εκφράσουμε με μία από τις παρακάτω παραμέτρους οι οποίες για τον λόγο αυτό ονομάζονται Υγρομετρικές Παράμετροι.

### 2.2. Η τάση των υδρατμών (Vapour Pressure)

Ως γνωστόν ο όρος τάση των υδρατμών ( $e$ ) αναφέρεται στην “μερική” πίεση που ασκούν οι υδρατμοί μέσα στον αέρα. Όταν βέβαια οι υδρατμοί είναι “Κορεσμένοι” τότε την τάση αυτή την ονομάζουμε **“μέγιστη τάση ( $e_s$ )”**. Προφανώς οι  $e$  και  $e_s$  είναι υγρομετρικές παράμετροι γιατί οι τιμές τους εξαρτώνται από την ποσότητα των υδρατμών, δηλ. από το μέγεθος, γενικά, της υγρασίας.

Η τιμή της  $e_s$  είναι μονοσήμαντη συνάρτηση της θερμ/σίας  $e_s = f(T)$ .

Θεωρητική σχέση που αποδίδει αυτή τη συνάρτηση είναι η γνωστή εξί-

σωση των Clausius - Clapeyron:

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{L_v}{R_v} \cdot \frac{dT}{T^2} \quad 2.2.1$$

όπου:  $L_v$  η λανθάνουσα θερμότητα εξαερώσεως του νερού και  $R_v$  η “ειδική σταθερά των υδρατμών”.

Ολοκληρώνοντας τη σχέση 2.2.1 από την θερμότητα  $T = 273 \text{ }^\circ\text{K} = 0^\circ \text{C}$  στην  $T$  έχουμε:

$$e_s = e_{s0} \exp \left[ \frac{L_v}{R_v} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right] \quad 2.2.2$$

όπου  $e_{s0} = 6,11 \text{ mbs}$  είναι η μέγιστη τιμή των υδρατμών στους  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Είναι αλήθεια ότι η σχέση 2.2.2 αποδίδει την πραγματικότητα μόνον όταν οι δύο θερμότητες  $T_0$  και  $T$  δεν απέχουν πολύ μεταξύ τους. Στην αντίθετη περίπτωση τα αποτελέσματα από τη χρήση της σχέσης αυτής δεν είναι ικανοποιητικά. Εξ άλλου η  $L_v$  στις περιπτώσεις αυτές δεν μπορεί να θεωρηθεί σταθερά καθ' όσον εξαρτάται από την θερμότητα σύμφωνα με τη σχέση:

$$L_v = 595,9 - 0,556 (T - T_0) \quad 2.2.3$$

ενώ για την λανθάνουσα θερμότητα εξαχνώσεως  $L_{εξ}$  ισχύει αντίστοιχα:

$$L_{εξ} = 667 - 0,062 (T - T_0) \quad 2.2.4$$

Στις Μετεωρολογικές εφαρμογές η παραπάνω εξίσωση των Clausius - Clapeyron παρουσιάζει σημαντικές αποκλίσεις εξαιτίας των μετασπαδών καταστάσεων του νερού. Για να αντιμετωπισθεί το γεγονός αυτό έχουν προταθεί διάφοροι εμπειρικοί τύποι των οποίων τα αποτελέσματα για την Μετεωρολογική πρακτική είναι πολύ ικανοποιητικά.

Ένας από τους πολύ γνωστούς τέτοιους εμπειρικούς τύπους είναι αυτός των Magnus - Tetens:

$$e_s = e_{s0} \times 10^{\frac{\alpha\Theta}{\beta+\Theta}} \quad 2.2.5$$

όπου  $e_{s0} = 6,11 \text{ mb} = 4,55 \text{ mmHg}$

$\alpha = 7,5$  και  $\beta = 237,3 \text{ }^\circ\text{C}$  πάνω από το νερό (εξαέρωση)

$\alpha = 9,7$  “  $\beta = 265,5 \text{ }^\circ\text{C}$  πάνω από τον πάγο (εξάχνωση)

$\Theta$  η θερμότητα του αέρα σε  $^\circ\text{C}$

Είναι προφανές ότι με βάση τη σχέση 2.2.5 είναι δυνατός ο υπολογισμός της υγρομετρικής παραμέτρου  $e_s$  αρκεί να δίδεται η θερμότητα του αέρα.

Σε αντίθεση με την  $e_s$ , η  $e$  εξαρτάται και από την εκάστοτε τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης  $P$ . Για τον υπολογισμό της υγρομετρικής παραμέτρου  $e$  χρησιμοποιείται συνήθως η σχέση

$$e = e_{s(\Theta')} - \alpha P (\Theta - \Theta') \quad 2.2.6$$

όπου:  $P$  η ατμοσφαιρική πίεση

$\Theta$  η θερμότητα του ξηρού θερμομέτρου σε υγρόμετρο August

$\Theta'$  η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου σε υγρόμετρο August.

$e_{s(\Theta)}$  η μέγιστη τάση που αντιστοιχεί στη θερμότητα του υγρού θερμομέτρου  $\Theta'$ .

$\alpha$  0,00079 για  $\Theta > 0^\circ\text{C}$  και  $\alpha = 0.00069$  για  $\Theta < 0^\circ\text{C}$

Επομένως για τον υπολογισμό της παραμέτρου  $e$  αρκεί να έχουμε τις τιμές  $P$ ,  $\Theta$  και  $\Theta'$ .

### 2.3. Το Υγρόμετρο August

Το υγρόμετρο ή ψυχρότερο August είναι το απλούστερο αλλά ακριβέστερο όργανο μέτρησης της υγρασίας του αέρα και ειδικότερα της τάσης των ατμών  $e$ .

Όπως παρατηρούμε Σχ. 2.3.1 το υγρόμετρο αυτό αποτελείται από δύο ίδια θερμομέτρα με τη διαφορά ότι του ενός από αυτά η λεκάνη καλύπτεται από κατάλληλο ύφασμα το οποίο με ειδικό μηχανισμό υγρένεται συνεχώς έτσι ώστε μετά τη διαδικασία της εξάτμισης που σημαίνει ψύξη της λεκάνης, η θερμότητα του “υγρού” αυτού θερμομέτρου  $\Theta'$  να είναι μικρότερη εκείνης του διπλανού “ξηρού” θερμομέτρου δηλ. ισχύει:

$\Theta > \Theta'$  για ακόρεστο αέρα και

$\Theta = \Theta'$  “ κορεσμένο αέρα

Όσο αυξάνει η διαφορά  $\Theta - \Theta'$  τόσο η υγρασία ελαττώνεται και αντιστρόφως.

Τελικά στο χώρο της λεκάνης του υγρού θερμομέτρου δημιουργείται θερμοδυναμική ισορροπία έτσι ώστε να ισχύει η σχέση 2.2.6.

Για τη θερμότητα  $\Theta'$  ισχύει ο εξής ορισμός:

Θερμότητα του υγρού θερμομέτρου  $\Theta'$  (Wet-bulb temperature) ονομάζουμε τη θερμότητα που αποκτά ο αέρας, κάτω από σταθερή πίεση όταν μέσα σ' αυτόν γίνεται συνεχώς εξάτμιση νερού μέχρι να καταστεί κορεσμένος χωρίς ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον.



Σχ. 2.3.1 Το ψυχρόμετρο August μαζί με δύο ακροβάδια θερμομέτρα.

## 2.4. Θερμοκρασία του Σημείου Δρόσου (Dew - point temperature)

Θερμοκρασία σημείου δρόσου ή απλά “σημείο δρόσου”  $\Theta_d$  ονομάζουμε τη θερμότητα στην οποία πρέπει να ψυχθεί ο αέρας, κάτω από σταθερή πίεση, για να καταστεί κορεσμένος από υδρατμούς.

Είναι προφανές ότι στην περίπτωση αυτή δεν έχουμε αλλαγή της ποσότητας των υδρατμών και επομένως η τάση  $e$  των υδρατμών που υπάρχουν σε δεδομένη θερμότητα  $\Theta$  γίνεται ίση με την μέγιστη τάση  $e_s$  ( $\Theta_d$ ) των ίδιων υδρατμών στη θερμότητα του σημείου δρόσου  $\Theta_d$  δηλ. ισχύει  $e_{(\Theta)} = e_s(\Theta_d)$ .

Στην περίπτωση αυτή η σχέση των Magnus - Tetens γράφεται:

$$e_{(\Theta)} = e_s(\Theta_d) = 6,11 \times 10^{\frac{a\Theta_d}{b+\Theta_d}} \Rightarrow \Theta_d = \frac{237,3(\log e - \log 6,11)}{7,5 - (\log e - \log 6,11)}$$

από την οποία εύκολα μπορεί να γίνει ο υπολογισμός της  $\Theta_d$  όταν, φυσικά, είναι γνωστή η τάση των υδρατμών  $e_{(\Theta)}$ .

Αξίζει να σημειωθεί εδώ ότι ως υγρομετρική παράμετρος αναφέρεται συνήθως η διαφορά:  $(\Theta - \Theta_d)$ .

Όσο μικρή είναι αυτή η διαφορά, τόσο μεγαλύτερη είναι η υγρασία και αντιστρόφως.

## 2.5. Απόλυτη Υγρασία (Absolute Humidity)

Απόλυτη υγρασία του αέρα,  $\rho_v$ , ονομάζουμε το λόγο της μάζας των υδρατμών,  $m_v$ , προς τον όγκο  $V$ , του αέρα μέσα στον οποίο περιέχονται. Δηλ.

$$\rho_v = \frac{m_v}{V} \quad (\text{gr/m}^3)$$

Με άλλα λόγια, η απόλυτη υγρασία και η πυκνότητα των υδρατμών είναι έννοιες ταυτόσημες.

Εξάλλου, επειδή η τάση των υδρατμών  $e$  είναι ανάλογη της μάζας των υδρατμών, γι αυτό η απόλυτη υγρασία εκφράζεται και με την τάση των υδρατμών σε μονάδες mmHg.

Η σχέση που συνδέει την απόλυτη υγρασία των υδρατμών και την τάση τους  $e$  είναι:

$$\rho_v \text{ (gr/m}^3\text{)} \approx e \text{ (mmHg)} \quad 2.5.1$$

δηλ. η απόλυτη υγρασία, και η τάση των υδρατμών εκφράζονται με τον ίδιο αριθμό, με την προϋπόθεση βέβαια ότι η μέν τάση έχει υπολογιστεί σε mmHg η δε απόλυτη υγρασία σε  $\text{gr/m}^3$ .

*Απόδειξη της σχέσης 2.5.1*

Η καταστατική εξίσωση για τους υδρατμούς, θερμότητας  $T$ , γράφεται:

$$e = \rho_v R_v T \quad 2.5.2$$

$$\text{όπου} \quad R_v = \frac{R}{M B_v} = \frac{8,31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \text{ grad}^{-1}}{18 \times 10^{-3} \text{ kgr mole}^{-1}} = 462 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \text{ grad}^{-1}$$

Η καταστατική εξίσωση για τον ξηρό αέρα στις κανονικές συνθήκες  $T_0 = 273^\circ \text{K}$  και  $P_0 = 760 \text{ mmHg}$  γράφεται

$$P_0 = \rho_a R_a T_0 \quad 2.5.3$$

Από τις 2.5.2 και 2.5.3 προκύπτει:

$$\frac{e}{P_0} = \frac{\rho_v}{\rho_a} \cdot \frac{R_v}{R_a} \cdot \frac{T}{T_0} \Rightarrow \rho_v = \rho_a \frac{R_a}{R_v} \cdot \frac{T_0}{T} \cdot \frac{e}{P_0} \Rightarrow$$

$$\rho_v = 1293 \text{ (gr/m}^3) \cdot 0,622 \frac{273}{(273 + \Theta)} \cdot \frac{e}{760 \text{ (mmHg)}} \quad 2.5.4$$

Επειδή, στην περιοχή των μετεωρολογικών εφαρμογών, ( $-20^\circ\text{C} < \Theta < 40^\circ\text{C}$ ) ο λόγος  $\frac{1293 \cdot 0,622 \cdot 273}{(273 + \Theta) 760}$  διαφέρει πολύ λίγο από την μονάδα, γι' αυτό η 2.5.4 μπορεί να γραφεί

$$\rho_v \text{ (gr/m}^3) \approx e \text{ mmHg}$$

δηλ. αυτό που έπρεπε να αποδείξουμε.

Είναι προφανές ότι η σχέση 2.5.1 δεν ισχύει απόλυτα για τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης που διαφέρουν πολύ από την κανονική τιμή  $P_0 = 760 \text{ mmHg}$ . Με άλλα λόγια πρέπει να αποφεύγεται η χρήση της μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα σε ό,τι αφορά π.χ. τις ισοβαρικές επιφάνειες 700, 500, 300 κ.λ.π. mbs.

## 2.6. Αναλογία Μίγματος (Mixing ratio)

Ονομάζουμε αναλογία μίγματος  $r$  του αέρα, το λόγο της μάζας των υδρατμών,  $m_v$  προς την μάζα του ξηρού αέρα  $m_a$  με τον οποίο συνδυάζονται για τη δημιουργία του υγρού αέρα δηλ.

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad \text{ή} \quad r = \frac{\rho_v}{\rho_a}$$

Η αναλογία μίγματος  $r$  υπολογίζεται έμμεσα, όταν γνωρίζουμε την τάση των υδρατμών  $e$ , με βάση τη σχέση:

$$r = 0,622 \frac{e}{p - e} \quad 2.6.1$$

*Απόδειξη της σχέσης 2.6.1*

Για τους υδρατμούς θερ/σίας  $T$  ισχύει

$$e = \rho_v R_v T \quad 2.6.2$$

Για το ξηρό αέρα με ίδια θερ/σία  $T$  ισχύει

$$(p - e) = \rho_a R_a T \quad 2.6.3$$

Από τις 2.6.2 και 2.6.3 προκύπτει:

$$\frac{e}{p - e} = \frac{\rho_v}{\rho_a} \cdot \frac{R_v}{R_a} = r \frac{R_v}{R_a} \Rightarrow$$

$$r = \frac{R_a}{R_v} \cdot \frac{e}{p - e} = 0,622 \frac{e}{p - e}$$

δηλ. αυτό που έπρεπε να αποδείξουμε.

Για τους κορεσμένους υδρατμούς ισχύει αντίστοιχα:

$$r_s = 0,622 \frac{e_s}{p - e_s} \quad 2.6.4$$

Σημειώνεται ότι οι τιμές των  $r$  ή  $r_s$  στην ατμόσφαιρα είναι σχετικά πολύ μικρές. Έχουν γενικά μέγιστη τιμή μικρότερη του 0,04 gr/gr. Έτσι για διευκόλυνση τις περισσότερες φορές το  $r$  ή  $r_s$  εκφράζεται σε gr/kgf οπότε τότε οι τιμές φθάνουν και τα 40 gr/Kgf.

Εξάλλου επειδή η τάση των υδρατμών  $e$  ή  $e_s$  είναι πολύ μικρότερη της ολικής πίεσης  $P$  οι παραπάνω σχέσεις 2.6.1 και 2.6.4 μπορούν, χωρίς σημαντικό λάθος, να γραφούν:

$$r = 0,622 \frac{e}{p} \quad \text{και} \quad r_s = 0,622 \frac{e_s}{p}$$

## 2.7. Ειδική Υγρασία (Specific humidity)

Ονομάζουμε ειδική υγρασία  $q$  το λόγο της μάζας των υδρατμών  $m_v$  προς τη μάζα του υγρού αέρα ( $m_a + m_v$ ) που περιέχει τους υδρατμούς.

Έτσι ισχύει:

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_a} \quad 2.7.1$$

Από την 2.7.1 προκύπτει:

$$q = \frac{1}{1 + \frac{m_a}{m_v}} = \frac{1}{1 + \frac{1}{r}} = \frac{r}{1 + r} \quad 2.7.2$$

Αντικαθιστώντας την τιμή του  $r$  από τη σχέση 2.6.1, η 2.7.2 γράφεται:

$$q = 0,622 \frac{e}{p - 0,378 e} \quad 2.7.3$$

Συγκρίνοντας τις 2.6.1 και 2.7.3, χωρίς μεγάλο λάθος, προκύπτει:

$$r \approx q$$

## 2.8. Σχετική Υγρασία (Relative humidity)

Ονομάζουμε Σχετική Υγρασία ΣΥ, το λόγο των τιμών των υγρομετρικών παραμέτρων ( $e$ ,  $r$ ,  $q$ ) προς τις τιμές τους που αντιστοιχούν στην κατάσταση

κορεσμού ( $e_s$ ,  $r_s$ ,  $q_s$ ) δηλ.

$$\Sigma Y = \frac{e}{e_s} = \frac{r}{r_s} = \frac{q}{q_s} \quad 2.8.1$$

Προφανώς η τιμή της  $\Sigma Y$  είναι πάντοτε αριθμός μικρότερος της μονάδας. Γι' αυτό στην πράξη συνήθως η τιμή της  $\Sigma Y$  εκφράζεται σε ποσοστά %

$$\text{δηλ. } \Sigma Y = 100 \frac{e}{e_s} \% = 100 \frac{r}{r_s} \% = 100 \frac{q}{q_s} \% \quad 2.8.2$$

Ετσι οι τιμές αυτές δείχνουν πόσο % απέχει από την κατάσταση κορεσμού, κάποια στιγμή, η ατμόσφαιρα μέσα στην οποία γίνεται η μέτρηση. π.χ.  $\Sigma Y = 80\%$  σημαίνει ότι απέχουμε από την κατάσταση κορεσμού (κατάσταση ομίχλης) μόνο 20%.

Οι τιμές της  $\Sigma Y$ , που κατά κύριο λόγο χρησιμοποιούνται για την μελέτη της υγρασίας του αέρα, υπολογίζονται καταρχήν από τη σχέση 2.8.2, όμως σε αντίθεση με τις υπόλοιπες υδρομετρικές παραμέτρους, μετρώνται και άμεσα με αυτογραφικό όργανο που λέγεται Υδρογράφος.

Από την σχέση 2.6.1, η οποία μπορεί να γραφεί υπό τη μορφή  $e = P \left( \frac{r}{0,622 + r} \right)$  φαίνεται ότι η τάση  $e$  μεταβάλλεται ανάλογα προς την ολική πίεση  $P$  και ανεξάρτητα της θερμότητας.

Όμως με βάση τη σχέση  $\Sigma Y = e/e_s$  φαίνεται ότι η σχετική υγρασία  $\Sigma Y$  μεταβάλλεται με τη θερμότητα καθότι η  $e_s$  είναι, ως γνωστόν, μονοσήμαντη συνάρτηση της θερμότητας. Όταν λοιπόν μια μάζα υγρού αέρα, π.χ. ψύχεται, υπό σταθερή πίεση οι παράμετροι  $e$ ,  $r$  και  $q$  διατηρούνται σταθερές, ενώ η  $\Sigma Y$  αυξάνεται καθότι ελαττώνεται η  $e_s$ . Αν η ψύξη συνεχισθεί τότε η  $e_s$  θα γίνει ίση με την  $e$  οπότε η  $\Sigma Y$  θα γίνει ίση με την μονάδα ή 100%. Τότε λέμε ότι ο αέρας βρίσκεται σε κατάσταση κόρου και η θερμοκρασία που έχει στην κατάσταση αυτή ονομάζεται, όπως ήδη είπαμε, “σημείο δρόσου  $\Theta_d$ ”. Αν ο αέρας, με την ως άνω διαδικασία κορεσθεί ως προς το πάγο τότε η θερμότητα του θα είναι μικρότερη του  $0^\circ\text{C}$  και ονομάζεται τότε “σημείο πάχνης  $\Theta_f$ ”.

Σύμφωνα με τα παραπάνω ισχύει γενικά ο κανόνας: “Αυξανόμενης της θερμοκρασίας του αέρα ελαττώνεται η σχετική υγρασία του και αντιστρόφως”.

## 2.9. Υετίσιμο Νερό (Precipitable water)

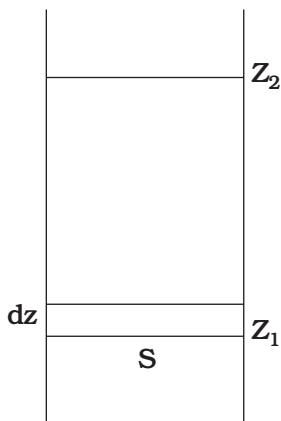
Ονομάζουμε “Υετίσιμο Νερό”  $YN$  ενός ατμοσφαιρικού στρώματος το σύνολο των υδρατμών που περιέχονται σε μια στήλη του στρώματος μοναδιαίας τομής. Δηλ.

$$YN = \frac{m_v}{S}$$

όπου  $m_v$  η μάζα των υδρατμών που περιέχονται στη θεωρούμενη στήλη τομής  $S$ .

Ο όρος “Ολικό υετίσιμο νερό” αναφέρεται στην περίπτωση που το ύψος της στήλης αυτής είναι το ύψος όλης της ατμόσφαιρας.

### Υπολογισμός του Υετίσιμου Νερού YN.



Σχ. 2.9.1

Εστω  $m_v$  η μάζα των υδρατμών που υπάρχουν κάποια χρονική στιγμή στην ατμοσφαιρική στήλη τομής  $s$  και ύψους  $(Z_2 - Z_1)$ . Σχ. 2.9.1. Για το στοιχειώδη όγκο της στήλης αυτής, ύψους  $dz$ , ισχύει

$$dm_v = \rho_v s dz$$

Ολοκληρώνοντας μεταξύ των υψών  $Z_1$  και  $Z_2$  έχουμε:

$$m_v = \int_{z_1}^{z_2} \rho_v(z) S dz \Rightarrow \quad 2.9.1$$

$$\frac{m_v}{S} = YN = \int_{z_1}^{z_2} \rho_v(z) dz$$

Επειδή είναι άγνωστη η μορφή της συνάρτησης  $\rho_v(Z)$  γι' αυτό η 2.9.1 δεν έχει πρακτική εφαρμογή.

Έτσι επειδή  $r = \rho_v/\rho_a$  η 2.9.1 γράφεται:

$$YN = \int_{z_1}^{z_2} \rho_a r(z) dz \quad 2.9.2$$

καθότι  $dp = -\rho_a g dz \Rightarrow \rho_a dz = -\frac{dp}{g}$  και η 2.9.2 γράφεται:

$$YN = \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} r(z) dp \quad 2.9.3$$

Για πρακτική εφαρμογή της 2.9.3, εφόσον το πάχος του στρώματος που θεωρούμε δεν είναι πολύ μεγάλο, μπορούμε αντί του  $r(z)$  να θεωρούμε την μέση τιμή  $\bar{r}$  του στρώματος αυτού ως  $\bar{r} = \frac{r_1 + r_2}{2}$  οπότε η 2.9.3 τελικά γράφεται:

$$YN = \frac{1}{g} \bar{r} (P_1 - P_2) \quad 2.9.4$$

Η 2.9.4 είναι η συνάρτηση υπολογισμού του YN με πρακτική εφαρμογή.

Σε ότι αφορά τις μονάδες στη σχέση 2.9.4 ισχύει:

$$YN = \frac{1}{m \cdot \text{sec}^{-2}} \cdot \frac{\text{Kgr}}{\text{Kgr}} \cdot \frac{\text{N}}{m^2} = \frac{1}{\text{m} \cdot \text{sec}^{-2}} \cdot \frac{\text{Kgr}}{\text{Kgr}} \cdot \frac{\text{Kgr} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-2}}{m^2} = \text{Kgr}/m^2$$



Ανλ. με βάση τη σχέση 2.9.4 βρίσκουμε το  $\Upsilon N$  σε  $Kgr/m^2$  εφόσον:

$$g \text{ (m/sec}^2\text{)}, r \text{ (Kgr/Kgr)} \text{ και } P \text{ (N/m}^2\text{)}$$

Σημειώνεται ότι  $1 Kgr/m^2 = 1mm$  υετού.

Αρα σύμφωνα με τα παραπάνω, με βάση τη σχέση 2.9.4, βρίσκουμε το  $\Upsilon N$  σε  $mm$  υετού.

Όμως στην πράξη, όπως είναι γνωστό το  $m$   $r$  εκφράζεται σε  $gr/Kgr$  και το  $P$  σε  $mb$  ή  $hPa$ . Στην περίπτωση αυτή η 2.9.4 δίνει το  $\Upsilon N$  σε  $[10^{-1} Kgr/m^2]$  και αυτό γιατί:

$$\begin{aligned} \Upsilon N &= \frac{1}{m \cdot sec^{-2}} \cdot \frac{gr}{Kgr} \cdot hPa = \frac{1}{m \cdot sec^{-2}} \cdot \frac{gr}{Kgr} 10^2 \frac{Kgr \cdot m \cdot sec^{-2}}{m^2} = \\ &= 10^2 gr/m^2 = 10^{-1} kgr/m^2 \end{aligned}$$

Εξάλλου το  $\Upsilon N$  μετράται συνήθως και με το ύψος  $h$  της υδάτινης στήλης, μοναδιαίας τομής, που σχηματίζεται αν θεωρήσουμε ότι συμπυκνώνεται - υγροποιείται το σύνολο των υδρατμών που υπάρχουν στη στήλη αυτή.

Έτσι έχουμε:  $m_v = \rho_v sh \Rightarrow h = \frac{1}{\rho_v} \cdot \frac{m_v}{S}$  και σύμφωνα με την 2.9.4 γράφουμε:

$$h = \frac{1}{\rho_v g} \bar{r} (P_1 - P_2) \quad 2.9.5$$

Σε ότι αφορά τις μονάδες ισχύει:

$$h = \frac{1}{kgr \cdot m^{-3} \cdot m \cdot sec^{-2}} \cdot \frac{Kgr}{Kgr} \cdot \frac{Kgr \cdot m \cdot sec^{-2}}{m^2} = m$$

Χρησιμοποιώντας τις πρακτικές μονάδες  $r$  ( $gr/Kgr$ ) και  $P = mb$  ή  $hPa$  έχουμε:

$$h = \frac{1}{kgr \cdot m^{-3} \cdot m \cdot sec^{-2}} \cdot \frac{gr}{Kgr} 10^2 \frac{Kgr \cdot m \cdot sec^{-2}}{m^2} = 10^2 \frac{gr}{Kgr} m = \frac{10^2 gr}{10^2 gr} m = 10^{-1} m$$

Με βάση τις τιμές  $r$  και  $P$ , που παίρνουμε για τα διάφορα στρώματα της ατμόσφαιρας, σε καθημερινή βάση με τις ραδιοβολήσεις, είναι δυνατός ο υπολογισμός του ολικού  $\Upsilon N$ , καθημερινά, σ' όλους τους σταθμούς ανώτερης ατμόσφαιρας.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ

### ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΑΕΡΑ

#### 3.1. Θερμοδυναμικά Συστήματα

Ονομάζουμε θερμοδυναμικό σύστημα κάθε ποσότητα ύλης που περιορίζεται από μια κλειστή επιφάνεια. Η οριακή αυτή επιφάνεια μπορεί να είναι: πραγματική ή φανταστική. Η επιφάνεια π.χ, μιας συγκεκριμένης αέριας μάζας μέσα στην ατμόσφαιρα, είναι φανταστική. Αν από την οριακή αυτή επιφάνεια του συστήματος περνάει μάζα από ή προς το σύστημα τότε αυτό λέγεται **“ανοιχτό”** σε κάθε αντίθετη περίπτωση λέγεται **“κλειστό”**. Ένα θερμοδυναμικό σύστημα λέγεται **“μονωμένο”** όταν δεν ανταλλάσσει ενέργεια με το περιβάλλον του.

Οι συντεταγμένες που είναι απαραίτητες για τον προσδιορισμό της κατάστασης ενός θερμοδυναμικού συστήματος εξαρτώνται, κυρίως, από τη φύση του συστήματος και στα περισσότερα συστήματα είναι: η μάζα, η πυκνότητα και η θερμοκρασία.

Οι θερμοδυναμικές συντεταγμένες λέγονται και **“καταστατικές μεταβλητές”**.

Όταν οι τιμές των καταστατικών μεταβλητών είναι ίδιες σ’ όλα τα σημεία του συστήματος (ομογενούς ή ετερογενούς) τότε λέμε ότι το σύστημα αυτό βρίσκεται σε ισορροπία.

Όταν το σύστημα βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας θεωρούμε ότι: οποιαδήποτε μικροδιαταραχή που θα συμβεί μέσα σ’ αυτό, δεν μπορεί να οδηγήσει σε γενική μεταβολή των ιδιοτήτων του.

Κάθε αλλαγή των τιμών των καταστατικών μεταβλητών ενός τέτοιου συστήματος είναι ανεξάρτητη των ενδιάμεσων καταστάσεων και εξαρτάται ή ορίζεται από την αρχική και τελική μόνο κατάσταση.

Όταν μέσα στο σύστημα επιτελείται μια διαδικασία κατά τέτοιο τρόπο ώστε σε κάθε στιγμή οι τιμές των καταστατικών μεταβλητών του συστήματος, σε κάθε σημείο του, να είναι ίδιες τότε η διαδικασία αυτή λέγεται **“αντιστρεπτή”**. Στην αντίθετη περίπτωση λέγεται **“μη αντιστρεπτή”**.

Για παράδειγμα, θεωρούμε ένα κυλινδρικό δοχείο με κλειστό σταθερά το ένα άκρο του και με έμβολο στο άλλο που μπορεί να κινείται αεροστεγώς. Μέσα στο δοχείο βρίσκεται ποσότητα αερίου σε κατάσταση ισορροπίας. Εάν το έμβολο κινηθεί πάρα πολύ σιγά ώστε ν' αποφευχθούν οι αναταράξεις και να δοθεί αρκετός χρόνος για να είναι η πίεση, η θερμοκρασία και η πυκνότητα η ίδια σ' όλα τα σημεία του αερίου, τότε η διαδικασία αυτή είναι αντιστρεπτή.

Όταν όμως το έμβολο κινείται πολύ γρήγορα προς την κατεύθυνση της συμπίεσης τότε η πίεση, η θερμοκρασία και η πυκνότητα του αερίου αμέσως κάτω από το έμβολο είναι μεγαλύτερες απ' αυτές οπότε η διαδικασία στην περίπτωση αυτή είναι μη αντιστρεπτή.

### 3.2. Θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά του ξηρού αέρα

Ως γνωστόν ο ατμοσφαιρικός αέρας αποτελείται από:

1. Ένα μίγμα αερίων
2. Νερό στις τρεις φυσικές καταστάσεις του και
3. Σωματίδια πολύ μικρού μεγέθους σε στερεή ή υγρή κατάσταση.

Τα σωματίδια αυτά δεν είναι σημαντικά από θερμοδυναμική άποψη.

Το νερό παρουσιάζει από την άποψη της περιεκτικότητας μεγάλη μεταβλητότητα. Η παρουσία του μέσα στην ατμόσφαιρα περιπλέκει αρκετά τα φαινόμενα, από θερμοδυναμική άποψη, καθ' ότι κατά την αλλαγή των καταστάσεών του εκλύονται ή απορροφούνται μεγάλα ποσά θερμότητας.

Το μίγμα των αερίων ονομάζεται "ξηρός αέρας".

#### Πίνακας 3.2.1

Σύνθεση του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα μέχρι το ύψος των 25 Km περίπου.

Συστατικό αέριο	Περιεκτικότητα %
1. Αζωτο ( $N_2$ )	78.09
2. Οξυγόνο ( $O_2$ )	20.95
3. Αργό (Ar)	0.93
4. Διοξείδιο του άνθρακα ( $CO_2$ )	0.03
5. Νέο (Ne)	$1.8 \times 10^{-3}$
6. Ηλιο (He)	$5.2 \times 10^{-4}$
7. Κρυπτό (Kr)	$10 \times 10^{-4}$
8. Υδρογόνο ( $H_2$ )	$5.0 \times 10^{-5}$
9. Ξένο (X)	$8.0 \times 10^{-6}$
10. Οζον ( $O_3$ )	$1.0 \times 10^{-6}$
11. Ραδόνιο (Rd)	$6.0 \times 10^{-6}$
12. $SO_2, NO_2, CO$	Μεταβλητά

Η σύσταση αυτή (πίνακας 3.2.1) του ατμ. αέρα, μέχρι το ύψος των 100 Km είναι σταθερή για τα κύρια συστατικά του και μόνο για το CO<sub>2</sub> και για τα μη κύρια συστατικά υπάρχει μεταβλητότητα.

Το CO<sub>2</sub> παρουσιάζει διαφορετική συγκέντρωση κοντά στο έδαφος και τούτο γιατί επηρεάζεται από τις φωτιές, τα εργοστάσια, τη φωτοσύνθεση και από την ανταλλαγή με τους ωκεανούς οι οποίοι αποτελούν δεξαμενές διαλυμένου CO<sub>2</sub>.

Όπως παρατηρούμε στον Πίνακα 3.2.1 τα συστατικά του ξηρού ατμ. αέρα από το τέταρτο και κάτω αποτελούν ποσοστό αυτού κατ' όγκο μικρότερο του 0.0003%. Έτσι ο ατμ. αέρας, στην περιοχή κυρίως της Τροπόςφαιρας, μπορεί να θεωρηθεί, από θερμοδυναμική άποψη, ως μίγμα των τεσσάρων κυρίων πρώτων συστατικών του. Το πείραμα δείχνει ότι με πολύ καλή προσέγγιση το μίγμα αυτό μπορεί να θεωρηθεί ως τέλειο αέριο.

Είναι αλήθεια ότι η προσέγγιση αυτή θεωρείται επίσης πολύ καλή και όταν αναφερόμαστε στον "υγρό" αέρα. (ξηρός αέρας+υδρατμίς).

Κατά τη θερμοδυναμική μελέτη του ατμ. αέρα συνήθως θεωρούμε αντί του όγκου V τον **ειδικό όγκο α** ο οποίος ορίζεται ως

$$\alpha = \frac{1}{\rho} = \frac{V}{m}$$

Σύμφωνα με τα παραπάνω και για τον ατμ. αέρα ισχύουν οι γνωστοί νόμοι των τέλειων αερίων.

1. Νόμος των Boyle-Mariotte:  $PV = \text{σταθ.}$ , όταν  $T = \text{σταθ.}$

2. " των Gay-Lussac:  $\frac{V_1}{V_2} = \frac{T_1}{T_2}$ , όταν  $P = \text{σταθ.}$

3. " του Charles:  $\frac{P_1}{P_2} = \frac{T_1}{T_2}$ , όταν  $V = \text{σταθ.}$

Και από το συνδυασμό των παραπάνω νόμων ισχύει η σχέση:

$$\frac{P_1 V_1}{T_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2}$$

### 3.3. Καταστατική εξίσωση του ξηρού αέρα

Ως γνωστόν για κάθε "Ιδανικό αέριο" πίεσης P, όγκου V, και θερμοκρασίας T ως καταστατική εξίσωση, ισχύει η σχέση:

$$PV = nR^* T \quad 3.3.1$$

Όπου n ο αριθμός των moles του θεωρούμενου αερίου μάζας m και Μοριακού Βάρους (MB)

R\* είναι η Παγκόσμια σταθερά των αερίων ίση με

$$R^* = 8,31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}.$$

Επειδή ο ξηρός αέρας, όπως είπαμε, μπορεί να θεωρηθεί, με πολλή καλή προσέγγιση, ως ιδανικό αέριο η σχέση 3.3.1 ισχύει ως καταστατική εξίσωση και για το ξηρό αέρα.

Θεωρώντας αντί του όγκου  $V$  τον ειδικό όγκο  $\alpha$  η σχέση 3.3.1 γράφεται

$$PV = nR^*T \Leftrightarrow PV = \frac{m}{MB} R^*T \quad \text{ή}$$

$$P \frac{V}{m} = \frac{R^*}{MB} T \Leftrightarrow P\alpha = \frac{R^*}{MB} T \quad 3.3.2$$

Όπου  $\overline{MB}$  είναι το μέσο μοριακό βάρος του ξηρού αέρα

$$(\overline{MB} = 28,96 \text{ gr} \cdot \text{mol}^{-1} = 28,96 \times 10^{-3} \text{ Kgr} \cdot \text{mol}^{-1})$$

τον λόγο  $\frac{R^*}{MB}$  ονομάζουμε, στην Μετεωρολογία, “ειδική σταθερά” του ξηρού αέρα  $R_\alpha$  και έχουμε

$$R_\alpha = \frac{R^*}{MB} = \frac{8,31}{28,96 \cdot 10^{-3}} \frac{\text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}}{\text{Kgr} \cdot \text{mol}^{-1}} = 287 \text{ J Kgr}^{-1} \text{ grad}^{-1}$$

Έτσι η σχέση 3.3.2 γράφεται :

$$P\alpha = R_\alpha T \Leftrightarrow P = 1/\alpha R_\alpha T \quad \text{ή}$$

$$\boxed{P = \rho R_\alpha T} \quad 3.3.3$$

Όπου  $\rho$  η πυκνότητα του ξηρού αέρα ( $\rho_\alpha = 1$ ).

Η σχέση 3.3.3 είναι η περισσότερο γνωστή στη Μετεωρολογία, ως καταστατική εξίσωση του ξηρού αέρα.

Ανάλογη σχέση ισχύει, ως καταστατική εξίσωση και για κάθε αέριο συστατικό του ξηρού αέρα.

Έτσι για τους ακόρεστους υδρατμούς, μερικής πίεσης-τάσης  $e$ , πυκνότητας  $\rho_v$  και θερμοκρασίας  $T$  ισχύει ανάλογα:

$$\boxed{e = \rho_v R_v T} \quad 3.3.4$$

$$\text{όπου } R_v = \frac{R^*}{MB_v} = \frac{8,31}{18 \cdot 10^{-3}} \frac{\text{J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}}{\text{Kgr} \cdot \text{mol}^{-1}} = 462 \text{ Kgr}^{-1} \text{ grad}^{-1}$$

η “ειδική σταθερά” ακόρεστων υδρατμών.

Προφανώς ισχύει:  $R_v > R_\alpha$ .

### 3.4. Καταστατική εξίσωση του υγρού αέρα

Επειδή η περιεκτικότητα σε υδρατμούς του υγρού αέρα δεν είναι σταθερή, πρέπει στην καταστατική του εξίσωση να περιλαμβάνεται, εκτός των άλλων παραμέτρων, και μία άλλη που θα καθορίζει την εκάστοτε ποσότητα των υδρατμών.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, για την καταστατική εξίσωση του υγρού αέρα, θα ισχύει μία σχέση της μορφής:  $P = \rho_m R_m T$  ή  $\Delta P/P = \Delta \rho/\rho + \Delta T/T$ . Από την καθημερινή παρατήρηση είναι γνωστόν ότι: όταν η σχετική μεταβολή της θερμοκρασίας ( $\Delta T/T$ ) είναι της τάξης του 25% τότε η σχετική μεταβολή της πίεσης ( $\Delta P/P$ ) είναι της τάξης του 3%. Έτσι η σχέση αυτή μπορεί να γραφεί ως:  $\Delta \rho/\rho \approx -\Delta T/T$ . Δηλαδή η σχετική μείωση της θερμοκρασίας του αέρα προκαλεί ίση σχετική αύξηση της πυκνότητάς του και αντιστρόφως. Με άλλα λόγια η μεν σχετική αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα οδηγεί στη δημιουργία κέντρου χαμηλής πίεσης ενώ η μείωση οδηγεί στη δημιουργία κέντρου υψηλής πίεσης.

Μεταξύ των  $R_m$  και  $R_a$  ισχύει η σχέση:

$$R_m = R_a (1 + 0,61r)$$

Απόδειξη:

Ως γνωστόν για το Μοριακό Βάρος  $\bar{M}$  του υγρού αέρα, ως μείγμα ξηρού αέρα μάζας  $m_a$  και υδρατμών μάζας  $m_v$  ισχύει η σχέση:

$$\bar{M} = \frac{m_a + m_v}{\frac{m_a}{M_{B_a}} + \frac{m_v}{M_{B_v}}} \quad 3.4.3$$

επειδή  $R_a = \frac{R^*}{M_{B_a}}$ ,  $R_v = \frac{R^*}{M_{B_v}}$ ,  $R_m = \frac{R^*}{M}$ , η 3.4.3 γράφεται:

$$\frac{R^*}{R_m} = \frac{m_a + m_v}{m_a \frac{R_a}{R^*} + m_v \frac{R_v}{R^*}} = R^* \frac{m_a + m_v}{m_a R_a + m_v R_v} \quad \text{ή}$$

$$\frac{1}{R_m} = \frac{m_a + m_v}{m_a R_a + m_v R_v} \Rightarrow R_m = \frac{m_a R_a + m_v R_v}{m_a + m_v} \quad \text{ή}$$

$$R_m = \frac{m_a + m_v \frac{R_v}{R_a}}{(m_a + m_v) \frac{1}{R_a}} = \frac{m_a + m_v \frac{462}{287}}{m_a + m_v} R_a = R_a \frac{(m_a + m_v) 1,61}{m_a + m_v} \quad \text{ή}$$

$$R_m = R_a \frac{(1+r)1,61}{1+r} = \frac{R_a(1+1,61r)(1-r)}{(1-r)^2} \quad \text{ή} \quad R_m = R_a \frac{(1+1,61r-r-1,61r^2)}{1-r^2}$$

και επειδή  $r \ll 1 \Rightarrow r^2$  αμελητέο και άρα:

$$R_m = R_a(1+0,61r)$$

Έτσι η καταστατική εξίσωση του υγρού αέρα 3.4.1 μπορεί αναλυτικά να γραφτεί:

$$P = \rho_m R_a (1+0,61r) T \quad 3.4.4$$

Μεταξύ των  $\rho_m$  και  $\rho_a$  ισχύει η σχέση:

$$\rho_m = \frac{1}{1 + 0,61r} \rho_a$$

Απόδειξη:

Θεωρήσουμε ένα δείγμα υγρού αέρα και ένα δείγμα ξηρού αέρα με την ίδια πίεση  $P$  και θερμοκρασία  $T$  έχουμε:

$$P = \rho_m R_a (1 + 0,61r)T \quad \text{για το δείγμα του υγρού αέρα και}$$

$$P = \rho_a R_a T \quad \text{για το δείγμα του ξηρού αέρα}$$

Από τις σχέσεις αυτές προκύπτει:

$$\rho_m R_a (1 + 0,61r)T = \rho_a R_a T \quad \hat{\eta}$$

$$\rho_m = \frac{1}{1 + 0,61r} \rho_a \quad 3.4.5$$

Και επειδή πάντοτε  $r > 0$  σημαίνει ότι: η πυκνότητα του υγρού αέρα είναι πάντοτε μικρότερη εκείνης του ξηρού όταν βρίσκονται βέβαια στις ίδιες συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης. Το γεγονός αυτό συνδέεται με τις ανοδικές κινήσεις των υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Από τη σχέση 3.4.5 προκύπτει ακόμη ότι: όσο αυξάνει η υγρασία  $r$  ενός δείγματος υγρού αέρα, τόσο ελαφρύτερος γίνεται εφόσον φυσικά δεν αλλάζει η θερμοκρασία και η πίεσή του.

### 3.5. Αντίστοιχη Θερμοκρασία

Η καταστατική εξίσωση του υγρού αέρα (σχέση 3.4.4) συνήθως γράφεται:

$$P = \rho_m R_a T_v$$

Η παράμετρος  $T_v = (1 + 0,61r)T$  ονομάζεται, στην Μετεωρολογία “**αντίστοιχη Θερμοκρασία**” (virtual temperature).

Από τις σχέσεις:  $P = \rho_a R_a T$  (ξηρός αέρας),  $P = \rho_m R_a T_v$  (υγρός αέρας) προκύπτει:

Αντίστοιχη θερμοκρασία του υγρού αέρα καλείται η θερμοκρασία εκείνου του ξηρού αέρα ο οποίος έχει την ίδια πίεση και πυκνότητα με τον υγρό αέρα. Με την εισαγωγή, λοιπόν, του όρου αντίστοιχη θερμοκρασία έχουμε τη δυνατότητα ν’ αντικαταστήσουμε τον πραγματικό υγρό αέρα με έναν πλασματικό ξηρό αέρα ο οποίος έχει θερμοκρασία μεγαλύτερη του υγρού κατά  $\Delta T = 0,61rT$  αλλά την ίδια πίεση και πυκνότητα.

Σχετικά με την τιμή αυτή του  $\Delta T$ , δέτοντας τυπικές τιμές

$$r_{\max} = 0,04 \text{gr/gr} = 40 \text{gr/Kgr} \text{ και } T = 273^\circ\text{K} = 0^\circ\text{C}, \text{ έχουμε:}$$

$$\Delta T = 0,61 \cdot 0,04 \cdot 273 = 6,7^\circ\text{K}$$

Βλέπουμε λοιπόν ότι η  $\Delta T$  έχει μια μέγιστη τιμή  $\cong 7^\circ\text{K}$ . Συνήθως η τιμή αυτή είναι μικρότερη από  $1^\circ\text{K}$ .

### 3.6. Εξίσωση Van der Walls

Για την κατάσταση των πραγματικών, γενικά, αερίων, έχουν προταθεί, κατά καιρούς, και άλλες εξισώσεις που περιγράφουν πιο ρεαλιστικά το δέμα από εκείνη των τέλειων αερίων.

Ο Ολλανδός Φυσικός Van der Walls, το 1873 διατύπωσε την ακόλουθη εξίσωση.

$$\left(P + \frac{a}{V^2}\right)(V - b) = R^*T \quad 3.6.1$$

$V$  είναι ο γραμμομοριακός όγκος και  $p$  η ατμοσφαιρική πίεση.

Ο όρος  $\frac{a}{V^2}$  ονομάζεται “ενδοπίεση” και οφείλεται στις δυνάμεις Van der Walls που ασκούνται μεταξύ των μορίων του αέρα. Η σταθερά  $a$  εξαρτάται από τη φύση του αερίου γενικά.

Ο δεύτερος όρος  $b$  αναφέρεται στον όγκο που καταλαμβάνουν τα μόρια του πραγματικού αερίου.

### 3.7. Ειδικές Θερμότητες

Σε ότι αφορά το ξηρό αέρα οι ειδικές θερμότητες  $C_{pa}$  (ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση) και  $C_{va}$  (ειδική θερμότητα υπό σταθερό όγκο) έχουν προσδιοριστεί με μεγάλη προσέγγιση και είναι

$$\begin{aligned} C_{pa} &= 1005 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}, \\ C_{va} &= 718 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} \end{aligned}$$

$$\text{Έχουμε } C_{pa} - C_{va} = 1005 - 718 = 287 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$$

Δηλ.  $(C_{pa} - C_{va}) = R_a$  άρα και για το ξηρό αέρα επαληθεύεται με μεγάλη προσέγγιση η γνωστή, στη θερμοδυναμική, σχέση του Mayer.  $(C_p - C_v) = R^*$  τέλεια αέρια).

Σε ότι αφορά **τους υδρατμούς** έχει διαπιστωθεί ότι οι τιμές  $C_{pu}$  και  $C_{vu}$  εξαρτώνται από τις εκάστοτε τιμές θερμοκρασίας και ειδικού όγκου.

Αυτό βέβαια σημαίνει, και αρχήν, ότι οι υδρατμοί, γενικά, δεν συμπεριφέρονται ως τέλεια αέρια.

Όμως συγκρίνοντας τον ειδικό όγκο των κορεσμένων υδρατμών, που προσδιορίζεται πειραματικά, με εκείνον που προσδιορίζεται με βάση την καταστατική εξίσωση των τέλειων αερίων, βρίσκουμε ότι μέσα στα θερμοκρασιακά όρια,  $-40^\circ\text{C}$  έως  $+40^\circ\text{C}$ , η διαφορά είναι της τάξης  $10^{-3}$  του πραγματικού ειδικού όγκου. Η διαφορά αυτή γίνεται ακόμη μικρότερη όταν θεωρούμε ακόρεστους υδρατμούς.

Έτσι μπορούμε να πούμε ότι μέσα στα θερμοκρασιακά Μετεωρολογικά όρια οι υδρατμοί συμπεριφέρονται με μεγάλη προσέγγιση ως τέλεια αέρια.

Για τις τιμές των  $C_{pu}$  και  $C_{vu}$  ισχύει

$$C_{pu} = 1870 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} \text{ και } C_{vu} = 1410 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$$

$$\text{Δηλ. } (C_{pu} - C_{vu}) = R_u = 460 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$$

Σε ότι αφορά **τον υγρό** ατμοσφαιρικό αέρα έχουμε: Θεωρήσουμε ένα δείγμα υγρού αέρα μάζας  $m_m$ . και ότι προσφέρεται στο δείγμα αυτό ποσό θερμότητας  $dq$  υπό σταθερή πίεση. Ισχύει η σχέση:



$$\delta q = \delta q_a + \delta q_v \quad 3.7.1$$

όπου  $\delta q_a$  και  $\delta q_v$  είναι τα ποσά θερμότητας που απορροφούν, αντίστοιχα, ο ξηρός αέρας μάζας  $m_a$  και οι υδρατμοί μάζας  $m_v$ .

Η σχέση 3.7.1 ακόμη γράφεται:

$$m_m C_{pm} dT = m_a C_{pa} dT + m_v C_{pv} dT \quad \acute{\eta}$$

$$C_{pm} = \frac{m_a C_{pa} + m_v C_{pv}}{m_m} = \frac{m_a C_{pa} + m_v C_{pv}}{m_a + m_v} \quad \acute{\eta}$$

$$C_{pm} = \frac{C_{pa} + C_{pv}r}{1+r} = (C_{pa} + C_{pv}r)(1-r)^{-1} = (C_{pa} + C_{pv}r)(1-r-r^2-r^3+\dots)$$

Επειδή  $r$  είναι πολύ μικρότερο της μονάδος παραλείποντας τις δυνάμεις δεύτερης και ανώτερης τάξης έχουμε

$$C_{pm} = (C_{pa} + C_{pv}r)(1-r) \quad \acute{\eta}$$

$$C_{pm} = C_{pa} \left( 1 + \frac{C_{pv}}{C_{pa}} r \right) (1-r) = C_{pa} \left[ 1 + \left( \frac{C_{pv}}{C_{pa}} - 1 \right) r \right] \quad \acute{\eta}$$

$$C_{pm} = C_{pa} [1 + (1,83 - 1)r] \quad \acute{\eta}$$

$$C_{pm} = C_{pa} (1 + 0,83r) \quad 3.7.2$$

Εργαζόμενοι κατά τον ίδιο ως άνω τρόπο βρίσκουμε:  $C_{vm} = C_{va}(1 + 0,93r)$

Επειδή  $r_{\max} < 0,04$  οι όροι  $0,83r$  και  $0,93r$  σε πολλές περιπτώσεις, που δεν απαιτείται μεγάλη ακρίβεια μπορούν να παραλειφθούν. Έτσι στις περιπτώσεις αυτές έχουμε  $C_{pm} \cong C_{pa}$  και  $C_{vm} \cong C_{va}$

### 3.8. Το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα

Είναι γνωστό ότι το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα είναι μια έκφραση της αρχής της διατήρησης της ενέργειας.

Μια πρώτη, πολύ γενική διατύπωση του πρώτου θερμοδυναμικού αξιώματος είναι η εξής:

“Η ροή ενέργειας που ρέει από την οριακή επιφάνεια ενός θερμοδυναμικού συστήματος είναι ίση με την μεταβολή της ενέργειας του συστήματος”.

Είναι παραδεκτό ότι “Το ποσό της θερμότητας που προσφέρεται σ’ ένα σύστημα, από την μια πλευρά, αυξάνει την εσωτερική ενέργεια του συστήματος και από την άλλη πλευρά μετατρέπεται σε έργο”.

Αν  $dq$  είναι το ποσό της θερμότητας που προσφέρεται στην μονάδα μάζας του συστήματος,  $du$  η μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας της μονάδας μάζας του συστήματος και  $dw$  το παραγόμενο έργο, τότε σύμφωνα με την αρχή της διατήρησης της ενέργειας θα έχουμε

$$\boxed{dq = du + dw} \quad 3.8.1$$

Η σχέση αυτή αποτελεί μια πρώτη Μαθηματική διατύπωση του πρώτου θερμοδυναμικού αξιώματος.

Τα παραπάνω ισχύουν και όταν το θεωρούμενο θερμοδυναμικό σύστημα είναι ο ατμοσφαιρικός αέρας.

Οι διάφορες μεταβολές που παρατηρούνται μέσα στην ατμόσφαιρα είναι συνέπεια της μετατροπής μιας μορφής ενέργειας σε άλλη. Στις μεταβολές αυτές τροποποιούνται τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά του ατμοσφαιρικού αέρα ακολουθώντας πάντοτε τους θεμελιώδεις νόμους της θερμοδυναμικής γενικά.

Άλλες μαθηματικές εκφράσεις του πρώτου θερμοδυναμικού αξιώματος, ισοδύναμες με την 3.8.1 είναι:

Και για το ξηρό ατμοσφαιρικό αέρα, όπως και για κάθε τέλειο αέριο ισχύει η σχέση

$$du = C_{va}dT \quad 3.8.2$$

Είναι επίσης γνωστό ότι για το έργο, που κατά τον τρόπο αυτό παράγει η μονάδα μάζας του αέρα, ισχύει

$$dw = pda \quad 3.8.3$$

όπου  $p$  η πίεση του θεωρούμενου αέρα και  $a$  ο ειδικός του όγκος.

Με βάση τις 3.8.2 και 3.8.3 η 3.8.1 γράφεται

$$\boxed{dq = C_{va}dT + pda} \quad 3.8.4$$

Η 3.8.4 είναι μια άλλη, ισοδύναμη, μορφή της 3.8.1.

Ακόμη έχουμε:  $pa = R_a T \Leftrightarrow pda + adp = R_a dT \Leftrightarrow pda = R_a dT - adp$

Αντικαθιστώντας στην 3.8.4 έχουμε:

$$dq = C_{va}dT + R_a dT - adp = (C_{va} + R_a) dT - adp$$

και επειδή  $(C_{pa} - C_{va}) = R_a$  (Σχέση Mayer)

$$dq = C_{pa}dT - adp$$

έχουμε

$$\boxed{dq = C_{pa}dT - adp} \quad 3.8.5$$

Η 1.7.5 είναι μια άλλη, ισοδύναμη, μορφή της 3.8.1. Σε ότι αφορά τον υγρό ατμοσφαιρικό αέρα, επειδή μέσα στην ατμόσφαιρα ισχύει, συνήθως  $\frac{m_v}{m_a} < \frac{1}{300}$  μπορούμε, χωρίς σημαντικό λάθος, να χρησιμοποιούμε για το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα τις ίδιες μαθηματικές εκφράσεις που ισχύουν για το ξηρό αέρα.

Όταν όμως έχουμε σημαντική μεταβολή στην ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν στο θεωρούμενο υγρό αέρα τότε η μεταβολή αυτή πρέπει να λαμβάνεται υπόψη. Τέτοιες μεταβολές έχουμε με τις διαδικασίες της εξάτμισης ή συμπύκνωσης.

Ως γνωστόν οι υδρατμοί κατά το σχηματισμό τους (εξάτμιση) φέρουν μαζί τους ποσά θερμότητας (Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης) περίπου 600Cal/gr.

Κατά τη συμπύκνωσή τους (σχηματισμός νεφών) ή κατά την υγροποίησή τους (βροχή) αποβάλλουν τα ίδια αυτά ποσά θερμότητας.

Τα ποσά αυτά ενέργειας  $600 \text{ Cal/gr} = 600 \cdot 10^3 \text{ Cal/Kgr} = 4,18 \cdot 10^5 \text{ Joule/Kgr} = 2,49 \cdot 10^6 \text{ Joule/Kgr}$  θεωρούνται σημαντικά.

Γι' αυτό στις περιπτώσεις αυτές οι ισοδύναμες διαφορικές σχέσεις του πρώτου θερμοδυναμικού αξιώματος τροποποιούνται ως εξής

$$\begin{aligned}dq &= C_{va}dT + pda + Ldr \\dq &= C_{pa}dT - adp + Ldr\end{aligned}$$

### 3.9. Το έργο w στις διάφορες μεταβολές

Σε ότι αφορά το έργο w που παράγει ή καταναλώνει η μονάδα μάζας του αέρα, στην περίπτωση που η μεταβολή από την κατάσταση  $(\alpha_1, P_1, T_1)$  στην κατάσταση  $(\alpha_2, P_2, T_2)$  είναι: 1) Ισοβαρής, 2) Ισόθερμη, 3) Ισόχωρη και 4) Αδιαβατική ισχύει:

Αφού  $dw = pda$ , έχουμε:

$$w = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} pda \quad 3.9.1$$

Από την καταστατική εξίσωση του αέρα ( $P\alpha = R_a T$ ) προκύπτει  $pda + adp = R_a dT \Leftrightarrow pda = R_a dT - adp$

Ετσι η 3.9.1 γράφεται:

$$w = \int_{T_1}^{T_2} R_a dT - \int_{P_1}^{P_2} adp = R_a (T_2 - T_1) - \int_{P_1}^{P_2} \frac{R_a T}{P} dp \quad 3.9.2$$

Επομένως, σύμφωνα με την 3.9.2 έχουμε:

- *Ισοβαρής μεταβολή* ( $P = \text{σταθ.}, dp = 0$ ) η 3.9.2 δίνει:

$$W = R_a (T_2 - T_1)$$

- *Ισόθερμη μεταβολή* ( $T = \text{σταθ.}, T_2 - T_1 = 0$ ) η 3.9.2 δίνει:

$$W = R_a T \ln \frac{P_1}{P_2}$$

- *Ισόχωρη μεταβολή* ( $\alpha = \text{σταθ.}, da = 0$ ) η 3.9.1 δίνει:

$$W = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} pda = 0$$

- *Αδιαβατική μεταβολή* ( $dq=0$ )

Στην περίπτωση αυτή το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα γράφεται:

$$dq = 0 = C_{va}dT + W \Rightarrow W = -C_{va}dT = -C_{va}(T_2 - T_1)$$

### 3.10. Μη αδιαβατικές και αδιαβατικές μεταβολές στην Ατμόσφαιρα

Όταν μία μάζα αέρα, κατά, μία φυσική διαδικασία μεταβολής της, απορροφά ή αποδίδει ένα ποσό θερμότητας στο περιβάλλον της, τότε λέμε ότι αυτή έχει υποστεί μία **μη αδιαβατική** διαδικασία μεταβολής.

Τέτοιες διαδικασίες είναι: α) απορρόφηση θερμότητας από το περιβάλλον με τον μηχανισμό της ακτινοβολίας. β) απορρόφηση θερμότητας με τον μηχανισμό της μεταφοράς από αναταράξεις γ) η συμπίκνωση και υγροποίηση των υδρατμών και δ) η θέρμανση λόγω τριβής. Κάθε όμως αντίθετη διαδικασία, όπου με το περιβάλλον της μάζας του αέρα ισχύει  $dq=0$ , ονομάζεται **αδιαβατική** διαδικασία μεταβολής.

Από παρατηρήσεις στην Ατμόσφαιρα έχει διαπιστωθεί ότι για χρονική περίοδο μικρότερη των 24 ωρών οι μη αδιαβατικές διαδικασίες είναι δευτερεύουσας σημασίας και ότι τον πρώτο ρόλο παίζουν οι αδιαβατικές διαδικασίες.

### 3.11. Εξίσωση Poisson

Για μια αδιαβατική μεταβολή της μονάδας μάζας του ξηρού αέρα η σχέση 3.8.5 του πρώτου θερμοδυναμικού αξιώματος γράφεται:

$$0 = C_{pa}dT - adp \quad 3.11.1$$

Αν στη σχέση αυτή, αντικαταστήσουμε το  $a$  από την καταστατική εξίσωση του ξηρού αέρα  $(Pa = R_aT \Leftrightarrow a = \frac{R_aT}{P})$ , θα έχουμε:

$$C_{pa}dT = adp = \frac{R_aT}{P}dP \quad \text{ή}$$

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_a}{C_{pa}} \frac{dP}{P} \Leftrightarrow d \ln T = \frac{R_a}{C_{pa}} d \ln P$$

και ολοκληρώνοντας από την κατάσταση  $(P_1, T_1)$  στην κατάσταση  $(P_2, T_2)$  έχουμε:

$$\int_{T_1}^{T_2} d \ln T = \frac{R_a}{C_{pa}} \int_{P_1}^{P_2} d \ln P \Leftrightarrow \ln \frac{T_2}{T_1} = \frac{R_a}{C_{pa}} \ln \frac{P_2}{P_1} \quad \text{ή}$$

$$\frac{T_2}{T_1} = \left( \frac{P_2}{P_1} \right)^{\frac{R_a}{C_{pa}}} \quad 3.11.2$$

Η σχέση 3.11.2 είναι γνωστή ως “εξίσωση Poisson” για το ξηρό αέρα.

Και επειδή  $\frac{R_a}{C_{pa}} = 0,286$  η 3.11.2 επίσης γράφεται:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left( \frac{P_2}{P_1} \right)^{0,286} \quad 3.11.3$$

Στην περίπτωση του υγρού αέρα η εξίσωση Poisson θα έχει τη μορφή:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left( \frac{P_2}{P_1} \right)^{\frac{R_m}{C_{pm}}} \quad 3.11.4$$

Και επειδή ισχύει  $R_m = R_a (1+0,61r)$  και  $C_{pm} = C_{pa} (1+0,83r)$  η 3.11.4 γράφεται:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1}\right)^{\frac{R_a}{C_{pa}}(1-0.2r)} \quad \text{ή}$$

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1}\right)^{0.286(1-0.2r)} \quad 3.11.5$$

Από τις 3.11.3 και 3.11.5 προκύπτει ότι για την ίδια ελάττωση της πίεσεως μεγαλύτερη θα είναι η ελάττωση της θερμοκρασίας στον ξηρό αέρα απ' ότι στον υγρό, σε μια αδιαβατική τους μεταβολή.

### 3.12. Δυνητική Θερμοκρασία

Αν στην εξίσωση Poisson 3.11.3 θεωρήσουμε ότι η μεταβολή της πίεσεως γίνεται ανάμεσα στη στάθμη πίεσεως  $P_1 = P$  και στη στάθμη πίεσεως  $P_2 = 1000 \text{ hPa}$  τότε αυτή γράφεται:

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P}\right)^{0.286} \quad 3.12.1$$

Την θερμοκρασία αυτή  $\Theta$  την οποία αποκτά ο ξηρός αέρας όταν μεταφερθεί αδιαβατικά στην πίεση των 1000 hPa ονομάζουμε “Δυνητική Θερμοκρασία” (Potential Temperature).

Σημειώνεται ότι στη διεθνή βιβλιογραφία χρησιμοποιείται Το Ελληνικό γράμμα  $\Theta$  ως σύμβολο της δυνητικής θερμοκρασίας

Επειδή όπως φαίνεται από την 3.12.1 η  $\Theta$  είναι συνάρτηση του λόγου  $\frac{T}{P^{0.286}}$  ο οποίος σύμφωνα με την εξίσωση Poisson είναι σταθερός, προκύπτει ότι για μια δεδομένη μάζα ξηρού αέρα η δυνητική θερμοκρασία παραμένει σταθερή κατά τη διάρκεια που η μάζα αυτή υφίσταται μια αδιαβατική αντισρεπτή μεταβολή. Άρα μπορούμε να πούμε ότι η  $\Theta$  μπορεί ν' αποτελέσει ιδιαίτερο χαρακτηριστικό μιας δεδομένης μάζας ξηρού αέρα.

Έτσι θεωρώντας δύο δείγματα ξηρού αέρα με διαφορετικές πιέσεις και θερμοκρασίες μπορούμε εύκολα (υπολογίζοντας το  $\Theta$ ) να αποφανθούμε ποιό από τα δύο αυτά δείγματα του αέρα θα είναι θερμότερο εάν αμφότερα μεταφερθούν, αδιαβατικά, στην στάθμη των 1000 hPa.

Η  $\Theta$ , ως παράμετρος, χρησιμοποιείται σε πολλές εφαρμογές της Θερμοδυναμικής και Στατικής της Ατμόσφαιρας.

Στην περίπτωση του υγρού αέρα χρησιμοποιείται, για τη  $\Theta$  η σχέση

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P}\right)^{0.286(1-0.2r)} \quad 3.12.2$$

### 3.13. Εντροπία

Από το πρώτο Θερμοδυναμικό Αξίωμα έχουμε:

$$dq = C_{pa}dT - adP \quad \acute{\eta}$$

$$dq = C_{pa}dT - \frac{R_a T}{P} dP \quad \acute{\eta}$$

$$\frac{dq}{T} = C_{pa} \frac{dT}{T} - R_a \frac{dP}{P} \quad 3.13.1$$

Το δεύτερο μέλος της 3.13.1 μπορεί να ολοκληρωθεί. Επομένως, το πρώτο μέλος της ίδιας σχέσης θα είναι το διαφορικό μιας συνάρτησης  $s$  εξαρτημένη από τα μεγέθη  $P$  και  $T$ . Άρα μπορούμε να γράψουμε

$$ds = \frac{dq}{T} \quad 3.13.2$$

Την συνάρτηση αυτή  $s$  ονομάζουμε **εντροπία** και η σχέση 3.13.2 δίνει την μεταβολή της εντροπίας.

Η εντροπία λοιπόν είναι μια θερμοδυναμική παράμετρος με εξίσωση ορισμού την 3.13.2. Η σημασία της είναι θεμελιώδης. Συνδέεται με τη θερμοδυναμική πιθανότητα  $P$  του αέρα με τη γνωστή σχέση του Boltzman

$$S = K \ln P \quad 3.13.3$$

όπου  $K$  η σταθερά Boltzman.

Η εντροπία της αέρας, γενικά, κατάστασης (φάσης), του νερού, είναι μεγαλύτερη της υγρής και η της υγρής μεγαλύτερη της στερεάς.

Προφανώς, στις αδιαβατικές μεταβολές του αέρα όπου έχουμε  $dq = 0$  θα είναι και  $ds = 0 \Rightarrow S = \text{σταθ}$ .

Άρα οι αδιαβατικές γενικά μεταβολές του αέρα είναι “ισεντροπικές”.

### 3.14. Σχέση Εντροπίας και Δυνητικής Θερμοκρασίας

Από τις σχέσεις: 3.13.1 και 3.13.2 για την εντροπία  $S$  προκύπτει:

$$ds = C_{pa} \frac{dT}{T} - R_a \frac{dP}{P} \quad 3.14.1$$

Για τη Δυνητική θερμοκρασία  $\Theta$  ισχύει ως γνωστόν:

$$\Theta = T \left( \frac{1000}{P} \right)^{\frac{R_a}{C_{pa}}} \quad 3.14.2$$

Λογαριθμίζουμε την 3.14.2 και έχουμε:

$$\ln \Theta = \ln T + \frac{R_a}{C_{pa}} \ln \frac{1000}{P} \quad 3.14.3$$

Διαφορίζουμε την 3.14.3 και έχουμε:

$$d \ln \Theta = d \ln T - \frac{R_a}{C_{pa}} d \ln P \quad \acute{\eta} \quad C_{pa} d \ln \Theta = C_{pa} \frac{dT}{T} - R_a \frac{dP}{P} \quad 3.14.4$$

και από τις 3.14.1 και 3.14.4 προκύπτει:

$$ds = c_{pa} d\ln\Theta \quad 3.14.5$$

Ολοκληρώνοντας την 3.14.5 έχουμε:

$$s = c_{pa} \ln\Theta + c \quad 3.14.6$$

Από την 3.14.6 προκύπτει ότι η εντροπία μίας μάζας αέρα είναι δυνατόν να εκφραστεί μόνο σαν συνάρτηση της δυνητικής θερμοκρασίας  $\Theta$  με προσέγγιση της σταθεράς ολοκλήρωσης  $c$ . Με άλλα λόγια για τις μη αντιστρεπτές μεταβολές του αέρα μπορούμε να υπολογίζουμε, με τη σχέση 3.14.6 τις μεταβολές της εντροπίας του αέρα, υπολογίζοντας απλά τις μεταβολές της δυνητικής θερμοκρασίας του.

Ισχύει ακόμη:  $ds = c_p d\Theta/\Theta$ . Άρα ενώ η απόλυτη τιμή της  $s$  μπορεί να προσδιοριστεί μόνο με προσέγγιση μίας σταθεράς ολοκλήρωσης, η μεταβολή  $\Delta s$  μπορεί να υπολογιστεί γνωρίζοντας απλά τη σχετική μεταβολή  $\Delta\Theta/\Theta$ .

### 3.15. Υπολογισμός της σταθεράς ολοκλήρωσης της σχέσης 3.14.6

Θεωρώντας δύο δείγματα αέρα με δυνητικές θερμοκρασίες  $\Theta$  και  $\Theta_1$  αντίστοιχα, για τις εντροπίες τους ισχύει:

$$(s - s_1) = c_p \ln(\Theta/\Theta_1) \quad 3.15.1$$

Για τον ατμοσφαιρικό αέρα είναι γενικώς αποδεκτό  $s = 0$  όταν  $\Theta = 100^\circ\text{K} = -173^\circ\text{C}$ .

Έτσι η σχέση 3.15.1 μπορεί να γραφεί:

$$S = c_p \ln(\Theta/100) \quad 3.15.2$$

Προφανώς η σχέση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τις σχετικές τιμές της εντροπίας του αέρα. Δηλ. εκείνες που αναφέρονται στο επίπεδο αναφοράς  $s = 0$ .

Για τον υπολογισμό της απόλυτης εντροπίας 1 gr αέρα θερμοκρασίας  $25^\circ\text{C}$  και πίεσης 1013 hPa ισχύει:

**Πίνακας 3.15.1** Υπολογισμός της απόλυτης εντροπίας 1 gr αέρα,  $T=298^\circ\text{K}$ .

	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	Ar	H <sub>2</sub> O	Άθροισμα
Εντροπία 1mol σε J/°K	191.5	205.1	154.7	188.7	
Μοριακό Βάρος	28	32	39.9	18	
Περιεκτικότητα σε gr/gr	0.753	0.231	0.013	0.003	1.000
Αριθμός των mols	0.02689	0.00722	0.00033	0.0002	0.03460
Απόλυτη εντροπία σε J/°K	5.1500	1.4806	0.0504	0.0315	6.7124

Προφανώς η απόλυτη εντροπία των mols, του κάθε αέριου συστατικού, που περιέχονται σε 1 gr του δευρομένου αέρα (τελευταία σειρά του Πίνακα) προκύπτει ως γινόμενο του αριθμού των mols (5η σειρά) επί την εντροπία του 1 mol (1η σειρά).

Σύμφωνα λοιπόν με τον ως άνω πίνακα η απόλυτη εντροπία 1gr αέρα (ως άθροισμα των επί μέρους εντροπιών) είναι:  $s = 6.7124 \text{ J/}^\circ\text{K}$ .

Πρέπει βέβαια να σημειωθεί εδώ ότι δεν μπορεί να θεωρηθεί η τιμή αυτή ως τελική καθ' ότι όταν τα επί μέρους συστατικά αναμειγνύονται τότε η εντροπία αυξάνει (παράδοξο Gibbs)

Η επιπλέον αυτή αύξηση της εν λόγω εντροπίας εκτιμάται σε  $\Delta s = 0.1643 \text{ J/}^\circ\text{K}$

Έτσι προκύπτει ότι η απόλυτη εντροπία 1 gr αέρα, θερμοκρασίας  $T = 298 \text{ }^\circ\text{K}$  και πίεσης  $P = 1013 \text{ hPa}$  είναι;  $s = 6,8767 \text{ J/}^\circ\text{K}$ .

Αντικαθιστώντας στη σχέση  $\Theta = T(1000/P)^{0.288}$ ,  $T = 298 \text{ }^\circ\text{K}$  και  $P = 1013 \text{ hPa}$  προκύπτει  $\Theta = 296.9^\circ\text{K}$ .

Θεωρώντας ότι 1 gr αέρα, θερμοκρασίας  $T = 298^\circ\text{K}$  και  $\Theta = 296.9^\circ\text{K}$  έχει  $s_1 = 6.8767 \text{ J/}^\circ\text{K}$  η σχέση 3.15.1 γράφεται:

$$(s - 6.8767) = c_p \ln \Theta - 1.0048 \ln 296.9 \quad \eta$$

$$s = c_p \ln \Theta + 1.156 \text{ (J/gr } ^\circ\text{K)} \quad 1.15.3 \quad (c_p = 1.0048 \text{ J/gr } ^\circ\text{K})$$

Η τιμή λοιπόν της σταθεράς ολοκλήρωσης της σχέσης 3.14.6 εκτιμάται ως  $c = 1.156$

Συμπεώς σε ότι αφορά την εντροπία μάζας  $m$  του αέρα η 3.15.3 γράφεται:

$$S = m (c_p \ln \Theta + 1.156) \text{ (J/}^\circ\text{K)} \quad 3.15.4$$

Προφανώς η σχέση 3.15.4 δίνει τη σχετική τιμή της εντροπίας του αέρα, αναφερόμενη δηλ. πάντοτε στο επίπεδο αναφοράς  $s = 0$ .

Σε ότι αφορά την εντροπία της ολικής ατμοσφαιρικής μάζας  $M$  ισχύει:

**Πίνακας 3.15.2** Η μάζα και η αντίστοιχη εντροπία της ατμόσφαιρας για διάφορες τιμές της Δυνητικής θερμοκρασίας  $\Theta$  της ατμόσφαιρας.

$\Theta$ σε $^\circ\text{K}$	250	270	300	320	370	400	450	500	550	Άθροισμα
$\ln \Theta$	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	
Μάζα $M \cdot 10^{20} \text{ gr}$	1.5	11.7	21.5	10.1	2.3	1.8	0.98	0.57	1.03	51.48
Εντροπία* $10^{21} \text{ J/}^\circ\text{K}$	1.0	7.94	14.8	7.03	1.64	1.26	0.71	0.42	0.77	35.57

Οι τιμές της 4ης γραμμής του πίνακα 15.2 προκύπτουν με εφαρμογή της σχέσης 1.15.4 για κάθε ζεύγος τιμών  $m$  και  $\ln \Theta$ .

Από την ανάλυση λοιπόν του πίνακα 15.2 προκύπτει ότι η τιμή της ολικής εντροπίας της ατμόσφαιρας εκτιμάται σε  $35.57 \times 10^{21} \text{ J/}^\circ\text{K}$ .



### 3.16'. Ενθαλπία

Στους διάφορους θερμοδυναμικούς μετασχηματισμούς, πολλές φορές, εμφανίζεται το διώνυμο  $u + p\alpha$  όπου  $u$  η εσωτερική ενέργεια της μονάδας μάζας του αέρα,  $p$  η πίεση της και  $\alpha$  ο ειδικός της όγκος.

Στη θερμοδυναμική, γενικά, το μέγεθος

$$h = u + p\alpha \quad 3.16'.1$$

ονομάζεται “ενθαλπία” ή ειδική ενθαλπία όταν αναφέρεται στην μονάδα μάζας.

Από την 3.16.1 προκύπτει:

$$dh = du + p\,d\alpha + \alpha\,dp \quad 3.16'.2$$

Και επειδή  $dq = du + p\,d\alpha$  (πρώτο Θερμοδυναμικό Αξίωμα) η 3.16'.2 γράφεται:

$$dh = dq + \alpha\,dp \quad 3.16'.3$$

Στην περίπτωση που η μεταβολή είναι ισοβαρής ( $dp = 0$ ) η 3.16'.2 γράφεται:

$$dh = dq \quad 3.16'.4$$

Επομένως, μπορεί να λεχθεί ότι η ενθαλπία αντιπροσωπεύει το ποσό της θερμότητας που προσφέρεται σ' ένα σύστημα σε μια ισοβαρή μεταβολή.

Επειδή στην Μετεωρολογία ερευνώνται μεταβολές στην ατμόσφαιρα που συνήθως είναι ισοβαρικές, η ενθαλπία γενικώς ως παράμετρος παρουσιάζει ενδιαφέρον.

### 3.16. Ανοδικές και καθοδικές κινήσεις του υγρού ατμοσφαιρικού αέρα μέσα στην ατμόσφαιρα.

Μέσα στην ατμόσφαιρα παρουσιάζονται, πολλές φορές, έντονες ανοδικές και καθοδικές κινήσεις αερίων μαζών με τελικό αποτέλεσμα την έντονη ψύξη ή θερμανσή τους αντίστοιχα.

Οι κινήσεις αυτές πραγματοποιούνται, συνήθως σε σύντομο χρονικό διάστημα έτσι ώστε να μην ανταλλάσσουν ποσά θερμότητας με το περιβάλλον τους, δηλ. γίνονται με αδιαβατικό τρόπο.

#### α) Ανοδικές κινήσεις

Όταν ο υγρός ακόρεστος αέρας αναλογίας μίγματος  $r$  **ανέρχεται αδιαβατικά**, μέσα στην ατμόσφαιρα τότε εκτονούμενος (πέρασμα από μικρότερες πιέσεις καθ' ύψος) **ψύχεται** με ρυθμό που μπορεί να υπολογιστεί από την εξίσωση Poisson που στην προκειμένη περίπτωση έχει την μορφή:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1}\right)^{0.286 (1-0.2r)} \quad 3.16.1$$

$$P_2 < P_1 \text{ και } T_2 < T_1.$$

Ο ρυθμός αυτός ελάττωσης της θερμοκρασίας καθ' ύψος, εκτιμάται με μεγάλη προσέγγιση, στους  $10^{\circ}\text{C}$  για κάθε Km ανύψωσης. Συνήθως λέμε ότι η υγρή αυτή αέρια μάζα ψύχεται με το ρυθμό αυτό κατά **“την ξηρή αδιαβατική καμπύλη”** μέχρις ότου γίνει κορεσμένη, δηλαδή μέχρις ότου η  $r$  γίνει  $r_s$  και ο υγρός αέρας συμπυκνωθεί. Από τη στιγμή αυτή αρχίζει το δεύτερο στάδιο, όπου υπάρχουν δύο δυνατότητες.

(α) Το νερό που προέρχεται από τη συμπύκνωση παραμένει στον αέρα (στο νέφος) ώστε αν γίνει η αντίστροφη διαδικασία (αδιαβατική συμπίεση), το ίδιο νερό θα εξατμιστεί. Στην περίπτωση αυτή ομιλούμε για **“αντιστρεπτή κορεσμένη αδιαβατική εκτόνωση”** που είναι και **“ισεντροπική”**.

(β) Το νερό που προέρχεται από τη συμπύκνωση πέφτει, ως βροχή, τη στιγμή της δημιουργίας του. Τότε ομιλούμε για **“ψευδοαδιαβατική εκτόνωση”**. Το πιο σύνθηδες στην ατμόσφαιρα είναι μια ενδιάμεση κατάσταση όπου μόνο μέρος της συμπύκνωσης πέφτει ως βροχή.

Κατά τη συμπύκνωση, ως γνωστόν, εκλύονται ποσά θερμότητας της τάξεως των  $600 \text{ Cal/gr}$  περίπου (Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης, υγροποίησης). Έτσι η πτώση της θερμοκρασίας κατά το στάδιο της συμπύκνωσης είναι μικρότερη απ' αυτή που προβλέπει η σχέση 3.16.1

### **β) Καθοδικές κινήσεις.**

Οι καθοδικές κινήσεις των αερίων μαζών μέσα στην ατμόσφαιρα είναι ένα πραγματικό γεγονός. Συμβαίνει συνήθως όταν έχουμε επικράτηση αντικυκλωνικής δραστηριότητας πάνω από μια περιοχή. Δεχόμαστε επίσης ότι και αυτού του είδους οι κινήσεις γίνονται με αδιαβατική τρόπο. Ο υγρός αυτός αέρας κατερχόμενος συμπιέζεται (πέρασμα από υψηλότερες πιέσεις) και θερμαίνεται έτσι με ρυθμό που μπορεί επίσης να υπολογιστεί από την εξίσωση Poisson 3.16.1

Το αποτέλεσμα αυτής της θερμοδυναμικής διαδικασίας είναι η νεφοδιάλυση γενικά. Έτσι εξηγείται σε γενικές γραμμές το γεγονός ότι, συνήθως, με αντικυκλωνική δράση έχουμε καιρό αίθριο.

## **3.17. Ισοβαρική και αδιαβατική θέρμανση του αέρα με συμπύκνωση**

### **Ισοδύναμη Θερμοκρασία (Equivalent temperature)**

Έστω κορεσμένη αέρια μάζα ( $m$ ) με θερμοκρασία  $T$  και αναλογία μίγματος  $r$ . Θεωρούμε ότι το συνολικό ποσό των υδρατμών μάζας  $m$  που υπάρχει μέσα στην αέρια μάζα **συμπυκνώνεται ισοβαρικά (ισενθαλπικά)** και ότι το προϊόν αυτό της συμπύκνωσης απομακρύνεται αμέσως από την αέρια μάζα. (ψευδοαδιαβατική μεταβολή)

Αποτέλεσμα αυτού θα είναι η **αύξηση της θερμοκρασίας** της αέριας μάζας κατά  $\Delta T$ , επειδή η λανθάνουσα θερμότητα η οποία ελευθερώθηκε, παρέ-

μεινε μέσα στην αέρια μάζα. Στην περίπτωση αυτή ισχύει: Το ποσό της λανθάνουσας θερμότητας που ελευθερώνεται ( $Q_1$ ) από τους υδρατμούς που συμπυκνώθηκαν, μάζας  $m_v = m_a r$  είναι:

$$Q_1 = L m_a r$$

Το ποσό της θερμότητας που απορροφά, μετά τη συμπύκνωση η αέρια μάζα ( $m_a$ ) που έμεινε είναι:

$$Q_2 = C_{pa} m_a \Delta T$$

Αλλά  $Q_1 = Q_2$ , άρα:

$$C_{pa} \Delta T = Lr \quad \text{ή}$$

$$\Delta T = \frac{Lr}{C_{pa}} \quad 3.17.2$$

Αν  $T_e$  είναι η τιμή της θερμότητας που έχει η αέρια μάζα μετά τη θέρμανσή της θα έχουμε:

$$T_e = T + \Delta T \Leftrightarrow T_e = T + \frac{Lr}{C_{pa}} \quad 3.17.3$$

Η θερμοκρασία  $T_e$  ονομάζεται: “ισοδύναμη θερμοκρασία” και ορίζεται ως: Η θερμοκρασία που αποκτά υγρή αέρια μάζα αν από την κατάσταση ( $T, r$ ) μεταφερθεί στην ξηρή κατάσταση ( $r=0$ ) (με ισοβαρή συμπύκνωση όλων των υδρατμών της και στη συνέχεια απομάκρυνση αυτών)

$$\text{Από την 3.17.3. έχουμε: } T_e = T + \frac{2,49 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1}}{1005 \text{ J} \cdot \text{Kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}} r \left( \frac{\text{gr}}{\text{gr}} \right) \text{ ή}$$

$$T_e = T + 2,48 \cdot 10^3 \text{ (}^\circ\text{K)} r$$

και κατά προσέγγιση:

$$T_e = T + 2,5 \cdot 10^3 r \quad 3.17.4$$

Το  $r$  στη σχέση 3.17.4 εκφράζεται σε  $\text{gr/gr}$  ή  $\text{Kgr/Kgr}$  και το  $T$  σε  $^\circ\text{K}$ . Προφανώς όταν το  $r$  εκφράζεται σε  $\text{gr/Kgr} = 10^3 (\text{gr/gr})$  η 3.17.4 γράφεται:

$$T_e = T + 2,5 r \quad 3.17.5$$

όπου  $r$  ( $\text{gr/Kgr}$ ).

Από την 3.17.5 προκύπτει ότι όταν συμπυκνώνεται, ισοβαρικά, 1 gr υδρατμών που περιέχεται σε 1 Kgr αέρα και το προϊόν της συμπύκνωσης απομακρύνεται αμέσως, τότε προκαλείται αύξηση της θερμοκρασίας του 1 kgr του υγρού αέρα που περιέχει τους υδρατμούς αυτούς κατά  $\Delta T = 2,5^\circ\text{K} = 2,5^\circ\text{C}$ .

Σε αντιστοιχία με τα παραπάνω, ονομάζουμε “**Δυναμική Ισοδύναμη Θερμοκρασία**” ( $\Theta_e$ ) τη θερμοκρασία που αποκτά υγρή αέρια μάζα όταν όλη η ποσότητα των υδρατμών της συμπυκνωθεί, ισοβαρικά, και απομακρυνθεί απ’ αυτήν και στη συνέχεια η ξηρή πλέον αέρια μάζα μεταφερθεί αδιαβατικά στη στάθμη των 1000hPa.

Έτσι αν  $T_e$  είναι η ισοδύναμη θερμοκρασία υγρής αέριας μάζας θερμοκρασίας  $T$  και αναλογίας μίγματος  $r$  στη σταθερή πίεση  $P$  τότε η **“Δυνητική Ισοδύναμη Θερμοκρασία”** ( $\Theta_e$ ) θα δίνεται από τη σχέση:

$$\Theta_e = T_e \left( \frac{1000}{P} \right)^{0,286} \quad 3.17.6$$

Η θερμοκρασία που αποχιά αέρια υγρή μάζα όταν μεταφερθεί αδιαβατικά στη στάθμη των 1000hPa και στη συνέχεια αφαιρεθεί όλη η ποσότητα των υδρατμών της μετά από ισοβαρική συμπίκνωση στη στάθμη των 1000hpa ονομάζεται: **“Ισοδύναμη Δυνητική Θερ/σία  $\Theta_e^*$ ”**

Προφανώς η  $\Theta_e^*$  θα δίνεται από τη σχέση:

$$\Theta_e^* = \Theta_e + \frac{Lr}{C_{pa}} \quad 3.17.7$$

### 3.18. Ισοβαρική και αδιαβατική ψύξη του αέρα με εξάτμιση Θερμοκρασία «Υγρού Θερμομέτρου» (Wet -bulb temperature)

Σύμφωνα με τα όσα αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο αν μέσα από μία υγρή συμπυκνωμένη αέρια μάζα θερ/σίας  $T$  εξατμιστούν ισοβαρικά (ισενθαλπικά) όλοι οι συμπυκνωμένοι υδρατμοί (νεφοσταγονίδια), τότε η θερ/σία της θα ελαττωθεί κατά το ποσό:

$$\Delta T = \frac{Lr_w}{C_{pa}} \quad 3.18.1$$

Όπου  $r_w$  η αναλογία μίγματος της αέριας αυτής μάζας και  $L$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού.

Αν  $T_w$  είναι η θερμοκρασία στο τέλος της μεταβολής αυτής ισχύει:

$$T_w = T - \Delta T \Leftrightarrow T_w = T - \frac{L_w}{C_{pa}} r_w \text{ σε gr/gr} \quad 3.18.2$$

$$\text{και} \quad T_w = T - 2,5 r_w \text{ σε gr/kg} \quad 3.18.3$$

Τη θερ/σία  $T_w$  ονομάζουμε γενικά **“Θερ/σία υγρού θερμομέτρου”** (ψυχρόμετρο August) και είναι η ελάχιστη θερ/σία στην οποία η αέρια μάζα μπορεί να ψυχθεί με ισοβαρική εξάτμιση υδροσταγόνων μέσα σ' αυτήν μέχρι κορεσμού της. Το σύστημα (αέρας, υδροσταγόνες) θεωρείται μονωμένο θερμικά (αδιαβατική ψύξη).

Η θερ/σία αυτή του υγρού θερμομέτρου παραμένει σταθερή κατά τη διάρκεια της ισοβαρικής εξάτμισης, για μία συγκεκριμένη αέρια μάζα και επομένως μπορούμε να πούμε και γι' αυτήν ότι μπορεί να αποτελέσει αμετάβλητο χαρακτηριστικό μίας αέριας μάζας στις ισοβαρικές (ισεθαλπικές) μεταβολές.

Σαν “Δυνητική θερ/σία του υγρού θερμομέτρου”  $\Theta_w$  μίας αέριας μάζας ονομάζουμε τη θερ/σία που αποκτά αυτή με μία αδιαβατική, ισενθαλπική συμπύκνωση και στη συνέχεια με μία αδιαβατική μεταφορά μέχρι τη στάθμη των 1000 hpa, διατηρώντας πάντοτε αυτήν κορεσμένη με συνεχή εξάτμιση υδροσταγόνων μέσα σ’ αυτήν.

### 3.19. Ψύξη και κορεσμός του αέρα λόγω αδιαβατικής ανύψωσης-εκτόνωσης.

Είναι γνωστό ότι στην Ατμόσφαιρα η αδιαβατική ανύψωση ενός δείγματος υγρού αέρα, καταλήγει πάντοτε σε κορεσμό (Σχετική Υγρασία (ΣΥ)=100%) αυτού και στη συνέχεια συμπύκνωση των υδρατμών του.

Ως απάντηση του ερωτήματος, γιατί συμβαίνει το γεγονός αυτό, μπορούν να ληχθούν τα εξής:

Κατά την αδιαβατική αυτή ανύψωση του δείγματος του υγρού αέρα ισχύει η γνωστή εξίσωση Poisson. Σύμφωνα με αυτή: εφόσον το δείγμα οδηγείται σε μικρές πιέσεις και η θερ/σία του θα ελαττούται. Έτσι κάποια στιγμή θερμοτικά τουλάχιστον, η θερ/σία του δείγματος αυτού θα φθάσει την θερ/σία του σημείου δρόσου  $T_d$  όπου ως γνωστόν λαμβάνει χώρα κορεσμός του αέρα δηλ. ΣΥ=100%. Πρόσθετη ανύψωση της αέριας αυτής μάζας θα έχει ως αποτέλεσμα τη συμπύκνωση μέρους των υδρατμών της με σύγχρονη απελευθέρωση ποσού λανθάνουσας θερμότητας. Το ότι με την αδιαβατική αυτή ανύψωση έχουμε συνεχή αύξηση της ΣΥ του δείγματος του αέρα και άρα κάποιο κορεσμό, αποδεικνύεται ως εξής:

$$\text{Ισχύει:} \quad \Sigma Y = \frac{e}{e_s} \text{ και } \ln(\Sigma Y) = \ln e - \ln e_s \quad \eta$$

$$d \ln(\Sigma Y) = d \ln e - d \ln e_s \quad 3.19.1$$

$$\text{Ισχύει επίσης:} \quad T P^{\frac{-R_a}{C_p}} = \text{σταθ.} \quad \text{και}$$

$$d \ln T - \frac{R_a}{C_{pa}} d \ln P = 0 \quad \eta \text{ για τους υδρατμούς, τάσης } e, \text{ ισχύει:}$$

$$d \ln T - \frac{R_a}{C_{pa}} d \ln e = 0 \Leftrightarrow d \ln T = \frac{R_a}{C_{pa}} d \ln e \quad 3.19.2$$

Έτσι η 3.19.1 γράφεται:

$$d \ln(\Sigma Y) = \frac{C_{pa}}{R_a} d \ln T - d \ln e_s \quad 3.19.3$$

Σύμφωνα με την εξίσωση Clausius - Clapeyron, ισχύει:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T a} \quad 3.19.4$$

όπου  $L_v$  η λανθάνουσα θερμότητα υδρατμών και  $a$  ο ειδικός όγκος.

$$\text{Η 3.19.4 γράφεται: } de_s = \frac{L_v}{T_a} dT \Leftrightarrow \frac{de_s}{e_s} = \frac{L_v dT}{T e_{s,a}}$$

και επειδή  $e_s a = R_v T$  (καταστασιακή εξίσωση), έχουμε:

$$\frac{de_s}{e_s} = d \ln e_s = \frac{L_v}{T^2 R_v} dT \text{ αντικαθιστώντας στην 3.19.3 προκύπτει:}$$

$$d \ln (\Sigma Y) = \frac{C_{pa}}{R_a} d \ln T - \frac{L_v}{T^2 R_v} dT \quad 3.19.5$$

Η 3.19.5 ακόμη γράφεται:

$$\frac{d(\Sigma Y)}{\Sigma Y} = \frac{C_{pa}}{R_a} \frac{dT}{T} - \frac{L_v}{R_v} \frac{dT}{T^2} = \frac{dT}{T} \left( \frac{C_{pa}}{R_a} - \frac{L_v}{R_v T} \right), \quad \text{ή}$$

$$\frac{d(\Sigma Y)}{dT} = \frac{\Sigma Y}{T} \left( \frac{C_{pa}}{R_a} - \frac{L_v}{R_v T} \right) = \frac{\Sigma Y}{T} \left( \frac{C_{pa}}{R_a} - \frac{L_v}{T} \right) = \frac{\Sigma Y}{T} \left( \frac{C_{pa} T - R_a L_v}{R_a T} \right)$$

$$\text{και } \frac{d(\Sigma Y)}{dT} = \frac{\Sigma Y}{T} \left( \frac{C_{pa} T - 0,622 L_v}{R_a T} \right) \quad 3.19.6$$

Ισχύει:  $(C_{pa} T - 0,622 L_v) = 1005 T - 0,622 \cdot 2,49 \cdot 10^6 = (1005 T - 1548780)$   
και για  $(1005 T - 1548780) > 0 \Leftrightarrow 1005 T > 1548780 \Leftrightarrow T > 1541^\circ \text{K}$

Έτσι προκύπτει ότι: ο αριθμητής (εντός της παρένθεσης) στο δεύτερο μέλος της 3.19.6 γίνεται θετικός μόνο όταν  $T > 1541^\circ \text{K}$ .

Προφανώς τέτοιες τιμές θερμοκρασίας αέρα δεν υπάρχουν στην τροπόσφαιρα και άρα το δεύτερο μέλος της 3.19.6 έχει πάντοτε **αρνητικό πρόσημο** καθ' ότι πάντοτε είναι  $\Sigma Y > 0$ ,  $R_a > 0$  και  $T > 0$ .

Η 3.19.6 γράφεται επίσης:

$$d(\Sigma Y) = \frac{\Sigma Y}{T} \left( \frac{C_{pa} T - 0,622 L_v}{R_a T} \right) dT \quad 3.19.7$$

Σύμφωνα με τα παραπάνω όταν  $dT < 0$  (ελάττωση, πρόσημο -), πράγμα που συμβαίνει πάντοτε με την ανύψωση της θεωρούμενης αέριας μάζας, τότε και  $d(\Sigma Y) > 0$ . Δηλ. με τέτοιες διαδικασίες η  $\Sigma Y$  του αέρα πάντοτε αυξάνει όταν η θερ/σία  $T$  ελαττώνεται. Συνεπώς έρχεται στιγμή που  $\Sigma Y = 1 = 100\%$ . (κορεσμός-συμπύκνωση).

Η θερ/σία  $T_s$  στην οποία συμβαίνει, με τέτοιες διαδικασίες, κορεσμός ( $\Sigma Y = 1$ ) μπορεί να υπολογιστεί ως εξής:

Ολοκληρώνοντας τη σχέση 3.19.5 προκύπτει:

$$\ln \frac{\Sigma Y}{\Sigma Y_0} = \frac{C_{pa}}{R_a} \ln \frac{T}{T_0} + \frac{L_v}{R_v} \left( \frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \quad 3.19.8$$

όπου  $T_0$ ,  $\Sigma Y_0$  αναφέρονται στις αρχικές και  $\Sigma Y$ ,  $T$  στις τελικές συνθήκες.

Για  $\Sigma Y = 1$ , η 3.19.8 δίνει:

$$-\ln(\Sigma Y_0) = \frac{C_{pa}}{R_a} \ln \frac{T_s}{T_0} + \frac{L_v}{R_v} \left( \frac{1}{T_s} - \frac{1}{T_0} \right) \quad 3.19.9$$

Η 3.19.9 μπορεί να λυθεί ως προς  $T_s$  που είναι η ζητούμενη τιμή της θερμοκρασίας συμπύκνωσης.

### 3.20. Σχέση μεταξύ των $dT_d$ και $dT$ λόγω αδιαβατικής ανύψωσης υγρού αέρα

Έστω δείγμα υγρού αέρα θερμότητας  $T$  και σημείου δρόσου  $T_d$ , πριν από την αδιαβατική του ανύψωση, η οποία πραγματοποιείται με μηχανικά μέσα (ορογραφία, σύγκλιση). Κατά την ανύψωση αυτή θα ελαττώνεται τόσο η  $T$  όσο και η  $T_d$ . Για τη σχέση αυτών των ελαπτώσεων,  $dT$  και  $dT_d$ , ισχύει:

Από την εξίσωση του clausius-clapeyron προκύπτει:

$$dT_d = \frac{R_v T_d^2}{L_v} d \ln e \quad 3.20.1$$

Από την εξίσωση Poisson ισχύει: (σχέση 3.19.2)

$$d \ln e = \frac{C_{pa}}{R_a} d \ln T \quad 3.20.2$$

Από τις 3.20.1 και 3.20.2 προκύπτει:

$$dT_d = \frac{C_{pa} R_v T_d^2}{R_a L_v} \cdot \frac{dT}{T} = \frac{C_{pa} T_d^2}{0,622 L_v} \cdot \frac{dT}{T} \quad 3.20.3$$

Αν δεχτούμε τυπικές τιμές  $T_d = 273^\circ\text{K}$  και  $T = 278^\circ\text{K}$  και χρησιμοποιήσουμε πεπερασμένες διαφορές η 3.20.3 δίνει:

$$\Delta T_d \cong \frac{1}{6} \Delta T \quad 3.20.3$$

Η 3.20.4 δείχνει ότι το σημείο δρόσου  $T_d$  ελαττώνεται περίπου κατά το 1/6 της ελάττωσης της θερμότητας  $T$  σε μία αδιαβατική εκτόνωση - ανύψωση.

### Ύψος της στάθμης συμπύκνωσης

Θεωρώντας τις μεταβολές αυτές, κατά την ανύψωση του θεωρούμενου δείγματος αέρα από το ύψος  $Z_0$  στο ζητούμενο ύψος  $Z_s$  που πραγματοποιείται η συμπύκνωση ισχύει:  $T = T_d = T_s$ .

Θεωρώντας ότι σε μια αδιαβατική ανύψωση ο ρυθμός ελάττωσης της θερμοκρασίας του ανερχόμενου δείγματος είναι, κατά προσέγγιση,  $10^\circ\text{C}/\text{Km}$  (εξίσωση Poisson)

Ισχύει:

$$(T_0 - T_s) = 10 \Delta z, \quad (\Delta z \text{ σε km}) \text{ και επειδή } \Delta T_d = 1/6 \Delta T$$

$$(T_{d0} - T_s) = \frac{1}{6} (10 \Delta z) \text{ αφαιρώντας προκύπτει:}$$

$$(T_0 - T_{d0}) \cong \frac{50}{6} \Delta z \text{ και}$$

$$\Delta z = 0,12 (T_0 - T_{d0}) \text{ (km)} \quad 3.20.5$$

Η σχέση 3.20.5 δίνει το ύψος της στάθμης συμπύκνωσης ως συνάρτηση της διαφοράς ( $T - T_d$ ) του δείγματος πριν από την ανύψωση. Άρα η σχέση αυτή επιτρέπει τον υπολογισμό του ύψους της στάθμης συμπύκνωσης κατά την αδιαβατική ανύψωση, με πολλή καλή προσέγγιση. Στο σημείο αυτό πρέπει ν' αναφερθεί ότι η στάθμη αυτή συνήθως συμπίπτει με το ύψος της βάσης των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (Cb).

### 3.21. Ισοβαρική ψύξη του αέρα λόγω ακτινοβολίας και κορεσμός του

Ως γνωστόν κάθε σώμα όταν ακτινοβολεί χάνει ποσό θερμότητας και άρα ψύχεται. Όταν το ποσό θερμότητας που χάνει ένα σώμα ισούται με εκείνο που προσλαμβάνει στη μονάδα του χρόνου, τότε το σώμα αυτό έχει σταθερή τιμή θερμοκρασίας.

Θεωρήσουμε ένα δείγμα υγρού ατμοσφαιρικού αέρα το οποίο υφίσταται λόγω ακτινοβολίας **ισοβαρική ψύξη** χωρίς δηλ. διαδικασία εξάτμισης ή συμπύκνωσης. Κατά τη διαδικασία αυτή οι μεταβλητές  $q$ ,  $r$ , και  $e$  διατηρούνται σταθερές ενώ η ΣΥ αυξάνει. Και αυτό γιατί: Εφόσον με τη διαδικασία αυτή δεν προστίθεται ούτε αφαιρείται ποσότητα υδρατμών σημαίνει ότι και οι μεταβλητές  $q$  και  $r$  θα παραμένουν σταθερές.

Σε ότι αφορά την  $e$  ισχύει:

$$\begin{aligned} \text{Ως γνωστόν έχουμε: } r &= 0,622 \frac{e}{p - e} \Leftrightarrow (p - e) r = 0,622e \Leftrightarrow \\ &\Leftrightarrow pr - er = 0,622 e \Leftrightarrow pr = (0,622 + r) e \quad \text{ή} \\ e &= p \left( \frac{r}{0,622 + r} \right) \end{aligned} \quad 3.21.1$$

Από την 3.21.1 προκύπτει ότι η  $e$  μεταβάλλεται ανάλογα με την ολική πίεση  $P$  και ανεξάρτητα της θερμοκρασίας. Επομένως, σε μια διαδικασία ισοβαρικής ( $P = \text{σταθ.}$ ) ψύξης ( $\Delta T < 0$ ) και η  $e$  παραμένει σταθερή.

Δεν συμβαίνει όμως το ίδιο και με τη ΣΥ. Θα αποδείξουμε ότι αυτή αυξάνει.

$$\text{Ισχύει:} \quad \text{ΣΥ} = \frac{e}{e_s} \quad 3.21.2$$

Ως γνωστόν (εξίσωση Clausius - Clapeyron) η  $e_s$  είναι μονοσήμαντη, εκθετική συνάρτηση της θερμοκρασίας.

Όταν λοιπόν λαμβάνει χώρα η παραπάνω διαδικασία ψύξης ( $\Delta T < 0$ ) η  $e_s$  ελαττώνεται και άρα σύμφωνα με την 3.21.2 η ΣΥ αυξάνει. Με τον τρόπο αυτό κάποια στιγμή η  $e_s$  ελαττούμενη γίνεται ίση με την  $e$  και η ΣΥ=1. Τότε λέμε ότι ο αέρας βρίσκεται σε κατάσταση κόρου και η θερμοκρασία που έχει στην κατάσταση αυτή ονομάζεται **Θερμοκρασία κορεσμού ή Θερμοκρασία Σημείο Δρόσου ( $T_d$ )**.



Αν ο αέρας αυτός κορεσθεί ως προς τον πάγο τότε η θερμοκρασία κορεσμού του θα είναι μικρότερη του  $0^{\circ}\text{C}$  και ονομάζεται τότε Σημείο Πάχνης (Tf).

Αποδεικνύεται ότι μεταξύ των παραμέτρων T, Td, και ΣΥ ισχύει, με πολλή καλή προσέγγιση, η σχέση:

$$(T - T_d) \cong 35 (-\log \Sigma Y) \quad 3.21.3$$

Υπενθυμίζεται ότι  $\Sigma Y_{\max} = 1$ .

Πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι η συμπύκνωση των υδρατμών πρέπει, κανονικά, ν' αρχίζει στη θερμοκρασία του σημείου δρόσου  $T_d$ . Όμως αποδεικνύεται πειραματικά ότι η διαδικασία της συμπύκνωσης πραγματοποιείται μόνον εφόσον μέσα στην αέρια μάζα υπάρχουν και "πυρήνες συμπύκνωσης" που είναι τα κάθε είδους aerosols. Στην περίπτωση που δεν υπάρχουν πυρήνες συμπύκνωσης τότε η θερμοκρασία μπορεί να κατεβεί αρκετά κάτω του σημείου δρόσου χωρίς να γίνει συμπύκνωση και τότε λέμε ότι έχουμε "**υπερκορεσμένο**" αέρα με  $e > e_s$ .

Είναι όμως γνωστό ότι ο αέρας συνήθως περιέχει πάντοτε στερεά σωματίδια που παίζουν το ρόλο των πυρήνων συμπύκνωσης και έτσι η κατάσταση υπερκορεσμού είναι μάλλον σπάνια.

Η κατάσταση είναι διαφορετική όταν θεωρήσουμε τις διαδικασίες της πήξης του νερού ή του υδρατμού (παγοποίηση). Δηλ. αν υπάρχουν επιφάνειες πάγου τότε πιθανώς ν' αρχίσουν οι διαδικασίες της πήξης του νερού ή του ατμού στις επιφάνειες αυτές μόλις το νερό ή ο υδρατμός φθάσουν στην καμπύλη ισορροπίας (σημείο δρόσου).

Αν όμως απουσιάζουν οι επιφάνειες του πάγου τότε ακόμη και αν υπάρχουν μικρά στερεά σωματίδια, ως πυρήνες συμπύκνωσης, η παγοποίηση γίνεται σε θερμοκρασίες αρκετά κάτω της καμπύλης ισορροπίας.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα συμπύκνωσης υδρατμών λόγω ισοβαρικής ψύξης με ακτινοβολία είναι ο σχηματισμός της **ομίχλης ακτινοβολίας**.

Κατά τις αίθριες δηλ. νύχτες (νύχτες με ζαστεριά) έχουμε σχετικά έντονη ακτινοβολία από το έδαφος. Έτσι το έδαφος ψύχεται με σχετικά έντονο ρυθμό, οπότε και ο αέρας που έρχεται σε επαφή μ' αυτό ψύχεται με τη σειρά του έτσι ώστε η θερμοκρασία του κατεβαίνει ισοβαρικά και κάτω από το σημείο δρόσου. Τότε λόγω και της παρουσίας των πυρήνων συμπύκνωσης αρχίζει η συμπύκνωση υπό μορφή μικροσκοπικών σταγόνων νερού που αιωρούνται κοντά στην επιφάνεια της γης ως ένα νέφος εδάφους της μορφής Stratus. Οι σταγόνες αυτές, στη συνέχεια, συμπεριφέρονται ως "μέλανα" σώματα, στα μήκη κύματος των ακτινοβολιών που απορροφούν και έτσι η ακτινοβολία αν εκπέμπεται από το νέφος αυτό αυξάνεται με αποτέλεσμα να ευνοείται η ψύξη ακόμη περισσότερο.

Η ομίχλη που σχηματίζεται με τον τρόπο αυτό ονομάζεται **ομίχλη ακτινοβολίας**.

Κάτι ανάλογο συμβαίνει και όταν μια μάζα αέρα μετακινηθεί και βρεθεί πάνω από μια ψυχρότερη απ' αυτήν επιφάνεια (Ομίχλη μεταφοράς).

Και στις δύο ως άνω περιπτώσεις σχηματισμού ομίχλης η πίεση παραμένει περίπου σταθερή καθ' ότι ως γνωστόν η οριζόντια μεταβολή της πίεσης είναι πολύ μικρή. Μπορούμε λοιπόν να πούμε ότι οι διαδικασίες αυτές συμπίκνωσης για τον σχηματισμό τελικά ομίχλης είναι ισοβαρικές.

Πρέπει βέβαια να σημειωθεί εδώ ότι από τη στιγμή που δ' αρχίσει η συμπίκνωση, η διαδικασία της ψύξης επιβραδύνεται σημαντικά, γιατί ένα μέρος της θερμότητας που χάνεται εξαιτίας της ακτινοβολίας αντικαθίσταται από την έκλυση της λανθάνουσας θερμότητας υγροποίησης-συμπύκνωσης. Το γεγονός αυτό θέτει ένα συμβατικό κατώτατο όριο στη θερ/σία του αέρα που έρχεται σε επαφή με το έδαφος. Το όριο αυτό είναι πάντοτε κοντά στο σημείο δρόσου. Με τον τρόπο αυτό γίνεται, φυσικά, και η πρόγνωση της ελάχιστης θερ/σίας του αέρα εύκολη και επιτυχής για τέτοιες περιπτώσεις-μέρες.

Σε ότι αφορά τη σχέση μεταξύ της ποσότητας θερμότητας  $dq$  που απορροφάται ή ακτινοβολείται από τη μονάδα μάζας του υγρού αέρα και της αντίστοιχης μεταβολής της θερ/σίας  $dT$ , όταν έχουμε τις ως άνω ισοβαρείς διαδικασίες, ισχύει:

$$\boxed{dq = C_{pm} dT - adP + L_u dr} \quad 3.21.4$$

και επειδή  $dP = 0$  η 3.21.4 γράφεται:  $dq = C_{pm} dT + L_u dr$

Στις περιπτώσεις των διαδικασιών της συμπύκνωσης λόγω ακτινοβολίας το  $e$  γίνεται  $e_s$  οπότε από την εξίσωση Clausius - Clapeyron θα έχουμε

$$dr \cong \frac{0,622}{P} de = \frac{0,622 L_u e_s}{P R_v T^2} dT \quad 3.21.5$$

Και από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει:

$$dq = \left( C_{pm} + \frac{0,622 L_u^2 e_s}{P R_v T^2} \right) dT \quad 3.21.6$$

Υπολογίζοντας την απώλεια  $dq$ , λόγω ακτινοβολίας, μπορούμε, από τη σχέση 3.21.6 να υπολογίσουμε και την αντίστοιχη ελάττωση της θερμοκρασίας  $dT$ .

Ανάλογα, μεταξύ  $dq$  και  $de_s$  ισχύει η σχέση:

$$dq = \left( \frac{C_{pm} R_v T^2}{L_u e_s} + \frac{0,622 L_u}{P} \right) de_s$$

Σχετικά με την ποσότητα των υδρατμών που συμπυκνώνονται, ανά μονάδα όγκου ( $dr_v$ ) όταν η θερμοκρασία κορεσμένης αέριας μάζας ελαττώνεται κατά  $dT$  ισχύει:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_u e_s}{R_v T^2} \quad (\text{εξίσωση Clausius-Clapeyron}) \quad 3.21.6$$

$$r_s = \frac{\rho_v}{\rho_a} \quad 3.21.7$$

$$r_s = 0,622 \frac{e_s}{p} \quad 3.21.8$$

Οι 3.21.7 και 3.21.8 γράφονται αντίστοιχα:

$$\frac{dr_s}{dT} = \frac{1}{\rho_a} \frac{de_v}{dT} \quad 3.21.9$$

και

$$\frac{dr_s}{dT} = 0,622 \frac{de_v}{pdT} \quad 3.21.10$$

Από τις 3.21.9 και 3.21.10 έχουμε:

$$0,622 \frac{de_s}{pdT} = \frac{1}{\rho_a} \frac{dp_v}{dT} \text{ και με βάση την 3.21.6 έχουμε:}$$

$$0,622 \frac{L_v e_s}{PR_v T^2} = \frac{dp_v}{\rho_a dT} \quad \acute{\eta}$$

$$dp_v = 0,622 \frac{L_v e_s \rho_a}{PR_v T^2} dT \text{ και επειδή } P = \rho_a R_a T, \text{ έχουμε:}$$

$$dp_v = 0,622 \frac{L_v e_s}{R_a R_v T^3} dT \quad 3.21.11$$

Επειδή  $R_a = 0,07 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$  και  $R_v = 0,11 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$

άρα  $R_a R_v = 0,0077 \text{ cal}^2 \cdot \text{gr}^{-2} \cdot \text{grad}^{-2}$  η 1.21.11 γράφεται:

$$dp_v = \frac{0,622 L_v e_s dT}{0,0077 \text{ cal}^2 \text{ gr}^{-2} \text{ grad}^{-2} \cdot T^3} \quad 3.21.12$$

και εφόσον το  $L_v$  εκφράζεται σε  $\text{cal} \cdot \text{gr}^{-1}$  ( $L_v \cong 600 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1}$ ) και το  $e_s$  σε mb ή hPa ( $1 \text{ hPa} = 10^2 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ ), η 3.21.12 γράφεται:

$$\begin{aligned} dp_v &= \frac{0,622 (L_v) \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} (e_s) 10^2 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2} (dT) \text{ grad}}{0,0077 \text{ cal}^2 \cdot \text{gr}^{-2} \cdot \text{grad}^{-2} (T^3) \text{ grad}^3} = \\ &= \frac{62,2 L_v e_s dT (\text{gr} \cdot \text{N} \cdot \text{m}^{-2})}{0,0077 \text{ cal}} \quad \acute{\eta} \end{aligned}$$

$$dp_v = \frac{62,2 L_v e_s dT (\text{gr} \cdot \text{N} \cdot \text{m}^{-2})}{0,0077 \cdot 4,18 \text{ Joule} \cdot T^3} = \frac{62,2 L_v e_s dT \text{ gr} \cdot \text{N} \cdot \text{m}^{-2}}{0,0323 T^3 \text{ N} \cdot \text{m}} \quad \acute{\eta}$$

$$dp_v = \frac{62,2}{0,0323} L_v e_s \frac{dT}{T^3} \left( \frac{\text{gr}}{\text{m}^3} \right) \quad \acute{\eta}$$

$$\boxed{dp_v = 1925,7 L_v e_s \frac{dT}{T^3} \text{ gr/m}^3} \quad 3.21.13$$

Όταν το  $L_v$  εκφράζεται σε  $\text{Cal/gr}$ , το  $e_s$  σε mb ή hPa και το  $T$  σε  $^\circ\text{K}$  το  $dT$  σε  $^\circ\text{C}$ .

Για παράδειγμα, όταν έχουμε κορεσμένο αέρα θερμοκρασίας  $10^{\circ}\text{C}$  για να συμπυκνωθεί και παραχθεί  $1 \text{ gr}$  νερού ανά  $\text{m}^3$  αέρα, πρέπει να ελαττωθεί η θερμοκρασία του κορεσμένου αυτού αέρα κατά  $\Delta T = -1,6^{\circ}\text{C}$ . Δηλ. από την 3.21.3 έχουμε:

$$l (\text{gr}/\text{m}^3) = 1925,7 \cdot 600 \cdot 12 \frac{dT}{283^3} \quad \text{και}$$

$$dT = \Delta T = -1,6^{\circ}\text{C}$$

Από την σχέση 3.21.13 προκύπτει, επίσης, ότι για ορισμένη ποσότητα  $d\rho_v = \Delta\rho_v (\text{gr}/\text{m}^3)$  η  $dT = \Delta T$  γίνεται μεγαλύτερη για χαμηλότερες θερμοκρασίες και ανιστρόφως.

Η παρουσία του  $e_s$  στην σχέση 3.21.13 δεν αλλοιώνει το παραπάνω συμπέρασμα γιατί η  $\Delta e_s$  είναι κατά μεγάλη προσέγγιση σταθερή για ορισμένη ποσότητα  $\Delta\rho$ .

Έτσι εξηγείται, γενικά, το γεγονός ότι πυκνή ομίχλη είναι περισσότερο συχνή σε μέσες θερμοκρασίες παρά σε χαμηλές. Αντίστοιχα, για την ίδια ελάττωση της θερμοκρασίας κατά  $\Delta T$ , το ποσό του νερού που προέρχεται από συμπύκνωση είναι μεγαλύτερο για μεγαλύτερες θερμοκρασίες.

### 3.22. Ισοβαρική και αδιαβατική (οριζόντια) ανάμιξη δύο αέριων μαζών δίχως συμπύκνωση και με συμπύκνωση

Έστω δύο αέριες μάζες  $M_1 (T_1, r_1)$  και  $M_2 (T_2, r_2)$  οι οποίες βρίσκονται στην ίδια ισοβαρική επιφάνεια ( $P = \text{σταθ}$ ) και αναμιγνύονται (οριζόντια ανάμιξη). Έστω επίσης ότι η αέρια μάζα  $M$  που προκύπτει από την ανάμιξη αυτή έχει θερμότητα  $T_M$  και αναλογία μίγματος  $r_m$ . Θεωρούμε ότι κατά την ανάμιξη αυτή δεν συμβαίνει συμπύκνωση και ότι αυτή γίνεται αδιαβατικά.

Αν  $\Delta h_1$  και  $\Delta h_2$  είναι οι μεταβολές της ενθαλπίας ανά μονάδα μάζας των αερίων μαζών  $M_1$  και  $M_2$  μετά την ανάμιξη ισχύει:

$$\Delta H = M_1 \Delta h_1 + M_2 \Delta h_2 = 0 \quad 3.22.1$$

όπου  $\Delta h_1 = C_{p1} (T_M - T_1)$  και  $\Delta h_2 = C_{p2} (T_M - T_2)$ .

Ως γνωστόν ισχύει:  $C_{pi} = C_{pa} (1 + 0,83r_i)$ ,  $i = 1, 2$ .

Αντικαθιστώντας στην 3.22.1 έχουμε

$$M_1 C_{pa} (1 + 0,83r_1) (T_M - T_1) + M_2 C_{pa} (1 + 0,83r_2) (T_M - T_2) = 0$$

λύνοντας ως προς το  $T$  έχουμε:

$$T_M = \frac{(M_1 T_1 + M_2 T_2) + 0,83 (M_1 r_1 T_1 + M_2 r_2 T_2)}{M_1 + M_2 + 0,83 (M_1 r_1 + M_2 r_2)} \quad 3.22.2$$

Κατά προσέγγιση, αν δέσουμε  $C_{pj} \cong C_{pa}$  η 3.22.2 δίνει

$$T_M = \frac{M_1 T_1 + M_2 T_2}{M_1 + M_2} \quad 3.22.3$$

Επίσης ισχύει:

$$r_M = \frac{M_1 r_1 + M_2 r_2}{M_1 + M_2}$$

$$e_M = \frac{M_1 e_1 + M_2 e_2}{M_1 + M_2}$$

Και για τη Δυνητική θερμοκρασία  $\Theta$  ισχύει:

$$\Theta_M = \frac{M_1 \Theta_1 + M_2 \Theta_2}{M_1 + M_2} \quad 3.22.5$$

Από τις σχέσεις 3.22.3 και 3.22.4 προκύπτει

$$\frac{e - e_1}{e_2 - e} = \frac{M_1}{M_2} = \frac{T_M - T_1}{T_2 - T_M} \quad 3.22.6$$

Από την 3.22.6 προκύπτει:

αν οι δύο αέριες μάζες που αναμιγνύονται έχουν την ίδια μάζα ( $M_1 = M_2$ ) τότε:  $T_M = \frac{T_1 + T_2}{2}$  και  $e_M = \frac{e_1 + e_2}{2}$ .

Η παραπάνω ανάλυση έχει την εξής πρακτική θεώρηση

Είναι δυνατόν δύο αέριες μάζες, ακόρεστες, με κατάλληλες θερμοϋγρομετρικές παραμέτρους να μας δώσουν, μετά από μια ως άνω οριζόντια ανάμιξη, αέρια μάζα κορεσμένη σε υδρατμούς και πολλές φορές προϊόντα συμπύκνωσης (νέφην και ομίχλες ανάμιξης).

Ακόμη μπορεί να προκύψει και υπέρκορο μίγμα  $e_M > e_s(T_M)$ .

Μια ειδική περίπτωση σχηματισμού ομίχλης από οριζόντια ανάμιξη είναι η “ομίχλη αιμού” που σχηματίζεται όταν ψυχρός αέρας κινείται πάνω από θερμότερο σχετικά νερό.

Η περίπτωση αυτή παρατηρείται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη πάνω από μεγάλες λίμνες και ποτάμια καθώς επίσης και στις αρκτικές θάλασσες (Arctic Sea Smoke).

Ένα άλλο ανάλογο παράδειγμα ισοβαρικής, αδιαβατικής ανάμιξης είναι η εκτόξευση των καυσαερίων των μηχανών εσωτερικής καύσης των αεροπλάνων. Όταν οι θερ/σίες του αέρα στα ύψη που πετούν τα αεριωθούμενα αεροσκάφη είναι σχετικά χαμηλές τα προϊόντα της καύσης (καυσαέρια) συμπυκνώνονται και ως γνωστόν είναι ορατά τα ίχνη της συμπύκνωσης αυτής.

### 3.23. Κατακόρυφη ανάμιξη αερίων μαζών

Στην περίπτωση αυτή οι αέριες μάζες που αναμιγνύονται εκτός του ότι έχουν διαφορετική θερμοκρασία και υγρασία έχουν και διαφορετική πίεση.

Υποθέτουμε ότι στις κατακόρυφες αυτές κινήσεις οι μεταβολές είναι αδιαβατικές, δεν εμφανίζονται φαινόμενα συμπύκνωσης καθώς επίσης ότι τη στιγμή

μή της ανάμιξης οι αέριες μάζες έχουν την ίδια πίεση. Κατά την ανοδική τους κίνηση οι αέριες μάζες μέχρι την ανάμιξή τους διατηρούν σταθερή την αναλογία μίγματός των και μόνο τη θερμοκρασία τους μεταβάλλουν κατά τη ξηρή αδιαβατική.

$$T_1' = T_1 \left( \frac{P}{P_2} \right)^{0,286} \quad \text{και} \quad T_2' = T_2 \left( \frac{P}{P_2} \right)^{0,286}$$

Στο σημείο που συναντιούνται οι αέριες αυτές μάζες έχουμε ισοβαρική ανάμιξη και άρα:

$$T_M = \frac{T_1' M_1 + T_2' M_2}{M_1 + M_2} \quad 3.23.1$$

Πολλαπλασιάζουμε και τα δύο μέλη της 1.23.1 με τον παράγοντα  $\left( \frac{1000}{P} \right)^{0,286}$  και έχουμε:

$$\Theta_M = \frac{M_1 \Theta_1 + M_2 \Theta_2}{M_1 M_2} \quad 3.23.2$$

Δηλ. η Δυνητική θερμ/σία του μίγματος  $\Theta_M$  είναι ο μέσος ανάλογος των Δυνητικών θερμ/σιών  $\Theta_1$  και  $\Theta_2$  των προς ανάμιξη αερίων μαζών.

Η κατακόρυφη ανάμιξη είναι ένα φαινόμενο που συμβαίνει συνεχώς μέσα στην ατμόσφαιρα αλλά με κάπως διαφορετική μορφή απ' αυτή που περιγράψαμε παραπάνω: Στην ατμόσφαιρα υπάρχει μία συνεχής με το ύψος μεταβολή της θερμ/σίας και της πίεσης. Επομένως με βάση το γεγονός αυτό (τουλάχιστον της διαφορετικής θερμ/σίας) μπορούμε να θεωρήσουμε σαν αναμιγνυόμενες μάζες την αέρια μάζα που υπάρχει σε μία κατακόρυφη στήλη αέρα με δυνητική θερμ/σία μίγματος όχι αυτήν που δίνεται από τη σχέση 3.23.2 αλλά τον ολοκληρωτικό μέσο κατά μήκος της στήλης.

Το σύνολο της μάζας που υπάρχει σε μία κατακόρυφη στήλη τομής  $1\text{m}^2$  και ύψους  $(P_2 - P_1)$  είναι:

$$M = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} dP = \frac{(P_2 - P_1)}{g}$$

Το ολοκληρωτικό μέσο της δυνητικής θερμ/σίας  $\Theta_M$  αέριας μάζας  $dm = \rho dz$  θα είναι:

$$\Theta_M = \frac{g}{(P_2 - P_1)} \int_{Z_1}^{Z_2} \Theta \rho dz \quad \text{και}$$

$$\Theta_M = \frac{g}{(P_2 - P_1)} \int_{P_1}^{P_2} \Theta dp \quad 3.23.3$$

### 3.24. Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα

Ως γνωστόν η θερμότητα του αέρα στην Τροπόσφαιρα ελατώνεται με το ύψος ενώ αντίθετα στην υπερκείμενη Στρατόσφαιρα αυξάνεται..

Για την εκτίμηση των μεταβολών, γενικά, της θερμότητας με το ύψος χρησιμοποιείται η έννοια της **κατακόρυφης θερμοβαθμίδας** η οποία ορίζεται ως:

$$\gamma = \frac{\partial T}{\partial z} \cong -0,6 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m} = -6 \text{ } ^\circ\text{C}/1\text{km} \quad 3.24.1$$

Το πρόσημο “-” της σχέσης 3.24.1 εκφράζει την ελάτωση της θερμότητας με το ύψος.

Η γνώση της εκάστοτε τιμής της  $\gamma$  έχει για την Μετεωρολογία γενικά ιδιαίτερη σημασία.

Τιμές της  $\gamma$  έχουμε σε καθημερινή βάση με τη διαδικασία των ραδιοβολίσεων.

Από τη σχέση 3.24.1 προκύπτει:

$$T = T_0 - \gamma (z - z_0) \quad 3.24.2$$

Από την σχέση 3.24.2 όταν είναι γνωστή η  $\gamma$  ενός ατμοσφαιρικού στρώματος πάχους  $(z - z_0)$  και η θερμότητα  $T_0$  σ' ένα σημείο  $z_0$ , μπορούμε να υπολογίσουμε τη θερμοκρασία  $T$ , σ' ένα άλλο σημείο του στρώματος αυτού ύψους  $z$ .

### 3.25. Κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα

Ως γνωστόν για μια κατακόρυφη αδιαβατική αντισρεπτή μεταβολή του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα γράφεται:

$$0 = C_{pa}dT - dp \quad 3.25.1$$

Και επειδή  $dp = -\rho g dz$  η 3.25.1 γράφεται:

$$C_{pa}dT = -\rho g dz = -g dz \text{ και}$$

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_{pa}} \quad 3.25.2$$

Η σχέση 3.25.2 είναι προφανώς η εξίσωση ορισμού της **κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας** του ξηρού αέρα ( $\gamma_d$ ).

Επειδή  $g = 9,81 \text{ m/sec}^2$  και  $C_{pa} = 1005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$  έχουμε:

$$\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_{pa}} = -\frac{9,81}{1005} = -0,00982 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m} = -0,982 \text{ } ^\circ\text{C}/100\text{m} = -9,82 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$$

Όταν ο θεωρούμενος αέρας είναι υγρός αλλά ακόρεστος από υδρατμούς τότε σύμφωνα με τα παραπάνω έχουμε:

$$\gamma_m = -\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_{pm}} = -\frac{g}{C_{pa}(1 + 0,83r)} = -\frac{\gamma_d}{(1 + 0,83r)} \cong -\gamma_d(1 - 0,83r) \quad 3.25.3$$

Η σχέση 3.25.3 είναι η εξίσωση ορισμού της **κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας του υγρού ακόρεστου αέρα ( $\gamma_m$ )**.

Από την 3.25.3, αφού πάντοτε  $r > 0$ , είναι προφανές ότι:  $\gamma_m < \gamma_d$ . Συνήθως είναι:

$$\gamma_m \cong 1^\circ\text{C}/150\text{m}.$$

Υπενθυμίζεται ότι:  $\gamma_d \cong 1,5^\circ\text{C}/150\text{m}$  και  $\gamma \cong 0,9^\circ\text{C}/150\text{m}$ .

Όταν ο θεωρούμενος αέρας είναι υγρός αλλά **κορεσμένος** από υδρατμούς τότε για την **κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα του υγρού κορεσμένου αέρα ( $\gamma_s$ )** αποδεικνύεται ότι ισχύει:

$$\gamma_s = \gamma_d \frac{1 + \frac{0,622 L_v e_s}{\text{TPR}_a}}{1 + \frac{0,622^2 L_v^2 e_s}{C_{pa} R_a T^2 P}} \quad 3.25.4$$

Από την 3.25.4 προκύπτει ότι:  $\gamma_s < \gamma_d$ .

Συνήθως είναι:  $\gamma_s \cong -0,75^\circ\text{C}/150\text{m}$ .

Σύμφωνα λοιπόν με τα παραπάνω ισχύει:

$$\gamma_s < \gamma < \gamma_m < \gamma_d \quad 3.25.5$$

### 3.26. Μεταβολές της θερμοκρασίας του αέρα σε έναν τόπο Η θερμοδυναμική εξίσωση

Ως γνωστόν, η μαθηματική έκφραση του πρώτου θερμοδυναμικού αξιώματος, για τη μονάδα μάζας του αέρα, γράφεται:

$$dq = C_p dT - \alpha dp \quad 3.26.1$$

Παραγωγίζοντας τη σχέση 3.26.1 ως προς το χρόνο (t) έχουμε:

$$\frac{dq}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt} \quad 3.26.2$$

Ως γνωστόν ισχύουν οι σχέσεις – ταυτότητες

$$\frac{dT}{dt} \cong \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T + w \frac{\partial T}{\partial Z} \quad 3.26.3$$

$$\frac{dp}{dt} \cong \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} p + \vec{w} \frac{\partial p}{\partial Z} \quad 3.26.4$$

όπου  $\vec{V}_H$  : αναφέρεται στις οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου (u, v) και w στην κατακόρυφη συνιστώσα του ανέμου.

$\vec{\nabla} T$  η οριζόντια “κλίση” (grad) της θερμοκρασίας  
(σημειώνεται ότι: το  $(-\vec{\nabla} T)$  εκφράζει την οριζόντια θερμοβαθμίδα.

$\vec{\nabla} p$  : η οριζόντια “κλίση” της πίεσης, ( $\vec{\nabla} p$  είναι η οριζόντια βαροβαθμίδα).



Με βάση τις 3.26.3, 3.26.4 η 3.26.2 μπορεί να γραφεί:

$$\frac{dq}{dt} = C_p \frac{\partial T}{\partial t} + C_p \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T + C_p \cdot \vec{w} \frac{\partial T}{\partial Z} - \alpha \frac{\partial p}{\partial t} - \alpha \cdot \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} p - \alpha \cdot \vec{w} \frac{\partial p}{\partial Z} \quad 3.26.5$$

Επειδή τόσο η τοπική μεταβολή της πίεσης  $\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)$  όσο και η οριζόντια “μεταφορά”  $(\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} p)$  θεωρούνται, στη μετεωρολογική πρακτική, ασήμαντες ποσοτικά, οι όροι που περιέχουν αυτές τις παραμέτρους στη σχέση 3.26.5 θεωρούνται αμελητέοι και μπορούν να παραληφθούν. Έτσι η 3.26.5 γράφεται:

$$\frac{dq}{dt} = C_p \frac{\partial T}{\partial t} + C_p \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T + C_p \cdot \vec{w} \frac{\partial T}{\partial Z} - \alpha \cdot \vec{w} \frac{\partial p}{\partial Z} \quad 3.26.6$$

Από την υδροστατική εξίσωση έχουμε:

$$\partial p = -\rho \cdot g \cdot \partial Z = -\frac{1}{\alpha} g \cdot \partial Z \quad \text{και} \quad g = -\alpha \frac{\partial p}{\partial Z}$$

Επίσης για την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα  $\gamma$ , ως γνωστόν ισχύει:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial Z}$$

Έτσι η 3.26.6 γράφεται:

$$\frac{dq}{dt} = C_p \frac{\partial T}{\partial t} + C_p \cdot \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T - \gamma \cdot C_p \cdot \vec{w} + g \cdot \vec{w} \quad 3.26.7$$

Διαιρώντας με  $C_p$  έχουμε:

$$\frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T - \gamma \cdot \vec{w} + \frac{g}{C_p} \vec{w} \quad 3.26.8$$

Επειδή  $g/C_p = \gamma_d$ , όπου  $\gamma_d$  είναι η κατακόρυφη “αδιαβατική” θερμοβαθμίδα του αέρα η 3.26.8 γράφεται:

$$\frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T + (\gamma_d - \gamma) \cdot \vec{w}$$

$\vec{w} = \eta$  κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας  $\vec{V}$  και

$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} - \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T + (\gamma_d - \gamma) \cdot \vec{w} \quad 3.26.9$
---

Η σχέση 3.26.9 αποτελεί τη μαθηματική έκφραση της “**Θερμοδυναμικής Εξίσωσης**” σε καρτεσιανές συντεταγμένες.

Η θερμοδυναμική αυτή εξίσωση, σε συντεταγμένες πίεσης, γράφεται:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} - \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T + (\Gamma_d - \Gamma) \cdot \vec{w} \quad 3.26.10$$

όπου  $\Gamma_d = \frac{dT}{dp}$ ,  $\Gamma = \frac{\partial T}{\partial p}$ , και

$\omega = \frac{\partial p}{\partial t}$  η κατακόρυφη ταχύτητα,  $\omega < 0$  για τις ανοδικές κινήσεις και  $\omega > 0$  για τις καθοδικές).

Από τη σχέση 3.26.9 προκύπτει ότι η μεταβολή της θερμοκρασίας σε έναν τόπο, ως προς τον χρόνο, εξαρτάται από την ταυτόχρονη δράση τριών παραγόντων – όρων.

1. Ο όρος  $\frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt}$  της “μη αδιαβατικής θέρμανσης” ή “θερμοκηπικός όρος”,  
 2. Ο όρος  $\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla}T$  της “οριζόντιας μεταφοράς της θερμοκρασίας” (horizontal temperature advection)  $A_T = -(\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla}T)$

3. Ο όρος  $(\gamma_d - \gamma) \vec{\omega}$  της “αδιαβατικής” ψύξης ή θέρμανσης του αέρα κατά τις ανοδικές ή καθοδικές του κινήσεις αντίστοιχα.

Για τη δράση του κάθε όρου μπορούν ν’ αναφερθούν τα εξής:

1. “Μη αδιαβατική” θέρμανση του αέρα έχουμε ύστερα από απορρόφηση ακτινοβολιών μεγάλου μήκους κύματος (υπέρυθρη) ή με τη φάση ανταλλαγής ποσοτήτων θερμότητας ανάμεσα στη ξηρά ή τη θάλασσα και του αέρα.

2. Ο όρος της οριζόντιας μεταφοράς της θερμοκρασίας  $A_T = -(\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla}T)$ , αναφέρεται στην οριζόντια κυκλοφορία του αέρα, στη μεταφορά δηλαδή πάνω από το συγκεκριμένο τόπο, αερίων μαζών από το γειτονικό του περιβάλλον. Ο όρος αυτός  $A_T = -(\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla}T)$ , μπορεί να είναι θετικός ( $A_T > 0$ ) οπότε ομιλούμε για “θερμή μεταφορά”, ή μπορεί να είναι αρνητικός ( $A_T < 0$ ) οπότε μιλάμε για “ψυχρή μεταφορά”.

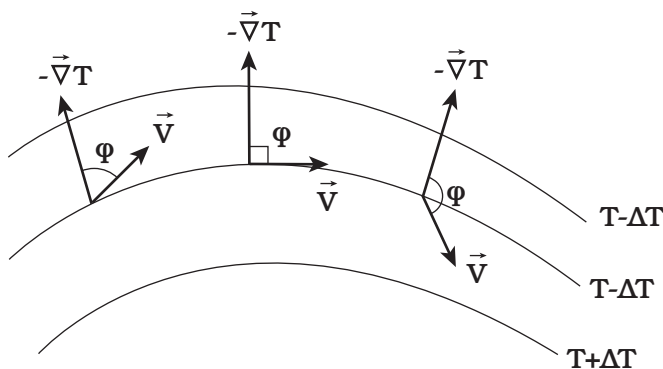
Στην πράξη, με βάση τους χάρτες καιρού, έχουμε έναν απλό – εποπικό τρόπο διάγνωσης αυτής της “θερμής” ή “ψυχρής” μεταφοράς.

Έχοντας πάνω στο χάρτη καιρού, το πεδίο των ισοθερμών, (συνήθως στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa) σημειώνουμε, πάνω από το συγκεκριμένο τόπο

α) το άνυσμα της ταχύτητας του ανέμου, β) το άνυσμα της θερμοβαθμίδας  $\gamma = (-\vec{\nabla}T)$  (βλέπε Σχ. 3.26.1)

Ισχύει:

– Όταν η γωνία φ μεταξύ των ανυσμάτων  $\vec{V}$  και  $-\vec{\nabla}T$  είναι οξεία έχουμε “θερμή” μεταφορά ( $A_T > 0$ ). Είναι προφανές έτσι (φορά του διανύσματος  $V$ ) ότι έχουμε οριζόντια μεταφορά αέρα από θερμότερες προς ψυχρότερες περιοχές.



Σχήμα 3.26.1

- Όταν η γωνία αυτή  $\varphi$  είναι ορθή ( $\varphi = 90^\circ$ ) η μεταφορά είναι μηδέν ( $A_T = 0$ ), και
- Όταν η γωνία αυτή είναι αμβλεία ( $270^\circ > \varphi > 90^\circ$ ) η μεταφορά είναι “ψυχρή” ( $A_T < 0$ ). Είναι επίσης προφανές (φορά του διανύσματος  $\vec{V}$ ) ότι ο αέρας έτσι μεταφέρεται από ψυχρότερες προς θερμότερες περιοχές.

Ο παραπάνω κανόνας αποδεικνύεται από το γεγονός ότι η “μεταφορά”  $A_T$  εκφράζεται ως το “εσωτερικό” γινόμενο των δύο διανυσμάτων ( $\vec{V}$ ) και ( $-\vec{\nabla}T$ ) δηλαδή έχουμε:

$$A_T = -(\vec{V} \cdot \vec{\nabla}T) \quad \text{ή} \quad A_T = |\vec{V}| \cdot |-\vec{\nabla}T| \cdot \text{συν}\varphi \quad 3.26.11$$

Από την 3.26.11 προφανώς προκύπτει ότι:

- Όταν  $\varphi < 90^\circ$ ,  $\text{συν}\varphi > 0$  και άρα  $A_T > 0$  (θερμή μεταφορά)
- Όταν  $\varphi = 90^\circ$ ,  $\text{συν}\varphi = 0$  και άρα  $A_T = 0$  και
- Όταν  $90^\circ < \varphi < 270^\circ$ ,  $\text{συν}\varphi < 0$  και άρα  $A_T < 0$  (ψυχρή μεταφορά)

3. Ο τρίτος όρος  $(\gamma_d - \gamma) \vec{w}$  αναφέρεται στις κατακόρυφες κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα. Οι κινήσεις αυτές θεωρούνται, ως γνωστό, ως αδιαβατικές. Η διαφορά  $(\gamma_d - \gamma)$  είναι συνήθως θετική ( $(\gamma_d - \gamma) > 0$ ). Έτσι για τις ανοδικές κινήσεις,  $\vec{w} = dz/dt > 0$  ο παράγοντας  $-(\gamma_d - \gamma) \vec{w} < 0$  και άρα κατά την αδιαβατική, γενικά, ανοδική κίνηση η αέρια μάζα ψύχεται, ενώ αντίθετα κατά την καθοδική τέτοια κίνηση η αέρια μάζα θα θερμαίνεται. (ο παράγων  $((-\gamma_d - \gamma) \vec{w}) > 0$ ).

**Σημείωση:** Τα  $\vec{w} = dz/dt$  και  $\vec{\omega} = dp/dt$  έχουν εξ ορισμού αντίθετο πρόσημο, επειδή κατά την ανοδική κίνηση το  $dz > 0$ , άρα  $\vec{w} = dz/dt > 0$ , ενώ το  $dp < 0$  άρα  $\vec{\omega} = dp/dt < 0$ .

Έτσι ο τρίτος όρος στη σχέση 3.26.9 (καρτεσιανές συντεταγμένες) είναι με πρόσημο (-), ενώ στη σχέση 3.26.10 (συντεταγμένες πίεσης) με πρόσημο (+).

Είναι προφανές από τη σχέση 3.26.9 ότι: η “τοπική” θέρμανση  $\left(\frac{\partial T}{\partial t} > 0\right)$  ή η “τοπική” ψύξη  $\left(\frac{\partial T}{\partial t} < 0\right)$  εξαρτάται από το πρόσημο του αλγεβρικού αδρούσματος των τριών όρων του δευτέρου μέλους της 3.26.9.

Ακόμη επειδή ο όρος  $(\gamma_d - \gamma) \vec{w}$  μπορεί να θεωρηθεί αμελητέος, σημαίνει ότι το πρόσημο του  $\frac{\partial T}{\partial t}$  εξαρτάται κυρίως από το πρόσημο του όρου

$$A_T = -\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T \text{ και του όρου } \frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} \text{ (όταν } dq > 0 \text{ (απορρόφηση)) } \frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} > 0)$$

και όταν  $dq < 0$  (εκπομπή) τότε  $\frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} < 0$ .

Έτσι όταν η αλγεβρική διαφορά:  $\left(\frac{1}{C_p} \cdot \frac{dq}{dt} - \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T\right)$  έχει θετικό πρόσημο τότε και  $\frac{\partial T}{\partial t} > 0$  δηλαδή έχουμε τοπική θέρμανση.

Ενώ όταν η διαφορά αυτή έχει αρνητικό πρόσημο έχουμε τοπική ψύξη.

## ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ

### 3.27 Οι τρεις καταστάσεις του νερού

Ως γνωστόν, το νερό εμφανίζεται στην ατμόσφαιρα και με τις τρεις του καταστάσεις. Την υγρή (βροχή, σύννεφα) την στερεή (παγοκρύσταλλοι, χιόνι, χαλάζι) και την αέρια (υδρατμίς).

Βέβαια, το 95% περίπου του νερού στην ατμόσφαιρα είναι σε μορφή υδρατμών. Η ποσότητα των υδρατμών μπορεί να παρουσιάζει έντονη τοπική και χρονική μεταβολή.

Η αλλαγή των καταστάσεων του νερού επιτυγχάνεται όταν με την διαδικασία της εκπομπής ή απορρόφησης μεταβάλλεται αρκετά η εσωτερική του ενέργεια.

Τα ποσά της θερμότητας που ελευθερώνονται ή δεσμεύονται με τις διαδικασίες αυτές θεωρούνται σημαντικά (π.χ. κατά την συμπύκνωση-υγροποίηση 1 gr υδρατμών ελευθερώνονται 600 Cal).

Προκειμένου λοιπόν, να κατανοήσουμε την συμπεριφορά του νερού στις διάφορες μεταβολές του είναι απαραίτητη η γνώση ορισμένων θερμοδυναμικών στοιχείων του.

### 3.28 Ισορροπία των φάσεων του νερού

#### A) Ισόθερμη μεταβολή των υδρατμών. Ισόθερμοι του Andrews

Το Σχ. 3.28.1 είναι το γράφημα του νερού σε ορθοκανονικό σύστημα συντεταγμένων με άξονες: την πίεση P και τον ειδικό όγκο α. Οι συνεχείς γραμ-

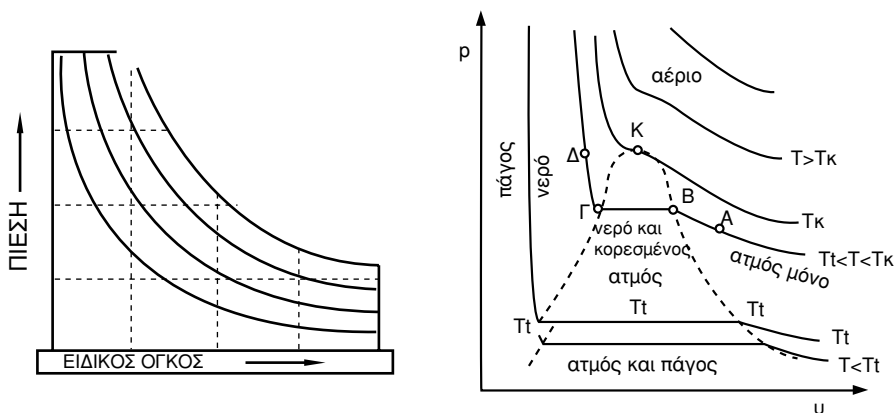
μές του σχήματος αυτού είναι **ισόθερμες** που επεκράτησε να λέγονται ισόθερμες του Andrews.

Το γράφημα αυτό μπορεί να γίνει, εργαστηριακώς, όταν διαθέτουμε υδρατμό μέσα σε ορισμένο κύλινδρο με κινητό έμβολο, ενώ όλο το σύστημα βρίσκεται μέσα σε μια δεξαμενή θερμότητας που κάθε φορά μπορούμε να συμπιέζουμε το κινητό έμβολο υπό συνθήκες, ορισμένης-σταθερής θερμοκρασίας.

Θεωρήσουμε ότι ο υδρατμός βρίσκεται στον ως άνω κύλινδρο υπό σταθερή θερμοκρασία  $T = 300 \text{ }^\circ\text{K}$ . Πιέζοντας συνεχώς το έμβολο και μετρώντας τις διάφορες τιμές των  $P$  και  $a$  έχουμε τελικά την γραμμή  $A B \Gamma \Delta$  στο Σχ. 3.28.1. Στην κατάσταση που αντιστοιχεί στην περιοχή του σημείου  $A$  όλο το νερό είναι υδρατμός. Το τμήμα της ως άνω ισόθερμης  $A B$  μοιάζει με υπερβολή πράγμα που δείχνει ότι οι υδρατμοί σ'αυτή την κατάσταση συμπεριφέρονται περίπου ως τέλεια αέρια καθότι, όπως είναι γνωστό, η ισόθερμη αυτή έχει την ίδια μορφή όταν το ίδιο, ως άνω, πείραμα γίνεται με τέλειο αέριο.

Όταν τώρα ο ατμός φθάσει στην κατάσταση που αντιπροσωπεύεται από το σημείο  $B$  του Σχ. 3.28.1 τότε αρχίζει η συμπύκνωσή του. Μια απειροστή περαιτέρω ελάττωση του όγκου η αύξηση της πίεσης του εν λόγω υδρατμού έχει σαν συνέπεια την μετατροπή όλου του υδρατμού σε συμπυκνωμένο υδρατμό δηλ. σε υγρή φάση.

Στο στάδιο της διαδικασίας που αντιστοιχεί στην γραμμή  $B\Gamma$  η πίεση  $P$  παραμένει σταθερή και έτσι ο συμπυκνωμένος υδρατμός μετατρέπεται όλος σε νερό με σταθερή πίεση και θερμοκρασία. Η σταθερή αυτή πίεση είναι η τάση των κορεσμένων ατμών  $e$  θερμοκρασίας ίσης με εκείνη της ισόθερμης  $AB$ . Από την παρακείμενη ισόθερμη του Σχ. 3.28.1 φαίνεται καθαρά ότι η  $e$  είναι συνάρτηση μόνο της θερμοκρασίας.



Σχ. 3.28.1 Γράφημα του νερού στο επίπεδο  $(p-a)$ . Ισόθερμοι του Andrews.

Στην κατάσταση που περιγράφεται από τις συντεταγμένες του σημείου Γ ο υδρατμός όλος έχει γίνει νερό που θεωρείται πρακτικά ασυμπίεστο. Συνέπεια, του γεγονότος αυτού είναι το τμήμα ΓΔ της ισόθερμης αυτής, γιατί ενώ η πίεση P μπορεί να αυξηθεί απεριόριστα, ο ειδικός όγκος α παραμένει με μεγάλη προσέγγιση σταθερός.

Η διακεκομμένη γραμμή στο Σχ. 3.28.1 χωρίζει το επίπεδο P, α σε περιοχές που τα σημεία του αντιπροσωπεύουν διάφορες καταστάσεις του νερού.

Ετσι, στην περιοχή της γραμμής ΑΒ το νερό βρίσκεται σε αέρια κατάσταση (υδρατμός), στην περιοχή της γραμμής ΒΓ συνυπάρχουν νερό και κορεσμένος-συμπυκνωμένος υδρατμός, και τέλος στην περιοχή της γραμμής ΓΔ το νερό βρίσκεται σε υγρή μόνο κατάσταση, φυσικά για τη θερμοκρασία που αντιπροσωπεύεται από την ισόθερμη Α Β Γ Δ.

Όπως φαίνεται στο Σχ. 3.28.1 δύο ισόθερμες: οι  $T_t$  και  $T_K$  είναι χαρακτηριστικές. Αποδεικνύεται, πειραματικά, ότι όταν ο υδρατμός συμπιέζεται σε θερμοκρασία  $T = 0,01^\circ \text{C}$  τότε σε μια ορισμένη τιμή της πίεσης  $P = 6,11 \text{ mb}$  και του ειδικού όγκου, ο υδρατμός θα αρχίσει να γίνεται νερό και πάγος.

Ετσι κατά μήκος του ευθύγραμμου τμήματος της ισόθερμης T θα συνυπάρχουν υδρατμός και πάγος. Η κατάσταση αυτή είναι γνωστή ως "τριπλή κατάσταση του νερού". Οι τιμές του ειδικού όγκου α είναι αντίστοιχα :

$$\alpha_t = 206200 \text{ m}^3/\text{ton} \text{ για τον υδρατμό.}$$

$$\alpha_t = 1,091 \text{ m}^3/\text{ton} \text{ για τον πάγο και}$$

$$\alpha_t = 1,00 \text{ m}^3/\text{ton} \text{ για το νερό.}$$

Τα σημεία της περιοχής που περικλείεται από την διακεκομμένη γραμμή και το ευθύγραμμο τμήμα της ισόθερμης  $T_t$  και που αντιστοιχούν σε θερμοκρασία μικρότερη της  $T_t$  δηλ.  $T < T_t$  αντιπροσωπεύουν καταστάσεις του νερού όπου συνυπάρχουν ατμός και πάγος μόνο και σε ορισμένες σπάνιες όμως, περιπτώσεις ατμός και νερό σε υπέρπτηξη.

Η άλλη σημαντική ισόθερμη είναι αυτή που περνά από το "κρίσιμο" σημείο °k. Το κρίσιμο αυτό σημείο K για το νερό αντιστοιχεί: σε θερμοκρασία  $T_K = 374^\circ \text{C}$  ή  $647^\circ \text{K}$ , πίεση  $P_K = 221.000 \text{ mb} = 218 \text{ atm}$ . και ειδικό όγκο  $\alpha_K = 3,1 \text{ m}^3/\text{ton}$ .

Τα σημεία της περιοχής που αντιστοιχούν σε καταστάσεις του νερού με θερμοκρασία μεγαλύτερη της  $T_K$  αντιπροσωπεύουν αέρια μόνο κατάσταση και οι διαδικασίες μεταβολών του, ακολουθούν τους νόμους των τελείων αερίων.

Αξίζει να σημειωθεί εδώ, ότι οι θερμοκρασίες που αντιστοιχούν στα κρίσιμα σημεία των κύριων συστατικών του ξηρού αέρα είναι:

$$\text{Αζωτο} \quad T_K = -147^\circ \text{C}$$

$$\text{Αργό} \quad T_K = -122^\circ \text{C}$$

$$\text{Οξυγόνο} \quad T_K = -119^\circ \text{C}$$

$$\text{Διοξείδιο του άνθρακα} \quad T_K = +31^\circ \text{C}$$

Όπως παρατηρούμε οι θερμοκρασίες των κρίσιμων σημείων των κύριων συστατικών του ξηρού αέρα, εκτός από το  $\text{CO}_2$  είναι πολύ πιο χαμηλές από αυτές που συναντώνται στην ατμόσφαιρα και έτσι δεν είναι δυνατή σ' αυτήν η υγροποίησή τους. Για το  $\text{CO}_2$  η θερμοκρασία και η πίεση που αντιστοιχούν στο κρίσιμο σημείο του είναι αντίστοιχα  $+31\text{ }^\circ\text{C}$  και  $73\text{ mb}$  συνθήκες δηλ. που συναντώνται στην ατμόσφαιρα και άρα μπορεί να πει κανείς, καταρχήν, ότι είναι δυνατή σ' αυτήν η υγροποίησή του. Αν όμως λάβουμε υπόψη και την περιεκτικότητα του ξηρού αέρα σε  $\text{O}_2$ , που είναι πάρα πολύ μικρή, τότε βλέπουμε ότι ο ειδικός όγκος του είναι πάρα πολύ μεγάλος έτσι ώστε οι ισόθερμες του Andrews για το  $\text{CO}_2$  της ατμόσφαιρας να βρίσκονται πολύ πιο πάνω από το κρίσιμο σημείο του πράγμα που σημαίνει ότι δεν είναι δυνατή και η υγροποίηση του  $\text{CO}_2$  στην ατμόσφαιρα.

Στο σημείο αυτό μπορούμε να διακρίνουμε τις έννοιες αέριο και ατμός.

Ένα υλικό σώμα που δεν έχει ελεύθερη επιφάνεια αλλά καταλαμβάνει οσοδήποτε χώρο που διατίθεται λέγεται αέριο μεν αν η θερμοκρασία του είναι μεγαλύτερη από αυτήν που αντιστοιχεί στο κρίσιμο σημείο του και ατμός δε αν η θερμοκρασία του είναι μικρότερη από αυτήν που αντιστοιχεί στο κρίσιμο σημείο του.

Μετά από αυτή τη διάκριση μπορούμε να πούμε ότι στην ατμόσφαιρα το νερό που υπάρχει σε αέρια κατάσταση είναι μόνο ατμός.

### ***B) Ισόχωρη μεταβολή των υδρατμών. Τριπλό σημείο***

Στο Σχ. 3.28.2 παρουσιάζεται το γράφημα του νερού στο επίπεδο P-T και ιδιαίτερα το μέρος εκείνο του γραφήματος που αντιστοιχεί σε πιέσεις ίσες με τις τιμές που μπορεί να πάρει η τάση των κορεσμένων ατμών  $e_s$ .

Η γραμμή TB είναι η καμπύλη, ισορροπίας ανάμεσα στην υγρή και στερεή φάση του νερού (καμπύλη τήξης ή πήξης). Είναι με άλλα λόγια, η καμπύλη αυτή ο γεωμετρικός τόπος των σημείων στα οποία συνυπάρχουν η στερεή και η υγρή φάση του νερού. Η καμπύλη αυτή TB έχει ελαφρώς αρνητική κλίση γιατί στην περίπτωση του νερού ισχύει: Η αύξηση της πίεσεως συνεπάγεται ελάττωση του σημείου τήξεως ή πήξεως του νερού. Σε άλλες περιπτώσεις που συμβαίνει το αντίθετο η TB θα έχει θετική κλίση.

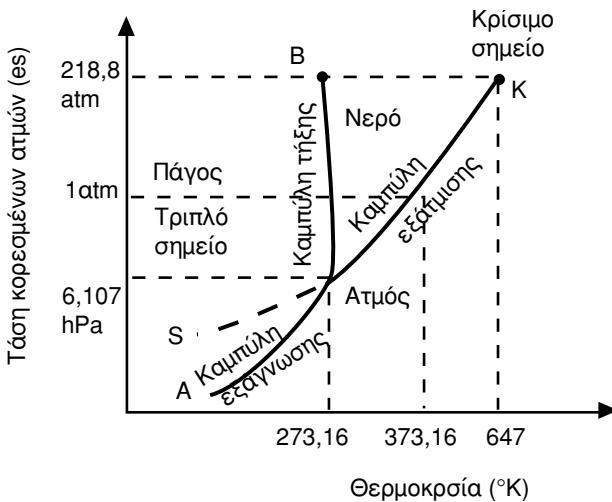
Η γραμμή TK είναι η καμπύλη ισορροπίας ανάμεσα στην υγρή και την αέρια φάση του νερού (καμπύλη εξάτμισης ή εξαέρωσης). Η καμπύλη αυτή παρουσιάζει ανώτερο όριο στο "κρίσιμο" για το νερό σημείο K ( $e_{SK}=218\text{ atm}$  και  $T_K=374\text{ }^\circ\text{C}$ ). Η γραμμή TA είναι η καμπύλη ισορροπίας ανάμεσα στην αέρια και στερεή φάση του νερού (καμπύλη εξαχνωσης).

Οι τρεις παραπάνω καμπύλες τέμνονται στο σημείο T το οποίο λέγεται "τριπλό σημείο" ( $e_{ST}=6,11\text{ mb}$ ,  $T_K=273,16\text{ }^\circ\text{K}$ ) και στο οποίο όπως είναι φυσικό συνυπάρχουν και οι τρεις φάσεις του νερού. Δηλ. στο σημείο T έχουμε

ταυτόχρονα πήξη και βρασμό του νερού. Με άλλα λόγια σε πίεση 6,11 mb το νερό παγώνει και βράζει στους 0,16 °C.

Οι τρεις παραπάνω καμπύλες χωρίζουν το επίπεδο ( $e_s - T$ ) σε τρεις διακεκριμένους χώρους: ατμός, νερό, πάγος.

Όπως φαίνεται στο Σχ. 3.14.2 η καμπύλη εξαέρωσης  $T_K$  επεκτείνεται και κάτω από το “τριπλό” σημείο T, καθότι είναι δυνατόν το νερό να παραμείνει στην υγρή του φάση σε θερμοκρασίες μικρότερες του T (κατάσταση υπέρτηξης). Τα σημεία της ασυνεχούς γραμμής  $T_S$  ανιπροσωπεύουν καταστάσεις του νερού στις οποίες υπάρχουν σε ισορροπία κορεσμένος ατμός και νερό σε υπέρτηξη.



Σχ. 3.28.2 Γράφημα του νερού στο επίπεδο ( $e_s - T$ ). Τριπλό σημείο.

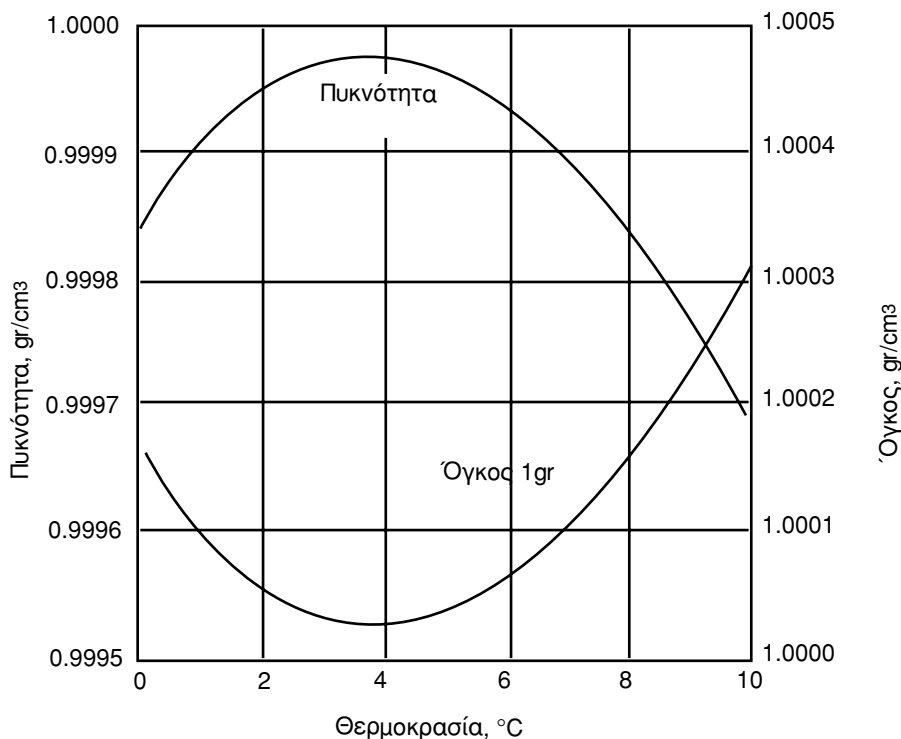
Στην ατμόσφαιρα είναι σύννηδες το φαινόμενο να υπάρχουν σταγόνες νερού σε υπέρτηξη θερμοκρασίας και μέχρι -40 °C όταν βεβαίως δεν υπάρχουν πυρήνες από πάγο.

Από τη θέση της καμπύλης  $T_S$  σε σχέση με αυτή της καμπύλης TA μπορούμε να κάνουμε μια διάκριση ανάμεσα στην τάση των κορεσμένων ατμών ως προς το νερό σε υπέρτηξη και στην τάση των κορεσμένων ατμών ως προς τον πάγο. Από το Σχ. 3.28.1 φαίνεται λοιπόν ότι, η τάση των κορεσμένων ατμών ως προς τον πάγο είναι μικρότερη από εκείνη ως προς το νερό σε υπέρτηξη κάτω από τις ίδιες συνθήκες θερμοκρασίας. Επομένως, στις περιπτώσεις εκείνες στις οποίες συνυπάρχουν πάγος και νερό σε υπέρτηξη, οι υπάρχοντες υδρατμοί είναι δυνατόν να είναι κορεσμένοι ως προς τον πάγο και ακόρεστοι ως προς το νερό σε υπέρτηξη. Το γεγονός αυτό, είναι πολύ σημαντικό στη Μετεωρολογία καθότι, όπως θα δούμε παρακάτω, αποτελεί τη βάση της θεωρίας του σχηματισμού της βροχής κατά Bergeron-Findeisen.



### 3.29 Ανωμαλία διαστολής του νερού

Το νερό παρουσιάζει ανωμαλία κατά τη διαστολή του καθότι, θερμαινόμενο μεταξύ  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  και  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  συστέλλεται, δηλ. ελαττώνεται ο όγκος του και άρα αυξάνει η πυκνότητά του, ενώ πάνω από τη θερμοκρασία των  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  ακολουθεί κανονική πορεία δηλ. θερμαινόμενο διαστέλλεται. Στο Σχ. 3.29.1 φαίνεται η μεταβολή της πυκνότητας και του όγκου του νερού ως προς τη θερμοκρασία. Στους  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  το νερό έχει την μέγιστη πυκνότητα ίση με  $1\text{ gr}/\text{m}^3$ .



Σχ. 3.29.1

Η ιδιότητα (ανωμαλία) αυτή του νερού εξηγεί βέβαια το γιατί τον χειμώνα στις λίμνες, τα ποτάμια και στις θάλασσες πολλών γεωγραφικών περιοχών με ψυχρό κλίμα, η θερμοκρασία στο πυθμένα μεν παραμένει περίπου στους  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  ενώ στην επιφάνεια το νερό έχει μικρότερη θερμοκρασία ή και φθάνει στους  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  οπότε γίνεται πάγος. Για την επίτευξη αυτού του γεγονότος ακολουθεί η εξής πορεία:

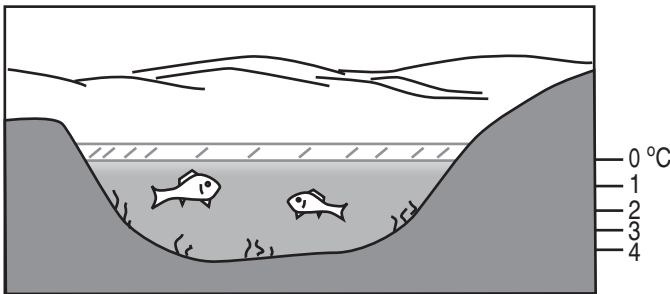
Αρχικά τα επιφανειακά στρώματα ψύχονται (η θερμοκρασία τους π.χ. πέφτει από τους  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  προς τους  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) οπότε και συστέλλονται. Επειδή, όμως

με αυτόν τον τρόπο η πυκνότητα τους αυξάνει γίνονται δηλ. ειδικώς βαρύτερα, βυθίζονται και αντικαθίστανται από κατώτερα θερμότερα στρώματα νερού.

Η βαθμιαία ψύξη και στην συνέχεια καταβύθιση των επιφανειακών στρωμάτων συνεχίζεται μέχρις ότου ολόκληρη η ποσότητα του νερού π.χ. της λίμνης λάβει τη θερμοκρασία 4 °C. Στη θερμοκρασία αυτή το νερό, όπως είπαμε, έχει την μεγίστη πυκνότητα και άρα δεν είναι δυνατόν να υπάρξει νερό ειδικώς βαρύτερό του. Περαιτέρω, ψύξη των ανωτέρω στρωμάτων του νερού τα καθιστά ελαφρότερα από τα υποκείμενα τους στρώματα και ως εκ τούτου παραμένουν επιπλέοντα μέχρις ότου μεταβληθούν σε πάγο. Αλλά και ο πάγος επιπλέει γιατί η πυκνότητά του είναι μικρότερη του νερού ( $e_{\text{π}} = 0.92\text{gr/m}^3$ ).

Με τον τρόπο αυτό ολόκληρος σχεδόν, η μάζα του μη στεροποιηθέντος νερού παραμένει στους 4 °C καθόλη την ψυχρή περίοδο. Όπως παρατηρούμε βέβαια, στο Σχ. 3.29.2 μόνο τα αμέσως κάτω από το παγόστρωμα στρώματα έχουν θερμοκρασία μικρότερη από τους 4 °C.

Προφανώς, η ανωμαλία αυτή διαστολής του νερού έχει πολύ μεγάλη σημασία για την οικονομία της φύσης καθόσον επιτρέπει πράγματι τη ζωή των υδροβίων όντων μέσα στο νερό και κατά την διάρκεια της ψυχρής περιόδου.



Σχ. 3.29.2 Το νερό στα κατώτερα στρώματα διατηρείται συνεχώς σε θερ/σία 4 °C.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ

### 4.1. Υδροσυμπκνώσεις – Νέφη – Νέφωση

#### Γενικά

Ο υγρός αέρας είναι δυνατόν να ψυχθεί, είτε με ακτινοβολία είτε με μεταφορά του σε ψυχρότερη περιοχή, είτε με αδιαβατική του εκτόνωση. Όταν όμως, με μια από τις παραπάνω διαδικασίες, η θερμοκρασία του πέσει κάτω από τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου τότε μέρος των υαυαρόντων σ' αυτόν υδρατμών συμπυκνώνονται.

Αυτό σημαίνει ότι μεταβαίνουν από την αέρια κατάσταση στην υγρή ή στερεή και σχηματίζονται με τον τρόπο αυτό λεπτότατα σταγονίδια ή πολύ λεπτά παγοκρυστάλλια. Κάθε ορατό σύνολο από υδροσταγονίδια ή παγοκρυστάλλια ή από υδροσταγονίδια και παγοκρυστάλλια που αιωρείται στην ατμόσφαιρα λέγεται νέφος.

Όμως για να γίνει συμπύκνωση των υδρατμών και να σχηματιστούν νέφη δεν είναι αρκετή μόνο η ψύξη του υγού αέρα. Θα πρέπει οπωσδήποτε να υπάρχουν και "οι πυρήνες συμπύκνωσης". Οι πυρήνες αυτοί είναι, κυρίως, μικροσκοπικά σωματίδια που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα. Τα μόρια του Χλωριούχου Νατρίου (NaCl) που προέρχονται από τα υδρογασταγονίδια που αποσπώνται, κυρίως, από τις κορυφές των κυμάτων όταν υπάρχει θαλασσοταραχή, είναι ιδανικοί πυρήνες συμπύκνωσης. Επίσης, και άλλα ιόντα ή μικρά μερίδια σκόνης είναι πυρήνες συμπύκνωσης των υδρατμών.

### 4.2. Ταξινόμηση των νεφών

Τα νέφη ανάλογα, με τον τρόπο σχηματισμού τους διαιρούνται, αντίστοιχα, σε νέφη: 1) Ατμοσφαιρικών διαταράξεων 2) ανοδικών ρευμάτων 3) ορογραφικά και 4) μετωπικά.

Το μέγιστο ύψος των νεφών δεν ξεπερνά τα 15 Km.

Διακρίνουμε, ανάλογα, με το ύψος τους τέσσερις ομάδες νεφών:

1) τα κατώτερα 2) τα μέσα 3) τα ανώτερα και 4) τα κατακόρυφης ανάπτυξης.

Αναλυτικότερα, ισχύουν τα εξής:

### 1. Κατώτερα νέφη

Τα νέφη αυτά ξεκινούν από την επιφάνεια του εδάφους και έχουν μέγιστο ύψος περίπου 2 Km. Στην ομάδα αυτή ανήκουν τρία είδη νεφών:

- (α) Τα Stratus (St) (Σχ.4.2.1 ). Αποτελούνται μόνο από υδροσταγονίδια και πολλές φορές δίνουν ασθενή βροχή.
- (β) Stratocumulus (Sc) (Σχ.4.2.1). Αποτελούνται από νεφοσταγονίδια και παγοκρυστάλλια και συνήθως, δίνουν βροχοπτώση ή χιονόπτωση ασθενούς έντασης.
- (γ) Nimbostratus (Ns) (Σχ.4.2.1). Είναι χαρακτηριστικό το γκριζο χρώμα τους. Τα νέφη αυτά αποτελούνται από βροχοσταγόνες, παγοκρυστάλλια ή νιφάδες χιονιού και η βροχή ή το χιόνι που δίνουν είναι, συνήθως, μικρής έντασης αλλά μεγάλης διάρκειας.

### 2. Μέσα νέφη

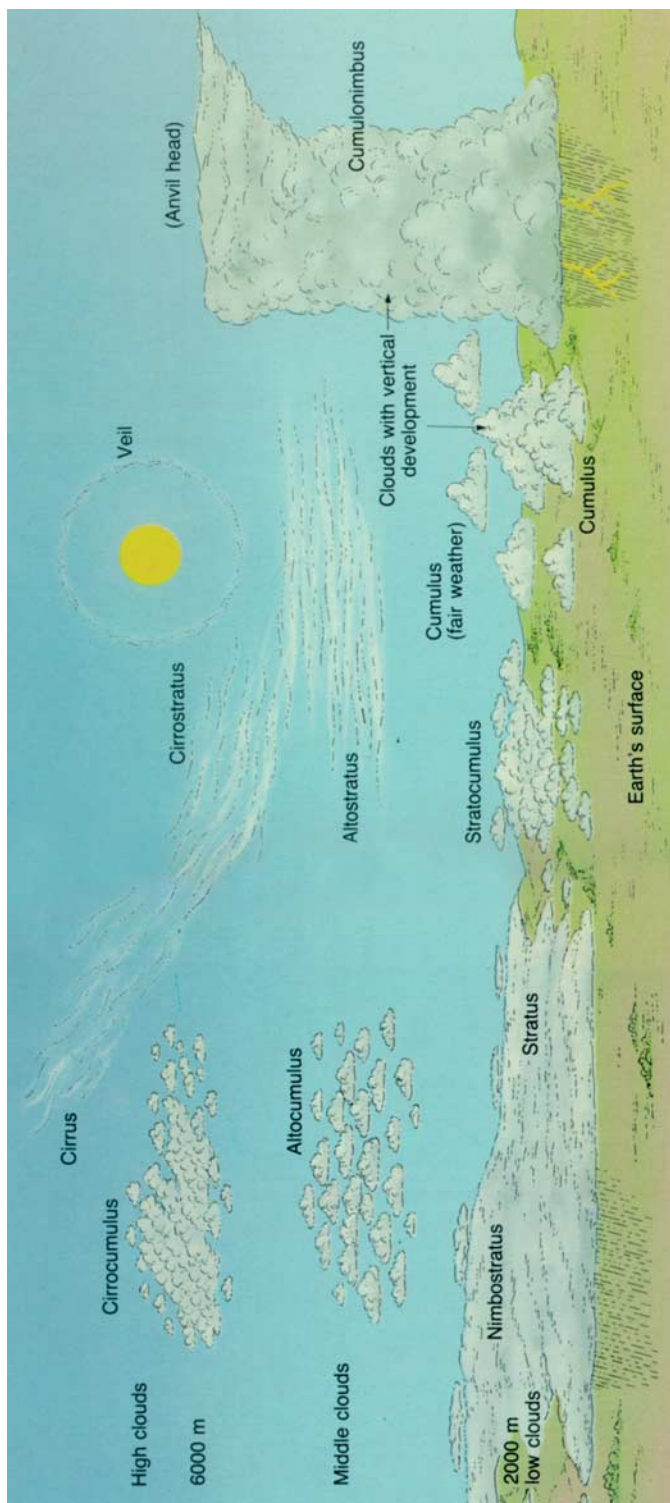
Τα νέφη αυτά έχουν μέσο ελάχιστο ύψος περίπου 2 Km και μέσο μέγιστο ύψος περίπου 6 Km. Η ομάδα αυτή περιλαμβάνει δύο είδη νεφών:

- (α) Altocumulus (Ac) (Σχ. 4.2.1). Αποτελούνται, κυρίως, από νεφοσταγονίδια. Παρουσιάζουν, συνήθως, μορφή και διάταξη τέτοια στον ουρανό ώστε να δίνουν την εικόνα ενός πλακόστρωτου.
- (β) Altostratus (As) (Σχ.4.2.1.). Αποτελούν ένα φαιό διάχυτο πέπλο που, συνήθως, καλύπτει όλο τον ουρανό. Αποτελούνται από νεφοσταγονίδια και παγοκρυστάλλια. Είναι, γενικά, βροχοφόρα νέφη και δίνουν παρατεταμένη βροχοπτώση ή χιονόπτωση.

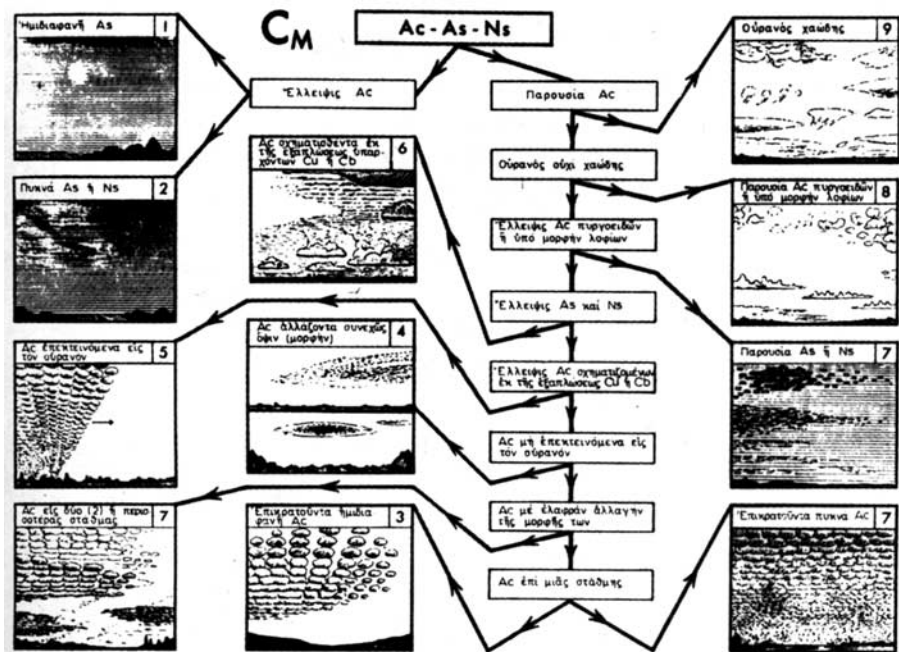
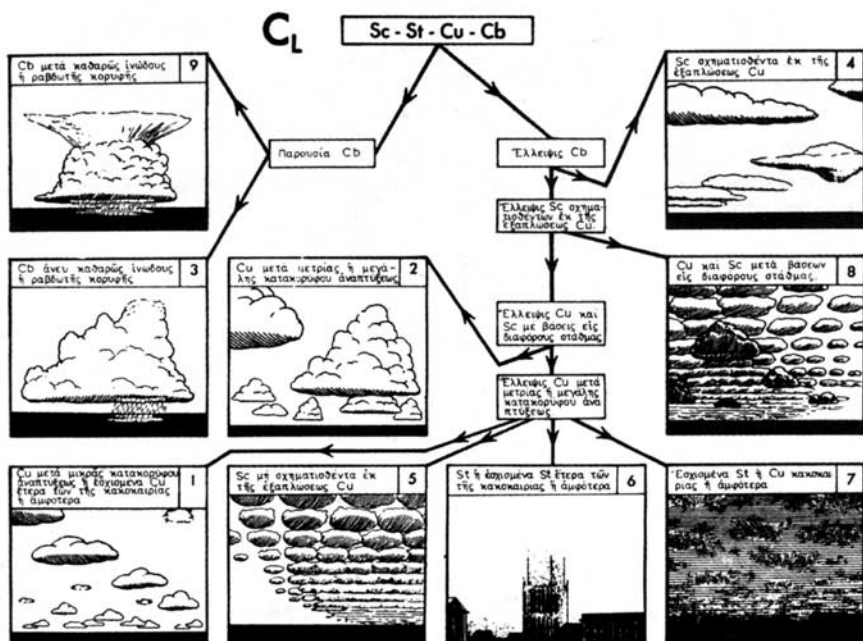
### 3. Τα ανώτερα νέφη

Η βάση των νεφών της ομάδας αυτής έχει ελάχιστο ύψος μεγαλύτερο των 7 Km και συναντώνται, σχεδόν, μέχρι την περιοχή της τροπόπαυσης. Στην ομάδα αυτή ανήκουν τρία είδη νεφών:

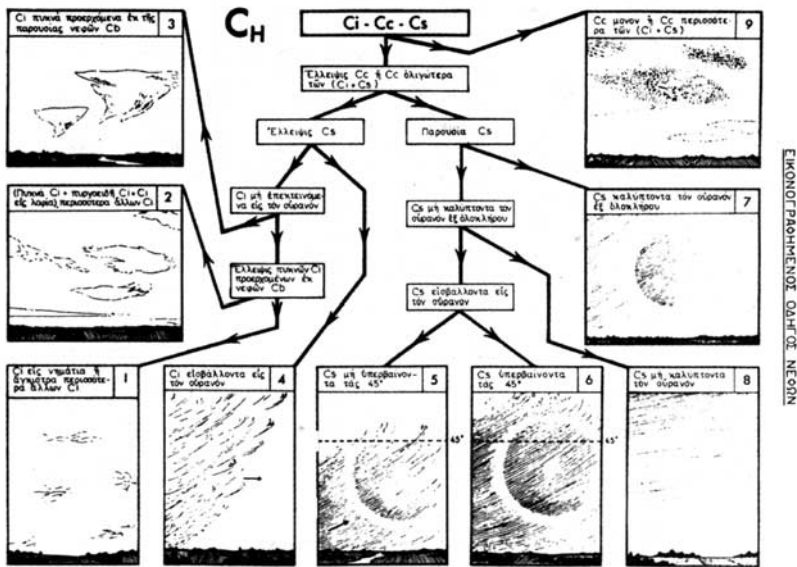
- (α) Cirrus (Ci) ( Σχ.4.2.1). Είναι νέφη λεπτά, ινώδη, συνήθως, άσπρα ή με μεταξωτή λάμψη. Αποτελούνται από παγοκρυστάλλους και είναι τα λευκότερα από όλα τα νέφη.
- (β) Cirrocumulus (Cc) (Σχ.4.2.1). Είναι νέφη λευκά και αποτελούνται από παγοκρυστάλλια και νεφοσταγονίδια σε υπέρτηξη που γρήγορα μετατρέπονται σε παγοκρυστάλλια. Δεν έχουν ινώδη μορφή.
- (γ) Cirrostratus (Cs) (Σχ.4.2.1). Αποτελούνται από παγοκρυστάλλους και έχουν, συνήθως, την μορφή ινώδους πέπλου λεπτού και άσπρου, που καλύπτει μέρος του ουρανού. Οι ακτίνες του Ηλίου ή και της Σελήνης περνώντας μέσα από τα νέφη αυτά σχηματίζουν, συνήθως, το φαινόμενο της “άλω”.



Σχ. 4.2.1. Οι 4 ομάδες νεφών με τα αντίστοιχα ύψη και είδη νεφών (από Frederick, et al., 1979).



Σχ. 4.2.1



Σχ. 4.2.1

#### 4. Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν δύο είδη νεφών:

- (α) Cumulus (Cu), (Σχ.4.2.1). Εμφανίζονται στον ουρανό ως σωροί από βαμβάκι. Είναι νέφη, λοιπόν, πυκνά με κατακόρυφη ανάπτυξη. Δημιουργούνται, συνήθως, με αίθριο καιρό και όταν οι ανοδικές κινήσεις του αέρα είναι ισχυρές. Η βάση τους εμφανίζεται σε χαμηλό ύψος. Αποτελούνται από νεφοσταγονίδια και σε περίπτωση που η κατακόρυφη ανάπτυξη τους είναι πολύ μεγάλη, μπορεί να δώσουν βροχή μεγάλης έντασης.
- (β) Cumulonimbus (Cb) (Σχ.4.2.1). Τα νέφη του είδους αυτού έχουν πολύ μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη, είναι ογκώδη και παρουσιάζουν μορφή βουνών ή πύργων. Η κορυφή τους μπορεί να ξεπεράσει και τα 12 Km και συνήθως, απλώνεται με την μορφή άκμονα. Είναι, κατεξοχήν, τα καταγιδοφόρα νέφη. Δίνουν ραγδαίες βροχές που, μερικές φορές, συνοδεύονται από χαλάζι. Εντός της νεφικής τους μάζας είναι χαρακτηριστικό οι έντονες ανοδικές και καθοδικές κινήσεις, που έχουν σαν συνέπεια την ανάπτυξη ηλεκτρικών φορτίων τα οποία δημιουργούν τους κεραυνούς (αστραπές και βροντές).

## Νέφωση

Ο όρος **Νέφωση** αναφέρεται στο ποσοστό της έκτασης του ουρανού θόλου που είναι καλυμμένος με νέφη.

Η νέφωση εκφράζεται, διεθνώς, σε όγδοα καλυμμένου ουρανού.

Δηλ. νέφωση μηδέν (0) δηλώνει αίθριο ουρανό (ουρανός τελείως ακάλυπτος από νέφη) ενώ 8/8 νέφωση δηλώνει ουρανό εντελώς νεφοσκεπή. (ουράνιος θόλος τελείως καλυπτόμενος από νέφη).

Είναι προφανές, ότι η νέφωση συνδέεται άμεσα με την ηλιοφάνεια δηλ. το χρονικό διάστημα της ημέρας που ο ήλιος είναι ορατός και ανεμπόδιστα φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους η ενέργειά του.

### 4.3. Υδροσυμπκνώσεις μικρής κλίμακας

#### α. Η δρόσος (*dew*)

Ως γνωστόν, κατά τη νύχτα το έδαφος γενικά ψύχεται, λόγω της θερμικής του ακτινοβολίας προς το διάστημα. Όταν με τη διαδικασία αυτή η θερμοκρασία  $\Theta$  των διαφόρων επιφανειακών στρωμάτων του εδάφους κατέλθει στη θερμοκρασία του σημείου δρόσου  $\Theta_d$  του παρεδάφιου στρώματος του αέρα, τότε, οι υδρατμοί του αέρα συμπυκνώνονται με διάφορες μορφές πάνω στις επιφάνειες αυτές.

Στην περίπτωση που ισχύει  $0 < \Theta < \Theta_d$ , τότε πάνω στις διάφορες επιφάνειες του εδάφους (χλόη, φύλλα δένδρων κ.λ.π) σχηματίζονται υδροσταγόνες και το όλο αυτό φαινόμενο είναι γνωστό, με τον όρο **δρόσος**. Στην περίπτωση που η θερμοκρασία  $\Theta$  πέσει κάτω από τους  $0^\circ\text{C}$ , μετά το σχηματισμό της δρόσου, τότε η δρόσος αυτή λέγεται **παγωμένη δρόσος**.

Η δρόσος είναι φαινόμενο μικρής σημασίας για τις περιοχές με υγρά κλίματα. Ομως, κατά τη διάρκεια περιόδων ξηρασίας αποτελεί μια κάποια πηγή νερού για το έδαφος και υπό την έννοια αυτή αποκτά μεγάλη σημασία στη γεωργία.

Συνθήκες που ευνοούν το σχηματισμό δρόσου είναι: **α)** ανέφελος ουρανός κατά τη νύχτα, **β)** άπνοια ή υποπνέον άνεμος και **γ)** μεγάλη τιμή της σχετικής υγρασίας των παρεδάφιων στρωμάτων του αέρα.

#### β. Πάχνη (*Hoar-frost*)

Όταν συμβαίνει να είναι  $\Theta < \Theta_d < 0^\circ\text{C}$  τότε στις επιφάνειες των διαφόρων αντικειμένων του εδάφους σχηματίζονται απευθείας λευκοί παγοκρυσταλλοί και όχι υδροσταγόνες.

Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό με τον όρο: **Πάχνη**.



Είναι δυνατόν, αρκετά εκτεταμένη επιφάνεια του εδάφους να καλύπτεται από τους παγοκρυστάλλους αυτούς οπότε τότε το έδαφος χαρακτηρίζεται ως παχνοσκεπές. Η πάχνη είναι, μάλλον, καταστρεπτική για τα φυτά.

Τα φυσικά βυθίσματα της επιφάνειας της γης ευνοούν το σχηματισμό της πάχνης ενώ η κορυφή ενός λόφου, στην ίδια περιοχή θεωρείται μάλλον δυσμενής θέση για το σχηματισμό πάχνης.

Συνθήκες που ευνοούν το σχηματισμό πάχνης είναι: **α)** άπνοια ή υποπνέων άνεμος με ταχύτητα μικρότερη από 2 m/sec, **β)** ανέφελος ουρανόσ κατά τη νύχτα και **γ)** αρκετά ψυχρό παραδάφιο στρώμα του αέρα.

### **γ. Ομίχλη (fog)**

Η ομίχλη είναι ένα παρεδάφιο νέφος που περιορίζει την οριζόντια ορατότητα κάτω από 1 Km. Το νέφος αυτό αποτελείται από πολύ λεπτά υδροσταγονίδια τα οποία προέρχονται από τη συμπύκνωση των υδρατμών του παρεδάφιου στρώματος του αέρα.

Ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού της ομίχλης διακρίνουμε τους παρακάτω τύπους:

#### **1. Ομίχλη ακτινοβολίας (radiation fog).**

Όπως ήδη έχουμε πει, στην επιφάνεια του εδάφους, κατά τις αίθριες νύχτες (ζαστεριά) το παρεδάφιο στρώμα του αέρα ψύχεται (ψύξη ακτινοβολίας) και έτσι η θερμοκρασία του κατεβαίνει κάτω από το σημείο δρόσου. Τότε, όταν υπάρχουν πυρήνες συμπύκνωσης, αρχίζει συμπύκνωση υπό μορφή μικροσκοπικών υδροσταγονιδίων που τελικά αιωρούνται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους υπό μορφή νέφους. Τα νεφοσταγονίδια αυτά συμπεριφέρονται ως "μέλι" σώματα στα μήκη κύματος των ακτινοβολιών που απορροφούν και έτσι η ακτινοβολία που εκπέμπεται από το νέφος αυτό αυξάνεται με αποτέλεσμα να ευνοείται η ψύξη ακόμη περισσότερο.

Η ομίχλη που σχηματίζεται με αυτό τον τρόπο ονομάζεται ομίχλη ακτινοβολίας.

Το πάχος του παρεδάφιου αυτού νέφους, κατά μέσον όρο, είναι περίπου 300 m. Σχηματίζεται, σχεδόν, μόνο κατά τη διάρκεια της νύχτας πάνω από τη ξηρά (πεδινές εκτάσεις και κοιλάδες) αλλά μπορεί να μετακινηθεί και πάνω από την παρακείμενη θάλασσα σε απόσταση περίπου 10 Km από τη ξηρά.

#### **2. Ομίχλη μεταφοράς (advection fog).**

Όταν υγρές αέριες μάζες μετακινούνται πάνω από ψυχρότερες από αυτές επιφάνειες τότε λειτουργεί ο ίδιος, όπως και στην ομίχλη ακτινοβολίας, μη-

χανισμός με αποτέλεσμα να έχουμε ομίχλη που στην περίπτωση αυτή λέγεται ομίχλη μεταφοράς.

Οι ομίχλες που παρατηρούνται στις θάλασσες και τους ωκεανούς είναι, κυρίως, ομίχλες μεταφοράς. Στις ομίχλες του τύπου αυτού ανήκουν και εκείνες που δημιουργούνται πάνω από χιονοσκεπείς και παγωμένες εκτάσεις. Οι ομίχλες μεταφοράς έχουν την μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης σε σχέση με τους άλλους τύπους.

### 3. Ομίχλη βουνών

Ο τύπος αυτός της ομίχλης σχηματίζεται όταν υγρός, σχετικά, επιφανειακός αέρας κινείται ανοδικά στις πλαγιές ενός βουνού.

Η ανοδική αυτή κίνηση του αέρα συνοδεύεται από αδιαβατική εκτόνωση και ψύξη του αέρα. Αν η ανοδική αυτή κίνηση του αέρα συνεχίζεται τότε αυτός καθίσταται κορεσμένος και σχηματίζεται έτσι ομίχλη βουνού.

### 4. Ομίχλη εξάτμισης ή θαλάσσιος καπνός

Σχηματίζεται κοντά στην επιφάνεια των θαλασσών όταν συμβαίνει η θερμοκρασία του αέρα να είναι σχετικά χαμηλή και συγχρόνως να υπάρχει μεγάλη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ θάλασσας και αέρα.

Στις περιπτώσεις αυτές έχουμε έντονη εξάτμιση του θαλασσιού νερού οπότε οι προερχόμενοι από τη διαδικασία αυτή υδρατμοί συμπυκνώνονται, σχεδόν, αμέσως μέσα στο ψυχρό αέρα. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, πάνω από μεγάλες λίμνες και ποτάμια, καθώς, επίσης και στις αρκτικές θάλασσες (arctic sea smoke).

### 5. Ξηρή και Υγρή αχλύς

Όταν ο περιορισμός της οριζόντιας ορατότητας είναι μεταξύ 1 και 2 Km το νέφος τότε αυτό λέγεται **αχλύς**. Τη διακρίνουμε σε ξηρή ή υγρή ανάλογα με το αν αυτή οφείλεται σε λεπτή σκόνη ή είναι υδρομετέωρο που αποτελείται από μικροσκοπικά αιωρούμενα υδροσταγονίδια, αντίστοιχα.

Η υγρή αχλύς που περιέχει, πολλές φορές, και κονιοριούς ή καπνούς σε περιοχές με έντονη βιομηχανική δραστηριότητα, περιορίζει σημαντικά την ορατότητα και μπορεί έτσι να θεωρηθεί σαν ένα είδος ελαφράς ομίχλης.

### 4.4. Υετός

Με τον όρο “υετός” εννοούμε το σύνολο των κατακόρυφων, κυρίως, ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων που αναφέρουν μετρήσιμη ποσότητα νερού σε μορφή: βροχής, ψεκάδων βροχής, χιονιού, χιονολύτου, χαλάζης κ.α.

Προφανώς, τα νέφη είναι γενικά, η μοναδική πηγή προέλευσης του υετού. Ανάμεσα στις διάφορες μορφές του υετού οι σπουδαιότερες είναι: η βροχή, το χιόνι και το χαλάζι.

#### 4.5. Βροχή

Οι υδροσταγόνες δημιουργούνται μέσα στο νέφος, ως αποτέλεσμα, της συνένωσης πολλών υδροσταγονιδίων ή και παγοκρυσταλλίων. Όταν το μέγεθος τους είναι τέτοιο ώστε το βάρος τους να είναι μεγαλύτερο από την άνωση που υφίστανται τότε πέφτουν προς το έδαφος. Όταν συμβαίνει οι σταγόνες αυτές ή οι παγοκρυσταλλοί κατά την κάθοδο τους να περνούν από ατμοσφαιρικά στρώματα που τις διατηρούν στην υγρή φάση ή τήκουν τους παγοκρυστάλλους και φθάνουν στο έδαφος, προτού εξατμισθούν, τότε, δημιουργείται το φαινόμενο της βροχής.

Όλα τα νέφη δεν είναι βροχοφόρα και αυτό γιατί η ανάλυση ενός νέφους σε βροχή εξαρτάται από ορισμένους βασικούς παράγοντες όπως:

- (α) η συνύπαρξη των τριών φάσεων του νερού στο νέφος.
- (β) η ύπαρξη διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ των γειτονικών περιοχών του νέφους.
- (γ) η ύπαρξη αναταρακτικών κινήσεων μέσα στο νέφος.

Ανάλογα με τον τρόπο που σχηματίζονται τα βροχοφόρα νέφη έχουμε τις εξής κατηγορίες βροχών:

- α) βροχές μεταφοράς,
- β) ορογραφικές βροχές και
- γ) υφειακές βροχές.

Η βροχή, τελικά, είναι μια από τις σπουδαιότερες μετεωρολογικές παραμέτρους. Εκείνο που ενδιαφέρει, ιδιαίτερα, είναι η ποσότητα του νερού που πέφτει σε μια επιφάνεια. Αυτή εκφράζεται με το **“ύψος βροχής”** που ορίζεται ως εκείνο στο οποίο θα έφτανε η στάθμη του νερού της βροχής αν έπεφτε πάνω σε μια οριζόντια επιφάνεια, αποκλείοντας τους παράγοντες: διαρροή, απορρόφηση και εξάτμιση.

Διεικνύοντας, μονάδα μέτρησης του ύψους βροχής είναι το **mm**, ή **cm**.

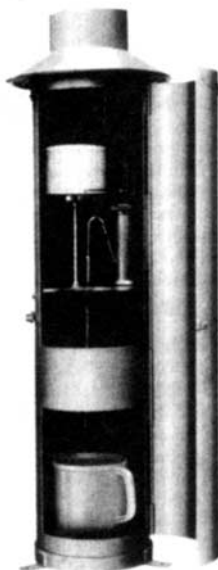
Στην πράξη, λέγοντας βροχή ύψους 1 mm εννοούμε τη βροχόπτωση εκείνη που απέδωσε ποσότητα νερού ίση με 1 Kgr/m<sup>2</sup> ή ton/στρέμα.

Επίσης, ποσότητα βροχής 10 mm σημαίνει ποσότητα νερού ίση με 10 Kgr/m<sup>2</sup> ή 10ton/στρέμα.

Το ύψος αυτό προσδιορίζεται με όργανα μετεωρολογικά που λέγονται, προφανώς, βροχόμετρα ή βροχογράφοι (Σχ.4.5.1). Μια άλλη χρήσιμη βροχομετρική παράμετρος είναι η ένταση ή ραγδαιότητα της βροχής που εκφράζεται με το ποσό της βροχής ανά μονάδα χρόνου.



Σχ. 4.5.1. Ογκομετρικό βροχόμετρο.



Βροχογράφος.

## 4.6. Τα στερεά ατμοσφαιρικά υδροαποβλήματα

Σαν στερεά ατμοσφαιρικά υδροαποβλήματα αναφέρονται: το χιόνι, το χαλάζι και η χιονοχάλαζα.

### α) Το χιόνι

Το χιόνι είναι το συνηθέστερο από τα στερεά υδροαποβλήματα.

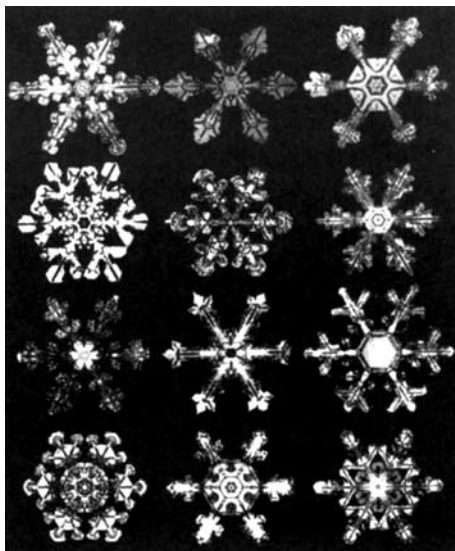
Αποτελείται από παγοκρυστάλλους που προέρχονται από ορισμένα νέφη που φθάνουν μέχρι το έδαφος χωρίς να τακούν. Αυτό, φυσικά, προϋποθέτει: το στρώμα του αέρα κάτω από το σύννεφο και μέχρι το έδαφος να έχει θερμοκρασία μικρότερη του 0 °C.

Οι παγοκρυστάλλοι αυτοί του χιονιού παρουσιάζουν πολύπλοκους εξαγωνικούς, συνήθως, σχηματισμούς διαμέτρου 1-3 mm περίπου (Σχ.4.6.1).

Όταν η θερμοκρασία του αέρα είναι στην πρώτη αρνητική δεκάδα (0 °C μέχρι -10 °C ) τότε οι παγοκρυστάλλοι του χιονιού παρουσιάζουν υγρή επιφάνεια και με τη σύγκρουση μεταξύ τους κατά την πτώση τους σχηματίζουν τις γνωστές **νιφάδες** χιονιού, που παρουσιάζουν, όπως ξέρουμε, ακανόνιστο σχήμα και μεγάλες, σχετικά, διαστάσεις (5-10 cm) και πέφτουν γι' αυτό το λόγο σιγά-σιγά.

Στις πολικές, όμως, περιοχές ή στα πολύ ψηλά βουνά που η θερμοκρασία του αέρα είναι πολύ κάτω του -10 °C δεν σχηματίζουν νιφάδες και γι αυτό εκεί τα επί του εδάφους χιονοστρώματα αποτελούνται από κόκκους πά-

γου, οι οποίοι όταν πνέουν ισχυροί άνεμοι μεταφέρονται από περιοχή σε περιοχή (παρασυρόμενο χιόνι).



Σχ. 4.6.1. Παγοκρύσταλλοι χιονιού.

Όταν σε μια περιοχή το χιόνι δεν λιώνει στο σύνολο του κατά τη διάρκεια του έτους, και για πολλά έτη, τότε λέμε ότι στην περιοχή αυτή έχουμε το φαινόμενο των αιώνιων χιόνων.

Η γραμμή των αιώνιων χιόνων, δηλ. η γραμμή που χωρίζει τις περιοχές με αιώνια χιόνια από εκείνες όπου δεν παρατηρείται αυτό το φαινόμενο, έχει μεγάλη σημασία γιατί, η τυχόν μετατόπισή της σημαίνει αξιόλογη κλιματική μεταβολή.

Μεγάλη, επίσης, σημασία έχει η ημερομηνία πρώτου και τελευταίου χιονιού μέσα στο έτος, καθώς, επίσης και το μέγεθος της χιονοκάλυψης για γεωργικούς, ιδιαίτερα, σκοπούς (προστασία σπόρων και φύτερων από ισχυρούς παγετούς, μεγάλη λευκάγεια, δημιουργία αναστροφών θερμοκρασίας κ.λ.π).

Το έδαφος απορροφά από το χιονόστρωμα περισσότερο νερό απ' ότι τις βροχές. Η τήξη του χιονιού την άνοιξη (όπου είναι δυνατόν να γίνει) αναστέλλει την αύξηση της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος, γιατί σημαντική ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας τότε καταναλώνεται για την τήξη του χιονιού και όχι για τη θέρμανση του εδάφους.

Πολλές φορές, το χιόνι τήκεται, μερικώς, κατά την πτώση του και πέφτει στο έδαφος σαν λεπτή και ψυχρή βροχή που ονομάζεται **χιονόλυτος**.

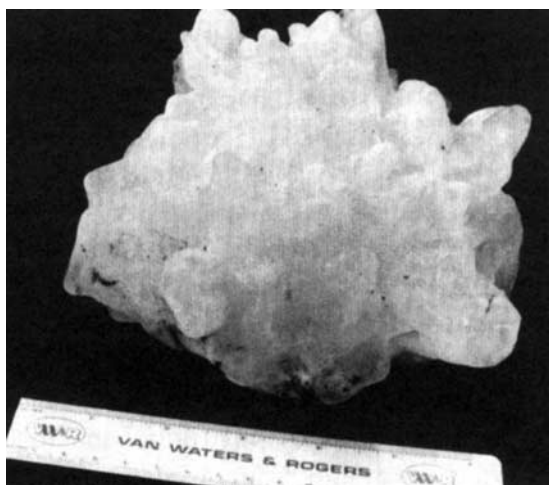
Το χιόνι μετριέται με το ύψος του χιονοστρώματος ή με το ισοδύναμο νερό που παίρνουμε όταν λιώσουμε το χιόνι που είναι τοποθετημένο μέσα στο βροχόμετρο.

## β) Το χαλάζι

Το χαλάζι δημιουργείται πάντοτε μέσα σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και κατά κανόνα στα νέφη του τύπου Cumulonimbus (Cb).

Η πιθανότερη άποψη για το σχηματισμό των γνωστών χαλαζόκοκκων ή χαλαζόλιθων είναι:

Στις ανώτερες περιοχές των νεφών του τύπου Cb η θερμοκρασία είναι πολύ κάτω του 0 °C, οπότε συμβαίνει αυτόματη πήξη των υδροσταγονιδίων του νέφους που βρίσκονται σε υπέρτηξη. Λόγω των έντονων ανοδικών και καθοδικών κινήσεων που επικρατούν μέσα στα νέφη αυτά οι αρχικοί παγοκρύσταλλοι (χαλαζόκοκκοι) συγκρούονται με άλλα υδροσταγονίδια ή μεταξύ τους και αυξάνουν έτσι το μέγεθός τους. Οι χαλαζόκοκκοι αυτοί όταν φθάσουν κάποιο μέγεθος, ώστε τα ανοδικά ρεύματα να μην μπορούν να τους συγκρατήσουν, εγκαταλείπουν το νέφος και πέφτουν στην επιφάνεια του εδάφους πριν προφτάσουν να τακούν, δίνοντας έτσι το φαινόμενο του χαλαζιού.



Σχ. 4.6.2. Υπερμεγέθης χαλαζόκοκος.

Οι χαλαζόκοκοι έχουν ακανόνιστο ή κυρίως σφαιρικό ή κωνικό σχήμα, οι δε διαστάσεις τους ποικίλουν από μέγεθος μπιζελιού μέχρι πορτοκαλιού (Σχ.4.6.2).

Ως προς τη γεωγραφική κατανομή του χαλαζιού, τη μέγιστη συχνότητα εμφανίζει στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Στις Ισημερινές περιοχές λιώνει, καθώς, εγκαταλείπει το νέφος και δεν προλαβαίνει να φτάσει στο έδαφος.

Η χαλαζόπτωση είναι μικρής έντασης με αυστηρό τοπικό χαρακτήρα και παρακολουθεί την κίνηση του καταιγιδοφόρου νέφους. Είναι δε πολύ γνωστές και στη χώρα μας οι καταστροφές στις καλλιέργειες από τη χαλαζόπτωση γι' αυτό τελευταία έχουν αναπτυχθεί αρκετές μέθοδοι χαλαζικής προστασίας.

### γ) Χιονοκάλυψη

Η χιονοκάλυψη ή μαλακό χιόνι αποτελείται από λευκούς χιονώδεις κόκκους διαμέτρου 2-5 mm περίπου. Διαφέρει από τους χιονόκοκκους στο ότι όταν πέφτουν στο έδαφος θρυματίζονται και συνθλίβονται εύκολα.

Όσον αφορά, το σχηματισμό της φαίνεται ότι είναι το αποτέλεσμα της συσσωρευσης υδροσταγονιδίων σε υπέρτηξη γύρω από παγοκρυστάλλο που πέφτει.

### 4.7. Μηχανισμοί - Θεωρίες σχηματισμού υετού

Ο μηχανισμός του σχηματισμού, των νεφών και του υετού στη συνέχεια, απασχόλησε από πολλά χρόνια τον άνθρωπο και τον απασχολεί ακόμη και σήμερα. Πειραματικά, έχει αποδειχθεί ότι:

1) Ένα τυπικό νεφοσταγονίδιο έχει ακτίνα 0,01 mm περίπου ενώ η ακτίνα μιας βροχοσταγόνας, τυπικού μεγέθους, είναι 1 mm περίπου. Αυτό σημαίνει ότι, κατά μέσον όρο, μια βροχοσταγόνα ισοδυναμεί με  $10^6$  νεφοσταγονίδια. Εξάλλου, σε  $1 \text{ cm}^3$  νεφικής μάζας περιέχονται 30-3000 νεφοσταγονίδια.

Με τα χαρακτηριστικά αυτά τυπικά μεγέθη των νεφοσταγονιδίων, ακόμη και στην περίπτωση που κάποιο από αυτά έπαυε να αιωρείται και αρχίζει να πέφτει, τότε αυτό θα εξατμιζόταν, προτού φθάσει στο έδαφος.

2) Όταν τα νεφοσταγονίδια μέσα στο νέφος είναι όμοια μεταξύ τους, δηλ. του ίδιου μεγέθους τότε κανένα φυσικό φαινόμενο δεν πραγματοποιείται μέσα στο νέφος. Απαραίτητη προϋπόθεση για την έναρξη του μηχανισμού σχηματισμού υετού είναι η δημιουργία νεφομεριδίων, των λεγόμενων “ηγετικών” νεφοσταγονιδίων ή παγοκρυστάλλων με διαφορετικές φυσικές ιδιότητες από τα υπόλοιπα. Είτσι, μόνο διαταράσσεται η ουδέτερη ισορροπία του νέφους και σχηματίζεται, κατά συνέπεια, κάποιο φυσικό φαινόμενο.

Όμως, ο τρόπος με τον οποίο γίνεται αυτή η συνένωση των νεφοσταγονιδίων σε βροχοσταγόνες δεν είναι ακριβώς γνωστός.

Από τις διάφορες θεωρίες που έχουν προταθεί οι επικρατέστερες είναι οι εξής δύο: α) η θεωρία Bergeron-Findeisen και β) η θεωρία της σύγκρουσης και συνένωσης των νεφοσταγονιδίων.

#### (α) Η Θεωρία Bergeron - Findeisen.

Η θεωρία αυτή ισχύει, κατ' αρχήν, για την περίπτωση μόνο που το συγκεκριμένο βροχοφόρο νέφος αποτελείται από υδροσταγονίδια και παγοκρυστάλλια μαζί.

Είναι γνωστό ότι, η συνύπαρξη μέσα σε ένα νέφος και των τριών φάσεων του νερού δημιουργεί αστάθεια. Είναι επίσης γνωστό (διάγραμμα του τρι-

πλού σημείου, Σχ. 3.14.2), ότι η μέγιστη τάση των υδρατιμών πάνω από πάγο είναι σημαντικά μικρότερη από τη μέγιστη τάση των υδρατιμών πάνω από νερό σε υπέρτηξη.

Ειδικότερα, για θερμοκρασίες από  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  μέχρι  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  η διαφορά στις παραπάνω μέγιστες τάσεις είναι περίπου 0,2 mb.

Επειδή, λοιπόν, μέσα στα νέφη, όπως και αλλού έχουμε αναφέρει, το φαινόμενο της υπέρτηξης του νερού (super-cooled water) είναι σύννηδες, ακόμη και για θερμοκρασίες  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ , είναι λογικό να δεχθούμε ότι όταν συνυπάρχουν οι τρεις φάσεις του νερού (παγοκρυστάλλια, νεφοσταγονίδια, υδρατιμοί) δημιουργείται στο χώρο διαφορά τάσης, που έχει σαν συνέπεια τη συνεχή ροή των υδρατιμών από τα σε κατάσταση υπέρτηξης νεφοσταγονίδια (μεγάλη τάση) προς τα παγοκρυστάλλια (μικρή τάση).

Έτσι πετυχαίνεται μια ταχεία αύξηση των παγοκρυσταλλίων σε βάρος των νεφοσταγονιδίων, τα οποία νεφοσταγονίδια μπορούν έτσι και να εξατμισθούν τελείως. Άρα, γίνεται με αυτόν τον τρόπο ένα “ηγετικό” νεφομερίδιο διαφορετικό από τα άλλα, το οποίο συνεχώς μεγενθυνόμενο, αποκτά το απαραίτητο για τη πύωση βάρος και αρχίζει να πέφτει. Στην πορεία της πύωσης και εφόσον βρίσκεται ακόμη μέσα σε νεφική μάζα με θερμοκρασία μικρότερη τους  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , συναντά και άλλα νεφοσταγονίδια και αυξάνει έτσι ακόμη περισσότερο σε μέγεθος. Τα νεφομερίδια αυτά, τέλος, όταν συναντήσουν τμήματα του νέφους με θερμοκρασία μεγαλύτερη του  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  ή όταν εγκαταλείψουν το νέφος και συναντήσουν στρώματα αέρα με θερμοκρασία μεγαλύτερη του  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , τότε τήκονται και πέφτουν στο έδαφος με μορφή βροχής, διαφορετικά πέφτουν με μορφή χιονιού.

Κατά την πύωση των παγοκρυσταλλίων, εξάλλου, μέσα στο νέφος, αποσπώνται μικρά θρύμματα πάγου από αυτά, τα οποία με τη σειρά τους και με τον ίδιο όπως και παραπάνω περιγράψαμε τρόπο, αυξάνονται σε μέγεθος. Δηλ. η διεργασία αυτή είναι θα λέγαμε αυτοσυντήριτη και μπορεί με αυτή, ένα νέφος στο οποίο αρχικά, επικρατούσαν τα υδροσταγονίδια σε υπέρτηξη να μετατραπεί, γρήγορα, σε νέφος που αποτελείται σχεδόν εξολοκλήρου από παγοκρυστάλλια.

Ο παραπάνω μηχανισμός λειτουργεί, ικανοποιητικά, στα στρωματομορφα νέφη που έχουν πάχος 2-4 Km. Σε ότι αφορά, τη χρονική διάρκεια που κρατά η διαδικασία αυτή, η έρευνα έχει δείξει ότι: για να αυξηθεί η διάμετρος ενός νεφοσταγονιδίου ή παγοκρυσταλλίου από 0,01 mm σε 0,2 mm χρειάζονται 5 λεπτά.

Για να διπλασιαστεί το παραπάνω μέγεθος του χρειάζονται 3 ώρες και για να γίνει μια βροχοσταγόνα 3 mm χρειάζεται μια ολόκληρη μέρα.

Η παραπάνω θεωρία προϋποθέτει, όπως είπαμε, τη συνύπαρξη των υδροσταγονιδίων με τα παγοκρυστάλλια, πράγμα που είναι γεγονός. Το γεγονός,



όμως, αυτό δεν έχει πλήρως διευκρινιστεί, το πως δηλ. είναι δυνατή η συνύπαρξήν.

Περισσότερο αποδεκτή είναι η άποψη ότι: η φάση (υγρή ή στερεή) καθορίζεται από τον τύπο του πυρήνα συμπύκνωσης. Οι πυρήνες που ευνοούν το σχηματισμό των παγοκρυστάλλων είναι γνωστοί, σαν πυρήνες παγοποίησης (freezing nuclei).

Ετσι, μερικά παγοκρυστάλλια δημιουργούνται κατευθείαν γύρω από τους πυρήνες παγοποίησης ενώ άλλα, όταν υδροσταγονίδια σε υπέρτηξη, συγκρουσθούν με πυρήνα παγοποίησης. Η πλειονότητα των συνεχών βροχών, μετά από υφειακή ή μετωπική δράση, δημιουργούνται σύμφωνα με την παραπάνω θεωρία.

**(β) Η θεωρία της σύγκρουσης και συνένωσης των νεφοσταγονιδίων. (Collision and coalescence theory).**

Υπάρχουν νέφη, κυρίως, στην Τροπική Ζώνη, όπου σε κανένα τμήμα τους δεν σημειώνονται θερμοκρασίες μικρότερες του 0 °C.

Είναι λοιπόν, φυσικό στα νέφη αυτά να μην υπάρχουν παγοκρυστάλλια παρά μόνο νεφοσταγονίδια. Επομένως, η θεωρία Bergeron-Findeisen δεν μπορεί να ισχύει για τη “θερμή” όπως λέγεται βροχή των νεφών αυτών. Στην περίπτωση αυτή περισσότερο αποδεκτή είναι η θεωρία της σύγκρουσης και συνένωσης των νεφοσταγονιδίων η οποία λέει τα εξής:

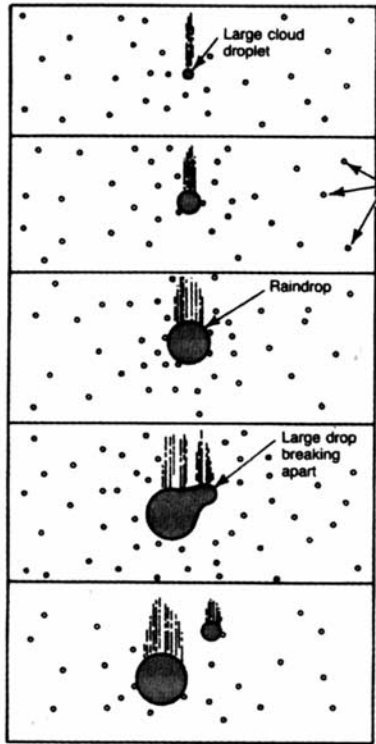
Τα νέφη του είδους αυτού (St και Sc) αποτελούνται, κυρίως, από μικρά υδροσταγονίδια πλην όμως υπάρχουν πάντοτε μέσα σ' αυτά και μεγαλύτερα σε μέγεθος υδροσταγονίδια τα οποία μπορούν να παίξουν το ρόλο των “ηγετικών” νεφομεριδίων.

Στο ερώτημα τώρα πως ένα νεφοσταγονίδιο είναι μεγαλύτερης διαμέτρου αφού όλα συμπυκνώθηκαν κάτω από τις ίδιες θερμοδυναμικές συνθήκες, η απάντηση είναι ότι: ναι μεν οι συνθήκες συμπύκνωσης μπορεί να είναι οι ίδιες, οι πυρήνες όμως συμπύκνωσης δεν είναι όλοι όμοιοι, ούτε σε μέγεθος ούτε ως προς τις φυσικές ιδιότητές τους. Ενώ δηλ. το μεγαλύτερο μέρος των πυρήνων συμπύκνωσης έχουν διαμέτρους που κυμαίνονται από  $10^{-5}$  μέχρι  $10^{-4}$  mm, υπάρχουν μερικοί υγροσκοπικοί πυρήνες (συνήθως NaCl) των οποίων οι διάμετροι φθάνουν τα 10mm (γιγαντιαίοι πυρήνες).

Ένα νεφοσταγονίδιο, λοιπόν, που σχηματίζεται γύρω από ένα γιγαντιαίο πυρήνα μπορεί να παρουσιάζεται με πολύ μεγαλύτερο, μέγεθος από ότι ένα κοινό νεφοσταγονίδιο.

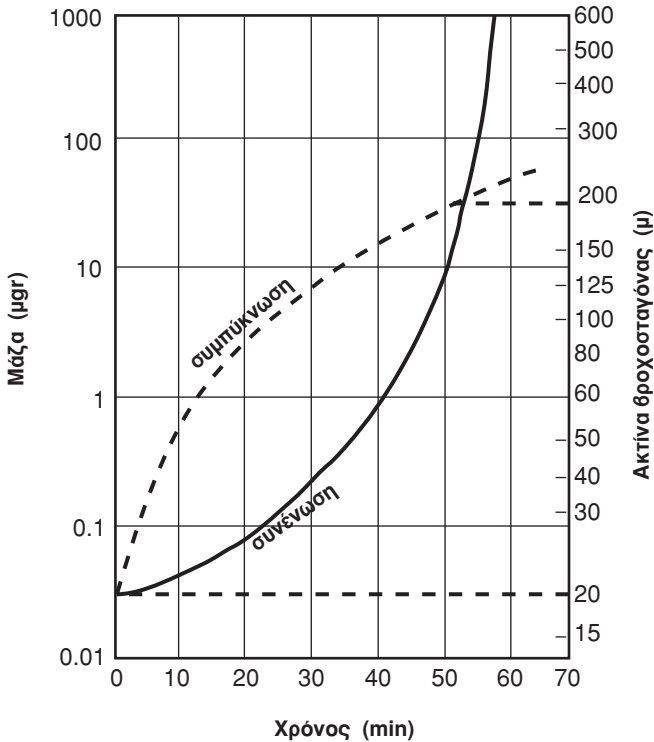
Τα μεγαλύτερα αυτά νεφοσταγονίδια, λόγω των διαστάσεων τους έχουν μικρότερη τάση υδρατιμών στην επιφάνεια τους από ότι τα κοινά νεφοσταγονίδια. Ετσι, εμφανίζεται μια συνεχής ροή των διαχύτων μέσα στη νεφική μάζα υδρατιμών και νεφοσταγονιδίων, προς τα μεγάλα νεφοσταγονίδια και η

πιθανότητα να εξατμισθούν αυτά ελαχιστοποιείται. Λαμβάνει δηλ. χώρα σύγκρουση και συνένωση κινούμενων υδροσταγονιδίων με διαφορετικές ταχύτητες, σε μια βροχοσταγόνα (Σχ. 4.7.2).



Σχ. 4.7.2. Ο μηχανισμός δημιουργίας και πτώσης των βροχοσταγόνων σύμφωνα με την θεωρία σύγκρουσης και συνένωσης των νεφοσταγονιδίων. (Κατά F. K. Lutgens and E. Tarbuck, 1989).

Οι βροχοσταγόνες αυτές παρασύρονται προς τα πάνω λόγω των ανοδικών κινήσεων που επικρατούν μέσα στα νέφη του είδους αυτού (Cu, St, Sc) και λόγω νέων συγκρούσεων με άλλα μικρότερα υδροσταγονίδια αυξάνουν ακόμη περισσότερο σε μέγεθος. Κάποια όμως στιγμή το βάρος των υδροσταγόνων αυτών γίνεται αρκετά μεγάλο και οι ανοδικές κινήσεις δεν είναι δυνατόν, να τις συγκρατήσουν πλέον. Είσι, αρχίζουν να πέφτουν, οπότε κατά τη κάθοδο τους μέσα στη νεφική μάζα λαμβάνει χώρα και νέα σύγκρουση και συνένωση νεφοσταγονιδίων και φθάνουν τελικά στο έδαφος υπό μορφή ισχυρών βροχών. Είναι προφανές, από τα παραπάνω ότι το μέγεθος των βροχοσταγόνων αυτών εξαρτάται: από την κατακόρυφη ανάπτυξη του νέφους, από την πυκνότητα τους ως προς τα νεφοσταγονίδια και από τη ταχύτητα των ανοδικών κινήσεων μέσα στη νεφική μάζα.



Σχ. 4.7.3. Σχηματισμός βροχοσταγόνων: α) με συμπύκνωση και β) με συνένωση νεφοσταγονιδίων. (Κατά R. G. Barry, 1968).

Στο Σχ. 4.7.3 απεικονίζονται τα συμπεράσματα από σχετικό πείραμα σε ότι αφορά το σχηματισμό βροχοσταγόνων με τους μηχανισμούς: α) της συμπύκνωσης (condensation) γύρω από παγοκρυστάλλια και β) της συνένωσης (coalescence) των μικρών νεφοσταγονιδίων. Το πείραμα έδειξε, καταρχήν, ότι απαραίτητη προϋπόθεση για να αρχίσουν οι παραπάνω μηχανισμοί να λειτουργούν είναι: η ακτίνα του αρχικού νεφοσταγονιδίου ή παγοκρυσταλλίου να είναι μεγαλύτερη από 20  $\mu\text{m}$ . Όπως παρατηρούμε στο Σχ. 4.7.3, αρχικά, ο μηχανισμός της συνένωσης των νεφοσταγονιδίων είναι πολύ βραδύτερος από αυτόν της συμπύκνωσης γύρω από τα παγοκρυστάλλια. Όμως, η τελική βροχοσταγόνα μεγέθους περίπου 200  $\mu\text{m}$  πετυχαίνεται στον ίδιο χρόνο, περίπου 50 λεπτά. Για την επιπλέον αύξηση του μεγέθους της βροχοσταγόνος η ταχύτητα των μηχανισμών αντιστρέφεται.

Ο μηχανισμός της συνένωσης μπορεί να λειτουργεί και στην περίπτωση των νεφών που αποτελούνται μόνο από παγοκρυστάλλια, όπως είναι τα υψηλά νέφη Ci και Cs.

Οι συνθήκες συνένωσης των παγοκρυστάλλων κιονιού είναι ιδιαίτερα ευνοϊκές όταν η θερμοκρασία δεν είναι πάρα πολύ χαμηλή.

Αν η θερμοκρασία του αέρα κάτω από το νέφος είναι κάτω του 0 °C οι τελικοί παγοκρύσταλλοι πέφτουν σε μορφή χιονιού, διαφορετικά πέφτουν σε μορφή βροχής.

Η επαλήθευση των παραπάνω θεωριών έχει γίνει, σήμερα, στην πράξη με τη πραγματοποίηση της λεγόμενης “τεχνητής βροχής”.

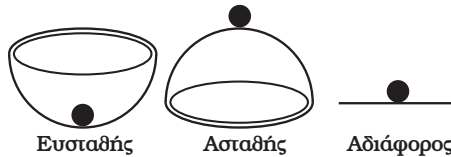
Η τεχνητή βροχή επιταχάνεται σήμερα με τη σπορά μέσα στο νέφος μεριδίων ιωδιούχου αργύρου ή στερεού CO<sub>2</sub>, σε χαμηλές θερμοκρασίες, οπότε αυτά παίζουν άριστα το ρόλο των παγοκρυσταλλίων για την περαιτέρω συμπύκνωση και δίνουν πάντοτε, άμεσα, βροχή ή χιόνι ανάλογα με τις συνθήκες του νέφους και του περιβάλλοντός του.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ

### ΣΤΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

#### 5.1. Η ισορροπία στην ατμόσφαιρα

Από τη Φυσική μας είναι γνωστό ότι η ισορροπία ενός στερεού σώματος μπορεί να είναι: α) Ευσταθής, β) Ασταθής και γ) Αδιάφορος ανάλογα με το αν στην προσπάθεια μετακίνησης του στερεού αυτού σώματος αναπτύσσεται ή όχι ροπή επαναφοράς. (Σχ. 5.1.1)



Σχήμα 5.1.1

Στη Μετεωρολογία εξετάζουμε, ειδικότερα, την ισορροπία του σώματος (ρευστού) που λέγεται δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα.

Και στην περίπτωση λοιπόν αυτή όταν στην προσπάθεια μετακίνησης ενός δείγματος αέρα, κατακόρυφα, μέσα στην ατμόσφαιρα αναπτύσσεται ροπή επαναφοράς ή απλά ευνοούνται οι επιβραδυνόμενες κινήσεις τότε λέμε ότι το δείγμα αυτό του αέρα έχει “ευσταθή” ισορροπία ή γενικότερα ότι η ατμόσφαιρα είναι “ευσταθής”. Ενώ όταν συμβαίνει το αντίθετο ευνοούνται δηλ. οι επιταχυνόμενες κινήσεις τότε η ισορροπία του δείγματος αυτού και της ατμόσφαιρας γενικότερα χαρακτηρίζεται ως ασταθής. Όταν τέλος δεν συμβαίνουν οι παραπάνω δύο περιπτώσεις τότε λέμε ότι στην ατμόσφαιρα έχουμε ουδέτερη ισορροπία.

Υπό την γενική έννοια Ευστάθεια ονομάζεται η κατάσταση της ατμόσφαιρας στην οποία είτε δεν παρατηρούνται κατακόρυφες κινήσεις είτε όταν αυτές παρατηρούνται είναι περιορισμένες.

Αστάθεια, αντίστοιχα, ονομάζεται η κατάσταση της ατμόσφαιρας η οποία χαρακτηρίζεται από έντονες ανοδικές κινήσεις.

Από Μετεωρολογική άποψη περισσότερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η κατάσταση της αστάθειας στην ατμόσφαιρα καθ’ ότι αυτή συνδέεται με τη συμπίκνωση των υδρατμών και τη δημιουργία στη συνέχεια φαινομένων ως η βροχή, το χιόνι, το χαλάζι κ.λπ.

Στην ατμόσφαιρα διακρίνουμε δύο κατηγορίες αστάθειας α) τη **Δυναμική αστάθεια** και β) τη **Στατική αστάθεια**. Ο όρος Δυναμική αστάθεια (Potential Instability) αναφέρεται στην αστάθεια κινούμενων ατμοσφαιρικών στρωμάτων, κυρίως κατά την οριζόντια έννοια. Εκδηλώνεται με ενίσχυση ή εξασθένηση κυματοειδών διαταραχών ή εκτροπών μικρών τμημάτων του ρευστού από τη βασική τους ροή.

Καταστάσεις Δυναμικής αστάθειας στην ατμόσφαιρα έχουμε, συνήθως, με το πέρασμα “θερμού” ή “ψυχρού” μετώπου κακοκαιρίας από μια περιοχή. Σημειώνεται ότι η ελάττωση της Δυναμικής Θερμοκρασίας του υγρού θερμομέτρου  $\Theta_w$  με το ύψος ( $d\Theta_w/dz < 0$ ) σημαίνει ενίσχυση της Δυναμικής ευστάθειας της ατμόσφαιρας, ενώ αύξηση σημαίνει το αντίθετο.

Πιο πρακτικά ο όρος Δυναμική ευστάθεια ή αστάθεια αναφέρεται, κυρίως, στην ευστάθεια ή αστάθεια ενός στρώματος αέρος μετά τον κορεσμό του. Αν το στρώμα αυτό παραμένει ευσταδές λέμε ότι είναι “**δυναμικά ευσταδές**” αν συμβαίνει το αντίθετο λέμε ότι είναι “**δυναμικά ασταδές**”.

Ο όρος **Στατική αστάθεια** (Static Stability) αναφέρεται κυρίως στις κατακόρυφες κινήσεις δείγματος του αέρα μέσα στην ατμόσφαιρα.

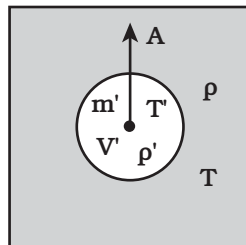
Χρησιμοποιείται δηλ στις περιπτώσεις που παρατηρούνται επιταχυνόμενες ανοδικές ή καθοδικές κινήσεις δείγματος αέρα μέσα σ’ ένα περιβάλλον, από αέρα, φυσικά, που θεωρείται ότι βρίσκεται σε κατάσταση **υδροστατικής ισορροπίας** ( $dp = -\rho g dz$ )

Η εκτίμηση της στατικής αστάθειας μπορεί να γίνει με αρκετούς τρόπους:

- α) Με βάση την μελέτη της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας δείγματος αέρα.
- β) Με βάση τα “ενεργειακά εμβαδά” που προκύπτουν από τη χρήση κατάλληλων θερμοδυναμικών διαγραμμάτων και
- γ) Με βάση τους κατάλληλους εμπειρικούς δείκτες.

## 5.2. Μέθοδος του δείγματος αέρα που μετατοπίζεται κατακόρυφα

Έστω ένα δείγμα αέρος μάζας  $m' = 1$ , πυκνότητας,  $\rho'$ , θερμοκρασίας  $T'$  και όγκου  $V'$  που βρίσκεται κάποια στιγμή σ’ ένα περιβάλλον πυκνότητας  $\rho$  και θερμοκρασίας  $T$ . (Σχ. 5.2.1).



Σχ. 5.2.1

Το περιβάλλον βρίσκεται σε κατάσταση υδροστατικής ισορροπίας. Οι δυνάμεις που ενεργούν στη θεωρούμενη μάζα του δείγματος αέρος είναι το βάρος  $B$  και η άνωση  $A$  που δέχεται από το περιβάλλον του. Άρα η εξίσωση κίνησης της μάζας αυτής, κατά την κατακόρυφη έννοια είναι

$$\boxed{m' \frac{d^2 z}{dt^2} = A - B} \quad 5.2.1$$

Και επειδή  $B = m' g = \rho' V g$  και  $A = V \rho g$  η 5.2.1 γράφεται:

$$m' \frac{d^2 z}{dt^2} = V (\rho - \rho') g = \frac{m'}{\rho'} (\rho - \rho') g, \quad \text{ή}$$

$$\boxed{\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{\rho - \rho'}{\rho'} g} \quad 5.2.2$$

Σύμφωνα με τη σχέση 5.2.2 έχουμε  $\frac{d^2 z}{dt^2} > 0$  δηλ. επιτάχυνση του δείγματος του αέρα, άρα **αστάθεια**, όταν  $\rho > \rho'$ . Με άλλα λόγια όταν το θεωρούμενο δείγμα του αέρα είναι ελαφρότερο του περιβάλλοντός του ( $\rho > \rho'$ ) τότε αυτό ανέρχεται επιταχυνόμενο και εκδηλώνεται έτσι αστάθεια στην αιμόσφαιρα.

Στην αντίθετη περίπτωση ( $\rho < \rho'$ ) εκδηλώνεται ευστάθεια στην αιμόσφαιρα. Όταν  $\rho = \rho'$  η ισορροπία είναι ουδέτερη.

2) Εξάλλου αν υποθέσουμε ότι οι πιέσεις  $P'$  του δείγματος του αέρα και  $P$  του περιβάλλοντός του είναι ίσες, πράγμα πολύ πιθανό, τότε έχουμε:

$$\left. \begin{array}{l} P = \rho R_a T \\ P = \rho' R_a T' \end{array} \right\} \Rightarrow \frac{\rho}{\rho'} = \frac{T'}{T} \Leftrightarrow \frac{\rho - \rho'}{\rho'} = \frac{T' - T}{T}$$

και η 5.2.2 γράφεται

$$\boxed{\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{T' - T}{T} g} \quad 5.2.3$$

Από την 5.2.3 προκύπτει ότι αν το θεωρούμενο δείγμα του αέρα είναι θερμότερο του περιβάλλοντός του ( $T' > T$ ) τότε στην αιμόσφαιρα εκδηλώνεται **αστάθεια** ( $\frac{d^2 z}{dt^2} > 0$ ), ενώ αν συμβαίνει το αντίθετο ( $T' < T$ ) εκδηλώνεται **ευστάθεια** ( $\frac{d^2 z}{dt^2} < 0$ ).

3) Επίσης αν  $\gamma_d$  είναι η “ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα” του ξηρού, έστω αρχικά, δείγματος αέρα και  $\gamma_n$  η “κατακόρυφη θερμοβαθμίδα” του περιβάλλοντός του τότε για τις θερμοκρασίες  $T'$  και  $T$  του δείγματος και του πε-

ριβάλλοντός του αντίστοιχα σε κάποιο ύψος  $Z$  ισχύουν, ως γνωστόν, οι σχέσεις

$$T' = T_0 - \gamma_d (z - z_0) \quad 5.2.4$$

$$T = T_0 - \gamma (z - z_0) \quad 5.2.5$$

Και αν δεχτούμε  $T'_0 = T_0$  τότε από τις 5.2.4 και 5.2.5 προκύπτει:

$$\frac{T' - T}{T} = \frac{\gamma - \gamma_d}{T} gz$$

και η 5.2.3 γράφεται:

$$\boxed{\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{\gamma - \gamma_d}{T} gz} \quad 5.2.6$$

Όταν  $\gamma < 0$  (περίπτωση θερμοκρασιακής αναστροφής)  $\Rightarrow \frac{d^2z}{dt^2} < 0$  και άρα

επικρατεί τότε στην ατμόσφαιρα “απόλυτη ευστάθεια”. Έτσι εξηγείται γιατί αυξάνει τότε η ρύπανση στις πόλεις.

Και επειδή πάντοτε  $z > 0$ ,  $g > 0$  και  $T > 0$  από την 5.2.6 προκύπτει:

Όταν  $\gamma > \gamma_d$  έχουμε  $\frac{d^2z}{dt^2} > 0$  δηλ. **αστάθεια** που στην προκειμένη περίπτωση λέγεται και “απόλυτη αστάθεια”.

Όταν  $\gamma < \gamma_d$  έχουμε  $\frac{d^2z}{dt^2} < 0$  δηλ. **ευστάθεια**.

Και τέλος όταν  $\gamma = \gamma_d$  έχουμε  $\frac{d^2z}{dt^2} = 0$  δηλ. **ουδέτερη ισορροπία**.

Με άλλα λόγια η αστάθεια στην ατμόσφαιρα εμφανίζεται με αυξημένες σχετικά τιμές της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας  $\gamma$  του περιβάλλοντος, την οποία βρίσκουμε για, κάθε θεωρούμενο στρώμα, με τις ραδιοβολίσεις.

Όταν το δείγμα από του αέρα αφορά υγρό ακόρεστο  $\gamma_m$  ή υγρό κορεσμένο αέρα τότε ισχύουν τα ίδια, ως άνω, με τη διαφορά ότι αντί του  $\gamma_d$  χρησιμοποιούμε τα  $\gamma_m$  και  $\gamma_s$  αντίστοιχα. Δηλαδή:

όταν  $\gamma > \gamma_{s, m}$  έχουμε αστάθεια

“  $\gamma < \gamma_{s, m}$  “ ευστάθεια

όταν  $\gamma = \gamma_{s, m}$  έχουμε αδιάφορη ισορροπία και

“  $\gamma_{s, m} < \gamma < \gamma_d \Rightarrow$  “υπό συνθήκη αστάθεια” (conditional instability)

Τα παραπάνω συμπεράσματα, για το εκάστοτε είδος ισορροπίας στην ατμόσφαιρα, προκύπτουν ύστερα από κάποιους υπολογισμούς του  $\gamma$  μέσα στα διάφορα στρώματα της τροπόσφαιρας.

Όμως είναι δυνατόν να καταλήξουμε στα ίδια συμπεράσματα με τη χρήση γραφικών μεθόδων. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούμε, συνήθως, τα θερμοδυναμικά διαγράμματα: Τεφίγραμμα ή Skew T, logP διάγραμμα.

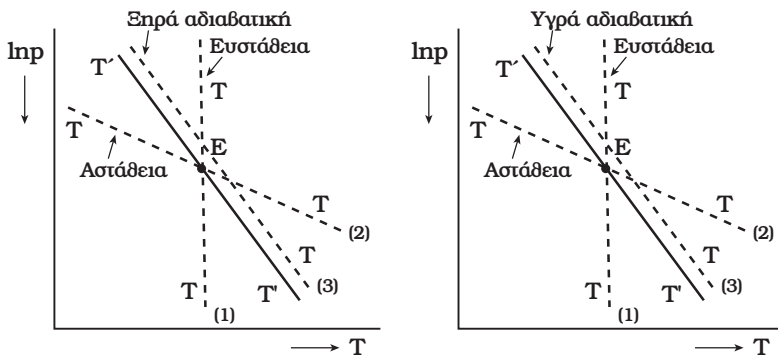


### 5.3. Ποιοτική διερεύνηση της ισορροπίας στην ατμόσφαιρα

Έστω δείγμα υγρού ακόρεστου ή κορεσμένου αέρα που μετακινείται κατακόρυφα από κάποια αρχική θέση ισορροπίας E.

Η μετακίνηση αυτή γίνεται, ως γνωστόν κατά τη ξηρή ή υγρή αδιαβατική καμπύλη πάνω στο θεωρούμενο θερμοδυναμικό διάγραμμα (Σχ. 5.3.1 πλήρης γραμμή). (T')

Η καμπύλη που παριστά την μεταβολή της θερμότητας καθ' ύψος εντός του περιβάλλοντος αυτού του δείγματος (Σχ. 5.3.1 διακοπτόμενη γραμμή T) και που βρίσκεται με τις ραδιοβολίσεις, έχει τρεις πιθανές θέσεις ως προς τις ανώ αδιαβατικές καμπύλες. Η να τέμνει αυτές (θέσεις 1 και 2) ή να συμπίπτει μ' αυτές (θέσης 3).



Σχ. 5.3.1

Στην περίπτωση της σύμπτωσης (θέσεις 3) οποιαδήποτε προς τα άνω ή κάτω μετακίνηση του δείγματος αέρος, από τη θέση ισορροπίας E, οδηγεί στην κατάσταση της αδιάφορης ισορροπίας. Σε οποιαδήποτε στάθμη θα έχουμε  $T' = T$ ,  $\rho' = \rho$ .

Στην περίπτωση της θέσης (1), όπως προκύπτει από το Σχ. 5.3.1, για όλες τις στάθμες που είναι ανώτερες της E έχουμε:  $T' < T$  δηλ. ευστάθεια (σχέση 5.2.3).

Ενώ για τις στάθμες που είναι κατώτερες της E έχουμε  $T' > T$ . Αυτό σημαίνει ότι το θεωρούμενο δείγμα μετακινούμενο προς τα κάτω, σε σχέση με τη θέση ισορροπίας E, καθίσταται θερμότερο ως προς το περιβάλλον του και επομένως πάλι δημιουργείται ροπή επαναφοράς (συνθήκη ευστάθειας) και τείνει έτσι να επανέλθει στην αρχική θέση E. Με άλλα λόγια και στην περίπτωση αυτή εκδηλώνεται ευστάθεια.

Στην περίπτωση της θέσης (2) (Σχ. 5.3.1) ισχύει: Για οποιαδήποτε στάθμη πάνω από τη θέση ισορροπίας E, έχουμε:  $T' > T$  πράγμα που σύμφωνα με τη σχέση 5.2.3 σημαίνει αστάθεια. Το δείγμα δηλ. αέρα επιταχύνεται ανερχόμενο.

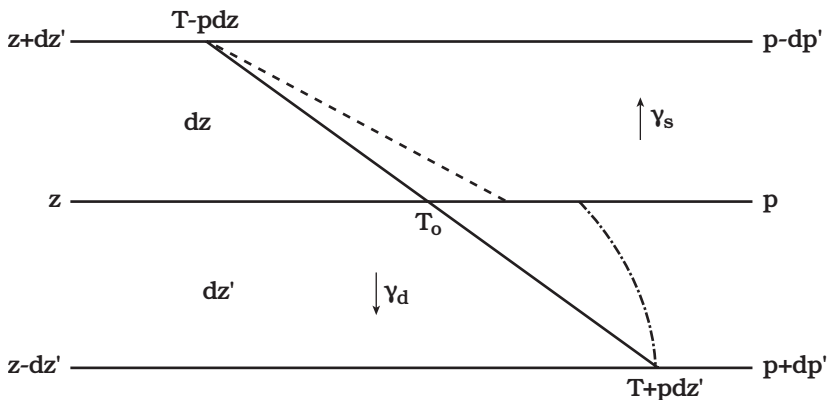
Αντίθετα για τις στάθμες που είναι κατώτερες της θέσης ισορροπίας Ε έχουμε:  $T' < T$  δηλ το δείγμα αυτό του αέρα κατερχόμενο καθίσταται ψυχρότερο του περιβάλλοντός του έτσι ώστε, λόγω και του βάρους του, κατέρχεται επιταχυνόμενο και εκδηλώνεται και στην περίπτωση αυτή αστάθεια.

#### 5.4. Μέθοδος του στρώματος (slice method)

Σε όσα αναφέραμε μέχρι τώρα δεχτήκαμε ότι το θεωρούμενο δείγμα του αέρος κινείται κατακόρυφα μέσα σε ακίνητο περιβάλλον. Στην πραγματικότητα όμως και σύμφωνα με την αρχή της συνέχειας, αφού μια αέρια μάζα κινείται προς τα άνω κάποια άλλη μάζα θα κινηθεί προς τα κάτω για να την αναπληρώσει. Οι ανοδικές και καθοδικές αυτές κινήσεις είναι συνηθισμένες στην ατμόσφαιρα και έχουν, πολλές φορές ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη σωρειτόμορφων νεφών. Η μέθοδος μελέτης της ισορροπίας της ατμόσφαιρας η οποία παίρνει υπ' όψη της τις ανοδικές και καθοδικές κινήσεις διατυπώθηκε για πρώτη φορά από τον J. Bjerknes.

Η μέθοδος αυτή, γνωστή ως “μέθοδος στρώματος” πλησιάζει περισσότερο την πραγματικότητα. Η ανάλυσή της έχει ως εξής:

Θεωρούμε στρώμα ατμοσφαιρικό ολικού πάχους ( $dz + dz'$ ) στο οποίο υπάρχει μία στάθμη αναφοράς P θερμ/σίας  $T_0$  και ύψος Z. (Σχ.5.4.1).



Σχ. 5.4.1

Έστω ότι μέσα στο στρώμα αυτό η μεταβολή της θερμ/σίας με το ύψος είναι σταθερή και με ρυθμό  $\gamma$  (κατακόρυφη θερμοβαθμίδα). Δεχόμαστε ότι στις ανοδικές κινήσεις δρα η υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ( $\gamma_s$ ) ενώ στις καθοδικές η ξηρή αδιαβατική ( $\gamma_d$ ).

Έτσι μια μάζα αέρα ανερχόμενη από τη στάθμη ( $P + dP'$ ) στη στάθμη P αποκτά θερμ/σία:

$$T' = (T_0 + \gamma d'z) - \gamma_s dz' \quad 5.4.1$$

Αντίθετα μια μάζα αέρα κατερχόμενη από τη στάθμη (P-dP') στη στάθμη P αποκτά θερμότητα:

$$T' = (T_0 - \gamma d'z) + \gamma_d dz' \quad 5.4.2$$

Θεωρούμε ότι η μάζα του αέρα που ανέρχεται αποτελεί το “δείγμα” του αέρα της προηγούμενης παραγράφου ενώ η κατερχόμενη μάζα είναι το περιβάλλον του δείγματος αυτού.

Έτσι η σχέση 5.2.3 γράφεται:

$$\left( \frac{d^2 z'}{dt^2} = \frac{T' - T}{T} g \right) \quad 5.4.3$$

$$\left( \frac{d^2 z'}{dt^2} = \frac{g}{T} dz' \left[ (\gamma - \gamma_s) - (\gamma_d - \gamma) \frac{dz'}{dz'} \right] \right)$$

Θα πρέπει να σημειώσουμε ότι κατά τις κινήσεις αυτές δεχόμαστε ότι δεν υπάρχει πλευρική μεταφορά (σύγκλιση ή απόκλιση). Τότε σύμφωνα με την αρχή της συνέχειας η ανερχόμενη μάζα είναι ίση με την κατερχόμενη. Αν  $A'$  είναι η τομή της μάζας που ανέρχεται και  $A$  της μάζας που κατέρχεται τότε οι ανά μονάδα χρόνου ανερχόμενες και κατερχόμενες μάζες αέρα είναι

αντίστοιχα  $\widehat{A' \rho'} \frac{dz'}{dt}$  και  $\widehat{A \rho} \frac{dz}{dt}$ . Ισχύει η σχέση:

$$m' = m$$

$$A' \rho' \frac{dz'}{dt} \quad \text{και} \quad A \rho \frac{dz}{dt}$$

Αν θεωρήσουμε ότι  $\rho' = \rho$  τότε θα έχουμε

$$\frac{A'}{A} = \frac{dz}{dz'} = \frac{dP}{dP'} = v \quad 5.4.4$$

Με βάση τη σχέση 5.4.4 ή 5.4.3 γράφεται

$$\frac{1}{dz'} \cdot \frac{d^2 z'}{dt^2} = \frac{g}{T} [(\gamma - \gamma_s) - (\gamma_d - \gamma)v] = \frac{g}{T} \left[ \gamma - \frac{\gamma_s + v \gamma_d}{1 + v} \right] (1 + v) \quad 5.4.5$$

Θέτουμε:  $\gamma_v = \frac{\gamma_s + v \gamma_d}{1 + v}$  και  $\frac{1}{dz'} \cdot \frac{d^2 z'}{dt^2} = g (1 + \gamma_v) \frac{1 + v}{T}$  και σύμφωνα με

(5.4.5) αποδεικνύεται ότι:

$$\gamma_s < \gamma_v < \gamma_d \quad \text{όταν} \quad \gamma > \gamma_v \Rightarrow \text{αστάθεια} \quad \left( \frac{d^2 z'}{dt^2} > 0 \right)$$

$$“ \quad \gamma < \gamma_v \Rightarrow \text{ευστάθεια} \quad \left( \frac{d^2 z'}{dt^2} < 0 \right)$$

$$“ \quad \gamma = \gamma_v \Rightarrow \text{αδιάφορη ισορροπία}$$

Από τη σχέση 5.4.5 προκύπτει ότι αν τελικά θα επικρατήσει ευστάθεια ή αστάθεια, ως προς το ξηρό ή ως προς τον υγρό κορεσμένο αέρα θα εξαρτηθεί από την τιμή του  $\nu$ . Το μειονέκτημα της μεθόδου αυτής αποτελεί το γεγονός ότι δεν είναι εύκολο να υπολογιστεί η τιμή του  $\nu$ . Γενικά η τιμή του  $\nu$  κυμαίνεται, ανάλογα με την περίπτωση, από 0.1 μέχρι 0.4. Δηλ. η οριζόντια διατομή της κατερχόμενης αέριας μάζας είναι 2,5 μέχρι 10 φορές μεγαλύτερη της ανερχόμενης. Εκδηλώνεται δηλ. αστάθεια όταν η διατομή της μάζας που κατέρχεται είναι πολύ μεγαλύτερη από εκείνη της μάζας που ανέρχεται.

### 5.5. Δυναμική θερμοκρασία $\Theta$ και ισορροπία της ατμόσφαιρας

Μπορούμε επίσης να εκφράσουμε το είδος ισορροπίας της ατμόσφαιρας ως συνάρτηση της κατακόρυφης βαθμίδας της δυναμικής θερμότητας.

Έχουμε: Λογαριθμίζοντας και διαφορίζοντας προς  $Z$  την εξίσωση Poisson

$$\Theta = T \left( \frac{1000}{P} \right)^{\frac{R_a}{c_p}} \text{ προκύπτει:}$$

$$\ln \Theta = \ln T + \frac{R_a}{c_p} (\ln 1000 - \ln P) \Leftrightarrow \frac{1}{\Theta} \frac{d\Theta}{dz} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dz} - \frac{R_a}{P c_{pa}} \frac{dP}{dz} \quad 5.5.1$$

και επειδή  $dP = -\rho g dz$  και  $P = \rho R_a T$ , η 5.5.1 γράφεται:

$$\frac{T}{\Theta} \cdot \frac{d\Theta}{dz} = \frac{g}{c_{pa}} + \frac{dT}{dz} \quad 5.5.2$$

Αλλά  $g/c_{pa} = \gamma_d$  και  $dT/dz = -\gamma$ . Άρα η 5.5.2 γράφεται:

$$\boxed{\frac{T}{\Theta} \cdot \frac{d\Theta}{dz} = (\gamma_d - \gamma)} \quad 5.5.3$$

Με τους ίδιους συλλογισμούς, της παραγράφου της μεθόδου του δείγματος, η σχέση 5.5.3 δίνει:

όταν,  $\frac{d\Theta}{dz} > 0$  έχουμε ευστάθεια (όταν  $\gamma < \gamma_d$  ή  $(\gamma_d - \gamma) > 0$  άρα  $\frac{d\Theta}{dz} > 0$ )

όταν,  $\frac{d\Theta}{dz} < 0$  έχουμε αστάθεια (όταν  $\gamma > \gamma_d$  ή  $(\gamma_d - \gamma) < 0$  άρα  $\frac{d\Theta}{dz} < 0$ )

όταν,  $\frac{d\Theta}{dz} = 0$  έχουμε αδιάφορη ισορροπία.

### 5.6. Η ενέργεια ως μέτρο ελέγχου της ισορροπίας στην ατμόσφαιρα

Ο ασφαλέστερος ίσως τρόπος ελέγχου του είδους της ισορροπίας στην ατμόσφαιρα ανάγεται στον υπολογισμό του έργου  $W$  που παράγεται ή καταναλώνεται κατά τις κατακόρυφες κινήσεις δείγματος ατμοσφαιρικού αέρα. Ο υπολογισμός αυτού του έργου μπορεί να γίνει κατά τον ακόλουθο τρόπο:

Ως γνωστόν η επιτάχυνση  $\frac{d^2z}{dt^2}$  ενός δείγματος αέρα μάζας  $m = 1$  που κινείται κατακόρυφα δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{T' - T}{T} g \quad 5.6.1$$

Όπου  $T'$  η θερμότητα του δείγματος αέρα που κινείται κατακόρυφα και  $T$  η θερμότητα του περιβάλλοντός του.

Το έργο άρα που παράγει ή καταναλώνει η μονάδα μάζας του δείγματος αυτού του αέρα όταν μετακινείται κατακόρυφα κατά  $dz$  με βάση τη σχέση 5.6.1 γράφεται:

$$dw = \frac{T' - T}{T} g dz \quad 5.6.2$$

Έτσι το έργο αυτό κατά την μετακίνηση από τη στάθμη ύψους  $z_0$  μέχρι τη στάθμη ύψους  $z$  θα είναι:

$$w = \int_{z_0}^z g \frac{T' - T}{T} dz \quad 5.6.3$$

Ακόμη επειδή στην Μετεωρολογική Πρακτική χρησιμοποιούμε, για την μελέτη της ατμόσφαιρας καθ' ύψος, κυρίως, την πίεση  $P$  και όχι το ύψος  $Z$ ,

επειδή  $dP = -\rho g dz$  και  $P = \rho R_a T$  άρα  $dz = -\frac{R_a T}{g} \cdot \frac{dP}{P}$

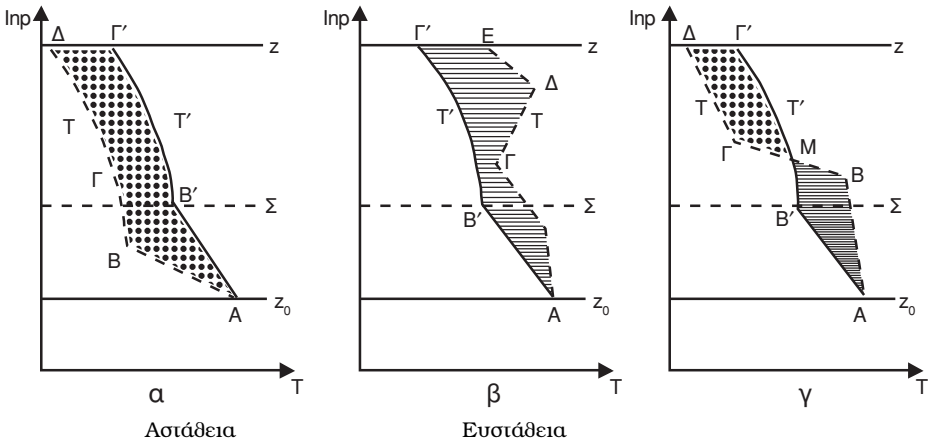
η 5.6.3 γράφεται:

$$W = R_a \int_P^{P_0} (T' - T) d \ln P \quad 5.6.4$$

Από την 5.6.4 προκύπτει:

1. Όταν  $(T' - T) > 0 \Rightarrow T' > T$  (δηλ το κινούμενο κατακόρυφα δείγμα αέρα είναι θερμότερο του περιβάλλοντός του) το έργο  $W$  είναι θετικό. Αυτό σημαίνει ότι το δείγμα αυτό του αέρα παράγει έργο το οποίο μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια και ευνοούνται έτσι οι επιταχυνόμενες κατακόρυφες κινήσεις. Με άλλα λόγια λέμε ότι στην περίπτωση αυτή η ισορροπία στο συγκεκριμένο στρώμα ( $P_0 \rightarrow P$ ) χαρακτηρίζεται **ασταδής** ή απλά ότι στο στρώμα αυτό έχουμε **αστάθεια**.
2. Όταν  $(T' - T) < 0 \Rightarrow T' < T$  (δηλ. το κινούμενο κατακόρυφα δείγμα αέρα είναι ψυχρότερο του περιβάλλοντός του) το έργο  $W$  είναι αρνητικό πράγμα που σημαίνει ότι ευνοούνται έτσι οι επιβραδυνόμενες κινήσεις και λέμε τότε ότι στο στρώμα αυτό έχουμε **ευστάθεια**.
3. Όταν έχουμε  $(T' - T) = 0 \Rightarrow T' = T$  έχουμε  $W = 0$  που σημαίνει ότι η ισορροπία της ατμόσφαιρας στο στρώμα αυτό είναι αδιάφορη.

Στην πράξη εργαζόμαστε, γραφικά, ως εξής: Χρησιμοποιούμε, συνήθως, ένα Skew T, log P διάγραμμα ή ένα Τεφίγραμμα. Με βάση τα δεδομένα της ραδιοβόλισης πλοτάρουμε: α) την καμπύλη θερμοκρασίας  $T$  του περιβάλλοντος καθ' ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα και β) τη ξηρή και υγρή αδιαβατική καμπύλη (καμπύλη θερμοκρασίας  $T'$  του δείγματος). Έτσι παίρνουμε πάνω στα διαγράμματα αυτά σχήματα της μορφής (Σχ. 5.6.1 α, β, γ).



Σχ. 5.6.1

Για τις δύο περιπτώσεις α και β ισχύει, γενικά, ο εξής απλός κανόνας.

“Όταν στα σχήματα του είδους αυτού η καμπύλη μεταβολής της θερμοκρασίας καθ' ύψος (ΑΒΓΔ) βρίσκεται εξ' ολοκλήρου αριστερά της ξηρής και της υγρής αδιαβατικής καμπύλης τότε έχουμε **ασιάστεια** (Σχ. 5.6.1α).

Στην ακριβώς αντίθετη περίπτωση (Σχ. 2.6.1β) έχουμε **ευστάστεια**.”

Στο Σχ. 5.6.1γ παρουσιάζεται η περίπτωση που η γραμμή η οποία παριστάνει την πραγματική μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος (ΑΒΓΔ) βρίσκεται, μέχρι σ' ένα σημείο (Μ) στα δεξιά των αδιαβατικών καμπύλων και από εκεί και πάνω στα αριστερά τους.

Στην περίπτωση αυτή λέμε ότι μέχρι το σημείο Μ έχουμε ευστάστεια και από εκεί και πάνω ασιάστεια. (Υπό συνθήκη ασιάστεια ή λανθάνουσα ασιάστεια).

Ο υπολογισμός του ολοκληρώματος της σχέσης 5.6.4 και άρα του έργου  $W$  γίνεται, στην πράξη, με γραφικό τρόπο ως εξής:

Εμβαδομετρούμε τις περιοχές που περικλείονται από τις ισοβαρείς καμπύλες ( $P_0, Z_0$  και  $P, Z$ ) από τη ξηρή ( $A'B'$ ) και την υγρή ( $B'T'$ ) αδιαβατική γραμμή και τη γραμμή (ΑΒΓΔ) που δίνει την πραγματική μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος (Σχ. 5.6.1 α,β,γ).

Το εμβαδόν αυτό, εκφρασμένο σε  $\text{cm}^2$ , σ' ένα Skew T, logP διάγραμμα, το πολλαπλασιάζουμε με τον αριθμό 28 J/Kgr και βρίσκουμε έτσι την ζητούμενη τιμή του έργου  $W$  σε J/Kgr.

Σε όλα τα Skew T, logP διαγράμματα η σχέση:  $1 \text{ cm}^2 = 0,028 \text{ J/gr}$   
 $= 28 \text{ J/Kgr}$  προβλέπεται από τον κατασκευαστή.

### 5.7. Υπολογισμός της κατακόρυφης ταχύτητας ( $\omega$ ) δείγματος αέρα

Από τις σχέσεις 5.6.1 και 5.6.2, για την μονάδα μάζας του ανερχόμενου δείγματος αέρα προκύπτει:

$$dw = \frac{d^2z}{dt^2} dz \quad 5.7.1$$

Επειδή  $\omega = \frac{dz}{dt}$  θα έχουμε  $\frac{d\omega}{dt} = \frac{d^2z}{dt^2}$  και άρα η 5.7.1 γράφεται:

$$dw = \frac{d\omega}{dt} dz = d\omega \frac{dz}{dt} = \omega d\omega \quad \text{και}$$

$$W = \int_{\omega_0}^{\omega} \omega d\omega \Leftrightarrow w = \frac{1}{2} (\omega^2 - \omega_0^2) \quad 5.7.2$$

όπου  $\omega_0$  και  $\omega$  είναι οι κατακόρυφες ταχύτητες του ανερχόμενου ή κατερχόμενου δείγματος αέρα σε δύο συγκεκριμένες στάθμες.

Η 5.7.2 γράφεται επίσης:  $\omega = \sqrt{2w + \omega_0^2}$ .

Αν η αρχική στάθμη ήταν  $z_0 = 0$  (επιφάνεια εδάφους) τότε  $\omega_0 = 0$  και άρα η ταχύτητα της κατακόρυφης προς τα άνω κίνησης της μονάδας μάζας του αέρα στο άνω άκρο του στρώματος που χαρακτηρίζεται με έργο  $w$  είναι:

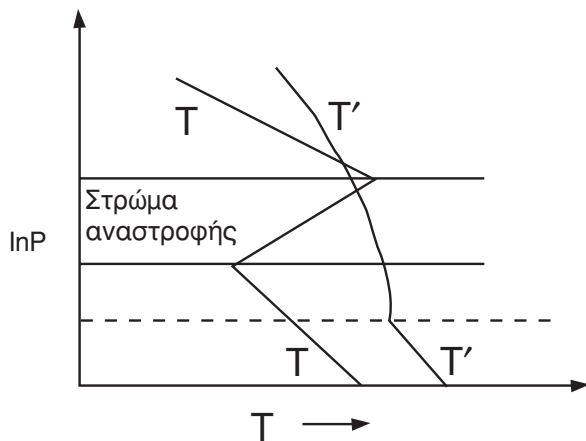
$$\omega = \sqrt{2w} \quad 5.7.3$$

Με βάση τη σχέση 5.7.3 μπορούμε να εξηγήσουμε απλά το γιατί τα στρώματα αναστροφής της θερμότητας μέσα στην Τροπόςφαιρα χαρακτηρίζονται, γενικά, ως απόλυτα ευσταθή και δεν επιτρέπουν έτσι την περαιτέρω κίνηση προς τα άνω των πάσης φύσεως ρύπων.

Όπως παρατηρούμε στο Σχήμα 5.7.1 μέσα στο στρώμα αναστροφής ή διαφορά ( $T' - T$ ) ελαχιστοποιείται ή και μηδενίζεται. Άρα σύμφωνα με τη σχέση 5.6.4 και το έργο  $W$  μέσα στο ίδιο στρώμα θα ελαχιστοποιείται ή και θα μηδενίζεται.

Συνεπώς σύμφωνα με τη σχέση 5.7.3 και η κατακόρυφη ταχύτητα  $\omega$  του ανερχόμενου αέρα, άρα και των ρύπων που τον συνοδεύουν μέσα στο στρώμα αυτό θα ελαχιστοποιείται ή και μηδενίζεται.

Εξηγείται, λοιπόν έτσι το γιατί όταν πάνω από μια περιοχή υπάρχει αναστροφή της θερμότητας (στρώμα αναστροφής) έχουμε συσσώρευση ρύπων στην ατμόσφαιρα της περιοχής αυτής. Συνήθως στις περιπτώσεις αυτές η συγκέντρωση των ρύπων ξεπερνά, γενικά, τα ανώτατα επιτρεπτά όρια και έχουμε τότε τη δημιουργία του γνωστού φωτοχημικού νέφους.



Σχ. 5.7.1

### 5.8. Εμπειρικοί Δείκτες Αστάθειας-Ευστάθειας

Στην καθημερινή πρακτική, της πρόγνωσης του καιρού ιδιαίτερα, εμφανίζεται η ανάγκη να εκφραστεί ο βαθμός ισορροπίας της ατμόσφαιρας (αστάθειας ή ευστάθειας) με ένα αριθμό.

Τέτοιοι αριθμοί-δείκτες εμπειρικοί έχουν προταθεί διεθνώς, κατά καιρούς, και ονομάζονται, γενικά, δείκτες αστάθειας ή ευστάθειας.

Οι περισσότερο γνωστοί δείκτες είναι:

#### (1) Δείκτης Showalter (SI)

Ο δείκτης αυτός (SI) ορίζεται ως: “η αλγεβρική διαφορά μεταξύ της θερμοκρασίας του αέρα στα 500 hPa και της θερμοκρασίας που αποκτά ένα δείγμα αέρα όταν μεταφέρεται αδιαβατικά από τη στάθμη των 850 hPa στη στάθμη των 500 hPa” Σημειώνεται ότι όταν η περιοχή είναι ορεινή είναι προτιμότερο να χρησιμοποιείται η στάθμη των 700 hPa αντί των 850 hPa.

Προφανώς, η εύρεση της αλγεβρικής αυτής διαφοράς προϋποθέτει τη χρήση τεφιγράμματος πράγμα το οποίο υπάρχει στην καθημερινή πρακτική. Ως προς τις κρίσιμες τιμές του SI, και για τη χώρα μας, ισχύουν γενικά τα εξής:

1. Όταν  $SI > 3$  έχουμε ευστάθεια.
2. Όταν  $0 \leq SI \leq 3$  έχουμε αστάθεια με πιθανότητα να εκδηλωθούν βροχοπτώσεις.
3. Όταν  $-3 < SI < 3$  έχουμε αστάθεια με πιθανότητα να εκδηλωθούν καταιγίδες.
4. Όταν  $-6 < SI < 3$  έχουμε αστάθεια με πιθανότητα να εκδηλωθούν ισχυρές καταιγίδες.
5. Όταν  $SI < -6$  έχουμε εντονότατη αστάθεια και υπάρχει μεγάλη πιθανότητα για εμφάνιση βίαιων ατμοσφαιρικών φαινομένων όπως π.χ. σιφώνων ζηράς ή θάλασσας.



(2) Δείκτης *Boyden (BI)*

Ο εμπειρικός αυτός δείκτης δίνεται από τη σχέση:

$$BI = H - \Theta - 200$$

όπου  $H$  : το πάχος του στρώματος (1000-700 hPa) σε δεκάμετρα.

$\Theta$  : η θερμότητα σε °C στη στάθμη των 700hPa.

Όταν  $BI > 94$  τότε έχουμε αστάθεια και υπάρχει πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδας.

Πρέπει να σημειωθεί βέβαια ότι ο δείκτης αυτός αποτελεί απλά μέτρο ευστάθειας ή αστάθειας του ατμοσφαιρικού στρώματος (1000 - 700 hPa). Δεν είναι, συνήθως, αντιπροσωπευτικός για το κατώτερο ατμοσφαιρικό στρώμα πάχους μέχρι 2 Km.

(3) Δείκτης *Jefferson (JI)*

Ο εμπειρικός αυτός δείκτης δίνεται από τη σχέση:

$$JI = 1,6 \Theta_{w(900)} - T_{500} - \frac{1}{2} (T - T_d)_{700} - 8$$

όπου  $\Theta_{w(900)}$  είναι η δυνητική θερμότητα του υγρού θερμομέτρου στα 900hPa,  $T_{500}$  είναι η θερμότητα, σε °C, της στάθμης των 500hPa και  $(T - T_d)_{700}$  η διαφορά της θερμοκρασίας  $T$  και του σημείου δρόσου  $T_d$  στη στάθμη των 700 hPa.

Η κρίσιμη τιμή του δείκτη αυτού είναι το 28.

Όταν  $JI \geq 28$  τότε υπάρχει πιθανότητα για εκδήλωση καταιγίδας. Τα αποτελέσματα δεν μεταβάλλονται σημαντικά όταν αντί του  $\Theta_{w(900)}$  χρησιμοποιηθεί η  $\Theta_{w(850)}$ .

(4) Αριθμός *Richardson*

$$\text{Δίδεται από τη σχέση: } R_i = \frac{g \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{T \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2} \cong \frac{g \left( \frac{(T_2 - T_1)}{(z_2 - z_1)} \right)}{\left( \frac{(T_1 + T_2)}{2} \right) \left( \frac{(v_2 - v_1)}{(z_2 - z_1)} \right)^2} \text{ όπου } \frac{\partial T}{\partial z} \text{ και } \frac{\partial v}{\partial z}$$

οι βαθμίδες θερμοκρασίες και ανέμου αντίστοιχα και  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας. «Θετικές τιμές του  $R_i$  δηλώνουν ευστάθεια ενώ αρνητικές τιμές δηλώνουν αστάθεια».  $R_i = 0$  σημαίνει αδιάφορη ισορροπία.

(5) Διαθέσιμη Δυνητική Ενέργεια Ανοδικής μεταφοράς,  $\boxed{B+}$  ή CAPE

(Convective Available Potential Energy)

Η παράμετρος Διαθέσιμη Δυνητική Ενέργεια Ανοδικής Μεταφοράς, (Convective Available Potential Energy) **CAPE** ή **B+**, αντιπροσωπεύει την κατακόρυφα ολοκληρωμένη θετική ενέργεια αστάθειας ενός αδιαβατικά ανυψούμενου δείγματος αέρα. Αφότου η τιμή του CAPE είναι ανάλογη της κινητικής ενέργειας που αποκτά το δείγμα αέρα, καθώς είναι θερμότερο από το περιβάλλον του, το CAPE παρέχει ένα εξαιρετικό μέ-

τρο της λανθάνουσας αστάθειας. Ωστόσο, σφοδρές καταιγίδες μπορεί να αναπτυχθούν σε μικρές μέχρι μέτριες τιμές CAPE, σε περιβάλλον έντονου διατμητικού ανέμου, και ειδικότερα σε μεγάλες τιμές της “Ελικότητας” σε σχέση με την καταιγίδα (SR Helicity) που υποστηρίζονται από ισχυρό ρεύμα εισροής στο περιβάλλον της καταιγίδας.

Στα θερμοδυναμικά διαγράμματα (SkewT, Terhigram) η παράμετρος CAPE παριστάνεται ως το εμβαδόν της περιοχής που ορίζεται μεταξύ της καμπύλης ανύψωσης του δείγματος αέρα και της καμπύλης της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος, από το επίπεδο ελεύθερης ανύψωσης LFC (Level of Free Convection), μέχρι το επίπεδο ισορροπίας, EL (Equilibrium Level).

#### (6) B-

Η παράμετρος B- αντιπροσωπεύει την αδροιστική επίδραση των ατμοσφαιρικών στρωμάτων, που είναι θερμότερα από ένα δείγμα αέρα που κινείται κατακόρυφα και αδιαβατικά. Η ανύψωση δείγματος αέρα στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα συχνά αποτρέπεται από τέτοια ευσταθή στρώματα κοντά στην επιφάνεια.

#### (7) Δείκτης αναστροφής (CAP)

Ο δείκτης αναστροφής CAP, είναι ενδεικτικός της δυνατότητας των ανώτερων ευσταθέστερων στρωμάτων να αποτρέψουν την ανάπτυξη της ανοδικής μεταφοράς. Τιμές του δείκτη CAP μεγαλύτερες από 2 °C, αποτελούν ισχυρή ένδειξη αποτροπής της ανοδικής μεταφοράς.

#### (8) Δείκτης Total Totals (TT)

Ο δείκτης TT δείχνει την αστάθεια της ατμόσφαιρας προερχόμενη από τη θερμοβαθμίδα του στρώματος 850-500 hPa και τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου στα 850 hPa. Αποτελείται από δύο όρους-δείκτες τον Vertical Total (VT) και τον Cross Totals (CT).

Ο δείκτης VT αντιπροσωπεύει στατική ευστάθεια ή τη θερμοβαθμίδα του στρώματος 850-500 hPa.

Ο δείκτης CT περιλαμβάνει τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου στα 850 hPa.

$$TT = VT + CT$$

$$VT = T(850 \text{ hPa}) - (500 \text{ hPa})$$

$$CT = Td(850 \text{ hPa}) - T(500 \text{ hPa})$$

Όπου T αντιστοιχεί η θερμοκρασία στο ενδεικνυόμενο επίπεδο και Td η θερμοκρασία του σημείου δρόσου σε °C.

Τιμή του VT ίση με 40 είναι κοντά στην ξηρο-αδιαβατική για το στρώμα 850-500 hPa. Ωστόσο, οι τιμές του VT είναι γενικά πολύ μικρότερες, με τιμές γύρω στο 26 ή περισσότερο τιμές που αντιπροσωπεύουν στατική αστάθεια (χωρίς να ληφθεί υπόψη η υγρασία) και εμφάνιση καταιγίδων.

**Τιμές του δείκτη TT σχετιζόμενες με την εμφάνιση καταιγίδων:**

- 44 Μεμονωμένες καταιγίδες  
 46 Διάσπαρτες καταιγίδες, μερικές μέτριας έντασης  
 48 Διάσπαρτες καταιγίδες, μερικές μέτριας έντασης αλλά και μεμονωμένες σφοδρές καταιγίδες  
 50 Διάσπαρτες καταιγίδες, μερικές σφοδρές και μεμονωμένοι σίφωνες  
 52-58 Διάσπαρτες μέχρι πολυάριθμες καταιγίδες μέτριας έντασης και μερικοί σίφωνες  
 60 Πολυάριθμες μέτριες καταιγίδες, διάσπαρτες σφοδρές καταιγίδες και σίφωνες

**(9) Δείκτης K (KI)**

Ο δείκτης αστάθειας K, δείχνει την αστάθεια της ατμόσφαιρας καθώς σχετίζεται με την ανάπτυξη καταιγίδων αέριας μάζας. Βασίζεται στη θερμοβαθμίδα από τα 850 μέχρι τα 500 hPa συν τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου στα 850 hPa, σύμφωνα με την ακόλουθα σχέση.

$$KI = T(850 \text{ hPa}) - T(500 \text{ hPa}) + T_d(850 \text{ hPa}) - T_d(700 \text{ hPa})$$

Η ανάπτυξη ισχυρών καταιγίδων κατά την περίοδο της άνοιξης συχνά απαιτεί ξηρό αέρα στα μεσαία επίπεδα να αποτρέψουν την ανοδική μεταφορά. Από την άλλη μεριά οι θερινές καταιγίδες αέριας μάζας χρειάζονται ένα πολύ υγρό ατμοσφαιρικό περιβάλλον στα μέσα στρώματα ώστε να αποτραπεί η εξάτμιση λόγω της πλευρικής εισροής.

**Τιμές του δείκτη KI και εμφάνιση καταιγίδων:**

- 20 < KI < 25 Μεμονωμένες καταιγίδες  
 25 < KI < 30 Διάσπαρτες καταιγίδες  
 30 < KI < 35 Ευρύτερα διάσπαρτες καταιγίδες  
 35 < K Πολυάριθμες καταιγίδες

**(10) Μακροσκοπικός αριθμός του Richardson, BRN (Bulk Richardson Number)**

Ο μακροσκοπικός αριθμός του Richardson, παρέχει ένα μέτρο των παραμέτρων της αστάθειας (CAPE) και του κατακόρυφου διατμητικού ανέμου (BRN shear) σχετιζόμενος μάλιστα και με τον τύπο των καταιγίδων (μονοκύτταρες, πολυκύτταρες, υπερκύτταρες), ειδικά για τιμές του CAPE μεταξύ 1500 και 3500 J/kg.

$$BRN = CAPE/0.5 \cdot U^2$$

όπου U είναι το μέτρο του κατακόρυφου διατμητικού ανέμου στο κατώτερο στρώμα των 0-6 km.

**Τιμές του δείκτη BRN:**

- BRN < 10 Ισχυρό διατμητικός άνεμος και μικρές τιμές CAPE  
 10 < BRN < 45 Εμφάνιση υπερκυττάρων  
 BRN > 50 Σχετικά ασθενής διατμητικός άνεμος και μεγάλες τιμές CAPE, συνθήκες σχετιζόμενες με την ανάπτυξη πολυκύτταρων καταιγίδων.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΚΤΟ

### ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

#### ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΔΙΑΤΑΡΑΞΕΙΣ

##### 6.1. Αέριες μάζες

Ο όρος “αέρια μάζα” σημαίνει, –στη γλώσσα των Μετεωρολόγων–: ένα τεράστιο σώμα αέρος το οποίο παρουσιάζει οριζόντια ομοιογένεια, κυρίως, ως προς την θερμοκρασία και υγρασία.

Οι κατακόρυφες μεταβολές της θερμοκρασίας και υγρασίας είναι περίπου οι ίδιες σ’ όλη την έκταση που καταλαμβάνει η θεωρούμενη αέρια μάζα. Η οριζόντια έκταση μπορεί να είναι 1000 ή και περισσότερα Km. Μια δηλ. αέρια μάζα μπορεί να καλύπτει ένα μεγάλο μέρος μιας ηπείρου ή και ενός ωκεανού. Με τις μετακινήσεις των αερίων μαζών, γενικά, πραγματοποιείται δίκαιη καιανομή της ενέργειας στον πλανήτη μας.

Σε κάθε αέρια μάζα ιδιαίτερη σημασία έχουν: **α)** η ποσότητα των υδρατμών – (υγρασία) – που μεταφέρει μαζί της, διότι από την ποσότητα αυτή των υδρατμών θα εξαρτηθεί το ποσό των υδροαποβλημάτων που δύναται να αφήσει περνώντας πάνω από διάφορες περιοχές και **β)** η θερμοκρασία της, και μάλιστα η κατακόρυφη διανομή της γιατί αυτή είναι συνδεδεμένη άμεσα με το είδος της ισορροπίας της αέριας μάζας και κατ’ επέκταση της ατμόσφαιρας που καλύπτει μια περιοχή.

##### 6.2. Πηγή – Διαδρομή και ηλικία των αερίων μαζών

Για τη μελέτη γενικά, των αερίων μαζών πρέπει να καθορίζονται τρία κυρίως στοιχεία τους:

1) η πηγή, 2) η διαδρομή και 3) η ηλικία τους.

Πηγή μιας αέριας μάζας ονομάζεται η περιοχή πάνω στην οποία σχηματίστηκε και από την οποία φυσικά πήρε τα παραπάνω κύρια χαρακτηριστικά της.

Διαδρομή ονομάζουμε την τροχιά που ακολούθησε μέχρι να φτάσει στην περιοχή που εξετάζουμε, προερχόμενη από την παραπάνω διαδρομή της.

Ηλικία φυσικά είναι ο χρόνος που μεσολαβεί για να κάνει η συζητούμενη μάζα την παραπάνω διαδρομή της.

### 6.3. Ταξινόμηση των αερίων μαζών

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σύμφωνα με την πηγή και την διαδρομή τους. Έχουμε δύο, κυρίως, τύπους και ο καθένας απ' αυτούς υποδιαιρείται σε άλλους δύο επί μέρους.

#### 1) Πολικές αέριες μάζες (P)

Το σύμβολο τους είναι το κεφαλαίο γράμμα (P) και είναι εκείνες που σαν πηγή έχουν τις πολικές περιοχές. Και αν μεν η πηγή είναι θαλάσσια περιοχή λέγονται τότε θαλάσσιες πολικές (σύμβολο (mP) (Polar maritime), ενώ όταν είναι ηπειρωτικές λέγονται ηπειρωτικές πολικές, (σύμβολο cP) (polarcontinental)

#### 2) Τροπικές αέριες μάζες

Σύμβολό τους είναι το κεφαλαίο γράμμα (T) και πηγή τους οι Τροπικές και Υποτροπικές περιοχές. Υποδιαιρούνται και αυτές σε δύο επί μέρους τύπους: Τις θαλάσσιες τροπικές (mT) (Tropical maritime) όταν η πηγή είναι θαλάσσια και τις ηπειρωτικές τροπικές (cT) (Tropical continental) όταν είναι ηπειρωτική έκταση.

Οι περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών δεν είναι πηγές αερίων μαζών γιατί εδώ επικρατούν οι άνεμοι δυτικής συνιστώσας (westerlies) οι οποίοι κρατούν σε συνεχή σχεδόν κίνηση τις αέριες μάζες και συμβάλλουν έτσι απλώς στην ανάμιξη μεταξύ πολικών και τροπικών αερίων μαζών.

Εκτός από τους παραπάνω τύπους αερίων μαζών έχουν προταθεί και οι τύποι των Αρκτικών μαζών (A) (Arctic) και των Ισημερινών (E) (Equatorial).

Οι Αρκτικές και πολικές αέριες μάζες είναι ψυχρές ενώ οι Τροπικές και Ισημερινές θερμές.

Όταν μια αέρια μάζα είναι πολύ ψυχρότερη της επιφάνειας πάνω από την οποία κινείται, τότε η μάζα αυτή χαρακτηρίζεται και με το γράμμα (K) (Kalt) ενώ όταν είναι σημαντικά θερμότερη με το γράμμα (W) (Warm).

Αρα είναι δυνατόν να συναντήσουμε τους ακόλουθους συνδυασμούς:

mPw	mPk	cPk	cA
mTw	mTk	cTw	mE

Δηλ. mPw σημαίνει: μια πολική θαλάσσια μάζα η οποία είναι θερμότερη από την επιφάνεια πάνω στην οποία κινείται, και cPk σημαίνει μια ηπειρωτική πολική αέρια μάζα που είναι ψυχρότερη από την επιφάνεια πάνω στην οποία κινείται.

Πρέπει βέβαια ν' αναφερθεί ότι όταν μια αέρια μάζα ηπειρωτική (c) περάσει πάνω από θαλάσσια περιοχή τότε αυτή εμπλουτίζεται από κάτω με υδρατμούς, λόγω εξαιτίσεως, και μετατρέπεται έτσι προοδευτικά σε θαλάσσια (m). Η αντίστροφη όμως μετατροπή πολύ δύσκολα συμβαίνει.

## ΕΠΙΦΑΝΕΙΕΣ ΑΣΥΝΕΧΕΙΑΣ - ΜΕΤΩΠΑ

### 6.4. Ορισμοί - Γενικά

Όταν δύο αέριες μάζες με διαφορετικά θερμογρομετρικά χαρακτηριστικά, έλθουν κατά την κίνησή τους σε επαφή, τότε εισχωρούν η μια εντός της άλλης και μέχρι βάθος 15-50 Km περίπου.

Έτσι η μεταξύ τους διαχωριστική επιφάνεια είναι μια “επιφάνεια ασυνέχειας” η οποία ονομάζεται **μετωπική επιφάνεια**. Στην πραγματικότητα κάθε μετωπική επιφάνεια είναι μια στενή μεταβατική ζώνη, ανάμεσα σε δύο πολύ μεγάλων διαστάσεων αέριες μάζες. Η τομή μιας μετωπικής επιφάνειας μ' ένα οριζόντιο επίπεδο (χάρτις καιρού) είναι μια γραμμή που λέγεται **μέτωπο**. Στα παρακάτω οι έννοιες “μετωπικές επιφάνειες”, “μέτωπο” θα θεωρούνται ταυτόσημες.

Αρα οι μετωπικές δηλ. επιφάνειες και τα μέτωπα μπορούν να θεωρηθούν σαν οριακές επιφάνειες που διαχωρίζουν μάζες αέρος διαφορετικής πυκνότητας.

Η έννοια των μετώπων ή των μετωπικών επιφανειών εισήχθη στην μετεωρολογική πρακτική το 1918 από μια ομάδα Νορβηγών επιστημόνων: J. Bjerknes, V. Bjerknes, H. Solberg και T. Bergeron.

Το 1918 η ομάδα αυτή των ερευνητών δημοσίευσε την “θεωρία του πολικού μετώπου” (Polar front theory).

Σύμφωνα με την θεωρία αυτή το “πολικό μέτωπο” θεωρήθηκε ως η επιφάνεια διαχωρισμού μεταξύ πολικών και υποτροπικών αέριων μαζών.

Με τις αρχικές μελέτες των Bjerknes, Solberg και Bergeron έγινε γνωστό ότι τα μέτωπα έχουν κανονικό κύκλο ζωής και το 1928 ο Bergeron παρουσίασε κινηματική επεξήγηση του σχηματισμού και της διάλυσης των μετώπων.

Επειδή κατά μήκος των μετωπικών αυτών ζωνών παρατηρείται συνήθως η καιρική δραστηριότητα των μέσων πλατών γι' αυτό η μελέτη γενικά των μετώπων για τις περιοχές μας έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον.

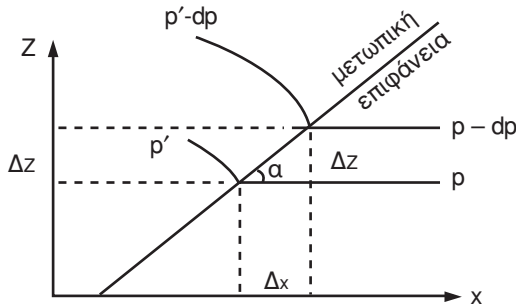
### 6.5. Η κλίση των μετωπικών επιφανειών

Σύμφωνα με τα παραπάνω οι μετωπικές επιφάνειες αφορούν αέριες μάζες με διαφορετικά μεν θερμογρομετρικά χαρακτηριστικά ευρισκόμενες όμως σε κίνηση.

Λόγω, της κίνησης αυτής οι μετωπικές επιφάνειες παρουσιάζουν μέσα στην ατμόσφαιρα κάποια κλίση ως προς το έδαφος. Ο ψυχρότερος αέρας, ως πιο βαρύς, τείνει να εισχωρήσει, σαν σφήνας, κάτω από το θερμό. Για την κλίση γενικά των μετώπων ισχύουν τα παρακάτω.

Στο σχ.6.5.1 απεικονίζεται μια τυπική κλίση μιας μετωπικής επιφάνειας. Για την εφα (Σχ. 6.5.1) αποδεικνύεται ότι ισχύει η σχέση:

$$\varepsilon\varphi\alpha = \frac{f}{g} \cdot \frac{u_2 T_1 - u_1 T_2}{T_1 - T_2} \quad 6.5.1$$



Σχ. 6.5.1

όπου  $f = 2\omega\eta\mu\varphi$ :  $\omega$  η γων. ταχύτητα της γης και  $\varphi$  το γεωγ. πλάτος του τόπου,  $u_1, u_2, T_1, T_2$  οι ταχύτητες και οι θερμοκρασίες αντίστοιχα από τις δύο πλευρές του μετώπου.

Η διαφορά των απολύτων θερμοκρασιών ( $T_1, T_2$ ) είναι πολύ μικρή σε σχέση με την διαφορά ταχυτήτων ( $u_1, u_2$ ). Έτσι, θεωρώντας αντί των  $T_1, T_2$  την μέση τους τιμή  $\bar{T}$ , η 6.5.1 μπορεί να γραφτεί:

$$\varepsilon\varphi\alpha = \frac{f}{g} \cdot \frac{\bar{T}(u_2 - u_1)}{T_1 - T_2} = \frac{f}{g} \cdot \frac{\bar{T} \Delta u}{\Delta T} \quad 6.5.2$$

Η σχέση 6.5.2 δίνει, θεωρητικά, την κλίση των μετωπικών επιφανειών.

Για παράδειγμα, αν θεωρήσουμε συνθήκες υδροστατικής ισορροπίας, και ως μέσα τυπικά μεγέθη:  $\Delta u = 5\text{m/sec}$ ,  $\Delta T = 3^\circ\text{K}$  και  $\bar{T} = 300^\circ\text{K}$  η 6.5.2 για  $\varphi = 30^\circ$  δίνει:

$$\varepsilon\varphi\alpha = \frac{2 \times 7,29 \times 10^{-5} \times 0,5}{9,8} \cdot \frac{300 \times 5}{3} \approx \frac{1}{250}$$

Η τιμή  $1/250$  είναι μια τυπική τιμή της κλίσης, γενικά, των μετώπων.

## 6.6. Είδη μετώπων

Όταν κατά την κίνηση ενός μετώπου, ακολουθεί κατά μήκος του μετώπου, ο θερμός αέρας τον ψυχρό, τότε το μέτωπο ονομάζεται **θερμό**.

Η σχηματική παράσταση του θερμού μετώπου πάνω στους χάρτες καιρού είναι η:



2) Όταν όμως κατά την κίνηση του μετώπου, ο ψυχρός αέρας, ακολουθεί κατά μήκος του μετώπου, τον θερμό αέρα, τότε το μέτωπο ονομάζεται **ψυχρό**.

Η σχηματική του παράσταση πάνω στους χάρτες είναι:



3) Όταν ένα μέτωπο δεν παρουσιάζει ουσιαστική μετακίνηση τότε ονομάζεται **στάσιμο** και η σχηματική του παράσταση πάνω στους χάρτες καιρού είναι:



4) Τέλος όταν ένα ψυχρό μέτωπο συναντά κατά την μετακίνησή του ένα θερμό, ο θερμός αέρας εκτοπίζεται από την επιφάνεια του εδάφους και τα δύο μέτωπα γίνονται, τελικά, ένα το οποίο ονομάζεται “**συνεσφιγμένο**” (occluded front).



Η έκταση, οριζόντια και κατακόρυφα και το πλάτος της μεταβατικής ζώνης των μετώπων, κυμαίνονται μέσα σε μεγάλα όρια.

Γενικά ένα μέτωπο μπορεί να θεωρηθεί σημαντικό, από συνοπτικής πλευράς, όταν εκτείνεται τουλάχιστον, μέχρι τη στάθμη των 850 mb περίπου και έχει μήκος τουλάχιστον 350 Km.

Το πλάτος δυνατόν να κυμαίνεται από 5 έως 50 Km.

## 6.7. Θερμά μέτωπα (Σχ. 6.7.1)

Όπως είπαμε και παραπάνω στα θερμά μέτωπα, ο σχετικά θερμός αέρας εκτοπίζει και αντικαθιστά σιγά-σιγά τον προηγούμενο αυτού ψυχρό αέρα.

Η κλίση έτσι της δημιουργούμενης μ' αυτόν τον τρόπο επιφάνειας ασυνέχειας ποικίλει από 1/50 μέχρι 1/300 με μια συνήθη τιμή 1/100. Αυτό σημαίνει, με άλλα λόγια, ότι σε απόσταση 100 Km μέσα στον ψυχρό αέρα, από τη θέση που το μέτωπο προσεγγίζει το έδαφος, συναντά κανείς την μετωπική αυτή επιφάνεια σε ύψος 1 Km μέσα στην ατμόσφαιρα.

Η φυσική διαδικασία που λαμβάνει χώρα κατά μήκος του θερμού μετώπου έχει ως εξής:

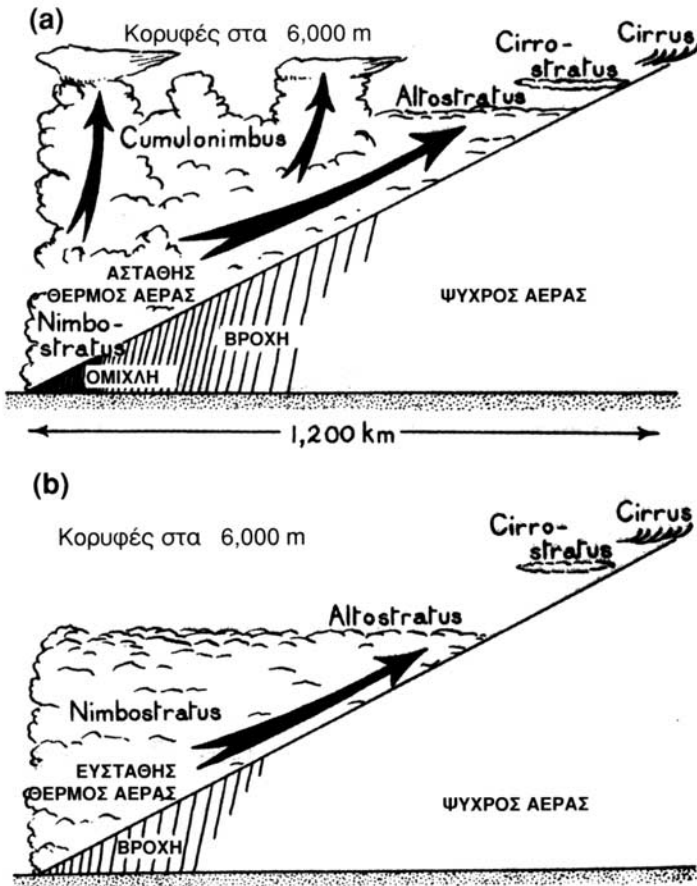
Ο θερμός αέρας, ως πιο ελαφρής, ανέρχεται κατά την κίνησή του υπεράνω του ψυχρού αέρα. Με τον τρόπο αυτό υφίσταται αδιαβατική εκτόνωση και άρα ψύξη. Έτσι, από κάποιο ύψος και πάνω, προσεγγίζει, από θερμοκρασιακή άποψη, το “σημείο δρόσου” ή “σημείο κορεσμού” και έτσι οι υδρατμοί του αναγκάζονται να συμπυκνωθούν.

Δημιουργείται με τον τρόπο αυτόν ένα εκτεταμένο νεφικό σύστημα κατά μήκος του μετώπου.



Τα είδη των νεφών που βλέπει ο κάθε παρατηρητής κατά το πέρασμα ενός θερμού μετώπου είναι κατά σειρά Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus (Σχ.6.7.1).

Στην περίπτωση που ο θερμός αέρας είναι αρκετά ασταθής, μεταξύ των Altostratus και Nimbostratus είναι δυνατόν να εμφανίζονται και καταγιδοφόρα νέφη του είδους Cumulonimbus (Σχ. 6.7.1(a)).



Σχ. 6.7.1 Κατακόρυφη τομή θερμού μετώπου: α) με τον θερμό αέρα ασταθή και β) με τον θερμό αέρα ευσταθή. (Κατά E. G. Gates. 1972).

Προφανώς, τα νέφη Cirrus μπορεί να θεωρούνται και ως πρόδρομος έλευσης θερμού μετώπου.

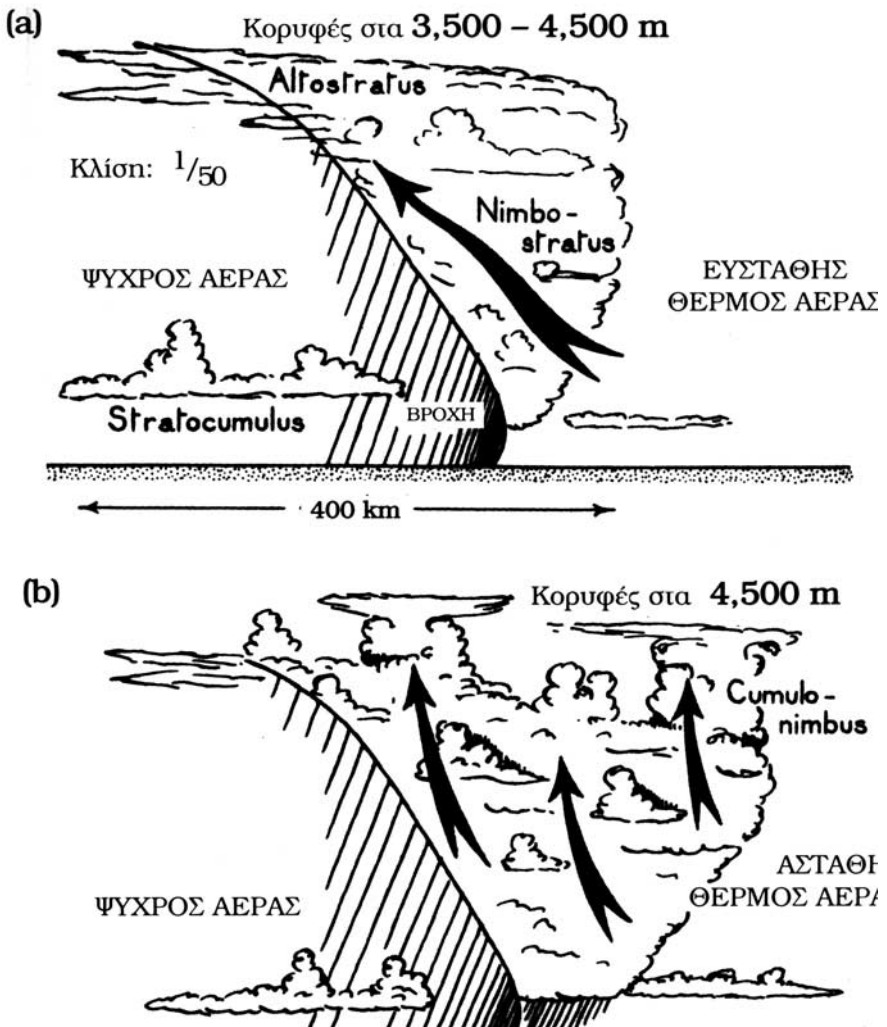
Ο καιρός, κατά το πέρασμά ενός θερμού μετώπου, πάνω από μια γεωγραφική περιοχή, χαρακτηρίζεται ως “αστατος” καθότι τα περισσότερα από τα νέφη που το συνοδεύουν είναι βροχοφόρα ή καταγιδοφόρα. Η βροχή ή το χιόνι, με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου, είναι μέτριας σχετικά έντασης και μεγάλης όμως διάρκειας. Η έντασή της λαμβάνει την μεγαλύτερη

τιμή στην περιοχή της πύο απότομης κλίσης του μετώπου και παύει όταν περάσει πιά το μέτωπο. Εκτός από τη βροχή είναι δυνατόν να παρατηρηθούν τόσο ισχυρές καταγίδες όσο και καταστάσεις ομίχλης (Fog).

Η οριζόντια απόσταση των θερμών μετώπων είναι 1200 m ενώ η κατακόρυφη 6000 m.

### 6.8. Ψυχρά μέτωπα (Σχ. 6.8.1)

Στα μέτωπα του είδους αυτού, όπως είπαμε παραπάνω, η ψυχρή αέρα μάζα ακολουθεί τη θερμή.



Σχ. 6.8.1 Κατακόρυφη τομή ψυχρού μετώπου: α) με τον θερμό αέρα ευσταθή και β) με τον θερμό αέρα ασταθή. (Κατά E. G. Gates, 1972).

Η κλίση των μετώπων ποικίλει από 1/50 μέχρι 1/150 με μια συνήδη τιμή 1/80. Δηλ. τα ψυχρά μέτωπα εμφανίζονται με κλίση μεγαλύτερη απ' ότι τα θερμά. Η οριζόντια απόσταση των μετώπων αυτών είναι 400 Km ενώ η κατακόρυφη από 3500 μέχρι 4500 m. (Σχ.6.8.1).

Η φυσική διαδικασία που λαμβάνει χώρα είναι: Ο ψυχρός αέρας προχωρεί ταχύτερα απ'οτι ο θερμός και δημιουργεί μια "σφήνα" εντός αυτού. Ετσι, ο θερμός αέρας αναγκάζεται σε ταχεία ανοδική κίνηση κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας, οπότε ψύχεται αδιαβατικά με αποτέλεσμα τον σχηματισμό: ογκωδών νεφών του είδους των Stratocumulus, Cumulonibus, Nibostratus, Altostratus και βροχών.

Φυσικά, η κατανομή των παραπάνω νεφών και της βροχής, εξαρτώνται από το βαθμό ευστάθειας και την υγρασία του ανερχόμενου θερμού αέρα.

Η διαδοχή των φαινομένων με το πέρασμα ενός τυπικά ψυχρού μετώπου έχει ως ακολούθως: Πρώτα, οι άνεμοι μέσα στο θερμό αέρα και μπροστά από τη μετωπική επιφάνεια αυξάνουν. Κατόπιν, εμφανίζονται τα παραπάνω σύννεφα στον ορίζοντα και προς την διεύθυνση από την οποία έρχεται το μέτωπο. Η βαρομετρική πίεση πέφτει. Η βροχή αυξάνει σε ένταση καθώς το μέτωπο πλησιάζει. Ισχυρές βροχές και καιαγιίδες είναι τα τυπικά χαρακτηριστικά φαινόμενα που παρατηρούνται σε έκταση εκατοντάδων χιλιομέτρων με το πέρασμα του ψυχρού μετώπου.

Πρέπει όμως, να σημειωθεί ότι η οριζόντια έκταση της νέφωσης και των βροχών είναι μικρότερη στα ψυχρά απ' ότι στα θερμά μέτωπα.

Όταν περάσει το μέτωπο ο άνεμος αλλάζει διεύθυνση και η πίεση αρχίζει να αυξάνει ταχέως. Έχουμε δε, ταχεία νεφοδιάλυση και πτώση της θερμοκρασίας. Με άλλα λόγια ο καιρός συνήθως αιθριάζει μετά το πέρασμα του μετώπου.

Πρέπει τέλος, να αναφερθεί ότι ο εντοπισμός της φύσης και της θέσης ειδικότερα του μετώπου, πάνω στο χάρτη καιρού, όταν βέβαια υπάρχει, είναι βασική προϋπόθεση για την σωστή πρόγνωση του καιρού. Καθημερινό λοιπόν μέλημα των Μετεωρολογικών υπηρεσιών, είναι η διάγνωση και ο εντοπισμός των μετώπων.

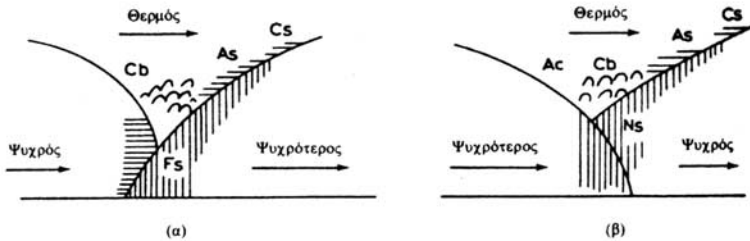
## 6.9. Στάσιμα μέτωπα

Ένα μέτωπο χαρακτηρίζεται ως στάσιμο όταν δεν παρουσιάζει αξιόλογη μετακίνηση. Με άλλα λόγια τόσο η θερμή όσο και η ψυχρή αέρια μάζα, που βρίσκονται σε επαφή, είναι στάσιμες.

## 6.10. Συνεσφιγμένα μέτωπα

Το είδος αυτό των μετώπων προκύπτει όταν ένα ταχέως κινούμενο ψυχρό μέτωπο συναντήσει κατά την κίνησή του ένα προπορευόμενο θερμό μέ-

τωπο. Τότε τα δύο αυτά μέτωπα αποτελούν ένα που λέγεται **συνεσφιγμένο** (Σχ. 6.10.1).



Σχ. 6.10.1 Κατακόρυφη τομή: α) μιας θερμής και β) μιας ψυχρής σύσφιξης. (Κατά Λ. Καραμπέρη, 1981).

Στην προκειμένη περίπτωση, είναι γνωστοί οι όροι: θερμή ή ψυχρή σύσφιξη. Όπως παρατηρούμε, στο Σχ. 6.10.1α η σύσφιξη λέγεται θερμή όταν ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου είναι ψυχρότερος εκείνου του ψυχρού μετώπου. Όταν συμβαίνει το αντίθετο η σύσφιξη τότε λέγεται ψυχρή (Σχ.6.10.1β).

### 6.11. Μόνιμα μέτωπα στον πλανήτη μας

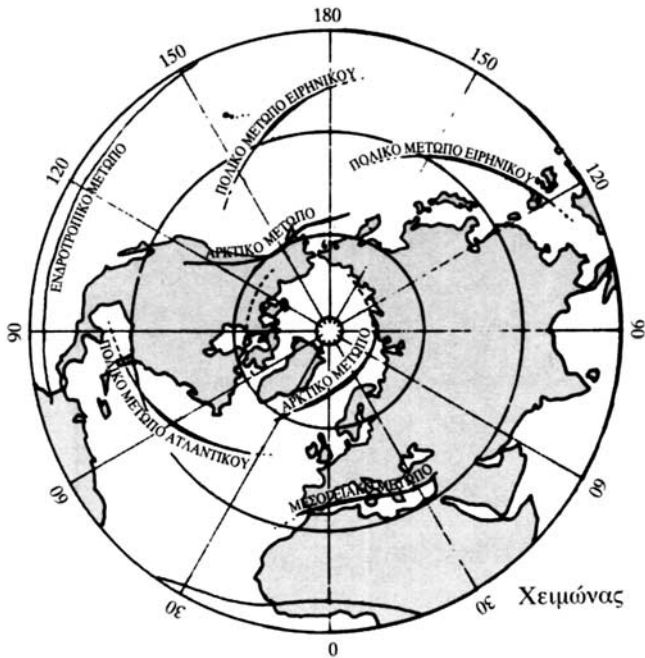
Σε ορισμένες περιοχές της Γης, παρατηρούνται, με μεγάλη συχνότητα, σχεδόν μόνιμα, μετωπικές επιφάνειες μεγάλης εκτάσεως.

Στα Σχ. 6.11α,β φαίνονται οι θέσεις τέτοιων μετωπικών επιφανειών στον πλανήτη μας κατά την χειμερινή και θερινή περίοδο αντίστοιχα.

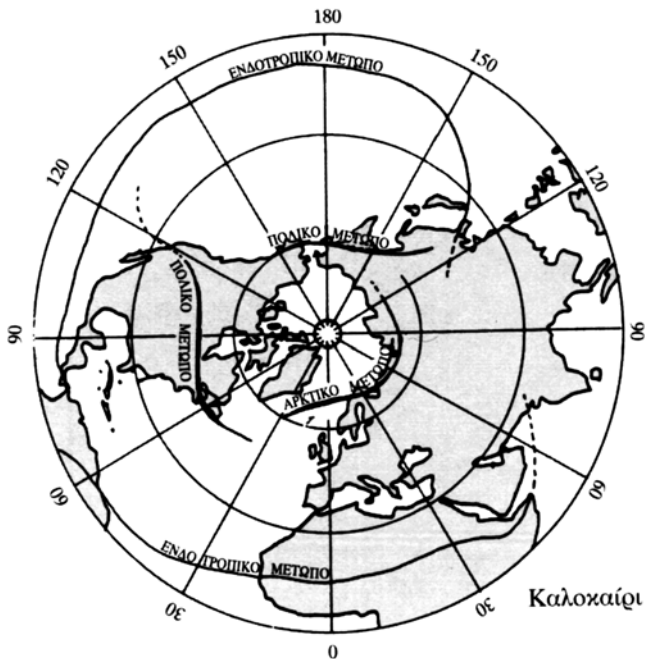
Όπως παρατηρούμε α) Το αρκτικό μέτωπο του Ατλαντικού, χωρίζει τις θαλάσσιες πολικές αέριες μάζες του Β. Ατλαντικού από τις αντίστοιχες Αρκτικές.  
 β) Το πολικό μέτωπο του Ατλαντικού, η ανακάλυψη του οποίου αποτέλεσε σημαντικό σταθμό στην εξέλιξη της Συνοπτικής Μετεωρολογίας, διαχωρίζει, κατά τον χειμώνα τουλάχιστον, τις cP αέριες μάζες προερχόμενες από την Β. Αμερικανική Ηπειρο από τις mT μάζες του Ατλαντικού Ωκεανού. Όπως διαπιστώνεται στα Σχ. 6.11α και 6.11β το μέτωπο αυτό κατά την διάρκεια του έτους μετατοπίζεται μέσα σε μεγάλα όρια. Το δέρος εμφανίζεται γενικά, περισσότερο εξασθενημένο.

γ) Ανάλογη μετωπική επιφάνεια εμφανίζεται και στην περιοχή του Ειρηνικού (Πολικό μέτωπο Ειρηνικού). Και το μέτωπο αυτό διαχωρίζει τις ψυχρές πολικές αέριες μάζες από τις θερμές θαλάσσιες Τροπικές. Δεν υπάρχει όμως κατά το θέρος.

δ) Στην περιοχή της Ισημερινής-Τροπικής ζώνης υπάρχει το Ενδοτροπικό μέτωπο που έχει σαν αποτέλεσμα τις έντονες βροχοπτώσεις στην περιοχή αυτή.



Σχ. 6.11α Οι θέσεις των μόνιμων μετωπικών ζωνών, στο Β. Ημισφαίριο, κατά τη χειμερινή περίοδο. (Κατά Λ. Καραππέρη, 1981).



Σχ. 6.11β Οι θέσεις των μόνιμων μετωπικών ζωνών, στο Β. Ημισφαίριο, κατά τη θερινή περίοδο. (Κατά Λ. Καραππέρη, 1981).

Το μέτωπο φυσικά αυτό είναι σχετικά ασθενές μια και οι παρατηρούμενες στην ζώνη αυτή θερμοκρασιακές αντιθέσεις είναι μικρές. Είναι βέβαια το μέτωπο αυτό αποτέλεσμα της παρατηρούμενης εκεί συγκλίσεως αέριων μαζών που προέρχονται από μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη.

- ε) Αξιοσημείωτη επίσης, για την περιοχή μας, τουλάχιστον, είναι και η παρατηρούμενη μειωτική ζώνη πάνω από την Μεσόγειο (Μεσογειακό μέτωπο) κατά την χειμερινή περίοδο.

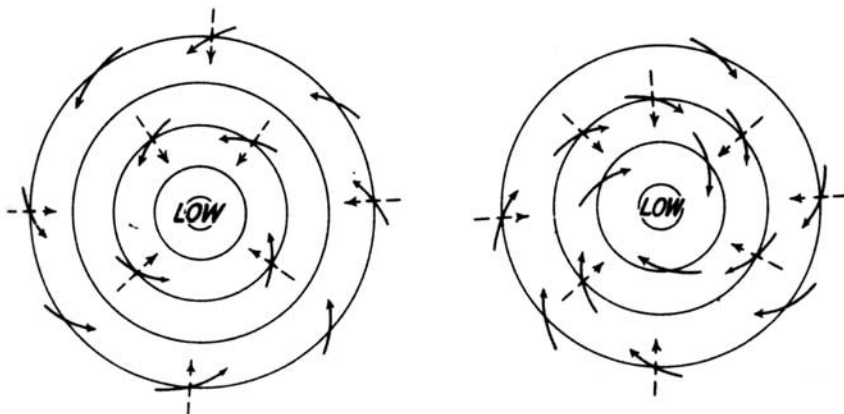
Το μέτωπο αυτό συνδέεται οπωσδήποτε με το ήπιο, εύκρατο, μεσογειακό κλίμα της περιοχής μας, που έχει σαν κύριο χαρακτηριστικό τους ήπιους χειμώνες και τα δροσερά καλοκαίρια.

## 6.12. Υφέσεις

### Ορισμός – Γενικά

Υψηλή ή κυκλώνας ή Βαρομετρικό χαμηλό, λέγεται κατ' αρχήν, μια εικόνα της γεωγραφικής κατανομής των ισοβαρών καμπύλων, πάνω σ' έναν χάρτη καιρού (Σχ. 1.7.1) όπου φαίνεται ότι η ατμοσφαιρική πίεση σε μια συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή, είναι σχετικά χαμηλή και αυτή αυξάνει όσο απομακρυνόμαστε από την περιοχή αυτή. Με άλλα λόγια διαπιστώνεται μία συνεχής ελάττωση της πίεσης από την περιφέρεια προς την κεντρική περιοχή.

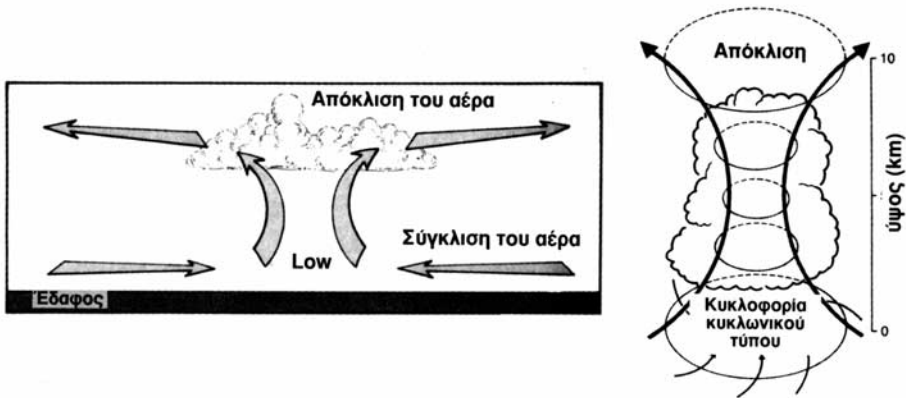
Ο άνεμος μέσα σε μια τέτοια περιοχή φυσά αντίθετα με τη φορά των δεικτών του ωρολογιού (Β. ημισφαίριο) και με μια συνιστώσα προς το κέντρο της περιοχής εφόσον το εξεταζόμενο τμήμα της υφέσεως βρίσκεται μέσα στο στρώμα της τριβής, διαφορετικά κατά την επαφή προς τις ισοβαρείς (Σχ. 6.12.1).



Σχ. 6.12.1 α) Κυκλωνική ροή στο Β. Ημισφαίριο.

β) Κυκλωνική ροή στο Ν. Ημισφαίριο.

Οι υφέσεις ή βαρομετρικά χαμηλά, είναι, συνήθως, συστήματα κακοκαιρίας. Η έντονη νέφωση, ο υετός και οι ισχυροί άνεμοι είναι τα κύρια χαρακτηριστικά τους. Το αίτιο της κακοκαιρίας αυτής είναι το είδος της “κυκλοφορίας” που επικρατεί, γενικά, στα βαρομετρικά χαμηλά και το οποίο απεικονίζεται στο Σχ.6.12.2.



Σχ. 6.12.2 Το είδος της “κυκλοφορίας”, τόσο στην επιφάνεια όσο και καθ’ ύψος, με την επικράτηση ενός βαρομετρικού χαμηλού. (Κατά F.G. Lutgens and E. J. Tarbuck, 1989).

Όπως παρατηρούμε, όταν πάνω από μια γεωγρ. περιοχή επικρατεί βαρομετρικό χαμηλό τότε παρατηρείται, καταρχήν, σύγκλιση (convergence) των αερίων μαζών περί το κέντρο του χαμηλού αυτού. Οι μάζες αυτές, σύμφωνα, με την αρχή της συνέχειας των μαζών, δεν συσσωρεύονται στο κέντρο αλλά βρίσκουν διέξοδο προς τα ανω. Οι ανοδικές αυτές κινήσεις των μαζών, γίνονται, συνήθως, με αδιαβατικό τρόπο οπότε γρήγορα οι μάζες αυτές, κατά την άνοδο τους, ψύχονται συμπυκνώνονται οι υδρατμοί της και δίνουν έτσι ένα εκτεταμένο νεφικό σύστημα που είναι τελικά υπεύθυνο για την παρατηρούμενη κακοκαιρία. Από κάποιο ύψος και μετά επικρατεί ο μηχανισμός της απόκλισης (divergence).

Ο όρος “κυκλώνας” δεν χρησιμοποιείται, σήμερα, για να δηλώσει τις υφέσεις ή βαρομετρικά χαμηλά των μέσων γεωγ. πλατών. Ο όρος αυτός χρησιμοποιείται, κυρίως, για να δηλώσει τις διαταράξεις μεγαλύτερης έντασης που δημιουργούνται στις τροπικές περιοχές (Τροπικοί κυκλώνες, ή τυφώνες ή Hurricanes).

### 6.13. Κατηγορίες υφέσεων

Ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους διακρίνουμε τις εξής κατηγορίες υφέσεων:

- α) μετωπικές υφέσεις, β) θερμικές υφέσεις, γ) ορογραφικές υφέσεις, δ) ασταθείς υφέσεις.

### α) Μετωπικές υφέσεις (*Frontal depression or wave cyclone*)

Οι υφέσεις αυτής της κατηγορίας δημιουργούνται, συνήθως, κατά μήκος εκτεταμένων μετωπικών επιφανειών. Πρώτοι που μίλησαν για τις υφέσεις αυτές ήταν μια ομάδα Νορβηγών μετεωρολόγων δηλ. οι: V. και J. Bjerknes, Bergeron και Solberg.

Οι επιστήμονες αυτοί διέτυψαν, μόλις μετά τον πρώτο παγκόσμιο πόλεμο, 1919, μέσα από μια σειρά επιστημονικών τους εργασιών, μια άποψη που σήμερα είναι γνωστή ως **“Θεωρία του πολικού μετώπου”** (The Polar Front Theory).

Σύμφωνα, με την θεωρία αυτή, σε γενικές γραμμές κάθε μετωπική ύφεση αποτελείται από δύο διαφορετικές αέριες μάζες, συνήθως, μιας θερμής και μιας ψυχρής, σχετικά, οι οποίες διαχωρίζονται μεταξύ τους με μια μετωπική επιφάνεια. Οι μάζες αυτές περιστρέφονται με φορά αντίθετη των δεικτών του ωρολογιού. Με άλλα λόγια **η μετωπική ύφεση είναι ένας σπρόβιλος δύο διαφορετικών, από θερμουδρομετρικής άποψης, αερίων μαζών.**

Στο Σχ. 6.13.1 απεικονίζεται ένα αντιπροσωπευτικό μοντέλο δομής μιας μετωπικής ύφεσης όπως περίπου το οραματίστηκαν οι παραπάνω Νορβηγοί επιστήμονες και είναι σήμερα γνωστό ως: **“Το Νορβηγικό μοντέλο”** (The Norwegian model).

Όπως παρατηρούμε κάθε μετωπική ύφεση περιλαμβάνει δύο μέτωπα: ένα ψυχρό και ένα θερμό. Ο θερμός αέρας εκτείνεται, σε μορφή “γλώσσας” προς το κέντρο της ύφεσης (L) όπου η πίεση τελικά, είναι χαμηλή, ενώ ο ψυχρός καταλαμβάνει το υπόλοιπο τμήμα της ύφεσης. Η περιοχή που καταλαμβάνει ο θερμός αέρας ονομάζεται θερμός τομέας της ύφεσης.

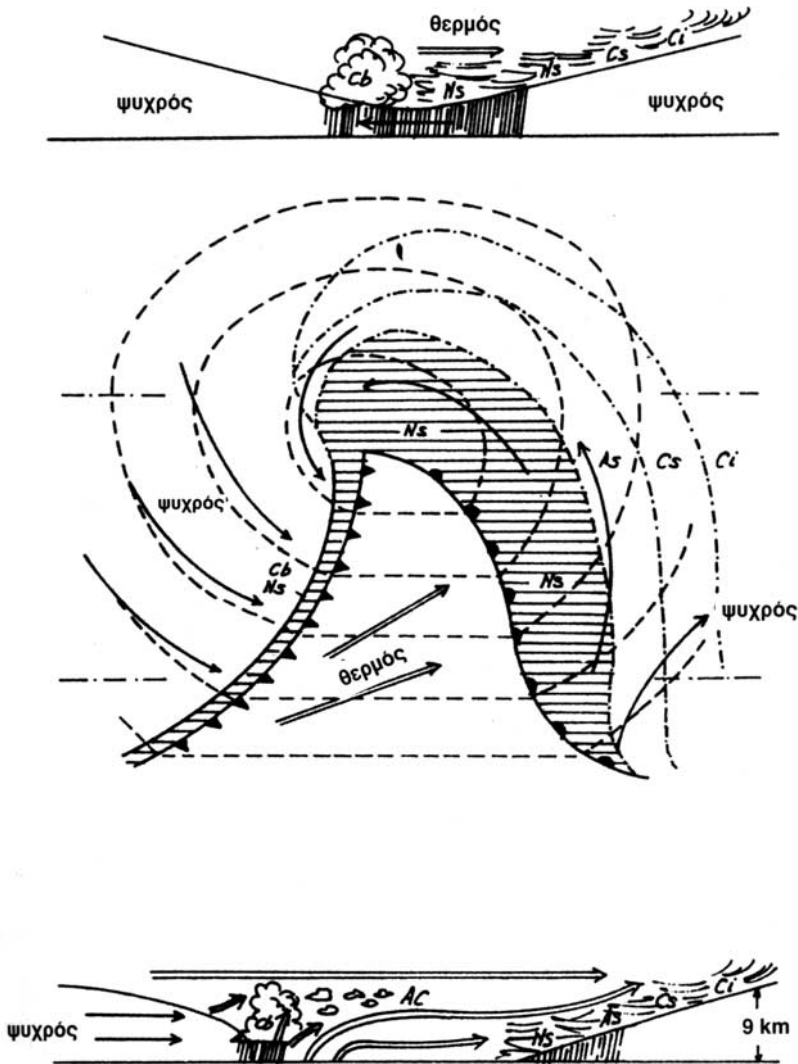
Προφανώς, το αριστερό τμήμα της ύφεσης, όπου ο ψυχρός αέρας ακολουθεί τον θερμό, κατά την προς Ανατολάς γραμμική μετατόπισή τους, αποτελεί το ψυχρό μέτωπο της ύφεσης, ενώ το δεξιό τμήμα όπου ο θερμός αέρας ακολουθεί τον ψυχρό αποτελεί το θερμό μέτωπο της ύφεσης.

Είναι προφανές, ότι ο καιρός που συνοδεύει μια μετωπική ύφεση είναι ο ίδιος με τον καιρό των θερμών και ψυχρών μετώπων που περιγράψαμε παραπάνω. Επομένως, η κάθε μετωπική ύφεση είναι, λέμε, ένα σύστημα κακοκαιρίας.

Επειδή, εξάλλου, στα μέσα τουλάχιστον, γεωγραφικά πλάτη, τόσο τα μέτωπα όσο και οι μετωπικές υφέσεις μετακινούνται, συνήθως, από Δυτικά προς Ανατολικά, λέμε ότι, ο καιρός ταξιδεύει, συνήθως, από Δυτικά προς Ανατολικά.

Πρέπει, βέβαια, να σημειωθεί ότι για την μετακίνηση αυτή των βαρομετρικών συστημάτων ευθύνεται τόσο η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας καθ’ υψος (επικράτηση των Δυτικών ανέμων) όσο και η προς την ίδια κατεύθυνση περιστροφή του πλανήτη μας.

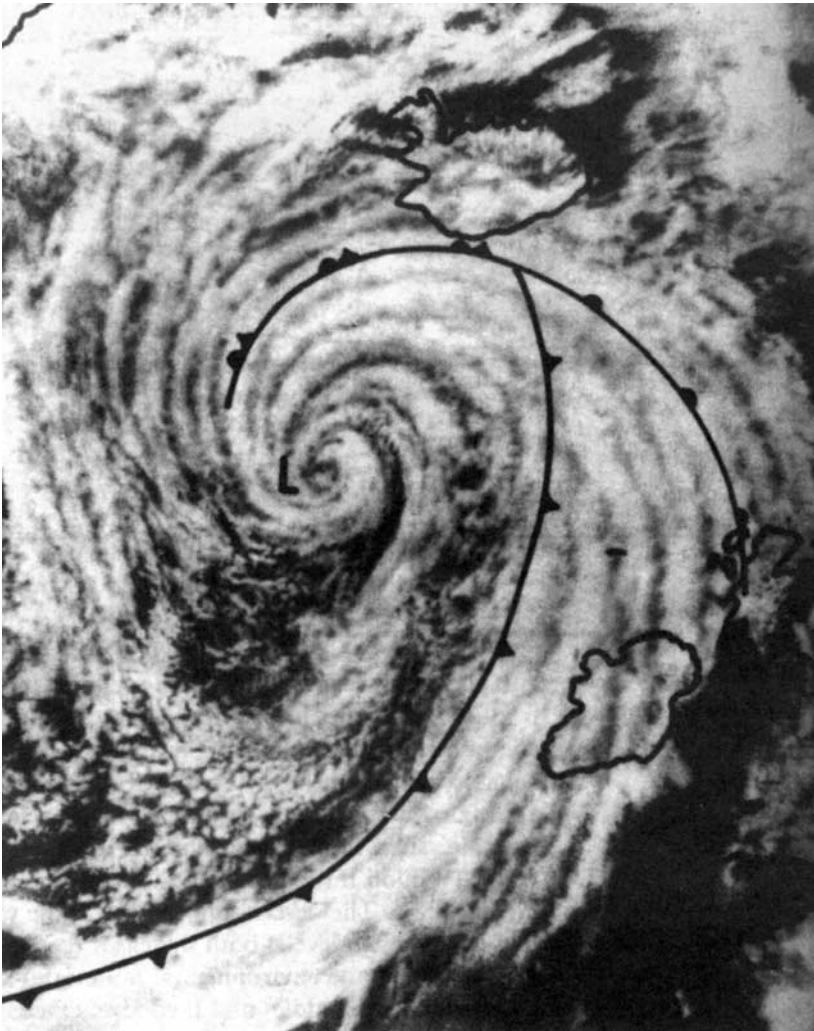




Σχ. 6.13.1 Ένα ανηπρωσποευτικό μοντέλο δομής μιας μειωπικής ύφεσης. (Κατά Λ. Καραπιπέρη, 1981).

Στο Σχ. 6.13.2 παρoυσιάζετaι μια δορυφορική φωτογραφία της ατμόσφαιρας, σε μια περιοχή του Β. Ατλαντικού, όπου οι μειρήσεις στην επιφάνεια έδειξαν την παρoυσία μιας μειωπικής ύφεσης, στη φάση της σύσφιζης. Η φωτογραφία αυτή είναι, καταρχήν, μια ισχυρή απόδειξη της ισχύος του “Νορβηγικού μοντέλου” που περιγράψαμε παραπάνω (Σχ. 6.13.1). Διακρίνεται, σαφώς, ο θερμός τομέας της ύφεσης και η θέση των μειώπων.

Ο χάρτης καιρού (Σχ. 1.7.1) περιλαμβάνει ένα τυπικό παράδειγμα “μειωπικής ύφεσης” που προσεγγίζει τη χώρα μας.

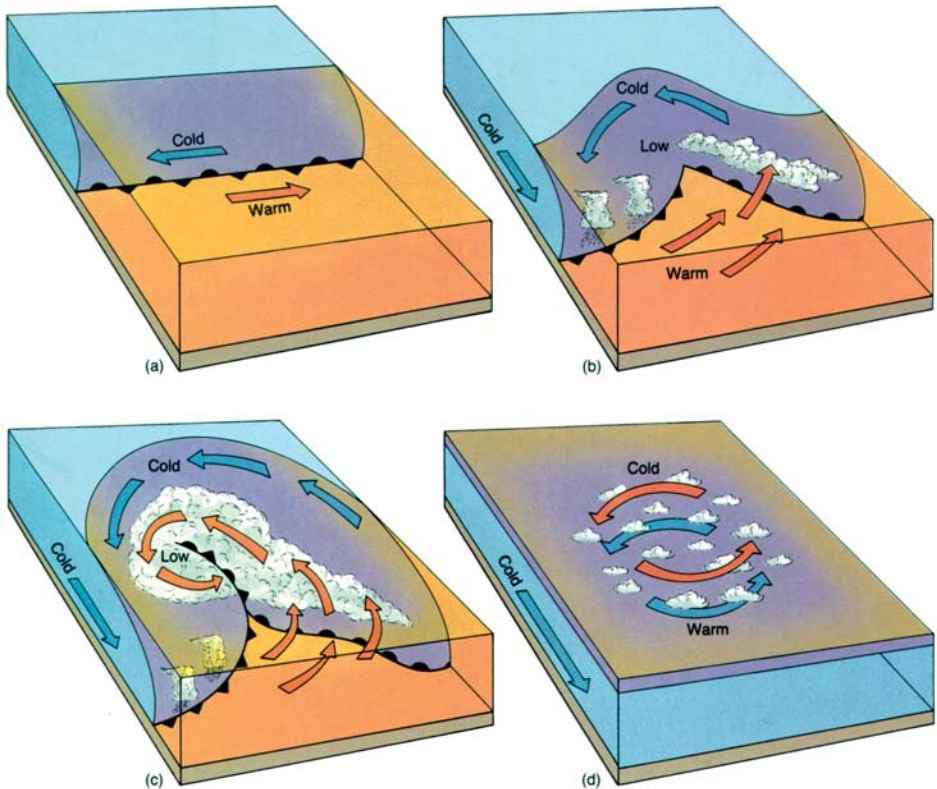


Σχ. 6.13.2 Δορυφορική φωτογραφία μιας μετωπικής ύφεσης στον Ατλαντικό ωκεανό.

#### **6.14. Κύκλος ζωής μιας μετωπικής ύφεσης**

Σύμφωνα με την θεωρία του πολικού μετώπου, που σε γενικές γραμμές είναι αποδεκτή και σήμερα, ο κύκλος ζωής μιας μετωπικής ύφεσης έχει ως εξής. (Σχ. 6.14.1).

Στην αρχική φάση απαραίτητη προϋπόθεση είναι η ύπαρξη ενός στάσιμου μετώπου. Το μέτωπο αυτό μπορεί να υπάρξει όταν δύο αέρια ρεύματα, ένα δυτικό θερμό και ένα ανατολικό ψυχρό, κινούμενα παράλληλα μεταξύ τους, συναντώνται (φάση α).



Σχ. 6.14.1 Ο κύκλος ζωής μιας μετωπικής ύφεσης. (Κατά L. F. Musk, 1989).

Σύμφωνα, με το αρχικό κλασσικό Νορβηγικό μοντέλο, αυτή η φάση είναι δυνατόν να πραγματοποιείται κατά μήκος της ζώνης του πολικού μετώπου του Β. Ατλαντικού. Από το γεγονός αυτό δόθηκε, μάλλον, και το όνομα της εν λόγω θεωρίας.

Στη συνέχεια, ελαφρές διαταράξεις οφειλόμενες π.χ. ή στην ανώμαλη τοπική δέρμανση ή στο ανομοιόμορφο ανάγλυφο του εδάφους, μπορούν να δημιουργήσουν μια μικρή κυματοειδή κλίση μέσα στο μέτωπο αυτό. Εάν αυτή η διατάραξη συντηρείται, το κύμα αυξάνει σε μέγεθος και λαμβάνει, έτσι, χώραν κυκλωνικού τύπου κυκλοφορία. Ο θερμός δηλ. αέρας εισχωρεί μέσα στο ψυχρό, με μια ανοδική τάση, ενώ ο ψυχρός αρχίζει να περιστρέφεται. Ετσι το ένα τμήμα του αρχικού στάσιμου μετώπου αρχίζει να συμπεριφέρεται ως ψυχρό μέτωπο ενώ το υπόλοιπο συνεχόμενο τμήμα ως θερμό μέτωπο (**φάση b**). Η φάση αυτή είναι γνωστή ως **“μετωπικό κύμα”** (Frontal Wave).

Με την υπάρχουσα, στη φάση αυτή, περιστροφική κίνηση ευνοούνται οι ανοδικές κινήσεις, κυρίως, στην περιοχή της κορυφής του μετωπικού κύματος, οπότε παρατηρείται ένα **“άδειασμα”** του αέρα από την περιοχή αυτή προς τα πάνω και προς τα έξω με αποτέλεσμα η πίεση στην περιοχή αυτή

να πέφτει σημαντικά. Δημιουργείται επομένως, με τον τρόπο αυτό ένα βαρομετρικό χαμηλό ή μειωπική ύφεση.

Στην συνέχεια η κυκλωνική κυκλοφορία γίνεται ισχυρότερη και οι άνεμοι επιφάνειας είναι αρκετά ισχυροί, πλέον, για να κινήσουν τα υπάρχοντα δύο μέτωπα. Το ψυχρό μέτωπο, στις περιπτώσεις αυτές, κινείται γρηγορότερα του θερμού μετώπου οπότε το προφτένει και τελικά ενώνονται (**φάση c**). Το αποτέλεσμα αυτό είναι γνωστό με τον όρο “**σύσφιξη**” Occlusion) και στην φάση αυτή το κυκλωνικό κύμα έχει την μέγιστη ένταση.

Ενώ η σύσφιξη συνεχίζει να αναπτύσσεται σε μήκος η κυκλωνική κυκλοφορία ελαττώνεται σε ένταση και η κίνηση των μετώπων επιβραδύνεται. Ο θερμός αέρας περιορίζεται και τέλος εκκλίπει τελείως. Στο τελικό αυτό στάδιο (**φάση d**) τα δύο μέτωπα γίνονται και πάλι ένα απλό στάσιμο μέτωπο και η ύφεση διαλύεται. Αυτός ο κύκλος ζωής μιας μειωπικής ύφεσης διαρκεί δύο, τρεις ή και περισσότερες μέρες.

### 6.15. Κυκλογένεση

Με τον όρο “**κυκλογένεση**” (cyclogenesis) εννοούμε την γένεση-ανάπτυξη μιας ύφεσης στην επιφάνεια ακόμη και την ενίσχυσή της η οποία συνοδεύεται με περαιτέρω πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης.

Σύμφωνα με τις ισχύουσες απόψεις η μορφή ροής στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι, κυρίως, υπεύθυνη για την κυκλογένεση γενικά. Με άλλα λόγια, είναι δεκτό σήμερα, ότι υπάρχει στενή σχέση μεταξύ των υφέσεων επιφάνειας και του είδους της ροής στην μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα. Όταν π.χ. η ροή στην ανώτερη τροπόσφαιρα, πάνω από μια γεωγρ. περιοχή δεν είναι, καθαρά ζωνική αλλά έχει περισσότερο χαρακτήρα μεσημβρινής ροής, δηλ. στους χάρτες καιρού εμφανίζονται τα γνωστά “ridges” και “troughs” τότε στην επιφάνεια ενισχύεται, συνήθως, η κυκλωνική δραστηριότητα.

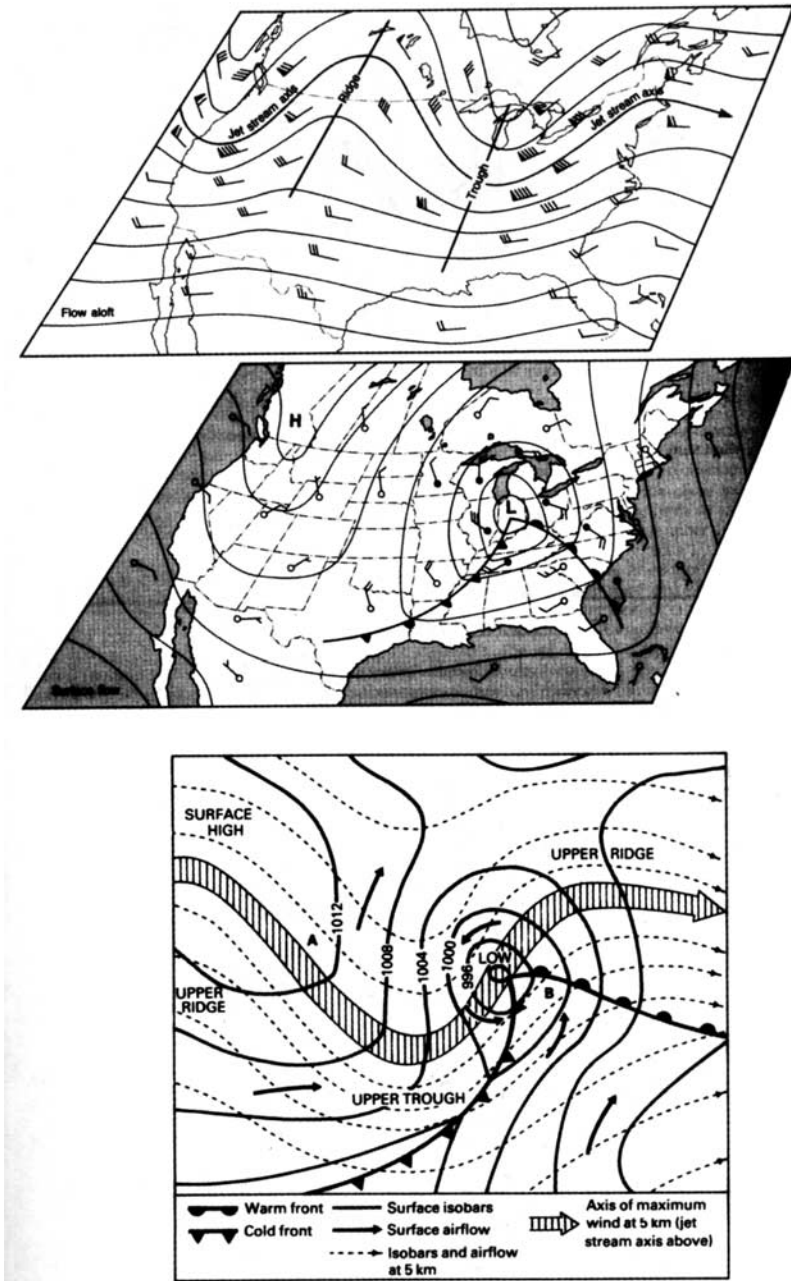
Όπως είναι γνωστό (Σχ.6.12.2) σε κάθε ύφεση ο τύπος της κυκλοφορίας είναι: παρατηρείται, καταρχήν, σύγκλιση των αερίων μαζών στην επιφάνεια περί το κέντρο. Οι μάζες αυτές δεν συσσωρεύονται στο κέντρο (αρχή της συνέχειας των μαζών) αλλά βρίσκουν διέξοδο προς τα άνω περιστρεφόμενες κατάφορά αντίθετη των δεικτών του ωρολογίου. Από κάποιο όμως ύψος και μετά λαμβάνει χώρα ο μηχανισμός της απόκλισης των αερίων αυτών μαζών.

Στην όλη αυτή παρατηρούμενη περιστροφή συμβάλλει ιδιαίτερα η γνωστή από την Φυσική δύναμη Coriolis.

Με τον μηχανισμό, βέβαια, αυτόν έχουμε τελικά, σαν αποτέλεσμα την πτώση της ατμ. πίεσης στην επιφάνεια και τη δημιουργία νεφών καθ’ ύψος.

Η ανώτερη αυτή απόκλιση των μαζών, συνήθως, αντισταθμίζει ή είναι μεγαλύτερη της επιφανειακής σύγκλισης. Στην δεύτερη περίπτωση, λέμε, ότι η ύφεση “βαθαίνει”.

Στο Σχ. (6.15.1) παρουσιάζονται ταυτόχρονα ο χάρτης καιρού επιφάνειας και ο χάρτης καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας (500 mb) ή με άλλα λόγια έχουμε, συγχρόνως, το είδος της κυκλοφορίας (ισοβαρείς) στην επιφάνεια και το είδος της κυκλοφορίας (ισοψείς) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb.

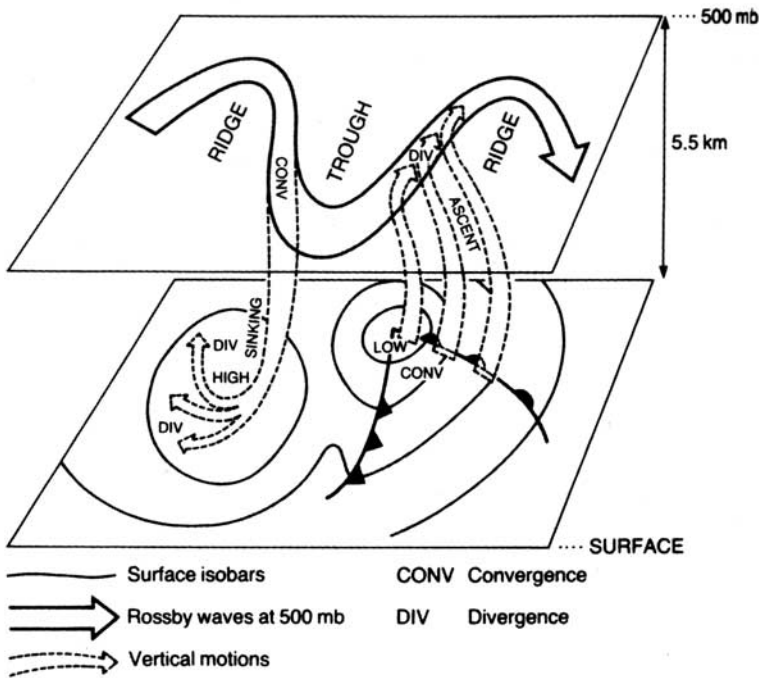


Σχ. 6.15.1 Ταυτόχρονη απεικόνιση χαρτών καιρού επιφάνειας και ανώτερης ατμόσφαιρας. (Κατά L. F. Musk, 1989).

Όπως παρατηρούμε, η μετωπική ύφεση είναι τοποθετημένη ανατολικά, μπροστά από την trough και κάτω από το τμήμα του αεροχειμάρρου όπου επικρατεί ο μηχανισμός της απόκλισης των αερίων μαζών. Ο ρόλος του μηχανισμού αυτού της απόκλισης είναι πολύ σημαντικός για τη κυκλογένεση, καθότι δημιουργεί έτσι ένα κενό προς το οποίο οδηγείται η προς τα άνω ροή των αερίων μαζών, ύστερα από την σύγκλισή τους στην επιφάνεια.

Είναι έτσι σαφές ότι στην περίπτωση αυτή η επιφανειακή ροή στηρίζεται από την ανώτερη ροή (Σχ. 6.15.2). Χωρίς λοιπόν, την παρουσία της trough στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι, μάλλον, αδύνατη κάποια μορφή κυκλογένεσης στην επιφάνεια.

Τα αίτια της παρατηρούμενης σύγκλισης στην επιφάνεια μπορεί να είναι: η αλληλεπίδραση θάλασσας-αέρος, η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και θάλασσας, το ανάγλυφο, ένα στάσιμο μέτωπο κ.ά.

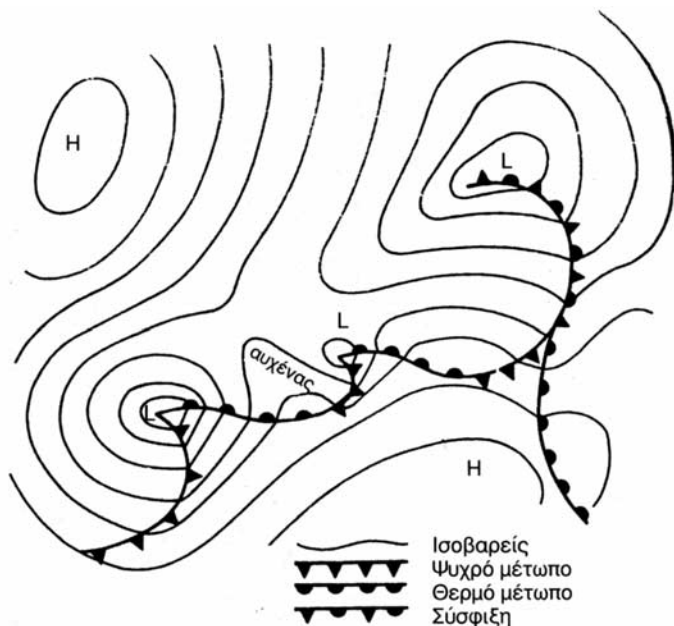


Σχ. 6.15.2 Σχηματική απεικόνιση των σχετικών θέσεων: των επιφανειακών βαρομετρικών συστημάτων και των αντίστοιχων ridges και troughs της ανώτερης ατμόσφαιρας. (Κατά L. F. Musk, 1989).

### 6.15α. Οικογένειες υφέσεων

Πρώτος ο Fitz-Roy και μετά οι Solberg-Bjerknes παρατήρησαν ότι οι μετωπικές υφέσεις σπάνια εμφανίζονται μεμονωμένα.

Συνήθως είναι δύο, τρεις ή και περισσότερες που ακολουθούν η μια την άλλη.



Σχ. 6.15.3 Μια οικογένεια υφέσεων. (Κατά Α. Φλόκας, 1990).

Η σειρά αυτή ονομάζεται “οικογένεια υφέσεων”. Η πρώτη από τις υφέσεις της οικογένειας, η οδηγός δηλ., είναι μια γηραία συσφιγμένη ύφεση, η επόμενη είναι μια μερικά συσφιγμένη και η τρίτη μια τυπική μορφή υφέσεως (Σχ. 6.15.3).

Έτσι όταν διαλύεται η πρώτη σχηματίζεται νέα από τον σχετικό κυματισμό κ.ο.κ. Οι οικογένειες των υφέσεων είναι συχνότερες πάνω από ωκεανούς.

## 6.16. Θερμικές υφέσεις

Οι υφέσεις της κατηγορίας αυτής δημιουργούνται εξαιτίας της ανομοιόμορφης θέρμανσης ξηρών και θαλασσών.

Όταν ο αέρας πάνω από την ξηρά θερμαίνεται, με κάποιο από τους γνωστούς μηχανισμούς, θερμικής αλληλεπίδρασης εδάφους–αέρα, διαστελλεται και αρχίζει έτσι, μια ανοδική κίνηση και εκροή του αέρα (απόκλιση) στα υψηλότερα επίπεδα.

Το γεγονός αυτό έχει σαν συνέπεια την ελάττωση της ατμοσφαιρικής πίεσης στο έδαφος, στη θερμαινόμενη περιοχή και την εισροή του αέρα (σύγκλιση), στα στρώματα κοντά στο έδαφος, προς τη θερμαινόμενη περιοχή. Λειτουργεί δηλ. κατά τον τρόπο αυτό η γνωστή “κυκλοφορία θερμού κέντρου” χαρακτηριστικό της κυκλωνικής γενικά κυκλοφορίας, και συγκροτείται έτσι η λεγόμενη θερμική ύφεση ή θερμικό χαμηλό.

Για τον σχηματισμό του παραπάνω τύπου υφέσης μεγάλη σημασία έχει και η κατακόρυφη αστάθεια και οι συνθήκες γενικά που επικρατούν στα ανώτερα στρώματα. Στις υφέσεις αυτές δεν σημειώνεται θερμός τομέας αλλά μόνο ψυχρά μέτωπα. Οι βροχές στις υφέσεις αυτές είναι, κυρίως, τοπικές. Όταν η υγρασία του αέρα είναι αυξημένη και υφίσταται μεγάλου βαθμού αστάθεια οι ανερχόμενες αέρια μάζες δημιουργούν ογκώδη Cu ή και Cb τα οποία δίνουν σποραδικές καταιγίδες (θερμικές καταιγίδες).

Οι θερμικές υφέσεις παρατηρούνται, κυρίως, πάνω από ηπειρωτικές περιοχές κατά το θέρος.

Τα πλέον αντιπροσωπευτικά θερμικά χαμηλά είναι: το γνωστό χαμηλό που αναπτύσσεται προς τα βόρεια των Ινδιών κατά το θέρος (**βαρομετρικό χαμηλό του Πακιστάν**) και το θερμικό χαμηλό στη ΝΔ Αμερική.

### **6.17. Ορογραφικές υφέσεις**

Οι υφέσεις αυτές σχηματίζονται στις περιπτώσεις που αέριο ρεύμα συναντά έναν ορεινό φραγμό.

Όταν ένα ρεύμα αέρα κινείται προς μια οροσειρά, ο αέρας κοντά στο έδαφος τείνει ν' αποφύγει αυτή είτε ανυψούμενος πάνω από την οροσειρά είτε παρακάμπτοντας αυτή προκαλώντας έτσι ισχυρούς ανέμους και αξιοσημείωτη μεταβολή στη διανομή της πίεσεως κοντά στην οροσειρά.

Η πίεση αυξάνει πάνω στην προσήνεμη πλευρά και πέφτει στην υπήνεμη σε σχέση με την ροή του αέρα. Ετσι μια trough ή μια ύφεση σχηματίζεται πάνω από την υπήνεμη πλευρά της οροσειράς.

Αν η αέρια μάζα είναι ομοιόμορφη, ο καιρός στο υπήνεμο χαμηλό, ή trough θα βρεθεί υπό την επίδραση του φαινομένου Fohn (υψηλές θερμοκρασίες – Νεφοδιάλυση).

Αν όμως υγρός αέρας υπάρχει στην υπήνεμη πλευρά αυτός θα συρθεί στην κυκλοφορία του χαμηλού και θα προκαλέσει σημαντικές νεφώσεις.

Μια σπουδαία περίπτωση παρατηρείται επίσης όταν ένα ψυχρό μέτωπο πλησιάζει μια οροσειρά. Τμήμα του μετώπου θα κρατηθεί από την οροσειρά ενώ το άλλο τμήμα αυτού θα επιταχυνθεί πάνω από χαμηλότερες περιοχές.

Ο θερμός αέρας αποτελεί τότε τον θερμό τομέα, ο δε ψυχρός σαρώνει την περιοχή γύρω από την οροσειρά.

Η τάση δημιουργίας συσφίξεως οδηγεί πολλές φορές στην ανάπτυξη ενός εντόνου χαμηλού.

Τα περισσότερα των βαρομετρικών χαμηλών που αναπτύσσονται στην Β. Ιταλία και επηρεάζουν τον καιρό της Μεσογείου σχηματίζονται από ψυχρά μέτωπα τα οποία επιβραδύνονται από την οροσειρά των Άλπεων.



## 6.18. Υφέσεις αστάθειας

Εάν πάνω από μια περιοχή έχουμε έντονες ανοδικές κινήσεις οι οποίες συνοδεύονται από “ομβρους” αστάθειας, τότε υπάρχει μια τάση πώσεως της πίεσης και αναπτύξεως, έτσι, ενός κέντρου χαμηλών πιέσεων (Υφεση αστάθειας).

Ο μηχανισμός σχηματισμού είναι βασικά ο ίδιος όπως στα θερμικά χαμηλά, με την διαφορά ότι η θέρμανση τώρα δίνεται από την απελευθερούμενη λανθάνουσα θερμότητα συμπυκνώσεως και όχι από την θέρμανση από κάτω.

Η περιοχή των όμβρων αστάθειας γίνεται θερμότερη από το περιβάλλον και η πίεση επιφανείας πέφτει. Αυτός ο τύπος χαμηλών αποτελεί τις υφέσεις ασταθείας. Εξαιτίας του τρόπου αναπτύξεως τους οι υφέσεις ασταθείας αντιπροσωπεύουν περιοχές νεφών και υετού. Οι υφέσεις ασταθείας είναι συχνά αρκετά έντονες στις τροπικές περιοχές.

Στα μέσα και υψηλά πλάτη η έντασή τους είναι περισσότερο ασθενής, κυρίως, λόγω μικρότερης περιεκτικότητας του αέρα σε υδρατμούς.

## 6.19. Οι υφέσεις της Μεσογείου

Οι υφέσεις της Μεσογείου, που στην ουσία επηρεάζουν τον καιρό της Ελλάδας χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: εκείνες που σχηματίζονται μέσα στην Μεσόγειο και εκείνες που περνούν από τον Ατλαντικό στην Μεσόγειο από ένα από τα ανοίγματα που έχει στα δυτικά, δηλ. το στενό του Γιβραλτάρ ή το άνοιγμα των Πυρηναίων–Κεντρικού Υψιπέδου.

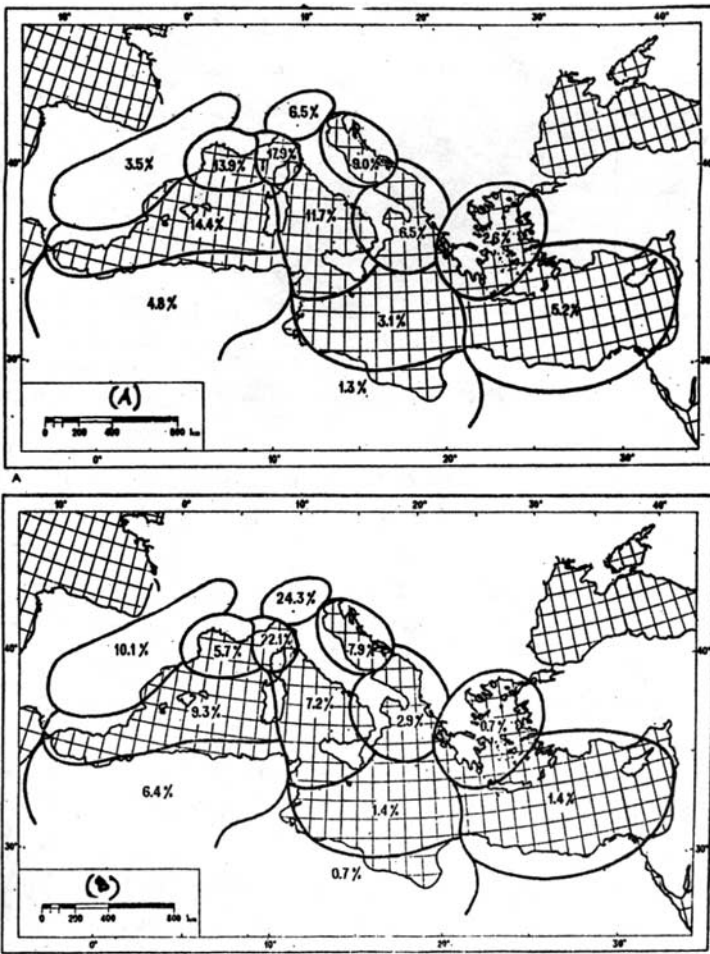
Οι περισσότερες από τις υφέσεις αυτές του Ατλαντικού αναγεννώνται μέσα στη Μεσόγειο και συνεχίζουν έπειτα την κίνησή τους προς τα ανατολικά.

Στη διαίρεση αυτή ο μεγαλύτερος αριθμός είναι, οπωσδήποτε, των υφέσεων που σχηματίζονται μέσα στη Μεσόγειο, των οποίων το ποσοστό φτάνει το 90%.

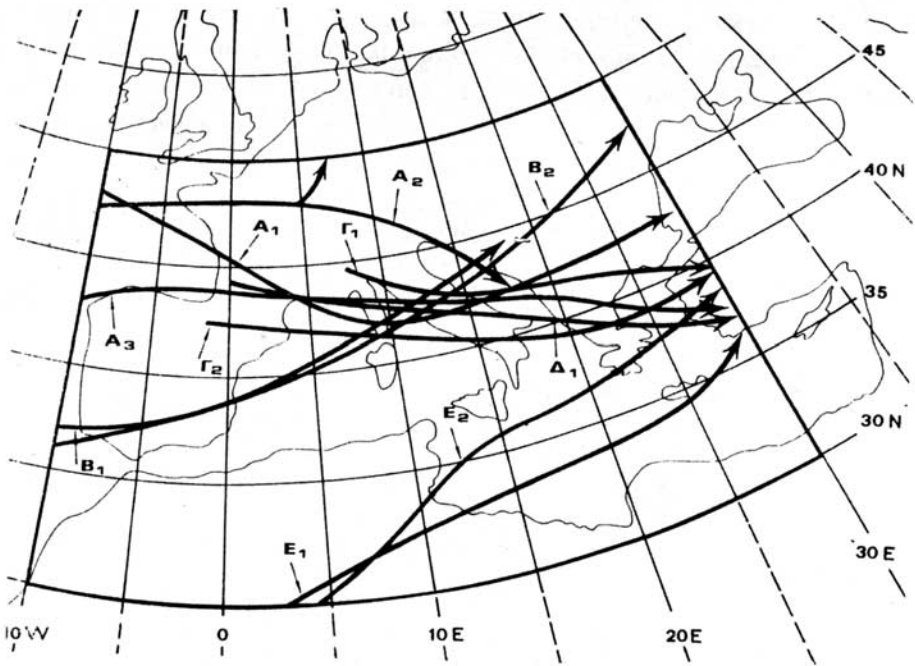
Στις υφέσεις της Μεσογείου, επίσης, μπορούμε ν’ αναφέρουμε και τις υφέσεις που προέρχονται από την περιοχή της Σαχάρας νοτίως της οροσειράς του Ατλαντα (**Σαχαριανές Υφέσεις**) καθότι οι τροχιές αυτών διασχίζουν την Μεσόγειο και φθάνουν μέχρι της Ελλάδας.

Περιοχές “κυκλογένεσης” στη Μεσόγειο είναι κυρίως: οι κόλποι του Λέοντα και της Γένοβας, η Β. Αδριατική, το Τυρρηνικό πέλαγος, η περιοχή των Σύρτεων, η Κεντρική Μεσόγειος, το Β.Αιγαίο και η περιοχή της Κύπρου (Σχ. 6.19.1). Οπως προκύπτει από την μελέτη των τροχιών των Υφέσεων, στη Μεσόγειο αυτές έχουν την τάση να κινηθούν προς Βορρά (Σχ. 6.19.2). Οι υφέσεις της Δυτικής Μεσογείου (Κόλπος του Λέοντα, Βαlearίδες νήσοι) κινούνται προς τα ανατολικά ακολουθώντας, κυρίως, τρεις τροχιές είτε προς την Κεντρική Μεσόγειο, είτε προς την Νότια Γαλλία.

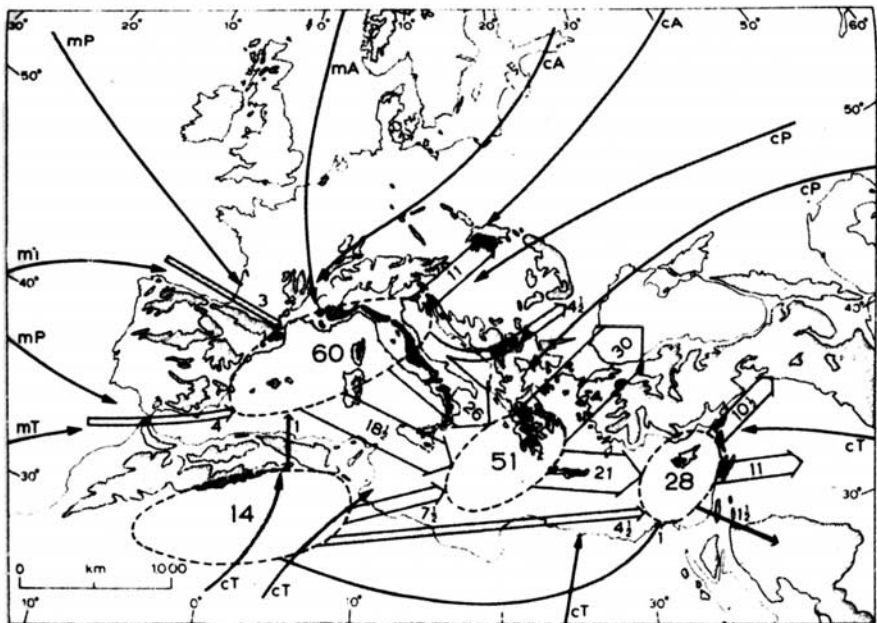
Ως προς την ετήσια συχνότητα εμφάνισης, οι υφέσεις του κόλπου της Γένοβας είναι οι πρώτες σε αριθμό στην Μεσόγειο: Η συχνότητά τους αυτή ξεπερνά το 50%. Οι ψυχρές αέριες μάζες που κατεβαίνουν από την κοιλάδα του Ροδανού, με την επίδραση του όγκου των Αλπεων δίνουν τις υφέσεις αυτές. Οι περισσότερες σχηματίζονται τον χειμώνα και δίνουν ραγδαίες βροχές και ισχυρούς ανέμους. Κινούνται είτε προς τα Ανατολικά, στην Αδριατική, είτε προς τα Νοτιοανατολικά προς την Κεντρική Μεσόγειο και την Ελλάδα. Οποσδήποτε όλες σχεδόν επηρεάζουν τον καιρό της Ελλάδας. Κατά κανόνα, η κακοκαιρία κατά τον χειμώνα στον ελλαδικό χώρο είναι αποτέλεσμα διέλευσης τέτοιων υφέσεων, γι' αυτό λέμε ότι ο καιρός (κακοκαιρία) μας έρχεται, συνήθως, από Δυτικά.



Σχ. 6.19.1 Περιοχές κυκλογένεσης στην Μεσόγειο. Α) Ποσοστά (%) κυκλογένεσης επί των υφέσεων της χειμερινής περιόδου και Β) ποσοστά (%) κυκλογένεσης επί των υφέσεων της θερινής περιόδου. (Κατά J. Locwood, 1974).



Σχ. 6.19.2 Μέσες τροχιές των κέντρων των μετωπικών υφέσεων της Μεσογείου. (Κατά Α. Φλόκας, 1984).



Σχ. 6.19.2 Μέσες τροχιές των υφέσεων της Μεσογείου μαζί με τις ετήσιες συχνότητές τους και τα είδη των αέριων μαζών. (Κατά Η.Μ.Σ.Ο, 1962).

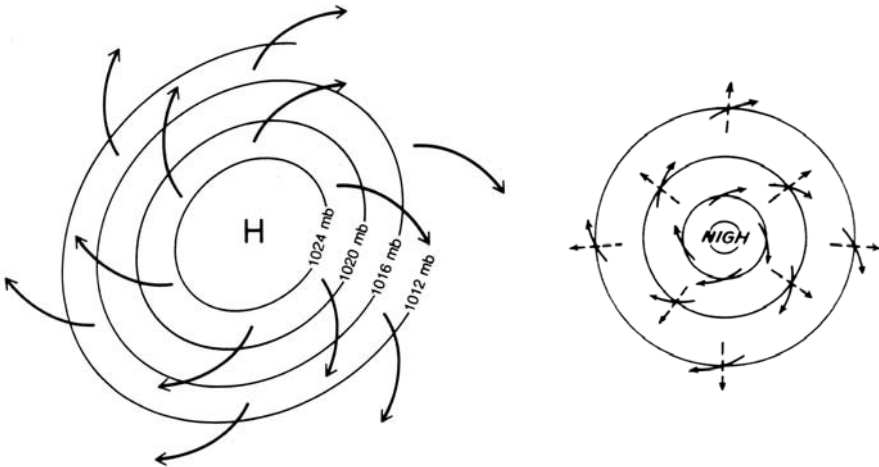
## 6.20. Αντικυκλώνες

### Ορισμός – Γενικά

Με τον όρο “Αντικυκλώνας” ή “Βαρομετρικό Υψηλό” ή “Κέντρο Υψηλών πιέσεων” εννοούμε πάντοτε μια περιοχή υψηλών πιέσεων που απεικονίζεται στους χάρτες καιρού επιφάνειας με μορφή κλειστών ισοβαρών, κυρίως, κυκλικών ή ελλειπσοειδών, όπου η πίεση αυξάνει από την περιφέρεια προς το κέντρο (Σχ. 6.20.1).

Στην περιοχή του κέντρου του αντικυκλώνα οι άνεμοι είναι πολύ ασθενείς και ευμετάβλητοι. Η έντασή τους αυξάνει από το κέντρο προς την περιφέρεια όπου μπορεί να είναι και πολύ ισχυροί, όταν κοντά στον αντικυκλώνα υπάρχει κάποια ύψωση.

Στην περιοχή του αντικυκλώνα οι άνεμοι, γενικά, φυσούν κατά την φορά των δεικτών του ωρολογιού (B. ημισφαίριο) με μια συνιστώσα από το κέντρο προς την περιφέρεια, εφόσον το εξεταζόμενο τμήμα του αντικυκλώνα είναι μέσα στο στρώμα τριβής, διαφορετικά κατά την εφαιπόμενη προς τις ισοβαρείς (Σχ. 6.20.1).



Σχ. 6.20.1 Αντικυκλωνική ροή στο Β. ημισφαίριο.

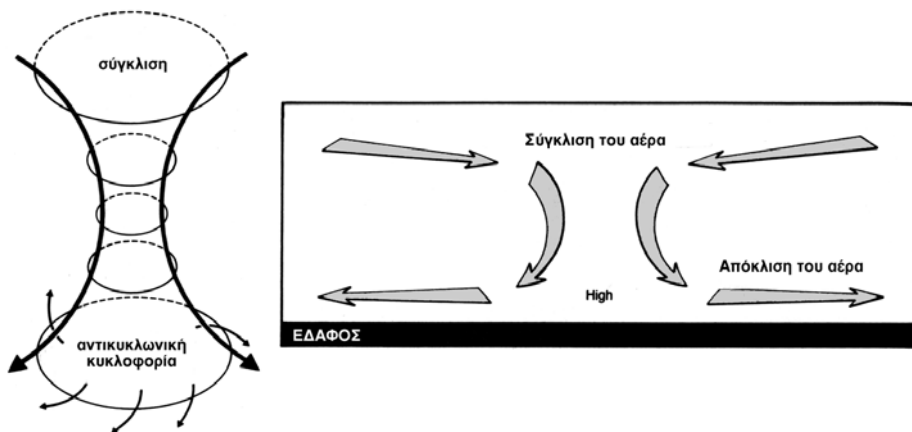
Με άλλα λόγια, ο αντικυκλώνας είναι ένας μεγάλος στρόβιλος ομοιόμορφης, θερμοϋγρομετρικά, αέριας μάζας.

Σε σχέση με τις υφέσεις, καταλαμβάνουν πολύ μεγαλύτερες γεωγ. περιοχές (ακτίνα δράσεως 1000 Km).

Το είδος της “αντικυκλωνικής κυκλοφορίας” που συνήθως λέγεται “κυκλοφορία ψυχρού κέντρου” απεικονίζεται στο Σχ. 6.20.2.

Όπως παρατηρούμε, η κυκλοφορία του τύπου αυτού είναι ακριβώς η αντίθετη με εκείνη των βαρομετρικών χαμηλών. Κυρίαρχο στοιχείο είναι η παρατηρούμενη καθοδική κίνηση ή κατολίσθση (subsidence) του αέρα προς

το κέντρο του αντικυκλώνα στην επιφάνεια. Ο αέρας αυτός κατερχόμενος με ταχύτητα 1Km/ημέρα, θερμαίνεται, αδιαβατικά ( $10\text{ }^{\circ}\text{C/Km}$ ) και έτσι καθίσταται δυνατή η νεφοδιάλυση. Κατά συνέπεια, αφού τελικά δεν υπάρχουν στον ουρανό νέφη ο καιρός καθίσταται αίθριος.



Σχ. 6.20.2 Το είδος της "κυκλοφορίας", στην επιφάνεια και καθ' ύψος, κατά την επικράτηση ενός αντικυκλώνα. (Κατά F.G. Lutgens and E. J. Tarbuck, 1989).

Βέβαια, πρέπει ν' αναφερθεί εδώ ότι, πολλές φορές, ο κατερχόμενος αυτός αέρας γίνεται με τον αδιαβατικό τρόπο, θερμότερος από εκείνον που βρίσκεται πιο κάτω και έτσι έχουμε συχνά το γνωστό μας φαινόμενο των θερμοκρασιακών αναστροφών.

Ωστόσο στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας επικρατεί ο μηχανισμός της σύγκλισης του αέρα ενώ στην επιφάνεια ο μηχανισμός της απόκλισης.

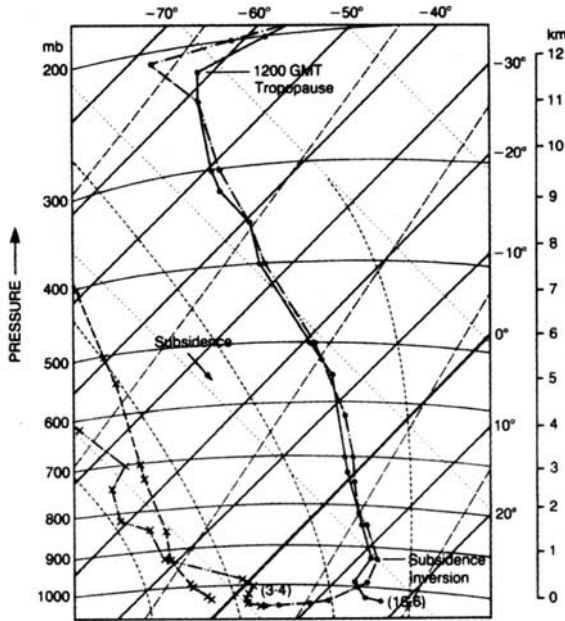
Από τα παραπάνω βγαίνει το συμπέρασμα ότι **ο αντικυκλώνας είναι, γενικά, ένα βαρομετρικό σύστημα καλοκαιρίας**. Μόνο όταν βρίσκεται σε εξασθένιση είναι δυνατόν μέτωπα να εισχωρήσουν μέσα σ' αυτόν, οπότε έχουμε τότε κάποια κακοκαιρία.

Επίσης, στην περιοχή του κέντρου του αντικυκλώνα, κατά την ψυχρή κυρίως περίοδο, είναι δυνατόν να σχηματίζονται ομίχλες ακτινοβολίας. Ο ψυχρός αλλά χωρίς υετό καιρός, για τη χώρα μας, είναι συνήθως, αποτέλεσμα αντικυκλωνικής κυκλοφορίας.

Οι τιμές της ατμ. πίεσης στο κέντρο του αντικυκλώνα κυμαίνονται, για τη χώρα μας, από 1010 mb μέχρι 1050 mb.

Στο Σχ. 6.20.3 παρουσιάζεται με τη μορφή τεφιγράμματος ένα τυπικό παράδειγμα κατανομής της θερμοκρασίας και υγρασίας καθυψος πάνω από το κέντρο ενός αντικυκλώνα. Όπως παρατηρούμε και για τις δύο ώρες παρατηρήσεων (0.00και 12.00 G.M.T) οι τιμές της θερμοκρασίας του αέρα και το "σημείο δρόσου" απέχουν σημαντικά μεταξύ τους, πράγμα που δηλώνει σα-

φώς την απουσία, σχεδόν, υδρατμών ή νεφών. Ειδικότερα, ο αέρας είναι περισσότερο ξηρός στην περιοχή της παρατηρούμενης θερμοκρασιακής αναστροφής (subsidence inversion) πάνω από τα 1000 mb.



Σχ. 6.20.3

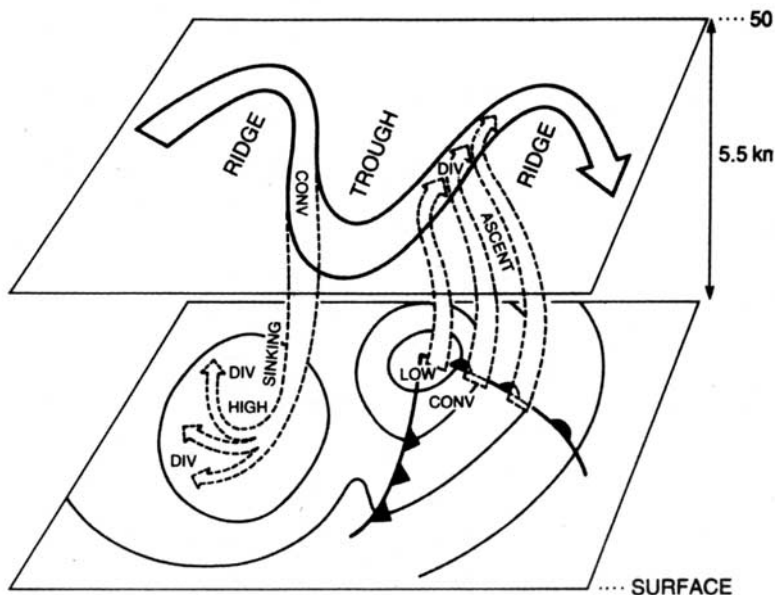
## 6.21. Αντικυκλογένεση

Όπως και στις μειωπικές υφέσεις έτσι και για τη “γένεση” αντικυκλώνων περισσότερο υπεύθυνη είναι η μορφή της κυκλοφορίας στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Στο Σχ.6.21.1 παρουσιάζεται, σχηματικά, η σχέση της αντικυκλογένεσης και κυκλογένεσης στην επιφάνεια με το είδος της κυκλοφορίας στη ανώτερη ατμόσφαιρα. Όπως παρατηρούμε οι αντικυκλώνες σχηματίζονται μπροστά και κάτω από τη γραμμή του ridge της ανώτερης ατμόσφαιρας (π.χ. ισοβαρική επιφάνεια των 500mb).

Εκεί η παρατηρούμενη μέσα στον “πυρήνα” του αεροχειμάρου σύγκλιση του αέρα, βοηθά την περαιτέρω κατολίθηση αυτού που βρίσκεται έξω από τον αεροχειμάρου με τελικό στόχο την αντικυκλογένεση στην επιφάνεια.

Προφανώς, ο μηχανισμός γένεσης των αντικυκλώνων είναι ακριβώς ο αντίθετος με εκείνον των κυκλώνων (υφέσεων) που ως προς το όνομα διαφέρουν μόνο κατά το πρόθεμα “αντί”.

Ετσι, φυσικά, αποδεικνύεται και το γιατί τα καιρικά χαρακτηριστικά των δύο αυτών συστημάτων του καιρού είναι ακριβώς αντίθετα.



Σχ. 6.21.1 Γραφική απεικόνιση της σχέσης Αντικυκλογένεσης ή κυκλογένεση με τη μορφή της κυκλοφορίας στην ανώτερη τροπόσφαιρα. (Κατά L. F. Musk, 1989).

## 6.22. Είδη αντικυκλώνων

(Α) Με κριτήριο την κατανομή της θερμοκρασίας και της πίεσης καθ' ύψος πάνω από το κέντρο του αντικυκλώνα διακρίνουμε δύο είδη αντικυκλώνων: 1) τους ψυχρούς και 2) τους θερμούς.

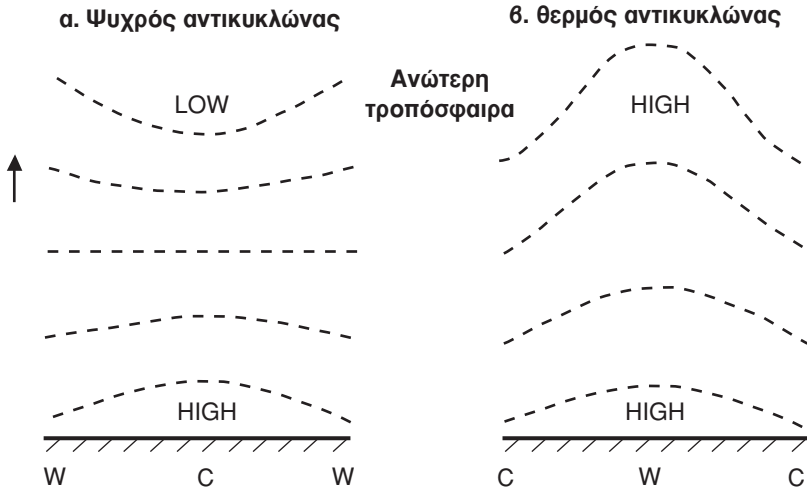
### 1) Ψυχροί αντικυκλώνες

Ετσι ονομάζονται εκείνοι οι αντικυκλώνες που ο αέρας κοντά στο έδαφος και στα αμέσως ανώτερα στρώματα είναι σχετικά ψυχρότερος από το περιβάλλον του. Χαρακτηριστικό παράδειγμα τέτοιων αντικυκλώνων είναι αυτοί που αναπτύσσονται: στη Σιβηρία, στη Γριλανδία και στο Β. Καναδά κατά τη χειμερινή περίοδο.

Χαρακτηρίζονται από περιορισμένο ύψος ( 2–3 Km) αντικυκλωνικής κυκλοφορίας μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα (Σχ. 6.22.1α). Είναι το αποτέλεσμα, κυρίως, της έντονης ψύξης των παρεδάφινων στρωμάτων του αέρα ύστερα από έντονη γήινη ακτινοβολία. Ο αέρας στην περιοχή του κέντρου είναι αρκετά ευσταθής, η χαμηλή τροπόσφαιρα ψυχρή και το φαινόμενο των θερμοκρασιακών αναστροφών είναι συχνό. Ο σχηματισμός των αντικυκλώνων του είδους αυτού είναι, συνήθως, το αποτέλεσμα της σύγκλισης στα ανώτερα επίπεδα λόγω της παρατηρούμενης "συστολής" (contraction), της κα-

μηλής τροπόσφαιρας, πράγμα που οδηγεί στον μηχανισμό της κατολίσθησης του αέρα και αντικυκλογένεσης στην επιφάνεια.

Κυρίαρχο ρόλο παίζει και η έντονη ψύξη των παρεδάφιων στρωμάτων του αέρα ( $-20^{\circ}$  έως  $-50^{\circ}$  C). Η τιμή της αιμ. πίεσης στην επιφάνεια φθάνει στη Σιβηρία π.χ. και τα 1060 mb.



Σχ. 6.22.1 Σχηματική παράσταση του ρυθμού ελάττωσης της πίεσης πάνω από: α) ψυχρό αντικυκλώνα και β) θερμό αντικυκλώνα.

## 2) Θερμοί αντικυκλώνες

Ετσι ονομάζονται εκείνοι οι αντικυκλώνες όπου ο αέρας τους σ'όλες τις στάθμες, είναι θερμότερος από το περιβάλλον του (Σχ. 6.22.1β).

Επειδή η πίεση σε μια στήλη θερμού αέρα ελαττώνεται με μικρότερο ρυθμό απ' ότι σε παρακείμενη στήλη ψυχρού αέρα γι' αυτό οι ισοβαρείς κάμπτονται προς τα άνω καθ' όσον προχωρούμε μέσα στην αιμόσφαιρα σε αντίθεση με ότι συμβαίνει στους ψυχρούς αντικυκλώνες. Προφανώς, οι θερμοί αντικυκλώνες δεν είναι "ρυχοί" αλλά εκτείνονται σε πολύ μεγαλύτερο ύψος σε σύγκριση με τους ψυχρούς. Ο μηχανισμός της σύγκλισης στα ανώτερα στρώματα και της κατολίσθησης του αέρα στη συνέχεια, είναι και στην περίπτωση αυτή υπεύθυνος για την αντικυκλογένεση στην επιφάνεια.

Θερμοί αντικυκλώνες αναπτύσσονται, συνήδως, στα υποτροπικά και μέσα γεωγ. πλάτη.

(B) Με κριτήριο τον τρόπο γένεσης, την κίνηση και την συχνότητα παραμονής τους σ' ένα μέρος διακρίνουμε: **1)** τους μόνιμους **2)** τους εποχιακούς και **3)** τους κινητούς αντικυκλώνες.



### 1) Μόνιμοι αντικυκλώνες

Έτσι ονομάζουμε εκείνους που εμφανίζονται, στους χάρτες καιρού, πάνω από μια συγκεκριμένη γεωγρ. περιοχή, καθόλη τη διάρκεια του έτους.

Όπως φαίνεται στους χάρτες 6.22.1 υπάρχουν, στην επιφάνεια του πλανήτη μας, πέντε μόνιμοι αντικυκλώνες που είναι οι εξής:

#### α) Βόρειο ημισφαίριο

1) Ο Αντικυκλώνας των Αζορών ή του Β. Ατλαντικού.

Ονομάζεται έτσι γιατί το κέντρο του βρίσκεται, συνήθως, στην περιοχή των νήσων Αζορών, δυτικά της Πορτογαλίας. Προφανώς, (Χάρτης 6.22.1 Β) το καλοκαίρι εμφανίζεται περισσότερο ενισχυμένος.

2) Ο Αντικυκλώνας του Β. Ειρηνικού.

Δίνεται η ονομασία αυτή και πάλι λόγω θέσεως. Το καλοκαίρι και αυτός είναι περισσότερο ενισχυμένος.

#### β) Νότιο ημισφαίριο

Όπως παρατηρούμε, στους ίδιους, ως άνω χάρτες, στο Ν. Ημισφαίριο υπάρχουν τρεις μόνιμοι αντικυκλώνες που εμφανίζονται και αυτοί περισσότερο ενισχυμένοι τον Ιούλιο σε σχέση με τον Ιανουάριο. Αξίζει, βέβαια, να σημειωθεί ότι ο Ιούλιος είναι χειμερινός μήνας για το Ν. Ημισφαίριο. Οι αντικυκλώνες αυτοί είναι:

1) Ο Αντικυκλώνας του Ν. Ειρηνικού.

2) Ο Αντικυκλώνας του Ν. Ατλαντικού και

3) Ο Αντικυκλώνας του Ν. Ινδικού Ωκεανού.

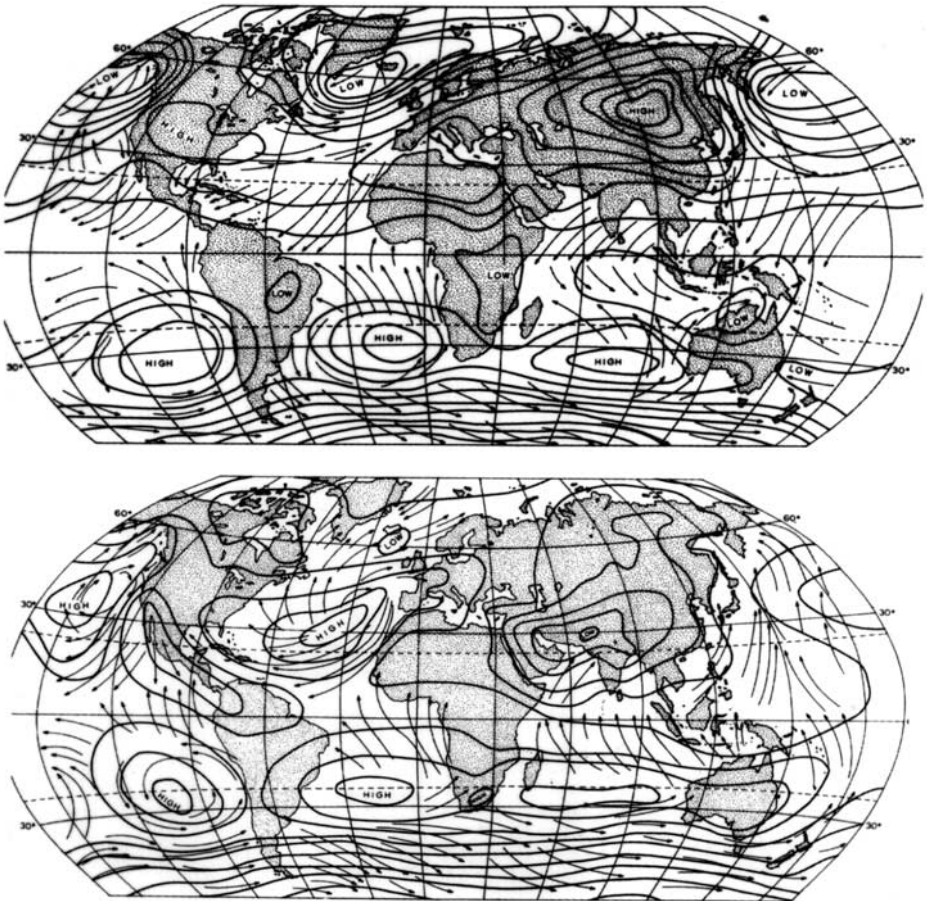
Τα αίτια της δημιουργίας των πέντε (5) παραπάνω μόνιμων αντικυκλώνων είναι καταρχήν δυναμικά, δηλ. οφείλονται στη Γενική Κυκλοφορία της Ατμόσφαιρας (όπως θα αναπτύξουμε παρακάτω) και κατά δεύτερο λόγο θερμικά. Ο αέρας δηλ. πάνω από τους ωκεανούς, στις περιοχές αυτές, είναι ψυχρότερος από εκείνον πάνω από τις παρακείμενες ηπείρους με αποτέλεσμα το γεγονός αυτό να συμβάλλει, μαζί και με άλλους παράγοντες, στην ανάπτυξη πάνω από τις περιοχές αυτές συστημάτων υψηλής πίεσεως.

Οι αντικυκλώνες αυτοί προσφέρουν τα μέγιστα στη διαμόρφωση του γνωστού κλίματος του πλανήτη μας καθ' ότι αποτελούν τον βασικό μηχανισμό της μεταφοράς και δίκαιης κατανομής της θερμικής ενέργειας σ' ολόκληρο τον πλανήτη μας. Οι αντικυκλώνες αυτοί, λόγω της θέσης τους, δημιουργούν τη γνωστή ζώνη των υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών.

### 2) Εποχικοί αντικυκλώνες

Έτσι ονομάζονται οι αντικυκλώνες πάνω στους χάρτες καιρού, συνεχώς μεν αλλά όμως κατά τη διάρκεια μόνο μιας, συγκεκριμένης εποχής. Τέτοιοι είναι οι εξής αντικυκλώνες: α) Ο Σιβηρικός ή Ασιατικός Αντικυκλώνας. Αυ-

τός, εξαιρετικά, ισχυρός εμφανίζεται μόνο κατά την ψυχρή περίοδο (Οκτώβριος–Μάρτιος). Την υπόλοιπη χρονική περίοδο του έτους, εξαφανίζεται και στην δέση του, λίγο νοτιότερα, εμφανίζεται το γνωστό δερμικό χαμπλό του Πακιστάν (Χάρτης 6.22.1). Ανήκει στους ψυχρού τύπου αντικυκλώνες. Καλύπτει, ως ατμοσφαιρικός στρόβιλος, το σύνολο σχεδόν, της ΒΑ και Κεντρικής Ασίας εκτεινόμενος, με “σφήνες” υψηλών πιέσεων (ridges) αφενός μεν προς την Βαλκανική και τον Εύξεινο Πόντο, αφετέρου δε μέσω Τουρκεσιάν και Κασπίας Θάλασσας προς τη Μέση Ανατολή. Προφανώς, επηρεάζει, σημαντικά, τον καιρό όλων αυτών των περιοχών κατά την περίοδο, φυσικά, που υπάρχει. Οι μέγιστες τιμές της κεντρικής του πίεσης κυμαίνονται από 1050 mb μέχρι και 1070 mb και είναι οι μεγαλύτερες τιμές που έχουν μετρηθεί στον πλανήτη μας.



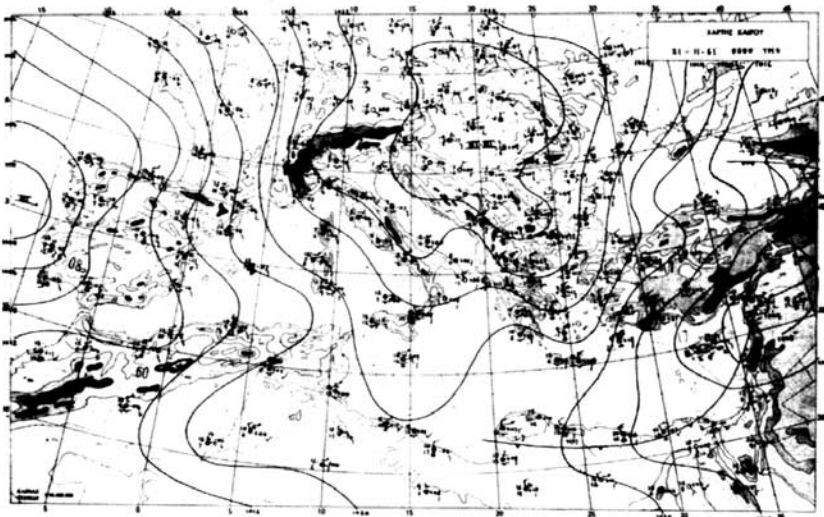
**Χάρτης 6.22.1** Σφαιρική κατανομή της πίεσης και των ανέμων: **α)** για τον Ιανουάριο και **β)** για τον Ιούλιο. (Κατά Τ. J. Chandler, 1979).

β) Ο Αντικυκλώνας της Β. Αμερικής ή του Καναδά. Ο αντικυκλώνας αυτός, γνωστός και με τον όρο “Αρκτικό Υψηλό” από τον Μάρτιο μέχρι τον Αύγουστο, κυρίως, επηρεάζει την περιοχή του Αρκτικού ωκεανού, ενώ από τον Οκτώβριο μέχρι τον Φεβρουάριο επηρεάζει και την περιοχή του Καναδά, άλλοτε με μια “σφήνα” δια μέσου της κοιλάδας του ποταμού Mckenzie και άλλοτε με το κέντρο του (Χάρτης 6.22.1). Είναι ένας ρηχός, ψυχρού τύπου αντικυκλώνας που μεταφέρει ψυχρές αρκτικές αέριες μάζες προς Νότο. Αναπτύσσεται σε μια περιοχή όπου το έλλειμα της καθαρής ακτινοβολίας τον Φεβρουάριο π.χ. είναι μεγαλύτερο από  $-250 \text{ Cal/cm}^2$ . Οι τιμές της κεντρικής πίεσης του αντικυκλώνα αυτού, σε σύγκριση με εκείνες του Σιβηρικού είναι σημαντικά μικρότερες.

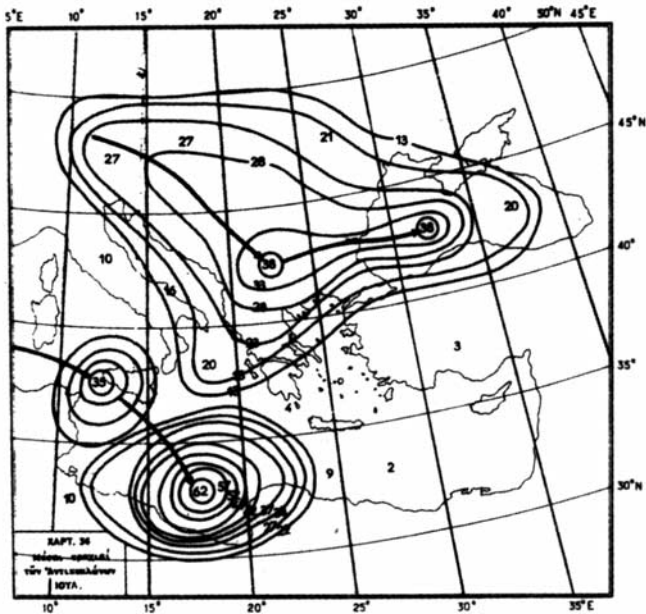
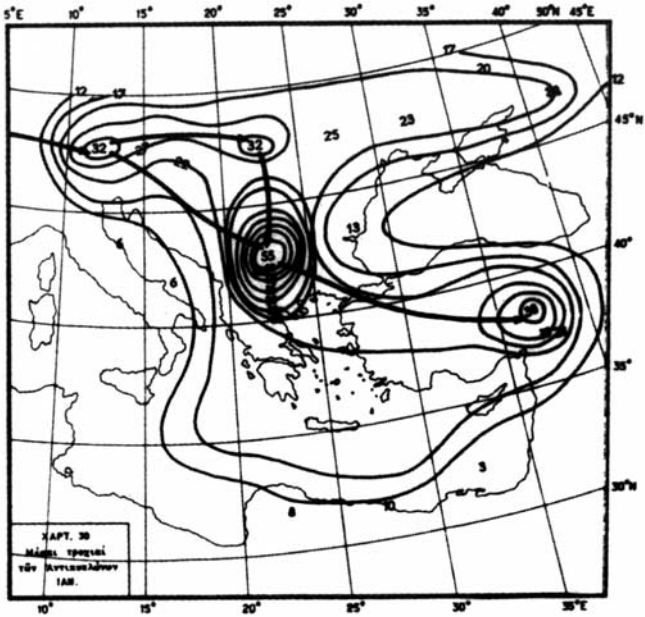
### 3) Κινητοί αντικυκλώνες (Moving Anticyclones)

Οι αντικυκλώνες της κατηγορίας αυτής είναι πολύ μικροτέρων διαστάσεων από τους μόνιμους και εποχιακούς. Σχηματίζονται, κυρίως, σε περιοχές μεγάλων γεωγρ. πλατών. Μετακινούνται, σχετικά γρήγορα, προς μικρότερα γεωγρ. πλάτη και τροφοδοτούν έτσι τις περιοχές αυτές με ψυχρές, σχετικά, αέριες μάζες. Οι απότομες και μεγάλες, πολλές φορές, πτώσεις της θερμοκρασίας στις περιοχές μικρών γεωγρ. πλατών οφείλονται, κυρίως, στους αντικυκλώνες του τύπου αυτού.

Στο Σχ. 6.22.2 απεικονίζεται ένας χάρτης καιρού επιφάνειας του ευρύτερου Ελλαδικού χώρου, όπου δεσπόζει ένας κινητός αντικυκλώνας με τιμή κεντρικής πίεσης 1036 mb, ενώ στο Σχ.6.22.3, απεικονίζονται οι μέσες τροχιές, για τους μήνες Ιαν. και Ιουλ., των κινητών αντικυκλώνων που επηρεάζουν τον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο.



Σχ. 6.22.2 Χάρτης καιρού επιφάνειας στις 21-11-1961 και ώρα 00 GMT.



Σχ. 6.22.3 Μέσες τροχιές των κέντρων των κινητών αντικυκλώνων για Ιαν. και Ιουλ. (Κατά Τ. Μακρογιάννη, 1976).

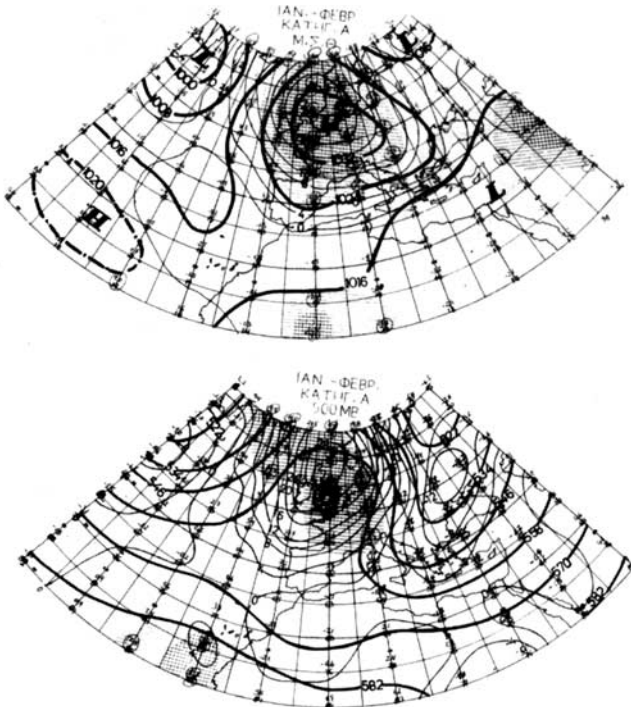
Οι τιμές της κεντρικής πίεσης των αντικυκλώνων αυτών, καθόλο το έτος, κυμαίνονται από 1010 mb μέχρι 1050 mb. Η διάρκεια ζωής τους είναι περίπου μια εβδομάδα.

#### 4) Αντικυκλώνας εμποδισμού (Blocking Anticyclones)

Όταν στη μέση τροπόσφαιρα επικρατεί έντονη μεσημβρινή (Βορράς-Νότος) κυκλοφορία, δημιουργούνται κύματα συνοπικού μήκους με μεγάλο πλάτος. Τα κύματα αυτά έχουν τις μορφές του Σχ. 6.22.4. Η μορφή (α) ονομάζεται “μεσημβρινός εμποδισμός” (meridional block) η (β) ονομάζεται “εμποδισμός απορροής” (diffluent block) και τέλος η μορφή (γ) ονομάζεται “ωμέγα εμποδισμός” (omega block). Η Συνοπτική εμπειρία δείχνει ότι όταν στη μέση τροπόσφαιρα εμφανίζεται μια από τις παραπάνω μορφές εμποδισμού, τότε στην επιφάνεια αναπτύσσεται ένας ισχυρός, εκτεταμένος θερμός αντικυκλώνας ο οποίος, τελικά, εμποδίζει την προς ανατολάς κανονική πορεία των υφέσεων. Ο αντικυκλώνας αυτός λέγεται “αντικυκλώνας εμποδισμού”.



Σχ. 6.22.4 Τυπικές μορφές εμποδισμού μέσα στην Τροπόσφαιρα.



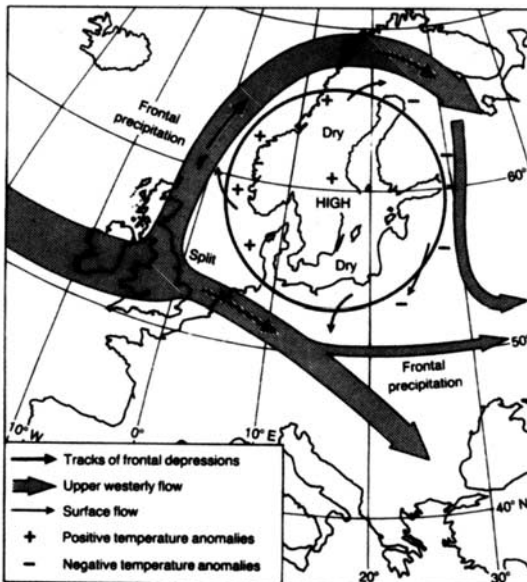
Σχ. 6.22.5 Χαρακτηριστικό παράδειγμα αντικυκλώνα εμποδισμού. (Κατά Ν. Πρεζεράκος, 1977).

Στο Σχ.6.22.5 απεικονίζεται ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα αντικυκλώνα εμποδισμού, με τη μέση τροπόσφαιρα σε μορφή “ωμέγα εμποδισμού”. Οι

φυσικές και δυναμικές διαδικασίες σχηματισμού των συστημάτων εμποδισμού, δεν έχουν διευκρινισθεί πλήρως ακόμη και σήμερα.

Για τον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο το μέσο ετήσιο πλήθος των περιπτώσεων εμποδισμού εκτιμάται στις 10 περιπτώσεις. Η διάρκεια ζωής κάθε περίπτωσης εκτιμάται στις 8 ημέρες κατά μέσο όρο.

Οι αντικυκλώνες εμποδισμού επειδή είναι θερμού τύπου εκτείνονται σημαντικά μέσα στη τροπόσφαιρα και έτσι επιδρούν ουσιαστικά επί της υπάρχουσας εκεί ροής. Όπως φαίνεται στο Σχ. 6.22.6, όπου ο αντικυκλώνας εμποδισμού βρίσκεται πάνω από την Σκανδιναβική χερσόνησο, μια καθαρά ζωνική ροή από την περιοχή του Ατλαντικού μόλις συναντά τον αντικυκλώνα αυτόν μετατρέπεται σε μεσημβρινή χωριζόμενη σε δύο ρεύματα ένα προς Βορρά και ένα προς Νότο. Τα (+) στο σχήμα αυτό δηλώνουν τις περιοχές με αυξημένες, σχετικά, τιμές θερμοκρασίας ενώ τα (-) ακριβώς το αντίθετο.



Σχ. 6.22.6 Ένα διάγραμμα αντικυκλώνα εμποδισμού πάνω στη Σκανδιναβική χερσόνησο. (Κατά L. F. Musk, 1989).

### 6.23. Τύποι κυκλοφορίας (air flow types)

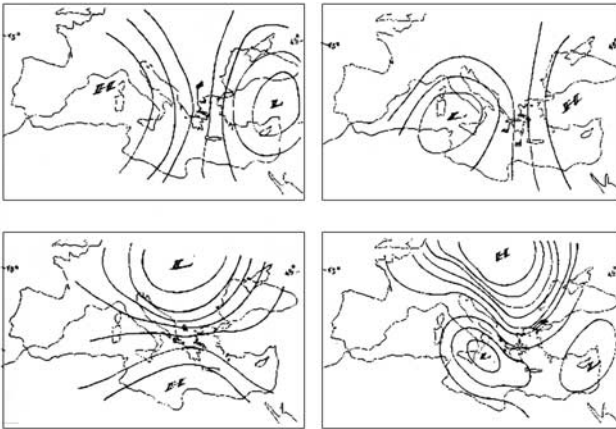
Από τη Συνοπική εμπειρία είναι βεβαιωμένο ότι η σχετική θέση του κέντρου ενός βαρομετρικού συστήματος, ως προς μια συγκεκριμένη γεωγρ. περιοχή, σχετίζεται άμεσα με τον τύπο της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας πάνω από την περιοχή αυτή.

Επειδή, ως γνωστόν, ο προσανατολισμός των ισοβαρών ή ισοϋψών πάνω στους χάρτες καιρού, αποδίδει (με γνώμονα πάντοτε ότι η μεν αντικυκλωνική ροή γίνεται κατά τη φορά των δεικτών του ωρολογίου η δε κυκλωνική

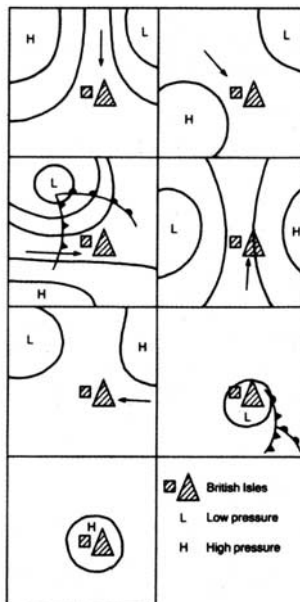
ακριβώς το αντίθετο) το είδος της ροής, είναι δυνατόν έτσι να προσδιορίζουμε τους τύπους κυκλοφορίας, πάνω από ορισμένη γεωγρ. περιοχή.

Για τον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο έχουν προταθεί τύποι κυκλοφορίας από τον Γ. ΛΙΒΑΔΑ, ενώ για την περιοχή των Βρετανικών νήσων είναι πολύ γνωστοί οι τύποι κυκλοφορίας που προτάθηκαν από τον LAMB. Επειδή άνεμοι διαφορετικών διευθύνσεων παράγουν και διαφορετικούς τύπους καιρού επεκράτησε ώστε οι παραπάνω τύποι κυκλοφορίας να λέγονται, και πολύ σωστά, και “τύποι καιρού” (weather types).

Στο Σχ. 6.23.1 απεικονίζονται μερικά παραδείγματα τύπων καιρού κατά ΛΙΒΑΔΑ. Στο Σχ. 6.23.2 απεικονίζονται οι 7 τύποι καιρού κατά LAMB.



Σχ. 6.23.1 Τύποι καιρού κατά ΛΙΒΑΔΑ.



Σχ. 6.23.2 Τύποι καιρού κατά LAMB.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΒΔΟΜΟ

### ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΚΙΝΗΣΗ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ - ΟΙ ΑΝΕΜΟΙ

#### 7.1. Γενικά – Ορισμοί

Η περιστροφική κίνηση της Γης περί τον άξονά της, το ανάγλυφο και η ηλιακή ακτινοβολία που παίρνει τόσο η ατμόσφαιρα όσο και η επιφάνεια του εδάφους, είναι οι βασικοί παράγοντες που συμβάλλουν έτσι ώστε ο ατμοσφαιρικός αέρας που περιβάλλει τη Γη να βρίσκεται διαρκώς σε κίνηση.

Την κίνηση αυτή του ατμοσφαιρικού αέρα, ονομάζουμε **άνεμο**.

Με άλλα λόγια με τον όρο άνεμο εννοούμε κάθε ρεύμα ατμοσφαιρικού αέρα που έχει κάποια σχετική ταχύτητα ως προς το έδαφος.

Επειδή η κατακόρυφη συνιστώσα των κινήσεων του αέρα είναι, συνήθως μικρή, με τον όρο άνεμο εννοούμε, σχεδόν πάντοτε, την οριζόντια μόνο συνιστώσα της κίνησης.

Ο άνεμος, ως μετεωρολογικό στοιχείο, προσδιορίζεται από δύο στοιχεία: τη διεύθυνση και την ταχύτητα ή έντασή του.

Όταν αναφερόμαστε στην διεύθυνση του ανέμου, πάνω από μια περιοχή, εννοούμε τη διεύθυνση ή το σημείο του ορίζοντα από το οποίο πνέει ο άνεμος αυτός.

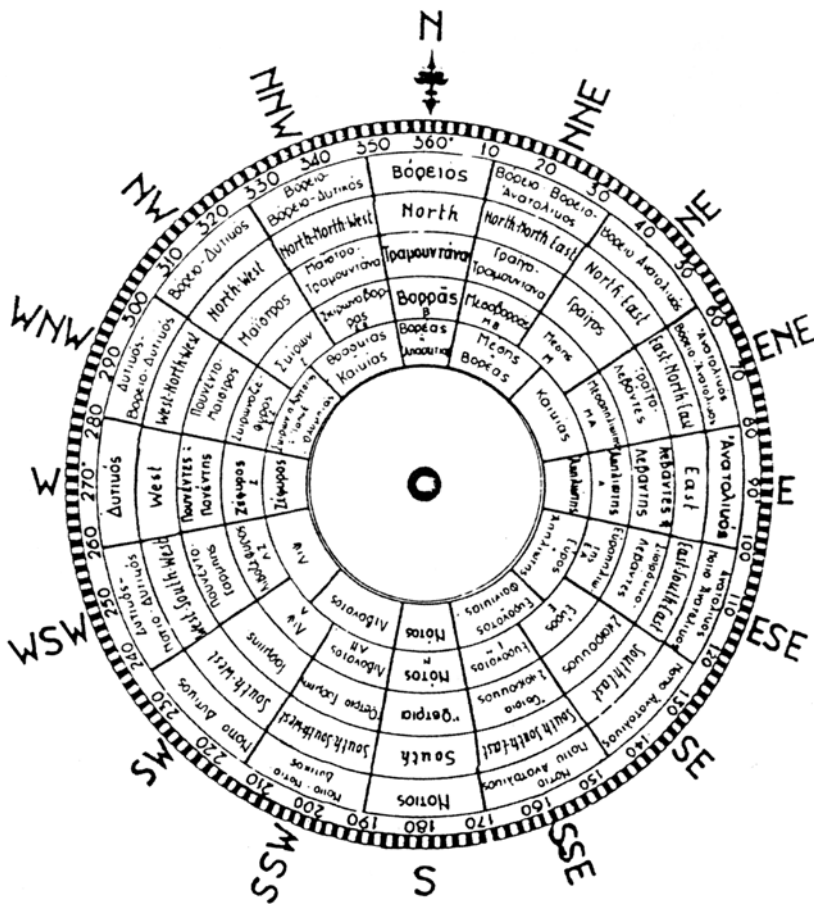
Στο Σχ. 7.1.1 παρουσιάζεται το ανεμολόγιο ή ανεμορόμβιο με τις 16 βασικές διευθύνσεις των ανέμων. Όπως παρατηρούμε στο ανεμολόγιο αυτό είναι γραμμένες μέσα σε 5 ομόκεντρους κύκλους όλες οι ονομασίες που χρησιμοποιούμε, προκειμένου να δηλώσουμε τη διεύθυνση του ανέμου.

Στην πρώτη, εξωτερική, κυκλική ζώνη είναι σημειωμένες οι Ελληνικές ονομασίες. Στη δεύτερη οι αντίστοιχες ονομασίες στην Αγγλική γλώσσα. Στην τρίτη ζώνη οι λαϊκές “καταλανικές” ονομασίες που επικρατούν μεταξύ των ναυτικών της Μεσογείου.

Στην τέταρτη ζώνη είναι γραμμένες οι ονομασίες των ανέμων στην επίσημη ονοματολογία του Ελληνικού Πολεμικού Ναυτικού, με τα αντίστοιχα σύμβολά τους και τέλος, στην εσωτερική πέμπτη ζώνη είναι σημειωμένες οι ονομασίες των ανέμων στην αρχαία ελληνική γλώσσα. Εξω από τους κύκλους υπάρχουν τα διεθνή σύμβολα των 16 αυτών διευθύνσεων των ανέμων.



Σχετικά με την ταχύτητα του ανέμου χρησιμοποιούνται, ανάλογα με τις εκάστοτε εφαρμογές, οι εξής μονάδες: α) m/sec, β) km/h, γ) Ναυτικά μίλια (1853 m) ανά ώρα ή κόμβοι (knots) και δ) Μίλια (1609m) ανά ώρα (m.p.h).  
Ισχύει:  $1\text{m/sec} = 3,6\text{Km/h} = 1,943\text{Knots} = 2,237\text{m.p.h}$ .



Σχ. 7.1.1 Το ανεμολόγιο με τις 16 βασικές διευθύνσεις των ανέμων. (Κατά Κυριαζόπουλο και Λιβαδά, 1975).

Όλα τα όργανα μέτρησης της ταχύτητας του ανέμου (ανεμόμετρα) είναι βαθμολογημένα και μετρούν σε μια από τις παραπάνω μονάδες.

Όμως, από τις αρχές του 19ου αιώνα ο Άγγλος ναύαρχος Sir Francis Beaufort επενόησε και επρότεινε μία καθαρά εμπειρική ανεμομετρική κλίμακα που φέρει το όνομα του (κλίμακα Beaufort) και η οποία χρησιμοποιείται πάρα πολύ ακόμη και σήμερα.

Στον Πίνακα 7.1.1 παρουσιάζεται η ανεμομετρική κλίμακα Beaufort με την αντιστοιχία στις παραπάνω μονάδες μέτρησης της ταχύτητας καθώς και τα αποτελέσματα της πνοής του ανέμου στην ξηρά και στο ανοικτό πέλαγος.

## ΚΛΙΜΑΚΑ BEAUFORT ΓΙΑ ΤΟΝ ΑΝΕΜΟ

ΒΑΘΜΙΔΕΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ BEAUFORT	ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΜΟΣ ΑΝΕΜΟΥ	ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΑΝΕΜΟΥ				ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ			ΠΪΘΑΝΟ ΥΨΟΣ ΚΥΜΑΤΟΣ ΣΤΟ ΑΝΟΙΚΤΟ ΠΕΛΑΓΟΣ ΣΕ ΜΕΤΡΑ (ΜΕΓΕΤΟ)
		ΣΕ ΚΟΜ-ΒΟΥΣ	ΜΕΣΗ ΤΑΧ. ΣΕ ΚΟΜ-ΒΟΥΣ	ΣΕ m/sec	ΣΕ km/h	ΣΤΗΝ ΞΗΡΑ	ΣΤΟ ΑΝΟΙΚΤΟ ΠΕΛΑΓΟΣ	ΚΟΝΤΑ ΣΤΙΣ ΑΚΤΕΣ Η ΣΕ ΚΛΕΙΣΤΕΣ ΘΑΛΑΣΣΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ	
0	Άπνοια Calm	Λιγότερο από 1	00	0-0.2	1	Άπνοια. Ο καινός υψώνεται κατακόρυφα.	Θάλασσα σαν καθρέφτης.	Γαλήνη (σαν λάδι).	0
1	Περίπου άπνοια Light air	1-3	02	0.3-1.5	1-5	Η διεύθυνση του ανέμου φαίνεται από τον καινός και όχι από τον ανεμοδείκτη.	Σχηματίζονται ριιδικές με μορφή λεπίων γραφίου, αλλά χωρίς αρρώδεις ράκες.	Τα ιστιοφόρα πλοία μόλις μπορούν να κυβερνηθούν.	0.1 (0.1)
2	Πολύ αδελής Light breeze	4-6	05	1.6-3.3	6-11	Άνεμος αισθητός στο πρόσωπο. Τα φύλλα των δένδρων βροχών και ο ανεμοδείκτης κινείται.	Μικρά κυματάκια χαμηλά, αλλά αρκετά σχηματισμένα. Οι ράκες τους είναι λείες και δεν σπάζουν.	Ο άνεμος γεμίζει τα πανιά στα ιστιοφόρα πλοία που μπορούν να κινηθούν με ταχ. 1-2 κόμβους.	0.2 (0.3)
3	Αδελής Gentle breeze	7-10	09	3.4-5.4	12-19	Τα φύλλα και τα μικρά κλωνάρια των δένδρων βροχών κινούνται σε συνεχή κίνηση. Ο άνεμος τε-ντώνει μη κρή σημάδια.	Μεγάλα κυματάκια. Οι ράκες αρχίζουν να σπάζουν και εμφανίζεται λείος αφρός με όψη όμοιατη με λευκών προβάτων.	Τα ιστιοφόρα πλοία αρχίζουν να γέρνουν και να κινούνται με ταχ. 3-6 κόμβους.	0.6 (1)
4	Σχεδόν μέτρια Moderate breeze	11-16	13	5.5-7.9	20-28	Ο άνεμος σπκώνει σκόνη και φύλλα χάρτου. Κίνει μικρά κλαδιά δένδρων.	Μικρά κύματα που επιμηκύνονται. Λευκός αφρός με όψη πολλών λευκών προβάτων.	Ικανοποιητικός άνεμος για ιστιοφόρα πλοία. Φυσικά γίνονται πανιά τους και γέρνουν περισσότερο.	1 (1.5)
5	Μέτρια Fresh breeze	17-21	19	8.0-10.7	29-38	Μικρά δένδρα με φύλλα αρχίζουν να κλονούνται σχηματίζονται κυματάκια σε λίμνες.	Μέτρια κύματα με σαφή επιμηκία μορφή. Όχη πολλαπλών λευκών προβάτων. Ενδεχομένως δημιουργία πύλου (σπρίτ).	Τα ιστιοφόρα πλοία ελαττώνουν ιστιοφορία.	2 (2.5)
6	Ισχυρός Strong breeze	22-27	24	10.8-13.8	39-49	Κινούνται μεγάλα κλαδιά δένδρων. Ακουγεται σιγρή στις τηλεφωνικά σύρματα. Οι σιμπίλες χρησιμοποιούνται με δυσκολία.	Μεγάλα κύματα αρχίζουν να σχηματίζονται. Ράκες με λευκό αφρό εξαπλώνονται παντού. Ήδηνοι πύλοι (σπρίτ).	Τα ιστιοφόρα πλοία αρχίζουν να γέρνουν και να κινούνται με ταχ. 3-4 κόμβους.	3 (4)
7	Σχεδόν θυελλώδης Near gale	28-33	30	13.9-17.1	50-61	Τα δένδρα κινούνται ολοκληρωτά. Το αντίθετο στον άνεμο βάθισμα γίνεται δύσκολο.	Η θάλασσα σγκόνεται (ρουσκόνη) και λευκός αφρός από κύματα που σπάζουν αρχίζει να παρασύρεται και να σχηματίζονται ραβδώσεις κατά τη διεύθυνση του ανέμου.	Τα ιστιοφόρα πλοία παραμένουν στο λιμάνι και εκείνα που βρίσκονται εν πλω σπέρνουν και πλέον εγγυτάτα προς τον άνεμο.	4 (5.5)
8	Θυελλώδης Gale	34-40	37	17.2-20.7	62-74	Θαύει μικρά κλωνάρια δένδρων. Γενικά επιποδίζει το αντίθετο στον άνεμο βάθισμα.	Μετρίως υψηλά κύματα μεγαλύτερου μήκους. Ο αφρός στις ράκες των κυμάτων δραστηριοποιείται και γίνονται πύλοι. Ο αφρός παρασύρεται και σχηματίζει καλά σχηματισμένες ραβδώσεις κατά τη διεύθυνση του ανέμου.	Όλα τα ιστιοφόρα πλοία δένουν στο πιο κοντινό αγκυροβόλο.	5.5 (7.5)
9	Πολύ θυελλώδης Strong gale	41-47	44	20.8-24.4	75-88	Προκαλούνται μικρές ζημιές σε κατασκευές. Αναρριχούνται πύλοι και κεραμεία.	Υψηλά κύματα. Πυκνές ραβδώσεις αφρού κατά τη διεύθυνση του ανέμου. Οι ράκες των κυμάτων αρχίζουν να γέρνουν, να πέφτουν και να κυλούν. Ο πύλος είναι δυνατό να επιπλέει την ορατότητα.	—	7 (10)
10	Θύελλα Storm	48-55	52	24.5-28.4	89-102	Σπάνια παρατηρείται στο εσωτερικό της θύρας. Σπρύνονται δένδρα και προξένει μεγάλες ζημιές σε κατασκευές.	Πολύ υψηλά κύματα με ράκες που κρέμονται. Ο αφρός που είναι πολύ περισσότερο, παρασύρεται σε πυκνές λευκές ραβδώσεις κατά τη διεύθυνση του ανέμου. Η εμφάνιση της θάλασσας στο σύνολό της γίνεται λευκή. Το σπάσιμο και κύλισμα των κυμάτων γίνεται έντονο και βίαιο. Η ορατότητα επηρεάζεται.	—	9 (12.5)
11	Ισχυρή θυελλα Violent storm	56-63	60	28.5-32.6	103-117	Πολύ σπάνια παρατηρείται. Γίνονται πολύ μεγάλες ζημιές.	Εξαιρετικά υψηλά κύματα. (Η όρα πλοίων μικρής και μεσαίας χωρητικότητας ισως για λίγη ώρα να χάνεται πίσω από τα κύματα). Η θάλασσα καλύπτεται τελείως από λευκούς αφρούς που επιμηκύνονται κατά τη διεύθυνση του ανέμου. Παντού οι κορυφές στις ράκες των κυμάτων βρίσκονται σε απόρροη κατάσταση. Η ορατότητα επηρεάζεται.	—	11.5 (16)
12	Τυφώνας Hurricane	64 και περισσότερο	—	32.7 και περισσότερο	118 και περισσότερο	—	Ο αφρός είναι εγχεμάτος με αφρό και πύλο. Η θάλασσα είναι εντελώς λευκή. Η ορατότητα επηρεάζεται σημαντικά.	—	14 και περισσότερο

Από ΕΘΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ, ΝΑΥΤΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

Σημειώνεται ότι ο άνεμος χαρακτηρίζεται “Θυελλώδης” άρα επικίνδυνος –οπότε απαγορεύεται και ο απόπλους των περισσότερων πλοίων– όταν η ταχύτητά του είναι μεγαλύτερη από 8 Baufort ή 17,2 m/sec ή 34 Knots ; ή 39 m.p.h ή 62 Km/h.

Για τη μετατροπή των (B) σε (mph) εφαρμόζεται η σχέση  $v = 1.87 \sqrt{B^3}$  (v σε mph και B σε Beauforts).

## 7.2. Οι δυνάμεις που ρυθμίζουν την κίνηση των αερίων μαζών στην ατμόσφαιρα

Όπως είναι γνωστό, το αίτιο της κίνησης ενός σώματος είναι η δύναμη. Στην προκειμένη περίπτωση, ως σώμα, θεωρούμε τις διάφορες αέριες μάζες.

Οι δυνάμεις που καθορίζουν την κίνηση, γενικά, μιας αέριας μάζας διακρίνονται:

(α) Στις δυνάμεις που μπορούν να θέσουν σε κίνηση μια αέρια μάζα και συγχρόνως να διατηρήσουν την κίνησή της. Τέτοιες δυνάμεις είναι: η δύναμη της βαρύτητας και η δύναμη της βαροβαθμίδας.

(β) Στις δυνάμεις που εμφανίζονται κατά την κίνηση και υπάρχουν μόνο εφόσον υπάρχει κίνηση. Τέτοιες δυνάμεις είναι: η δύναμη Coriolis της τριβής και η Φυγόκεντρος δύναμη.

### 1. Η Δύναμη της Βαρύτητας

Σύμφωνα με το νόμο της Παγκόσμιας έλξης η δύναμη F που ασκεί η Γη πάνω σε σώμα μάζας m το οποίο απέχει απόσταση r είναι:

$$F = G Mm/r^2 \quad 7.1.1$$

όπου  $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kgr}^2$  η σταθερά της παγκόσμιας έλξης και M η μάζα της Γης.

Η Δύναμη αυτή F ονομάζεται, γενικά, δύναμη της Βαρύτητας.

Ομως, στην Μετεωρολογία θεωρούμε, συνήθως,  $m=1$ , οπότε ως δύναμη της βαρύτητας εννοούμε πάντοτε το πηλίκο  $F/m$  δηλ.

$$F/m = g = G M/r^2 \quad 7.1.2$$

Για την επιφάνεια της Γης και για γεωγρ. πλάτος  $45^\circ$  από την 7.1.2 προκύπτει:  $g = 9,81 \text{ N/Kgr}$  ή  $\text{m/sec}^2$ .

Προφανώς, η δύναμη της βαρύτητας g, για την Μετεωρολογία, δηλώνει και την ένταση του πεδίου βαρύτητας της Γης ή την επιτάχυνση της βαρύτητας.

Σε ύψος h πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας είναι:

$$g_h = g_0 \left( \frac{R_r}{R_r + h} \right)^2 \quad \text{ή} \quad g_h = g_0 \frac{1}{(1 + h / R_r)^2} \quad 7.1.3$$

όπου  $R_r$ : η ακτίνα της Γης.

Και επειδή για τις Μετεωρολογικές εφαρμογές ισχύει:  $h \ll R_T$  ( $R_T = 6360$  Km) ενώ το μέγιστο ύψος της Τροπόσφαιρας  $\approx 16$  Km μπορούμε να θεωρούμε, χωρίς σημαντικό λάθος,  $g_h \approx g_0$ .

Δηλ. η δύναμη της βαρύτητας είναι σταθερή, ανεξάρτητη του ύψους, τουλάχιστον μέσα στην Τροπόσφαιρα.

Η σχέση που δίνει την τιμή του  $g$  σαν συνάρτηση του γεωγρ. πλάτους  $\Phi$  και του ύψους  $h$  είναι:

$$g_{\phi,h} = g_{45^\circ,0} \frac{R_T^2}{(R_T + h)^2} (1 - 26373 \times 10^{-7} \sin 2\phi + 59 \times 10^{-7} \sin^2 2\phi)$$

Οι τιμές του  $g$  για  $\phi = 90^\circ$  είναι: 9,83 N/Kgr.

Οι τιμές του  $g$  για  $\phi = 45^\circ$  είναι: 9,81 N/Kgr.

Οι τιμές του  $g$  για  $\phi = 0^\circ$  είναι: 9,78 N/Kgr.

Υπάρχουν περιπτώσεις που η ακρίβεια του  $g$  είναι απαραίτητη.

## 2) Η Δύναμη της Βαροβαθμίδας

Ως γνωστόν, με τον όρο “βαροβαθμίδα” ( $\partial p / \partial h$ ) εννοούμε την μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης, σε διεύθυνση κάθετη πάνω στις ισοβαρείς καμπύλες, στη μονάδα μήκους.

Όταν μεταξύ δύο τόπων, μέσα στην ατμόσφαιρα, υπάρχει βαροβαθμίδα με τιμή διάφορη του μηδενός, τότε αναπτύσσεται, πάνω στην αέρια μάζα, την μεταξύ των δύο αυτών τόπων, μια δύναμη που είναι γνωστή ως: “**Δύναμη Βαροβαθμίδας**” (Pressure gradient force). Η δύναμη αυτή είναι το κύριο αίτιο δημιουργίας ανέμου.

Σχετικά με το μέτρο της δύναμης αυτής ισχύουν τα ακόλουθα: Θεωρήσουμε στοιχειώδη όγκο  $\delta v = \delta x \delta y \delta z$  ατμοσφαιρικού αέρα, όπου η πίεση μεταβάλλεται και κατά τις τρεις διαστάσεις. Έστω ότι η πίεση στο σημείο Α είναι μεγαλύτερη εκείνης στο σημείο Β (Σχ. 7.2.1).

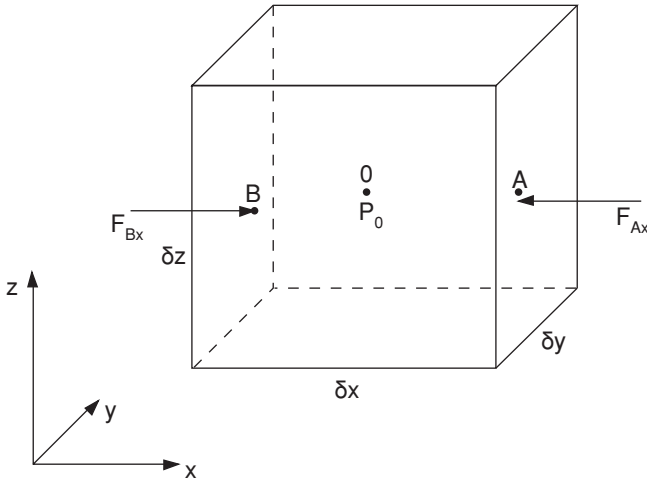
Προφανώς, αν κάποια στιγμή η πίεση στο κέντρο Ο είναι  $P_0$  και η συνιστώσα της βαροβαθμίδας κατά τον άξονα  $x$  είναι  $\partial p / \partial x$ , τότε η πίεση στο σημείο Α θα είναι:

$$P_A = P_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{\delta x}{2}$$

Άρα η κατά τον άξονα  $x$  συνιστώσα δύναμης  $F_{Ax}$ , που ασκείται στην πλευρά Α, εμβαδού  $\delta y \delta z$ , θα είναι:

$$F_{Ax} = - \left( P_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{\delta x}{2} \right) \delta y \delta z$$

Το (-) δηλώνει την προς τα αριστερά φορά της δύναμης αυτής.



Σχ. 7.2.1

Με τους ίδιους συλλογισμούς η πίεση στο σημείο B θα είναι:

$$P_B = P_0 - \frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{\delta x}{2}$$

Άρα η  $F_{Bx}$  που ασκείται στην πλευρά B εμβαδού  $\delta y \delta z$  θα είναι:

$$F_{Bx} = + \left( P_0 - \frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{\delta x}{2} \right) \delta y \delta z$$

Συνοπώς, το μέτρο της συνολικής δύναμης, που ασκείται στο στοιχειώδη αυτό όγκο, κατά τον άξονα X, εξαιτίας της άνισης κατανομής της πίεσης κατά τον άξονα αυτόν, θα είναι:

$$F_x = F_{Ax} - F_{Bx} = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

Είναι όμως γνωστό ότι η μάζα  $m$  του στοιχειώδη αυτού όγκου είναι:

$$m = \rho \delta x \cdot \delta y \cdot \delta z$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του αέρα.

Επομένως το ηπλίκο  $\frac{F_x}{m}$ , δηλ. η δύναμη της βαροβαθμίδας κατά τον άξονα X, θα είναι:

$$F_{px} = \frac{F_x}{m} = - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}$$

Ομοια προκύπτει ότι για τους δύο άλλους άξονες θα ισχύουν οι σχέσεις:

$$F_{py} = \frac{F_y}{m} = - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y}$$

$$F_{pz} = \frac{F_z}{m} = - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z}$$

Άρα η συνολική δύναμη βαροβαθμίδας που ασκείται στον στοιχειώδη αυτόν όγκο, λόγω της άνισης κατανομής της πίεσης θα είναι:

$$\vec{F}_p = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{y} + \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k} \right) \quad \acute{\eta}$$

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

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η δύναμη βαροβαθμίδας είναι ανάλογη της βαροβαθμίδας του πεδίου της πίεσης και όχι αυτής καθ' αυτής της πίεσης. Έχει δε πάντοτε φορά από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις. Στην προκειμένη περίπτωση αυτή δηλώνεται με το (-).

Μεταξύ των τριών συνιστωσών της βαροβαθμίδας μεγαλύτερη είναι η κατακόρυφη.

Τυπικές τιμές είναι:  $\frac{\partial p}{\partial x}$  ή  $\frac{\partial p}{\partial y} = 4 \text{ mb} / 300 \text{ km} = 0,13 \times 10^{-4} \text{ mb} / \text{m}$

ενώ  $\frac{\partial p}{\partial z} = 4 \text{ mb} / 300 \text{ m} \approx 0,12 \text{ mb} / \text{m}$

Συνεπώς, η συνιστώσα της δύναμης βαροβαθμίδας, κατά την κατακόρυφη έννοια, είναι σχεδόν 10.000 φορές μεγαλύτερη εκείνης κατά την οριζόντια έννοια. Επιπλέον, η συνιστώσα αυτή είναι μεγαλύτερη στον ψυχρό αέρα απ' ότι στον θερμό και σε μικρή έκταση είναι μεγαλύτερη στον ξηρό απ' ότι στον υγρό αέρα.

Μια τυπική τιμή της  $F_{px}$  ή  $F_{py}$  είναι:

Για  $\Delta P = 4 \text{ mb} = 4 \times 10^2 \text{ N/m}^2$ ,  $\Delta x = 300 \text{ Km} = 3 \times 10^5 \text{ m}$   
και  $\rho = 1,293 \text{ kg/m}^3$  έχουμε:

$$F_{px} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta x} = -\frac{1}{1,293} \cdot \frac{4 \times 10^2}{3 \times 10^5} = 1,03 \times 10^{-3} \frac{\text{N}}{\text{Kgr}} \quad \acute{\eta} \quad \frac{\text{m}}{\text{sec}^2}$$

Σύμφωνα με τα παραπάνω μια τυπική τιμή της  $F_{pz}$  είναι:

$$F_{pz} = 10,3 \text{ m/sec}^2 \quad \acute{\eta} \quad \text{N/Kgr}$$

Συνεπώς, επειδή, ως γνωστόν, η δύναμη της βαρύτητας  $g_0 = 9,81 \text{ m/sec}^2$  ή  $\text{N/Kgr}$  σημαίνει ότι οι δύο κατακόρυφες δυνάμεις  $g$  και  $F_{pz}$  μπορεί να αλληλοεξουδετερώνονται.

### **3. Δύναμη Coriolis**

Από τη Φυσική είναι γνωστό ότι σε κάθε σώμα που κινείται σε σχέση με σύστημα αναφοράς, που περιστρέφεται, αναπτύσσεται μια δύναμη αδράνειας που ονομάζεται δύναμη Coriolis ( $F_c$ ). Το όνομα οφείλεται στον Γάλλο επιστήμονα G. Coriolis, ο οποίος πρώτος μίλησε το 1835 για τη δύναμη αυτή.

Έτσι, σε κάθε κίνηση που πραγματοποιείται μέσα στην ατμόσφαιρα του πλανήτη μας (κίνηση του αιμοσφαιρικού αέρα) θα αναπτύσσεται η δύναμη αυτή της οποίας το μέτρο  $F_c$ , ανά μονάδα μάζας, δίνεται από τη σχέση:

$$F_c = 2 \omega v \eta \mu \phi \quad 7.3.1$$

όπου:  $\omega = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της Γης,  $v$  η σχετική ταχύτητα του σώματος (αέρα), μάζας  $m$ , και  $\phi$  το γεωγρ. πλάτος του τόπου.

Η δύναμη αυτή αναγκάζει τα σώματα, άρα και τον αέρα, που κινούνται πάνω στη Γη να αποκλίνουν προς τα δεξιά της κίνησης τους, στο Β. ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Ν.ημισφαίριο.

Η εκτροπή αυτή είναι μικρή σε μικρής κλίμακας κινήσεις ενώ είναι πολύ σημαντική σε κινήσεις μεγάλης κλίμακας.

Από τις τρεις συνιστώσες, στις οποίες αναλύεται, η κατακόρυφη συνιστώσα  $F_{cz}$ , συγκρινόμενη με τη δύναμη της βαρύτητας θεωρείται αμελητέα ανεξάρτητα με την κλίμακα της κίνησης.

Στην πράξη χρησιμοποιείται ευρέως το γράμμα  $f$  για να δηλώσει το γινόμενο:  $2\omega \eta \mu \phi$  το οποίο ονομάζεται Coriolis παράμετρος. Δηλ. έχουμε:

$$f = 2\omega \eta \mu \phi \text{ οπότε η σχέση 7.3.1 γράφεται:}$$

$$F_c = f v \quad 7.3.2$$

Οι τιμές του  $f$  για ορισμένα γεωγρ. πλάτη είναι:

$\Phi$	$0^\circ$	$10^\circ$	$20^\circ$	$30^\circ$	$40^\circ$	$50^\circ$	$60^\circ$	$70^\circ$	$80^\circ$	$90^\circ$
$f \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$	0	2,5	5,0	7,3	9,4	11,2	12,6	13,7	14,4	14,6

Συνεπώς με βάση τη σχέση 7.3.2 για  $\Phi=30^\circ$  και  $v = 10\text{m/sec}$  έχουμε:  $F_c=0,73 \times 10^{-3} \text{ N/Kgr}$  ή  $\text{m/sec}^2$

ενώ για  $\Phi=60^\circ$  και  $v=10\text{m/sec}$  έχουμε:

$$F_c = 1,26 \times 10^{-3} \text{ N/Kgr ή m/sec}^2$$

Αρα τα μέτρα των δυνάμεων  $F_c$ ,  $F_{px}$ ,  $F_{py}$  (της προηγούμενης παραγράφου), σε πολλές περιπτώσεις, μπορεί και να είναι ίσα και έτσι να αλληλοεξουδετερώνονται.

#### 4. Η Δύναμη της Τριβής

Στην Μετεωρολογία με τον όρο αυτόν αναφερόμαστε: **α)** στην επιφανειακή τριβή ολισθήσεως, που είναι η δύναμη που αντισταθεί, γενικά, στην κίνηση του αέρα πάνω στο έδαφος και **β)** στην “εσωτερική τριβή” ή “δύναμη ιξώδους” που είναι η δύναμη που αντισταθεί, φυσικά, και αυτή στην κίνηση αλλά προκύπτει όμως σαν αποτέλεσμα της ολσθήσεως μεταξύ τους, των διαφόρων στρωμάτων του ατμοσφαιρικού αέρα καθ’ ύψος, όταν έχουν διαφορετικές ταχύτητες.

Η επιφανειακή τριβή ολισθήσεως, όπως είναι γνωστό από τη Φυσική, είναι ανάλογη της ταχύτητας του αέρα ( $f = kv$ ) όταν φυσικά, αυτή δεν υπερβαίνει ορισμένο όριο.

Η εσωτερική τριβή εξαρτάται, κυρίως, από τον ρυθμό μεταβολής της ταχύτητας του ανέμου καθ' ύψος ( $\partial u / \partial z$ ) (wind shear) και δίδεται από τη σχέση:

$$F_r = \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad \text{όπου: } \nu \text{ κινηματικός συντελεστής ιξώδους}$$

Η δύναμη αυτή παρουσιάζει ενδιαφέρον μόνο σ' ένα λεπτό στρώμα αέρος, κοντά στο έδαφος, όπου συνήθως το shear του ανέμου είναι πολύ μεγάλο.

## **5. Η Φυγόκεντρη Δύναμη Αδράνειας και η Κεντρομόλος Δύναμη**

Όπως είναι γνωστό από τη Φυσική, οι δύο αυτές δυνάμεις είναι ίσες και αντίθετες και εμφανίζονται μόνο κατά την περιστροφική, καμπυλόγραμμη κίνηση των σωμάτων.

Η Φυγόκεντρη δύναμη θεωρείται ως υπαρκτή δύναμη μόνο από τον παρατηρητή που συμμετέχει στην κίνηση, δηλ. που συνδέεται με το κινούμενο σύστημα αναφοράς, ενώ η δεύτερη στην αντίθετη περίπτωση.

Στην μετεωρολογία χρησιμοποιείται περισσότερο η έννοια της Φυγοκέντρου δυνάμεως  $F_\varphi$ .

Σε ότι αφορά το μέτρο της δύναμης αυτής, για  $m=1$  ισχύει

$$F_\varphi = \frac{v^2}{r} = \omega^2 r \quad 7.5.1$$

όπου  $v$  η γραμμική ταχύτητα του αέρα

$\omega$  η γωνιακή ταχύτητά του και

$r$  η ακτίνα καμπυλότητας της περιστροφικής κίνησης.

Στην πράξη, η  $F$  συγκρινόμενη με τις  $F_{px}$  και  $F_c$  είναι σημαντικά μικρότερη. Για παράδειγμα με  $r=1000$  Km και  $v=10$ m/sec η 7.5.1 δίδει:

$$F_\varphi = 0,1 \times 10^{-3} \text{ N/Kgr ή m/sec}^2$$

δηλ. η τυπική αυτή τιμή της  $F_\varphi$  είναι περίπου το 1/10 των αντίστοιχων τιμών των  $F_{px}$  και  $F_c$ .

## **7.3. Εξισώσεις κινήσεως**

Σύμφωνα με τα παραπάνω η δεμελιώδης εξίσωση της Δυναμικής (δεύτερος Νόμος του Νεύτωνα) για τμήμα αέρος μάζας ίσης με την μονάδα ( $m=1$ ) γράφεται:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} - 2\vec{\omega} \times \vec{v} + \vec{F}_T \quad 7.6.1$$

Το πρώτο μέλος της 7.6.1 εκφράζει την επιτάχυνση του κινούμενου τμήματος αέρος. Στο δεύτερο μέλος, ο πρώτος όρος εκφράζει τη δύναμη της βαροβαθμίδας, ο δεύτερος όρος τη δύναμη της βαρύτητας, ο τρίτος όρος τη δύναμη της Coriolis και ο τέταρτος όρος τη δύναμη της τριβής.



Αναλύοντας, τη σχέση 7.6.1 στις τρεις διαστάσεις και θεωρώντας, τα μέτρα των επιμέρους ανυσμμάτων, αν  $u$ ,  $v$  και  $w$  είναι οι συνιστώσες της ταχύτητας του αέρα κατά τους άξονες  $x$ ,  $y$ ,  $z$  έχουμε:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + fv - ew + F_{Tx} \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{Ty} \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} + ew - g + F_{Tz} \end{aligned} \quad 7.6.2$$

όπου  $f = 2\omega\eta\mu\varphi$  και  $e = 2\omega\sigma\eta\mu\varphi$

Οι όροι:  $eu$ ,  $ew$ , και  $F_{Tz}$ , κάτω από τις πραγματικές μετεωρολογικές συνθήκες, μπορούν να θεωρηθούν αμελητέοι, καθώς επίσης και  $dw/dt \rightarrow 0$ . Το σύστημα των εξισώσεων 7.6.2 μπορεί να γραφτεί:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_{Tx} \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{Ty} \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} - g \end{aligned} \quad 7.6.3$$

Προφανώς οι δύο πρώτες εξισώσεις του συστήματος 7.6.3 αναφέρονται στην οριζόντια στρωτή ροή του ρευστού (εξισώσεις Navier–Stokes) ενώ η τρίτη στην κατακόρυφη ροή (Υδροστατική εξίσωση).

Σημειώνεται ότι το παραπάνω σύστημα των τριών εξισώσεων χρησιμοποιείται περισσότερο σε προβλήματα όπου η οριζόντια κλίμακα δεν είναι πολύ μεγάλη. Για προβλήματα μεγάλης οριζόντιας κλίμακας προτιμάται το σύστημα των σφαιρικών συντεταγμένων, όπου υπεισέρχονται και οι παράμετροι του γεωγρ. μήκους  $\lambda$  και γεωγρ. πλάτους  $\varphi$ .

#### 7.4. Εξισορροπούμενες κινήσεις

Είναι γνωστό ότι όταν οι δρώσες δυνάμεις πάνω στο θεωρούμενο ρευστό (αέρας) έχουν ανυσματικό άθροισμα μηδέν, τότε το ρευστό αυτό ή θα ηρεμεί ή θα κινείται ισοταχώς. Μια τέτοια κίνηση την ονομάζουμε εξισορροπούμενη.

Ας θεωρήσουμε καταρχήν την περίπτωση της κατακόρυφης κίνησης, οπότε έχουμε  $dw/dt = 0$ . Από την τρίτη εξίσωση του συστήματος 7.6.3 στην προκειμένη περίπτωση προκύπτει:

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} = g \quad \text{ή} \quad \partial p = -\rho g dz$$

Με άλλα λόγια, η ισορροπία ή ισοταχής κίνηση στην ατμόσφαιρα, κατά την κατακόρυφη έννοια, είναι αποτέλεσμα της εξισορρόπησης των δύο δυνάμεων:  $g$  και  $F_{pz}$ .

Όταν μεταξύ των δύο αυτών δυνάμεων υπάρχει ανισότητα τότε εκδηλώνονται κατακόρυφες επιταχυνόμενες κινήσεις.

Στην περίπτωση όμως μη ήρεμης ατμόσφαιρας τότε μεταξύ των άλλων δρουν και οι οριζόντιες συνιστώσες της δυνάμεως βαροβαθμίδας ( $F_{px}$ ,  $F_{py}$ ) οι οποίες δεν αντισταθμίζονται από την δύναμη της βαρύτητας.

Κάτω από τέτοιες συνθήκες ο αέρας θα κινείται οριζόντια και προς τη διεύθυνση των χαμηλών πιέσεων.

Συνεπώς, οι οριζόντιες μετακινήσεις του αέρα, δηλ. οι άνεμοι, οφείλουν τη δημιουργία τους κυρίως στις οριζόντιες αυτές συνιστώσες της δυνάμεως βαροβαθμίδας.

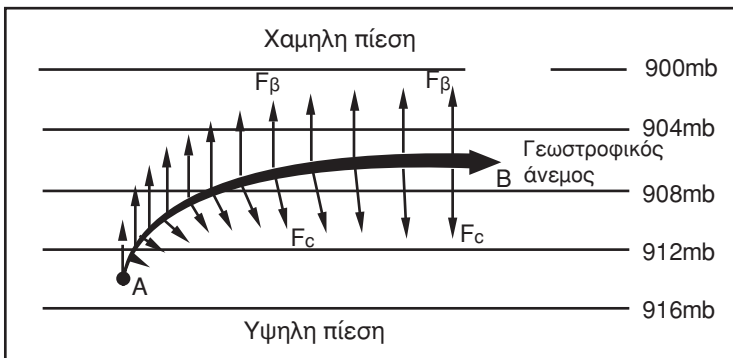
## ΣΥΝΟΠΤΙΚΟΙ ΑΝΕΜΟΙ

### 7.5. Γεωστροφικός άνεμος

Θεωρήσουμε μια γεωγραφική περιοχή όπου η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης κατά την οριζόντια έννοια είναι όπως περιγράφεται στο Σχ. 7.8.1. Μια τέτοια, βέβαια, κατανομή είναι ρεαλιστική όταν αναφερόμαστε στην ελεύθερη ατμόσφαιρα και πάνω από το λεγόμενο “στρώμα τριβής”. Σε μια τέτοια περίπτωση, για την οριζόντια και ευθύγραμμη ροή του αέρα μπορούμε να θεωρήσουμε ως αμελητέα τη δύναμη της τριβής ( $F=0$ ), οπότε οι δυνάμεις που υπεισέρχονται στην οριζόντια αυτή κίνηση είναι: Η δύναμη της βαροβαθμίδας  $F_B$  και η δύναμη Coriolis  $F_c$ .

Όπως φαίνεται στο Σχ. 7.8.1 όταν ένα δείγμα αέρος αναχωρεί από το αρχικό σημείο Α (αρχικά με μοναδικό αίτιο την δύναμη  $F_B$ ) στη διαδρομή του επιταχύνεται λόγω των δυνάμεων  $F_B$  και  $F_c$ . Το μέτρο της  $F_c$  που αρχικά ήταν μηδέν, στη συνέχεια αυξάνει, καθότι το δείγμα αυτό του αέρα αποκτά ταχύτητα.

Όμως, όπως έχουμε ήδη πει, ο ρόλος της δύναμης αυτής είναι να εκτρέπεται τα κινούμενα σώματα προς τα δεξιά της κίνησης τους (Β. ημισφαίριο) πράγμα που φαίνεται καθαρά στο Σχ. 7.8.1.



Σχ. 7.8.1 Ο γεωστροφικός άνεμος.

Προφανώς, έρχεται στιγμή (σημείο Β) που το θεωρούμενο αυτό δείγμα αέρος κινείται παράλληλα προς τις ισοβαρείς και με σταθερή ταχύτητα. Η ισотаκής πλέον αυτή κίνηση έχει σαν βασική προϋπόθεση την ισορροπία-ισοζύγιο των δύο αυτών δυνάμεων  $F_B$  και  $F_c$ .

Ο άνεμος αυτός (ροή) που προκύπτει ως αποτέλεσμα της τέλει ισορροπίας μεταξύ των δυνάμεων, βαροβαθμίδας και Coriolis, ονομάζεται **Γεωστροφικός**. Και γενικότερα μια τέτοια ροή ονομάζεται **γεωστροφική ροή**.

Αποδεικνύεται ότι, στα μέσα τουλάχιστον γεωγρ. πλάτη, οι δύο αυτές δυνάμεις έχουν την ίδια τάξη μεγέθους και άρα η ισορροπία μεταξύ των δύο αυτών δυνάμεων αποτελεί ρεαλιστική προσέγγιση για την ελεύθερη ατμόσφαιρα.

Στους χάρτες καιρού επιφάνειας μπορούμε να χρησιμοποιούμε την έννοια του γεωστροφικού ανέμου μόνο εκεί όπου το πεδίο των ισοβαρών είναι ομογενές. Κάτι τέτοιο συμβαίνει, κυρίως, πάνω από θάλασσες και ωκεανούς όπου η δύναμη της τριβής ελαχιστοποιείται.

Τα παραπάνω (Σχ. 7.8.1) σχετίζονται και με τον πρακτικό κανόνα του Ολανδού μετεωρολόγου Buys-Ballott (1957) που λέει ότι: Όταν στεκόμαστε σε κάποια θέση (Β. ημισφαίριο), δεχόμενοι κατά πρόσωπο την πνοή του ανέμου, θα έχουμε τότε τις χαμηλές πιέσεις δεξιά μας και τις υψηλές αριστερά μας.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, για το μέτρο της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου ( $U_g$ ), ισχύουν τα εξής:

$$|F| = |F_c| \quad \text{ή} \quad \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} = 2\omega u_g \eta \mu \varphi \quad \text{και}$$

$$u_g = \frac{1}{2\rho \omega \eta \mu \varphi} \cdot \frac{\delta p}{\delta n} \quad \text{ή}$$

$$\boxed{u_g = \frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\delta p}{\delta n}} \quad 7.8.1$$

και

$$\boxed{F_B = f u_g} \quad 7.8.2$$

όπου  $f$ : η Coriolis παράμετρος,

$\rho$ : η πυκνότητα του αέρα και

$\frac{\delta p}{\delta n}$ : η οριζόντια βαθμίδα της πίεσεως κατά μήκος της καδέτου προς τις ισοβαρείς.

Επειδή  $\rho$  και  $\omega$  είναι σταθερά, η  $u_g$  για ορισμένο γεωγρ. πλάτος  $\varphi$ , είναι συνάρτηση της ποσότητας  $\frac{\delta p}{\delta n}$ . Οσο δηλ. πυκνότερες είναι οι ισοβαρείς (δη μικρό) τόσο μεγαλύτερη θα είναι η  $u_g$ .

Από την 7.8.1 προκύπτει επίσης ότι η  $u_g$  ελαττώνεται όσο αυξάνει το γεωγρ. πλάτος ( $f = 2\eta\mu\phi$ ) με  $\frac{\partial p}{\partial n} = \text{σταθ.}$

Στον Ισημερινό, φυσικά, όπου  $\Phi = 0$  έχουμε:  $f = 0$ , και  $F_c = 0$ , οπότε εκεί ο γεωστροφικός άνεμος δεν έχει έννοια. Επιπλέον, αν υποθέσουμε ότι η ροή αυτή γίνεται κατά μήκος παραλλήλων κύκλων της Γης, τότε επειδή εκεί  $p$  και  $f$  παραμένουν σταθερά για να είναι  $u_g = \text{σταθ.}$  θα πρέπει:  $\partial p / \partial n = \text{σταθ.}$  Δηλ., με άλλα λόγια, θα πρέπει οπωσδήποτε το πεδίο των ισοβαρών να είναι ομογενές.

Η παρατήρηση δείχνει ότι ο γεωστροφικός άνεμος, ο οποίος δεν μετρείται, φυσικά, με ανεμόμετρα αλλά απλά είναι “θεωρητικός” άνεμος, (υπολογίζεται με βάση τη σχέση 7.8.1) προσεγγίζει τον πραγματικό άνεμο ικανοποιητικά. Η προσέγγιση αυτή είναι καλύτερη πάνω από θάλασσες, ωκεανούς και στην ελεύθερη ατμόσφαιρα όπου η δύναμη της τριβής ελαχιστοποιείται.

Η διανυσματική διαφορά του γεωστροφικού ανέμου από τον πραγματικό ονομάζεται **αγεωστροφικός άνεμος**.

Αναλυτικότερα, με βάση τις δύο πρώτες εξισώσεις του συστήματος 7.6.3, για τα μέτρα των συνιστωσών  $u_g$ ,  $v_g$  του γεωστροφικού ανέμου ισχύει:

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\partial p}{\partial y} \quad 7.8.3$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \quad 7.8.4$$

Επομένως, το άνυσμα της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου θα προσδιορίζεται από τη σχέση:

$$\vec{V}_g = \frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \vec{\nabla} p \quad 7.8.5$$

Δηλ. το άνυσμα  $\vec{V}_g$  είναι παράλληλο προς τις ισοβαρείς έχοντας αριστερά του τις χαμηλές πιέσεις και δεξιά του τις υψηλές.

## 7.6. Ισοβαρικές επιφάνειες και γεωστροφικός άνεμος

Όπως είναι γνωστό στις ισοβαρικές επιφάνειες (χάρτες καιρού ελεύθερης ατμόσφαιρας) αντί του  $\partial p$  έχουμε  $\partial z$ , δηλ. αντί των ισοβαρών έχουμε τις ισοϋψείς γραμμές.

Στην προκειμένη περίπτωση, επειδή  $\partial p = -\rho g \partial z$  η 7.8.1 γράφεται

$$\boxed{u_g = \frac{g}{f} \cdot \frac{\partial z}{\partial n}} \quad 7.9.1$$

και σε διανυσματική μορφή:  $\vec{V}_g = \frac{g}{f} \vec{k} \times \vec{\nabla}_p z \quad 7.9.2$

Η ποσότητα  $\delta z/\delta \rho$  εκφράζει την κλίση της ισοβαρικής επιφάνειας και δίνει την βαθμίδα μεταβολής του ύψους μιας ισοβαρικής επιφάνειας κατά διεύθυνση κάθετο προς τις υσοΐψεις καμπύλες της ισοβαρικής αυτής επιφάνειας.

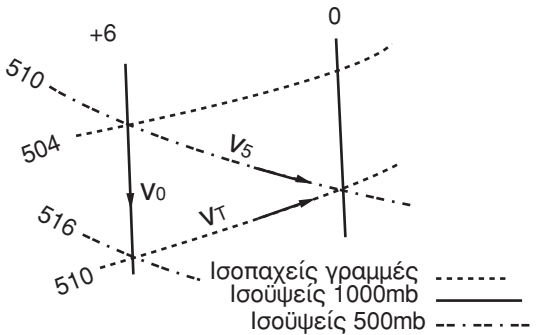
Παρατηρούμε ότι στην 7.9.1 δεν υπεισέρχεται η πυκνότητα  $\rho$ .

Αυτό αποτελεί ένα ακόμα επείρημα στο γιατί, ορθά, χρησιμοποιούμε, στην καθημερινή πρακτική της ανάλυσης του καιρού, τις διάφορες ισοβαρικές επιφάνειες.

Προφανώς, και στην προκειμένη περίπτωση, χρησιμοποιούμε τη σχέση 7.9.1 για τον υπολογισμό του γεωστροφικού ανέμου, μόνο εκεί όπου, πάνω στους χάρτες καιρού, το πεδίο των ισοΐψων είναι ομογενές.

### 7.7. Κατακόρυφη μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου (Θερμικός Άνεμος)

Θεωρήσουμε δύο βασικές ισοβαρικές επιφάνειες π.χ. των 1000 mb και των 500 mb (Σχ. 7.10.1)



Σχ. 7.10.1 Ο Θερμικός άνεμος.

Και στις δύο αυτές περιπτώσεις ο γεωστροφικός άνεμος  $v_1$  και  $v_5$  αντίστοιχα, πνέει κατά μήκος των ισοΐψων που είναι, φυσικά, και ισοβαρείς.

Φαίνεται, λοιπόν, ότι η ανυσμαιτική διαφορά (Σχ. 7.10.1) μεταξύ των δύο αυτών ανυσμάτων θα είναι ένας άλλος άνεμος που πνέει κατά μήκος των ισοπαχών γραμμών.

Ο νέος αυτός άνεμος ονομάζεται **θερμικός** (Thermal wind).

Ο **θερμικός** δηλ. άνεμος είναι η ανυσμαιτική διαφορά των γεωστροφικών ανέμων δύο ισοβαρικών επιφανειών.

Σε ότι αφορά την ταχύτητα του θερμικού ανέμου,  $v_T$  ισχύουν τα παρακάτω:

$$\vec{V}_T = \vec{V}_5 - \vec{V}_0 = \Delta \vec{u}_g = \frac{g}{f} \vec{k} \cdot \nabla_{\rho} z_5 - \frac{g}{f} \vec{k} \cdot \nabla_{\rho} z_1 \quad \eta$$

$$V_T = \frac{g}{f} \vec{k} \cdot \nabla_{\rho} (\Delta z) \quad 7.10.1$$

$$\text{και επειδή} \quad \Delta z = \frac{R_a}{g} \bar{T} \ln \frac{P_1}{P_5} \quad 7.10.2$$

η 7.10.1 γράφεται:

$$\begin{aligned} \vec{V}_T &= \frac{g}{f} \vec{k} \cdot \vec{\nabla}_p \left( \frac{R_a}{g} \bar{T} \ln \frac{P_1}{P_2} \right) \\ \vec{V}_T &= \frac{R_a}{f} \ln \frac{P_1}{P_5} \vec{k} \cdot \vec{\nabla}_p \bar{T} \end{aligned} \quad 7.10.3$$

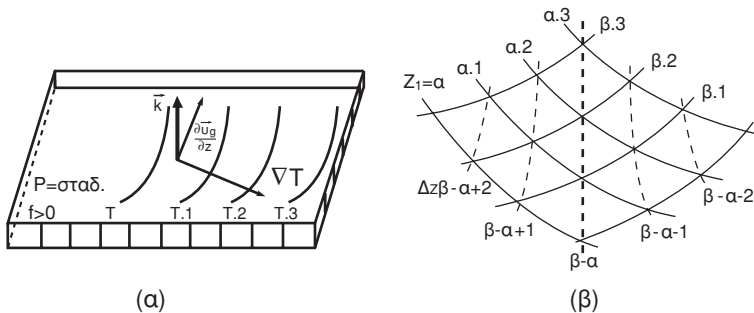
Οπου  $\nabla_p$  σημαίνει παραγωγή σε ισοβαρική επιφάνεια ( $p = \text{σταθ.}$ ) Δηλ. το  $\nabla_p \bar{T}$  αναφέρεται στην οριζόντια θερμοβαθμίδα της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος ( $\Delta z$ ) μεταξύ των δύο αυτών ισοβαρικών επιφανειών.

$$\text{Και επειδή} \quad \ln \frac{P_1}{P_2} = \frac{g}{R_a} \cdot \frac{\Delta z}{\bar{T}} \quad (\text{σχέση 7.10.2})$$

$$\text{η 7.10.3 ακόμη γράφεται:} \quad \vec{V}_T = \frac{g}{f} \cdot \frac{\Delta z}{\bar{T}} \vec{k} \cdot \vec{\nabla}_p \quad 7.10.4$$

$$\text{Ισχύει:} \quad \frac{\partial u_g}{\partial z} = \lim \frac{\Delta u_g}{\Delta z} = \frac{\vec{V}_T}{\Delta}$$

$$\text{Έτσι προκύπτει:} \quad \frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{f \bar{T}} \vec{k} \cdot \vec{\nabla}_p T \quad 7.10.5$$

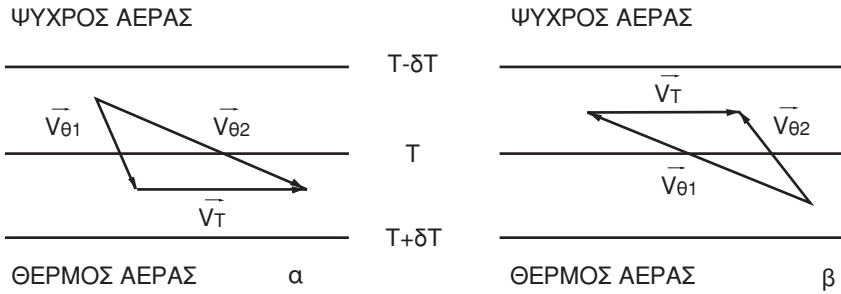


Σχ. 7.10.2 α) Ανυσματική παράσταση της σχ. 7.10.5 β) Χάραξη ισοπαχών

Στο Σχ. 7.10.2 απεικονίζεται διανυσματικά η σχέση 7.10.5.

Όπως παρατηρούμε, ο θερμικός άνεμος  $v_T$  πνέει παράλληλα προς τις ισόθερμες καμπύλες (δηλ. τις ισοπαχείς) έχοντας πάντα το θερμό αέρα προς τα δεξιά.

Έτσι, προκύπτει ο εξής εμπειρικός, χρήσιμος κανόνας: Στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, κατά φορά αντίθετη των δεικτών του ωρολογίου (αυτό τεκμηριώνεται με την μελέτη των χαρτών καιρού διαφόρων ισοβαρικών επιφανειών) σημαίνει μεταφορά κρύου αέρα (**ψυχρή μεταφορά**) (Σχ. 7.10.3α). Ενώ η καθ' ύψος αυτή στροφή κατά τη φορά των δεικτών του ωρολογίου σημαίνει μεταφορά θερμού αέρα (**θερμή μεταφορά**) (Σχ. 7.10.3α)



Σχ. 7.10.3

Για τον υπολογισμό του μέτρου της ταχύτητας του θερμικού ανέμου χρησιμοποιείται ευρέως η σχέση:

$$V_T = \frac{g}{f \bar{T}} \cdot \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta n} \Delta z \quad 7.10.6$$

όπου  $\frac{\Delta \bar{T}}{\Delta n}$  η οριζόντια θερμοβαθμίδα της μέσης θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού στρώματος πάχους  $\Delta z$ .

Επιπλέον, είναι γνωστό (κατά Petersen) ότι ο βαθμός βαροκλιλικότητας στην ατμόσφαιρα δίνεται από το γινόμενο του μέτρου του διανύσματος της ταχύτητας του θερμικού ανέμου ( $v_T$ ) επί την Coriolis παραμέτρο  $f$  δηλ. το

$$f |V_T| .$$

Με άλλα λόγια, ισχυρός θερμικός άνεμος σημαίνει, καταρχήν, μεγάλη τιμή στην οριζόντια θερμοβαθμίδα και άρα ισχυρή βαροκλιλικότητα.

Σε μια βαροτροπική ατμόσφαιρα (δηλ. ιδανική ατμόσφαιρα όπου η πυκνότητα του αέρα  $\rho$  σε κάθε σημείο είναι μονοσήμαντη συνάρτηση της πίεσης  $P$ ) ισχύει:

$$\nabla_p T = 0$$

Συνεπώς, με βάση τη σχέση 7.10.5 προκύπτει ότι  $\partial v_g / \partial z = 0$ ,  $v_g = \text{σταθ.}$  καθ' ύψος, άρα στην προκειμένη περίπτωση ο θερμικός είναι μηδέν. Με άλλα λόγια, σε μια βαροτροπική ατμόσφαιρα (όπου οι ισοβαρικές και ισοπυκνες επιφάνειες συμπίπτουν), ούτε μεταβολή του  $v_g$  έχουμε καθ' ύψος, ούτε υπάρχει θερμικός άνεμος ( $v_T$ ).

## 7.8. Ομογενές πεδίο ισοβαρών – Άνεμος τριβής

Στην επιφάνεια του εδάφους, όπου η δύναμη της τριβής  $F_T$  δεν είναι αμελητέα, ο άνεμος, συνήθως, δεν πνέει κατά μήκος των ισοβαρών (πάνω στον χάρτη καιρού) όπως υπαγορεύει η θεώρηση του γεωστροφικού ανέμου, αλλά σχηματίζει μεγάλη, πολλές φορές, γωνία με τις ισοβαρείς.

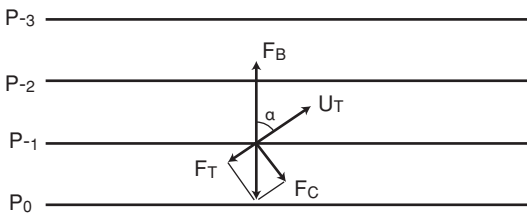
Με τη θεώρηση, λοιπόν, της δύναμης τριβής ( $F_T$ ) μέσα σε ένα ομογενές πεδίο ισοβαρών (χάρτης καιρού) η απαραίτητη προϋπόθεση για να έχουμε σταθερή ροή είναι:

Το ανυσομακτικό άθροισμα των δυνάμεων  $F_B$ ,  $F_C$ ,  $F_T$  να είναι μηδέν.

Όπως φαίνεται στο Σχ. 7.11.1 στην προκειμένη περίπτωση ισχύουν οι σχέσεις:

$$\begin{aligned}\vec{F}_B &= \vec{F}_C + \vec{F}_T \quad \text{ή} \\ (f u_g)^2 &= (f u_T)^2 + (k u_T)^2\end{aligned}\quad 7.11.1$$

όπου  $u_T$  η ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια του εδάφους που στην προκειμένη περίπτωση ονομάζεται “**άνεμος τριβής**”.



Σχ. 7.11.1

Επίσης ισχύει:

$$\varepsilon\phi\alpha = \frac{F_C}{F_T} = \frac{f u_T}{k u_T} \quad k = f \sigma\phi\alpha$$

και η 7.11.1 γράφεται:

$$f^2 u_g^2 = f^2 u_T^2 + f^2 \cdot \sigma\phi^2 \alpha u_T^2 \quad \text{ή}$$

$$u_g^2 = u_T^2 (1 + \sigma\phi^2 \alpha) \quad \text{ή}$$

$$u_T = u_g \frac{1}{\sqrt{1 + \sigma\phi^2 \alpha}}$$

Η 7.11.2 δίνει το μέτρο της ταχύτητας του ανέμου τριβής σ'ένα ομογενές πεδίο ισοβαρών.

Σημειώνεται ότι πάνω από θάλασσες όπου  $\alpha = 85^\circ$ , έχουμε  $\sigma\phi\alpha = 0,09$  άρα  $\frac{1}{\sqrt{1 + 0,09^2}}$  οπότε από την 7.11.2 προκύπτει  $u_T \approx u_g$ , ο γεωστροφικός δηλ. άνεμος  $u_g$ , στην περίπτωση αυτή, είναι πολύ καλή προσέγγιση του πραγματικού ανέμου  $u_T$ .

Πάνω από την ξηρά έχουμε, συνήθως,  $\alpha = 40^\circ$  ή  $50^\circ$  οπότε εκεί, οι αποκλίσεις μεταξύ γεωστροφικού και πραγματικού ανέμου είναι μεγαλύτερες.



## 7.9. Άνεμος βαροβαθμίδας

Από την μελέτη των χαρτών καιρού επιφάνειας, και ελεύθερης ατμόσφαιρας, είναι προφανές ότι τα πεδία των ισοβαρών-ισοϋψών γραμμών κατά πλειοψηφία δεν είναι ομογενή. Με άλλα λόγια ο αέρας, γενικά, δεν κινείται ευθύγραμμα αλλά ακολουθεί, συνήθως, καμπύλη τροχιά. Συνεπώς, όταν μελετούμε την καμπυλόγραμμη κίνησή του πρέπει να θεωρούμε εκτός των δυνάμεων  $F_B$ ,  $F_C$ ,  $F_T$  και την φυγόκεντρο φύναμη  $F_\varphi$ . Η εξισορροπούμενη ( $u=σταθ.$ ) όμως αυτή κίνηση για τον παρατηρητή που συμμετέχει στην κίνηση, προϋποθέτει την ισορροπία των παραπάνω δυνάμεων.

Στην περίπτωση λοιπόν αυτή, αν θεωρήσουμε  $F_T = 0$ , ο άνεμος που φυσά, ως αποτέλεσμα της τέλει ισορροπίας των τριών δυνάμεων:  $F_B$ ,  $F_C$ ,  $F_\varphi$  ονομάζεται άνεμος βαροβαθμίδας (gradient wind).

Παρακάτω θα εξετάσουμε τον άνεμο αυτόν σε δύο βασικούς τύπους ροής.

(α) Την περίπτωση ροής με φορά αντίθετη των δεικτών του ωρολογιού (Κυκλωνική ροή) και

(β) Την περίπτωση ροής με φορά αυτή των δεικτών του ωρολογιού (Αντικυκλωνική ροή).

### (α) Κυκλωνική ροή – Υφειακές καταστάσεις

Στο Σχ. 7.12.1α απεικονίζεται, γραφικά η ισορροπία των δυνάμεων  $F_B$ ,  $F_C$  και  $F_\varphi$ , για την περίπτωση ενός βαρομετρικού χαμηλού-ύφεσης.

Η σημειούμενη φορά της δυνάμεως  $F_B$ , προς το κέντρο της τροχιάς όπου η χαμηλότερη πίεση, δικαιολογείται από τον ορισμό της. Επίσης, από τον ορισμό της δικαιολογείται και η φορά της  $F_\varphi$ . Σε ότι αφορά τώρα, τη φορά της  $F_C$ : επειδή, στις υφέσεις, ισχύει σχεδόν πάντοτε  $F_B > F_\varphi$  και είναι πολύ ρεαλιστική η σχέση  $F_B = F_C + F_\varphi$ , εξυπακούεται έτσι και η σημειούμενη φορά της  $F_C$ .

Επειδή όμως η  $F_C$  δρα πάντοτε προς τα δεξιά της κίνησης (Β.Ημισφαίριο) δικαιολογείται έτσι και η σημειούμενη φορά (Σχ.7.12.1) της ταχύτητας του ανέμου βαροβαθμίδας  $u_L$ .

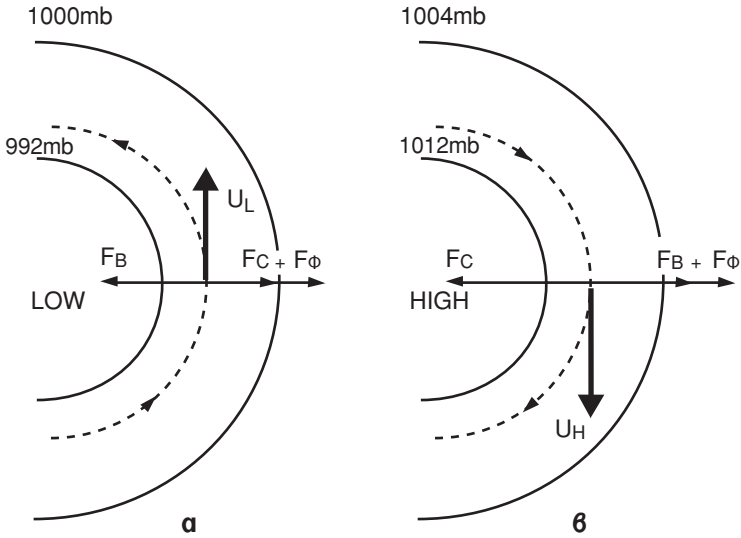
Με άλλα λόγια εξηγείται έτσι το γιατί στις υφέσεις ο άνεμος περιστρέφεται κατά φορά αντίθετη των δεικτών του ωρολογιού, στο Β. Ημισφαίριο.

Στην προκειμένη περίπτωση, σύμφωνα με τα παρακάτω ισχύουν οι σχέσεις:

$$\vec{F}_B = \vec{F}_C + \vec{F}_\varphi \quad \acute{\eta} \quad |F_B| = |F_C| + |F_\varphi|$$

Θεωρώντας τα μέτρα των δυνάμεων αυτών έχουμε:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r} = f u_L + \frac{u_L^2}{r} \quad 7.12.1$$



Σχ. 7.12.1 Το ισοζύγιο δυνάμεων στην περίπτωση του ανέμου βαροβαθμίδας: **α)** για την Ύφεση και **β)** για Αντικυκλώνα.

Η 7.12.1 είναι εξίσωση 2ου βαθμού ως προς  $u_L$  και ως λύσεις έχουμε:

$$u_L = -\frac{f r}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r}} \tag{7.12.2}$$

Μεταξύ των δύο αυτών λύσεων δεκτή λύση, με φυσική σημασία είναι η

$$u_L = -\frac{f r}{2} + \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r}} \tag{7.12.3}$$

και αυτό γιατί: αν π.χ. θεωρήσουμε την οριακή περίπτωση  $\delta p / \delta r = 0$ , δηλ. μηδενική βαροβαθμίδα, τότε θα πρέπει να δεχθούμε και  $u_L = 0$  (άπνοια) οπότε η σχέση 7.12.2 τότε γράφεται:

$$0 = -\frac{f r}{2} \pm \frac{f r}{2} \tag{7.12.4}$$

Προφανώς η 7.12.4 ισχύει μόνο όταν θεωρήσουμε το πρόσημο (+).

**α) Σύγκριση των τιμών: του ανέμου βαροβαθμίδας ( $u_L$ ) και του γεωστροφικού ανέμου ( $U_g$ )**

Επειδή  $u_g = \frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\delta p}{\delta r}$  ή  $f u_g = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r} = F_B$  η 7.12.1 γράφεται

$$f u_g = f u_L + \frac{u_L^2}{r} \quad \text{και}$$

$$\boxed{u_g = u_L + \frac{u_L^2}{f r}} \tag{7.12.5}$$

Από την 7.12.5 προκύπτει  $u_g > u_L$ , πράγμα που σημαίνει ότι η θεώρηση

στην προκειμένη περίπτωση του  $u_g$  αντί του  $u_L$  αποτελεί υπερεκτίμηση. Βέβαια, μακριά από το κέντρο του βαρομετρικού χαμηλού–υφους, όπου ο όρος  $u_L^2/fg$  μπορεί να θεωρηθεί αμελητέος ισχύει:  $u_g \approx u_L$

### β) Αντικυκλωνική ροή – Αντικυκλωνικές καταστάσεις

Σχο Σχ.. 7.12.2 απεικονίζεται η ισορροπία των δυνάμεων  $F_B$ ,  $F_c$  και  $F_\phi$  για την περίπτωση ενός βαρομετρικού υψηλού –αντικυκλώνα.

Η σημειούμενη φορά των δυνάμεων  $F_B$  και  $F_\phi$  (ως ανύσματα) δικαιολογείται από τον ορισμό τους. Στις περιπτώσεις αυτές, εξάλλου, είναι πολύ ρεαλιστική η κατάσταση με:  $F_c = F_B + F_\phi$  και έτσι δικαιολογείται και η σημειούμενη φορά των ανυσμάτων  $F_c$  και  $u_H$ .

**Δικαιολογείται έτσι, λοιπόν, και εδώ το γιατί στους αντικυκλώνες, γενικά, η ροή είναι κατά την φορά των δεικτών του ωρολογιού, στο Β. ημισφαίριο.**

Με βάση το Σχ. 7.12.2 ισχύουν οι σχέσεις:

$$|F_c| = |F_B| + |F_\phi| \quad \text{ή}$$

$$f_{u_H} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r} + \frac{u_H^2}{r} \quad 7.12.6$$

Η 7.12.6 είναι εξίσωση 2ου βαθμού ως προς  $u_H$  και ως λύσεις έχουμε:

$$u_H = \frac{f r}{2} \pm \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r}} \quad 7.12.7$$

Αν π.χ. θεωρήσουμε την οριακή περίπτωση:  $\frac{\delta p}{\delta r} = 0$ , δηλ. μηδενική βαροβαθμίδα, τότε θα πρέπει να δεχθούμε και  $u_H = 0$ , (άπνοια), οπότε η σχέση 7.12.7 θα γράφεται:

$$0 = \frac{f r}{2} \pm \frac{f r}{2} \quad 7.12.8$$

Προφανώς, η 7.12.8 ισχύει μόνο όταν θεωρήσουμε το πρόσημα (-). Ετσι δεκτή λύση, με φυσική σημασία της 7.12.7 είναι η

$$u_H = \frac{f r}{2} - \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r}} \quad 7.12.9$$

Για να έχει όμως έννοια η ισότητα 7.12.9 πρέπει η υπόριζος ποσότητα να είναι θετική, δηλαδή:

$$\frac{f^2 r^2}{4} \geq \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r}$$

$$\left| \frac{\delta p}{\delta r} \right| \leq \frac{f^2 \rho}{4} \cdot r \quad 7.12.10$$

Από την 7.12.10 προκύπτει ότι στους αντικυκλώνες η απόλυτη τιμή της βα-

ροβαθμίδας, είναι γραμμική συνάρτηση της απόστασης  $r$  από το κέντρο του αντικυκλώνα.

Αυτό ερμηνεύει πολύ καλά το γεγονός ότι οι παρατηρούμενοι, στην περιοχή του κέντρου του αντικυκλώνα, άνεμοι είναι σχετικά ασθενείς. Γιατί, καθώς, το  $r$  γίνεται εκεί μικρό, η βαροβαθμίδα  $\delta p/\delta r$ , σύμφωνα με την 7.12.10, οφείλει να γίνει επίσης πολύ μικρή, πράγμα που σημαίνει ότι ο άνεμος που ουσιαστικά ρυθμίζεται από αυτή, θα είναι ασθενής.

Σης υφέσεις, βέβαια, δεν υπάρχει το παραπάνω κριτήριο (σχέση 7.12.10) και άρα η βαροβαθμίδα και οι άνεμοι, στην περιοχή του κέντρου, μπορεί να είναι και συχνά είναι, πολύ ισχυροί.

### β1) Σύγκριση των τιμών του γεωστροφικού ανέμου $u_g$ και του ανέμου βαροβαθμίδας $u_H$

$$\text{Επειδή } u_g = \frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\delta p}{\delta r} \quad \text{ή} \quad f u_g = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r} = F_B \quad \text{η 7.12.6}$$

$$\text{γράφεται:} \quad f u_H = f u_g + \frac{u_H^2}{r}$$

$$\text{και} \quad \boxed{u_g = u_H - \frac{u_H^2}{f r}} \quad 7.12.11$$

Από την 7.12.11 προκύπτει ότι  $u_g < u_H$ .

Δηλ. στους αντικυκλώνες ο γεωστροφικός άνεμος αποτελεί υποεκτίμηση του πραγματικού ανέμου. Ειδικότερα, προς το κέντρο του αντικυκλώνα όπου ο όρος  $u_H^2/rf$  είναι σχετικά σημαντικός, η διαφορά μεταξύ  $u_g$  και  $u_H$  είναι μεγάλη και πρέπει τότε να λαμβάνεται οπωσδήποτε υπόψη.

Αξίζει, βέβαια, να σημειωθεί εδώ ότι ο άνεμος βαροβαθμίδας  $u_H$  οποίος όπως είπαμε παραπάνω είναι, στην αντικυκλωνική ροή, ισχυρότερος του γεωστροφικού  $u_g$ , δεν μπορεί οπωσδήποτε να ξεπεράσει το διπλάσιο αυτού Δηλ. ισχύει:

$$\boxed{u_H \leq 2 u_g} \quad 7.12.12$$

### Απόδειξη της σχέσης 7.12.12

Η σχέση 7.12.9 γράφεται:

$$u_H = \frac{f r}{2} \left( 1 - \sqrt{1 - 4 \frac{1}{\rho f} \cdot \frac{\delta p}{\delta r} \cdot \frac{1}{\rho f}} \right) \quad \text{ή}$$

$$u_H = \frac{f r}{2} \left( 1 - \sqrt{1 - \frac{4 u_g}{r f}} \right) \quad 7.12.13$$

Σύμφωνα με την 7.12.13 για να είναι το  $v_H$  μέγιστο πρέπει:

$\sqrt{1 - \frac{4v_g}{r f}}$  να είναι ελάχιστο, δηλ. πρέπει:

$$1 - \frac{4v_g}{r f} = 0 \quad \text{ή}$$

$$v_g = \frac{f r}{4} \quad \text{ή} \quad 2v_g = \frac{f r}{2} \quad 7.12.14$$

$$\text{Ομως τότε } v_{H \max} = fr/2 \quad 7.12.15$$

και από τις 7.12.14 και 7.12.15 προκύπτει:

$$v_{H \max} = 2v_g \quad 7.12.16$$

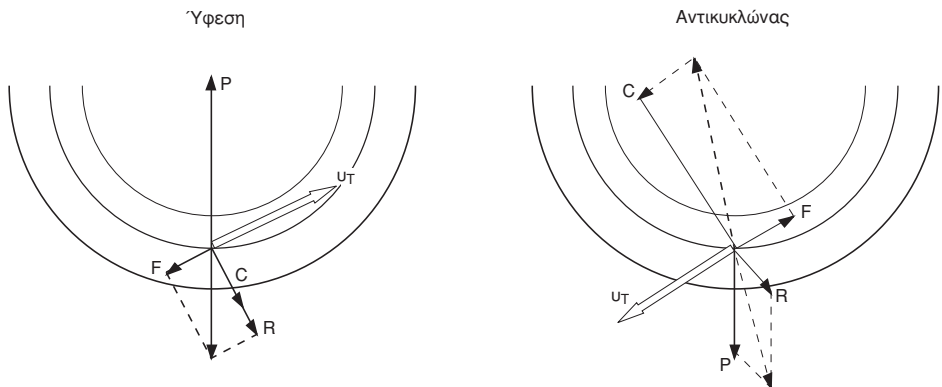
και άρα ισχύει πάντοτε:  $v_H \leq 2v_g$

### 7.10. Μη ομογενές πεδίο ισοβαρών – Άνεμος τριβής

Είναι αλήθεια ότι εντός των επιφανειακών βαρομετρικών συστημάτων, τα οποία είναι, γενικά, στροβιλοειδείς κινήσεις μεγάλης κλίμακας, ο παράγων δύναμη τριβής  $F$  δεν μπορεί να θεωρείται εύκολα ως αμελητέος.

Στο Σχ. 7.15.1 απεικονίζεται το ισοζύγιο ισορροπίας των τεσσάρων δυνάμεων:  $P$ ,  $C$ ,  $R$ ,  $F$  καθώς επίσης, και ο άνεμος τριβής  $v_T$  που είναι το αποτέλεσμα της ισορροπίας αυτής, τόσο σε κυκλωνική όσο και αντικυκλωνική ροή.

Όπως παρατηρούμε και στις δύο περιπτώσεις η δύναμη της τριβής  $F$  αντιτίθεται στην κίνηση και τείνει να ελαττώσει την ταχύτητα του ανέμου έτσι ώστε ο άνεμος τριβής  $v_T$  συγκρινόμενος με τον άνεμο βαροβαθμίδας να είναι σημαντικά μικρότερης έντασης.



Σχ. 7.15.1 Το ισοζύγιο δυνάμεων στην περίπτωση του ανέμου τριβής σε μη ομογενές πεδίο ισοβαρών, α) για Υψηση και β) για Αντικυκλώνα.

Η δύναμη της βαροβαθμίδας  $P$  είναι πάντοτε κάθετη προς τις ισοβαρείς καμπύλες ενώ τόσο η Coriolis  $C$  όσο και η φυγόκεντρη  $R$  είναι κάθετες προς την ταχύτητα  $v_T$  του ανέμου αυτού.

Η εκάστοτε γωνία μεταξύ της ταχύτητας του ανέμου  $v_T$  και της εφαπτόμενης των ισοβαρών εξαρτάται, κυρίως, από την φύση της επιφάνειας πάνω στην οποία εκδηλώνεται η ροή αυτή.

Για ομαλές επιφάνειες ξηράς, ή πάνω από θάλασσες και ωκεανούς η γωνία αυτή είναι  $< 15^\circ$  ενώ για εξαιρετικά “τραχιές” επιφάνειες ξηράς, η γωνία αυτή φθάνει τις  $45^\circ$ .

### 7.11. Κυκλοστροφικός άνεμος

Υπάρχουν στην ατμόσφαιρα περιπτώσεις στροβιλοειδών, οριζόντιων κινήσεων πολύ μικρής κλίμακας ( $r=100$  m). Τέτοιες κινήσεις είναι π.χ. οι ανεμοστρόβιλοι (dust devils) οι σίφωνες ξηράς (tornadoes) και οι σίφωνες θάλασσας (waterspouts).

Στις κινήσεις του είδους αυτού η φυγόκεντρος δύναμη  $F_\varphi$  είναι πολύ σημαντικός παράγων. Αντίθετα, η δύναμη Coriolis συγκρινόμενη με τη φυγόκεντρο δύναμη, ιδιαίτερα στα μικρά γεωγ. πλάτη, μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα. Στις περιπτώσεις, λοιπόν, αυτές για τον παρατηρητή που συμμετέχει σε μια τέτοια εξισορροπημένη κίνηση πρέπει ν’ αναζητείται ισορροπία μεταξύ των δυνάμεων  $F_\varphi$  και  $F_p$ .

Δηλ. ισχύει:

$$|F_\varphi| = |F_p| \quad \text{ή}$$

$$\frac{v^2}{r} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta p}{\delta r} \quad 7.16.1$$

Ο άνεμος μ’ αυτές τις συνθήκες ονομάζεται **κυκλοστροφικός** και η ροή γενικά, **κυκλοστροφική**

### 7.12. Ημερήσιοι – Τοπικοί άνεμοι

Μια άλλη κατηγορία, μέσης κλίμακας ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, είναι και οι άνεμοι που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια του 24ώρου, σε ορισμένους τόπους. Κύριο αίτιο των ανέμων αυτών είναι η διαφορά θερμοκρασίας που παρατηρείται τόσο την ημέρα όσο και την νύχτα, μεταξύ θάλασσας και παρακείμενης ξηράς ή μεταξύ πεδινών και παρακείμενων ορεινών περιοχών.

Γνωστοί τέτοιοι άνεμοι είναι:

#### 1. Η θαλάσσια αύρα

Η **θαλάσσια αύρα** (Sea Breeze) ή κοινά “μπάτης”, “μπουκαδούρα” δημιουργείται στις ακτές, με αίθριο συνθήτως καιρό, και οφείλεται, γενικά, στη

διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του θαλάσσιου νερού και της παρακείμενης ξηράς.

Ως αίτια αυτής της θερμοκρασιακής διαφοράς μπορεί να αναφερθούν τα εξής:

α) Όπως είναι γνωστό το θαλάσσιο νερό έχει, σχεδόν, τετραπλάσια θερμοχωρητικότητα από αυτή του εδάφους, γενικά.

Αυτό σημαίνει, με άλλα λόγια, ότι το θαλάσσιο νερό, σε σχέση με το έδαφος, απαιτεί τετραπλάσια ποσότητα θερμότητας για να μεταβληθεί η θερμοκρασία της μονάδας μάζας του, κατά  $1^{\circ}\text{C}$ .

Συνεπώς, όταν στην θάλασσα και στην παρακείμενη ξηρά προσφέρεται, σε μια χρονική μονάδα, το ίδιο ποσό θερμότητας, τότε η ξηρά θερμαίνεται περισσότερο. Συγχρόνως και ο αέρας πάνω από τη ξηρά θερμαίνεται επίσης, περισσότερο απ' ότι ο αέρας πάνω από τη θάλασσα.

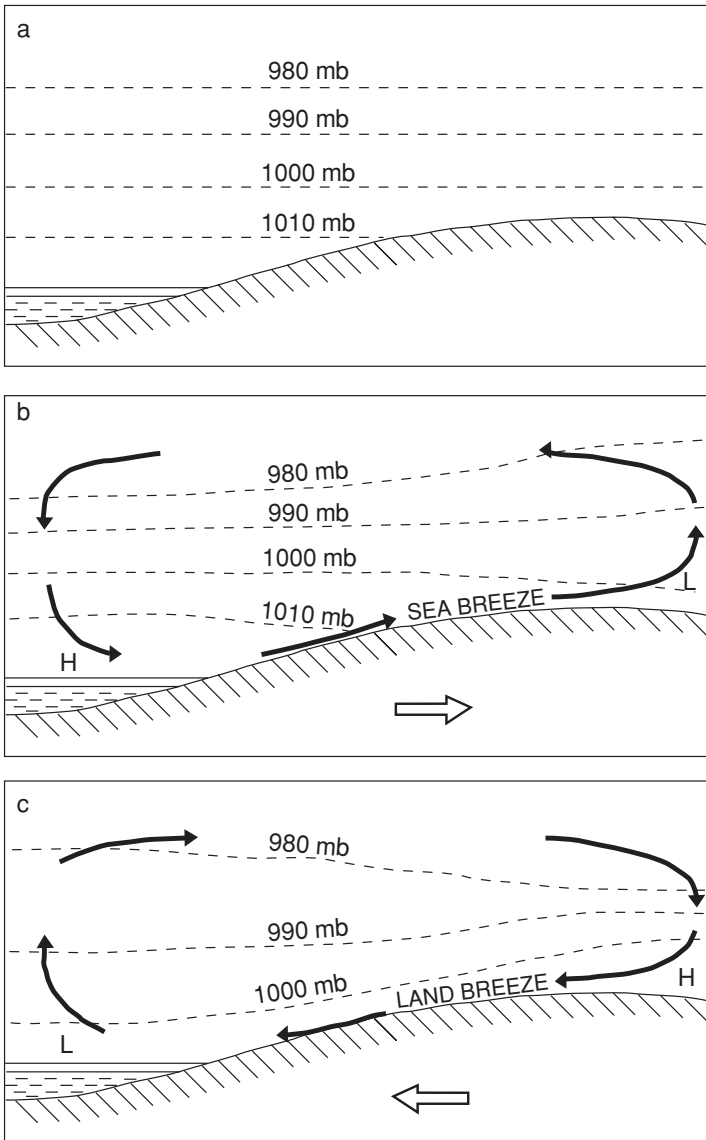
β) Το κοινό αυτό ποσό θερμότητας, από τον Ήλιο, διεισδύει και επηρεάζει το μεν θαλάσσιο νερό μέχρι βάθους 10 m ή και περισσότερο, το δε έδαφος μέχρι βάθος 1 m.

γ) Ένα σημαντικό μέρος από την προσπίπτουσα ακτινοβολία–θερμότητα στην επιφάνεια της θάλασσας δεσμεύεται, με τον μηχανισμό της εξάτμισης σε μορφή “λανθάνουσας” θερμότητας από τους παραγόμενους υδρατμούς.

Έτσι, τόσο κατά τη διάρκεια της ημέρας όσο και κατά τη διάρκεια της νύχτας, υπάρχει διαφοροποίηση, ως προς τη θερμοκρασία άρα και την πυκνότητα, άρα και την πίεση του αέρα πάνω από τη θάλασσα και πάνω από τη ξηρά.

Νωρίς το πρωί, όταν ο καιρός είναι αίθριος, δεν υπάρχει βαροβαμίδα μεταξύ θάλασσας και ξηράς και οι ισοβαρείς καμπύλες, που δείχνουν την κατανομή της πίεσης με το ύψος είναι οριζόντιες, όπως φαίνεται στο Σχ. 7.16.1a.

Καθώς όμως η ημέρα προχωρεί (από την 10η προς την 12η πρωινή ώρα) διαπιστώνεται διαστολή του αέρα πάνω από τη ξηρά και συστολή αυτού πάνω από τη θάλασσα, έτσι ώστε η πίεση πάνω από τη θάλασσα να είναι μεγαλύτερη απ' αυτή πάνω από τη ξηρά. Ο ρυθμός ελάττωσης της πίεσης πάνω από τη θάλασσα είναι μεγαλύτερος και έτσι το πεδίο των ισοβαρών καθίσταται πυκνότερο πάνω από τη θάλασσα σε σχέση με αυτό πάνω από τη ξηρά. Η μορφή των ισοβαρών γίνεται τώρα, όπως φαίνεται, στο Σχ. 7.16.1b. Δηλ. μεταξύ θάλασσας και ξηράς αναπτύσσεται οριζόντια βαροβαμίδα  $1\text{mb}/50\text{ Km}$  η οποία συμβάλλει στη δημιουργία δυνάμεως θαροβαμίδας  $F_p$ , με φορά από τη θάλασσα προς τη ξηρά, έτσι ώστε να έχουμε ροή του αέρα προς την ίδια φορά. Ένας τέτοιος άνεμος, με κατεύθυνση από τη θάλασσα προς τη ξηρά, που αναπτύσσεται με την παραπάνω διαδικασία, κατά την ημέρα, ονομάζεται **θαλάσσια αύρα**.



Σχ. 7.16.1 α) Κατανομή καθ' ύψος της πίεσης πάνω από τη ξηρά και πάνω από τη θάλασσα. β) Μηχανισμός ανάπτυξης της θαλάσσιας αύρας και γ) Μηχανισμός ανάπτυξης της αύρας της ξηράς. (Κατά L. F. Musk, 1989).

Ομως, όπως φαίνεται και στο Σχ. 7.16.1b, από ένα ορισμένο ύψος (1 km) και πάνω η πίεση γίνεται μεγαλύτερη πάνω από την ξηρά έτσι ώστε σ' αυτό το ύψος αντιστρέφεται η προηγούμενη φορά της δύναμεις βαροβαθμίδας  $F_p$  και ο αέρας εκεί κινείται με κατεύθυνση από τη ξηρά προς τη θάλασσα. Όταν φθάνει πάνω από τη θάλασσα καθίσταται πυκνότερος και έτσι βυθίζεται προς την επιφάνεια της θάλασσας κλείνοντας το δακτύλιο της κλειστής αυτής κυκλοφορίας (Σχ.7.16.1b).



Η οριζόντια έκταση του δακτυλίου αυτού της θαλάσσιας αύρας, με άλλα λόγια, το βάθος πέρα από την ακτή, στο οποίο εισέρχεται είναι μέχρι 40–50 Km.

Τυπικές τιμές της εντάσεως του ανέμου αυτού είναι 2–4 m/sec και εξαρτώνται, φυσικά, από το ανάγλυφο της παρακείμενης ζηράς.

## **2. Η απόγειος αύρα**

Η απόγειος αύρα (Land breeze) είναι άνεμος που φυσά κατά τη νύχτα και οφείλεται πάλι στη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ ζηράς και θάλασσας, με την έννοια, τώρα, της ταχύτερης ψύξης της ζηράς από τη θάλασσα.

Όπως φαίνεται στο Σχ. 7.16.1c, κατά τη διάρκεια της νύχτας, το πεδίο των ισοβαρών έχει ακριβώς αντίστροφη μορφή σε σχέση με αυτή της ημέρας, με συνέπεια και η κυκλοφορία του αέρα να είναι επίσης αντίστροφη. Ο αέρας τώρα συγκλίνει και βυθίζεται πάνω από τη ζηρά ενώ ανέρχεται και στη συνέχεια αποκλίνει πάνω από τη θάλασσα.

Ο άνεμος αυτός επιφάνειας που φυσά, κατά τη νύχτα, με κατεύθυνση από την ζηρά προς την θάλασσα λέγεται **απόγειος αύρα**.

Οι θερμοκρασιακές αυτές διαφορές κατά τη νύχτα είναι μικρότερες σε σχέση με την ημέρα, γι' αυτό από την άποψη της έντασης η απόγειος αύρα είναι ασθενέστερη από τη θαλάσσια αύρα. Επίσης, τόσο το ύψος όσο και τα βάθος μέσα στη θάλασσα είναι μικρότερο.

## **3. Η αύρα των κοιλάδων**

Στο Σχ. 7.16.2 απεικονίζεται η μορφή της κυκλοφορίας που είναι γνωστή ως αύρα των κοιλάδων (Valley breeze).

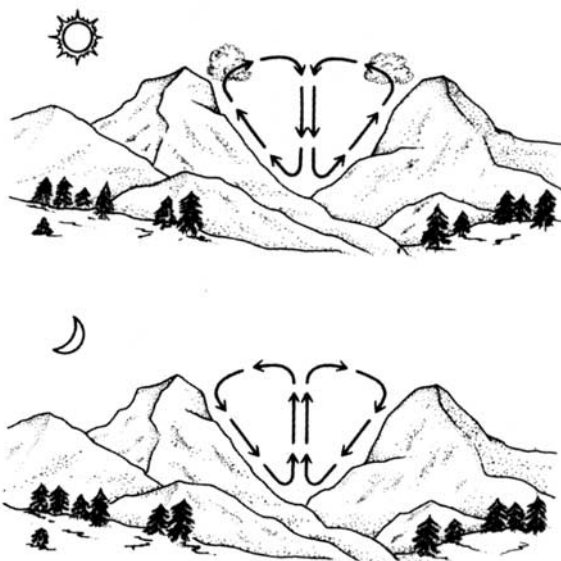
Ο μηχανισμός που ακολουθείται είναι ο εξής:

Τις μέρες με αίθριο, κυρίως, ουρανό, ο αέρας στο βάθος των κοιλάδων θερμαίνεται καθότι εκεί προστίθεται εκτός από την άμεση ηλιακή ακτινοβολία και η ανακλώμενη–εκπεμπόμενη από τις πλαγιές της κάθε κοιλάδας.

Ο αέρας αυτός λόγω υπεδέρμανσης, καθίσταται ελαφρότερος και στη συνέχεια υφίσταται ανοδική κίνηση κατά μήκος των πλαγιών προς τις κορυφές απ' όπου και απομακρύνεται (Σχ. 7.16.2).

Συγχρόνως, όμως, σύμφωνα με την αρχή της συνέχειας των αερίων μαζών, νέος αέρας, σχετικά, ψυχρότερος κατεβαίνει στο μέσο της κοιλάδας και αναπληρώνει τα προηγούμενα κενά ροής συμπληρώνοντας έτσι το όλο σύστημα της κυκλοφορίας της αύρας των κοιλάδων.

Η ένταση αυτού του είδους της κυκλοφορίας εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, οι κυριότεροι των οποίων είναι: το μέγεθος των πλαγιών, το είδος και το ποσοστό της φυτοκάλυψής τους, και ο προσανατολισμός και η γεωμετρία των κοιλάδων.



Σχ. 7.16.2 Μηχανισμός ανάπτυξης: α) της αύρας των κοιλάδων και β) της αύρας των βουνών. (Κατά J. M. Moran and M. D. Morgan, 1989).

Η αύρα των κοιλάδων αποκτά μεγαλύτερη σημασία κατά το θέρους όπου ο ανερχόμενος υγρός αέρας ψύχεται αδιαβατικά, συμπυκνώνεται έτσι μέρος των υδρατμών του και σχηματίζονται θερινές βροχές ή και καταιγίδες.

#### **4. Η αύρα των βουνών**

Σε ότι αφορά την αύρα των βουνών (Mountain breeze) όπως παρατηρούμε (Σχ. 7.16.2) η κυκλοφορία είναι ακριβώς η αντίθετη με εκείνη της αύρας των κοιλάδων.

Κατά τη νύχτα δηλ. ο αέρας που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος, ψύχεται, λόγω ακτινοβολίας του εδάφους, γρηγορότερα στις κορυφές των βουνών απ' ό τι στο βάθος των παρακείμενων κοιλάδων. Έτσι ψυχόμενος γίνεται πυκνότερος, άρα βαρύτερος και κατέρχεται κατά μήκος των πλαγιών των βουνών προς το βάθος των κοιλάδων οπότε στη συνέχεια, λόγω, και πάλι της αρχής της συνέχειας των αερίων μαζών, δεν συσσωρεύεται εκεί, αλλά ανερχεται από το μέσο των κοιλάδων συμπληρώνοντας έτσι το όλο κλειστό σύστημα της κυκλοφορίας της αύρας των βουνών.

Η ένταση και αυτής της κυκλοφορίας είναι μεγαλύτερη με ανέφελο ουρανό.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΟΓΔΟΟ

### Η ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

#### Γενικά

Ο όρος “Γενική Κυκλοφορία” χρησιμοποιείται, συνήθως, όταν αναφερόμαστε στο πολυσύνθετο σύστημα των πλανητικών ανέμων και ιδιαίτερα στις κινήσεις αυτών μέσα στην τροπόσφαιρα και χαμηλή στρατόσφαιρα.

Παρά την πολύπλοκη μορφή που έχουν τα συστήματα αυτά των πλανητικών ανέμων, μπορεί κάλλιστα να θεωρηθούν σαν ένα ολοκληρωμένο σύστημα που λειτουργεί, βασικά, σαν μια μονάδα.

Με άλλα λόγια, τα επιμέρους συστήματα των ανέμων, δεν πρέπει να θεωρούνται, αρχικά, σαν ανεξάρτητα αλλά σαν συνεργαζόμενα και αλληλοσχετιζόμενα μεταξύ τους και κατά τρόπο ώστε να διατηρούν το όλο σύστημα σε λειτουργία, σύμφωνα με τις εκάστοτε μεταβολές των θερμοδυναμικών στοιχείων και λειτουργιών.

Η ατμόσφαιρα, σε τελική ανάλυση, είναι μια μηχανή, τις λειτουργίες της οποίας γνωρίζουμε, σήμερα, μόνο μερικώς και όχι καθ'ολοκληρία.

Η δύναμη που απαιτείται για να μετακινήσει τις γιγαντιαίες, πράγματι, ατμοσφαιρικές μάζες παρέχεται από τις μεγάλες ενεργειακές αντιθέσεις μεταξύ των τροπικών και πολικών περιοχών.

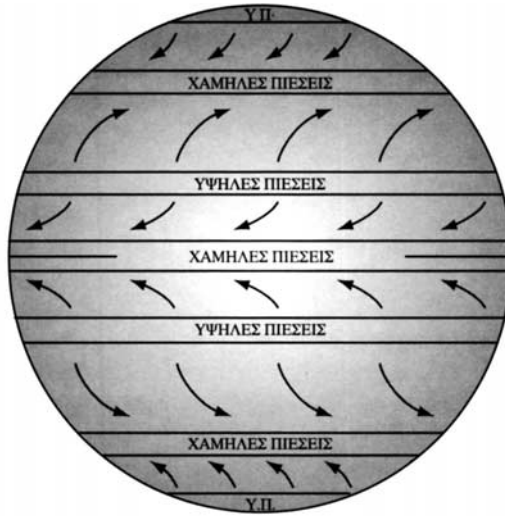
Η πλήρης γνώση, όμως της διαδικασίας αυτής, είναι μάλλον αδύνατη μια και οι παράγοντες που υπεισέρχονται είναι αστάθμητοι και πολλοί απ' αυτούς άγνωστοι.

#### **8.1. Σφαιρική κατανομή της πίεσης – Πλανητικοί επιφανειακοί άνεμοι**

Όπως ήδη είναι γνωστό η δύναμη βαροβαθμίδας, που προκύπτει από τη διαφορά πιέσεων μεταξύ δύο τόπων, είναι το κύριο αίτιο της δημιουργίας ανέμου.

Επομένως, η γνώση της κατανομής της ατμοσφαιρικής πίεσης στον πλανήτη μας μπορεί να μας δώσει μια εικόνα των πιθανών επιφανειακών ανέμων του πλανήτη μας.

Στο Σχ. 8.1.1 παρουσιάζεται μια “ιδανική” –καθ’ ότι προϋποθέτει ομοιόμορφο ανάγλυφο στον πλανήτη μας– εικόνα της κατανομής της πίεσης και του είδους των επιφανειακών πλανητικών ανέμων.



Σχ. 8.1.1 Ιδανική εικόνα κατανομής της ατμοσφαιρικής πίεσης και το είδος της επιφανειακής ροής. (Κατά F. L. Lutgens and E. J. Tarbuck, 1989).

Όπως παρατηρούμε, κατά μήκος του Ισημερινού σε μια ζώνη  $\approx 10^\circ$  επικρατούν χαμηλές πιέσεις. Η ζώνη αυτή είναι γνωστή σαν “**Ενδοτροπική Ζώνη Σύγκλισης**” (Intertropical Convergence Zone) ή ζώνη των Ισημερινών νηνεμίων (Doldrums).

Αξίζει ν’αναφερθεί εδώ ότι στη ζώνη αυτή λόγω υπερθέρμανσης του επιφανειακού αέρα, έχουμε, συνήθως, ισχυρές ανοδικές κινήσεις, σχηματίζονται δε με τον τρόπο αυτόν εκτεταμένα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, τα οποία προκαλούν καταιγίδες και ισχυρές βροχές.

Κατά μήκος των παραλλήλων πλάτους  $30^\circ$ , σε μια ζώνη εύρους  $10^\circ$ , επικρατούν υψηλές πιέσεις. Η ζώνη αυτή είναι γνωστή σαν “**Ζώνη των Υποτροπικών Υψηλών**” (Subtropical High Pressure Zone).

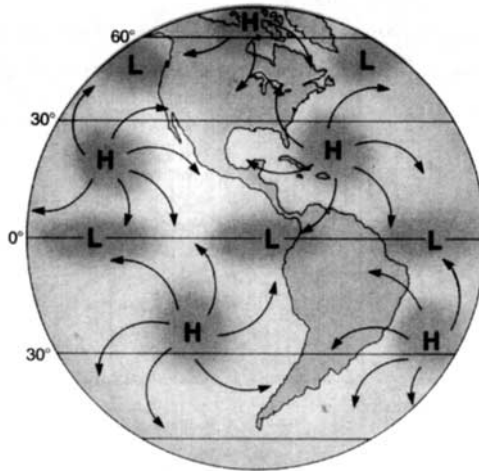
Στην ζώνη αυτή ευνοούνται οι καθοδικές κινήσεις που έχουν σαν αποτέλεσμα την μείωση της υγρασίας στην ατμόσφαιρα και, γενικά, τη νεφοδιάλυση.

Στα μεγάλα γεωγρ. πλάτη, μεταξύ  $50^\circ$ – $60^\circ$ , επικρατούν επίσης, χαμηλές πιέσεις. Η ζώνη αυτή είναι γνωστή σαν “**Ζώνη των χαμηλών πιέσεων των Υποπολικών περιοχών**” (Subpolar Low).

Τελικά, στην περιοχή των πόλων επικρατούν, επίσης, υψηλές πιέσεις (Polar High).

Η σφαιρική αυτή κατανομή της πίεσης είναι και σήμερα αποδεκτή, με την παρατήρηση μόνο ότι οι ζώνες αυτές των υψηλών και χαμηλών πιέσεων δεν είναι παντού συνεχείς αλλά λόγω της γνωστής διανομής των ζηρών

και θαλασσών και της ανομοιογένειας του αναγλύφου και πολλών άλλων παραγόντων, διασπώνται και σχηματίζονται έτσι ανεξάρτητα κέντρα υψηλών και χαμηλών πιέσεων (Σχ. 8.1.2).



Σχ. 8.1.2 Θέσεις των ανεξάρτητων κέντρων υψηλών και χαμηλών πιέσεων.

Έτσι, τελικά, με την παραπάνω σφαιρική κατανομή της πίεσης και με το γεγονός της περιστρεφόμενης Γης (δύναμη Coriolis) το επικρατούν σύστημα των επιφανειακών ανέμων είναι αυτό που φαίνεται στα Σχ. 8.1.1 και 8.1.2.

Μια καλύτερη, περισσότερο πραγματική, προσέγγιση της σφαιρικής κατανομής της πίεσης αφ' ενός και των πλανητικών επιφανειακών ανέμων αφ' ετέρου, φαίνεται στο Σχ. 8.4.2.

Από τη μελέτη των χαρτών αυτών προκύπτει ότι: **α)** περί την ενδοτροπική ζώνη συγκλίσεως- τροπικά πλάτη-επικρατούν, τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο ημισφαίριο, κατά πλειοψηφία, άνεμοι ανατολικής συνιστώσας (**Easterlies**).

**β)** Στα μέσα και ανώτερα γεωγρ. πλάτη, κυρίως, στο Νότιο Ημισφαίριο, επικρατούν, κατά πλειοψηφία άνεμοι δυτικής συνιστώσας (**Westerlies**).

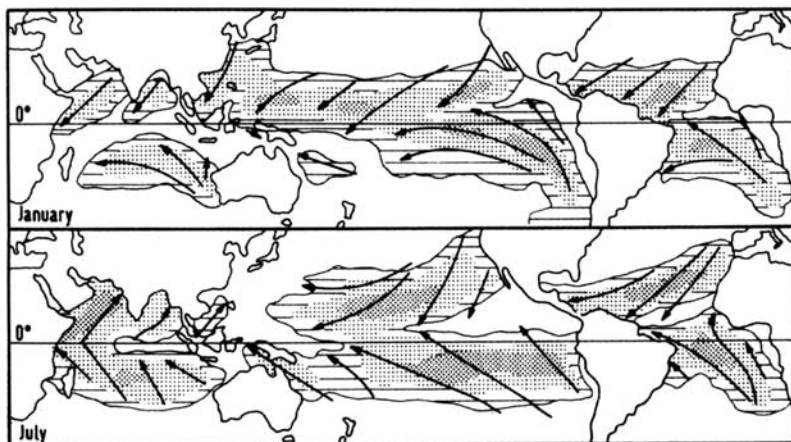
**γ)** Στις πολικές περιοχές επικρατούν επίσης, περισσότερο άνεμοι ανατολικής συνιστώσας.

Πρέπει βέβαια να σημειωθεί, ότι στις περιοχές που επικρατούν τα μόνιμα βαρομετρικά Υψηλά-Χαμηλά, οι επιφανειακοί άνεμοι ρυθμίζονται ανάλογα με τη μορφή των μεγάλων αυτών στροβιλοειδών κινήσεων, π.χ. γύρω από έναν αντικυκλώνα, Β. ημισφαιρίου, οι άνεμοι είναι στις ανατολικές μεν περιοχές του αντικυκλώνα και προς νότο ανατολικής συνιστώσας ενώ στις δυτικές και προς βορρά είναι δυτικής συνιστώσας.

## 8.2. Αληγείς άνεμοι

Ειδικότερα, οι άνεμοι που πνέουν μεταξύ των ζωνών υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών και του Ισημερινού είναι ΒΑ στο Βόρειο και ΝΑ στο Νότιο Ημισφαίριο (Σχ. 8.1.3).

Οι άνεμοι αυτοί είναι γνωστοί ως: “**Αληγείς Άνεμοι**” (Trade winds) και αποτελούν το σταθερότερο σύστημα (δεν λήγουν ποτέ) της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας.



Σχ. 8.2.1 Οι περιοχές δράσεως των αληγών ανέμων και οι ετήσιες συχνότητες εμφάνισής τους (από Ludgens 1989).

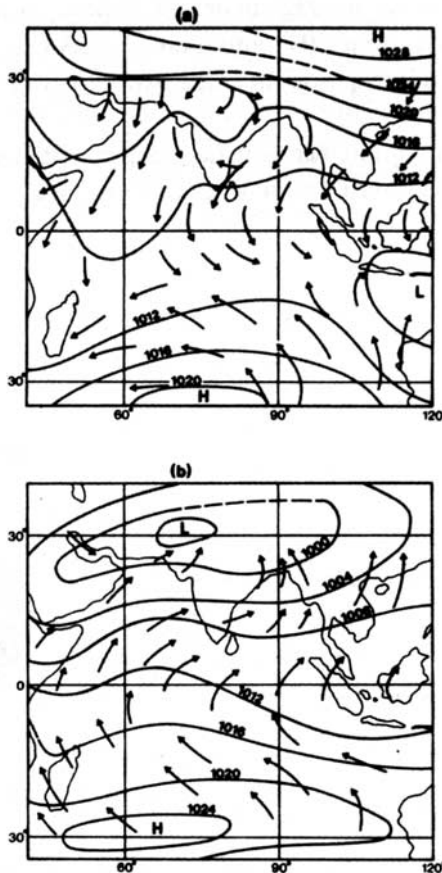
Οι άνεμοι αυτοί εντοπίζονται, κυρίως, στον Ειρηνικό, Ατλαντικό και Νότιο Ινδικό ωκεανό. Στο Σχ. 8.2.1 παρουσιάζονται οι περιοχές δράσης των αληγών ανέμων μαζί με τις συχνότητες (50%, 70%, και 90% των ημερών) εμφάνισής τους σε ετήσια βάση.

Η σταθερότητα των ανέμων αυτών δεν περιορίζεται μόνο στην επιφάνεια αλλά επεκτείνεται και μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 700 mb τουλάχιστον.

Η ζώνη των αληγών ανέμων μετατοπίζεται, κατά τη διάρκεια του έτους, προς Βορρά ή προς Νότο με μέγιστο μετατόπισης στην περιοχή του Ειρηνικού ωκεανού. Η μέση ταχύτητά τους είναι π.χ. στην περιοχή του Ατλαντικού 10m/sec. Είναι ισχυρότεροι στο Νότιο ημισφαίριο απ’ ότι στο Βόρειο.

## 8.3. Μουσσώνες άνεμοι

Στην περιοχή του Ινδικού ωκεανού –Ινδονησίας παρατηρείται μια ανωμαλία στη Γενική κυκλοφορία. Στο Σχ. 8.3.1 παρουσιάζεται η ανωμαλία αυτή που είναι γνωστή με τον όρο “**Μουσσωνική κυκλοφορία**”. Οι επιφανειακοί αυτοί άνεμοι ονομάζονται, απλά, “**Μουσσώνες**” από την Αραβική λέξη *Mausin* που σημαίνει εποχή.



Σχ. 8.3.1 α) Χειμερινή και β) Θερινή Μουσωνική κυκλοφορία (από Ludgens 1989).

Κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου (χειμερινοί μουσσώνες) επικρατεί πάνω από τη γεωγραφική αυτή περιοχή έντονη ροή από τη ξηρά προς τη θάλασσα. Με άλλα λόγια, οι επικρατούντες άνεμοι είναι βόρειας συνιστώσας (Σχ.8.3.1α).

Κατά τη θερινή όμως περίοδο (θερινοί μουσσώνες) η επικρατούσα ροή αντιστρέφεται από τη θάλασσα προς την ξηρά (Σχ. 8.3.1β).

Οι χειμερινοί μουσσώνες είναι ξηροί και ψυχροί άνεμοι, λόγω ηπειρωτικής προέλευσης ενώ οι θερινοί είναι υγροί και δροσεροί άνεμοι, λόγω θαλασσίας προέλευσης.

Ως κύρια αιτία της κυκλοφορίας του είδους αυτού, θεωρείται η διαφορετική θέρμανση μεταξύ ξηράς και θάλασσας, σε εποχιακή κλίμακα χρόνου και ηπειρωτική κλίμακα ως προς τις διαστάσεις.

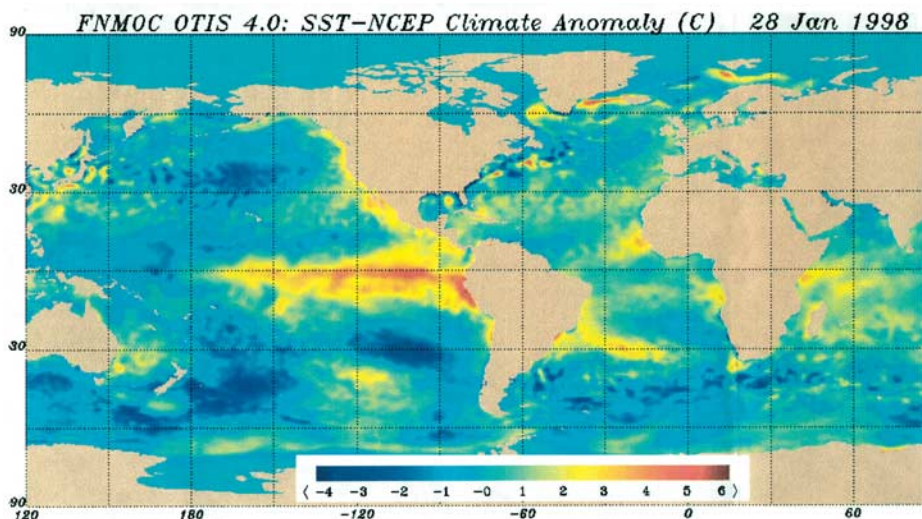
Στην ηπειρωτική δηλ. Ασία διαπιστώνεται ένα μεγάλο ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος. Αυτό έχει σαν συνέπεια την χειμερινή μεν περίοδο να επικρατούν, πάνω στην Ασία, υψηλές πιέσεις (Σιβηρικός ή Ασιατικός Αντικυκλώ-

νας) και τη θερμή χαμηλές (Βαρομετρικό Χαμηλό της ΝΑ Ασίας ή του Πακιστάν), σε σχέση πάντα με τις πιέσεις πάνω στον παρακείμενο Ινδικό ωκεανό.

Το επίσης βροχομετρικό ύψος της περιοχής αυτής είναι το μεγαλύτερο στον πλανήτη μας και οφείλεται, κυρίως, στους θερμούς μουσώνες.

#### 8.4. “EL NINO” φαινόμενο

Το φαινόμενο EL NINO είναι ένα ατμοσφαιρικό φαινόμενο που λαμβάνει χώρα στην περιοχή του Ειρηνικού Ωκεανού, κατά μήκος του Ισημερινού, δυτικά του Περού και της Χιλής.



Σχ. 8.4.1 Χρωματική απεικόνιση των “ανωμαλιών” της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών του Ειρηνικού Ωκεανού, κατά την 28η Ιαν. 1998. (EL NINO)

Συνίσταται από μια υπερθέρμανση (2 - 5 °C πάνω από την κανονική τιμή) των επιφανειακών νερών αυτής της περιοχής του ωκεανού (Σχ. 8.4.1). Αυτή η υπερθέρμανση, δηλαδή το EL NINO φαινόμενο, εμφανίζεται περιοδικά κάθε 3-7 χρόνια.

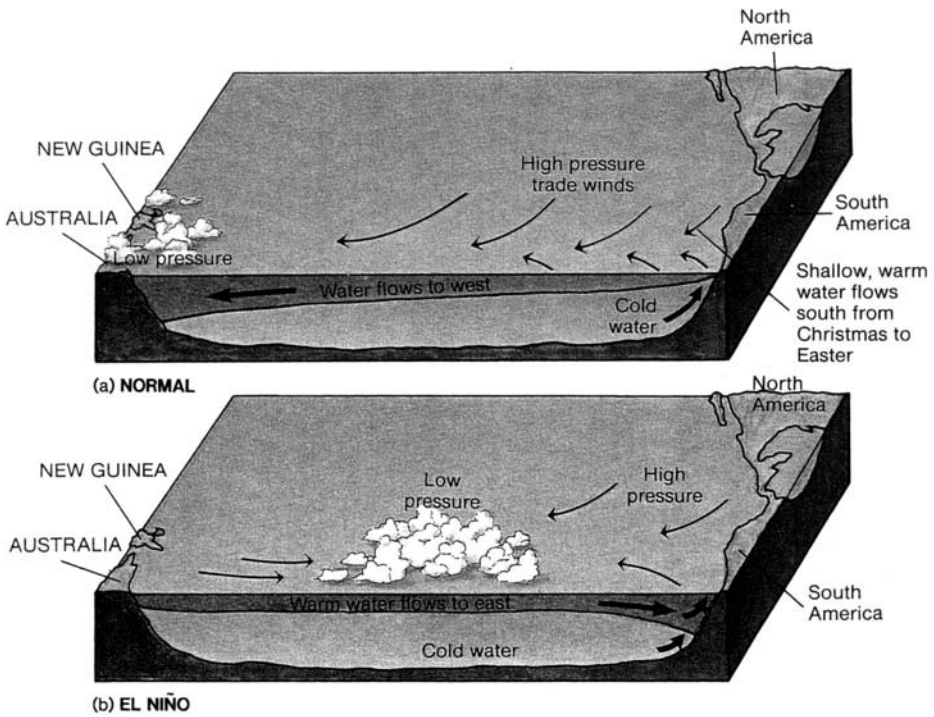
Η ανάλυση αυτού του φαινομένου, συνοπτικά, έχει ως εξής:

**Υπό κανονικές συνθήκες**, η γεωγραφική κατανομή της επιφανειακής ατμοσφαιρικής πίεσης στην εν λόγω περιοχή έχει ως εξής:

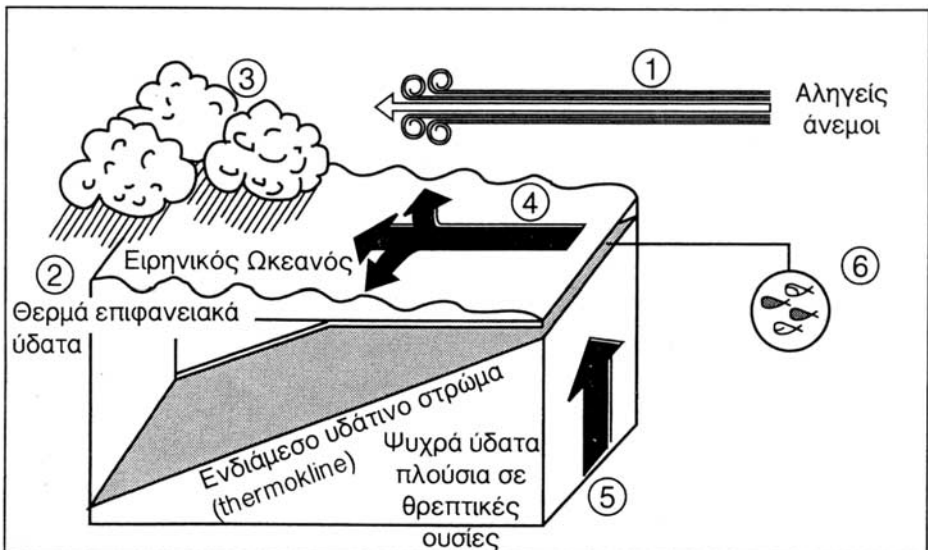
Υψηλές σχετικά τιμές πίεσης στο ανατολικό τμήμα του Ειρηνικού ωκεανού (ακτές Ν. Αμερικής) και χαμηλές σχετικές τιμές πίεσης στο δυτικό τμήμα του ωκεανού (Ινδονησία, βόρειες ακτές της Αυστραλίας) (Σχ. 8.4.2α).

Μια τέτοια κατανομή του επιφανειακού ισοβαρικού πεδίου συμβάλλει ώστε να αναπτύσσεται δύναμη βαροβαθμίδας με φορά από ανατολικά προς τα δυτικά. Συνέπεια αυτής της δύναμης είναι οι ισχυροί σχετικά Αληγείς άνεμοι (ΒΑ στο Β. ημισφαίριο και ΝΑ στο Ν. ημισφαίριο) στην περιοχή (Σχ. 8.4.3-1).





Σχ. 8.4.2 ENSO κυκλοφορίες: (a) Υπό κανονικές συνθήκες και (b) υπό συνθήκες EL NINO (από Danielson, E., et al., 1998).



Σχ. 8.4.3

Οι άνεμοι αυτοί παρασύρουν στην πορεία τους το επιφανειακό θαλάσσιο νερό προκαλώντας έτσι την αύξηση της στάθμης του ωκεανού στην περιοχή της Ινδονησίας και τις ακτές της Β. Αυστραλίας κατά 60 cm περίπου σε σχέση με εκείνη των ακτών της Ν. Αμερικής (Σχ. 8.4.2-2). Αυτό το είδος της κυκλοφορίας στην κατώτερη Τροπόσφαιρα (μεταφορά υγρών αερίων μαζών) οδηγεί σε σημαντική αύξηση των βροχοπτώσεων στην περιοχή της Ινδονησίας και Αυστραλίας (Σχ. 8.4.3-3).

Το επιφανειακό νερό του ωκεανού κινείται έτσι προς τα δυτικά. Όμως σε μια τέτοιας γεωγραφικής κλίμακας κίνηση η δράση της δύναμης Coriolis είναι σημαντική και το νερό αυτό στρέφεται προς τους πόλους (δεξιά στο Β. ημισφαίριο και αριστερά στο Ν. ημισφαίριο) (Σχ. 8.4.3-4).

Η αλλαγή αυτή της πορείας του επιφανειακού νερού προκαλεί την άνοδο των ψυχρότερων σχετικά νερών από τα βαθιά, ιδιαίτερα στο ανατολικό τμήμα του ωκεανού, όπου το ενδιάμεσο στρώμα του νερού -γνωστό ως “θερμοκλινές” (thermokline)-, μεταξύ του θερμότερου επιφανειακού νερού και του ψυχρότερου βαθύτερου, βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια (Σχ. 8.4.3-5).

Καθώς τα ψυχρά αυτά νερά ανεβαίνουν προς το φως του ήλιου το φυτοπλαγκτόν τρέφεται από τα θρεπτικά συστατικά τους και με τη σειρά του τρέφει τους θαλάσσιους οργανισμούς (ψάρια) στις ακτές του Περού και της Χιλής (Σχ. 8.4.3-6). Σημειώνεται ότι οι περιοχές αυτές είναι ένας από τους μεγαλύτερους ψαρότοπους στον πλανήτη μας.

Στο Σχ. 8.4.4-α φαίνεται ότι υπό τις κανονικές αυτές συνθήκες, το γνωστό ψυχρό θαλάσσιο ρεύμα του Περού χαρακτηρίζεται ως ισχυρό, ενώ το επιφανειακό θαλάσσιο ρεύμα κατά μήκος του Ισημερινού, στην περιοχή αυτή του Ειρηνικού ωκεανού είναι μάλλον ασθενές.

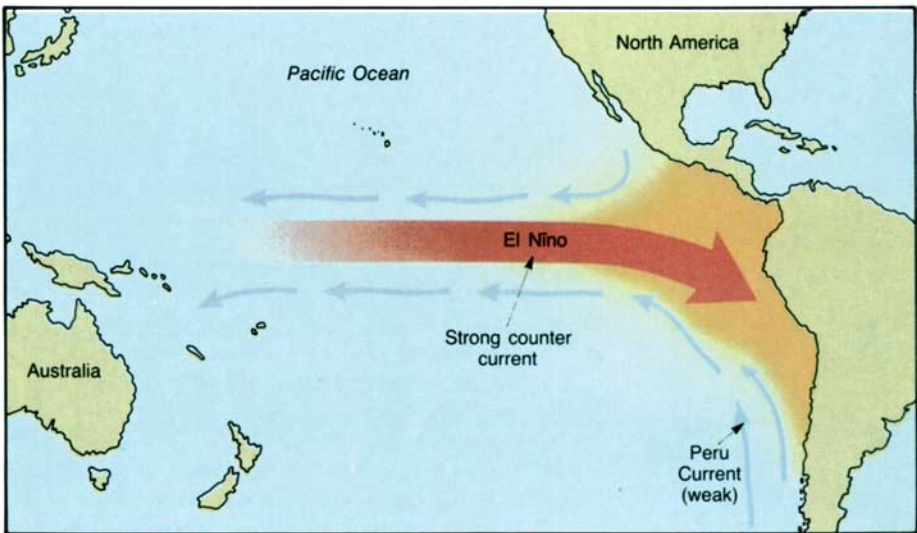
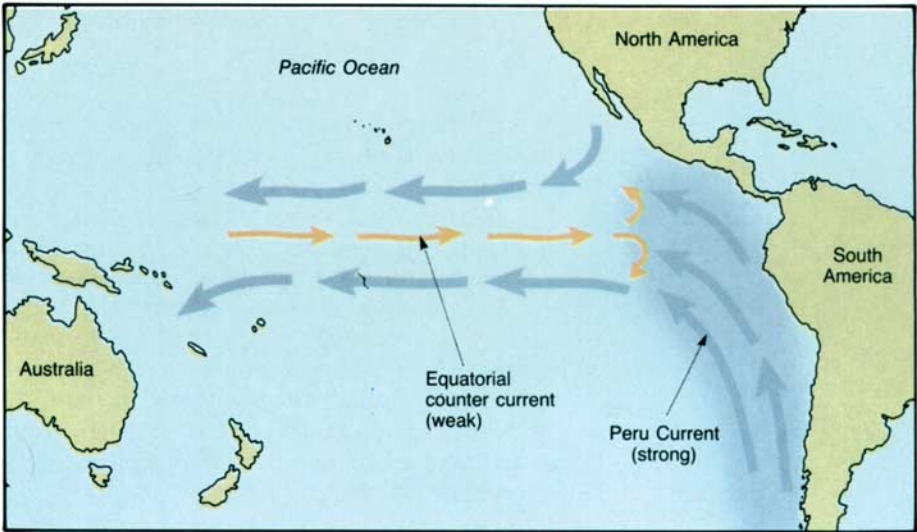
Όμως, κάθε 3 έως 7 χρόνια, στην ίδια ως άνω περιοχή του ωκεανού, λαμβάνει χώρα μία αντιστροφή των ως άνω γεγονότων.

Πάνω από ένα μεγάλο τμήμα του ΒΑ Ειρηνικού ωκεανού η ατμοσφαιρική πίεση παρουσιάζει πτώση ενώ ταυτόχρονα προς το δυτικό τμήμα του ωκεανού, κοντά στην Ινδονησία και προς τα βόρεια της Αυστραλίας η πίεση αυτή αυξάνει (Σχ. 8.4.2-b).

Έτσι η κανονική βαροβαθμίδα εξασθενεί σημαντικά ή και αντιστρέφεται.

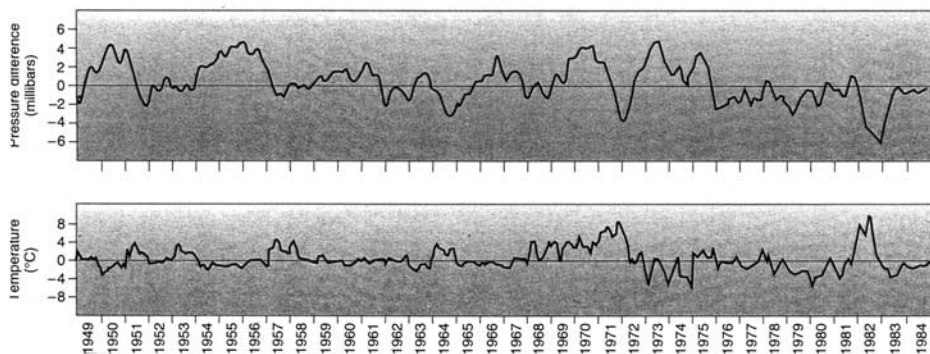
Αυτό το μοντέλο παλλινδρόμησης (seesaw pattern) της ατμοσφαιρικής πίεσης ανάμεσα στο δυτικό και στο ανατολικό αυτό τμήμα του Ειρηνικού ωκεανού είναι γνωστό με τον όρο “Νότια Κύμανση” (Southern Oscillation (SO)). Η κύμανση αυτή θεωρείται ως αναπόσπαστο τμήμα της εν λόγω υπερδέρμανσης των επιφανειακών νερών του ωκεανού.

Στη διεθνή βιβλιογραφία υπάρχει η παράμετρος: “Δείκτης της SO”. Ο δείκτης αυτός υπολογίζεται ως η διαφορά της τιμής της ατμοσφαιρικής πίεσης του σταθμού Easter island (ανατολικά) μείον εκείνης του σταθμού Darwin της Αυστραλίας (δυτικά). Έτσι θετικές τιμές αυτού του δείκτη σημαίνουν κανονικές συνθήκες κυκλοφορίας (Σχ. 8.4.2-a), ενώ αρνητικές τιμές σημαίνουν συνθήκες EL NINO (Σχ. 8.4.2-b).



Σχ. 8.4.4 Απεικόνιση της σχέσης μεταξύ SO και EL NINO φαινομένου. (a) Η ροή του αέρα και του επιφανειακού νερού γίνεται κανονικά προς τα δυτικά και παρατηρείται έτσι άνοδος ψυχρότερων σχετικά νερών από τα βαθιά, κατά μήκος των ακτών της Ν. Αμερικής. (b) Όταν η SO αναπτύσσεται οι Αληθείς άνεμοι εξασθενούν ή αντιστρέφονται, ως προς τη διεύθυνσή τους και οδηγούν έτσι το επιφανειακό νερό προς ανατολάς κατά μήκος του Ισημερινού. Το αποτέλεσμα είναι ότι τα επιφανειακά νερά του κεντρικού και ανατολικού Ειρηνικού Ωκεανού θερμαίνονται (από Ludgens and Tarbuck, 1989).

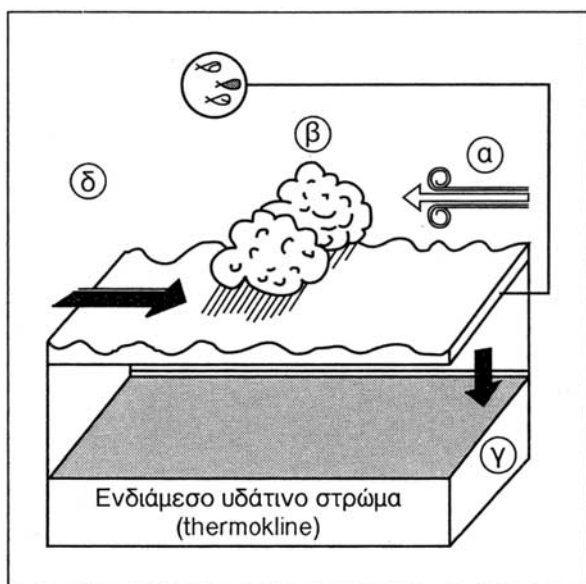
Στο Σχ. 8.4.5 παρουσιάζεται η χρονοσειρά του δείκτη της Νότιας Κύμανσης και της επιφανειακής θερμοκρασίας των νερών των ακτών του Περού.



Σχ. 8.4.5 Οι χρονοσειρές (α) του δείκτη της SO και (β) της θερμοκρασίας των επιφανειακών νερών των ακτών του Περού (από Danielson, G., et al., 1998).

Στη φάση αυτή που ουσιαστικά εμφανίζεται στην περιοχή το εν λόγω EL NINO φαινόμενο λαμβάνουν χώρα τα εξής:

Οι Αλγείες άνεμοι εξασθενούν σημαντικά και οι θερμές σχετικά επιφανειακές υδάτινες μάζες παραμένουν στο ανατολικό τμήμα του ωκεανού (Σχ. 8.4.6-α).



Σχ. 8.4.6

Οι βροχές πέφτουν στο μέσο περίπου του ωκεανού και όχι στη περιοχή της Ινδονησίας (Σχ. 8.4.6-β).

Το ενδιάμεσο στρώμα νερού, μεταξύ των θερμών και των ψυχρών υδάτων (θερμοκλινές) γίνεται τώρα επίπεδο (Σχ. 8.4.6-γ).

Οι θαλάσσιοι οργανισμοί (ψάρια) αργοπεθαίνουν τώρα καθ' ότι τα θρεπτικά συστατικά που τους τρέφουν απομακρύνονται ή παραμένουν στα βαθιά ψυχρά νερά (Σχ. 8.4.6-δ). Το ψυχρό θαλάσσιο ρεύμα του Περού εξασθενεί σημαντικά (Σχ. 8.44-b) και έτσι ο μεγάλος αυτός ψαρότοπος, σε αυτή τη φάση, αποδίδει σχεδόν μηδενική παραγωγή και άρα σηματοδοτεί την οικονομική καταστροφή των ψαράδων της περιοχής αυτής.

Το επιφανειακό θαλάσσιο ρεύμα, κατά μήκος του Ισημερινού, εμφανίζεται στη φάση αυτή, ιδιαίτερα ενισχυμένο (Σχ. 8.4.4-b).

Πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι ο όρος EL NINO φαινόμενο χρησιμοποιείται, κυρίως, μόνο γι' αυτή τη δεύτερη ως άνω φάση.

Η ένταση του φαινομένου (εξαιρετικά ή μη επεισόδια) εξαρτάται από την ένταση της ως άνω Νότιας Κύμανσης (SO).

Με βάση τη συσχέτιση του EL NINO (EN) με τη (SO) έχει επικρατήσει σήμερα, στη διεθνή βιβλιογραφία, για το όλο φαινόμενο, ο όρος "ENSO" που είναι προφανώς το "ακρονύμιο" των δύο αυτών όρων.

Η εκάστοτε ανάπτυξη του ENSO φαινομένου στην εν λόγω περιοχή έχει συνδεθεί με όλες τις ανώμαλες καιρικές συνθήκες της ευρύτερης εκεί περιοχής. Πιστεύεται ακόμη ότι το ENSO φαινόμενο συνδέεται, όταν βρίσκεται σε έξαρση, και με ακραίες καιρικές συνθήκες και άλλων περιοχών του πλανήτη μας. Σε ό,τι αφορά το Μεσογειακό χώρο, άρα και τη χώρα μας, δεν υπάρχει μάλλον αυτή η επίδραση.

Τέλος σχετικά με τον όρο EL NINO υπάρχει η εξής φιλολογία:

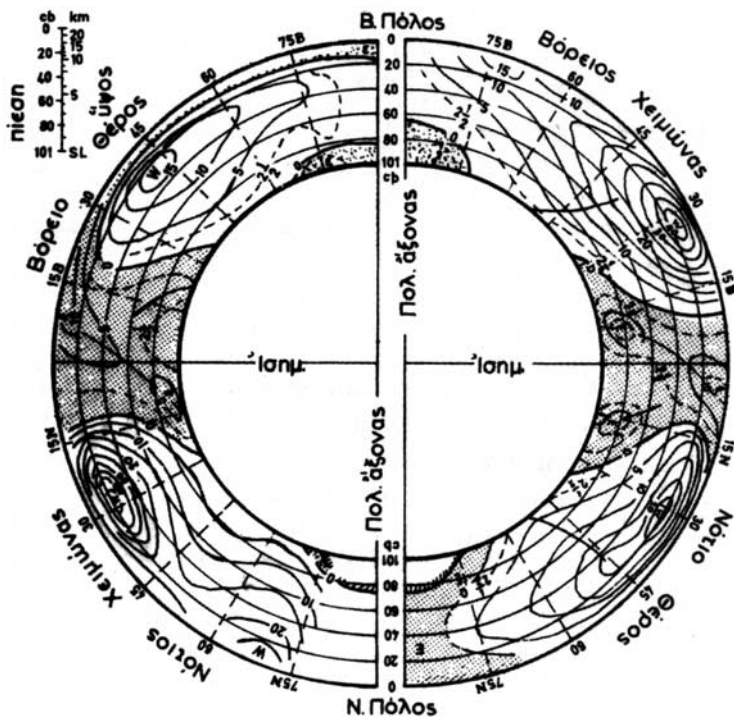
Στο τέλος κάθε χρόνου, τις άγιες δηλ. μέρες των Χριστουγέννων, εμφανίζεται κατά μήκος των ακτών του Ecuador και του Peru ένα ασθενές θερμό επιφανειακό ωκεάνιο ρεύμα (Σχ. 8.4.4-a). Το ρεύμα αυτό οι Ιθαγενείς κάτοικοι των περιοχών αυτών το ονόμασαν, πριν από πολλά χρόνια, EL NINO, που στη γλώσσα τους (Ισπανικά) σημαίνει κάτι σαν "το δειό βρέφος" μια και εμφανίζεται ως γνωστόν συνήθως τις μέρες των Χριστουγέννων.

Επιστημονικά ο όρος EL NINO χρησιμοποιείται, περισσότερο, όταν υπάρχει έξαρση του όλου φαινομένου (Σχ. 8.4.4-b). Υπό κανονικές συνθήκες χρησιμοποιείται το όρος LA NINA (κοριτσάκι).

## 8.5. Πλανητικοί άνεμοι ανώτερης ατμόσφαιρας

Στο Σχ. 8.5.1 παρουσιάζεται η μέση ροή, στα δύο ημισφαίρια, τόσο τον χειμώνα όσο και το καλοκαίρι, από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 50 mb (20 Km). Αναλυτικότερα, ο έζω κύ-

κλος ανυπροσωπεύει την ισοβαρική επιφάνεια των 50 mb, ο πρώτος εσωτερικός την ισοβαρική επιφάνεια των 1010 mb και οι ενδιάμεσοι κύκλοι ανυπροσωπεύουν τις ισοβαρικές επιφάνειες 300, 600, 400 και 200 mb.

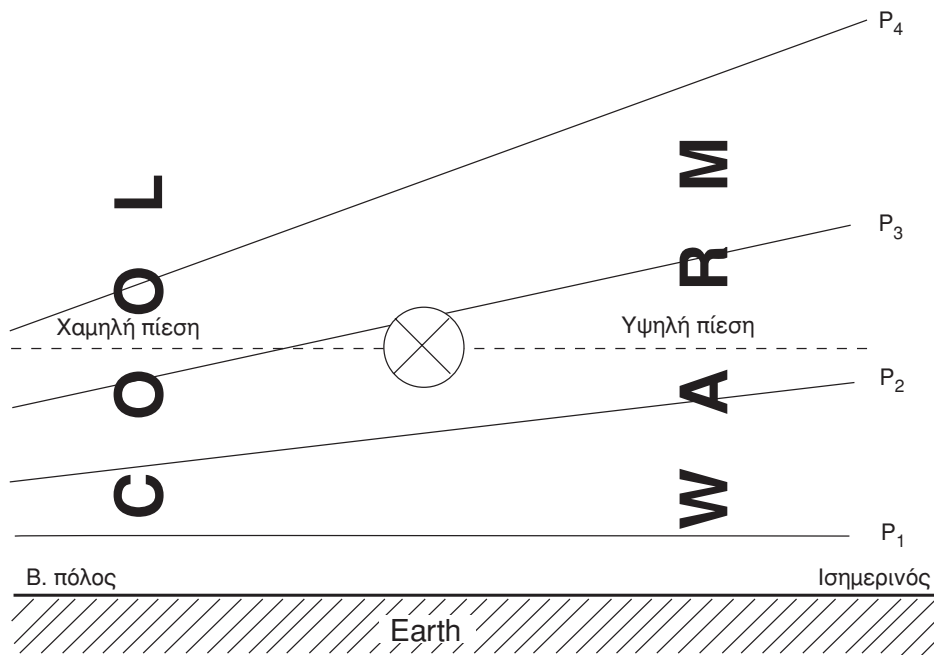


Σχ. 8.5.1 Η μέση ζωνική κυκλοφορία στα δύο ημισφαίρια κατά το Χειμώνα και το Καλοκαίρι. (Κατά Ι. Ζαμπάκα, 1981).

Όπως παρατηρούμε (Σχ. 8.5.1) α) Στα μικρά γεωγ. πλάτη: (περιοχή Τροπικών) οι επικρατούντες άνεμοι της ανώτερης ατμόσφαιρας είναι ανατολικής συνιστώσας (Easterlies). Το πάχος της ζώνης αυτής των ανατολικών ανέμων, όσο ανερχόμαστε καθ' ύψος, περιορίζεται σ' ενα ελάχιστο, στις  $10^\circ$  πλάτος περίπου, κοντά στην ισοβαρική επιφάνεια των 200 mb, αλλά αυξάνει και πάλι πάνω από το επίπεδο αυτό.

Το μέγιστο της ταχύτητας των ανώτερων αυτών ανέμων (10m/sec) βρίσκεται κοντά στον Ισημερινό και στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 200 mb.

β) Στα μέσα και ανώτερα γεωγρ. πλάτη, στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, επικρατούν όπως και στην επιφάνεια άνεμοι δυτικής συνιστώσας (Westerlies). Η ζώνη αυτή των δυτικών ανέμων διευρύνεται κατά πλάτος, στα μέσα γεωγρ. πλάτη και εκτείνεται πάνω από τις ζώνες των ανατολικών ανέμων των Τροπικών και Πολικών περιοχών.



Σχ. 8.5.2 Η κατανομή της πίεσης με το ύψος σε ημισφαιρική βάση. (Κατά L. F. Musk, 1989).

Η ένταση των δυτικών αυτών ανέμων αυξάνει με το ύψος φθάνοντας έτσι την μέγιστη μέση τιμή (40 m/sec) στην ισοβαρική επιφάνεια των 200 mbs και στην περιοχή γεωγρ. πλάτους 30 τον χειμώνα και 40°–45° το καλοκαίρι. Υπάρχει θετική διαφορά ως προς τη μέση μέγιστη τιμή (5m/sec), μεταξύ του νοτίου και βορείου ημισφαιρίου, μόνο κατά το θέρος. Από το γεγονός αυτό είναι φανερό ότι οι άνεμοι αυτοί είναι ισχυρότεροι στο νότιο απ' ότι στο βόρειο ημισφαίριο.

Το ερώτημα βέβαια, που προκύπτει είναι: γιατί οι άνεμοι αυτοί είναι δυτικοί και γιατί μεγιστοποιούνται ως προς την έντασή τους στο ύψος των 200 mb ;

Ως απάντηση ισχύουν τα εξής: Στο Σχ. 8.5.2 απεικονίζεται η κατανομή της πίεσης με το ύψος σε ημισφαιρική βάση. Η κλίση των ισοβαρών  $P_1, P_2, \dots, P_4$  δείχνει ότι πάνω από την περιοχή του Ισημερινού, η πίεση ελαττώνεται καθ' ύψος με μικρότερο ρυθμό απ' ότι στην περιοχή των πόλων, καθότι ο ρυθμός αυτός είναι ανάλογος της πυκνότητας του αέρα. Σημειώνεται ότι ο ψυχρός αέρας έχει πυκνότητα μεγαλύτερη απ' ότι ο θερμός.

Ετσι, η πίεση στο ίδιο ύψος θα είναι μεγαλύτερη πάνω από τον Ισημερινό απ' ότι πάνω από τον πόλο (Σχ. 8.5.2). Επομένως, η φορά της αναπτυσσόμενης δύναμews βαροβαθμίδας, μεταξύ των δύο αυτών περιοχών, θα είναι από τον Ισημερινό προς τους πόλους και προς την ίδια κατεύθυνση θα κινείται, κανονικά, και ο αέρας. Ομως, λόγω και της περιστροφόμενης Γης,

αναπτύσσεται πάνω στον κινούμενο αυτόν αέρα η γνωστή δύναμη Coriolis η οποία εκτρέπει αυτόν προς τα δεξιά (B. ημισφαίριο) η προς τα αριστερά (N. ημισφαίριο) της τροχιάς κίνησής του.

Προφανώς, το αποτέλεσμα της εκτροπής αυτής είναι ο αέρας αυτός να αποκτά τελικά και στα δύο ημισφαίρια διεύθυνση δυτική.

Σε όπι αφορά το μέγιστο της έντασης των δυτικών αυτών ανέμων στο ύψος των 200 mb, δηλ. μόλις κάτω από την τροπόπαυση ισχύουν: η βαροβαθμίδα μεταξύ των περιοχών του Ισημερινού και των Πόλων αυξάνει με το ύψος (Σχ. 8.5.2), καθότι η οριζόντια θερμοκρασιακή βαθμίδα μεταξύ των ιδίων αυτών περιοχών αυξάνει με το ύψος. Η βαροβαθμίδα αυτή μεγιστοποιείται στο ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 200mb. Επομένως, και ο άνεμος που είναι το άμεσο αποτέλεσμά της θα μεγιστοποιείται ως προς την έντασή του στο ίδιο ύψος.

Πάνω από την τροπόσφαιρα, η εν λόγω θερμοβαθμίδα παύει να αυξάνει με το ύψος. Ετσι οι εν λόγω δυτικοί ανώτεροι άνεμοι, πάνω από την τροπόπαυση και μέσα στην κατώτερη στρατόσφαιρα, ελαττώνονται, ως προς την ένταση καθ' ύψος.

γ) Οπως φαίνεται στο Σχ. 8.5.1 και στην περιοχή των πόλων, μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, επικρατούν σε κάποιο βαθμό άνεμοι ανατολικής συνιστώσας. Οι άνεμοι αυτοί, στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, υπερκαλύπτονται από τους αντίστοιχους δυτικούς των μέσων και ανώτερων γεωγρ. πλατών και είναι περισσότερο ασθενείς το καλοκαίρι απ' ότι το χειμώνα στο B. ημισφαίριο και το αντίστροφο στο N. ημισφαίριο.

## 8.6. Τα κύματα ROSSBY στην ατμόσφαιρα

Από την εξέταση των επικρατούντων, στην ανώτερη, κυρίως, τροπόσφαιρα δυτικών ανέμων προέκυψε ότι η κίνησή τους δεν είναι απλή και γραμμική αλλά ένα σύστημα κυματισμών σ' όλη την έκταση του κάθε ημισφαιρίου.

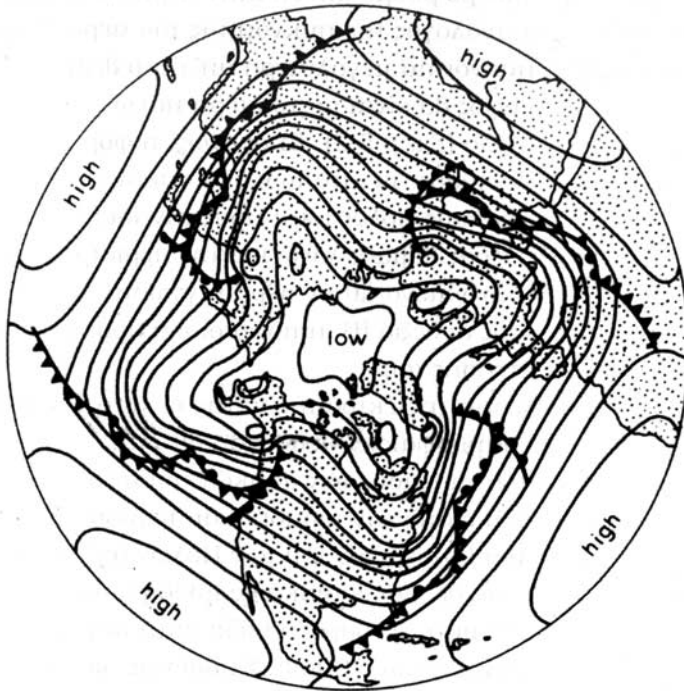
Για τους κυματισμούς αυτούς, πρώτος μίλησε το 1939 ο Carl G. Rossby (Σουηδο-Αμερικάνος Μετεωρολόγος) και γι' αυτό είναι γνωστοί σήμερα σαν "μακρά κύματα" ή απλά "κύματα Rossby".

Στο Σχ. 8.6.1 παρουσιάζεται ένα πρότυπο της μέσης αυτής κυκλοφορίας των δυτικών ανέμων στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 mb, σε ημισφαιρική βάση, μαζί βέβαια, με τα μέτωπα επιφάνειας.

Οπως παρατηρούμε το πρότυπο αυτό περιλαμβάνει 4 κύματα Rossby

Τον αριθμό των κυμάτων Rossby ανά μονάδα μήκους ονομάζουμε "αριθμό κύματος". Ως μονάδα μήκους θεωρούμε την περιφέρεια του παράλληλου κύκλου της Γης, κατά μήκος του οποίου αναπτύσσονται τα κύματα αυτά.





Σχ. 8.6.1 Ένα πρότυπο της μέσης κυκλοφορίας των δυτικών ανέμων στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 mb. (Κατά T. J. Chandler, 1979).

Ο αριθμός αυτός κυμαίνεται, γενικά, από 3 μέχρι 6. Με άλλalόγια, το μήκος κύματος των κυμάτων Rossby (απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών ridges ή troughs) είναι δυνατόν να καλύπτει απόσταση από  $60^\circ$  μέχρι  $120^\circ$  ή επειδή  $1^\circ \approx 111\text{km}$ , από 6660 Km μέχρι 13320 Km.

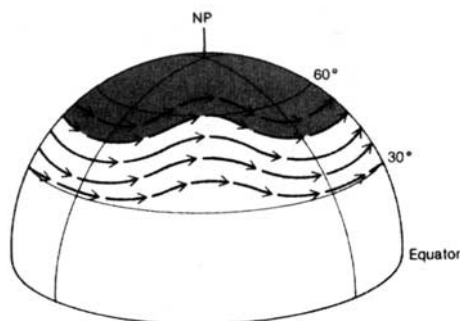
Τα κύματα Rossby χαρακτηρίζουν, περισσότερο, την τροποσφαιρική δυτική ροή πάνω από τα 500 mb. Κάτω από την ισοβαρική αυτή επιφάνεια, λόγω τριβής και τοπογραφίας, σε πολλά σημεία του πλανήτη μας, η εικόνα τους είναι αρκετά διαφοροποιημένη.

Οι δυτικοί άνεμοι που συμμετέχουν στους εν λόγω κυματισμούς, μπορούμε να πούμε, οι αναλύονται σε δύο συνιστώσες. Η μια είναι η “ζωνική συνιστώσα” (διεύθυνση: Δύση–Ανατολή) και η άλλη είναι η “μεσημβρινή συνιστώσα” (διεύθυνση: Βορράς–Νότος). Στα Σχ. 8.6.2 και 8.6.3 απεικονίζονται δύο πρότυπα κυματισμού Rossby με μικρή και έντονη μεσημβρινή συνιστώσα αντίστοιχα.

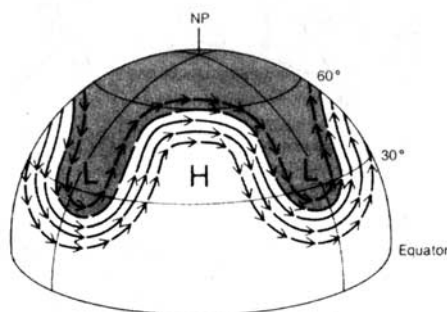
Εμπρακτική απόδειξη της ύπαρξης των κυμάτων Rossby στην ατμόσφαιρα μας, αποτέλεσε και το γνωστό πείραμα GHOST (αρχικά των λέξεων: Global Horizontal Sounding Technique).

Με το πείραμα αυτό στις 30 Μαρτίου 1966 απογειώθηκε από τη Ν. Ζηλανδία ένα ειδικό μπαλόνι το οποίο έφτασε μέχρι τα 12 Km περίπου ύψος

συμπαρσύρθηκε από εκεί και πέρα από την υπάρχουσα στο ύψος, δυτική ροή, σ' ένα παρακολουθούμενο ταξίδι του 49 ημερών. Στο Σχ. 8.6.4 φαίνεται η τροχιά που ακολούθησε το μπαλόνι αυτό στο σύνολο των 49 ημερών και η οποία, προφανώς, μεταξύ των πλατών  $30^\circ$ – $50^\circ$  N, έχει τη μορφή των κυμάτων Rossby.



Σχ. 8.6.2 Κυματισμός Rossby με ασθενή μεσημβρινή συνιστώσα.



Σχ. 8.6.3 Κυματισμός Rossby με ισχυρή μεσημβρινή συνιστώσα.

Σε ό,τι αφορά την ταχύτητα  $c$  των κυμάτων αυτών Rossby ισχύει η σχέση:

$$c = u - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \quad 8.6.1$$

όπου  $u$ : η ταχύτητα των δυτικών ανέμων που συμμετέχουν στον κυματισμό αυτό.

$L$ : είναι το μήκος του εν λόγω κύματος και

$\beta$ : είναι η “παράμετρος Rossby” η οποία εκφράζει τη μεταβολή της Coriolis παραμέτρου  $f$  με το γεωγρ. πλάτος.

Είναι δε  $\beta = 2\omega \sin\varphi/R = 1,6 \times 10^{-11}$  m/sec για  $\varphi = 45^\circ$

όπου  $\omega$ : η γων. ταχύτητα της Γης,  $R$  η ακτίνα της Γης και

$\varphi$ : το γεωγρ. πλάτος.

Η σχέση 8.6.1 είναι λύση διαφορικής εξίσωσης που ισχύει με βάση τις παραδοχές: **α)** Η ατμόσφαιρα στο σύνολο της είναι **Βαροτροπική** (δηλ. η πυκνότητα του αέρα, σε κάθε σημείο της ατμόσφαιρας είναι μονοσήμαντη συνάρτηση της πίεσης), **β)** η ροή του αέρα είναι μόνο οριζόντια και με μηδενική οριζόντια απόκλιση και **γ)** από το σύνολο των γνωστών δυνάμεων δεχόμαστε μόνο την επίδραση των: βαροβαθμίδας και Coriolis.

Η σχέση 8.6.1 μπορεί να γραφτεί:

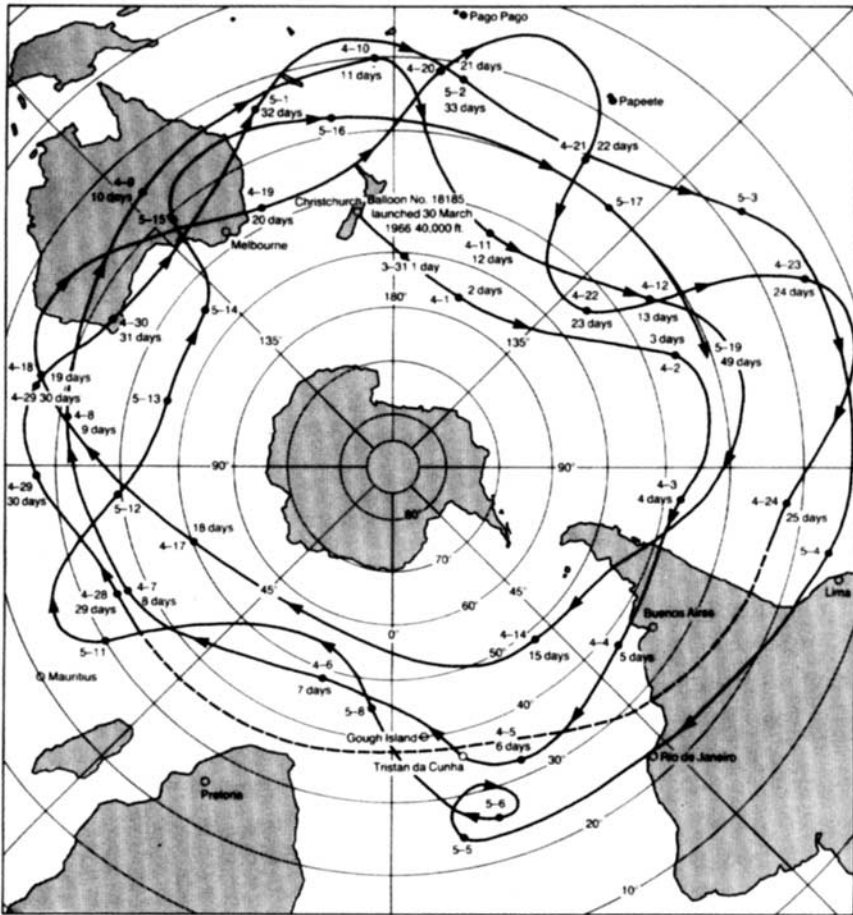
$$(u - c) = \frac{\beta L^2}{4\pi^2} = \frac{2\omega \sin\varphi}{4\pi^2 R} L^2 \quad 8.6.2$$

και επειδή  $La = 2\pi R \cdot n\eta\mu\varphi$  όπου  $a = 0$  “αριθμός κύματος” η 8.6.2 γράφεται:

$$(u - c) = \frac{2\omega R \eta \mu^2 \varphi \sin\varphi}{a^2} \quad \acute{\eta} \quad \text{για } \varphi = 45^\circ \quad 8.6.3$$

$$(v - c) = 326,9 \frac{1}{\alpha^2}$$

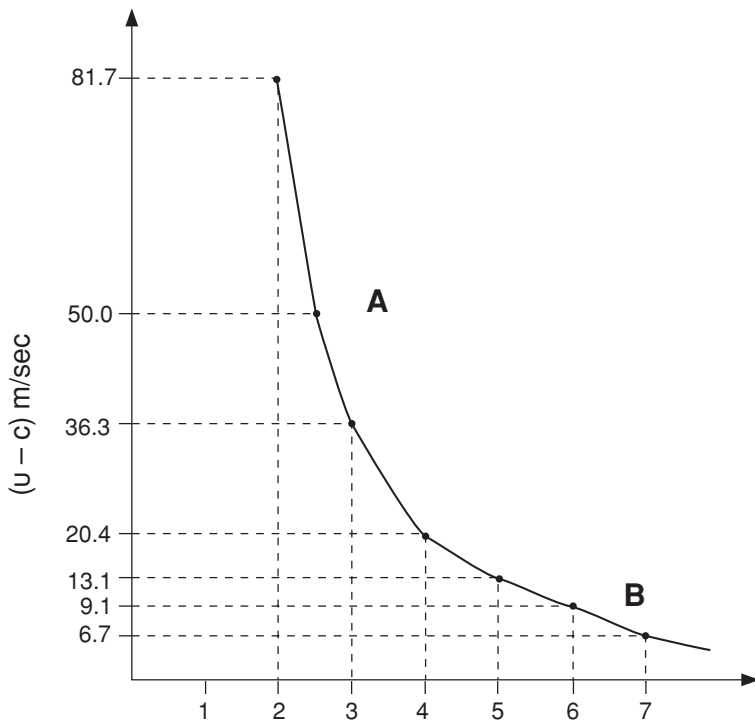
8.6.4



Σχ. 8.6.4 Το αποτέλεσμα του πειράματος GHOST. (Κατά L. F. Musk, 1989).

Στο Σχ. 8.6.5 απεικονίζεται το γράφημα της σχέσης 8.6.4 για τιμές του  $\alpha$ : 1,2,...,7. Από το Σχ. 8.6.3 φαίνεται, καταρχήν, ότι όσο ελαττώνεται ο αριθμός κύματος  $\alpha$  τόσο αυξάνει η διαφορά  $(v-c)$ . Με άλλα λόγια ισχυρό ρεύμα δυτικών ανέμων (μεγάλη διαφορά  $v-c$ ) προϋποθέτει μικρό αριθμό κύματος.

Είναι γνωστό από σχετικές μετρήσεις ότι οι τιμές  $(v-c)$  στην ατμόσφαιρα είναι μεταξύ 10 και 50 m/sec. Συνεπώς, το Σχ. 8.6.5 έχει εφαρμογή στην ατμόσφαιρα μόνο για το τμήμα AB της καμπύλης. Με το σκεπτικό όμως αυτό δίδεται απάντηση στο ερώτημα γιατί ο αριθμός κύματος κυμαίνεται, γενικά, από 3 μέχρι 6.



Σχ. 8.6.5

### 8.7. Ο Ζωνικός Δείκτης

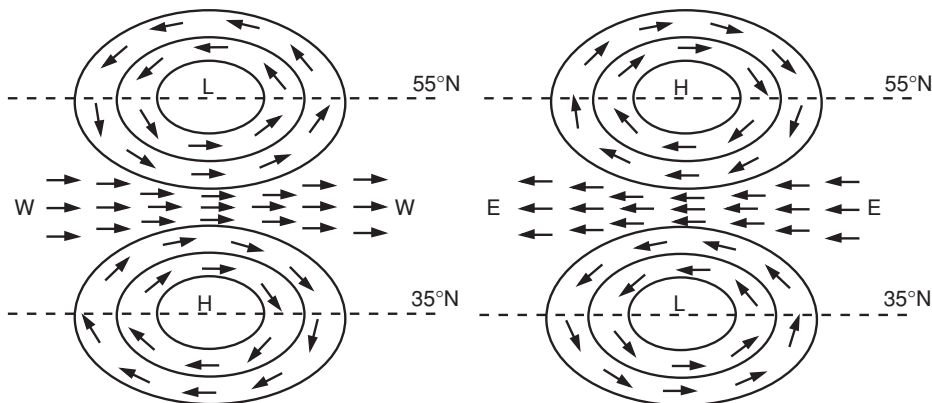
Για την καλύτερη μελέτη των μεταβολών της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και ειδικότερα για την μέτρηση της ισχύος των δυτικών ανέμων, ο C.G. Rossby εισήγαγε, το 1939, την έννοια του “Ζωνικού Δείκτη” (ΖΔ) (Zonal Index). Ο δείκτης αυτός ορίζεται απλα ως: η διαφορά των μέσων πιέσεων μεταξύ δύο κύκλων πλάτους, δηλ.:  $Z\Delta = \Delta(\bar{P}_1 - \bar{P}_2)$ .

Οι κύκλοι πλάτους που συνήθως χρησιμοποιήθηκαν και χρησιμοποιούνται είναι αυτοί των  $35^\circ$  Β και  $55^\circ$  Β. Η μεταξύ αυτών ζώνη είναι, ως γνωστόν, η ζώνη των μέσων πλατών, όπου συμβαίνουν όπως ξέρουμε οι μέγιστες τιμές ταχύτητας των Δυτικών ανέμων. Είναι επομένως:

$$Z\Delta = (\bar{P}_{35^\circ} - \bar{P}_{55^\circ})$$

Οι τιμές του ΖΔ μπορεί να είναι θετικές, οπότε μιλάμε για ανέμους περισσότερο δυτικής συνιστώσας (Σχ. 8.7.1) ή αρνητικές οπότε μιλάμε για ανέμους περισσότερο ανατολικής συνιστώσας (Σχ. 8.7.2).

Οι μεγάλες σχετικά τιμές του ΖΔ (το κριτήριο εξαρτάται από τη γεωγρ. περιοχή και την εποχή) αντιπροσωπεύουν, καθαρά ζωνική κυκλοφορία ενώ οι μικρές Μεσημβρινή κυκλοφορία.



Σχ. 8.7.1 “Υψηλού δείκτη κυκλοφορία”. Ροή δυτική.

Σχ. 8.7.2 “Υψηλού δείκτη κυκλοφορία”. Ροή ανατολική.

Τιμές του ΖΔ μπορούμε να έχουμε τόσο με βάση τους χάρτες καιρού επιφάνειας, όσο και με βάση τους χάρτες καιρού οποιασδήποτε ισοβαρικής επιφάνειας καθ' ύψος.

Υστερα από επικράτηση του δείκτη αυτού ως βασικό μέτρο εκτίμησης της κυκλοφορίας, γενικά, έχουν καθιερωθεί οι όροι: **α) Υψηλού Δείκτη κυκλοφορία** (High Index Circulation) και **β) Χαμηλού Δείκτη κυκλοφορία** (Low Index Circulation). Εξορισμού “Υψηλού Δείκτη Κυκλοφορία” είναι μια κατάσταση της Γενικής κυκλοφορίας όπου επικρατεί ισχυρή ζωνική ροή, στα μέσα πλάτη, και ασθενής, φυσικά, μεσημβρινή ροή. Η κατάσταση αυτή απεικονίζεται στους χάρτες καιρού με μια διάταξη των ισοβαρών-ισοϋψών καμπύλων περισσότερο κατά μήκος των κύκλων πλάτους (Σχ. 8.6.2).

Στη “Χαμηλού Δείκτη Κυκλοφορία” έχουμε ασθενή ζωνική ροή και ισχυρή μεσημβρινή. Η διάταξη στην περίπτωση αυτή, των ισοβαρών-ισοϋψών είναι περισσότερο κατά μήκος των μεσημβρινών κύκλων γεωγρ. μήκους (Σχ. 8.6.3).

Η μεταφορά, σε ό,τι αφορά την κυκλοφορία από “Υψηλού” δείκτη σε “Χαμηλού” και ξανά πάλι σε “Υψηλού” δείκτη κυκλοφορία, ονομάζεται “**κύκλος του δείκτη**” (Index Cycle).

Ο κύκλος αυτός συμβαίνει κανονικά τον χειμώνα σε χρονικά διαστήματα των 4 έως 6 εβδομάδων κατά μέσον όρο.

Πρέπει, τέλος, να σημειωθεί ότι η συσχέτιση των τιμών του ΖΔ με την μορφή της κυκλοφορίας αποτελεί, απλά, ένα περιγραφικό μέσο χωρίς να μπορεί να δώσει τα φυσικά και δυναμικά αίτια των αλλαγών στην μορφή της κυκλοφορίας.

### 8.7α. Η κόμμανση - ταλάντωση του Β. Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation) NOA

Ο όρος “κόμμανση του Β. Ατλαντικού” που πρώτος εισήγαγε, κατά την 10ετία του 1930 ο Gilbert Walker, αναφέρεται στην παρατηρούμενη εναλ-

λαγή των ατμοσφαιρικών μαζών μεταξύ των Υποτροπικών και Υποπολικών περιοχών του Β. Ατλαντικού Ωκεανού.

Χαρακτηρίζεται από μεταβολές, σε μηνιαία και εποχιακή βάση, της βαροβαθμίδας μεταξύ των δύο γνωστών κέντρων δράσης της περιοχής αυτής, δηλ. του Αντικυκλώνα των Αζορών και του χαμηλού της Ισλανδίας.

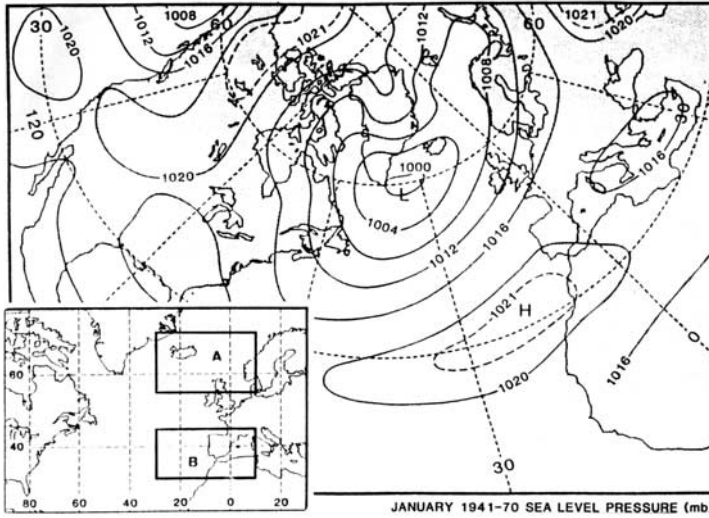
Ανάλογες βέβαια μεταβολές διαπιστώνονται και στις βαθμίδες των γεωδυναμικών υψών, σε συγκεκριμένες στάθμες, πάνω από τα ως άνω κέντρα δράσης.

Ως μέτρο εκτίμησης των ως άνω μεταβολών χρησιμοποιείται ευρέως ο **“Δείκτης της ΝΑΟ”** (North Atlantic Oscillation Index) (NAOI).

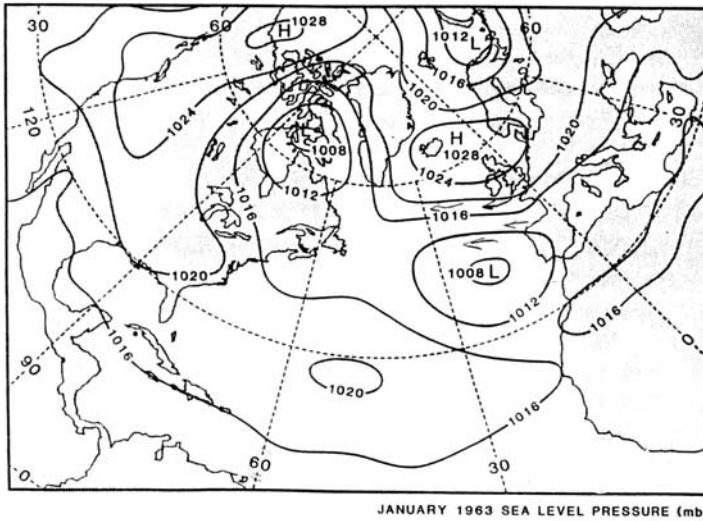
Για τον υπολογισμό αυτού του Δείκτη χρησιμοποιούνται συνήθως οι τιμές πίεσης συγκεκριμένων μετεωρολογικών σταθμών που βρίσκονται κοντά στις κεντρικές περιοχές των ως άνω κέντρων δράσης, π.χ. σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν από τον Hurrell (1995) είναι: ο Stykkisholmur ( $65^{\circ} 05' N$ ,  $22^{\circ} 44' W$ ) για το χαμηλό της Ισλανδίας ( $P_2$ ) και ο Ponta Delgata ( $37^{\circ} 44' N$ ,  $25^{\circ} 42' W$ ) για τον Αντικυκλώνα των Αζορών ( $P_1$ ). Έτσι ( $NAOI = P_1 - P_2$ ). Θα μπορούσε να λεχθεί ότι ο Δείκτης αυτός είναι ένας **“Τοπικός Ζωνικός Δείκτης”** (Local Zonal Index). Είναι λοιπόν φανερό ότι ο Δείκτης ΝΑΟ είναι παρόμοιος με το Ζωνικό Δείκτη όμως διαφέρουν ως προς τον τρόπο υπολογισμού τους. Για τον υπολογισμό του δείκτη ΝΑΟ χρησιμοποιούνται οι τιμές δύο μόνο σταθμών, σε πολύ μεγάλη απόσταση μεταξύ τους ενώ για τον Ζωνικό Δείκτη χρησιμοποιούνται, ως γνωστόν, οι μέσες τιμές πίεσης κατά μήκος δύο “κύκλων πλάτους”  $35^{\circ}N$  και  $55^{\circ}N$  ευρείας γεωγραφικής έκτασης.

Προφανώς και οι τιμές του Δείκτη ΝΑΟ μπορεί να είναι θετικές ή αρνητικές. Στο χάρτη 8.7α.1 παρουσιάζεται μια Συνοπτική εικόνα που δίνει θετικές τιμές στον Δείκτη αυτόν ενώ η Συνοπτική εικόνα του χάρτη 8.7.α.2 δίνει αρνητικές τιμές στον δείκτη αυτόν. Στο χάρτη 8.7.1 παρουσιάζεται η χρονοσειρά των τιμών της επιφανειακής πίεσης για τον Ιανουάριο της περιόδου (1860-1980) των δύο σταθμών που συνήθως χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του δείκτη ΝΑΟ. Όπως παρατηρούμε και για τον μήνα αυτόν, υπήρξαν χρονιές (1881, 1963) όπου οι τιμές του Δείκτη ΝΑΟ ήταν αρνητικές. Στην εργασία T. MOSES et al. (1987) αναφέρεται ότι για την περίοδο (1869-1980) 82 μήνες από το σύνολο των 1368 μηνών (δηλ 6%) παρουσίασαν αρνητικές τιμές του Δείκτη αυτού. Μεγάλες σχετικά θετικές τιμές του Δείκτη ΝΑΟ έχουμε, φυσικά, όταν ο Αντικυκλώνας των Αζορών εμφανίζεται αρκετά ενισχυμένος και το χαμηλό της Ισλανδίας συγχρόνως “βαθαίνει”.

Στις περιπτώσεις αυτές επικρατεί, μεταξύ του κέντρου αυτών δράσης, ισχυρή Δυτική ροή (Westelies) η οποία συμβάλλει ώστε να μεταφέρονται προς τα ΒΔ κατά μήκος του Ατλαντικού, και προς την Ευρώπη, σχετικά θερμές και υγρές αέριες μάζες από Νοτιότερες περιοχές του Ατλαντικού. Το γεγονός βέβαια αυτό οδηγεί σε αύξηση των “Κυκλογενέσεων” και στη συνέχεια αύξηση του Υετού των περιοχών αυτών.



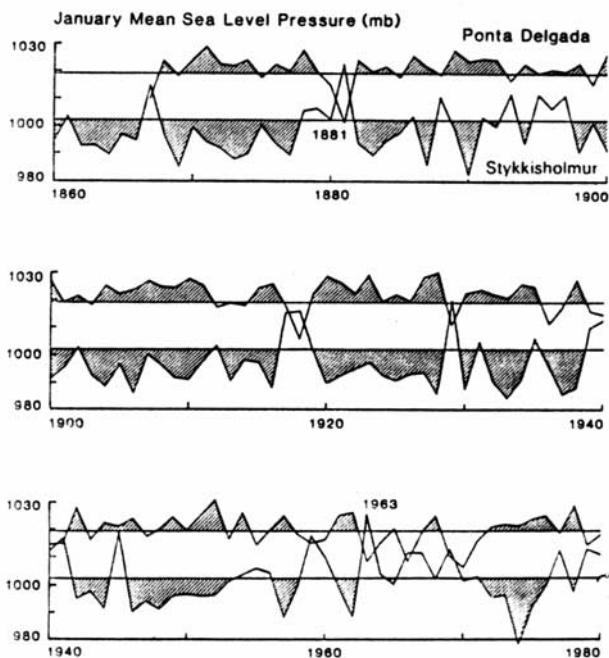
Χάρτης 8.7<sub>α</sub>.1 Η γεωγραφική κατανομή των μέσων τιμών (hPa) της επιφανειακής Ατμοσφαιρικής πίεσης, του Ιαν., της περιόδου (1941-70).



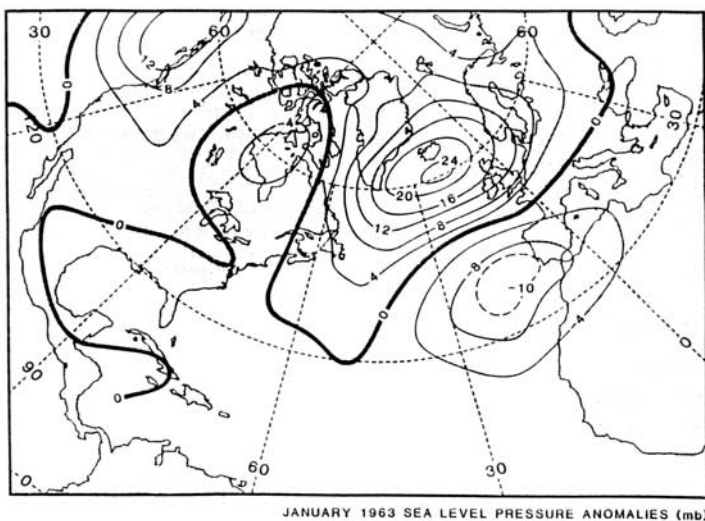
Χάρτης 8.7<sub>α</sub>.2 Η γεωγραφική κατανομή των μέσων μηνιαίων τιμών (hPa) της επιφανειακής ατμοσφαιρικής πίεσης για τον Ιαν. του 1963.

Αντίθετα χαμηλές τιμές του Δείκτη αυτού ή αρνητικές οδηγούν στην επικράτηση Μεσημβρινής ροής ή Ανατολικής συνιστώσας ροή, αντίστοιχα, πάνω από τις εν λόγω περιοχές.

Στις περιπτώσεις αυτές επικρατούν κυρίως, “Συστήματα Εμποδισμού” (blocking Patterns) στις περιοχές αυτές. Συνήθως Πολικοί Ανικυκλώνες κινούνται προς Νότο πάνω από τον Ανατολικό Ατλαντικό και την Ευρώπη.



**Χάρτης 8.7.1** Οι χρονοσειρές των μέσων μηνιαίων τιμών (hPa) της επιφανειακής ατμοσφαιρικής πίεσης, του Ιαν., για τους σταθμούς Ponta Delgada και Stykkisholmur (1860-1980). Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές δείχνουν τις θετικές και αρνητικές διαφορές από τη μέση τιμή της περιόδου (1941-70).



JANUARY 1963 SEA LEVEL PRESSURE ANOMALIES (mb)

**Χάρτης 8.7.α.3** Η γεωγραφική κατανομή των “ανωμαλιών” της επιφανειακής ατμοσφαιρικής πίεσης (διαφορά από τη μέση τιμή της περιόδου (1941-1970), για τον Ιαν. του 1963.



Στις περιοχές αυτές οι χειμώνες στη Βόρεια και Δυτική Ευρώπη είναι ασυνήθιστα “δρυμείς”. Μερικά παραδείγματα τέτοιων χειμώνων είναι εκείνοι των ετών: 1941-42, 1962-63, 1968-69 (Χάρτης 8.7α.3).

Η σχετική βιβλιογραφία δέχεται ότι τόσο ο θετικός όσο και ο αρνητικός τύπος (mode) της ΝΑΟ επιδρούν στο θερμοκρασιακό και βροχομετρικό σύστημα των περιοχών της Μεσογείου. Σε ό,τι αφορά την περιοδικότητα του χειμερινού δείκτη της ΝΑΟ επικρατέστερη και στατιστικά σημαντική είναι η σχεδόν διετής κύμανση (near-biennial high-frequency variability).

Γενικά μπορεί να λεχθεί ότι: Υψηλές θετικές τιμές του ΝΑΟΙ σημαίνουν Ζωνική Κυκλοφορία και άρα καλοκαιρία, γενικώς, στην ευρεία εκεί περιοχή, ενώ χαμηλές ή αρνητικές τιμές του δείκτη αυτού σημαίνουν Μεσημβρινή Κυκλοφορία και άρα κακοκαιρία στην περιοχή αυτή.

## ΟΙ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΙ

### 8.8. Γενικά

Όπως προκύπτει από τη γνωστή υδροστατική εξίσωση  $dp = -\rho g \cdot dz$ , μέσα στην τροπόσφαιρα ( $g = \text{σταδ.}$ ) ο ρυθμός  $dp/dz$  εξαρτάται, κυρίως, από την τιμή του  $\rho(z)$ . Συνεπώς, ο ρυθμός αυτός είναι μεγαλύτερος, πάνω από ψυχρές περιοχές ( $\rho$  μεγάλο) σε σχέση με εκείνο πάνω από θερμές περιοχές (Σχ. 8.5.2).

Ταυτόχρονα όμως, η βαροβαθμίδα μεταξύ των περιοχών αυτών θα αυξάνει με το ύψος. Άρα και η ταχύτητα των δυτικών ανέμων στην ελεύθερη ατμόσφαιρα αυξάνει με το ύψος (Σχ. 8.5.1).

Έτσι, οι ανώτεροι δυτικοί άνεμοι των μέσων και ανώτερων γεωγ. περιοχών, δεν είναι, ως προς την ταχύτητα, ομοιόμορφοι παντού. Υπάρχουν περιοχές στην ανώτερη ατμόσφαιρα όπου καθ' όλη σχεδόν τη διάρκεια του έτους έχουμε ένα πολύ ισχυρό ρεύμα-ποτάμι αέρος (μέγιστο ταχύτητας) που είναι γνωστό σαν **αεροχειμάρρος** (Jet stream). Τον αεροχειμάρρο αυτόν τον εντοπίζουμε, σε καθημερινή βάση, στους χάρτες καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας. Βρίσκονται, συνήθως, σε ύψος από 7,5 μέχρι 14 Km μόλις κάτω από την τροπόπαυση και παίζουν σημαντικό ρόλο στην ταχεία μεταφορά ενέργειας σε μεγάλες αποστάσεις μέσα στην ατμόσφαιρα.

Η πρώτη συζήτηση για τους αεροχειμάρρους, γενικά, έγινε μετά το 1946 οπότε άρχισε η μελέτη της δομής της ατμόσφαιρας καθ' ύψος με τις ραδιοβολήσεις.

Ο ακριβέστερος ορισμός του αεροχειμάρρου, όπως έχει τυποποιηθεί από τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό (World Meteorological Organization, W.M.O) έχει ως εξής: “Αεροχειμάρρος είναι ένα ισχυρό, λεπτό ρεύμα αέρος, κατά μήκος σχεδόν οριζόντιου άξονα, στην ανώτερη τροπό-

σφαιρα ή κατώτερη στρατόσφαιρα, χαρακτηριζόμενο από μεγάλες κατακόρυφες και οριζόντιες βαθμίδες ταχύτητας (wind shears) και που παρουσιάζει ένα ή περισσότερα μέγιστα ταχύτητας”.

Σύμφωνα με τα παραπάνω οι διαστάσεις σε Km της περιοχής-κοίτης του αεροχειμάρρου είναι γενικά: Δx:ΔY:ΔZ 1000:100:1 αντίστοιχα, με τυπκές, βέβαια, τιμές.

Εχουν μετρηθεί μέγιστες ταχύτητες στον πυρήνα (core) του αεροχειμάρρου, πάνω από την περιοχή νότια της Ιαπωνίας, της τάξεως των 500 Km/h. Αν ληφθεί υπόψη ότι η μέση γεωστροφική ροή στην ατμόσφαιρα είναι 40 Km/h περίπου, οι παραπάνω ταχύτητες είναι πράγματι κάτι το εξαιρετικό. Ως προς τις παρατηρούμενες βαθμίδες των ταχυτήτων κατά την οριζόντια και κατακόρυφη έννοια ισχύουν τα εξής:

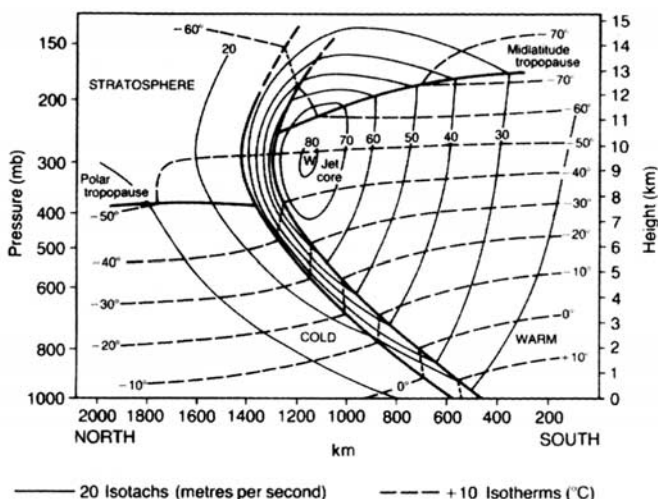
Η μεν οριζόντια βαθμίδα είναι της τάξεως των 5 m/sec/100 Km η δε κατακόρυφη βαθμίδα είναι της τάξεως των 5–10 m/sec/1 Km.

Η ταχύτητα των ανέμων ελαττώνεται ταχέως πάνω και κάτω από τον πυρήνα του αεροχειμάρρου.

Εχει βρεθεί ότι σε κάθε ημισφαίριο, σε μέση κατάσταση διακρίνουμε δύο, κυρίως, αεροχειμάρρους. Ο πρώτος ονομάζεται Αεροχειμάρρος του Πολικού μετώπου (Polar front jet-stream) και ο δεύτερος Υποτροπικός Αεροχειμάρρος (Sub-tropical Jet-stream).

## 8.9. Ο αεροχειμάρρος του πολικού μετώπου

Στο Σχ. 8.9.1 απεικονίζεται η κατακόρυφη τομή, μέχρι ύψος 15 Km, του πολικού μετώπου.



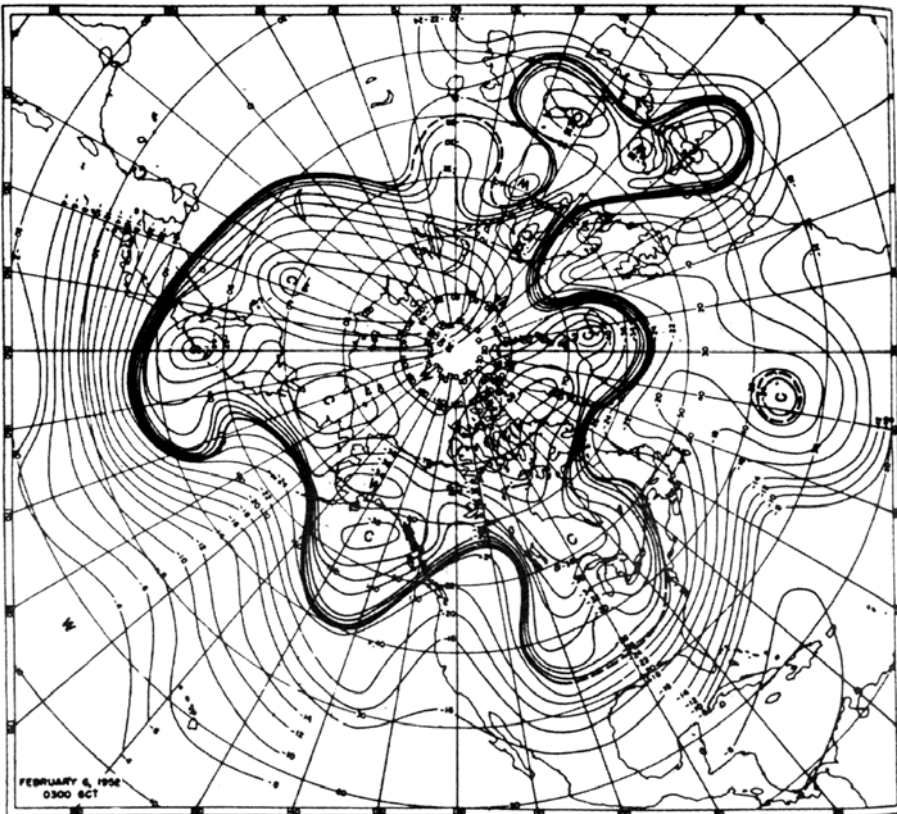
Σχ. 8.9.1 Μια κατακόρυφη τομή της ζώνης του πολικού μετώπου που δείχνει τη θέση του πολικού αεροχειμάρρου μαζί με την κατακόρυφη τομή του πεδίου του ανέμου και της θερμοκρασίας. (Κατά L. F. Musk, 1989).

Όπως παρατηρούμε δια μέσου της μετωπικής αυτής ζώνης υπάρχει έντονη θερμοβαθμίδα. Το πεδίο των ισοταχών καμπύλων, εξάλλου, δείχνει ότι στην περιοχή του θεμού, σχευικά, αέρα στο ύψος 9–12 Km και μεταξύ των δύο τροποπαύσεων υπάρχει ένα μέγιστο ταχύτητας των δυτικών ανέμων της τάξης των 80m/sec. Το ισχυρό αυτό ρεύμα αποτελεί τον πυρήνα του λεγόμενου αεροχειμάρρου του πολικού μετώπου. Η αιτία ύπαρξης του αεροχειμάρρου αυτού, στην περιοχή αυτή, είναι η παρατηρούμενη εκεί, κατά μήκος του πολικού μετώπου, εντονότατη θερμοβαθμίδα.

Είναι εξάλλου, γνωστό ότι έντονη θερμοβαθμίδα συνεπάγεται έντονη βαροβαθμίδα και άρα ισχυρό ρεύμα αέρος στην περιοχή αυτή.

Σε ότι αφορά τις γεωγραφικές θέσεις πάνω από τις οποίες συναντάται ο αεροχειμάρρος αυτός ισχύει το εξής: οι θέσεις αυτές εξαρτώνται από τις εκάστοτε θέσεις του πολικού μετώπου το οποίο ως γνωστόν τον μεν χειμώνα μετακινείται προς Νότο το δε θέρος προς Βορράν.

Στο Σχ. 8.9.2 απεικονίζεται η σχετική γεωγ. θέση του πολικού μετώπου, άρα και του ομώνυμου αεροχειμάρρου, για τις 6 Φεβρουαρίου του 1952.



Σχ. 8.9.2 Η ζωνική μεταβολή της θέσης του πολικού μετώπου και της θέσης του πολικού αεροχειμάρρου (έντονη γραμμή). (Κατά J. V. Iribarne and H. R. Cho, 1980).

Ο εν λόγω αεροχειμάρρος τοποθετείται, γενικά, στη ζώνη 40–70 Β και παρουσιάζει μεταβολές και ως προς τη θέση και ως προς το ύψος και ως προς την ταχύτητά του ημέρα με ημέρα.

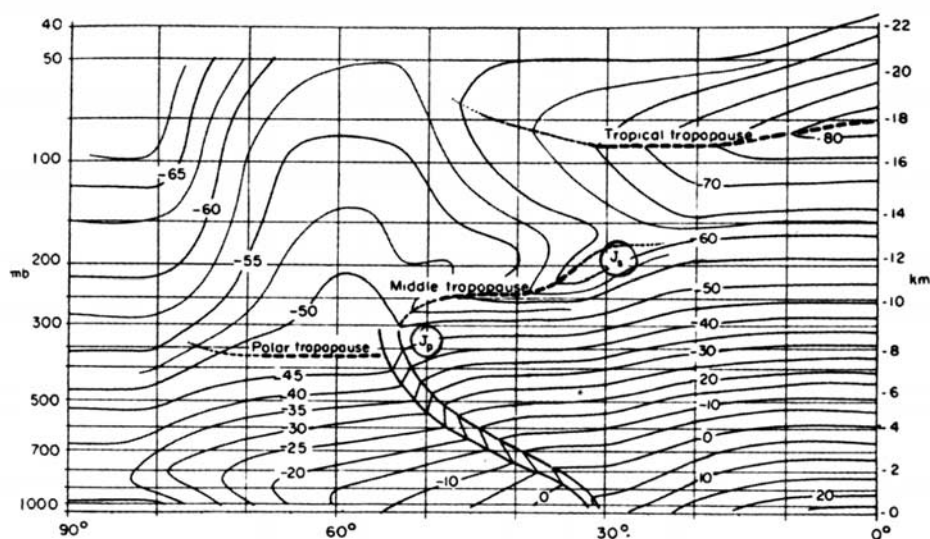
Η ύπαρξή του συνδέεται με την ταχεία μεταφορά ενέργειας στην αιμόσφαιρα των πλατών αυτών και άρα με τη διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος των περιοχών αυτών.

## 8.10. Ο υποτροπικός αεροχειμάρρος

Ο αεροχειμάρρος αυτός, των δυτικών επίσης ανέμων, (Westrerly Subtropical Jet Stream) εμφανίζεται και στα δύο ημισφαίρια, μεταξύ των πλατών 25° και 30° τον χειμώνα και λίγο βορειότερα το καλοκαίρι, σε ύψος 12–13 Km περίπου. Συγκεκριμένα, υπάρχει στο κενό-ασυνέχεια μεταξύ των δύο τροποπαύσεων: της πολικής και τροπικής (Σχ. 8.10.1)

Η ύπαρξη του αεροχειμάρρου αυτού στη θέση αυτή εξηγείται δυναμικά ως εξής:

Στα ύψη αυτά, επειδή η τριβή είναι αμελητέα, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι για την εκεί κίνηση του αέρα ισχύει η αρχή διατηρήσεως της στροφορμής.



Σχ. 8.10.1 Θέσεις του Υποτροπικού (Js) και του Πολικού (Jp) αεροχειμάρρου καθώς και των Τροποπαύσεων. (Κατά J. V. Iribarne and Cho, 1980).

Μια μαθηματική έκφραση της αρχής αυτής είναι η παρακάτω:

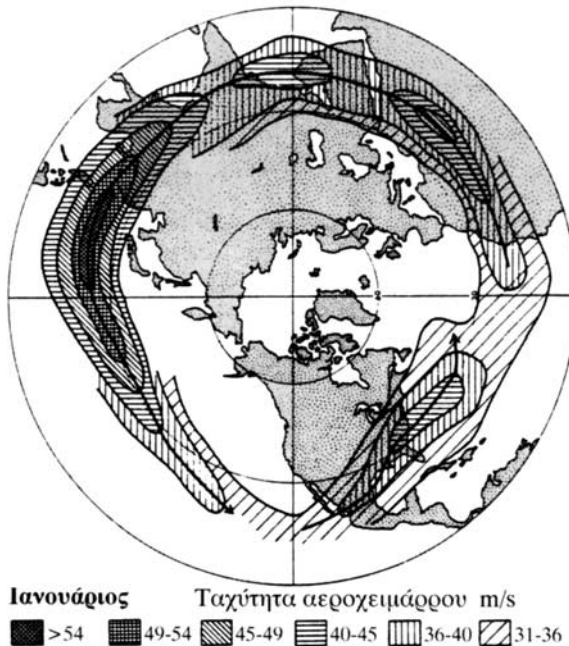
$$\frac{\partial v}{\partial y} = f + \frac{v}{r} \epsilon \phi \phi \quad 8.10.1$$

όπου  $\partial u/\partial y$  είναι ο ρυθμός μεταβολής της οριζόντιας ταχύτητας, κατά γεωγρ. πλάτος  $\phi$ ,  $f$  η Coriolis παράμετρος ( $f = 2\omega \cdot \eta \mu\phi$ ) και  $r$  η απόσταση του ρεύματος αυτού από το κέντρο της Γης. Ο δεύτερος όρος της 8.10.1 προκύπτει από το γεγονός της συγκλίσεως των μεσημβρινών κατά πλάτος και είναι από άποψη μεγέθους το 10% περίπου της  $f$  παραμέτρου.

Σύμφωνα λοιπόν με την 8.10.1 καθώς ο αέρας κινείται, στα ύψη αυτά, από την περιοχή των τροπικών προς τους πόλους, με δυτική φυσικά συνιστώσα, το  $\partial u/\partial y$  μεγιστοποιείται στην περιοχή των υποτροπικών ( $25^\circ-30^\circ$ ). Το γεγονός αυτό έχει σαν συνέπεια την δημιουργία πάνω από τις περιοχές αυτές και σε ύψη 12–13 Km, του εν λόγω Υποτροπικού Αεροχειμάρρου.

Στα Σχ. 8.10.2 και 8.10.3 φαίνονται οι μέσες δέσεις και εντάσεις του υποτροπικού αεροχειμάρρου κατά τη διάρκεια του έτους. Όπως παρατηρούμε (Σχ. 8.10.2) κατά τον χειμώνα διακρίνονται τρία, κυρίως, κέντρα μέγιστης ταχύτητας. Το πρώτο πάνω από τις ανατολικές ακτές της Β. Αμερικής, το δεύτερο πάνω από την Β. Αφρική και την περιοχή της Σαουδαραβίας και το τρίτο στις ανατολικές ακτές της Ασίας, κάτω από την Ιαπωνία όπου εμφανίζεται και το απόλυτο, όπως ήδη είπαμε, μέγιστο ταχύτητας (500 km/h).

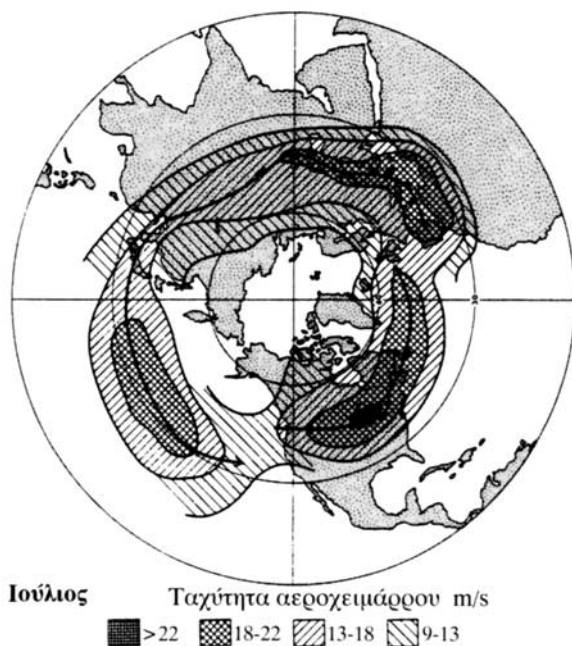
Το καλοκαίρι (Σχ. 8.10.3) ο ίδιος αεροχειμάρρος διαφοροποιείται και ως προς τη θέση και ως προς την ταχύτητα.



Σχ. 8.10.2 Η θέση του Υποτροπικού αεροχειμάρρου κατά τον Ιανουάριο. (Κατά Barry and Chorley, 1968).

Οι παρατηρούμενες ταχύτητες είναι σχεδόν στο μισό αυτών που παρατηρούνται τον χειμώνα. Η μέση θέση του είναι τώρα μετατοπισμένη αρκετά βορειότερα. Πιο συγκεκριμένα, το τμήμα του αεροχειμάρρου πάνω από τη Β. Αμερική είναι τώρα μετατοπισμένο πολύ βορειότερα ξεπερνά και τις  $40^\circ$  Β. Το τμήμα της Ανατολικής Ασίας είναι, επίσης, μετατοπισμένο βορειότερα και ανατολικότερα.

Αξιοσημείωτη και άκρως ενδιαφέρουσα για την περιοχή μας, ή γενικότερα για την περιοχή της Μεσογείου, είναι η μετατόπιση του τμήματος του αεροχειμάρρου αυτού που τον χειμώνα βρισκόταν πάνω από τη Β. Αφρική. Η μέση θέση του είναι τώρα ακριβώς πάνω από την Μεσόγειο, πάνω από τον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο.



Σχ. 8.10.3 Η θέση του Υποτροπικού αεροχειμάρρου κατά τον Ιούλιο. (Κατά Barry and Chorley, 1968).

Το γεγονός αυτό παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την περιοχή μας, από την άποψη του καιρού και του κλίματος και αυτό γιατί: Ο Υποτροπικός αεροχειμάρρος στη θέση αυτή κατά τη διάρκεια του θέρους, αποτελεί ένα φράγμα στην προς νότο κάθοδο των ψυχρών βόρειων αερίων μαζών. Κάτω από τον πυρήνα του αεροχειμάρρου επικρατούν έντονες καθοδικές κινήσεις αέρος, μεγάλης κλίμακας, οι οποίες θερμαίνονται έτσι αδιαβατικά μέσα στην κατώτερη τροπόσφαιρα συμβάλλουν καταρχήν στην νεφοδιάλυση και επικράτηση, τελικά, ζωνικής κυκλοφορίας στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 mb και αντικυκλωνικής ροής στην επιφάνεια της Γης. Με άλλα λόγια, το κα-

ρακτηριστικό "Μεσογειακό κλίμα" της περιοχής μας (ήπιος χειμώνας και δροσερά καλοκαίρια) οφείλεται κατά ένα μεγάλο μέρος και στην δράση του εν λόγω υποτροπικού αεροχειμάρρου.

### **8.11. Μοντέλα της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας.**

#### **Ιστορική ανασκόπηση**

Είναι γνωστόν, ότι ο άνθρωπος, από αμνημονεύτων χρόνων έδειξε ενδιαφέρον για τα μετεωρολογικά φαινόμενα, γενικά.

Διετύπωσε θεωρίες και πρότεινε μοντέλα τα οποία κάλυπταν και καλύπτουν, κατά το πλείστον, την παρατήρηση. Η ιστορική ανασκόπηση των μοντέλων της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας έχει ως ακολούθως:

Το 1686 ο Edmund Halley, Αγγλος Μετεωρολόγος, δημοσίευσε την πρώτη θεωρία, σχετικά με τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Περιληπτικά, σύμφωνα με τις απόψεις του E. Halley οι ανοδικές κινήσεις του θερμού αέρα, των τροπικών περιοχών, από την μια μεριά και οι καθοδικές του ψυχρού αέρα, των πολικών περιοχών από την άλλη θα πρέπει να προκαλούν, τελικά, τους επιφανειακούς ανέμους που ρέουν προς τις θερμές περιοχές, δηλ. τους αληγείς ανέμους.

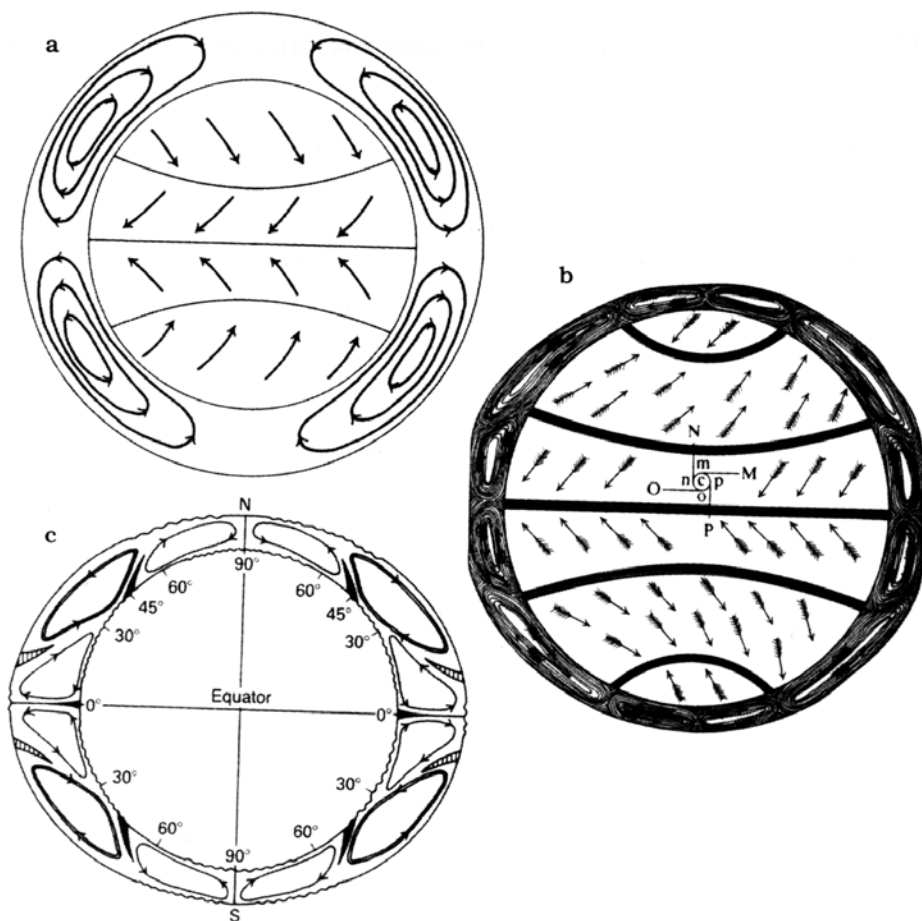
Το 1735 ο George Hadley, Αγγλος επίσης Μετεωρολόγος, διετύπωσε την άποψη ότι: ο αέρας στην περιοχή των τροπικών, λόγω υπερθέρμανσης συνεχώς ανέρχεται, ενώ στην περιοχή των πόλων λόγω ψύξης συνεχώς κατέρχεται. Έτσι, στα ανώτερα μεν στρώματα της ατμόσφαιρας δημιουργείται ένα μεσημβρινό ρεύμα προς τους πόλους ενώ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους δημιουργείται ένα επίσης μεσημβρινό ρεύμα προς τον Ισημερινό.

Το δεύτερο αυτό ρεύμα εκτρεπόμενο λόγω περιστροφής της Γης συναντά τους ΒΑ για το Βόρειο και ΝΑ για το Νότιο ημισφαίριο αληγείς ανέμους. Το μοντέλο αυτό της κυκλοφορίας (Σχ.8.11.1α) είναι, σήμερα, γνωστό σαν "**Δακτύλιος του Hadley**" (Hadley cell) ή κλειστό σύστημα κυκλοφορίας του "Hadley".

Είναι και σήμερα αποδεκτό, μόνο που όπως θα πούμε παρακάτω, περιορίζεται μόνο στη ζώνη μεταξύ του Ισημερινού και των Υποτροπικών πλατών. Εξηγεί, βέβαια, πολύ καλά τους επιφανειακούς ανέμους, μέσα στη ζώνη αυτή αδυνατεί όμως, να εξηγήσει το σύστημα των επικρατούντων επιφανειακών ανέμων των μέσων πλατών.

Το 1856 ο William Ferrel, Αμερικανός Μετεωρολόγος, πρότεινε ένα νέο μοντέλο της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας, το οποίο περιόρισε το "δακτύλιο του Hadley" μόνο στα τροπικά-υποτροπικά πλάτη (Σχ. 8.11.1β). Ο Ferrel είπε ότι: σε σφαιρική πάντα κλίμακα, η ολική κίνηση των δυτικών ανέμων θα πρέπει ν' αντισταθμίζεται με μια άλλη κίνηση ανατολικών ανέμων, έτσι ώστε η κίνηση της ατμόσφαιράς μας να μην είναι ούτε επιταχ-

νόμενη ούτε επιβραδυνόμενη. Πίστευε ότι κανένα σύστημα ανέμων δεν είναι ανεξάρτητο από τα άλλα.



Σχ. 8.11.1 Μοντέλα της Γενικής Κυκλοφορίας: α) Το κλειστό σύστημα κυκλοφορίας του Hadley β) Το σύστημα των τριών δακτυλίων του Ferrel και γ) Το σύστημα των τριών δακτυλίων κατά Bergeron. (Κατά L. F. Musk, 1989).

Έτσι, ο Ferrel εκτός του “δακτυλίου του Hadley επενόησε για τα μέσα γεωγρ. πλάτη, έναν άλλο δακτύλιο, με αντίστροφη ακριβώς διεύθυνση κίνησης των αερίων μαζών σ’ αυτόν, απ’ ότι στον δακτύλιο του Hadley (Σχ. 8.11.1β).

Ο δακτύλιος αυτός είναι, σήμερα, γνωστός σαν “**δακτύλιος του Ferrel**” (Ferrel cell).

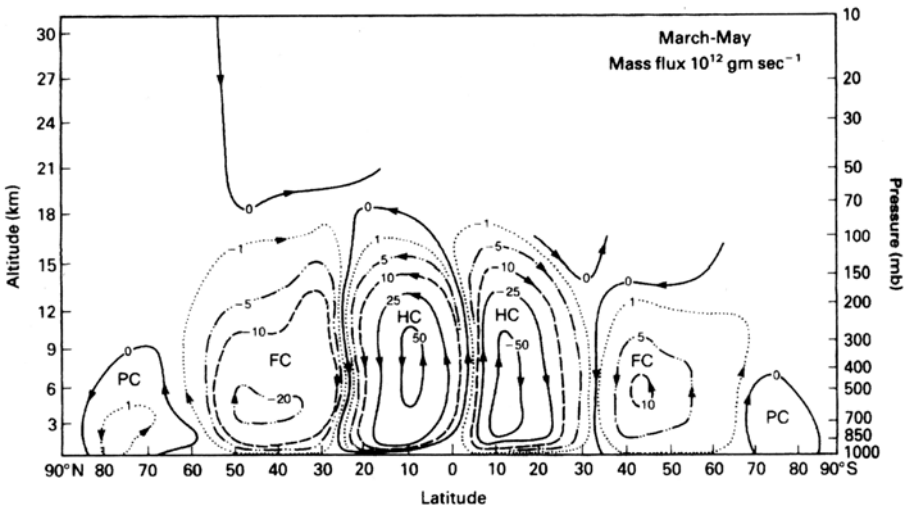
Για την περιοχή των πόλων, εξάλλου, πρότεινε την ύπαρξη ενός τρίτου δακτυλίου ομοιόμορφο μ’ αυτόν των τροπικών–υποτροπικών περιοχών.

Όπως παρατηρούμε (Σχ. 8.11.1β) το μοντέλο αυτό των τριών δακτύλων (**three cell model**) για το Β. ημισφαίριο προβλέπει: ΒΑ επιφανειακούς ανέμους στα τροπικά–υποτροπικά γεωγρ. πλάτη ( $0^{\circ}$ – $30^{\circ}$ ), ΝΔ επιφανειακούς



ανέμους στα μέσα πλάτη ( $30^{\circ}$ – $60^{\circ}$  Β) και ΒΑ, επίσης, επιφανειακούς ανέμους στην περιοχή των πόλων. Ωστόσο, οι ανώτεροι άνεμοι είναι δυτικοί στα τροπικά–υποτροπικά πλάτη, ανατολικοί στα μέσα και δυτικοί πάνω από τις πολικές περιοχές.

Με άλλα λόγια προβλέπει ανοδικές καταρχήν κινήσεις του αέρα στην περιοχή του Ισημερινού λόγω υπερθέρμανσης. Ο αέρας αυτός αφού κερδίσει σημαντικό ύψος, στο στρώμα 10–15 Km, εκτρέπεται προς τους πόλους οπότε και με την επίδραση της Coriolis δυνάμεως αποκτά δυτική συνιστώσα. Στην πορεία του αυτή ψύχεται με ένα ρυθμό, περίπου, 1–2 °C την ημέρα με αποτέλεσμα, τελικά, στο ύψος των 30° Β, περίπου, να καθιζάνει–κατολιθώνεται–προς το έδαφος.



Σχ. 8.11.2 Μέση μεσημβρινή κυκλοφορία για Μάρτιο - Απρίλιο. (PC: πολικός δακτύλιος, FC: δακτύλιος του Ferrel, HC: δακτύλιος του Hadley).

Στον δακτύλιο του Ferrel προβλέπονται ανοδικές κινήσεις στα μεγάλα γεωγρ. πλάτη ( $60^{\circ}$  Β) και καθοδικές στα υποτροπικά ( $30^{\circ}$  Β), οι οποίες δίδουν, τελικά, τους ΝΔ επιφανειακούς και τους ανατολικούς ανώτερους ανέμους. Στην περιοχή των πόλων η κυκλοφορία είναι παρόμοια, αλλά μικρότερη έντασης, με αυτήν των τροπικών–υποτροπικών περιοχών.

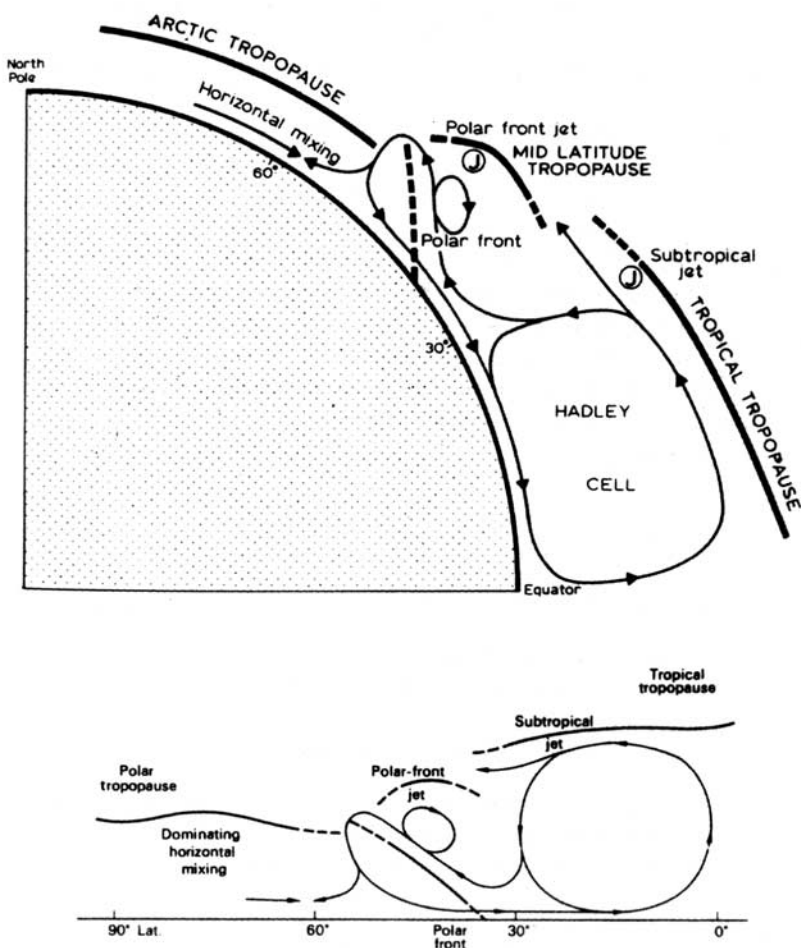
Στο Σχ. 8.11.2 απεικονίζεται η ένταση (ροή μάζας/sec) της μεσημβρινής κυκλοφορίας των τριών αυτών δακτυλίων σε σφαιρική βάση, για την περίοδο Μάρτιος–Μαΐος. Την χειμερινή περίοδο οι εντάσεις αυτές είναι μεγαλύτερες.

Με το μοντέλο αυτό των τριών δακτυλίων, επιτυχώς, εξηγούνται:

α) το σύστημα των παρατηρούμενων επιφανειακών πλανητικών και ιδιαίτερα των αληγών ανέμων και

β) η ζώνη των “υποτροπικών υψηλών” (οι 5 μόνιμοι αντικυκλώνες) στις θέσεις επαφής των δύο πρώτων ως άνω δακτυλίων.

Όμως, το μοντέλο αυτό αποτυγχάνει στο γεγονός ότι προβλέπει ανατολικούς ανώτερους ανέμους στα μέσα πλάτη, ενώ όπως ξέρουμε σήμερα, εκεί συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο. Επίσης, έχει το μειονέκτημα ότι προβλέπει τη συνάντηση των πολικών αερίων μαζών, μ' αυτές των μέσων πλατιών πολύ πιο ψηλά ( $60^\circ$  Β) απ' ότι πράγματι συμβαίνει.



Σχ. 8.11.3 Μοντέλο της Γενικής Κυκλοφορίας σύμφωνα με τον E. Palmén. (Κατά T. J. Chandler, 1979).

Το 1928 ο T. Bergeron και το 1941 ο C. Rossby τροποποίησαν κάπως το παραπάνω μοντέλο.

Ο T. Bergeron, πρωτοπόρος της γνωστής θεωρίας του πολικού μετώπου, τοποθέτησε το πολικό μέτωπο σαν μια διαχωριστική γραμμή μεταξύ των δακτυλίων Ferrel και Πολικού (Σχ. 8.11.4).

Αυτό σημαίνει ότι στην περιοχή αυτή κυριαρχεί η ζώνη αυτή ασυνέχειας του πολικού μετώπου και όχι κάποιος από τους προτεινόμενους δακτυλίους.

Όμως οι μετρήσεις των μετεωρολογικών παραμέτρων στην ατμόσφαιρα (upper-air data) υποχρέωσαν τους μετεωρολόγους, μετά τον δεύτερο παγκόσμιο πόλεμο, να αναθεωρήσουν τις απόψεις τους για τα παραπάνω μοντέλα.

Το 1951 ο Ε. Palmen, Φιλανδός μετεωρολόγος, στα πλαίσια της επιστημονικής του εργασίας σχετικά με τον ρόλο των ατμοσφαιρικών διαταράξεων στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, πρότεινε ένα νέο σχήμα-μοντέλο περισσότερο παραδεκτό σήμερα. Όπως παρατηρούμε (Σχ. 8.11.3) το μοντέλο αυτό περιλαμβάνει: **α)** τον τροπικό δακτύλιο του Hadley, όμοιο μ' αυτόν του Σχ. 8.11.1β, **β)** τον εξωτροπικό δακτύλιο ή δακτύλιο του Πολικού μετώπου και **β)** την περιοχή πέραν της ζώνης των χαμηλών πιέσεων των ανωτέρων γεωγρ. πλατών, δηλ. την υποπολική και πολική περιοχή.

Ο πρώτος δακτύλιος εκτείνεται, όπως σαφώς φαίνεται στο προτεινόμενο σχήμα, μέχρι 30° Β.

Η κυκλοφορία εντός του δακτυλίου αυτού πραγματοποιείται κατά τον ίδιο ακριβώς τρόπο που περιγράψαμε στο μοντέλο “των τριών δακτυλίων”. Εξηγείται έτσι σαφώς: **α)** η δημιουργία του υποτροπικού αεροχειμάρρου, στη θέση μόλις κάτω από την τροπική τροπόπαυση και στο ύψος των υποτροπικών πλατών 25°–30° Β, **β)** η δημιουργία της ζώνης των υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών (μόνιμοι αντικυκλώνες) και **γ)** η δημιουργία της ζώνης των αληγών ανέμων.

Ο εξωτροπικός δακτύλιος, εμφανίζεται στο μοντέλο αυτό, περισσότερο πολύπλοκος απ' αυτόν του Hadley. Το βασικό ρόλο στο δακτύλιο αυτόν παίζει το πολικό μέτωπο, του οποίου η θέση, ως γνωστόν, μετατοπίζεται με την εποχή. Στο Σχ. 8.11.3 έχουμε τη μέση θέση του πολικού μετώπου κατά το χειμώνα.

Παρατηρούμε ένα κενό μεταξύ τροπικής και πολικής τροπόπαυσης, πράγμα που δηλώνει την δυνατότητα τροφοδότησης αερίων μαζών από την τροπόσφαιρα των τροπικών στην στρατόσφαιρα των μέσων γεωγρ. πλατών. Η συνεχής μετατόπιση μέσα στο χρόνο του πολικού μετώπου, περιπλέκει την όλη εικόνα, έτσι ώστε τελικά ο δακτύλιος αυτός να εμφανίζεται περισσότερο ασθενής από εκείνον του Hadley.

Τα σημεία όπου η γραμμή του πολικού μετώπου σημειώνεται διακεκομμένα, δείχνουν τα ύψη ή τις θέσεις όπου το εν λόγω μέτωπο εμφανίζεται περισσότερο αδύνατο. Συγχρόνως όμως, τα σημεία αυτά δείχνουν την αναγκαιότητα ανταλλαγής των αερίων μαζών μεταξύ διαφόρων γεωγρ. πλατών. Έτσι, οι θερμές υποτροπικές αέριες μάζες (ροή δυτικής συνιστώσας) όπως αυτές προέρχονται από τον δακτύλιο του Hadley, διαχεόμενες μέσα από το πολικό μέτωπο, συγκλίνουν με άλλες που προέρχονται από τους πόλους και δημιουργούν έτσι τα μόνιμα και εποχιακά βαρομετρικά χαμηλά των μέσων

πλατών. Τα βαρομετρικά αυτά συστήματα μαζί και με τους υπάρχοντες εκεί κινητούς ανικυκλώνες, ρυθμίζουν τελικά, την εκάστοτε παρατηρούμενη γενική κυκλοφορία στα πλάτη αυτά.

Όπως παρατηρούμε (Σχ. 8.11.3) ο κλάδος αυτός της δυτικής ροής, που προέρχεται από τον δακτύλιο του Hadley, ξεπερνώντας το ύψος του πολικού μετώπου, καθιζάνει και στην πορεία της κατολίσθησης αυτής, χωρίζεται κοντά στην επιφάνεια, σε δύο επιμέρους κλάδους: ο ένας έχει κατεύθυνση προς τον Ισημερινό και κλίνει έτσι, κατά κάποιο τρόπο, τον εν λόγω εξωτροπικό δακτύλιο και ο άλλος με κατεύθυνση προς τους πόλους συναντάται στο ύψος περίπου των  $60^\circ$  Β, με πολικές αέριες μάζες. Το αποτέλεσμα της συνάντησης αυτής είναι ανοδικές κινήσεις και δημιουργία τελικά της ζώνης των χαμηλών πιέσεων των περιοχών αυτών.

Σημειώνεται ότι η κυκλοφορία, των πολικών περιοχών δεν εξηγείται σαφώς με το εν λόγω μοντέλο. Οι περιοχές αυτές, θεωρούνται, απλά, σαν χώρος οριζόντιας ανάμειξης μεταξύ αερίων μαζών που προέρχεται από τις αρκτικές περιοχές αφενός και από τα μικρότερα γεωγρ. πλάτη αφετέρου.

## ΟΙ ΜΟΡΦΕΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΚΑΙ ΟΙ ΜΕΤΑΤΡΟΠΕΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΥΣ

### Γενικά-Ορισμοί

Ο ήλιος είναι, ως γνωστόν, η βασική πηγή ενέργειας του πλανήτη μας. (Γη-Ατμόσφαιρα). Η ενέργεια αυτή, γνωστή σαν “ηλιακή ακτινοβολία” είναι ηλεκτρομαγνητικής φύσεως της οποίας το φάσμα σε ποσοστό  $\cong 99\%$  κυμαίνεται από 0,15  $\mu$ . ως 4,0  $\mu$ .

Η ατμόσφαιρα, ειδικότερα, παίρνει ενέργεια πρώτα μεν κατ’ ευθείαν από τον ήλιο -ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος- και δεύτερον έμμεσα από τη γη -ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος.

Η ενέργεια τώρα αυτή εμφανίζεται στην ατμόσφαιρα με τις εξής μορφές:

- α) Εσωτερική Ενέργεια (Internal Energy) (IE)
- β) Δυναμική Ενέργεια (Potential Energy) (PE)
- γ) Κινητική Ενέργεια (Kinetic Energy) (KE)

Στον όρο “εσωτερική ενέργεια” (IE) περιλαμβάνεται εκτός από την εσωτερική θερμική ενέργεια των μορίων των αερίων που συνιστούν τον ατμοσφαιρικό αέρα και η γνωστή σαν “λανθάνουσα” ενέργεια η οποία όπως είναι γνωστό εμφανίζεται κατά τις μετατροπές των τριών φάσεων του νερού.

Η Δυναμική Ενέργεια (PE) είναι η ενέργεια που έχει το ρευστό γενικά που συνιστά την ατμόσφαιρα, λόγω θέσεως και καταστάσεως.

- Η Κινητική Ενέργεια (KE) είναι το αποτέλεσμα της κινήσεως του παραπάνω ρευστού
- Η Ηλεκτρική Ενέργεια που υπάρχει στην ατμόσφαιρα δημιουργημένη κατά αυτοτελή και μη αυτοτελή τρόπο, εμφανίζεται περισσότερο έντονα κατά τη διάρκεια των τοπικών καταιγίδων, το ολικό όμως ποσό αυτής είναι σχετικά μικρό.
- Η Πυρηνική Ενέργεια υπάρχει στην ατμόσφαιρα σε “λανθάνουσα” μορφή. Τα ποσά της είναι, φυσικά, τεράστια ευτυχώς όμως οι λειτουργίες για την ελευθέρωσή της είναι άγνωστες και οι φυσικοί νόμοι δεν λειτουργούν ευτυχώς προς την κατεύθυνση αυτή.

### 9.16. Μαθητικές εκφράσεις

Ανά μονάδα μάζας του ρευστού ( $m = 1$ ) ισχύουν οι εξής σχέσεις:

$$IE = c_v dT \quad 9.16.1$$

$$PE = gz \quad 9.16.2$$

$$KE = \frac{1}{2} v^2 \quad 9.16.3$$

Αν θεωρήσουμε στατικό το ρεύμα στην ατμόσφαιρα -υδροστατική ισορροπία- τότε: η μεν ΚΕ = 0, για την ΡΕ και ΙΕ όμως μιας κατακόρυφης στήλης αέρος, τομής ίσης με τη μονάδα (s = 1) και ύψους z, όλο το ύψος της ατμόσφαιρας -θεωρητικά από 0→∞- ισχύουν τα εξής:

**1) ΡΕ της κατακόρυφης στήλης**

$$\text{Επειδή } M = \int_0^\infty \rho dz$$

(M: η μάζα αέρος της παραπάνω κατακόρυφης στήλης και ρ η πυκνότητα του ξηρού αέρα) η 9.16.2 όσον αφορά την ΡΕ της όλης μάζας της στήλης αυτής γράφεται:

$$PE = \int_0^\infty gz\rho dz \text{ ή επειδή } dp = -\rho g dz$$

$$PE = \int_0^{P_0} z dp = \int_0^\infty \rho dz$$

P<sub>0</sub>: η πίεση στην επιφάνεια της Γης.

και επειδή p = ρRT R: η ειδική σταθερά των αερίων έχουμε:

$$PE = \int_0^\infty \rho RT dz = \int_0^{P_0} RT \frac{dp}{g} \Rightarrow$$

$$PE = \frac{R}{g} \int_0^{P_0} T dp$$

9.16.4

**2) ΙΕ της κατακόρυφης στήλης**

Θεωρώντας και πάλι όλη τη μάζα της κατακόρυφης στήλης η 9.16.1 γράφεται:

$$IE = \int_0^\infty c_v T \rho dz = \int_0^{P_0} c_v T \frac{dp}{g} \Rightarrow$$

$$IE = \frac{c_v}{g} \int_0^{P_0} T dp$$

9.16.5

Από τις σχέσεις 9.16.4 και 9.16.5 προκύπτει:

$$\frac{PE}{IE} = \frac{R}{c_v} = \frac{c_p}{c_v} - 1 \cong 0.4$$

για ξηρό φυσικά αέρα. Αυτό σημαίνει ότι με την προϋπόθεση της υδροστατικής ισορροπίας η PE και η IE της παραπάνω κατακόρυφης στήλης μέσα στην ατμόσφαιρα βρίσκονται σε σχέση αναλογίες και ότι:

$$PE \cong 0.4 (IE)$$

Με άλλα λόγια οι μετατροπές σε KE που θα δούμε παρακάτω συμβαίνουν με κατανάλωση τόσο της PE όσο και της IE με την ίδια όμως αναλογία. Γι' αυτό κυρίως σ' όλες τις πρόσφατες έρευνες, σχετικά με την ενέργεια στην ατμόσφαιρα οι παραπάνω δύο αυτές μορφές ενέργειας λαμβάνονται υπόψιν μαζί, σαν μια μορφή ενέργειας, γνωστή σήμερα σαν **“Ολική Δυναμική Ενέργεια”** (Total Potential Energy) (TPE).

Για την TPE της παραπάνω κατακόρυφης στήλης ισχύουν τα εξής: Από τις 9.16.4 και 9.16.5 μετά την πρόσθεσή τους έχουμε:

$$TPE = PE + IE = \frac{1}{g} \int_0^{P_0} (R + c_v) T dp \Rightarrow$$

$$TPE = \frac{1}{g} \int_0^{P_0} c_p T dp \quad 9.16.6$$

### 9.17. Χρονικές μεταβολές και μετατροπές των μορφών ενέργειας στην ατμόσφαιρα

Για τις μεταβολές ως προς το χρόνο των παραπάνω μορφών ενέργειας ισχύουν τα εξής:

Από την 9.16.1 προκύπτει:

$$\frac{d(IE)}{dt} = c_v \frac{dT}{dt}$$

και επειδή:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{dQ}{dt} \frac{1}{c_v} - (\gamma - 1) T \cdot \nabla \vec{V}$$

έχουμε

$$\frac{d(IE)}{dt} = \frac{dQ}{dt} - c_v \left( \frac{c_p}{c_v} - 1 \right) T \cdot \nabla \vec{V} \Rightarrow$$

$$\frac{d(IE)}{dt} = \frac{dQ}{dt} - (c_p - c_v) T \cdot \nabla \vec{V} \Rightarrow$$

$$\frac{d(\mathbf{IE})}{dt} = \frac{d\mathbf{Q}}{dt} - R T \cdot \nabla \vec{V}$$

Από την 9.16.2 προκύπτει επίσης:

$$\frac{d(\text{PE})}{dt} = g \frac{dz}{dt} = g \vec{w}$$

όπου  $w$  η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας του ρευστού.

Τέλος από την 9.16.3 προκύπτει:

$$\frac{d(\text{KE})}{dt} = \frac{dv}{dt}$$

και επειδή ως γνωστό:

$$\frac{dv}{dt} = -2\omega \sin\varphi - \alpha \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{F}, \quad \left(\alpha = \frac{1}{\rho}\right)$$

έχουμε:

$$\frac{d(\text{KE})}{dt} = -2\omega \sin\varphi - \alpha \vec{\nabla} p + \vec{g} + \vec{F} \quad 9.17.1$$

Οι τέσσερις όροι του δευτέρου μέλους της 9.17.1 εκφράζουν με τη σειρά: την Coriolis δύναμη, τη δύναμη βαροβαθμίδας, τη δύναμη βαρύτητας και τη δύναμη τριβής, ανά μονάδα μάζας του ρευστού.

Σ' όλες τις σχετικές έρευνες γίνεται λόγος διαχωρισμού της ΤΡΕ σε: α) **Διαθέσιμη Δυναμική Ενέργεια** (Available Potential Energy) (APE) και β) **μη Διαθέσιμη Δυναμική Ενέργεια** (Unavailable Potential Energy) (UPE).

Κατά τον Lorenz, APE είναι: η διαφορά μεταξύ της υπάρχουσας σε μια δεδομένη κατάσταση ΤΡΕ στην ατμόσφαιρα και της ελάχιστης ΤΡΕ η οποία δεν μπορεί να μετατραπεί σε ΚΕ.

Η ελάχιστη αυτή ΤΡΕ είναι η γνωστή σαν UPE. Ισχύει άρα η σχέση:

$$\text{APE} = \text{TPE} - \text{UPE} \quad 9.17.2$$

**Η UPE αναφέρεται** σε μια κατάσταση αναφοράς της ατμόσφαιρας όπου οι ισοβαρείς και οι ισηντροπικές επιφάνειες είναι οριζόντιες η δε δυνητική θερμοκρασία (Potential Temperature) δεν ελαττώνεται με το ύψος.

Κατά τις αδιαβατικές λειτουργίες μετατροπής της ΤΡΕ σε ΚΕ η κατάσταση αυτή αναφοράς στην ατμόσφαιρα δεν μεταβάλλεται, πράγμα που σημαίνει με άλλα λόγια ότι η UPE παραμένει σταθερή και ότι μόνο η APE συμμετέχει στις λειτουργίες αυτές.

Η APE εξαρτάται κυρίως από τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας στις διάφορες ισοβαρικές επιφάνειες και είναι μέγιστη στη χαμηλή τροπόσφαιρα όπου η βαροκλιτικότητα είναι μεγάλη και ελαττώνεται με το ύψος.

Κατά την διάρκεια του έτους έχουμε, κατά μόσο όρο, κατά τον χειμώνα μεν υψηλή APE και χαμηλή ΤΡΕ ενώ κατά το καλοκαίρι συμβαίνει ακριβώς το αντίστροφο.



### 9.18. Ζωνική και στροβιλώδης ενέργεια

Για μελέτες της γενικής κυκλοφορίας, συνηθίζεται πολύ ο **διαχωρισμός τόσο της ΚΕ όσο και της ΑΡΕ** σε συνιστώσες οι οποίες έχουν σχέση και με τη μέση τιμή, ως προς το γεωγραφικό μήκος, του πεδίου της ταχύτητας και της μάζας και με στρόβιλους μεγάλης σχεπικά κλίμακας.

Όσον αφορά την ΚΕ αυτή συνήθως αναλύεται σε δύο συνιστώσες: α) **την Ζωνική Κινητική Ενέργεια (ΖΚΕ)** (Zonal Kinetic Energy) και β) **την Στροβιλώδη Κινητική Ενέργεια (ΕΚΕ)** (Eddy Kinetic Energy).

Με τον όρο ΖΚΕ εννοούμε το ποσό της ΚΕ που θα υπήρχε αν η υπάρχουσα μέση ζωνική ροή παρουσιάζόταν χωρίς την υπάρχουσα πράγματι στροβιλώδη ροή. Ως ΕΚΕ εννοούμε επίσης το ποσό της ΚΕ το οποίο προσυδμέμενο στη ΖΚΕ δίδει την υπάρχουσα κάθε φορά ΚΕ.

Καδ' όμοιο τρόπο η ΑΡΕ αναλύεται στη ΖΑΡΕ η οποία είναι το ποσο της ΑΡΕ που θα υπήρχε αν το πεδίο της μάζας αντικαθίστατο από του ζωνικού μέσου της και στην ΕΑΡΕ η οποία είναι η διαφορά της υπάρχουσας κάθε φορά ΑΡΕ και της ΖΑΡΕ.

Από τη σχέση 9.17.1 προκύπτει ότι: “μόνο οι διαδικασίες που προϋποθέτουν την ύπαρξη κάποιας δυνάμεως, μπορούν να δημιουργήσουν ή να καταναλώσουν ΚΕ”.

Έτσι:

- α) με την επίδραση επί του ρευστού της ατμόσφαιρας, της συνισταμένης των δυνάμεων της βαρύτητας και της κατακόρυφου συνιστώσας της δύναμης της βαροβαθμίδας, πραγματοποιούνται **οι ανοδικές και καθοδικές κινήσεις του ρευστού, μέσα στην ατμόσφαιρα, κατά τις οποίες σαφώς συμβαίνει μετατροπή της ΤΡΕ σε ΚΕ και αντίστροφα**. Η λειτουργία αυτή θεωρείται αδιαβατική και αντιστρεπτή.
- β) Η επίδραση επί του ρευστού των οριζόντιων συνιστωσών της δυνάμεως βαροβαθμίδας, ως ανεξάρτητες δυνάμεις, δημιουργεί **τις οριζόντιες γενικά κινήσεις του ρευστού, κατά τις οποίες έχουμε μετατροπές της ΙΕ σε ΚΕ και αντίστροφα**. Και η λειτουργία αυτή θεωρείται αδιαβατική και αντιστρεπτή.
- γ) Η κίνηση τώρα αντίθετα με τη διεύθυνση της δυνάμεως της τριβής, μετατρέπει την ΚΕ σε ΙΕ η μετατροπή όμως αυτή δεν θεωρείται αντιστρεπτή.
- δ) Η Coriolis δύναμη φυσικά επειδή είναι πάντοτε κάθετη προς τη διεύθυνση της μετατοπίσεως του κινούμενου ρευστού δεν παράγει ούτε καταναλώνει έργο.

Η υπάρχουσα λοιπόν μέσα στην ατμόσφαιρα Γενική Κυκλοφορία, εφοδιάζει αυτή με ΚΕ.

Ένα ποσοστό φυσικά αυτής ζοδεύεται σαν θερμότητα λόγω της τριβής επί του οριακού στρώματος. Έχει υπολογισθεί ότι το ποσό της ΚΕ στην ατμόσφαιρα που χάνεται λόγω τριβής του ρευστού επί του αναγλύφου είναι πε-

ρίπου το 1/100 της ενέργειας που φθάνει στ' ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας από τον ήλιο.

Ένα από τα κύρια προβλήματα της Γενικής Κυκλοφορίας είναι η εύρεση του τρόπου με τον οποίο ένα μέρος της ΙΕ της ατμόσφαιρας μετατρέπεται σε ΚΕ για ν' αναπληρώσει αυτό που χάνεται λόγω τριβής.

Εάν τις έννοιες: "θερμική" και "λανθάνουσα" ΙΕ τις θεωρήσουμε χωριστά, τότε πρέπει να δεχθούμε ότι κατά την λειτουργία της εξατμίσεως, της τήξεως, της συμπυκνώσεως και παγοποιήσεως του νερού στην ατμόσφαιρα, έχουμε μετατροπή "θερμικής" ΙΕ σε "λανθάνουσα" ΙΕ και αντίστροφα. Ιδιαίτερα κατά την λειτουργία της εξατμίσεως από την επιφάνεια των ωκεανών αφαιρείται "θερμική" ΙΕ από τους ωκεανούς και προστίθεται "λανθάνουσα" ΙΕ στην ατμόσφαιρα.

Πρέπει βέβαια να σημειωθεί ότι η ατμόσφαιρα φαίνεται να κερδίζει ΙΕ όταν ακριβώς λαμβάνει χώρα και η συμπύκνωση μέσα στην ατμόσφαιρα των παραγομένων με την εξάτμιση υδρατμών.

Το γεγονός επίσης ότι η ατμόσφαιρα κατά μεγάλη προσέγγιση παραμένει σε υδροστατική ισορροπία δέτει ορισμένους περιορισμούς στις λειτουργίες μετατροπών ενέργειας οι οποίες πράγματι συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα.

Όταν π.χ. προστίθεται από το περιβάλλον θερμότητα στην ατμόσφαιρα έχουμε σαν συνέπεια την αύξηση της ΙΕ η οποία εκδηλώνεται με διαστολή, με κύρια διεύθυνση προς τα άνω και ανοδικές κινήσεις προφανώς με τις οποίες ένα μέρος της ΙΕ μετατρέπεται σε ΚΕ και ένα άλλο επίσης ισοδύναμο μέρος ΚΕ μετατρέπεται σε ΡΕ.

### **9.19. Η Διαθέσιμη Δυναμική Ενέργεια (Available Potential Energy) (APE)**

Είναι σήμερα παραδεκτό ότι η ΤΡΕ δεν είναι πάντοτε ολόκληρη διαθέσιμη για μετατροπή σε ΚΕ, μια διαδικασία η οποία όπως είπαμε είναι αδιόρθωτη και ανιστρεπτή.

Εάν βέβαια η ατμόσφαιρα θεωρηθεί παντού ευσταθής στο σύνολό της τότε καμία απολύτως μετατροπή της ΤΡΕ σε ΚΕ δεν θα συμβαίνει. Η διαφορική όμως θέρμανση από τον ήλιο δημιουργεί οριζόντιες βαθμίδες θερμοκρασίας και πίεσεως οι οποίες έχουν σαν αποτέλεσμα την αστάθεια στην ατμόσφαιρα και την μετατροπή μέρους της ΤΡΕ σε ΚΕ.

### **9.20. Ο ρυθμός μεταβολής των μορφών ενέργειας στην ατμόσφαιρα**

Σχετικά με το ρυθμό μεταβολής των παραπάνω μορφών ενέργειας στην ατμόσφαιρα αποδεικνύεται ότι ισχύουν οι σχέσεις:

$$\frac{d(\text{IE})}{dt} = \int_V \rho p dV - \int_V P \vec{\nabla} \cdot \vec{u} \cdot dV \quad 9.20.1$$

$$\frac{d(\text{PE})}{dt} = \int_V g \rho w dV \quad 9.20.2$$

$$\frac{d(\text{KE})}{dt} = \int_V P \vec{\nabla} \cdot \vec{u} dV - \int_V g w \rho dV + \int_V \vec{u} \cdot \vec{F} dV \quad 9.20.3$$

Στις παραπάνω σχέσεις, η ολοκλήρωση γίνεται ως προς τον όγκο ( $V$ ) ·  $\rho$ : το συνολικό ποσό θερμότητας, που προσφέρεται στη μονάδα της μάζας και του χρόνου,  $\rho$ : η πυκνότητα του αέρα,  $P$ : η πίεση του αέρα,  $\vec{u}$ : η οριζόντια συνιστώσα ταχύτητας του αέρα,  $\vec{w}$ : η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας του αέρα και  $\vec{F}$ : η δύναμη της τριβής.

Όπως φαίνεται ο όρος  $\int_V P \vec{\nabla} \cdot \vec{u} dV$  εμφανίζεται ο ίδιος στις σχέσεις 9.20.1

και 9.20.3 αλλά με αντίθετο πρόσημο. Αυτό σημαίνει ότι ο όρος αυτός δίνει τη μετατροπή ενέργειας μεταξύ των ΙΕ και ΚΕ.

Θεωρώντας ότι γενικά η έκφραση  $C(\mathbf{A}, \mathbf{B})$  συμβολίζει τη **μετατροπή** της ενέργειας από την Α στη Β μορφή μπορούμε για ευκολία, συμβολικά, να γράψουμε:

$$C(\text{IE}, \text{KE}) = \int_V P \vec{\nabla} \cdot \vec{u} dV \quad (\text{μετατροπή IE σε KE})$$

Ομοίως από τις 9.20.2, 9.20.3 προκύπτει:

$$C(\text{KE}, \text{PE}) = \int_V g \rho \vec{w} dV \quad (\text{μετατροπή KE σε PE})$$

Ο πρώτος όρος του δεύτερου μέλους της σχ. 9.20.1:

$$\int_V \rho p dV$$

εκφράζει την **παραγωγή** της ΙΕ από τη θέρμανση της ατμόσφαιρας και συμβολικά γράφουμε:

$$\mathbf{G}(\text{IE}) = - \int_V \rho p dV \quad (\text{παραγωγή της ΙΕ})$$

Ο τελευταίος όρος της 9.20.3 εκφράζει την **κατανάλωση** της ΚΕ λόγω τριβής και συμβολικά γράφουμε:

$$D(\mathbf{KE}) = - \int_V \vec{u} \cdot \vec{F} dV \text{ (κατανάλωση της KE)}$$

(το - δηλώνει την κατανάλωση της KE).

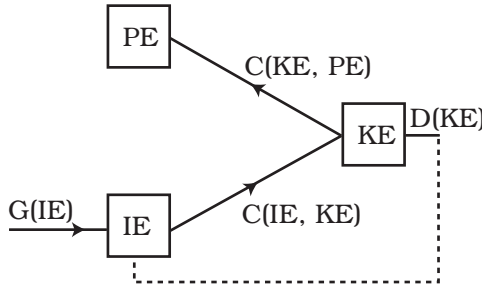
Έτσι οι σχ. 9.20.1, 9.20.2 και 9.20.3 μπορούν συμβολικά να γραφούν:

$$\frac{d(\mathbf{IE})}{dt} = G(\mathbf{IE}) - C(\mathbf{IE}, \mathbf{KE}) \tag{9.20.4}$$

$$\frac{d(\mathbf{PE})}{dt} = C(\mathbf{KE}, \mathbf{PE}) \tag{9.20.5}$$

$$\frac{d(\mathbf{KE})}{dt} = C(\mathbf{IE}, \mathbf{KE}) - C(\mathbf{KE}, \mathbf{PE}) - D(\mathbf{KE}) \tag{9.20.6}$$

Στο σχήμα 9.20.1 φαίνεται μια πρώτη μορφή του κύκλου ενέργειας στην ατμόσφαιρα με την παραγωγή (G), τη μετατροπή (C) και την κατανάλωση (D) των διαφόρων μορφών ενέργειας. Η διακοπτόμενη γραμμή στο Σχ. 9.20.1 δείχνει ότι η D(KE) είναι πράγματι μια μετατροπή της KE σε θερμότητα.



Σχ. 9.20.1

Σε οποιαδήποτε χρονική στιγμή οι ποσότητες

$$\frac{d(\mathbf{IE})}{dt}, \frac{d(\mathbf{PE})}{dt} \text{ και } \frac{d(\mathbf{KE})}{dt} \text{ είναι } \neq 0$$

και άρα λαμβάνουν χώρα όλες οι μεταβολές όπως δείχνουν οι σχέσεις 9.20.4, 9.20.5 και 9.20.6.

Όταν όμως θεωρήσουμε τις μέσες τιμές αυτών των μεγεθών για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα, δεν έχουμε συστηματική αύξηση ή ελάττωση των παραπάνω μορφών ενέργειας οπότε θα έχουμε

$$\frac{d(\mathbf{IE})}{dt} = \frac{d(\mathbf{PE})}{dt} = \frac{d(\mathbf{KE})}{dt} = 0$$

και από τις 9.20.4, 9.20.5, 9.20.6 προκύπτει:

$$C(\mathbf{KE}, \mathbf{PE}) = 0 \text{ και } G(\mathbf{IE}) = C(\mathbf{IE}, \mathbf{KE}) = D(\mathbf{KE}) > 0 \tag{9.20.7}$$

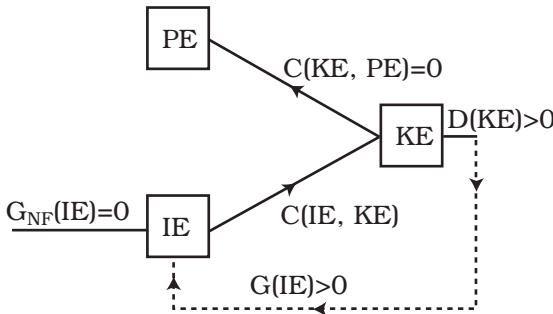
Κάθε μια από τις ποσότητες της σχέσης 9.20.7 μπορεί κάλλιστα να θεωρηθεί σαν μια μέτρηση της έντασης της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Η κατανάλωση της ΚΕ εξαιτίας της τριβής έχει σαν αποτέλεσμα όπως είπαμε τη θερμότητα. Αν με  $Q_F$  συμβολίσουμε το ποσό της θερμότητας που παράγεται στη μονάδα της μάζας λόγω τριβής και με  $Q_{NF}$  το ποσό της θερμότητας που παράγεται στη μονάδα της μάζας χωρίς την επίδραση της τριβής τότε έχουμε:  $Q' = Q_F + Q_{NF}$  και

$$G(IE) = \int_V Q' \rho dV = \int_V Q_F \rho dV + \int_V Q_{NF} \rho dV$$

όμως για μια μεγάλη χρονική περίοδο ο όρος  $\int_V Q_{NF} \rho dV = 0$  που σημαίνει ότι μόνο η θερμότητα που οφείλεται στην επίδραση της δύναμης τριβής ( $Q_F$ ) παράγει IE. Δηλαδή,

$$G_F(IE) = \int_V Q_F \rho dV = - \int_V \vec{v} \cdot \vec{F} dV = D(KE)$$

Έτσι το σχήμα 9.20.1 του κύκλου ενέργειας μπορεί να μετασχηματιστεί στο σχήμα 9.20.2



Σχ. 9.20.2

Σχετικά με τη χρονική μεταβολή TPE μπορούμε να γράψουμε:

$$\frac{d(TPE)}{dt} = \frac{d(IE)}{dt} + \frac{d(PE)}{dt}$$

και με βάση τις σχέσεις 9.20.4, 9.20.5 προκύπτει:

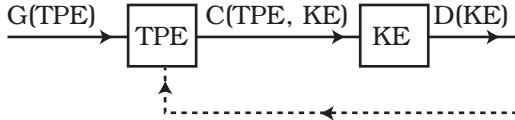
$$\frac{d(TPE)}{dt} = G(IE) - C(IE, KE) + C(KE, PE)$$

και επειδή εξ ορισμού  $C(TPE, KE) = C(IE, KE) - C(KE, PE)$  έχουμε:

$$\frac{d(TPE)}{dt} = C(TPE, KE) - D(KE)$$

Από το σχήμα 9.20.1 μπορούμε να θεωρήσουμε:  $G(TPE) = G(IE)$  εφόσον δεν έχουμε γένεση PE.

Σύμφωνα λοιπόν με τα παραπάνω, το ενεργειακό διάγραμμα απλοποιείται στο σχήμα 9.20.3.



Σχ. 9.20.3

### 9.21. Αριθμητικές εκτιμήσεις των ποσοτήτων ενέργειας στην ατμόσφαιρα

Καταρχήν πρέπει να σημειωθεί ότι δεν είναι δυνατό να έχουμε μεγάλη ακρίβεια στις μετρήσεις των ενεργειακών ποσοτήτων στην ατμόσφαιρα παρά μόνο μέσες εκτιμήσεις.

Έτσι μια τιμή  $4,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  θεωρείται ικανοποιητική για την όλη κατανάλωση  $D(\text{KE})$ , καθώς επίσης και η τιμή  $= 2,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  για τη μετατροπή  $C(\text{TPE}, \text{KE})$ . Άρα μπορούμε να πούμε ότι η ένταση της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας είναι μεταξύ 2 και  $5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

Οι τιμές αυτές βέβαια είναι μέσες τιμές και αναφέρονται στο μεγαλύτερο μέρος του βορείου ημισφαιρίου και για αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα. Αν θεωρήσουμε μεμονωμένα ατμοσφαιρικά συστήματα για μικρές χρονικές περιόδους (μερικές μέρες) είναι δυνατό να βρούμε τιμές αρκετές φορές μεγαλύτερες από τις παραπάνω.

Η σημασία και το μέγεθος των παραπάνω τιμών εντάσεως της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας γίνεται περισσότερο κατανοητή όταν τις συγκρίνουμε με τα ποσά ενέργειας που εισέρχονται στην ατμόσφαιρα από τον ήλιο.

Ως γνωστόν το ποσό ενέργειας που φθάνει κάθετα στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας και στη μέση απόσταση ηλίου - γης είναι:

$$1,94 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1} = 1353 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$$

Από το ποσό αυτό, όπως επίσης είναι γνωστό, λόγω διαφόρων απωλειών, εισέρχονται στην ατμόσφαιρα μόνο τα  $230 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Έτσι συγκρίνοντας την τιμή αυτή με τις προηγούμενες που αναφέρονται στη μετατροπή και κατανάλωση της ενέργειας μπορούμε να πούμε ότι η απόδοση της ατμόσφαιρας σαν μηχανή είναι 1 μέχρι 2%.

Οι μέσες ετήσιες τιμές των παραπάνω μορφών ενέργειας για όλο το βόρειο ημισφαίριο και το στρώμα της ατμόσφαιρας μεταξύ 0 και 20 km, βασισμένες σε σχετική μελέτη του (Oort, 1964), με δεδομένα 5 ετών έχουν ως εξής:

$$\begin{aligned} PE &= 567,5 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2} & IE &= 1674,8 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2} \\ TPE &= 2242,3 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2} & KE &= 1153,4 \times 10^3 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2} \end{aligned}$$

Είναι προφανής από τις παραπάνω τιμές η σχέση:

$$\frac{\overline{KE}}{TPE} = \frac{1}{2000}$$

Η σχέση αυτή αποτελεί μια ένδειξη ότι μάλλον η TPE δεν μπορεί να μετατραπεί εξολοκλήρου σε KE (Σχ. 9.20.3). Το γεγονός αυτό οδήγησε τον Lorenz (1955) στο συμπέρασμα ότι η TPE της ατμόσφαιρας έχει μια ελάχιστη τιμή που δεν μπορεί να μετατραπεί σε KE (μη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια) (Unavailable Potential Energy (UPE)). Αφαιρώντας την ελάχιστη αυτή τιμή (UPE) από την TPE έχουμε έτσι τη λεγόμενη «Διαθέσιμη Δυναμική Ενέργεια» (Available Potential Energy (APE)) δηλ.  $APE = TPE - UPE$ .

Αποδεικνύεται ότι η APE είναι περίπου 10πλάσια της KE, δηλαδή  $\frac{\overline{KE}}{APE} = \frac{1}{10}$ , ενώ μεταξύ της APE και TPE ισχύει η σχέση  $\frac{\overline{APE}}{TPE} = \frac{1}{200}$ . Αυτό σημαίνει τελικά ότι λιγότερο από 1% ( $\cong \frac{1}{2}\%$ ) της TPE είναι γενικά διαθέσιμο (APE) για μετατροπή σε KE.

Η APE εξαρτάται κυρίως από τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας μέσα στην ατμόσφαιρα και είναι μέγιστη στην κατώτερη τροπόσφαιρα όταν η βαροκλινηκότητα είναι μέγιστη και ελαττώνεται με το ύψος. Κατά τη διάρκεια του έτους έχουμε, κατά μέσο όρο, κατά το χειμώνα μεν υψηλή APE και χαμηλή TPE ενώ κατά το καλοκαίρι συμβαίνει το αντίθετο.

Για περισσότερη λεπτομέρεια η APE αναλύεται σε «Ζωνιακή (zonal) Διαθέσιμη Δυναμική Ενέργεια» (ZAPE) και σε «Στροβιλώδη (Eddy) Διαθέσιμη Δυναμική Ενέργεια» (EAPE).

Σαν ZAPE ορίζεται το ποσό εκείνο της APE που θα υπήρχε αν το πεδίο της μάζας της ατμόσφαιρας αντικαθίστατο από τη ζωνική μέση τιμή του.

Σαν EAPE ορίζεται το πλεόνασμα της APE όταν αφαιρεθεί η ZAPE. Είναι δηλαδή  $APE = ZAPE + EAPE$ .

Με όμοιο τρόπο και η KE αναλύεται στη Ζωνική (ZKE) και στη στροβιλώδη (EKE).

Σαν ZKE ορίζεται το ποσό της KE που θα υπήρχε αν η υπάρχουσα μέση ζωνική ροή (ροή κατά γεωγ. παράλληλο κύκλο) παρουσιαζόταν χωρίς την υπάρχουσα πράγματι στροβιλώδη ροή.

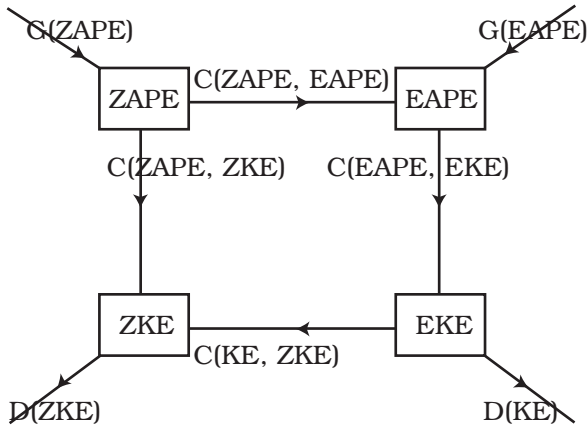
Σαν EKE ορίζεται η KE της μεγάλης κλίμακας στροβίλων. Είναι δηλαδή  $KE = ZKE + EKE$ .

Η ανάλυση αυτή της APE και της KE σε ζωνική και στροβιλώδη παρέχει τη δυνατότητα αναλυτικότερης παρουσίασης τελικά του κύκλου ενέργειας στην ατμόσφαιρα (σχήμα 9.21.1).

Όπως παρατηρούμε (σχήμα 9.21.1) κατά μέσον όρο ο κύκλος ενέργειας στην ατμόσφαιρα προχωρεί με μετατροπές ενέργειας από την ZAPE σε EAPE, σε EKE και τέλος σε ZKE.

Η έρευνα σχετικά με τον παραπάνω κύκλο ενέργειας έδειξε ότι:

Η διεργασία παραγωγής (G) της ΖΑΡΕ συνίσταται στη θέρμανση των θερμότερων και ψύξη των ψυχρότερων γεωγραφικών πλατών. Μέσα στη στρατόσφαιρα έχει υπολογιστεί ότι η διαβατική θέρμανση καταστρέφει την υπάρχουσα ΖΑΡΕ. Η διεργασία παραγωγής (G) της ΕΑΡΕ συνίσταται στη θέρμανση των θερμότερων και ψύξη των ψυχρότερων περιοχών στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος. Η διαβατική θέρμανση γενικά στην ατμόσφαιρα καταστρέφει επίσης και την ΕΑΡΕ.



Σχ. 9.21.1 Διάγραμμα κύκλου ενέργειας στην ατμόσφαιρα

Η διεργασία μετατροπής (C) της ΖΑΡΕ σε ΕΚΕ περιγράφεται από την κατολίθνηση ψυχρότερου και ανολίθνηση θερμότερου αέρα στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος, δηλαδή διαδικασία ανάπτυξης των βασικών συνοπτικών συστημάτων.

Η μετατροπή της ΖΑΡΕ σε ΖΚΕ επιτελείται με την παρουσία των ανοδικών και καθοδικών κινήσεων στα θερμότερα και ψυχρότερα γεωγραφικά πλάτη αντίστοιχα.

Η τριβή τέλος θεωρείται ότι καταναλώνει τόσο τη ΖΚΕ όσο και την ΕΚΕ.

**9.22. Καταιγίδα**

Η καταιγίδα (thunderstorm) είναι από τα πιο βίαια ατμοσφαιρικά φαινόμενα με κύρια χαρακτηριστικά, την ραγδαία βροχή, το χαλάζι, τους απότομους και ισχυρούς ανέμους και συχνά τις αστραπές και βροντές. Οι άνεμοι που συνοδεύουν την καταιγίδα είναι οπωσδήποτε επικίνδυνοι για την ναυσιπλοΐα ορισμένων κατηγοριών σκαφών, ενώ ισχυρές κατακόρυφες αναταράξεις που επικρατούν στο χώρο της καταιγίδας είναι επικίνδυνες για κάθε κατηγορία αεροσκαφών.



Όλα σχεδόν τα χαρακτηριστικά της καταιγίδας είναι αποτέλεσμα μιας γιγαντιαίας κατακόρυφης μεταφοράς αερίων μαζών μέσα στο κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας. Ο πιο χαρακτηριστικός μάρτυρας μιας τέτοιας κατακόρυφης μεταφοράς είναι ο γιγαντιαίος σωρειτομαλανίας (Cb) που σχηματίζεται, ή ομάδα σωρειτομελανιών που η κορυφή τους ξεπερνά πολλές φορές τα 15 Km (Σχήμα 9.23.1).

Η πληρέστερη μελέτη πάνω στο θέμα της δημιουργίας και της εξέλιξης της καταιγίδας έχει γίνει από την ειδική υπηρεσία για τον καιρό της NASA. Αν και οι παρατηρήσεις και οι σχετικές μετρήσεις αφορούσαν καταιγίδες της περιχής Florida των ΗΠΑ, η διεθνής βιβλιογραφία σήμερα δέχεται ότι τα συμπεράσματα της έρευνας αυτής ισχύουν λιγότερο ή περισσότερο για όλες τις καταιγίδες ανεξάρτητα του τόπου και χρόνου.

### **9.23. Δημιουργία και εξέλιξη της καταιγίδας**

Στην ανάπτυξη και εξέλιξη μιας καταιγίδας διακρίνουμε τρεις φάσεις: την φάση της ανάπτυξης, τη φάση της ωρίμανσης, και την φάση της διάλυσης.

#### **α. Η φάση της ανάπτυξης (Σχήμα 9.23.1α)**

Η φάση αυτή αρχίζει όταν εξαιτίας κάποιας αιτίας μάζα ατμοσφαιρικού αέρα αναγκαστεί να κινηθεί κατακόρυφα σε περιοχή που παρουσιάζει έντονη αστάθεια.

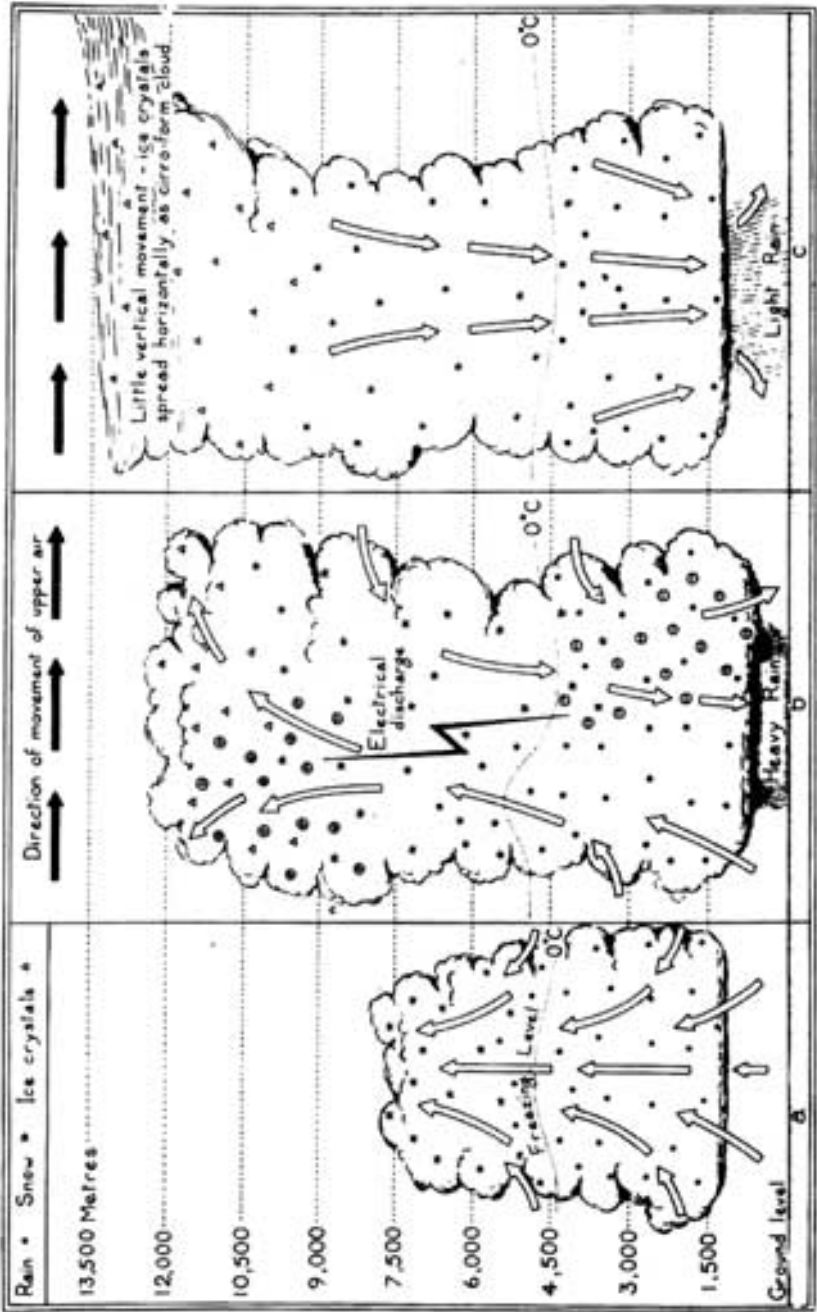
Στην φάση αυτή αρχίζει να σχηματίζεται νεφικός σχηματισμός τύπου Cumulus με κύριο χαρακτηριστικό το ισχυρό ανοδικό ρεύμα.

Η ταχύτητα του ανοδικού ρεύματος αυξάνει με το ύψος και στην κορυφή του νέφους η ταχύτητα πολλές φορές φτάνει την τιμή των 20m/s. Η επιταχυνόμενη αυτή κίνηση έχει σαν αποτέλεσμα την έντονη ψύξη και την ταυτόχρονη διείδυση (entrainment) ατμοσφαιρικού αέρα από το περιβάλλον στον χώρο του νεφικού σχηματισμού.

Ο συνδυασμός αυτών των δύο διαδικασιών έχει σαν αποτέλεσμα την ταχύτατη αύξηση της μάζας του νέφους που η κορυφή του, στην φάση αυτή μπορεί να φτάσει στο ύψος των 10Km. Πιστεύεται ότι η διείδυση αρχίζει όταν ο νεφικός σχηματισμός έχει φτάσει στο επίπεδο της παγοποίησης (freezing level). Κατά τη φάση αυτή ο νεφικός σχηματισμός είναι θερμότερος από το περιβάλλον. Το τέλος της φάσης αυτής έρχεται 15 – 20 min μετά από την έναρξη της.

#### **β. Η φάση της ωρίμανσης (Σχήμα 9.23.1β)**

Η φάση αυτή αρχίζει με την εμφάνιση βροχής με την μορφή όμβρου, στην επιφάνεια του εδάφους, που σημαίνει ότι οι υδροσταγόνες έχουν μεγεθυνθεί τόσο πολύ που το ανοδικό ρεύμα δεν μπορεί να εμποδίσει τελικά την πώση τους στο έδαφος.



Σχήμα 9.23.1 Φάσεις εξέλιξης της καταιγίδας (E. Gates "Meteorology and Climatology")

Ένα άλλο χαρακτηριστικό της φάσης αυτής είναι η εμφάνιση καθοδικού ρεύματος δίπλα στο ανοδικό ρεύμα που τώρα έχει αποκτήσει ακόμα μεγαλύτερες τιμές ταχύτητας που πολλές φορές ξεπερνούν και τα 30m/s. Η ταχύτητα του καθοδικού ρεύματος είναι σχετικά μικρή και υπολογίζεται ότι είναι το μισό της ταχύτητας του ανοδικού ρεύματος.

Παράλληλα με τις υδροσταγόνες, πέφτουν στο έδαφος και παγοκρύσταλλοι χιονιού, προερχόμενοι από τις ψυχρότερες περιοχές του νέφους (περιοχές με πολύ χαμηλή θερμοκρασία) που όμως δεν μπορούν να φτάσουν στην επιφάνεια του εδάφους επειδή η θερμοκρασία κοντά στο έδαφος είναι αρκετά υψηλή. Αποτέλεσμα αυτού είναι, το καθοδικό ρεύμα να φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους σαν ψυχρή και υγρή αέρια μάζα, με την μορφή ισχυρής και απότομης ριπής, διασκορπίζοντας τις βροχοσταγόνες στον χώρο κάτω από το νέφος με μεγάλη σφοδρότητα. Πολλές φορές οι βροχοσταγόνες συνοδεύονται και από χαλάζι, δηλαδή βροχοσταγόνες που με τη βοήθεια του ανοδικού και καθοδικού ρεύματος βρέθηκαν πολλές φορές στον χώρο του νέφους πάνω από το επίπεδο παγοποίησης ώστε να παγώσουν κατά διαδοχικούς φλοιούς.

Κάτω από τον χώρο της καταιγίδας παρατηρείται μια έντονη πτώση τόσο της θερμοκρασίας όσο και της ατμοσφαιρικής πίεσης που απεικονίζεται με χαρακτηριστικό τρόπο στα εγγραφήματα του θερμογράφου και του βαρογράφου.

Η όλη εικόνα που παρουσιάζει η καταιγίδα στην φάση αυτή, που διαρκεί περίπου 30min, συμπληρώνεται από την εμφάνιση ηλεκτρικών εκκενώσεων.

Η σε ύψος ανάπτυξη του νεφικού σχηματισμού στη φάση αυτή μπορεί να φτάσει μέχρι το ύψος των 15Km.

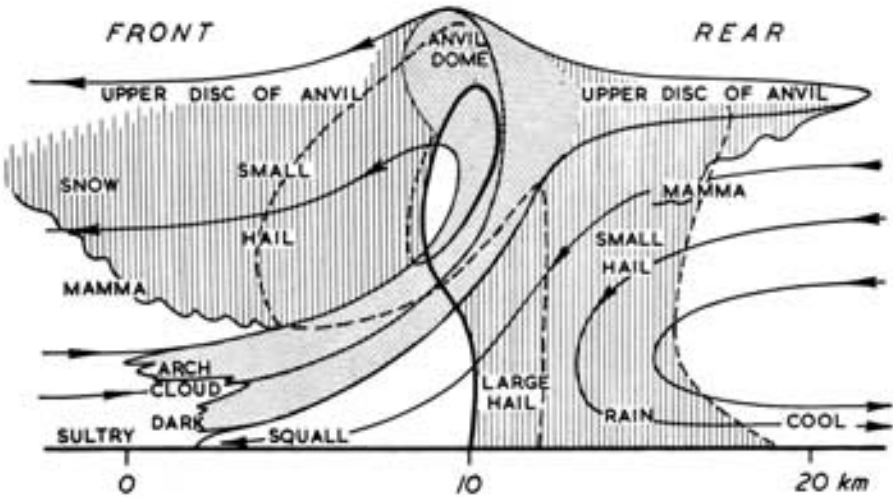
Κατακόρυφη τομή του μοντέλου του Ludlam για την κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα μέσα σ' ένα τυπικής μορφής σωρειτομελανία. Η εστιγμένη περοχή δίνει την περιοχή συμπίκνωσης του κύριου ανοδικού ρεύματος. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή δεξιά του ανοδικού ρεύματος είναι η περοχή του νέφους που δίνει τη βροχή. Η διακεκομμένη γραμμή δείχνει την κίνηση των μικρών χαλαζόκοκκων μέσα στο σωρειτομελανία. Η παχιά συνεχής γραμμή δείχνει την κίνηση των μεγάλων χαλαζόκοκκων με την χαρακτηριστική ανοδική κίνηση μέσα στο κύριο ανοδικό ρεύμα (F. Ludlam "The Hailstorm" Weather Vol 16 1961).

### **γ) Η φάση της διάλυσης (Σχήμα 9.23.1c)**

Στην φάση αυτή το ανοδικό ρεύμα έχει εξασθενήσει με αποτέλεσμα την επικράτηση του καθοδικού ρεύματος κυρίως στο κατώτερο τμήμα. Εξαιτίας ακριβώς της εξασθένισης του ανοδικού ρεύματος, η κορυφή του νεφικού

σχηματισμού αρχίζει να παρασύρεται από την κυκλοφορία της ανώτερης τροπόσφαιρας με τελικό αποτέλεσμα την διάλυση της κορυφής.

Η βροχή που συνεχίζει να πέφτει στο στάδιο αυτό έχει εξασθενήσει σημαντικά η οποία και γρήγορα σταματά. Κάτω από το νεφικό σχηματισμό επικρατεί άπνοια, ενώ η ατμοσφαιρική πίεση γρήγορα αρχίζει να ανεβαίνει. Ο νεφικός σχηματισμός γρήγορα διαλύεται ή διασπάται σε μικρότερα νέφη.



Σχήμα 9.23.2

## 9.24. Ηλεκτρικές εκκενώσεις στην καταιγίδα

Όπως προαναφέραμε, ένα από τα πιο εντυπωσιακά χαρακτηριστικά της καταιγίδας είναι οι ηλεκτρικές εκκενώσεις που παρατηρούνται μέσα στο καταιγιδόφορο νέφος (αστραπή lightning) ή ανάμεσα σε δύο καταιγιδόφορα νέφη ή ακόμα στο καταιγιδόφορο νέφος και το έδαφος (κεραυνός – thunderbolt).

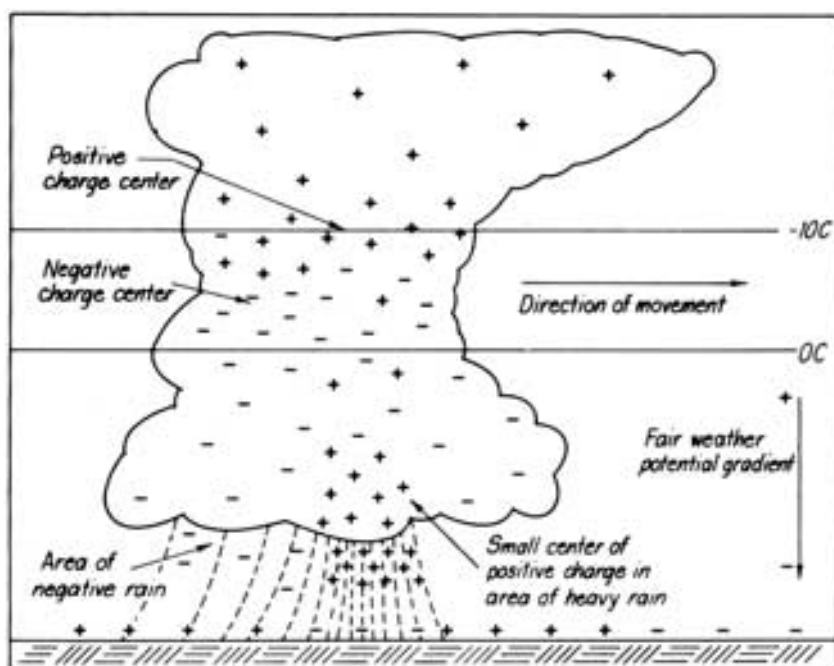
Φυσικά μια τέτοια ηλεκτρική εκκένωση συνοδεύεται και από μηχανική διαταραχή του ατμοσφαιρικού αέρα, στο χώρο της εκκένωσης δημιουργώντας το ακουστικό ερέθισμα που ονομάζουμε βροντή (thunder).

Η παρουσία καταιγιδόφορου νέφους σε μια περιοχή αλλοιώνει την μορφή του γήινου ηλεκτρικού πεδίου επειδή το καταιγιδόφορο νέφος είναι φορέας μεγάλων ποσοτήτων ηλεκτρικού φορτίου. Τα ηλεκτρικά αυτά φορτία θα πρέπει να είναι αποτέλεσμα ή των κρούσεων των μορίων ή της τριβής των μορίων που με τη σειρά τους είναι αποτέλεσμα βίαιων ανοδικών και καθοδικών κινήσεων που επικρατούν στα καταιγιδόφορα νέφη.

Σε κανονικές συνθήκες το έδαφος παρουσιάζεται αρνητικά φορτισμένο με αποτέλεσμα οι δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου της γης να κατευθύνονται προς το έδαφος.

Στα καταιγιδοφόρα νέφη διακρίνουμε γενικά δύο περιοχές ηλεκτρικών φορτίων. Τα θετικά φορτία κυριαρχούν στην περιοχή της ισόθερμης των  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  και προς την κορυφή. Αντίθετα τα αρνητικά φορτία εμφανίζονται στις κατώτερες περιοχές του νέφους και κυρίως στην περιοχή της ισόθερμης των  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Σχήματα 9.23.1b και 9.24.1). Στην περιοχή της βάσεως του νέφους επικρατούν τα θετικά φορτία έχοντας απέναντί τους τα αρνητικά φορτία του γειτονικού εδάφους. (Σχήμα 9.24.1).

Όταν η διαφορά δυναμικού ανάμεσα στις παραπάνω φορτισμένες περιοχές ξεπεράσει την τιμή των  $100\text{ V/m}$  τότε δημιουργείται ηλεκτρική εκκένωση (αστραπή ή κεραυνός), συνοδευόμενη από βροντή.



Σχ. 9.24.1 Η κατανομή των ηλεκτρικών φορτίων σ' ένα καταιγιδοφόρο νέφος. (W. Donn "Meteorology")

## 9.25. Τύποι καταιγίδων

Ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού τους, οι καταιγίδες διακρίνονται σε καταιγίδες αέριας μάζας και σε καταιγίδες μετωπικές.

### α) Καταιγίδες αέριας μάζας (air mass thunderstorms)

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι καταιγίδες που έχουν σαν βασική αιτία σχηματισμού τους την ισχυρή τοπική θέρμανση της επιφάνειας του εδάφους

η οποία όπως είναι γνωστό θα δημιουργήσει ανοδικές κινήσεις και σύγκλιση αέριων μαζών στην επιφάνεια του εδάφους. Οι καταιγίδες αυτές είναι γνωστές σαν “τοπικές” ή “θερμικές”. Τέτοιες καταιγίδες επίσης μπορούν να σχηματιστούν όταν ψυχρή αέρια μάζα γίνει ασταθής περνώντας πάνω από σχετικά θερμότερη περιοχή (π.χ. πάνω από θερμότερη θάλασσα). Οι καταιγίδες της κατηγορίας αυτής είναι περισσότερο συχνές τις απογευματινές γενικά ώρες.

Βασική αιτία δημιουργίας καταιγίδας αποτελεί και η ορογραφία της περιοχής. Εκδηλώνονται όταν υγρή και ασταθής αέρια μάζα αναγκάζεται να υπερπηδήσει οροσειρά. Στην προσπάθειά της αυτή η αέρια μάζα εκτονώνεται με αποτέλεσμα την ψύξη και κατά συνέπεια το σχηματισμό καταιγιδόφορων νεφών.

### **β) Μειωτικές καταιγίδες (frontal thunderstorms)**

Είναι οι καταιγίδες που σχηματίζονται στις περοχές των θερμών και των ψυχρών μετώπων εφόσον ο θερμός αέρας είναι υγρός και ασταθής.

## **9.26. Σίφωνες**

Όπως και οι καταιγίδες έτσι και οι σίφωνες είναι διαταράξεις που δημιουργούνται όταν στην ατμόσφαιρα επικρατεί μεγάλη αστάθεια.

Οι σίφωνες είναι η πιο βίαιη και καταστρεπτική εκδήλωση της παρουσίας του ατμοσφαιρικού αέρα. Καμιά άλλη ατμοσφαιρική διατάραξη δεν μπορεί να συγκριθεί με τους σίφωνες από πλευράς εντάσεως φαινομένων. Ευτυχώς που η έκτασή τους είναι πολύ μικρή, συγκρινόμενη με άλλες βίαιες ατμοσφαιρικές αναταράξεις όπως π.χ. οι τροπικοί κυκλώνες και οι ζημίες που δημιουργούνται από το πέρασμα του σίφωνα δεν είναι μεγάλης έκτασης.

Διακρίνουμε τους σίφωνες της ξηράς (tornadoes) και τους σίφωνες της θάλασσας (waterspouts).

### **α) Σίφωνες ξηράς**

Ο σίφωνα της κατηγορίας αυτής, είναι ένας γιγάντιος στρόβιλος αέρα εξαιρετικής σφοδρότητας με μορφή “προβοσκίδας” που εκτείνεται από τη βάση συνήθως κάποιου καταιγιδόφορου νέφους και που φτάνει πολλές φορές μέχρι την επιφάνεια του εδάφους.

Η οριζόντια έκταση αυτού του στρόβιλου είναι κατά μέσον όρο 250 m. Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό στους σίφωνες αυτούς είναι η μεγάλη πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης από την περιφέρεια προς το κέντρο του σίφωνα. Η πτώση αυτή πολλές φορές φτάνει τα 25mb. Επομένως η βαροβαθμίδα που δημιουργείται είναι εξαιρετικά μεγάλη και αυτή είναι η αιτία της μεγάλης σφοδρότητας που επικρατεί μέσα στον σίφωνα. Ο άνεμος στο σίφωνα στρο-

βιλίζεται κατά την ορθή φορά στο βόρειο ημισφαίριο και κατά την αντίθετη φορά στο νότιο (αντικυκλωνική κυκλοστροφική κίνηση).

Τόσο η ατμοσφαιρική πίεση όσο και ο άνεμος είναι πολύ δύσκολο να μετρηθούν άμεσα από ανάλογα όργανα. Συνήθως γίνεται έμμεση εκτίμηση. Για την κεντρική περιοχή του σίφωνα η ταχύτητα έχει εκτιμηθεί ότι είναι της τάξεως των 700 Km/h.

Έτσι στις περισσότερες περιπτώσεις η καταστροφική ενέργεια των σιφώνων της ξηράς αποδίδεται τόσο στις τρομακτικές ταχύτητες του ανέμου που ανατρέπει και παρασύρει το κάθε τι όσο και στην χαμηλή πίεση στο κέντρο του σίφωνα που έχει σαν συνέπεια την έντονη εκτόνωση του ατμοσφαιρικού αέρα που υπάρχει στα κτίρια με αποτέλεσμα αυτά να εκρήγνυνται κυριολεκτικά.

Η ταχύτητα του ανέμου δεν είναι υπερβολική μόνο κατά την οριζόντια έννοια αλλά και την κατακόρυφη. Έτσι πολύ βαριά αντικείμενα (ακόμη και βαγόνι σιδηροδρόμου) ανασηκώθηκαν και μετακινήθηκαν σε αρκετή απόσταση. Τέτοιες περιπτώσεις οδηγούν στο συμπέρασμα ότι η κατακόρυφη ταχύτητα μπορεί να φτάσει και τα 300Km/h.

Η μεταφορική ταχύτητα των σιφώνων ξηράς είναι της τάξεως των 40 – 60Km/h. Οι τροχιές τους είναι πολύ μικρές. Κατά μέσον όρο περίπου 10Km. Όταν η τροχιά του σίφωνα είναι μεγάλη (φτάνει καμιά φορά τα 200Km) τότε οι σίφωνες παρουσιάζουν τάση ανασχηματισμού με τη δημιουργία νέων “προβοσκίδων” αντικαθιστώντας τις παλιές.

Ασθενής βροχή και χαλάζι είναι τα συνήδη φαινόμενα που συνοδεύουν τον σίφωνα λίγο πριν και λίγο μετά το πέρασμά του. Επίσης δεν λείπουν και τα ηλεκτρικά φαινόμενα. Οποσδήποτε αυτά οφείλονται στο καταιγοδοφόρο νέφος που βρίσκεται πάνω απ’ αυτόν και όχι σ’ αυτόν.

Στο βόρειο ημισφαίριο σίφωνες εμφανίζονται συνήθως στο θερμό τομέα των υφέσεων και είναι περισσότερο συχνοί την άνοιξη και στις αρχές του καλοκαιριού.

Όσον αφορά τώρα τα αίτια και τον τρόπο σχηματισμού των σιφώνων λίγα είναι γνωστά. Πάντως είναι αποτέλεσμα μεγάλης ατμοσφαιρικής αστάθειας που σύμφωνα με την επικρατέστερη θεωρία, ψυχρός και ξηρός αέρας κινούμενος με μεγάλη σχετικά ταχύτητα “υπερκαλύπτει” τον υπάρχοντα πάνω από μια περιοχή θερμό αέρα (αντί να εισχωρήσει κάτω από το θερμό όπως συμβαίνει συνήθως) με αποτέλεσμα να προκληθεί μια τρομερή ανισορροπία. Ο θερμός και υγρός αέρας, στη συνέχεια, ορμάει κυριολεκτικά προς τα πάνω με μεγάλη ταχύτητα. Ο ψυχρός αέρας που εισχωρεί από τα πλάγια δίνει στα ανοδικά ρεύματα την περιστροφική κίνηση.

Οι παραπάνω συνθήκες δημιουργίας των σιφώνων δεν είναι θέμα τοπογραφίας και γι’ αυτό σίφωνες μπορούν να δημιουργηθούν οπουδήποτε.

## β) Σίφωνες της θάλασσας

Διακρίνουμε δύο τύπους σίφωνων της θάλασσας. Ο πρώτος τύπος αναφέρεται σ' εκείνους που σχηματίζονται κάτω από καταιγιδοφόρο νέφος και ο άλλος σ' εκείνους που δεν συνοδεύονται από νέφος.

Και στους δύο τύπους εμφανίζεται η χαρακτηριστική “προβοσκίδα”. Εξαιτίας της βίαιης ανοδικής κίνησης που επικρατεί στο χώρο της “προβοσκίδας” πολλές φορές μεταφέρονται από τον σίφωνα κατακόρυφα μεγάλες μάζες θαλασσινού νερού μαζί με το περιεχόμενό του. Η παρουσία του νερού μέσα στον σίφωνα δίνει σ' αυτόν πιο σκοτεινή μορφή.

Σύμφωνα με τα παραπάνω εξηγούνται οι παρατηρούμενες βροχές “ψαριών” κ.λ.π.

## γ) Η ατμοσφαιρική πίεση στον σίφωνα

Όπως έχουμε αναφέρει σε άλλη παράγραφο, στις μικρής κλίμακας κινήσεις ( $10^2$  m) η δύναμη Coriolis θεωρείται ασήμαντη σε σχέση με τη δύναμη της βαροβαθμίδας και τη φυγόκεντρη δύναμη. Οποσδήποτε όμως η δύναμη Coriolis παίζει στην αρχή σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη της φυγόκεντρης δύναμης και άρα στη σχέση ισορροπίας ανάμεσα στη φυγόκεντρη δύναμη και στη δύναμη της βαροβαθμίδας:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} = \omega^2 r \quad 9.26.1$$

όπου  $\omega$  η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής του σίφωνα

$$\Rightarrow dp = \rho \omega^2 r dr \quad 9.26.2$$

Με βάση την καταστατική εξίσωση  $p = \rho R_a T$  η 9.26.2 γράφεται:

$$\frac{dp}{p} = \frac{\omega^2}{R_a T} r dr \quad 9.26.3$$

Ολοκληρώνοντας τη σχέση 9.26.3 έχουμε:

$$\int_{p_0}^{p_x} d \ln p = \frac{\omega^2}{2R_a T} \int_{r_0}^0 dr^2 \quad 9.26.4$$

$$\Rightarrow p_x = p_0 \exp \left[ \frac{-\omega^2 r_0^2}{2R_a T} \right] \quad 9.26.5$$

όπου  $p_x$  η πίεση στο κέντρο του σίφωνα

$p_0$  η πίεση στην περιφέρεια

$r_0$  η ακτίνα της τομής του σίφωνα με το έδαφος

## 9.27. Τροπικοί κυκλώνες

Τον όρο “Τροπικοί” κυκλώνες τον χρησιμοποιούμε όταν αναφερόμαστε σε βαρομετρικά “χαμηλά” μεγάλης σφοδρότητας που σχηματίζονται στους

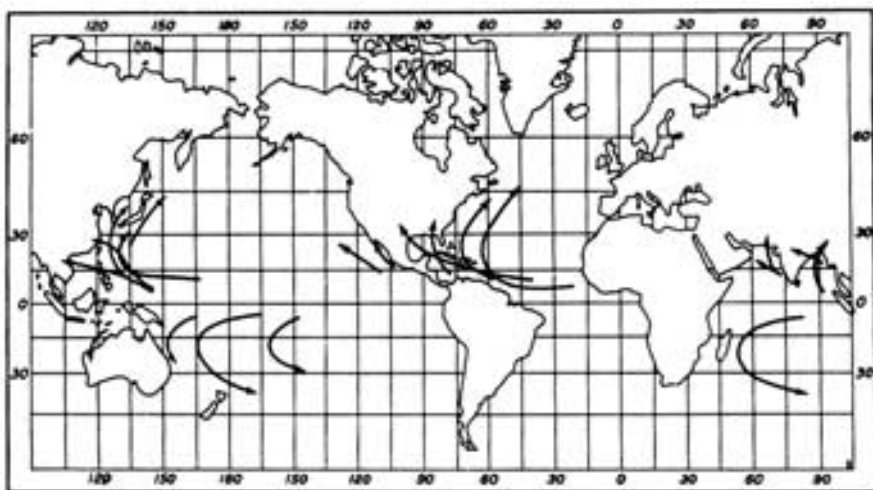


ωκεανούς των τροπικών περιοχών. Οι τροπικοί αυτοί κυκλώνες είναι από τις πιο βίαιες ατμοσφαιρικές αναταράξεις.

Στην Αμερική και γενικά στις περιοχές του Ατλαντικού είναι γνωστοί με το όνομα *Harricanes*. Στον Δυτικό Ειρηνικό και στην Άπω Ανατολή είναι γνωστοί σαν *Typhones*, ενώ στην περιοχή του Ινδικού ωκεανού απλά σαν *Cyclones*.

Πρέπει να σημειωθεί τελικά ότι όλοι έχουν βασικά τα ίδια χαρακτηριστικά και μπορούν να θεωρηθούν ίδιοι παρά τα διαφορετικά τους ονόματα.

Οι περιοχές που συνήθως εμφανίζονται οι τροπικοί κυκλώνες είναι αυτές που φαίνονται στο Σχήμα 9.27.1



Σχ. 9.27.1 Περιοχές που ευνοούν τον σχημασμό τροπικών κυκλώνων. (W. Donn "Meteorology")

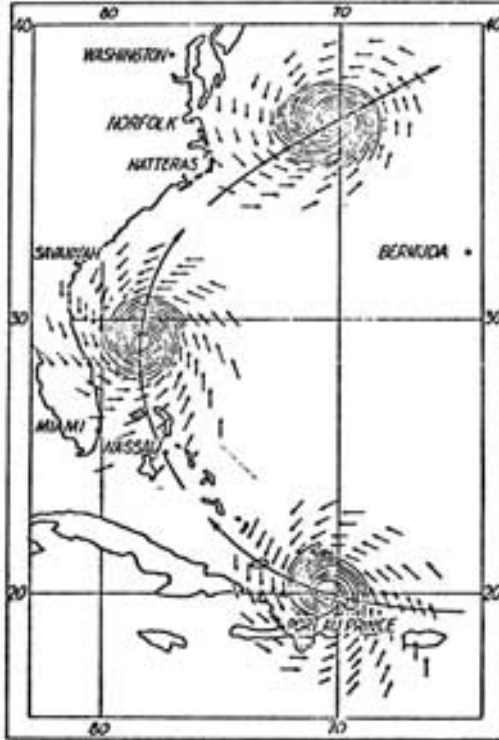
Όπως φαίνεται από το Σχήμα 9.27.1 οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται μέσα στη γνωστή "ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης". Δεν σχηματίζονται πάνω στον ισημερινό επειδή στον ισημερινό η δύναμη Coriolis είναι μηδέν. Οι "πηγές" τους είναι συνήθως 6 – 10° μακριά από τον ισημερινό. Αρχικά κινούνται πολύ αργά απομακρυνόμενοι από τον ισημερινό οπότε επηρεάζονται από τους επικρατούντες ανατολικούς ανέμους αποκτούν καμπύλη τροχιά συνήθως προς τα Δ και τα ΒΔ στο βόρειο ημισφαίριο και Δ ή ΝΔ στο νοτιο. Έτσι περνούν από τα υποτροπικά πλάτη στα μέσα πλάτη που ως γνωστό επικρατούν οι δυτικοί άνεμοι και αποκτούν έτσι περισσότερο καμπύλη τροχιά με κατεύθυνση προς Α ή ΒΑ για το βόρειο ημισφαίριο (Σχήμα 9.27.2).

Όπως προκύπτει από το Σχήμα 9.27.1 ο Νότιος Ατλαντικός δεν δοκιμάζεται από την παρουσία τροπικών κυκλώνων. Τα αίτια άγνωστα και μόνον υποθέσεις γίνονται γι' αυτό.

Οι μεγάλες και ανυπολόγιστες ζημιές που προκαλούν στο πέρασμά τους οι τροπικοί κυκλώνες από κατοικημένες περιοχές δεν οφείλονται τόσο στους

ισχυρούς ανέμους και τις δυνατές βροχές τους όσο στις πλημμύρες που συνοδεύουν πάντα το πέρασμά τους.

Στον Ατλαντικό και την Καραϊβική γεννιούνται περίπου δέκα Harricanes τον χρόνο. Από τις αρχές του αιώνα μας έχουν σκοτωθεί στην περιοχή αυτή από τροπικούς κυκλώνες 12.000 άνθρωποι και έχουν προξενηθεί ζημιές 15 δισ. δολάρια.



Σχ. 9.27.2 Τυπική τροχιά και το σύστημα των ανέμων ενός τροπικού κυκλώνα στον Δ. Ατλαντικό. (W. Donn "Meteorology")

Η Μετεωρολογία κάνει κάθε προσπάθεια για τον εντοπισμό και την παρακολούθηση της τροχιάς ώστε με την έγκαιρη προειδοποίηση των κατοίκων των περιοχών που πρόκειται να περάσει ο τροπικός κυκλώνας να μειώνονται κάθε φορά τα θύματα και οι δυσάρεστες γενικά συνέπειες.

### 9.28. Η ατμοσφαιρική πίεση και οι άνεμοι στους Τροπικούς Κυκλώνες

Οι τροπικοί κυκλώνες όπως προαναφέραμε είναι βαρομετρικά συστήματα παρόμοια με τους εξωτροπικούς κυκλώνες με τη διαφορά ότι η διάμετρος τους είναι μικρή, δεν ξεπερνά τα 500 Km, η πίεση στο κέντρο είναι πολύ χαμηλή (τιμές κάτω των 950 mb είναι συνήθεις). Επίσης μια άλλη διαφορά είναι η απουσία μετώπων στους τροπικούς κυκλώνες μια και η αέρια μάζα τους είναι ενιαία (θαλάσσια τροπική).

Η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης από την περιφέρεια προς το κέντρο του κυκλώνα κυμαίνεται από 20 μέχρι 70mb. Έτσι όπως είναι προφανές δημιουργούνται εξαιρετικά μεγάλης τιμής δυνάμεις βαροβαθμίδας. Οι δυνάμεις αυτές γίνονται ακόμα μεγαλύτερες κοντά στο κέντρο όπου και παρατηρούνται οι μέγιστες εντάσεις των ανέμων. Μειρήσεις των ισχυρότατων πράγματι αυτών ανέμων είναι μάλλον αδύνατες. Πάντως όλες οι ενδείξεις δείχνουν ότι οι ταχύτητες των ανέμων μέσα στους τροπικούς κυκλώνες πρέπει να ξεπερνούν τα 350 Km/h. Άξιο προσοχής είναι το γεγονός ότι στην περιοχή του κέντρου (διάμετρος 10 – 15 Km) επικρατεί άπνοια. Η περιοχή αυτή είναι το “μάτι” του κυκλώνα “eye of the storm”. Μέσα στο “μάτι” οι άνεμοι είναι ασθενείς μεταβλητοί και η θάλασσα δείχνει περιοχή αλληλοσυγκρούμενων κυμάτων.

### **9.29. Κατακόρυφη δομή του τροπικού κυκλώνα**

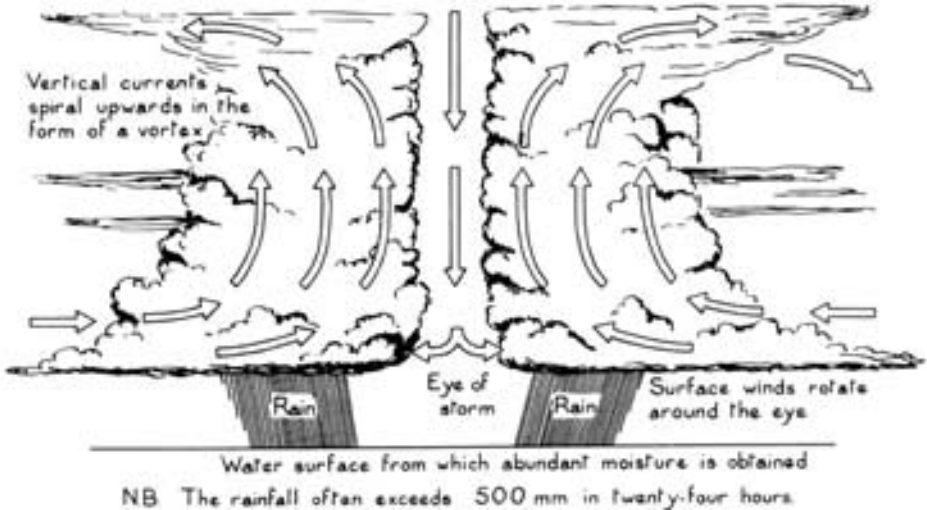
Έχει παρατηρηθεί ότι για το σχηματισμό του τροπικού κυκλώνα απαραίτητη προϋπόθεση είναι η υψηλή θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων των ωκεανών. Οι ενδείξεις που υπάρχουν συνηγορούν στο ότι οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται μόνο πάνω από περιοχές ωκεανών όπου η θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων είναι μεγαλύτερη από 27 °C. Αποτέλεσμα της έντονης θέρμανσης των στρωμάτων του ατμοσφαιρικού αέρα που είναι σ' επαφή με την πολύ θερμή θαλάσσια μάζα είναι έντονες ανοδικές κινήσεις. Η ανερχόμενη στήλη του αέρα αποκτά περιστροφική κίνηση και παίρνει σιγά – σιγά το σχήμα κυλίνδρου που περιδινείται γύρω από ένα πυρήνα σχετικά ήρεμου αέρα. Ο θερμός αυτός αναρροφούμενος από τη θάλασσα υγρός αέρας επιταχύνεται προς τα πάνω τροφοδοτώντας συνεχώς με ενέργεια την περιδινούμενη στήλη του αέρα. Όπως είναι επόμενο η έντονη αδιαβατική ψύξη προκαλεί τον σχηματισμό συμπαγούς νεφικού σχηματισμού. Τα είδη των νεφών που συναντά κανείς από την περιφέρεια του κυκλώνα προς το κέντρο του είναι Ci, Cs, As, Sc και Cb. (Σχήμα 9.29.1).

Πλησιάζοντας ένα τροπικό κυκλώνα με αεροπλάνο βλέπουμε τα παραπάνω είδη των νεφών σε σπειροειδείς νεφικές ταινίες που καταλήγουν τελικά σ' ένα τείχος από Cb που περιβάλλουν το “μάτι” του κυκλώνα. Στο “μάτι” του κυκλώνα δεν παρατηρούνται ανοδικά ρεύματα. Απεναντίας στο χώρο αυτό υπάρχουν καθοδικά ρεύματα τα οποία φυσικά δικαιολογούν και την αιθρία που επικρατεί στο κέντρο του κυκλώνα.

Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 9.29.1 τα Ci δημιουργούνται από τη διάλυση των Cb που στη συνέχεια με τη βοήθεια της κυκλοφορίας που επικρατεί μεταφέρονται προς την περιφέρεια του κυκλώνα.

Οι βροχές που παρατηρούνται γύρω από το κέντρο του κυκλώνα είναι συνεχείς και με πολύ μεγάλη ραγδαιότητα. Ραγδαιότητες της τάξεως των

500mm/24ωρο είναι συνηθισμένες. Η βροχή που τελικά πέφτει είναι τόσο δυνατή που δίνει την εντύπωση χείμαρρου νερού που πέφτει από ψηλά. Το γεγονός αυτό δηλώνει ότι οι τροπικοί κυκλώνες πρέπει να παίζουν οπωσδήποτε κάποιο σημαντικό ρόλο στο ισοζύγιο νερού της ατμόσφαιρας.



Σχ. 9.29.1 Κατακόρυφη δομή τροπικού κυκλώνα (E. Gates)

Στις φωτογραφίες από δορυφόρο φαίνονται οι ζώνες βροχής που δείχνουν και την πορεία των ανέμων που μεταφέρουν θερμό και υγρό αέρα προς τα πάνω και τροφοδοτούν με ενέργεια το κεντρικό τείχος των Cb.

**9.30. Σχήμα και διαστάσεις της γης**

Η Γη έχει σχήμα «γεωειδές». Είναι δηλ. σφαίρα ελαφρώς πεπλατυσμένη σε δύο εκ διαμέτρου αντίθετες περιοχές που λέγονται «πόλοι» της Γης. Έτσι η μεν Ισημερινή ακτίνα είναι ίση με 6.378 km η δε πολική ίση με 6.356 Km.

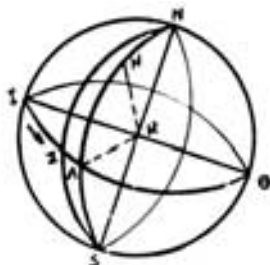
Η μέση πυκνότητα της Γης είναι 5.5 gr/cm<sup>3</sup> η δε συνολική της μάζα εκτιμάται σε 5,98.10<sup>24</sup> Kgr.

**ΠΕΡΙΣΤΡΟΦΗ ΤΗΣ ΓΗΣ**

Δύο είναι τα είδη της περιστροφικής κίνησης της Γης. Το πρώτο είναι «περί τον άξονά της» με περίοδο T= 24 ώρες και το δεύτερο «περί τον Ήλιο» με περίοδο T = 365 ημέρες και 1/4 ημέρας.

Ο άξονας περιστροφής της γης περνά από τους δύο πόλους και το κέντρο της. Συμπίπτει δηλ. με το μικρό άξονα του ελλειψοειδούς της σχήματος (Σχ. 9.30.1, άξων NS).

Το κάθετο στον άξονα αυτόν επίπεδο, που διέρχεται από το κέντρο της Γης, τέμνει την επιφάνεια της Γης κατά το μέγιστο κύκλο ΙΣΛΘΙ (Σχ. 9.30.1). Ο κύκλος αυτός ονομάζεται «Ισημερινός» και χωρίζει τη Γη σε δύο ημισφαίρια : το Βόρειο και το Νότιο.



Σχ. 9.30.1

Επίπεδα παράλληλα προς το προηγούμενο τέμνουν την επιφάνεια της Γης κατά μικρότερους του Ισημερινού κύκλους οι οποίοι ονομάζονται «**παράλληλοι κύκλοι**». Προφανώς ο αριθμός των παράλληλων κύκλων είναι άπειρος.

Οι τομές της Γης με επίπεδα διερχόμενα δια τον άξονα περιστροφής NS είναι «ελλείψεις» που έχουν μέγιστο άξονα τον NS. Αυτές είναι ίσες μεταξύ τους και κάθετες στα επίπεδα του Ισημερινού και των παράλληλων κύκλων. Τα ημκύκλια αυτών, όπως π.χ. το NLS ονομάζονται «**μεσημβρινοί**» της Γης.

Όταν το επίπεδο ενός μεσημβρινού, πάνω στο οποίο υπάρχουν διάφορα σημεία-τόποι της Γης, το θεωρήσουμε προεκτεινόμενο και συναντά τον Ήλιο, τότε οι τόποι αυτοί της Γης λέμε ότι έχουν «μεσημέρι», δηλ. ο Ήλιος μεσουρανεύει για τους τόπους αυτούς.

Λόγω βέβαια της ημερήσιας περιστροφής της Γης περί τον άξονά της το μεσημβρινό αυτό νοτιό επίπεδο περνά από την ηλιακή σφαίρα 2 φορές το 24ώρο. Έτσι βέβαια ορίζεται και το «ημερονύκτιο» ή 24ώρο ως ο χρόνος δηλ. δύο διαδοχικών διελεύσεων ενός μεσημβρινού επιπέδου από την ηλιακή σφαίρα.

Αν θεωρήσουμε τόπο Η (Σχ. 9.30.1) επί του Β. ημισφαιρίου, η γωνιώδης απόσταση αυτού ΗΛ από τον Ισημερινό, εκφρασμένη σε μοίρες, λέγεται «**γεωγραφικό πλάτος**». Συμβολίζεται διεθνώς με το Ελληνικό γράμμα φ. Παράλληλα, «**γεωγραφικό μήκος**» λέγεται η διέδρος γωνία την οποία σχηματίζουν τα επίπεδα του μεσημβρινού του τόπου και του μεσημβρινού του Greenwich. Μειρείται σε μοίρες, Ανατολικά ή Δυτικά του Greenwich, από 0° έως 180°. Συμβολίζεται διεθνώς με το Ελληνικό γράμμα λ.

Τα εκάστοτε (φ, λ) λέγονται «**γεωγραφικές συντεταγμένες**» και προσδιορίζουν τη γεωγρ. θέση κάθε τόπου.

Η Γη περιστρέφεται από Δυτικά προς Ανατολικά.

Όταν διαιρούμε το μήκος  $\lambda^\circ$  με το  $15^\circ$  (που είναι το πηλίκον  $360/24$ ) βρίσκουμε το πόσες ώρες είμαστε μπροστά ή πίσω από την ώρα Greenwich (Λονδίνο). Έτσι ο πλανήτης μας χωρίζεται σε 24 ίσους «αιράκτους». Κάθε αίρακτος έχει πλάτος 15 μοίρες (Σχ. 9.30.2).



Σχ. 9.30.2 Οι 24 αίρακτοι για τον προσδιορισμό της «διεθνούς ώρας» GMT

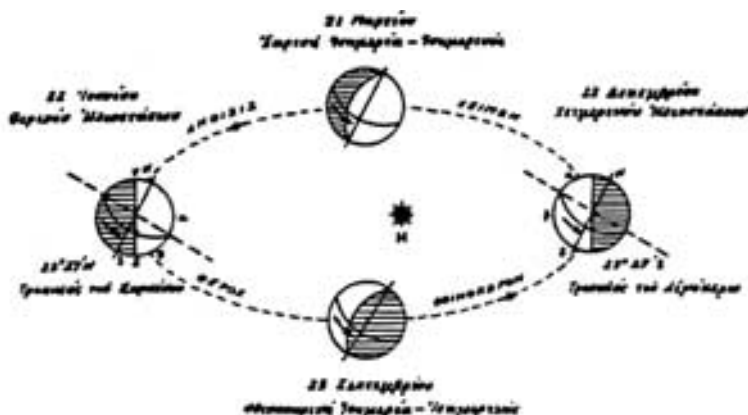
Έχει αποφασιστεί ώστε: Όλοι οι τόποι-χώρες που ανήκουν στην ίδια αίρακτο να έχουν και την ίδια «επίσημη ώρα» που διαφέρει από τη διπλανή της αίρακτο κατά μία ώρα. Όσο για την περίπτωση που μία χώρα εκτείνεται μέσα σε δύο αιράκτους έχει οριστεί ώστε: κάθε κράτος να έχει την επίσημη ώρα της αιράκτου στην οποία βρίσκεται η πρωτεύουσά του. Η Κέρκυρα π.χ. ανήκει στην πρώτη αίρακτο και όχι στη δεύτερη που ανήκει η Αθήνα. Όμως ως γνωστόν και οι Κερκυραίοι μετρούν το χρόνο με τον ίδιο τρόπο όπως και οι υπόλοιποι Έλληνες. Στην πραγματικότητα όμως όταν στην Αθήνα η ώρα είναι 12 ακριβώς το μεσημέρι, στην Κέρκυρα τα ρολόγια θα πρέπει να δείχνουν 11:50, στη Ρόδο 12:10 ενώ στο Καστελόριζο 12:15. Την ίδια ακριβώς στιγμή στη Θεσσαλονίκη η ώρα πρέπει να είναι 11:55 και στα Χανιά 12:05.

## ΗΛΙΟΣΤΑΣΙΑ ΚΑΙ ΙΣΗΜΕΡΙΕΣ

Το δεύτερο είδος περιστροφής της Γης είναι, όπως είπαμε, η περιφορά της γύρω από τον Ήλιο, που πραγματοποιείται σε 365 ημέρες και  $1/4$  ημέρας.

Η τροχιά αυτής της κίνησης δεν είναι κύκλος. Είναι «**έλλειψη**», μικρής εκκεντρότητας, της οποίας την μία των «εστιών» κατέχει ο Ήλιος (Σχ. 9.30.3).

Η τροχιά αυτή ορίζει ένα επίπεδο το οποίο καλείται επίπεδο της τροχιάς της Γης ή και «επίπεδο της εκλειπτικής».



Σχ. 9.30.3

Η εκάστοτε απόσταση R της Γης από τον Ήλιο δίνεται από τη σχέση:

$$R = [ 1 + 0.034 \cdot \sin (0.989 (J - 3)) ]^{-1/2}$$

Όπου J ο αύξων αριθμός της ημέρας του έτους.

Η Γη βρίσκεται στην πλησιέστερη ως προς τον Ήλιο θέση (R= ελάχιστο) που λέγεται «**περίηλιο**», την 3<sup>η</sup> Ιανουαρίου και στην πλέον απομακρυσμένη θέση, που λέγεται «**αφήλιο**» την 4<sup>η</sup> Ιουλίου.

Όπως παρατηρούμε, στο Σχ. 9.30.3 υπάρχουν 4 **χαρακτηριστικές** θέσεις της Γης ανά δύο εκ διαμέτρου αντίθετες.

Οι θέσεις αυτές αντιστοιχούν στις ημερομηνίες:

21-22 Μαρτίου, γνωστή ως «εαρινή Ισημερία»

21-22 Ιουνίου, γνωστή ως «θερινό ηλιοστάσιο»

22-23 Σεπτεμβρίου, γνωστή ως «φθινοπωρινή Ισημερία» και

21-22 Δεκεμβρίου, γνωστή ως «χειμερινό ηλιοστάσιο».

Ως γνωστόν ο άξονας περιστροφής της Γης δεν είναι κάθετος στο επίπεδο της εκλειπτικής τροχιάς αλλά σχηματίζει μ' αυτό γων.  $66^{\circ}33'$  ή με την κατακόρυφο  $23^{\circ}27'$  (Σχ. 9.30.3).

Η γων. αυτή παραμένει σχεδόν σταθερή και επομένως ο άξονας της Γης παράλληλος προς τον εαυτόν του καθ' όλη τη διάρκεια της περιφοράς της Γης περί τον Ήλιο (ένα έτος).

Το επίπεδο αυτό της εκλειπτικής σχηματίζει γων.  $23^{\circ}27'$  με το επίπεδο του «Ουράνιου Ισημερινού» το οποίο είναι η προέκταση στο διάστημα του Γήινου Ισημερινού επιπέδου.

Είναι γεγονός ότι η κλίση του άξονα περιστροφής της Γης, η εκλειπική τροχιά της Γης περί τον ήλιο και το εκάστοτε επίπεδο του Ουράνιου Ισημερινού αποτελούν βασικά αίτια τη τοπικής και εποχιακής ανισότητας των ποσών ηλιακής ενέργειας που φτάνουν σε διάφορους τόπους της Γης.

Γενικώς η κίνηση της Γης περί τον Ήλιο ελέγχει τις εποχιακές μεταβολές στην επιφάνειά της.

Αξίζει να σημειωθεί εδώ ότι στην επιστήμη της Αστρονομίας, ορισμένες εφαρμογές γίνονται καλύτερα κατανοητές, αν θεωρήσουμε την Γη ακίνητη και τον Ήλιο κινούμενο στο επίπεδο της εκλειπικής. (Φαινόμενη κίνηση του Ηλίου).

Επανερχόμενοι στις 4 ως άνω χαρακτηριστικές θέσεις της Γης ως προς τον Ήλιο κατά τη διάρκεια του έτους μπορούμε να πούμε τα εξής:

Λόγω της κλίσεως του άξονα περιστροφής της Γης, κατά το χρονικό διάστημα από 22 Δεκεμβρίου μέχρι 22 Ιουνίου ο Ήλιος φαίνεται να παίρνει από μέρα σε μέρα συνεχώς βορειότερες θέσεις.

Στις 22 Δεκεμβρίου ο Ήλιος βρίσκεται στην νοτιότετη αυτού θέση δηλ. 23°27' νότιο γεωγ. πλάτος (Τροπικός του Αιγόκερω).

Είναι έτσι προφανές ότι κατά την προς βορράν μετακίνησή του κάποια στιγμή περνά και από το επίπεδο του Ισημερινού. Αυτό συμβαίνει το μεσημέρι της 21<sup>ης</sup> Μαρτίου, εξαιτίας αυτού του γεγονότος όλοι οι τόποι της Γης την ημέρα αυτή έχουν 12 ώρες ημέρα και 12 ώρες νύχτα. Γιαυτό η ημέρα αυτή λέγεται και «**Εαρινή Ισημερία**».

Κατά το μεσημέρι της 22 Ιουνίου κατέχει την βορειότερη θέση, ευρισκόμενος στο Βόρειο παράλληλο 23°27' (Τροπικός του Καρκίνου). Η ημέρα αυτή ονομάζεται όπως είπαμε «**Θερινό ηλιοστάσιο**».

Από τις 22 Ιουνίου και μετά ο Ήλιος παίρνει συνεχώς νοτιότερες τώρα θέσεις έτσι ώστε κατά την προς Νότο αυτή πορεία του κάποια στιγμή περνά και πάλι από το επίπεδο του Ισημερινού. Η στιγμή αυτή είναι το μεσημέρι της 23<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου. Κατά την ημέρα αυτή ισχύουν τα ίδια με εκείνα της 21<sup>ης</sup> Μαρτίου και γιαυτό η ημέρα αυτή λέγεται «**Φθινοπωρινή Ισημερία**».

Και μετά την ημερομηνία αυτή ο ήλιος συνεχίζει την προς Νότο μετακίνησή του έτσι ώστε το μεσημέρι της 22<sup>ης</sup> Δεκεμβρίου να βρίσκεται στην νοτιότετη αυτού θέση (23°27' νότιο γεωγρ. πλάτος, Τροπικός του Αιγόκερω). Η ημέρα αυτή ονομάζεται «**Χειμερινό ηλιοστάσιο**».

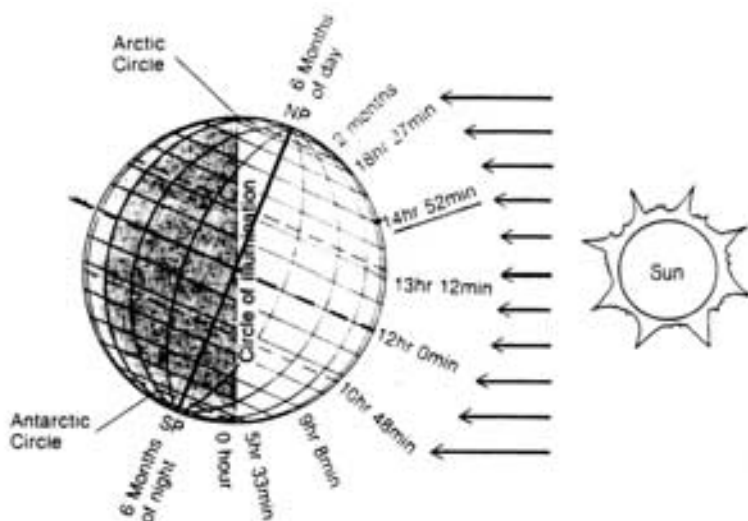
Είναι γνωστόν ότι κατά το «θερινό ηλιοστάσιο» 21/6 όλοι οι τόποι του Β. ημισφαιρίου έχουν την μεγαλύτερη δυνατή ημέρα και τη μικρότερη νύχτα. Το αντίθετο ακριβώς συμβαίνει κατά το «χειμερινό ηλιοστάσιο».

Αυτό εξηγείται ως εξής:

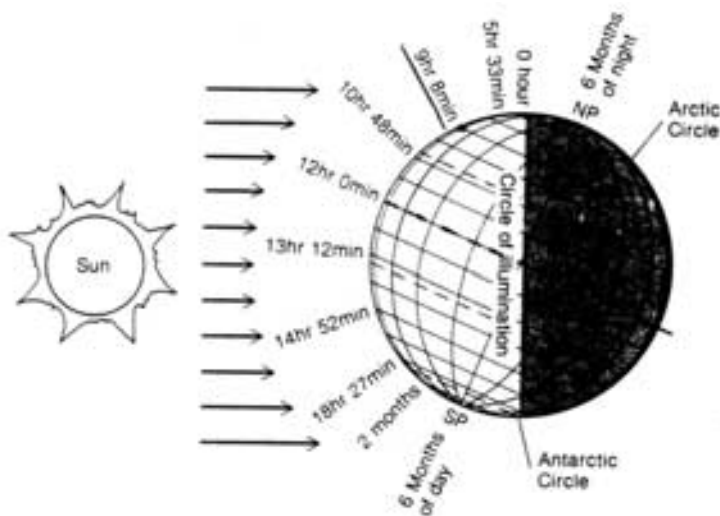
Αν υποθέσουμε ότι οι ακτίνες του Ήλιου πέφτουν στη Γη παράλληλες μεταξύ τους, (Σχ. 9.30.4) παρατηρούμε ότι την 22<sup>η</sup> Ιουνίου, λόγω της γνωστής



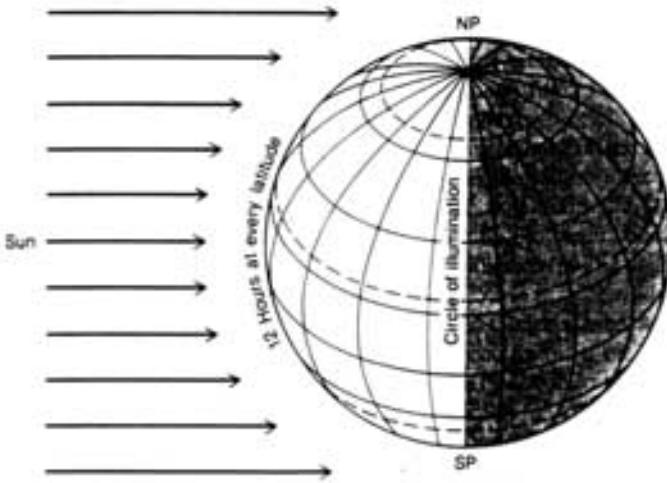
κλίσης του άξονα της Γης το ημισφαίριο της Γης που φωτίζεται αυτή τη μέρα από τον Ήλιο (λευκό χρώμα) περιλαμβάνει κατά το μεγαλύτερο ποσοστό τόπους του Β. Ημισφαιρίου και κατά το μικρότερο ποσοστό τόπους του Ν. Ημισφαιρίου. (Σημειώνεται ότι η εστιγμένη γραμμή στο Σχ. 9..30.4 αναφέρεται στο Ισημερινό).



Σχ. 9.30.4.Θερινό ηλιοστάσιο Β. ημισφαιρίου (22 Ιουνίου). (Από Τ. Morar and Μ. Morgan, 1989).



Σχ. 9.30.5.Χειμερινό ηλιοστάσιο Β. ημισφαιρίου (22 Δεκεμβρίου). (Από Τ. Morar and Μ. Morgan, 1989).



Σχ. 9.30.6. Φθινοπωρινή και εαρινή ισημερία (23/9, 21/3). (Από T. Morar and M. Morgan, 1989).

Έτσι ένα οποιοδήποτε σημείο, επί της επιφάνειας του Β. Ημισφαιρίου, κατά το ημερονύκτιο αυτό βρίσκεται υπό την άμεση ηλιακή ακτινοβολία τις περισσότερες ώρες και υπό τη σκιά τις λιγότερες από οποιαδήποτε άλλη ημέρα του έτους. Δηλ. θα έχει τη μεγαλύτερη ημέρα και τη μικρότερη νύχτα. Για παράδειγμα ένας τόπος γ. πλάτους  $40^\circ$  θα έχει 14 ώρες και  $52'$  ημέρα και το υπόλοιπο του 24ώρου νύχτα.

Την 22<sup>α</sup> Δεκεμβρίου για τους ίδιους λόγους το ίδιο σημείο θα έχει την μεγαλύτερη νύχτα και τη μικρότερη ημέρα (Σχ. 9.30.5). Για παράδειγμα τόπος γ. πλάτους  $40^\circ$  θα έχει τώρα 9 ώρες και  $8'$  ημέρα και το υπόλοιπο του 24ώρου νύχτα.

Ακριβώς τα αντίθετα συμβαίνουν προφανώς για το Ν. Ημισφαίριο.

Ισχύει βέβαια, γενικώς, το εξής :

Στο Β. Ημισφαίριο από την 22 Δεκ. μέχρι την 22<sup>α</sup> Ιουνίου αυξάνει συνεχώς ημέρα και ελαττώνεται η νύχτα. Ενώ από την 22 Ιουνίου μέχρι την 22<sup>α</sup> Δεκ. συμβαίνει το αντίθετο.

Προφανώς (Σχ. 9.30.6) τόσο κατά την Εαρινή Ισημερία όσο και κατά τη Φθινοπωρινή όλοι οι τόποι ανεξαρτήτως γ. πλάτους έχουν 12 ώρες ημέρα και 12 ώρες νύχτα.

**9.31. Θεωρητική ηλιοφάνεια κατά τα ηλιοστάσια:  
Θερινό και Χειμερινό**

Ως θεωρητική ηλιοφάνεια ενός τόπου, για μια ορισμένη ημερομηνία, ορίζεται η μέγιστη χρονική διάρκεια (χρονικό διάστημα ανατολής-δύσης του ηλίου) κατά την οποία ο ήλιος βρίσκεται πάνω από τον ορίζοντα του τόπου.

Προκύπτει έτσι το ερώτημα : Ποιά είναι η Θεωρητική Ηλιοφάνεια σε διάφορους τόπους του πλανήτη μας κατά την ημέρα του θερινού και Χειμερινού Ηλιοστασίου.

Η τιμή της Θεωρητικής Ηλιοφάνειας (H) δίνεται, από τη σχέση:

$$H = 2 \text{ τοξ συν } (-\epsilon\phi\epsilon\phi\delta) / 15 \quad 9.31.1$$

Όπου  $\phi$ : είναι το γεωγρ. πλάτος του τόπου και

$\delta$ : η «απόκλιση» του ηλίου

Η  $\delta$  δίδεται, ως γνωστόν από τη σχέση :

$$\delta = 23^\circ 45' \text{ συν } (30m + n - 202) \quad 9.31.2$$

Όπου m δηλώνει την τάξη του μήνα μέσα στο έτος ( $m = 1, 2, \dots, 12$ ) και n δηλώνει τη τάξη της ημέρας μέσα στον μήνα ( $n = 1, 2, \dots, 31$ ).

Έτσι, π.χ. για τις 22 Ιουνίου (Θερινό Ηλιοστάσιο) η (9.31.2) δίνει :

$$\delta = 23^\circ 45' \text{ συν } (30.6 + 22 - 202) = 23^\circ 45' \text{ συν} 0 = 23^\circ 45'$$

και η (9.31.1) γράφεται:

$$H = 2 \text{ τοξ συν } (-\epsilon\phi\phi.\epsilon\phi 23,75) \text{ } | / 15 = 2 \text{ τοξ συν } (-\epsilon\phi\phi.0,44) \text{ } | / 15$$

Και για  $\phi = 40^\circ$  έχουμε:

$$H = 2 \text{ τοξ συν } (-\epsilon\phi 40.0,44) \text{ } | / 15 = 2 \text{ τοξ, συν } (-0.84.0,44) \text{ } | / 15 \text{ ή}$$

$$H = 2 \text{ τοξ συν } (-0,37) \text{ } | / 15 = 14 \text{ ώρες και } 52'$$

Στα Σχ. 9.30.4 και 9.30.5 παρουσιάζεται η H, σε ώρες και πρώτα λεπτά, ανά  $20^\circ$  γεωγρ. πλάτος στο Β. Ημισφαίριο κατά την ημέρα Θερινό και Χειμερινό Ηλιοστάσιο αντίστοιχα.

Επίσης στον Πίνακα 1 υπάρχουν οι τιμές αυτές ηλιοφάνειας ανά  $10^\circ$  γεωγρ. πλάτους.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Θεωρητική Ηλιοφάνεια

$\Phi^\circ$	Θερινό Ηλιοστάσιο	Χειμερινό Ηλιοστάσιο	Ισημερίες
0	12 hr	12 hr	12 hr
10	12 hr 35 min	11 hr 25 min	12
20	13 12	10 48	12
30	13 56	10 04	12
40	14 52	9 08	12
50	16 18	7 42	12
60	18 27	5 33	12
70	2 mo	0 00	12
80	4 mo	0 00	12
90	6 mo	0 00	12

**ΕΠΟΧΕΣ ΤΟΥ ΕΤΟΥΣ**

Οι ημερομηνίες 21 Μαρτίου, 22 Ιουνίου, 23 Σεπτεμβρίου και 22 Δεκεμβρίου διαιρούν τον «κύκλο του έτους» σε τέσσερα χρονικά διαστήματα που λέγονται εποχές του έτους.

Έτσι «Άνοιξη» είναι το χρονικό διάστημα μεταξύ 21 Μαρτίου και 22 Ιουνίου, «Καλοκαίρι» το χρονικό διάστημα μεταξύ 22 Ιουνίου και 23 Σεπτεμβρίου, «Φθινόπωρο» το χρονικό διάστημα μεταξύ 23 Σεπτεμβρίου και 22 Δεκεμβρίου και «Χειμώνας» το χρονικό διάστημα από 22 Δεκεμβρίου μέχρι 21 Μαρτίου. Πρέπει να σημειωθεί βέβαια, ότι ο ορισμός αυτός των εποχών ισχύει από Αστρονομική άποψη.

Λαμβάνοντας υπόψη τις καιρικές καταστάσεις λέμε ότι γενικώς η έννοια της εποχής είναι και ζήτημα γεωγ. πλάτους και άλλων παραγόντων.

Για τη χώρα μας, τουλάχιστον, καθιερώθηκε ώστε :

ΔΕΚ., ΙΑΝ. ΦΕΒ. είναι οι μήνες του Χειμώνα .

ΜΑΡΤ., ΑΠΡ., ΜΑΙΟΣ είναι οι μήνες της Άνοιξης

ΙΟΥΝ., ΙΟΥΛ., ΑΥΓ. είναι οι μήνες του Καλοκαιριού

ΣΕΠΤ., ΟΚΤ., ΝΟΕΜ. είναι οι μήνες του Φθινοπώρου.

Πρέπει βέβαια, να σημειωθεί ότι διάκριτες εποχές κατά τη διάρκεια του έτους είναι χαρακτηριστικό του εύκρατου μεσογειακού κλίματος.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΚΑΤΟ

### ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΔΟΡΥΦΟΡΟΙ - ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

#### 10.1. Γενικά

Από το 1957, που εκτοξεύθηκε ο πρώτος δορυφόρος (Sputnik 1), μέχρι σήμερα που τα διαστημικά λεωφορεία διασχίζουν τον εξωγήινο χώρο, σίγουρα οι δορυφόροι γενικά, έπαιξαν πρωταρχικό ρόλο στην ανθρώπινη αυτή περιπέτεια της εξερεύνησης του εξωγήινου χώρου.

Σαν γήινο δορυφόρο μπορούμε να ορίσουμε κάθε σώμα που μπορεί να περιστρέφεται γύρω από τη Γη μας.

Γεννιέται και' αρχήν το ερώτημα: με ποιον τρόπο μπορούμε να δέσουμε ένα σώμα σε τροχιά γύρω από τη Γη, να το κάνουμε δηλ. δορυφόρο της. Σαν απάντηση ισχύουν γενικά τα εξής:

Από τη Μηχανική είναι γνωστό ότι: ένα σώμα που εκτοξεύεται από τη Γη με ταχύτητα μικρότερη από τη λεγόμενη "ταχύτητα διαφυγής  $v_{\delta}$ " ( $v_{\delta} = 11,2 \text{ Km/sec}$ ) με οποιαδήποτε γων. και αν εκτοξευθεί διαγράφει τμήμα έλλειψης και επιστρέφει πάλι σ' αυτή. Ενώ ένα σώμα που εκτοξεύεται με ταχύτητα μεγαλύτερη ή ίση της  $v_{\delta}$  φεύγει για πάντα από τη Γη, ακολουθώντας αντίστοιχα μια υπερβολική ή παραβολική τροχιά.

Για να προωθήσουμε συνεπώς ένα σώμα σε δορυφόρο της Γης πρέπει να βρούμε τρόπο αλλαγής της ελλειπτικής τροχιάς του. Ο απλούστερο τρόπος είναι: καθώς ο πύραυλος - φορέας του δορυφόρου - φθάνει στο ψηλότερο σημείο της τροχιάς, κατά την απογείωσή του, η μηχανή του πυραύλου πυροδοτείται κατάλληλα και η ταχύτητα που προστίθεται έτσι μεταβάλλει την τροχιά, ενώ ο δορυφόρος αποχωρίζεται από τον πύραυλο και ξεκινάει μια νέα ελλειπτική τροχιά γύρω από τη Γη.

Οι ακριβείς διαστάσεις της νέας ελλειπτικής τροχιάς γύρω από τη Γη καθορίζονται από τη θέση και την ταχύτητα του πυραύλου - φορέα - κατά την πυροδότηση, όσο και από τη διάρκεια της πυροδότησης.

Στην πράξη φυσικά οι αναγκαίες διορθώσεις για να έχουμε την τροχιά που θέλουμε γίνονται με συνεχείς πυροδοτήσεις από βοηθητικούς πυραύλους που διαθέτει ο δορυφόρος.

Στην περίπτωση τώρα που ο δορυφόρος κινείται σε κυκλική τροχιά γύρω από τη Γη σε ύψος  $h$  ισχύουν οι σχέσεις:

Το βάρος του, ( $B$ ) η έλξη δηλ. από τη Γη, παίζει το ρόλο της κεντρομόλου δύναμης ( $F_k$ ). Άρα:

$$B = F_k$$

$$mg = m \frac{v^2}{(R_r + h)}$$

$$G \frac{mM_r}{(R_r + h)^2} = \frac{m \cdot v^2}{(R_r + h)}$$

$$v = \sqrt{\frac{GM_r}{R_r + h}} \quad 10.1.1$$

( $G$  η σταθερή της παγκόσμιας έλξης)

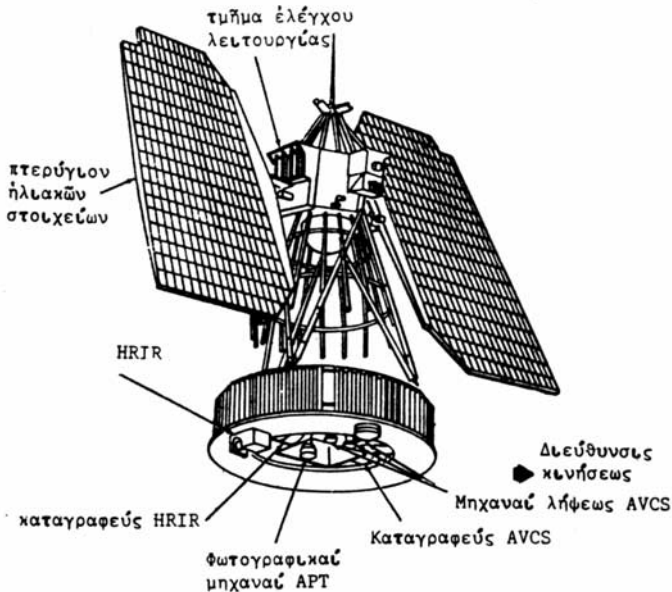
και για την περίοδο  $T$  της κυκλικής αυτής τροχιάς ισχύει:

$$T = \frac{2\pi (R_r + h)}{v}$$

και από την 10.1.1. προκύπτει:

$$T = \frac{2\pi \sqrt{(R_r + h)^3}}{\sqrt{GM_r}} \quad 10.1.2$$

Από τις σχέσεις 10.1.1 και 10.1.2 φαίνεται ότι όσο πιο ψηλά ( $h$ ) βρίσκεται ο δορυφόρος τόσο πιο μικρότερη είναι η ταχύτητα ( $v$ ) με την οποία κινείται και τόσο μεγαλύτερη είναι η περίοδος ( $T$ ) της κίνησής του.



Σχ. 10.1.

## 10.2. Σειρές των μετεωρολογικών δορυφόρων

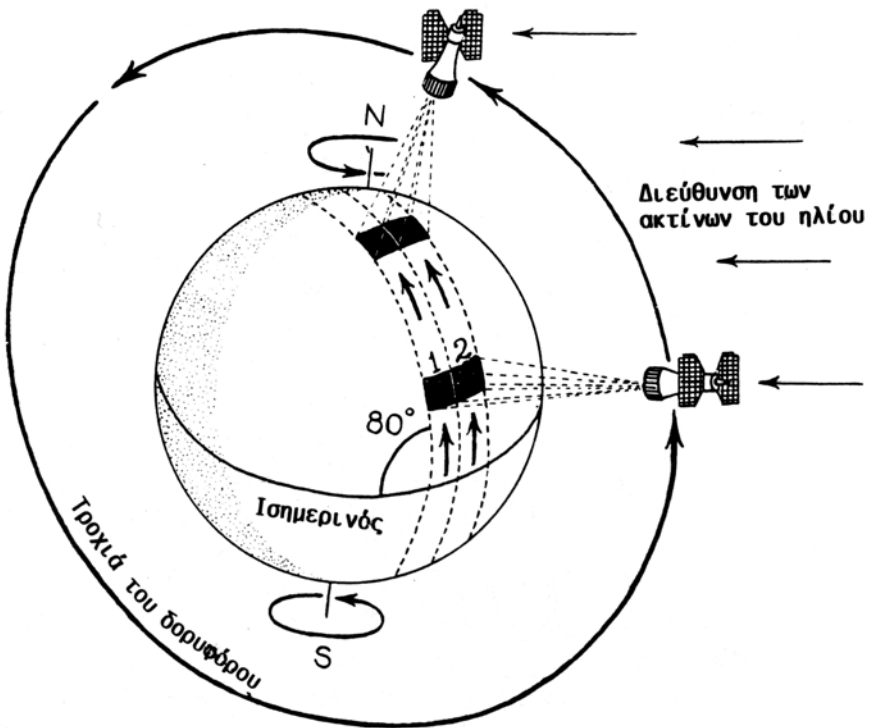
Οι μετεωρολογικοί δορυφόροι, είναι πλοία, θα λέγαμε, του διαστήματος (Spacecraft) που ταξιδεύουν συνεχώς στο διάστημα γύρω από τη Γη μας. Τα πλοία αυτά είναι εφοδιασμένα μ' ένα μεγάλο πλήθος από ηλεκτρονικές συσκευές: δηλ. τηλεοπτικές - φωτογραφικές μηχανές, μηχανισμοί σάρωσης εικόνων, ακτινόμετρα, ραδιόμετρα, φωτόμετρα ηλεκτρονικοί υπολογιστές κ.α. (Σχ. 10.1).

Ανάλογα με τον τύπο της τροχιάς έχουμε δύο κατηγορίες μετεωρολογικών δορυφόρων:

- α) Τους δορυφόρους πολικής τροχιάς και
- β) Τους δορυφόρους Ισημερινής τροχιάς.

### 1. Δορυφόροι πολικής τροχιάς

Στην κατηγορία αυτή αναφέρονται εκείνοι οι Μετεωρολογικοί δορυφόροι των οποίων η τροχιά είναι περίπου κάθετη προς το επίπεδο του Ισημερινού (Σχ. 10.2).



Σχ. 10.2

Οι δορυφόροι αυτοί περιστρέφονται περί τον πλανήτη μας σε ύψος  $h = 800-1500\text{Km}$  με περίοδο  $T = 100 \text{ min}$ . Δηλ. σε κάθε 24ωρο συμπληρώνουν λίγο περισσότερο από 14 τροχιές.

Βέβαια καθώς η Γη περιστρέφεται με σταθερή γωνιακή ταχύτητα από Δυτικά προς Ανατολικά κάθε τροχιά των δορυφόρων αυτών φαίνεται μετατοπισμένη ως προς την προηγούμενη κατά  $25^\circ$  περίπου, γεωγ. μήκος δυτικότερα. Έτσι, ο δορυφόρος της κατηγορίας αυτής περνάει πάνω από ένα συγκεκριμένο τόπο την ίδια πάντα τοπική ώρα. Π.χ. από τη χώρα μας περνάει την 09.00 και 23.00 ώρα. Η εξέλιξη των δορυφόρων της κατηγορίας αυτής άρχισε από την 1η Απριλίου 1960 που εκτοξεύθηκε ο πρώτος Μετεωρολογικός δορυφόρος (TIROS I.). Έχουμε τις παρακάτω σειρές:

*α) Αμερικανικής προέλευσης:*

TIROS, NIBUS, ESA και NOAA.

Η σειρά TIROS περιέλαβε 10 δορυφόρους. Ακολούθησε η σειρά: NIBUS από το 1964 με τρεις δορυφόρους και από το 1966 η σειρά ESSA με δύο δορυφόρους. Από το 1972 οι τρεις αυτές σειρές έχουν σταματήσει την λειτουργία τους και έχουν αντικατασταθεί με 3 δορυφόρους της σειράς (TIROS-N) με ονόματα: NOAA 6, NOAA 7, NOAA 8.

*β) Οι δορυφόροι Σοβιετικής προέλευσης:*

COSMOS, MOLINYA και METEOR.

Οι δύο πρώτοι άρχισαν να λειτουργούν από το 1961 με 5 δορυφόρους κάθε σειρά.

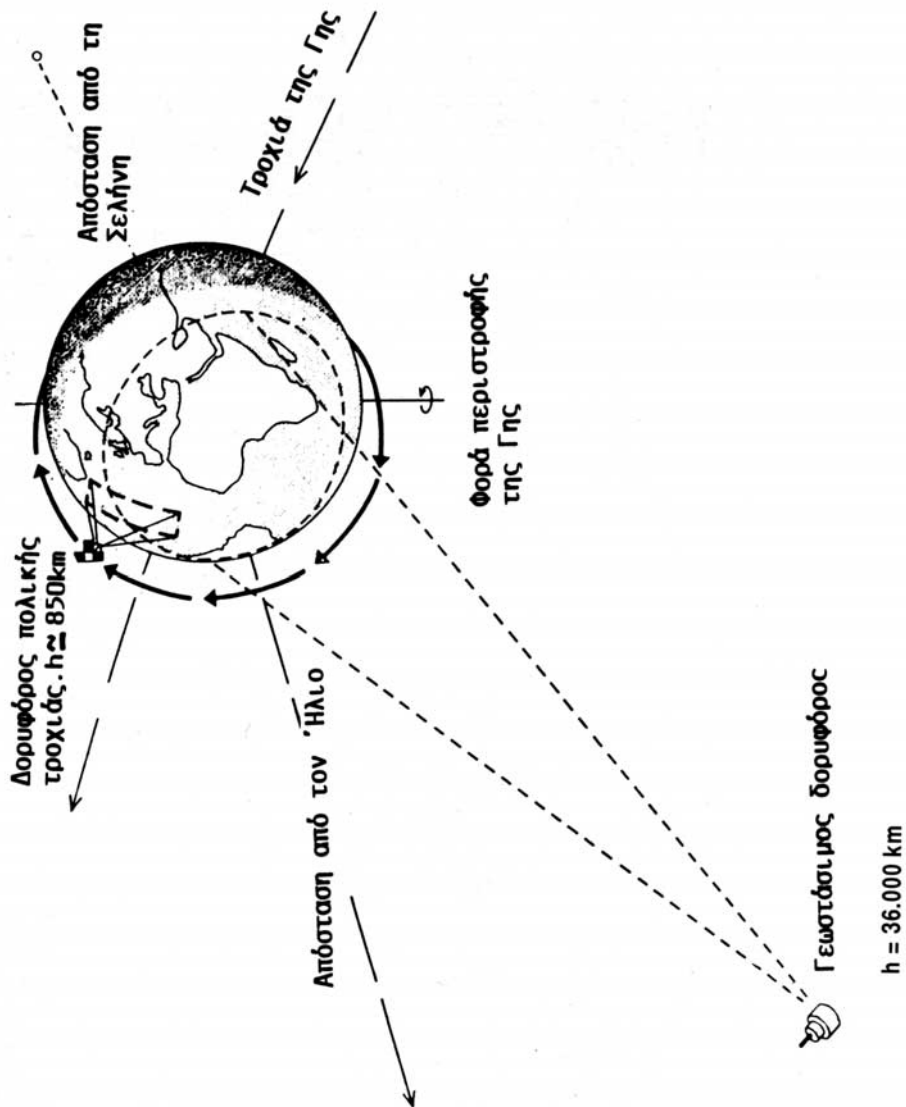
## **2. Γεωστάσιμοι δορυφόροι ή δορυφόροι Ισημερινής τροχιάς**

Οι δορυφόροι της κατηγορίας αυτής βρίσκονται σε τροχιά γύρω από τον Ισημερινό. Στρέφονται με την ίδια γων. ταχύτητα όπως και η Γη και προς την ίδια κατεύθυνση ώστε να παραμένουν στάσιμοι ως προς την Γη και προβάλλονται συνεχώς πάνω από την ίδια γήινη περιοχή. Για το λόγο αυτόν, εξάλλου ονομάζονται και γεωστάσιμοι (Geo-Stationary) (Σχ.10.3).

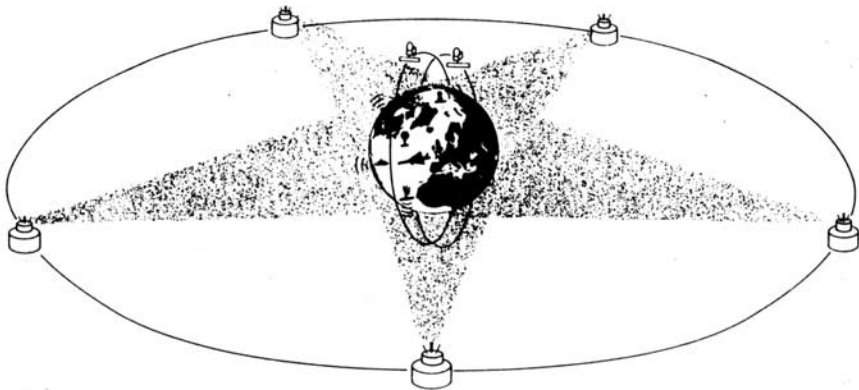
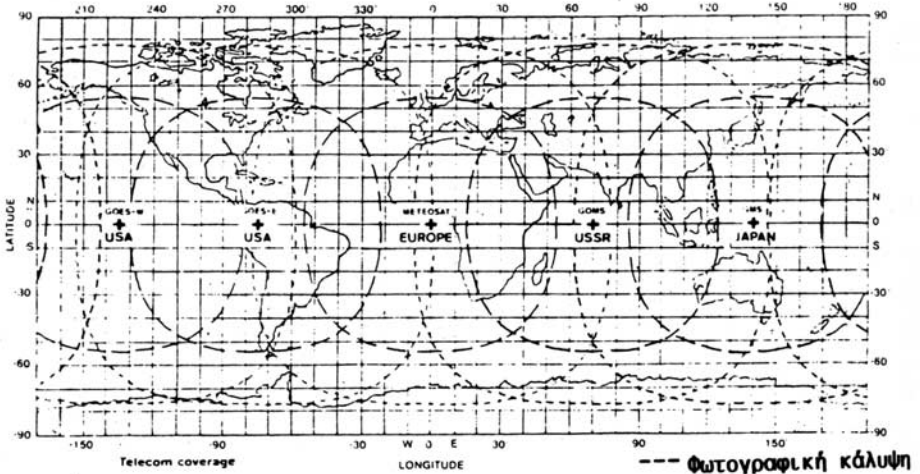
Οι δορυφόροι αυτοί λειτουργούν από το 1977 με διεθνή συνεργασία. Είναι συνολικά 5 σε αριθμό: 2 της Αμερικής, 1 της Σοβιετικής Ένωσης, 1 της Ιαπωνίας και 1 της Ευρώπης. Έτσι όπως παρατηρούμε και στο Σχ.10.4 έχουμε για κάθε χρονική στιγμή κάλυψη ολόκληρου σχεδόν του πλανήτη μας. Ειδικότερα οι γεωστάσιμοι δορυφόροι της Ευρωπαϊκής Διαστημικής Οργάνωσης E.S.A. (European Space Agency) είναι δύο. Ο METEOSAT-1 που εκτοξεύθηκε τον Νοέμβριο του 1977 και ο METEOSAT-2 που εκτοξεύθηκε τον Ιούνιο του 1981.

Είναι προσανατολισμένοι με τον άξονα περιστροφής τους παράλληλο προς τον άξονα της γης και περιστρέφονται περί τον άξονά τους με συχνότητα 100 στροφές/min.





Σχ. 10.3



Σχ. 10.4

Όπως παρατηρούμε στα σχήματα 10.4 οι METEOSAT καλύπτουν: όλη την Αφρικανική ήπειρο, ένα μεγάλο μέρος της Ευρώπης - και φυσικά τη χώρα μας - και του Ατλαντικού, όπως επίσης και μέρος της Νότιας Αμερικής.

Σε ότι αφορά το ύψος ( $h$ ) της τροχιάς των γεωστασιμων δορυφόρων πάνω από την επιφάνεια της γης, είναι πολύ μεγαλύτερο απ' αυτό των δορυφόρων πολικής τροχιάς και φθάνει περίπου τα 36.000Km και αυτό γιατί:

Θεωρήσουμε τη βασική εξίσωση κίνησης του δορυφόρου σε κυκλική τροχιά

$$B = F_k \quad 10.2.1$$

όπου  $B$  είναι το βάρος του και  $F_k$  η απαραίτητη κεντρομόλος δύναμη. Αν  $h$  είναι το ζητούμενο ύψος,  $G$  η σταθερή της παγκόσμιας έλξης,  $M_T$  η μάζα της,  $m$  η μάζα της δορυφόρου και  $R_T$  η ακτίνα της γης η 10.2.1 γράφεται:

$$C \frac{M_T m}{(R_T + h)^2} = \frac{m v^2}{(R_T + h)}$$

Επειδή:  $v = \frac{2\pi(R_T + h)}{T}$  όπου T: η περίοδος περιστροφής του δορυφόρου

$$\text{έχουμε: } C \frac{M_T m}{(R_T + h)^2} = \frac{m 4\pi^2 (R_T + h)^2}{T^2 (R_T + h)} \Rightarrow (R_T + h)^3 = C \frac{M_T}{4\pi^2} T^2 \quad 10.2.2$$

Επειδή όμως για τους γεωστάσιμους δορυφόρους ισχύει:

$$T=24 \text{ ώρες}$$

αντικαθιστώντας στην σχ. 10.2.2.  $G=6,67 \cdot 10^{-11}$  Μ.Κ.Σ.  $M_T = 5,98 \cdot 10^{24}$  kg,  $T=86400$  sec και  $R_T = 6360 \cdot 10^3$ m παίρνουμε:

$$h = 36000 \text{ Km}$$

Ωστε σύμφωνα με τα παραπάνω ο γεωστάσιμος δορυφόρος δεν μπορεί να περιστρέφεται σε ύψος h διαφορετικό από τα 36000 Km. Εφόσον η Γη μας θα συνεχίζει να περιστρέφεται όπως περιστρέφεται σήμερα.

Η ιδιαιτερότητα των γεωστάσιμων δορυφόρων στηρίζεται στο γεγονός ότι έχουν την δυνατότητα να παίρνουν ένα μεγάλο αριθμό φωτογραφιών μέρα και νύχτα (48 φωτογραφίες το 24ωρο) σε αντίθεση με τους δορυφόρους πολιτικής τροχιάς που παίρνουν για κάθε περιοχή περίπου 2 φωτογραφίες το 24ωρο.

Είναι όμως γεγονός ότι οι δύο παραπάνω κατηγορίες δορυφόρων συμπληρώνουν η μια την άλλη. Ειδικότερα ένας δορυφόρος πολιτικής τροχιάς μπορεί μέσα σε 12 ώρες να κάνει φωτογραφική κάλυψη όλης της γήινης επιφάνειας, ενώ ένας γεωστάσιμος μπορεί να φωτογραφίζει ένα μόνο, μεγάλο βέβαια, μέρος της γήινης επιφάνειας, αλλά σχεδόν συνεχώς έτσι ώστε να έχουμε τελικά φωτογραφίες της ίδιας περιοχής για την ίδια χρονική στιγμή αλλά από διαφορετικά όργανα ώστε να κάνουμε συγκρίσεις απαραίτητες για την εκτίμηση της πραγματικότητας.

Σχετικά με την ενέργεια που είναι απαραίτητη για τη συνεχή λειτουργία τους χρησιμοποιείται εξολοκλήρου η ηλιακή ενέργεια. Στους δορυφόρους πολιτικής τροχιάς την ημέρα μεν η ηλιακή ενέργεια μετατρέπεται με το σύστημα των φωτοκυτάρων που διαθέτουν κατευθείαν σε ηλεκτρική, κατά την νύχτα όμως, όταν δηλ. βρίσκονται στη σκιά της Γης, τίθενται σε λειτουργία οι μπαταρίες που έχουν αποθηκεύσει ενέργεια από την ημέρα.

Αντίθετα οι γεωστάσιμοι είναι τόσο μακριά από την επιφάνεια της Γης ώστε φωτίζονται κατευθείαν από τον ήλιο, πάνω από το 99% του χρόνου περιφοράς της και έτσι χρειάζεται πολύ μικρή μόνο αποθήκευση ενέργειας.

### 10.3. Δυνατότητες των μετεωρολογικών δορυφόρων

#### 1) Λήψη φωτογραφιών

Οι φωτογραφίες που παίρνουμε συνήδως από τους μετεωρολογικούς δορυφόρους και που αναφέρονται τόσο στην καθ' ύψος κατάσταση της ατμόσφαιρας όσο και στην επιφάνεια είναι συνήδως δύο ειδών:

- α) Φωτογραφίες ορατού φάσματος (visible) και
- β) Φωτογραφίες υπέρυθρου φάσματος (infra-red).

Στις φωτογραφίες ορατού φάσματος οι κάμερες του δορυφόρου ευαισθητοποιούνται μόνο από το "ορατό φάσμα" της ηλιακής ακτινοβολίας, που φθάνει ουσιαστικά σ' αυτές μετά από ανάκλαση πάνω στα διάφορα στοιχεία που βρίσκονται κάτω από τον δορυφόρο και τα οποία φυσικά κάτω από το φως της ημέρας είναι σε θέση να βλέπει. Έτσι εκείνα τα στοιχεία που εμφανίζονται στη φωτογραφία πιο φωτεινά είναι εκείνα που αντανακλούν περισσότερο ηλιακό φως, όπως π.χ. ο πάγος, το χιόνι, οι έρημοι κ.λπ.

Όπως είναι φανερό τέτοιες φωτογραφίες μπορούμε να έχουμε από τους μετεωρολογικούς δορυφόρους μόνο κατά τη διάρκεια της μέρας (Εικ. 10.3.1).

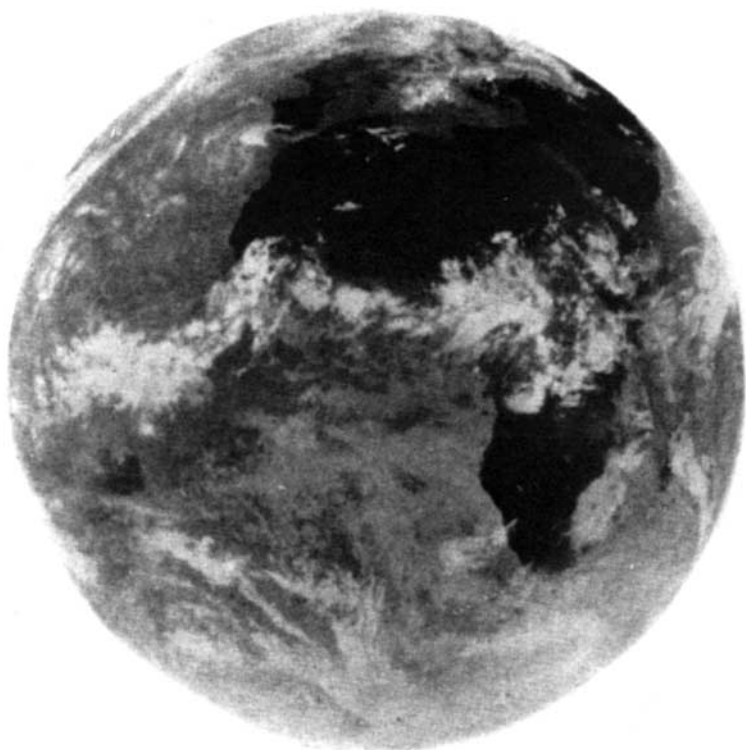


Εικ. 10.3.1

Για τις infra-red φωτογραφίες οι τηλεοπτικές κάμερες ευαισθητοποιούνται μόνο με το "υπέρυθρο φάσμα" της ηλιακής ακτινοβολίας. Την υπέρυθρη όμως αυτή ακτινοβολία, όπως είναι γνωστό, την εκπέμπει και κάθε ψυχρή επιφάνεια, ιδιαίτερα η Γη με την νυχτερινή της ακτινοβολία. Όσο περισσότερη υπέρυθρη ακτινοβολία εκπέμπει ένα σώμα τόσο πιο σκοτεινό εμφανίζεται στην infrared φωτογραφία.

Γενικά το λευκό χρώμα αντιστοιχεί σε σώματα με χαμηλή θερμοκρασία άρα μικρό ποσό υπέρυθρης ακτινοβολίας, ενώ το μαύρο χρώμα αντιστοιχεί αντίθετα σε σώματα με πολύ υψηλή σχετικά θερμοκρασία.

Έτσι σε μια infrared φωτογραφία οι ψυχρές κορυφές των νεφών εμφανίζονται σχεδόν άσπρες ενώ η θερμή σχετικά ξηρά εμφανίζεται σχεδόν μαύρη ή σε απόχρωση του γκρι (Εικ. 10.3.2). Ειδικότερα τα ανώτερα νέφη (Cirrus) παρουσιάζονται στις φωτογραφίες αυτές άσπρα, ενώ τα μέσα και τα κατώτερα νέφη σε διάφρους τόνους του γκρι, η θάλασσα σε σκούρο γκρι και θερμή σχετικά ξηρά μαύρη.



Εικ. 10.3.2 Φωτογραφία από τον METEOSAT στην υπέρυθρη ακτινοβολία.

Υπάρχει η δυνατότητα να απεικονίζονται μέχρι 64 τόνοι του γκρι χρώματος (από το λευκό μέχρι το μαύρο).

Για να διευκολύνεται η ερμηνεία των φωτογραφιών και η αναγνώριση των διάφορων γεωγραφικών περιοχών, σε πολλούς δορυφόρους υπάρχει σύστημα που τοποθετεί και ταυτόχρονα εκπέμπει μαζί με τη φωτογραφία και την ακτινογραφία, με διακοπόμενες γραμμές καθώς επίσης και τις γεωγραφικές συντεταγμένες ανά  $10^\circ$  μήκους και  $10^\circ$  πλάτους, όπως επίσης και το όνομα του δορυφόρου την ημερομηνία και ώρα λήψης της φωτογραφίας.

Σ' ότι αφορά την διακριτικότητα των φωτογραφιών για μεν τους δορυφόρους πολικής τροχιάς είναι: από 1,1 μέχρι 4Km για δε τους γεωστάσιμους είναι: από 1 μέχρι 2Km για τις visible φωτογραφίες και 3 μέχρι 5Km για τις infrared.

## 10.4. Εφαρμογές

### 1. Συμβολή στην πρόγνωση του καιρού

Βλέποντας, ο κάθε μη ειδικός, μια φωτογραφία μετεωρολογικών δορυφόρων είναι αλήθεια ότι αντιλαμβάνεται αμέσως ότι περιέχει πληροφορίες κυρίως για τα νέφη. Όμως για τον έμπειρο και ειδικευμένο στην περίπτωση αυτή μετεωρολόγο, η φωτογραφία αυτή συνήθως λέει πολύ περισσότερα πράγματα. Είναι κατ' αρχή σε θέση μέσα από τη φωτογραφία αυτή να εντοπίσει εύκολα τα διάφορα καιρικά όπως λέμε συστήματα εφόσον φυσικά υπάρχουν. Με άλλα λόγια δηλ. μπορεί να προσδιορίζει τις εκάστοτε θέσεις των βαρομετρικών χαμηλών, των βαρομετρικών υψηλών, των μετώπων και των αεροχειμάρρων (Εικ. 10.4.1). Με διαδοχικές τώρα φωτογραφίες της ίδιας περιοχής, πράγμα που όπως είπαμε παραπάνω είναι δυνατό ιδιαίτερα με τους γεωστάσιμους δορυφόρους, είναι δυνατό, να προσδιορίζουμε την κίνηση την ενίσχυση ή την εξασθένηση των παραπάνω καιρικών συστημάτων, πράγμα που βοηθάει πάρα πολύ στη σωστή πρόγνωση του καιρού κάθε χώρας.

Από τις visible εικόνες είναι δυνατό να έχουμε, μέσω των σκιερών και φωτεινών περιοχών, στοιχεία σχετικά με την υψή των νεφών. Επίσης μπορούμε και εκτιμούμε το πάχος των νεφών.

Γενικά όσο λαμπρότερο είναι το νέφος τόσο μεγαλύτερο πάχος έχει. Σχετικά με την περιεκτικότητα των νεφών ισχύουν τα εξής: Τα νέφη που αποτελούνται από υδροσταγονίδια φαίνονται φωτεινότερα από εκείνα που αποτελούνται από παγοκρυστάλια του ίδιου φυσικά πάχους.

Εξάλλου με τις Infrared εικόνες ξεχωρίζουν πάρα πολύ εύκολα οι ψυχρές κορυφές των νεφών και έτσι είναι επίσης εύκολο να υπολογίζουμε τα σχετικά τους ήψη, και ο Μετεωρολόγος μπορεί έτσι να κάνει την διάκριση μεταξύ υψηλών και χαμηλών νεφών, πολύ σημαντική πληροφορία για την πρόγνωση του καιρού.



**Εικ. 10.4.1** Στην φωτογραφία αυτή απεικονίζεται το κέντρο ενός βαρομετρικού χαμπλού με τα χαρακτηριστικά μέτωπα. (WMO Bulletin, 585.1982).

Όσον αφορά την ομίχλη που όπως ξέρουμε είναι ένα νεφικό στρώμα πολύ κοντά στο έδαφος, στην μεν Visible εικόνα διακρίνεται σαν μια φωτεινή περιοχή στην Infrared όμως μόλις διακρίνεται μια και η θερμοκρασία της διαφέρει πολύ λίγο απ' αυτή της παρακείμενης ξηράς ή θάλασσας.

Τις παραπάνω εργασίες μπορεί να τις κάνει, κάθε Μετεωρολογικό κέντρο που έχει τη δυνατότητα να παίρνει τις παραπάνω φωτογραφίες. Όμως περισσότερο συστηματικά δουλεύουν στην κατεύθυνση αυτή μόνο ορισμένα γνωστά Εθνικά Μετεωρολογικά Κέντρα, τα οποία ύστερα από την κατάλληλη επεξεργασία των φωτογραφιών, την ονομαζόμενη **φωτοερμηνεία** από το ειδικευμένο προσωπικό τους εξάγουν τις κατάλληλες πληροφορίες. Φτιάχνουν ειδικούς χάρτες (χάρτες νεφανάλυσης) και εκπέμπουν με τη σειρά τους όλες αυτές τις πληροφορίες προς άλλα Μετεωρολογικά κέντρα με τα οποία είναι συνδεδεμένα.

Ιδιαίτερα χρήσιμη είναι η νεφανάλυση για τον εντοπισμό των **Τροπικών** λεγομένων κυκλώνων που όπως ξέρουμε είναι πολύ καταστρεπτικοί, η βιαιότερη, θα λέγαμε, ατμοσφαιρική διαδικασία.

Η έγκαιρη άρα προειδοποίηση τέτοιων καταστρεπτικών καιρικών φαινομένων είναι άκρως πολύτιμη και προσφέρει τα μέγιστα τόσο στην Εθνική Οικονομία των χωρών που πλήττονται όσο και σ' αυτή καθ' αυτή την ζωή των ανθρώπων που ζουν εκεί.

Βέβαια η επιτυχία τέτοιων προγνώσεων δεν έχει φθάσει στο 100%, όμως καταβάλλονται σήμερα διεθνώς προσπάθειες προς την κατεύθυνση αυτή.

## **2. Μετρήσεις της θερμοκρασίας, της υγρασίας και της πίεσης καθ' ύψος**

Χωρίς τις μετρήσεις της θερμοκρασίας, της υγρασίας και της πίεσης καθ' ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα, είναι αδύνατο να έχουμε μια τριδιάστατη περιγραφή της εκάστοτε κατάστασης της ατμόσφαιρας.

Βέβαια τα στοιχεία αυτά αλλάζουν σύντομα γιατί τουλάχιστον δύο φορές το 24ωρο είναι απαραίτητη η μέτρησή τους. Το υπάρχον σήμερα δίκτυο επίγειων τέτοιων σταθμών αποδείχθηκε ανεπαρκές. Η πρώτη προσπάθεια μέτρησης των παραπάνω στοιχείων με δορυφόρο έγινε με τη σειρά NIBUS στα τέλη της δεκαετίας του '60 και αρχές του '70. Ακολούθησε ένα πρόγραμμα τέτοιων μετρήσεων με τους TIROS-N και σήμερα γίνονται συστηματικές μετρήσεις από μερικούς δορυφόρους της σειράς METEOSAT.

Για τέτοιο είδος μετρήσεων οι δορυφόροι πολικής τροχιάς θεωρούνται καλύτεροι από τους γεωστάσιμους.

Οι μετρήσεις αυτές γίνονται με την βοήθεια **ραδιομέτρων** ευαίσθητων στις ακτινοβολίες διαφόρων μήκων κύματος που διαχέονται από την ατμόσφαιρα στο χώρο και η μέθοδος αυτή είναι γνωστή με τον όρο **αεροβόληση**.

Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί μήκη κύματος που απορροφούνται σε διαφορετικό βαθμό από την ατμόσφαιρα και έτσι είναι δυνατόν να μελετηθούν οι συνθήκες της θερμοκρασίας, της υγρασίας και της πίεσης καθ' ύψος, κάνοντας μετρήσεις ακτινοβολίας σε διαφορετικά μήκη κύματος

Οπωσδήποτε η όλη ανάλυση και επεξεργασία απαιτεί ηλεκτρονικό υπολογιστή.

Αν λοιπόν όλοι οι Μετεωρολογικοί δορυφόροι που κινούνται στο διάστημα είναι εφοδιασμένοι με τέτοια όργανα τα αποτελέσματα μιας κοινής συνεργασίας θα είναι πάρα πολύ θετικά.

Περιττόν να τονίσουμε εδώ ότι στον τομέα της αριθμητικής πρόγνωσης του καιρού τα στοιχεία αυτά είναι άκρως απαραίτητα. Οι μετρήσεις τους είδους αυτού χρησιμοποιούνται επίσης επιτυχώς στην πρόγνωση των μικρής κλίμακας συστημάτων καιρού στην ατμόσφαιρα. Όπως οι μεμονωμένες καταιγίδες και οι τροπικοί κυκλώνες.

Οι Αμερικάνικοι δορυφόροι μπορούν σήμερα να παρέχουν στοιχεία αεροβολήσεων πάνω από περιοχές με οριζόντια έκταση 30km και λιγότερο, πράγμα που σημαίνει ότι μπορεί να μελετηθεί σωστά και ένα ακόμη τοπικό καταιγιδοφόρο σύστημα. Τέτοια δυνατότητα δεν υπήρχε παλαιότερα. Υπάρ-



χει σήμερα μεγάλη ελπίδα ότι σύντομα η μέθοδος αυτή θα γίνει ένα πολύτιμο εργαλείο για την πρόγνωση της ανάπτυξης των ισχυρών τοπικών καταιγίδων και άλλων παρόμοιων βίαιων καιρικών φαινομένων όπως οι σίφωνες κ.λ.π.

### **3. Πείραμα GHOST**

Για την αντιμετώπιση του προβλήματος: δομή της ατμόσφαιρας καθ' ύψος έχει προταθεί τελευταία από το Εθνικό Κέντρο ατμοσφαιρικών ερευνών NCAR (National Center for Atmospheric Research) των Η.Π.Α το πείραμα GHOST (αρχικά των λέξεων Global Horizontal Sounding Technique).

Κατά το πείραμα αυτό εκτοξεύονται αερόστατα εφοδιασμένα με ειδικά όργανα μέτρησης διαφόρων μετεωρολογικών μεγεθών όπως: πίεσης, θερμοκρασίας, υγρασίας, ανέμου κ.λ.π. Τα όργανα αυτά είναι συντονισμένα με ανάλογους δέκτες των μετεωρολογικών δορυφόρων όπου και στέλνονται οι μετρήσεις για να τις παίρνουν στην συνέχεια από κει τα συντονισμένα με τους δορυφόρους μετεωρολογικά κέντρα, για την περαιτέρω επεξεργασία και χρήση.

Τα αερόστατα αυτά βρίσκονται σε διάφορα ύψη μέσα στην ατμόσφαιρα μέχρι τουλάχιστον την στάθμη των 20mb, δηλ. περίπου 30km. Βέβαια υπάρχουν πολλά τεχνικά προβλήματα που προκύπτουν κυρίως από την παγοποίηση της επιφάνειας καθώς και οι θερμοκρασίες σε μεγάλα ύψη είναι πολύ κάτω του μηδενός.

### **4. Ο άνεμος καθ' ύψος**

Η μελέτη του ανέμου καθ' ύψος γίνεται, στην βάση των δορυφορικών φωτογραφιών με την εξής μέθοδο: σ' ένα σύνολο διαδοχικών φωτογραφιών σημειώνονται ορισμένα χαρακτηριστικά των νεφών. Επειδή τώρα τα νέφη κινούνται με τον άνεμο που επικρατεί στο ύψος τους, η μετατόπισή τους μας δίνει σαφή στοιχεία για την ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου στα διάφορα ύψη που βρίσκονται τα νέφη. Βέβαια η μέθοδος αυτή δεν είναι πάντοτε σωστή. Γιατί η ανάπτυξη ή η διάλυση π.χ. των νεφών μπορεί να δώσει εσφαλμένη εντύπωση για την κίνησή τους. Επίσης νέφη που δημιουργούνται λόγω των βουνών μπορεί να μείνουν λιγότερο ή περισσότερο στάσιμα ενώ υπάρχει ισχυρό ρεύμα αέρα. Η μέθοδος δηλ. αυτή πρέπει ν' εξαιρεί κάθε φορά, όσο γίνεται βέβαια, κάθε νέφος που δεν κινείται με τον άνεμο. Η όλη αυτή επεξεργασία γίνεται με τη χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή. Οι άνεμοι μέχρι πάντοτε ένα ορισμένο ύψος υπολογίζονται δύο φορές το 24ωρο και ο ολικός αριθμός των μετρήσεων αυτών ποικίλλει σημαντικά από την μια περίπτωση στην άλλη εξαρτώμενος από την σαφή κάθε φορά κατανομή των νεφών.

Έτσι αν δεν υπάρχουν καθόλου νέφη σε μια περιοχή ο υπολογισμός των ανέμων καθ' ύψος είναι μάλλον αδύνατος.

Πρέπει βέβαια να πούμε ότι ο εντοπισμός των πολύ ισχυρών ανέμων σ' ορισμένο ύψος και πάνω από ορισμένες περιοχές, των γνωστών αεροχειμάρρων, γίνεται και με άλλο τρόπο εκτός από την παρακολούθηση των νεφών.

## **5. Η θερμοκρασία επιφάνειας της θάλασσας. Εφαρμογές στην Ωκεανογραφία**

Οι δορυφορικές φωτογραφίες δίνουν εύκολα πληροφορίες σχετικά: **α) με την θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας, β) την έκταση πάγου και γ) σε ορισμένες περιπτώσεις τον κυματισμό της επιφάνειας της θάλασσας και επομένως τους επιφανειακούς ανέμους.**

Όπως είναι γνωστό η γνώση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας είναι πάρα πολύ χρήσιμη τόσο στην Μετεωρολογία όσο και στην Ωκεανογραφία και τις θαλάσσιες γενικά δραστηριότητες.

Η μεταφορά θερμότητας μεταξύ των ωκεανών και ατμόσφαιρας είναι κυρίως συνάρτηση της διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ θάλασσας και αέρα. Η ανάλυση των φωτογραφιών προς την κατεύθυνση αυτή γίνεται με ηλεκτρονικό υπολογιστή. Η ακρίβεια που επιτυγχάνεται είναι γενικά της τάξεως των 1° έως 2°C. Συχνά είναι δύσκολο να εντοπίσει κανείς το σφάλμα των μετρήσεων αυτών γιατί: ενώ μια μέτρηση με θερμόμετρο είναι τελείως τοπική η μέτρηση με τον δορυφόρο είναι μια μέση τιμή μιας περιοχής τουλάχιστον 1Km<sup>2</sup> ή και περισσότερο. Επίσης ενώ το θερμόμετρο δείχνει μια θερμοκρασία αντιπροσωπευτική του επιφανειακού στρώματος του νερού ίσως πάχους μέχρι 1m το ραδιόμετρο του δορυφόρου δείχνει τη θερμοκρασία αυτού που λέμε επιδερμικό στρώμα νερού πολύ λεπτότερο σε πάχος.

Ο βαθμός της μεταβλητότητας της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας χρησιμοποιείται από τους Ωκεανογράφους για τον καθορισμό: **α) των θέσεων των επιφανειακών ωκεάνιων ρευμάτων και β) των περιοχών ανόδου των θαλάσσιων μαζών από χαμηλότερα προς την επιφάνεια.**

Είναι βέβαια γνωστό ότι η άνοδος αυτή των ψυχρών σχετικά υδάτινων μαζών προς την επιφάνεια δεν έχει μόνο θεωρητικό ενδιαφέρον αλλά και πολύ πρακτικό και ωφέλιμο σ' ότι αφορά την αλιεία, γιατί όπως ξέρουμε το ψυχρό νερό κάτω από την επιφάνεια είναι συχνά πλουσιότερο σε θρεπτικά συστατικά και επομένως συντελεί θετικά στον πολλαπλασιασμό των ψαριών γενικά.

Οι μεγάλοι ψαρότοποι είναι σε περιοχές όπου περνούν ψυχρά θαλάσσια ρεύματα.

## **6. Μέτρηση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της ξηράς**

Το ενδιαφέρον της Μετεωρολογίας και ειδικότερα της Αγρομετεωρολογίας επεκτείνεται βέβαια και στη θερμοκρασία της ξηράς. Πράγματι με τους δορυφόρους είναι δυνατό να έχουμε τις πληροφορίες αυτές. Οι INFRARED εικόνες χρησιμοποιήθηκαν με επιτυχία σε πολλά μέρη για να ελέγχονται και εντοπίζονται άκρως χαμηλές θερμοκρασίες επιφάνειας και να παρακολουθείται έτσι η έκταση του παγετού σε περιοχές που δεν γίνονται κανονικές παρατηρήσεις θερμοκρασίας. Δίνονται έτσι σωστές προγνώσεις παγετού.

Σ' ένα ειδικό πρόγραμμα παρακολούθησης του παγετού σ' ότι αφορά την καλλιέργεια κίρων στην Φλώριδα των Η.Π.Α. γίνεται χρήση INFRARED δορυφορικών φωτογραφιών κάθε μισή ώρα.

Έτσι παρακολουθείται ικανοποιητικά η πορεία των συνθηκών παγετού και δίνονται στην συνέχεια στους παραγωγούς έγκαιρες και ακριβείς πληροφορίες ώστε λαμβάνοντας τα κατάλληλα τεχνικά μέτρα περιορίζονται στο ελάχιστο οι καταστροφές της παραγωγής γενικότερα. Το όφελος φυσικά είναι τεράστιο.

## **7. Μετρήσεις βροχής. Εφαρμογές στην Υδρογεωλογία**

Η βροχή ή γενικότερα τα υδροαποβλήματα είναι οπωσδήποτε ένα στοιχείο που αφορά άμεσα την Υδρομετεωρολογία ή την Υδρογεωλογία γενικότερα. Με τις δορυφορικές φωτογραφίες έχουν αναπτυχθεί σήμερα **τεχνικές τόσο όσο για τον εντοπισμό των περιοχών βροχής όσο και για το πιθανό ύψος βροχής σε μια περιοχή.**

Υπάρχουν δύο τρόποι προσέγγισης του θέματος.

Με τον πρώτο γίνεται εκ των προτέρων συσχέτιση των πραγματικών ποσών βροχής που έχουν φθάσει στο έδαφος για χρονικό διάστημα ~12 ωρών, με τον τύπο των νεφών και την ποσότητα της νέφωσης που έχουμε από προηγούμενες δορυφορικές φωτογραφίες πάνω από την ευρεία περιοχή που μας ενδιαφέρει. Έτσι τα γνωστά αυτά συμπεράσματα για την συγκεκριμένη περιοχή εφαρμόζονται κάθε φορά που έχουμε τα ίδια αυτά συγκεκριμένα νεφικά δεδομένα. Τα αποτελέσματα της μεθόδου αυτής είναι αρκετά ικανοποιητικά.

Στον δεύτερο τρόπο χρησιμοποιούμε σχέσεις μεταξύ λαμπρότητας εικόνας και ποσού βροχής. Υπάρχει ένας κανόνας: όσο ψυχρότερη είναι η κορυφή ενός συγκεκριμένου νέφους τόσο περισσότερη είναι η βροχή.

Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται οι φωτογραφίες των γεωστάσιμων δορυφόρων κάθε μισή ώρα και τα αποτελέσματα επίσης είναι πολύ ικανοποιητικά.

Πρέπει βέβαια να αναφέρουμε εδώ ότι και με το Μετεωρολογικό Radar είναι δυνατόν να έχουμε εκτίμηση σ' ότι αφορά τις περιοχές και την ένταση

της βροχής, αλλά όμως μόνο σε μια περιορισμένη έκταση. Ο συνδυασμός βέβαια των δορυφόρων με τα Radar αυξάνουν την πιθανότητα σωστής πρόγνωσης σε ότι αφορά τη βροχή και τα υδροαποβλήματα γενικότερα.

Έχουν επίσης αναπτυχθεί τεχνικές που επιτρέπουν τον καθορισμό των ορίων της χιονισμένης έκτασης και το πάχος του χιονιού.

Τα στοιχεία αυτά σε συνδυασμό και με άλλα στοιχεία χρησιμοποιούνται στην πρόγνωση της παροχής νερού στις λεκάνες απορροής (ποτάμια κ.λ.π.) και έχουν έτσι εφαρμογή σε αρδευτικά, υδροηλεκτρικά και υδρογεωλογικά γενικότερα θέματα.

## **8. Εφαρμογές στην Κλιματολογία**

Εκτός από τις καθημερινές πρακτικές εφαρμογές και ωφέλειες οι Μει. Δορυφόροι προσφέρουν σήμερα τα μέγιστα και στα μεγάλα διεθνή ερευνητικά προγράμματα τα οποία βέβαια βρίσκονται υπό την επίβλεψη του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (W.M.O.) ο οποίος είναι ένα τμήμα των Ηνωμένων Εθνών.

Το βασικό ερευνητικό πρόγραμμα του W.M.O. από το οποίο εξαρτώνται όλα τα άλλα είναι το πρόγραμμα της "Παγκόσμιας Καιρικής επαγρύπνησης" (World Weather Watch) (W.W.W.) που άρχισε από το 1968 και αποβλέπει κυρίως στην προοδευτική, μέσω των δορυφόρων, βελτίωση του παγκόσμιου δίκτυου παρατηρήσεων των καιρικών - κλιματικών συνθηκών και των μέσων επεξεργασίας και μετάδοσης των παρατηρήσεων. Περιλαμβάνει δηλ. το σύστημα αυτό τρία επιμέρους υποσυστήματα: α) Το παγκόσμιο σύστημα παρατήρησης, β) Το παγκόσμιο σύστημα επεξεργασίας πληροφοριών και γ) Το παγκόσμιο τηλεπικοινωνιακό σύστημα.

Στα πλαίσια βέβαια αυτών των διεθνών προγραμμάτων βρίσκεται α) Το **παγκόσμιο πρόγραμμα έρευνας της ατμόσφαιρας** (Global Atmospheric Research Program) το γνωστό σαν (G.A.R.P.) που στοχεύει στην καλλίτερη κατά το δυνατόν πρόγνωση του καιρού και β) Το παγκόσμιο πρόγραμμα μελέτης του κλίματος του πλανήτη μας που στοχεύει στη βαθύτερη κατά το δυνατόν έρευνα του μηχανισμού του κλίματος και της επίδρασής του πάνω στα έμβια γενικότερα όντα.

Οι Κλιματολόγοι σήμερα βρίσκουν τις δορυφορικές φωτογραφίες σαν ανεκτίμητη αξία. Έτσι είναι σε θέση να ξέρουν: Το ποσό της ακτινοβολίας που ανακλάται από τα νέφη, τη θάλασσα και τις διάφορες μορφές της ξηράς καθώς επίσης και το ποσό που χάνεται στο διάστημα προερχόμενο από τη Γη και την ατμόσφαιρα. Έτσι καθορίζεται αυτό που λέμε "απόδεμα ενέργειας" του πλανήτη μας και που θα είναι στο μέλλον μας παράμετρος πολύ σημαντική για την καλλίτερη γνώση του κλίματος του πλανήτη μας και των μελλοντικών μεταβολών του. Εξάλλου σήμερα ένας μεγάλος όγκος παρατηρή-

σεων του περιβάλλοντος συλλέγεται, μέσω των δορυφόρων, από αυτόματους επίγειους Μετ. σταθμούς που είναι εγκατεστημένοι σε περιοχές που δύσκολα ζει ο άνθρωπος.

Έτσι προστίθενται συνεχώς στην Διεθνή Μετεωρολογική κοινωνία ένα πλήθος στοιχείων άγνωστων μέχρι σήμερα που αποβαίνουν και δ' αποβούν πολύ χρήσιμα στη μελέτη του κλίματος.

Χωρίς αμφιβολία λοιπόν η συμβολή των Μετ. δορυφόρων είναι ανεκτίμητη τόσο για τη μελέτη και την πρόγνωση του καιρού μικρής και μεγάλης διάρκειας όσο και για την Εθνική Οικονομία των κρατών και την προώθηση παράλληλα των μεγάλων διεθνών ερευνητικών προγραμμάτων.

Συγκεκριμένα: στη γεωργία, στην αεροπορία, στην ναυτιλία, στη θαλάσσια και ατμοσφαιρική ρύπανση, στην αιολική και ηλιακή ενέργεια και στην ανθρώπινη γενικά υγεία, η υπηρεσία που προσφέρουν οι Μετ. δορυφόροι είναι μοναδική. Παρόλα αυτά θα ήταν λάθος να πούμε ότι σύντομα οι Μετ. δορυφόροι θα είναι ικανοί να παρέχουν όλα εκείνα τα στοιχεία που είναι απαραίτητα στους μετεωρολόγους, ωκεανογράφους και υδρογεωλόγους. Υπάρχουν πράγματι μερικά στοιχεία που οι δορυφόροι δεν είναι ικανοί να μετρήσουν ικανοποιητικά.

Έτσι για αρκετά χρόνια ακόμη υπολογίζεται ότι θα εξακολουθήσουν να είναι απαραίτητες και οι συμβαϊκές λεγόμενες παρατηρήσεις.

Όμως ένα είναι το γεγονός: Τα δορυφορικά συστήματα είναι αναντικατάστατα σαν μέσο παρατήρησης, σε παγκόσμια κλίμακα, της ατμόσφαιρας και των ωκεανών. Και η διαφαινόμενη τους ανάπτυξη στα επόμενα χρόνια όχι μόνο θα συμβάλλει στην περαιτέρω βελτίωση των προγνώσεων του καιρού και των άλλων υπηρεσιών που προσφέρει η Μετεωρολογία αλλά παράλληλα θα αυξήσει και τις βασικές μας γνώσεις για τις συνθήκες ζωής του πλανήτη μας.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΝΔΕΚΑΤΟ

## ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΚΩΔΙΚΕΣ

### ΓΕΝΙΚΑ

Ως γνωστόν ο καιρός, τόσο από την άποψη της διάγνωσης όσο και από την άποψη της πρόγνωσης, έχει και' ανάγκη διεθνή χαρακτήρα. Ο καιρός «ταξιδεύει» και κατά συνέπεια είναι απαραίτητο, τα όμορα τουλάχιστον κράτη, να ανταλλάσσουν πληροφορίες σχετικά με τον καιρό που επικρατεί σ' αυτά. Η ανταλλαγή αυτών των πληροφοριών οφείλει βέβαια να γίνεται σε μια γλώσσα κατανοητή απ' όλους. Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός επέλεξε ως τέτοια γλώσσα, τη γλώσσα των αριθμών.

Έτσι είναι σήμερα δυνατόν, με ένα σύνολο ομάδων πενταψηφίων αριθμών, να μεταδίδεται παντού οποιαδήποτε καιρική πληροφορία.

Η γλώσσα αυτή των αριθμών περιλαμβάνει διάφορα υποσύνολα που λέγονται κώδικες. Ο πρώτος κώδικας που αναφέρεται σε πληροφορίες-παρατηρήσεις από μετεωρολογικούς σταθμούς ξηράς έχει το διεθνές όνομα SYNOP.

### 11.1. Ανάλυση του κώδικα SYNOP

Παράδειγμα του κώδικα SYNOP

#### ΤΜΗΜΑ 1

AAXX YYGGI<sub>w</sub> IIiii

SYNOP 08064 16732

I<sub>R</sub> I<sub>x</sub> hVv N dd ff 1S<sub>n</sub> TTT 2S<sub>n</sub> T<sub>d</sub> T<sub>d</sub> T<sub>d</sub> 3P<sub>0</sub> P<sub>0</sub> P<sub>0</sub> P<sub>0</sub> 4P PPP 5appp  
1 1 4 60 8 10 15 10 1 7 2 20 1 3 9 3 0 1 3 7 4 0 1 5 1 5 1003

6RRR t<sub>R</sub> 7 w w W<sub>1</sub> W<sub>2</sub> 8 N<sub>L</sub> C<sub>L</sub> C<sub>M</sub> C<sub>H</sub>  
60 1 5 2 7 1 7 9 6 8 6 9 2 /

ΤΜΗΜΑ 3 333 (1S<sub>n</sub>T<sub>x</sub>T<sub>x</sub>T<sub>x</sub>) (2S<sub>n</sub>T<sub>n</sub>T<sub>n</sub>T<sub>n</sub>) (3E...) 4Esss

#### Ανάλυση

Ο συμβολισμός AAXX σημαίνει, πάντοτε, ότι ακολουθεί κώδικας της μορφής SYNOP.

**Η ομάδα YGGI<sub>w</sub> σημαίνει:**

Με το **YY** δίδεται η μέρα του μήνα. Το 08 του παραδείγματος σημαίνει την 8η του μήνα.

Με το **GG** δίδεται η πραγματική ώρα της παρατήρησης σε χρόνο διεδνή (UTC). Το 06 του παραδείγματος σημαίνει ώρα της παρατήρησης 06:00 UTC.

Με το **I<sub>w</sub>** αποδίδεται ο τρόπος με τον οποίο μετρίεται η ταχύτητα του ανέμου. Ισχύει ο εξής πίνακας:

Ψηφίο 0 σημαίνει ότι ο άνεμος δίνεται με προσωπική εκτίμηση σε m/sec.

Ψηφίο 1 σημαίνει ότι ο άνεμος μετρίεται με ανεμόμετρο σε m/sec.

Ψηφίο 3 σημαίνει ότι ο άνεμος δίνεται με προσωπική εκτίμηση σε κόμβους.

Ψηφίο 4 σημαίνει ότι ο άνεμος μετρίεται με ανεμόμετρο σε κόμβους.

**Η ομάδα Piii σημαίνει:**

Με το **Π** αποδίδεται η γεωγραφική περιοχή όπου ανήκει ο σταθμός.

Η Ελλάδα π.χ. έχει τον αριθμό 16. Όλοι οι αριθμοί και οι αντίστοιχες περιοχές περιέχονται στον τόμο Α της δημοσίευσης με αριθμό 9 του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού.

Με το **iii** αποδίδεται ο αριθμός, ως στοιχείο ταυτότητας, του σταθμού που στέλνει τα στοιχεία αυτά. Το 620 π.χ. σημαίνει το σταθμό Θεσσαλονίκης.

**Η ομάδα I<sub>R</sub>I<sub>x</sub>hVV σημαίνει:**

Με το **I<sub>R</sub>** δηλώνεται αν στην αναφορά αυτή υπάρχει ή όχι υετός.

Το ψηφίο 0 τίθεται όταν τα στοιχεία υετού αναφέρονται στα τμήματα 1 και 3 του SYNOP.

Το ψηφίο 1 » » » » » » μόνο στο τμήμα 1.

Το ψηφίο 2 » » » » » » » » 3

Το ψηφίο 3 » » » » » δεν αναφέρονται στα τμήματα 1 και 3

Το ψηφίο 4 » » » » » » » » 1 και 3 αλλά λόγω σφάλματος των οργάνων.

Με το **I<sub>x</sub>** δηλώνεται αν ο σταθμός είναι αυτόματος ή όχι.

Με το ψηφίο 1 δηλώνεται ότι ο σταθμός είναι μή αυτόματος ενώ με το 4 ότι είναι αυτόματος.

Με το **h** δηλώνεται το ύψος της βάσης του χαμηλότερου νέφους που είναι ορατό. Ισχύει ο πίνακας:

0	όταν	0 < h < 50 m	5	όταν	600 < h < 1000 m
1	»	50 < h < 100 m	6	»	1000 < h < 1500 m
2	»	100 < h < 200	7	»	1500 < h < 2000 m
3	»	200 < h < 300 m	8	»	2000 < h < 2500 m
4	»	300 < h < 600 m	9	»	h > 2500 m

Με το **VV** δηλώνεται η οριζόντια ορατότητα.

Ισχύει ο πίνακας:

Τα ψηφία 01, 02 ... 10, ... 50 αντιστοιχούν σε ορατότητα < 0.1, 0.2 ... 1 ... 5 km

Τα ψηφία 51, 52, 53, 54, 55 δεν χρησιμοποιούνται.

Τα ψηφία 56, ... 60, ... 80 αντιστοιχούν σε ορατότητα < 6, ... 10, ... 30 km.

81			σημαίνει ορατότητα 35 km
82	»	»	40 km
83	»	»	45 km
84	»	»	50 km
85	»	»	55 km
86	»	»	60 km
87	»	»	65 km
88	»	»	70 km
89	»	»	> 70 km

**Η ομάδα Nddff σημαίνει:**

Με το **N** δηλώνεται η ολική νεφική κάλυψη του ουράνιου θόλου σε όγδοα.

Δηλαδή  $N = 1, 2 \dots 8$  αντιστοιχεί σε νέφωση  $1/8, 2/8 \dots 8/8$ .

Όταν  $N = 9$  αυτό σημαίνει ότι ο ουρανός είναι σκοτεινός λόγω ομίχλης ή άλλων φαινομένων.

Όταν  $N = /$  αυτό σημαίνει ότι ο ουρανός δεν είναι ευδιάκριτος για άλλους λόγους εκτός της ομίχλης ή ότι δεν έγινε παρατήρηση.

Με το **dd** δηλώνεται η διεύθυνση του ανέμου σε δεκάδες μοιρών. Το 10 π.χ. σημαίνει  $100^\circ$  δηλαδή ο άνεμος είναι Ανατολικός.

Με το **ff** δηλώνεται η ταχύτητα του ανέμου σε μονάδες που υποδεικνύονται με το  $I_w$ .

**Η ομάδα 1S<sub>n</sub> TTT σημαίνει:**

Το **1** είναι σύμβολο ότι ακολουθούν στοιχεία θερμοκρασίας.

Το **S<sub>n</sub>** δηλώνει το πρόσημο (+ ή -) της θερμοκρασίας του αέρα.

Π.χ. όταν  $s_n = 0$  η θερμοκρασία είναι θετική. Όταν  $s_n = 1$  η θερμοκρασία είναι αρνητική. Όταν  $s_n = 9$  σημαίνει ότι ακολουθούν στοιχεία σχετικής υγρασίας αντί στοιχείων σημείου δρόσου.

Το **TTT** δηλώνει τη θερμοκρασία του αέρα σε ακέραιους βαθμούς Κελσίου και δέκατα του βαθμού. Π.χ. όταν η θερμοκρασία είναι  $+29.2$  τότε  $TTT = 292$ .

**Η ομάδα 2S<sub>n</sub>T<sub>d</sub>T<sub>d</sub>T<sub>d</sub> σημαίνει:**

Το **2** δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για τη θερμοκρασία σημείου δρόσου  $T_d$ .



Για το  $s_n$  ισχύει ό,τι και για την προηγούμενη ομάδα.

Για το  $T_d T_d T_d$  ισχύει ό,τι και για τη θερμοκρασία της προηγούμενης ομάδας.

### Η ομάδα 3P<sub>0</sub>P<sub>0</sub>P<sub>0</sub>P<sub>0</sub> σημαίνει:

Το 3 δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για την ατμοσφαιρική πίεση στο υψόμετρο του σταθμού.

Το υπόλοιπο μέρος δηλώνει την τιμή της πίεσης αυτής σε hPa και δέκατα αυτού. Παραλείπεται δηλαδή το ψηφίο των χιλιάδων. Π.χ. για πίεση 1012.5 hPa γράφεται 0125. Για πίεση 998.7 hPa γράφεται 9987.

### Η ομάδα 4PPPP σημαίνει:

Το 4 δηλώνει ότι ακολουθεί η τιμή της πίεσης του σταθμού ανηγμένη στη μέση στάθμη της θάλασσας.

PPPP δηλώνει την τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης ανηγμένη στη μέση στάθμη θάλασσας σε ακέραια hPa και δέκατα αυτού, παραλείποντας το ψηφίο των χιλιάδων. Π.χ. για πίεση 1020.4 δίδεται 0204.

### Η ομάδα 5aPPP σημαίνει:

Το 5 δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για τη «βαρομετρική τάση».

Το a δηλώνει τη βαρομετρική τάση κατά τη διάρκεια των 3 ωρών πριν από την ώρα της παρατήρησης. Αναλυτικότερα:

Όταν a = 1 σημαίνει άνοδο της πίεσης και μετά στάσιμη κατάσταση.

Όταν a = 2 » άνοδο μόνο.

Όταν a = 3 » πτώση και μετά άνοδο.

Όταν a = 4 » πίεση σταθερή κατά το προηγούμενο 3ωρο.

Όταν a = 5 » πτώση και μετά άνοδο.

Όταν a = 6 » πτώση και μετά σταθερή.

Όταν a = 7 » πτώση μόνο.

Όταν a = 8 » σταθερή ή σε άνοδο και μετά σε πτώση.

Το PPP δηλώνει τη βαρομετρική τάση στο σταθμό κατά τη διάρκεια του προηγούμενου 3ωρου εκφρασμένη σε ακέραια hPa και δέκατα αυτού.

### Η ομάδα 6RRRt<sub>R</sub> σημαίνει:

Το 6 δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία υετού: ποσό και περίοδος εντός της οποίας σημειώθηκε.

RRR δηλώνει το ύψος του υετού, σε ακέραια mm, που έχει πέσει κατά τη διάρκεια της περιόδου πριν από την παρατήρηση, σύμφωνα με τον ενδείκτη t<sub>R</sub>. Π.χ. για ύψος υετού 2 mm γράφεται 002.

Σε ό,τι αφορά τον ενδείκτη  $t_R$  ισχύει:

Όταν 1	σημαίνει	υετός	κατά	τη	διάρκεια	των	6	ωρών	πριν	την	παρατήρηση.
Όταν 2	»	»	»	»	»	»	12	»	»	»	»
Όταν 3	σημαίνει	υετός	κατά	τη	διάρκεια	των	18	ωρών	πριν	την	παρατήρηση.
Όταν 4	»	»	»	»	»	»	24	»	»	»	»
Όταν 5	»	»	»	»	»	»	1	»	»	»	»
Όταν 6	»	»	»	»	»	»	2	»	»	»	»
Όταν 7	»	»	»	»	»	»	3	»	»	»	»
Όταν 8	»	»	»	»	»	»	9	»	»	»	»
Όταν 9	»	»	»	»	»	»	15	»	»	»	»

Η ομάδα  $7wwW_1W_2$  σημαίνει:

Το 7 δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για τον «παρόντα» και τον «παρελθόντα» καιρό.

Το  $www$  δηλώνει τα καιρικά φαινόμενα κατά το χρόνο της παρατήρησης ή κατά τη διάρκεια 1 ώρας πριν.

Το  $W_1W_2$  δηλώνει τα καιρικά φαινόμενα πριν από τον παραπάνω χρόνο. Σχετικά με τον παρόντα καιρό ισχύει:

Όταν στο  $ww$  δίδονται οι τιμές, από 0 έως 29, τότε καλύπτονται τα καιρικά φαινόμενα: Υετός, ομίχλη, παγωμένη ομίχλη ή καταιγίδα στο σταθμό κατά τη διάρκεια της **παρελθούσας ώρας**, αλλά όχι κατά το χρόνο της παρατήρησης.

Όταν δίδονται οι τιμές, από 30 έως 39, τότε καλύπτονται τα φαινόμενα: κονιορτοθύελλα, αμμοθύελλα, παρασυρόμενο ή ανυψούμενο χιόνι.

Όταν δίδονται οι τιμές, από 40 έως 49, τότε καλύπτονται τα φαινόμενα: ομίχλη ή παγωμένη ομίχλη κατά το χρόνο της παρατήρησης.

Όταν δίδονται οι τιμές, από 50 έως 59, τότε καλύπτονται τα φαινόμενα: ψεκάδες.

Όταν δίδονται οι τιμές, από 60 έως 69, τότε καλύπτονται τα φαινόμενα: Βροχής.

Όταν δίδονται οι τιμές, από 70 έως 79, τότε καλύπτονται τα φαινόμενα: Υετός σε στερεή κατάσταση, όχι όμως με τη μορφή όμβρων.

Όταν δίδονται οι τιμές, από 80 έως 99, τότε καλύπτονται τα φαινόμενα: Υετός με μορφή όμβρων ή υετός με παρούσα ή πρόσφατη καταιγίδα.

Σημειώνεται ότι για την κάλυψη όλων των καιρικών φαινομένων υπάρχει στα γραφεία καιρού αναλυτικός πίνακας. Η παραπάνω αναφορά αποτελεί απλά το πλαίσιο σε γενική μορφή.

Ο παρελθών καιρός αναφέρεται στη διάρκεια του προηγούμενου 3ώρου ή 6ώρου.

Όταν $W=0$	σημαίνει καλός καιρός.	Όταν 1	σημαίνει απλώς μερική νέφωση.
Όταν 2	» νέφωση 8/8.	Όταν 3	» κονιορτοθύελα.
Όταν 4	» ομίχλη.	Όταν 5	» ψεκάδες.
Όταν 6	» βροχή.	Όταν 7	» χιόνι.
Όταν 8	» όμβροι.	Όταν 9	» καταιγίδα.

### Η ομάδα $8N_L C_L C_m C_H$ σημαίνει:

Το 8 δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για το είδος των νεφών.

$N_L$  δηλώνει τα όγδοα των χαμηλών νεφών.

$C_L$  δηλώνει το επικρατέστερο είδος των χαμηλών νεφών.

$C_m$  δηλώνει το επικρατέστερο είδος των μέσων νεφών.

$C_H$  δηλώνει το επικρατέστερο είδος των υψηλών νεφών.

## ΤΜΗΜΑ 3

### 333 ( $1s_n T_x T_x T_x$ ) ( $2s_n T_n T_n T_n$ ) (3E///)

Το τμήμα αυτό 3 χρησιμοποιείται γενικώς για περιοχική μόνο ανταλλαγή.

Το 333 δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για περιοχική ανταλλαγή.

Η πρώτη ομάδα αναφέρεται στις τιμές της μέγιστης θερμοκρασίας του αέρα. Σε ό,τι αφορά τους Ελληνικούς σταθμούς η αναφορά αυτή γίνεται στην παρατήρηση των 18:00 και δίδεται έτσι η μέγιστη θερμοκρασία του προηγούμενου 12ωρου.

Για την κωδικοποίηση αυτής της τιμής ισχύουν τα ίδια ακριβώς που σημειώθηκαν παραπάνω στην ομάδα 1 της θερμοκρασίας του τμήματος 1.

Η δεύτερη ομάδα αναφέρεται στις τιμές της ελάχιστης θερμοκρασίας του αέρα κατά το προηγούμενο 12ωρο. Η ομάδα αυτή δίδεται κατά την παρατήρηση της 06:00.

Για την κωδικοποίηση ισχύουν τα ίδια όπως παραπάνω για τη μέγιστη θερμοκρασία.

Το 3 της 3ης ομάδας δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για την κατάσταση του εδάφους και για συμπληρωματικές πληροφορίες που καθορίζονται περιοχικά.

Το E δηλώνει την κατάσταση του εδάφους χωρίς χιόνι ή μετρήσιμο στρώμα πάγου με βάση τον πίνακα:

Στη θέση των /// δηλώνεται συνήθως η τιμή της θερμοκρασίας του εδάφους που καλύπτεται με χλόη, κατά την παρατήρηση της 06:00.

Οι Ελληνικοί σταθμοί περιλαμβάνουν την ομάδα αυτή με τη μορφή 3E/// γιατί δεν διαθέτουν όργανα για τη μέτρηση της θερμοκρασίας αυτής.

**Η ομάδα 4Esss**

Το **4** δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για την κάλυψη χιονιού ή πάγου.

Το **E** δηλώνει την κατάσταση του εδάφους που είναι καλυμμένο με χιόνι ή μετρήσιμο στρώμα πάγου.

Το **sss** δηλώνει το ολικό πάχος του χιονιού σε cm ως εξής:

001	για πάχος	1 cm	997	για πάχος μικρότερο του	1/2 cm
002	»	»	2 cm	998	για ασυνεχές κάλυμμα χιονιού
.....	»	»	.....	999	για αδύνατη ή ανακριβή μέτρηση
996	»	»	996 cm		

Προφανώς η ομάδα αυτή υπάρχει μόνο όταν παρατηρείται χιόνι ή πάγος στο έδαφος.

**Παραδείγματα SYNOP κωδικοποίησης καιρικής πληροφορίας****Παράδειγμα 1**

Να συνταχθεί το SYNOP της παρατήρησης της 12:00 της 15/2/2000 στο σταθμό του αεροδρομίου Αθηνών, που έχει ως εξής:

Πίεση στο σταθμό 1012.6 hPa, πίεση στη στάθμη της θάλασσας 1014.8 hPa, βαρομετρική τάση 07, συνεχής αύξηση

Θερμοκρασία αέρα 2.4°C, σημείο δρόσου -3.0°C, σχετική υγρασία 72%, άνεμος άπνοια, νέφωση 0, ορατότητα 15 Km, (ο σταθμός διαδέτει ανεμόμετρο σε m/sec).

**Απάντηση**

AAXX 15121 16722 31065 00000 10024 21030 30126 40148 52007  
60000 70000

**Παράδειγμα 2**

Ο ίδιος ως άνω σταθμός, ώρα 06:00 της 1ης Ιουνίου 2000.

Πίεση σταθμού 1013.5hPa, πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας 1015.0hPa, βαρομετρική τάση 1.2hPa, σε διαρκή πώση, θερμοκρασία 26.4°C, σημείο δρόσου 18.2°C, άνεμος NNE, 05 κόμβους, ολική νέφωση 6/8, (2/8 Cu ύψος βάσης 1000μ, 6/8 Ac), ορατότητα 20 Km.

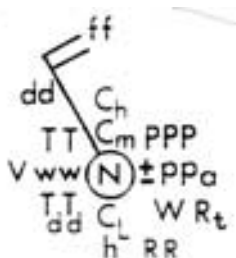
**Απάντηση**

AAXX 11064 16722 31670 60205 10264 20182 30135 40150 57012  
60000 70020

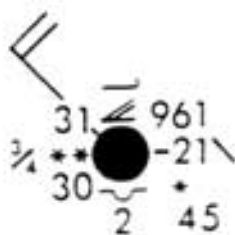
**11.2. Αποκωδικοποίηση των SYNOP πληροφοριών**

Η αποκωδικοποίηση των SYNOP πληροφοριών και στη συνέχεια η απεικόνισή τους πάνω στο χάρτη καιρού επιφάνειας γίνεται, διεθνώς, με βάση

το πρότυπο του Σχ. 11.2.1. Τα χρησιμοποιούμενα σύμβολα είναι τα ίδια ακριβώς με εκείνα που χρησιμοποιήθηκαν παραπάνω κατά την ανάλυση του κώδικα SYNOP.



Σχ. 11.2.1



Σχ. 11.2.2

Στο παραπάνω Σχ. 11.2.2 τη θέση των γραμμάτων έχουν οι αριθμοί και τα σύμβολα που χρησιμοποιούνται για την απεικόνιση: του παρόντα και παρελθόντα καιρού, του ανέμου, της βαρομετρικής τάσης, της ολικής νέφωσης και των τριών ομάδων νεφών που βρίσκονται στους δύο πίνακες του Σχ. 11.2.3. Πιο συγκεκριμένα στο Σχ. 11.2.2 η παρατήρηση έδωσε:

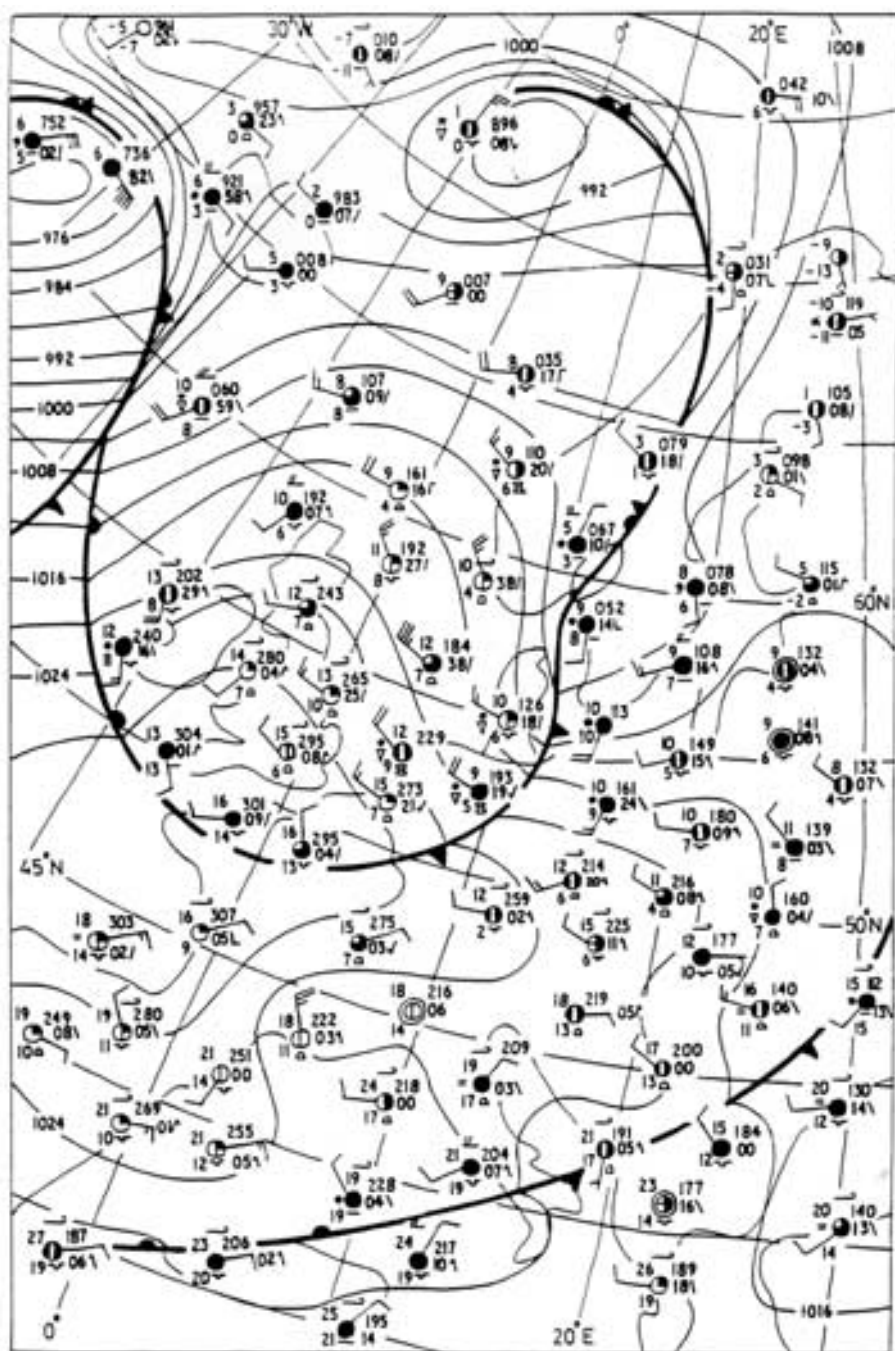
Θερμοκρασία 3.1°C, άνεμο ΒΔ με 20 κόμβους, ολική νέφωση 8/8, ορατότητα 3/4 μίλια, σημείο δρόσου 3.0°C, υψηλά σύννεφα cirrus, παρόντα καιρό ασθενής χιονόπτωση, χαμηλά σύννεφα strato-cumulus, ύψος των νεφών αυτών 300-599 πόδια, βαρομετρική τάση -2.1hPa, βροχή των τελευταίων 6 ωρών 45 inches, μέσα σύννεφα altostratus, πίεση 996.1 hPa και παρελθών καιρός χιόνι.

Στο Σχ. 11.2.4 υπάρχει μια πλήρης εικόνα αποκωδικοποίησης και απεικόνισης SYNOP πληροφοριών στον ευρύτερο αυτό γεωγραφικό χώρο. Στο ίδιο Σχ. 11.2.4 (χάρτης καιρού επιφάνειας) είναι χαραγμένες τόσο οι ισοβαρείς καμπύλες όσο και τα σύμβολα των θερμών και ψυχρών μετώπων (χάρτης ανάλυσης).

ww	○	∪	∩	⊖	∞	∞	S	⊕	⊖	(S)
1	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
2	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
3	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
4	(∞)	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
5	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
6	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
7	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
8	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞
9	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞

Code figure	N	W	C <sub>L</sub>	C <sub>M</sub>	C <sub>H</sub>	C	E	a
0	○	○				→	□	∧
1	⊖	⊖	∩	∩	∩	∩	□	∧
2	⊖	⊖	∩	∩	∩	∩	□	∧
3	⊖	∞	∩	∩	∩	∩	□	∧
4	⊖	∞	∩	∩	∩	∩	□	∧
5	⊖	,	∩	∩	∩	∩	□	∧
6	●	•	∩	∩	∩	∩	□	∧
7	●	*	∩	∩	∩	∩	□	∧
8	●	∩	∩	∩	∩	∩	□	∧
9	⊗	∩	∩	∩	∩	∩	□	∧

Σχ. 11.2.3



Surface Analysis 1200Z, 18 October 1979

### 11.3. Ασκήσεις σχετικές με τον κώδικα SYNOP

**Άσκηση 1η:** Να συνταχθούν τα SYNOP των παρακάτω μετεωρολογικών παρατηρήσεων 1, 2, 3 του μετεωρολογικού σταθμού Ελληνικό Αθηνών.

#### 1) Παρατήρηση 1200Z της 10-2-1981 Ελληνικού

Πίεση στην επιφάνεια του Σταθμού = 1012.6 hPa  
 Πίεση στη Μέση Στάθμη Θαλάσσης = 1014.8 hPa  
 Διαφορά πύεσεως από Ζώρου 07 και χαρακτηριστικό αυτής (1)  
 Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου = 2.4°C  
 Σημείο Δρόσου = -3.0°C  
 Άνεμος = άπνοια  
 Ολική νέφωση = αίθριος  
 Ορατότητα = 15 km  
 Κατάσταση εδάφους = ξηρό  
 (Ο Σταθμός διαθέτει ανεμόμετρο)

#### 2) Παρατήρηση 0600Z της 11-6-1981 Ελληνικού

Πίεση στην επιφάνεια του Σταθμού = 1013.5 hPa  
 Πίεση στη Μέση Στάθμη Θαλάσσης = 1015.0 hPa  
 Διαφορά πύεσεως από Ζώρου 1,2 και χαρακτηριστικό αυτής σε πύωση (7)  
 Μέγιστη θερμοκρασία = 26.4°C  
 Ελάχιστη θερμοκρασία = 18.2°C  
 Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου = 26.4°C  
 Σημείο Δρόσου = 18.2°C  
 Άνεμος NNE 05 κόμβους (με ανεμόμετρο)  
 Ολική νέφωση = 6/8  
 2/8 Cu/2 ύψος βάσεως 1000 μ.  
 6/8 Ac/5 » » 3000 μ.  
 Ορατότητα = 20 km  
 Κατάσταση εδάφους = ξηρό

#### 3) Παρατήρηση 1800Z της 21-6-1981 Ελληνικού

Πίεση στην επιφάνεια του Σταθμού = 998.0 hPa  
 Πίεση στη Μέση Στάθμη Θαλάσσης = 999.4 hPa  
 Διαφορά πύεσεως από Ζώρου 4,2 και χαρακτηριστικό αυτής σε πύωση (7)  
 Μέγιστη θερμοκρασία = 33.4°C  
 Ελάχιστη θερμοκρασία = 22.5°C  
 Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου = 26.8°C  
 Σημείο Δρόσου = 25.0°C  
 Παρών - Παρελθόν καιρός: Βροχή (1400 - 1600),  
 Καταιγίδα και βροχή (1600 - 1800)



Ολική νέφωση = 8/8

4/8 Sc/5 ύψος βάσεως 800 μ.

1/8 Cb/9 » » 900 μ.

8/8 Ns As/2 » » 2200 μ.

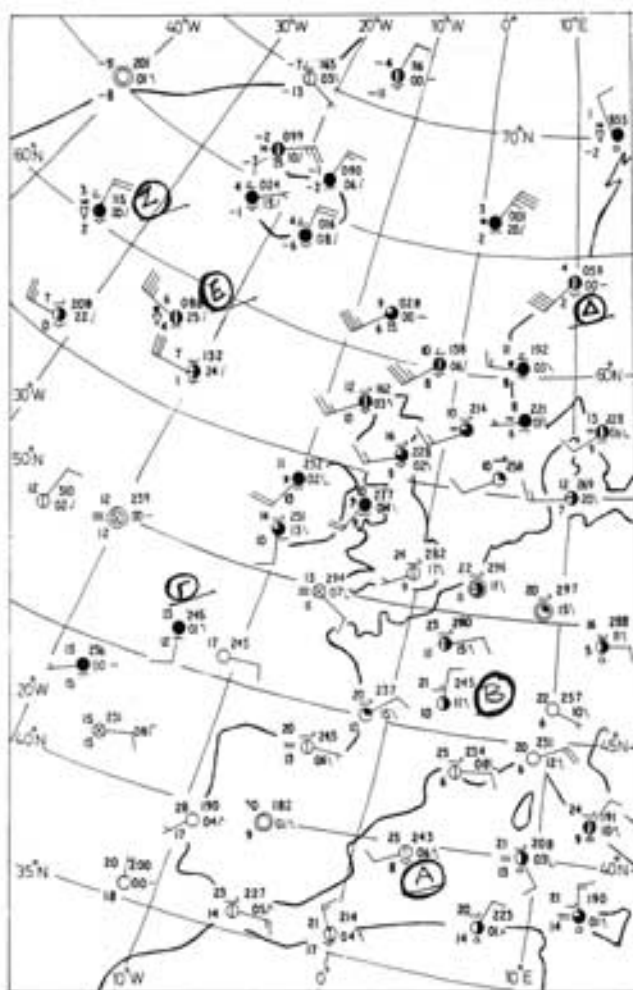
Ορατότητα = 8 km

Ανεμος (με ανεμόμετρο) SSE 12 κόμβοι

Κατάσταση εδάφους = υγρό

Ύψος βροχής = 4.2 mm









**Άσκηση 2η:** Να αποκωδικοποιηθούν τα SYNOP των Α, Β, Γ, Δ, Ε και Ζ μετεωρολογικών σταθμών.



10 Surface Plotted Chart 1200Z, 14 Μαυ 1979

**Άσκηση 3η:** Σύμφωνα με τα στοιχεία του παρακάτω πίνακα να σημειώσετε στις κατάλληλες θέσεις τα στοιχεία αυτά, γύρω από τους κύκλους του κάθε ένα από τους 8 σταθμούς.

Station	N	dir	H	VV	ww	W	ppp	TT	N <sub>2</sub>	C <sub>2</sub>	h	C <sub>2h</sub>	C <sub>2s</sub>	T <sub>2</sub> T <sub>2s</sub>	*	pp	RR	Rt	*
1	1/8		0		☉		008	36					→	34	/	25			
2	8/8	WSW	5	6	☼	*	123	64	8	Σ	3			63	\	7	126	8	
3	8/8	10W	15	7	**	*	150	27	8		2	↙		25	/	14	03	7	
4	5/8	NW	18	20	☼	☼	155	25					↘	16	/	12	09	4	
5	3/8	WSW	10				265	16						9	/	22			7
6	8/8	SE	25				218	55						48	/	10			
7	2/8	NE	5	3/8			363	34						27	\	14			
8	8/8	NW	55	1/8	☼	☼	975	41	8	---				41	\	31	67	3	

(1)  	(2)  	(3)  	(4)  
(5)  	(6)  	(7)  	(8)  

**Άσκηση 4η:** Χρησιμοποιώντας τα στοιχεία της άσκησης 3 να απαντήσετε στις παρακάτω ερωτήσεις.

α) Ποιος είναι ο παρών καιρός στους σταθμούς 1, 2, 3, 4 και 8;

β) Ποιος είναι ο παρελθών καιρός στους σταθμούς 4 και 8;

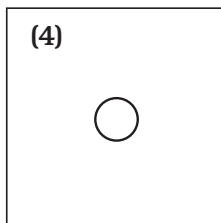
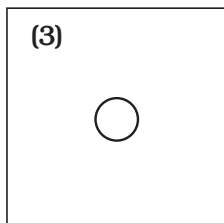
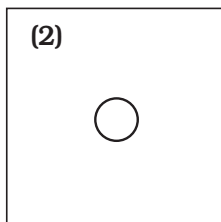
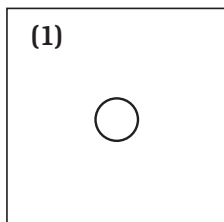
γ) Ποιο είναι το είδος των χαμηλών νεφών στον σταθμό 2;

δ) » » » » » μέσων » » » 2 και 3;

ε) » » » » » υψηλών » » » 1 και 3;

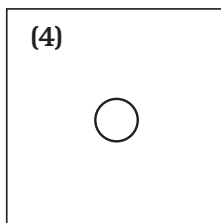
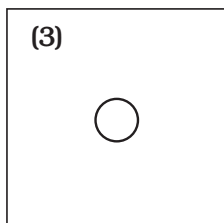
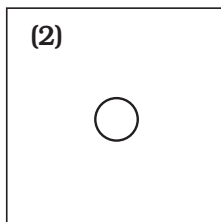
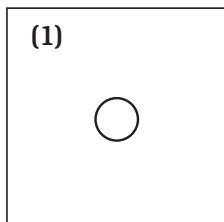
**Άσκηση 5η:** Να αποκωδικοποιήσετε και να απεικονίσετε στα παρακάτω κενά τετράγωνα τα δεδομένα των 4 SYNOP πληροφοριών.

Station	Nddff	VVwwW	PPPTT	$N_h C_L h C_M C_H$	$T_d T_d^{app}$	7RRR <sub>t</sub>
1	71815	48805	18713	47231	10511	72110
2	20705	50011	17227	21500	15106	70000
3	71915	32645	98308	55621	06717	76130
4	83540	04757	93758	67404	59513	71237



**Άσκηση 6η:** Να αποκωδικοποιήσετε και να απεικονίσετε στα παρακάτω κενά τετράγωνα τα δεδομένα των 4 SYNOP πληροφοριών.

Station	Nddff	VVwwW	PPPTT	$N_h C_L h C_M C_H$	$T_d T_d^{app}$	7RRR <sub>t</sub>
1	81415	08367	98502	87122	02741	73540
2	52325	05312	15814	49363	10837	70710
3	92015	12040	00008	00000	04206	70000
4	20905	58010	13621	00000	13211	70000



### 11.4. Κώδικας METAR

Με τον κώδικα αυτό κωδικοποιείται η μετεωρολογική παρατήρηση στους σταθμούς των αεροδρομίων. Στα διεθνή αεροδρόμια εκδίδεται κάθε μισή ώρα. Περιλαμβάνει: το όνομα του αεροδρομίου, τον παρόντα καιρό και στο τέλος μια δίωρη πρόγνωση του καιρού του αεροδρομίου.

#### Ανάλυση του κώδικα METAR

Παράδειγμα METAR του αεροδρομίου «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης όπως αυτό εκδόθηκε στις 9:20 ώρα UTC της 19 Ιανουαρίου 2000 (11:20 ώρα Ελλάδος).

Το METAR έχει την εξής μορφή:

SAEU KAWN 190900 RRT

METAR

LGTS 190920Z 34020KT 9999 FEW 035 06/M07 Q1010 NOSIG

#### Επεξήγηση:

SAEU	SA σημαίνει METAR, το υπόλοιπο δεν έχει σημασία
KAWN	Υπηρεσία έκδοσης του METAR (όχι σημαντικό)
190900	Η παρατήρηση έγινε στις 19 του μηνός. Στις 9:00 UTC εστάλη η παρατήρηση (εδώ το γράμμα «Z» παραλείπεται)
RRT	Όχι σημαντικό
METAR	Τηλεγράφημα Τακτικής Μετεωρολογικής Παρατήρησης
LGTS	Ο Κωδικός ICAO (Location Indicator) της πόλης της Θεσσαλονίκης, δηλαδή: «L» = ΔΙΕΘΝΗΣ ΚΩΔΙΚΑΣ «G» = Greece «TS» = Thessaloniki 190900 Η παρατήρηση έγινε στις 19 του μηνός. Στις 9:00 UTC εστάλη η παρατήρηση

Η αποκωδικοποίηση ενός METAR έχει ως εξής

#### A) Άνεμος

Τα στοιχεία για τον άνεμο δίνονται αμέσως μετά από την ώρα της παρατήρησης και περιλαμβάνουν τη μέση διεύθυνση (τα τρία πρώτα ψηφία στρογγυλοποιημένα σε 10° μοίρες) και την ταχύτητά του (στη χώρα μας σε Κόμβους, σε άλλες περιοχές χρησιμοποιούνται και KMS = χιλ./ώρα ή και MPS = μέτρα/δευτερόλεπτο).

LGTS 190920Z **34020KT** 9999 FEW035 06/M07 Q1010 NOSIG

**Επεξήγηση:**

**34020KT:** Η μέση διεύθυνση του ανέμου επιφανείας το τελευταίο 10λεπτο σε μοίρες. Στην προκειμένη περίπτωση ο άνεμος πνέει από τις 340°, δηλαδή Βόρειος - Βορειοδυτικός. Η διεύθυνση του ανέμου δίνεται πάντα με τρία ψηφία.

**34020KT:** Η μέση ταχύτητα του ανέμου τα τελευταία δέκα λεπτά σε Κόμβους (KT = knots). Έτσι στην περίπτωση αυτή η ένταση του ανέμου (δίνεται πάντα με δύο ψηφία) είναι 20 κόμβοι.

**ΑΠΝΟΙΑ:** Στην περίπτωση που στη Θεσσαλονίκη επικρατούσε άπνοια (στα αγγλικά «Calm» τότε το METAR θα είχε την εξής μορφή:

LGTS 190920Z 0000KT 9999 FEW035 06/M07 Q1010 NOSIG

**ΡΙΠΕΣ ΑΝΕΜΟΥ:** Στην περίπτωση που η ριπή του ανέμου (στα αγγλικά «Gust») στο παράδειγμά μας ξεπερνούσε κατά 10 τουλάχιστον κόμβους τη μέση ταχύτητά του και αυτό γινόταν το λιγότερο για 3 δευτερόλεπτα στο METAR θα υπήρχε το γράμμα «G» = gusts και θα είχε την εξής μορφή:

LGTS 190920Z 34020G30KT 9999 FEW035 06/M07 Q1010 NOSIG

Στην περίπτωση αυτή ο άνεμος πνέει από 340 μοίρες με 20 κόμβους με ριπές που φτάνουν και τους 30 κόμβους!

**ΑΝΕΜΟΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΗΣ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ (ΜΕ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΜΙΚΡΟΤΕΡΗ ΤΩΝ 6 ΚΟΜΒΩΝ):** Στην περίπτωση αυτή η διεύθυνση του ανέμου δίνεται κωδικοποιημένη ως: VRB (Variable). Π.χ.:

LGTS 190920Z VRB03KT 9999 FEW035 06/M07 Q1010 NOSIG  
(Ο άνεμος εδώ είναι μεταβλητός με 3 κόμβους)

**ΑΚΡΑΙΕΣ ΑΠΟΚΛΙΣΕΙΣ ΤΗΣ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 10 ΛΕΠΤΑ:** Τέλος στην περίπτωση που δέκα λεπτά πριν από την ώρα παρατήρησης παρατηρούνται ακραίες αποκλίσεις στη διεύθυνση του ανέμου της τάξεως των 60 μοιρών ή και παραπάνω με ταχύτητα άνω των 6 κόμβων τότε οι αποκλίσεις αυτές δίνονται σε μοίρες χωριζόμενες με το γράμμα «V» (Variable), αμέσως μετά τον κωδικό του ανέμου. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020V30KT 9999 FEW035 06/M07 Q1010 NOSIG  
(Στην περίπτωση αυτή, η μέση διεύθυνση του ανέμου είναι 340 (Βόρειος - Βορειοδυτικός) μοίρες, όμως η διεύθυνσή του μεταβάλλεται μεταξύ 320 (Βορειοδυτικός) και 20 (Βόρειος - Βορειοανατολικός) μοιρών.

**B) Ορατότητα**

Μετά τον άνεμο ακολουθεί και πάλι σε κωδικοποιημένη μορφή, η ορατότητα που επικρατεί στο εκάστοτε αεροδρόμιο.

Στο παράδειγμά μας η ορατότητα είναι 10 χιλιόμετρα και πάνω και δίνεται ως 9999. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT **9999** FEW035 06/M07 Q1010 NOSIG

Αν η ορατότητα ήταν 8 χιλιόμετρα, τότε θα δίνονταν ως 8000. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT **8000** FEW035 06/M07 Q1010 NOSIG

Αν η ορατότητα ήταν 5000 μέτρα και άνω, τότε αυτή εκφράζεται σε χιλιόμετρα στρογγυλοποιημένη στην αμέσως κατώτερη χιλιάδα. Π.χ.: Ορατότητα 6700 μέτρων δίνεται ως 6000.

Αν τώρα η ορατότητα ήταν κάτω από 5000 μέτρα τότε θα δίνονταν σε ακέραια μέτρα. Π.χ.: 3600.

Αν υπήρχαν μειρήσεις της ορατότητας κάθε διαδρόμου προσγειώσης ξεχωριστά (Runway Visual Range) τότε αυτό θα δίνονταν ως εξής:

LGTS 190920Z 34020G30KT **R06/1100** FG 06/M07 Q1010 NOSIG

### Επεξήγηση:

**R06/1100:** Το γράμμα «R» σημαίνει Runway Visual Range

**R06/1100:** Ο αριθμός (06) ορίζει τον αριθμό διαδρόμου προσγειώσης

**R06/1100:** Η ορατότητα εκφρασμένη σε μέτρα. Εδώ 1100 μέτρα

### Γ) Σημαντικός καιρός (significant weather)

Μετά την ορατότητα ακολουθεί κωδικοποιημένος ο σημαντικός καιρός, τα καιρικά φαινόμενα δηλαδή, εφόσον αυτά υπάρχουν. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 **FG** 06/M07 Q1010 NOSIG

[(Στην προκειμένη περίπτωση επικρατεί ομίχλη FG (Fog)].

Ακολουθεί λίστα των κυριότερων καιρικών φαινομένων κωδικοποιημένων.

RA = RAIN (ΒΡΟΧΗ)

SH = SHOWER (ΟΜΒΡΟΣ)

DZ = DRIZZLE (ΨΕΚΑΔΕΣ)

SN = SNOW (ΧΙΟΝΙ)

PE = ICE - PALLETS (ΠΑΓΟΚΟΚΟΙ)

GR = HAIL (ΧΑΛΑΖΙ)

GS = SLEET (ΧΙΟΝΟΧΑΛΑΖΑ)

FG = FOG (ΟΜΙΧΛΗ)

BR = MIST (ΥΓΡΑ ΑΧΛΥΣ)

HZ = HAZE (ΞΗΡΑ ΑΧΛΥΣ)

FU = FUME (ΚΑΠΙΝΟΣ)

SQ = SQUALL (ΜΠΟΥΡΠΙΝΙ)

### Ένταση των καιρικών φαινομένων

Στα METAR αναφέρεται επίσης και η ένταση των καιρικών φαινομένων, εφόσον βέβαια υπάρχουν, τοποθετώντας πριν από τον κωδικό το σύμβολο «-» όταν πρόκειται για ασθενή και το σύμβολο «+» όταν πρόκειται για έντονα φαινόμενα.

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 **-RA** 06/M07 Q1010 NOSIG  
(Στην προκειμένη περίπτωση επικρατεί ασθενής βροχή)

Όταν τα φαινόμενα είναι μέτρια, τότε ο κωδικός μένει όπως έχει. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 **RA** 06/M07 Q1010 NOSIG  
(Στην προκειμένη περίπτωση επικρατεί βροχή μέτριας έντασης).

### *Συμπληρωματικά στοιχεία*

Στα καιρικά φαινόμενα μπορεί να δοθούν και συμπληρωματικά στοιχεία όπως π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 **SHRA** 06/M07 Q1010 NOSIG  
(Στην προκειμένη περίπτωση επικρατεί βροχή σε μορφή όμβρων - shower rain).

### *Ακόμη ένα παράδειγμα:*

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 **VCSH** 06/M07 Q1010 NOSIG  
(Στην προκειμένη περίπτωση επικρατούν όμβροι = βροχές με απότομη έναρξη και λήξη, στην περιοχή γύρω από το αεροδρόμιο - VC = Vicinity).

Μερικοί πιθανοί συνδυασμοί:

BCFG = Patches of fog (κατά τόπους Ομίχλη)

FZRA = Freezing Rain (Παγωμένη Βροχή)

TSRA = Thunderstorm and Rain (Καταιγίδα και Βροχή)

SHRA = Rainshowers (Βροχή σε μορφή Όμβρων)

BLSN = Blowing Snow (Αιωρούμενο Χιόνι)

VCRA = Rain in the Vicinity (Βροχή στη γύρω περιοχή)

## **Δ) Νεφική κάλυψη**

Μετά τον σημαντικό καιρό ακολουθεί η περιγραφή των στρωμάτων νεφών εφόσον φυσικά αυτά υπάρχουν στον ουρανό. Απαριθμούνται δε ξεκινώντας από τα κατώτερα, μέσα, ανώτερα. Με διεθνή συμφωνία στις αναφορές καιρού και προγνώσεις, η νεφική κάλυψη δίνεται σε «όγδοα» (OKTAS). Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 VCSH FEW010 SCT020  
BKN030 OVC070 06/M07 Q1010 NOSIG

FEW: (few)

SCT: (Scattered)

BKN: (Broken)

OVC (Overcast)

### **Επεξήγηση:**

**FEW002** SCT020 BKN030 OVC070: Λίγα νέφη τα οποία καλύπτουν το 1 με 2/8 του ουρανού στα 200 πόδια

**FEW002 SCT020** BKN030 OVC070: Διάσπαρτα νέφη που καλύπτουν τα 2 με 4/8 του ουρανού στα 2000 πόδια.

FEW002 SCT020 **BKN030** OVC070: Σπασμένα νέφη που καλύπτουν τα 5 με 7/8 του ουρανού στα 3000 πόδια.

FEW002 SCT020 BKN030 **OVC070**: Νεφοσκεπής, 8/8 του ουρανού καλύπτονται από νέφη στα 7000 πόδια.

**Προσοχή!** Το σύστημα με τα «όγδοα» δεν υπολογίζει την κατανομή των νεφών στον ουρανό. Έτσι νέφωση 4/8 μπορεί να σημαίνει:

α) Ότι το ήμισυ του ουρανού καλύπτει από ένα συνεχές στρώμα νέφους, π.χ. Stratus.

β) Ότι υπάρχουν πολυάριθμα μικρά νέφη διασκορπισμένα σ' όλο τον ουρανό καλύπτοντας συνολικά τα 4/8 του ουρανού.

#### a.. CAVOK

CAVOK σημαίνει: Ceiling and Visibility O.K. Αντικαθιστά την ορατότητα, τον σημαντικό καιρό και τα νέφη όταν υπάρχουν οι εξής προϋποθέσεις: Η ορατότητα είναι πάνω από 10 χιλιόμετρα.

Δεν υπάρχει κανένα νέφος κάτω από τα 5000 πόδια.

Δεν υπάρχει υετός ή καταιγίδα. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT **CAVOK** 06/M07 Q1010 NOSIG

#### Ε) Θερμοκρασία / Σημείο Δρόσου

Αμέσως μετά τον σημαντικό καιρό ή τη νεφική κάλυψη, εφόσον αυτή υπάρχει, ακολουθεί η θερμοκρασία με το σημείο δρόσου χωρισμένες με το σύμβολο «/» με τη μορφή διψήφιου αριθμού το καθένα. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT CAVOK **06/M07** Q1010 NOSIG

#### Επεξήγηση:

**06/M07:** Η θερμοκρασία είναι 6 βαθμούς Κελσίου

**06/M07:** Το σημείο δρόσου είναι μείον επτά βαθμούς Κελσίου

**Παρατήρηση:** Όταν οι θερμοκρασίες είναι κάτω του μηδενός, τότε προτάσσεται το γράμμα «M» (MINUS) πριν από το διψήφιο αριθμό.

#### Ζ) Ατμοσφαιρική πίεση

Αμέσως μετά τη θερμοκρασία και το Σημείο Δρόσου ακολουθεί η ατμοσφαιρική πίεση με τέσσερα ψηφία σε (hpa). Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 VCSH 06/M07 **Q1010** NOSIG

#### Επεξήγηση:

**Q1010:** Το γράμμα «Q» είναι για ατμοσφαιρική πίεση

**Q1010:** 1010 hpa είναι η ατμοσφαιρική πίεση

**Προσοχή!** Αν η πίεση πέσει κάτω από τα 1000 hpa τότε προτάσσεται ένα μηδενικό. Π.χ.:

LGTS 190920Z 34020G30KT R06/1100 VCSH 06/M07 **Q0995** NOSIG



## Η) Πρόβλεψη

Στο τέλος και αμέσως μετά την αιμοσφαιρική πίεση δίνεται κωδικοποιημένη μια δίωρη πρόβλεψη του καιρού του αεροδρομίου. Αν δηλαδή στο τέλος του METAR γράφεται:

NOSIG (NO SIGNIFICANT CHANGE), τότε δεν προβλέπεται αλλαγή στην υπάρχουσα κατάσταση του καιρού για το επόμενο δίωρο.

LGTS 190920Z 34020G30KT CAVOK 06/M07 Q1010 NOSIG

BECMG (BECOMING), τότε μέσα στις επόμενες δύο ώρες αναμένεται κάποια αλλαγή στην υπάρχουσα κατάσταση του καιρού η οποία δίνεται κωδικοποιημένη αμέσως μετά. Π.χ.:

LGTS 190920Z 00000 FOG 06/M07 Q1010 BECMG 2000 BR

### Επεξήγηση:

**BECMG 2000 BR:** Αλλαγή του καιρού μέσα στις επόμενες δύο ώρες

**BECMG 2000 BR:** Η ορατότητα θα αυξηθεί στα 2000 μέτρα

**BECMG 2000 BR:** Η ομίχλη μετατρέπεται σε υγρά αχνύ

TEMPO (TEMPORARY), τότε μέσα στις επόμενες δύο ώρες αναμένεται πρόσκαιρη αλλαγή στην υπάρχουσα κατάσταση του καιρού. Η διαφορά μεταξύ TEMPO και BECMG βρίσκεται στο ότι το TEMPO δείχνει μια πρόσκαιρη αλλαγή του καιρού ενώ το BECMG δείχνει μια αλλαγή στην υπάρχουσα κατάσταση του καιρού η οποία θα έχει διάρκεια. Π.χ.:

LGTS 190920Z 00000 FOG 06/M07 Q1010 TEMPO 6000

### Επεξήγηση:

**TEMPO 6000:** Πρόσκαιρη αλλαγή στην υπάρχουσα κατάσταση του καιρού.

**TEMPO 6000:** Η ορατότητα θα αυξηθεί πρόσκαιρα στα 6000 μέτρα.

## 11.5. Ασκήσεις σχετικές με τον κώδικα METAR

**Άσκηση 1n:** Να γίνει η σύνταξη των παρακάτω METARS που αφορούν το σταθμό της Θεσσαλονίκης:

ΔΕΔΟΜΕΝΑ	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗ 1	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗ 2	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗ 3
Χρόνος παρατήρησης	15:00 UTC	16:00 UTC	17:00 UTC
Άνεμος	020°, 3 m/s	calm	340°, 1 m/s
Ορατότητα	7 km	11 km	500 m: N, 800 m: E
Παρών καιρός	Showers heavy rain and hail mixed	Fume cloud in the vicinity	Fog
Νέφη	3 Cb: 1600 m, 3 Ac: 3700 m	1 St: 180 m, 1 Cb: 330 m, 2 Cu: 460 m, 4 Ci: 7800 m	Clear sky
Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου	22.6°C	9.9°C	8.4°C
Σημείο δρόσου	10.5°C	3.2°C	8.4°C
Αιμοσφαιρική πίεση	1016.3 hPa	992.1 hPa	1000.0 hPa

**Άσκηση 2η:** Να αποκωδικοποιηθούν τα παρακάτω METARS:

1. SAMM KAWN 111000 RRF

**METAR**

LGLR 110950Z 00000KT 8000 FEW080 SCT180 08/03 Q1024 NOSIG

2. SAEU KAWN 110900 RRP

**METAR**

LGLR 110850Z 00000KT 8000 SCT180 06/03 Q1024 NOSIG

3. SAEU KAWN 110800 RRR

**METAR**

LGLR 110750Z 00000KT 8000 SCT180 03/01 Q1024 NOSIG

4. SAXW19 KAWN 110700 RRV

**METAR**

LGLR 110650Z 00000KT 8000 FEW180 M00/M00 Q1024 NOSIG

5. SAXW19 KAWN 110600 RRX

**METAR**

LGLR 110550Z 00000KT CAVOK MO2/M02 Q1024 NOSIG

## 11.6. Ο Κώδικας TAF

Ο κώδικας TAF αναφέρεται κυρίως στην πρόγνωση του καιρού αεροδρομίου. Ισχύει για 9 και πολλές φορές και για 18 ώρες και εκδίδεται κάθε 1 με 3 ώρες περίπου (πολλά αεροδρόμια το εκδίδουν και συχνότερα ή και καθόλου). Η μορφή του είναι σαν τον METAR με μικρές διαφορές οι οποίες παρατίθενται παρακάτω.

Το TAF δεν εκδίδεται απ' όλα τα ελληνικά αεροδρόμια ενώ μερικά άλλα το εκδίδουν μόνο σε περίπτωση επικράτησης κακών καιρικών συνθηκών. Συχνά TAF προσφέρουν:

Το αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης.

Το αεροδρόμιο της Κέρκυρας.

Το αεροδρόμιο των Αθηνών.

Το αεροδρόμιο των Χανίων.

Το αεροδρόμιο του Ηρακλείου.

Το αεροδρόμιο της Ρόδου.

Το TAF έχει την εξής μορφή:

FTXN KAWN 190900 RRT

TAF

LGTS 190900Z 190716 34020KT 9999 FEW035

**Επεξήγηση:**

FTXN FT: Σημαίνει TAF, το υπόλοιπο δεν έχει σημασία.

**KAWN:** Υπηρεσία έκδοσης του TAF (όχι σημαντικό).

**190900:** Εκδόθηκε στις 19 του μηνός

**19900:** Στις 9:00 UTC εστάλη.

(Εδώ το γράμμα Z απλά παραλείπεται).

**RRT:** Όχι σημαντικό.

**TAF:** Τηλεγράφημα Τακτικής Μετεωρολογικής Πρόβλεψης.

**LGTS:** Ο κωδικός ICAO της εκάστοτε χώρας και πόλης, δηλαδή «L» διεθνής κώδικας, «G» για Greece, και «TS» για Thessaloniki.

**190900Z:** Εκδόθηκε στις 19 του μηνός (δίδεται ακόμη μια φορά).

**190900Z:** Εκδόθηκε στις 9:00 UTC.

**191016Z:** Η πρόβλεψη ισχύει για τις 19 του μηνός από τις 10:00 UTC μέχρι και τις 16:00 UTC.

Οι κωδικοί των μετεωρολογικών στοιχείων δεν διαφέρουν από αυτούς των METARs. Το καινούργιο στοιχείο είναι ότι μετά την ημερομηνία και ώρα έκδοσης ακολουθεί αμέσως μετά κωδικοποιημένο το χρονικό διάστημα για το οποίο ισχύει η πρόβλεψη.

#### **Παράδειγμα:**

LGTS 190900Z 191018Z 34020KT 9999 FEW035

#### **Επεξήγηση:**

Στις 19 του μηνός και από τις 10:00 UTC και έως τις 18:00 UTC προβλέπεται άνεμος από 340 μοίρες μέχρι και 20 κόμβους με ορατότητα άνω των 10 χιλιομέτρων και με λίγα νέφη στα 3500 πόδια...

Σε περίπτωση όμως που κατά τη διάρκεια της πρόβλεψης αναμένονται πρόσκαιρες ή και μεγαλύτερης διάρκειας αλλαγές στον καιρό τότε αυτό θα πρέπει να σημειωθεί ανάλογα.

Ας θεωρηθεί, κατ' αρχήν ο κωδικός «BECMG» ως παράδειγμα: Ο κωδικός αυτός αποτελεί συντομογραφία της αγγλικής λέξης BECOMING που σημαίνει «μετάβαση σε». Ο καιρός που δίνεται πριν από τον κωδικό BECMG θα μεταβληθεί σιγά σιγά σε άλλο καιρό ο οποίος περιγράφεται μετά. Το πόσο θα κρατήσει η μεταβολή αυτή δίνεται αμέσως μετά τον κωδικό BECMG: LGTS 190900Z 191018Z 34020KT 9999 FEW035 BECMG 1113 CAVOK

#### **Επεξήγηση:**

**BECMG 1113 CAVOK:** Αναμένεται αλλαγή του καιρού...

**BECMG 1113 CAVOK:** Η αλλαγή του καιρού αναμένεται να αρχίσει στις 11:00 UTC.

**BECMG 1113 CAVOK:** Η αλλαγή του καιρού αναμένεται να λήξει στις 13:00 UTC.

**BECMG 1113 CAVOK:** Μετά τις 13:00 UTC θα επικρατήσει CAVOK (αποτέλεσμα της αλλαγής).

Αν μετά το BECMG δεν ακολουθεί πρόβλεψη για τον άνεμο, τότε ο άνεμος θα παραμείνει ως έχει, δηλαδή:

LGTS 190900Z 191018Z 34020KT 9999 FEW035 BECMG 1113 CAVOK

Μετά τις 13:00 ο άνεμος θα συνεχίσει να πνέει από 340 μοίρες μέχρι και 20 κόμβους με CAVOK.

*Παράδειγμα:*

LGTS 190900Z 191018Z 05008KT 0200 FG SBKN001 BECMG 1013 3000 HZ FEW 005 BKN040 BECMG 1416 9000

**Επεξήγηση:**

1. Ο καιρός στις 10:00 UTC: Ο άνεμος από 50 μοίρες με 8 κόμβους. Ορατότητα 200 μέτρα.

Ομίχλη.

5-8 όγδοα νεφοκάλυψη στα 100 πόδια.

2. Μέσα στο διάστημα από τις 10:00 μέχρι και τις 13:00 ο καιρός αναμένεται να αλλάξει. Έτσι μετά τις 13:00 αναμένονται τα εξής:

Ο άνεμος θα πνέει ξανά από 50 μοίρες με 8 κόμβους (δεν αλλάζει τίποτε από την αρχική πρόβλεψη).

Ορατότητα αναμένεται να αυξηθεί στα 3000 μέτρα.

Αχλύς.

1-2 όγδοα νεφοκάλυψη στα 4000 πόδια.

3. Μέσα στο διάστημα από τις 14:00 μέχρι και τις 16:00 UTC ο καιρός αναμένεται να αλλάξει και πάλι. Μετά τις 16:00 UTC (και μετά τις 18:00 UTC) αναμένεται:

Άνεμος από 50 μοίρες με 8 κόμβους (δεν έχει αλλάξει δηλαδή τίποτε από την αρχική πρόβλεψη).

Ορατότητα 9000 μέτρα.

1 με 2 όγδοα νεφοκάλυψη στα 500 πόδια και 5-7 όγδοα στα 4000 πόδια (δεν θα αλλάξει δηλαδή τίποτε ως προς τα νέφη).

Στη συνέχεια ας δούμε τι σημαίνει ο κωδικός «TEMPO». Ο κωδικός αυτός είναι η συντομογραφία της λέξης TEMPORARY, που σημαίνει «πρόσκαιρα/προσωρινά». Ο κωδικοποιημένος καιρός πριν από τη λέξη «TEMPO» θα διακοπεί από έναν άλλο ο οποίος περιγράφεται μετά από τη λέξη αυτή. Η διάρκεια αυτής της μεταβολής δίνεται αμέσως μετά από τη λέξη «TEMPO».

*Παράδειγμα:*

LGTS 040716 08015 KT CAVOK TEMPO 0716 8000 HZ

**Επεξήγηση:**

Από τις 7:00 UTC αναμένονται τα εξής:

Άνεμος από 80 μίρες με 15 κόμβους.

Ορατότητα 8000 μέτρα και ξηρά αχλύς.

**TEMPO 0716 8000 HZ:** Πρόσκαιρες αλλαγές στον καιρό.

**TEMPO 0716 8000 HZ:** Οι πρόσκαιρες αλλαγές αυτές αρχίζουν από τις 7:00 UTC.

**TEMPO 0716 8000 HZ:** Τέλος των πρόσκαιρων αλλαγών αυτών στις 16:00 UTC.

**TEMPO 0716 8000 HZ:** Οι αλλαγές αυτές περιλαμβάνουν μείωση της ορατότητας στα 8000 μέτρα και εμφάνιση αχλύος.

Οι παραπάνω αλλαγές μπορούν να συμβούν μία αλλά και περισσότερες φορές. Μια και μόνο αλλαγή του καιρού θα πρέπει να διαρκεί το πολύ μία ώρα, αλλιώς θα πρέπει να δίνεται κωδικοποιημένη ως BECMG.

### *Παράδειγμα:*

LGTS 040716 05007 KT 7000 HZ FEW 045 TEMPO 0709 5000  
BECMG 0912 06015G25KT 9999

### **Επεξήγηση:**

1. Ο καιρός στις 7:00 UTC:

Άνεμος από 50 μίρες με 7 κόμβους.

Ορατότητα 7 χιλιόμετρα.

Αχλύς.

1-2 όγδοα νεφοκάλυψη στα 4500 πόδια.

2. Από τις 7 έως και τις 9 UTC αναμένονται οι ακόλουθες πρόσκαιρες αλλαγές (το πολύ μιας ώρας) στον καιρό:

Μείωση της ορατότητας στα 5 χιλιόμετρα. (Ο άνεμος και η νεφοκάλυψη μένουν ως έχουν).

3. Από τις 9 έως και 12 UTC αναμένεται βαθμιαία αλλαγή στον καιρό. Έτσι, μετά τις 12 UTC αναμένονται τα εξής:

Άνεμος από 60 μίρες με 15 κόμβους, ριπές μέχρι και 25 κόμβους.

Ορατότητα πάνω από 10 χιλιόμετρα.

1-2 όγδοα νεφοκάλυψη στα 4500 πόδια (καμιά αλλαγή στη νεφοκάλυψη).

Άλλος κωδικός που χρησιμοποιείται είναι ο «PROB» ο οποίος σημαίνει «probability» την πιθανότητα δηλαδή εμφάνισης ενός καιρικού φαινομένου. Το ποσοστό πιθανότητας που δίνει είναι ή 30% ή 40%. Αν η πιθανότητα εμφάνισης ενός καιρικού φαινομένου είναι μεγαλύτερη, τότε αυτό δίνεται ως TEMPO ή BECMG.

Αμέσως μετά το PROB ακολουθούν σε κωδική μορφή τα καιρικά φαινόμενα που αναμένεται να επικρατήσουν.

**1. PROB με διάστημα πρόβλεψης:**

LGTS 101019 16010KT 9999 SCT045 TEMPO 1219 20015G30KT  
4000 SHRA PROB40 1419 TSRA BKN010 BKN 020CB

**PROB40** 1419 TSRA BKN010 BKN 020CB: Πιθανότητα 40%.

**PROB40 1419** TSRA BKN010 BKN 020CB: Μεταξύ 14 και 19 UTC.

**PROB40 1419 TSRA** BKN010 BKN 020CB: Καταιγίδα με 5-7 όγδοα CB (Cumulonimbus) στα 2000 πόδια και κάτω από αυτά τα νέφη 5-7 όγδοα στα 1000 πόδια.

**2. PROB χωρίς διάστημα πρόβλεψης:**

Στην περίπτωση που μετά το PROB δεν ακολουθεί διάστημα πρόβλεψης τότε το διάστημα πρόβλεψης είναι το ίδιο με το τελευταίο διάστημα πρόβλεψης που δόθηκε στη σειρά.

*Παράδειγμα:*

LGTS 101019 16010KT 9999 SCT045 TEMPO 1219 20015G30KT  
4000 SHRA PROB40 TSRA BKN010 BKN 020CB

Το PROB στην περίπτωση αυτή ισχύει για το χρονικό διάστημα από 12:00 έως και 19:00 UTC.

**3. PROB μαζί με TEMPO**

Το PROB μπορεί να αναφέρεται και σε μια σειρά TEMPO. Στην περίπτωση αυτή το διάστημα πρόβλεψης βρίσκεται πίσω από το TEMPO. Π.χ.:

LGTS 101019 23008 CAVOK PROB40 TEMPO 1619 TSRA SCT025CB

Αυτό σημαίνει ότι μεταξύ 16:00 και 19:00 UTC και με 40% πιθανότητα θα έχουμε καταιγίδες κατά διαστήματα με 3-4 όγδοα νεφοκάλυψη από CB στα 2000 πόδια.

**11.7. Κώδικας TEMP**

ΜΕΡΟΣ Α

ΤΤΑΑ

Τμήμα 1.	$M_1M_1$	YYGGId	Iiiii
Τμήμα 2.	$99P_0P_0P_0$ $P_1P_1h_1h_1h_1$ ..... $P_nP_nh_nh_nh_n$	$T_0T_0T_{a0}D_0D_0$ $T_1T_1T_{a1}D_1D_1$ ..... $T_nT_nT_{an}D_nD_n$	$d_0d_0f_0f_0f_0$ $d_1d_1f_1f_1f_1$ ..... $d_nd_nfnfnfn$
Τμήμα 3.	$88P_tP_tP_t$	$T_tT_tT_{at}D_tD_t$	$d_t d_t f_t f_t f_t$
Τμήμα 4.	$77 \}$ $66 \}$	$P_nP_nP_n$	$d_nd_nfnfnfn$

## ΜΕΡΟΣ Β

## ΤΤΒΒ

Τμήμα	1.	$M_1M_1$	YYGG/	Iiii
Τμήμα	5.	$n_0n_0P_0P_0P_0$ $n_1n_1P_1P_1P_1$ ..... $n_n n_n P_n P_n P_n$	$T_0T_0T_{a0}D_0D_0$ $T_1T_1T_{a1}D_1D_1$ ..... $T_n T_n T_{an} D_n D_n$	
Τμήμα	6.	21212	$n_0n_0P_0P_0P_0$ $n_1n_1P_1P_1P_1$ ..... $n_n n_n P_n P_n P_n$	$d_0d_0f_0f_0f_0$ $d_1d_1f_1f_1f_1$ ..... $d_n d_n f_n f_n f_n$
Τμήμα	7.	32313	25hhh	TTT <sub>2</sub> DD      dffff
Τμήμα	8.	41414	$N_h C_L h C_n C_H$	
Τμήμα	9.	51515	ομάδες κώδικος χρησιμοποιούμενες περιοχικώς	
Τμήμα	10.	61616	ομάδες κώδικος χρησιμοποιούμενες περιοχικώς	

## ΜΕΡΟΣ Γ

## ΤΤCC

Τμήμα	1.	$M_1M_1$	YYGGId	Iiii
Τμήμα	2.	$P_1P_1h_1n_1h_1$ ..... $P_n P_n h_n h_n h_n$	$T_1T_1T_{a1}D_1D_1$ ..... $T_n T_n T_{an} D_n D_n$	$d_1d_1f_1f_1f_1$ ..... $d_n d_n f_n f_n f_n$
Τμήμα	3.	$88P_tP_tP_t$	$T_tT_tT_{at}D_tD_t$	$d_t d_t f_t f_t f_t$
Τμήμα	4.	$\frac{77}{66}$	$P_n P_n P_n$	$d_n d_n f_n f_n f_n$

*Παράδειγμα:*

ΤΤΑΑ 62121 16622

99005 27260 27012 / 00048 26859 27012 / 85448 13457 33016 / 70043  
 00861 33019 / 50567 14759 32017 / 40732 27358 31008 / 30933 433//  
 31010 / 25053 531// 31007 / 20195 561// 3008 / 15379 543// 29010 /  
 10683 555// 3004 /  
 88242 551// 31008  
 77999

ΤΤΒΒ 6212 / 16622

00005 27260 / 11796 08056 / 22652 03130 / 33602 05759 / 44467 18159/  
 55400 27358 / 66370 31158 / 77318 40158 / 88242 551// / 99208 563// /  
 11163 537// / 22114 557// / 33100 555//  
 21212 00005 27012 / 11925 33017 / 22566 32026 / 33407 31008 / 44100

30004

41414 82200

51515 11905 33018 22800 33012 33600 32024

52525 92720 20458 33017

**Επεξήγηση των χρησιμοποιούμενων συμβόλων και αριθμών:****ΜΕΡΟΣ Α****ΤΤΑΑ:** Δηλώνει αναφορά στις «σταθερές» ισοβαρικές επιφάνειες.**Τμήμα 1.  $M_1M_1$ :** Δεν χρησιμοποιείται στον TEMP αλλά μόνο στον PILOT κώδικα.**YYGGI<sub>d</sub>:** Το YY δηλώνει την ημέρα του μήνα. Π.χ. 01, 02. Σημαίνει την 1η, 2η ημέρα του μήνα. Σημειώνεται ότι το YY δεν αλλάζει όταν η ταχύτητα του ανέμου μετριέται σε m/sec. Όταν όμως μετριέται σε knots τότε προτίθεται το 50. Δηλ. YY = 62 δηλώνει την 12η ημέρα του τρέχοντα μήνα.**GG:** Δηλώνει την ώρα της παρατήρησης σε χρόνο UTC.**Id:** Είναι ενδεικτικός αριθμός της τελευταίας ισοβαρικής επιφάνειας για την οποία περιλαμβάνεται ομάδα στοιχείων ανέμου στο μέρος Α ή στο μέρος Γ του TEMP.**IIiii:** Η δηλώνει τον αριθμό της γεωγραφικής περιοχής σύμφωνα με τον WMO.**iii:** Δηλώνει τον αριθμό του σταθμού σύμφωνα με τον WMO.**Τμήμα 2.  $99P_0P_0P_0$ :** Το 99 δηλώνει ότι ακολουθούν τιμές πίεσης στο επίπεδο του σταθμού. Το  $P_0P_0P_0$  δηλώνει την τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης στο επίπεδο του σταθμού σε ακέραια hPa. **$T_0T_0T_{a0} D_0D_0$ ,  $T_0T_0$ :** Δηλώνει τη θερμοκρασία του αέρα σε ακέραιους °C στο επίπεδο βέβαια του σταθμού. **$T_{a0}$ :** Δηλώνει τα δέκατα των βαθμών Κελσίου και το αλγεβρικό σημείο + ή - της θερμοκρασίας. Ισχύει: αν ο αριθμός αυτός είναι άρτιος, τότε η θερμοκρασία είναι > 0 ενώ αν είναι περιττός, τότε η θερμοκρασία είναι < 0. **$D_0D_0$ :** Δηλώνει την «πίωση» του σημείου δρόσου στην επιφάνεια του εδάφους. Με άλλα λόγια η πτώση αυτή είναι η διαφορά της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου ( $T_0 - T_{d0}$ ). Ισχύει:

Ψηφία κώδικα 00, 01, 02 ... 49, 50 σημαίνουν αντίστοιχα:

0.0, 0.1, 0.2 ... 4.9, 5.0°C

Τα ψηφία 51, 52, ... 55 δεν χρησιμοποιούνται.

Τα ψηφία 56, 57, ... 99 σημαίνουν αντίστοιχα 6, 7, ... 49°C πτώση.

 **$d_0d_0f_0f_0$**  **$d_0d_0$ :** Δηλώνει τη διεύθυνση του ανέμου, στην επιφάνεια του εδάφους, (με στρογγυλοποίηση στις πλησιέστερες 5°) σε εκατοντάδες και δεκάδες των μοιρών. Ισχύει:





Έτσι π.χ. ισχύει:

00048	σημαίνει ότι η επιφάνεια των	1000 hPa	έχει ύψος	48 m
85448	» » » » »	850	» » »	1448 »
70043	» » » » »	700	» » »	3043 »
50567	» » » » »	500	» » »	5670 »
40732	» » » » »	400	» » »	7320 »
30933	» » » » »	300	» » »	9330 »
25053	» » » » »	250	» » »	10530 »
20191	» » » » »	200	» » »	11950 »
15379	» » » » »	150	» » »	13790 »
10638	» » » » »	100	» » »	16380 »

$T_1T_1, T_2T_2 \dots T_nT_n$ : Δηλώνουν τη θερμοκρασία του αέρα σε ακέραιους βαθμούς Κελσίου στις σταθερές ισοβαρικές επιφάνειες.

$T_{a1}, T_{a2} \dots T_{an}$ : Δηλώνουν τα δέκατα των ως άνω βαθμών Κελσίου καθώς επίσης και το πρόσημο της θερμοκρασίας αυτής. Δηλ. αν το ψηφίο αυτό είναι άρτιος αριθμός τότε σημαίνει ότι η θερμοκρασία είναι θετική. Αν είναι περιττός αριθμός τότε σημαίνει ότι η θερμοκρασία είναι αρνητική.

$D_1D_1, D_2D_2 \dots D_nD_n$ : Δηλώνουν την «πτώση» του σημείου δρόσου, δηλ. τη διαφορά της τιμής της θερμοκρασίας και αυτής του σημείου δρόσου.

$d_1d_1, d_2d_2 \dots d_nd_n$ : Δηλώνουν τη διεύθυνση του ανέμου στις σταθερές ισοβαρικές στάθμες, σε εκατοντάδες και δεκάδες μοιρών.

Σημειώνεται ότι η διεύθυνση αυτή στρογγυλοποιείται στις πλησιέστερες 5°.

**Τμήμα 3. 88P<sub>t</sub>P<sub>t</sub>**: Ο αριθμός 88 δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία Τροπόπαυσης. Όταν δεν υπάρχουν στοιχεία Τροπόπαυσης τότε θα αναφέρονται η ομάδα 88999. Όταν παρατηρούνται περισσότερες τη μιας Τροπόπαυσεις, τότε αυτές αναφέρονται με την επανάληψη του τμήματος (88...).

**P<sub>t</sub>P<sub>t</sub>P<sub>t</sub>**: Δηλώνει την πίεση στη στάθμη της Τροπόπαυσης, σε ακέραια hPa όταν η στάθμη αυτή συναντάται μέχρι και τη στάθμη των 100 hPa και σε δέκατα του hPa όταν η στάθμη αυτή συναντάται άνω των 100 hPa.

**T<sub>t</sub>T<sub>t</sub>**: Δηλώνει τη θερμοκρασία του αέρα στη στάθμη της Τροπόπαυσης σε βαθμούς Κελσίου χωρίς δεκαδικά.

**T<sub>at</sub>**: Δηλώνει τα δέκατα των βαθμών Κελσίου και συγχρόνως το πρόσημο. Δηλ. αν ο αριθμός αυτός είναι άρτιος τότε η θερμοκρασία είναι θετική, αν είναι περιττός είναι αρνητική.

**D<sub>t</sub>D<sub>t</sub>**: Δηλώνει την «πτώση» του σημείου δρόσου.

**d<sub>t</sub>d<sub>t</sub>**: Δηλώνει τη διεύθυνση του ανέμου στη στάθμη της Τροπόπαυσης. Ισχύουν τα ίδια όπως και στα  $d_1d_1 \dots d_nd_n$ .

**f<sub>t</sub>f<sub>t</sub>**: Δηλώνει την ταχύτητα του ανέμου στην Τροπόπαυση εκφρασμένη σε knots.

**Τμήμα 4. 77:** Ενδεικτικός αριθμός ότι ακολουθούν στοιχεία στάθμης μεγίστου ανέμου. Όταν δεν υπάρχει μέγιστος άνεμος τότε αναφέρεται η ομάδα 77999.

Ο αριθμός **66** χρησιμοποιείται όταν η παρατηρηθείσα, καθ' όλη τη ραδιοβόλνηση μεγαλύτερη ταχύτητα του ανέμου, σημειώθηκε στην κορυφή της βολήσεως.

$P_m P_m P_m$ : Δηλώνει την πίεση στη στάθμη μεγίστου ανέμου σε ακέραια hPa, για στάθμες μέχρι τα 100 hPa και σε δέκατα του hPa άνω των 100 hPa.

$d_m d_m$ : Δηλώνει τη διεύθυνση του μεγίστου ανέμου σε εκατοντάδες και δεκάδες μοιρών.

$f_m f_m f_m$ : Δηλώνει την ταχύτητα του μεγίστου ανέμου εκφρασμένη σε knots.

## ΜΕΡΟΣ Β

Το μέρος αυτό του TEMP αναφέρεται στα στοιχεία των «σημαντικών» (ενδιάμεσων) ισοβαρικών επιφανειών.

**TTBB:** Ενδεικτικό του μέρους Β του TEMP.

**Τμήμα 1.  $M_1 M_1$ , YGGG/, Πiii:** Ισχύουν τα ίδια ότι και στο μέρος Α, τμήμα 1 του TEMP.

### Τμήμα 5

$n_0 n_0$ : Δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία επιφάνειας εδάφους.

$n_1 n_1 = 11$  » » » » της 1ης σημαντικής επιφάνειας.

$n_1 n_2 = 22$  » » » » της 2ης » »

.....

$n_n n_n = 99$  » » » » της 9ης » »

Το σύμβολο **////** δηλώνει ότι λείπουν τα στοιχεία.

$P_0 P_0 P_0$  Δηλώνει την πίεση στο επίπεδο του σταθμού.

$P_1 P_1 P_1$  » » » στην 1η σημαντική επιφάνεια.

.....

$P_n P_n P_n$  » » » » n » »

Σημειώνεται ότι οι τιμές είναι σε ακέραια hPa μέχρι και τη στάθμη των 100 hPa και σε δέκατα άνω των 100 hPa.

$T_0 T_0$  Δηλώνει τη θερμοκρασία του αέρα στο σταθμό.

$T_1 T_1$  » » » » » στην 1η σημαντική επιφάνεια.

.....

$T_n T_n$  » » » » » n » »

Για τις τιμές ισχύουν τα αντίστοιχα ό,τι και στο μέρος Α.

$D_0 D_0$  Δηλώνει την «πώση» του σημείου δρόσου στο σταθμό.

$D_1 D_1$  » » » » » » στην 1η σημαντική επιφάνεια.

.....

$D_n D_n$  » » » » » n σημαντική επιφάνεια.

Για τις τιμές ισχύει ό,τι και στο μέρος Α.

**Τμήμα 6. 21212:** Ενδεικτικός αριθμός που δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία ανέμου σε σημαντικές επιφάνειες.

Για τα **nnPPP ... ddfff** ισχύει ό,τι και παραπάνω στο τμήμα 5 και τμήμα 2.

**Τμήμα 7. 31313:** Δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία για τη συγκεκριμένη στάθμη των 250 hPa.

**Τμήμα 8. 41414:** Δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία νεφών.

**Τμήμα 9 51515:** Δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία επιπλέον σε περιοχικό κώδικα.

**Τμήμα 10. 61616:** Δηλώνει ότι ακολουθούν στοιχεία σε περιοχό κώδικα.

**ΜΕΡΟΣ Γ ΤΤCC** ενδεικτικό του μέρους Γ

Το μέρος Γ περιέχει στοιχεία, εφόσον υπάρχουν, μόνο για στάθμες άνω των 100 hPa.

**Τμήμα 1:** Περιέχει στοιχεία αναγνωρίσεως και θέσεως.

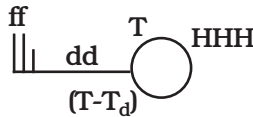
**Τμήμα 2:** Περιέχει στοιχεία για τις ισοβαρικές επιφάνειες των 70, 50, 30, 20 και 10 hPa.

**Τμήμα 3:** Περιέχει στοιχεία για στάθμες της Τροπόπαυσης.

**Τμήμα 4:** Περιέχει στοιχεία για στάθμες μεγίστου ανέμου.

### 11.8. Αποκωδικοποίηση του κώδικα TEMP για σύνταξη των χαρτών καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας

Σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια οι χάρτες καιρού συντάσσονται σύμφωνα με το ακόλουθο πρότυπο:



όπου:

**T** είναι η θερμοκρασία του αέρα σε βαθμούς Κελσίου.

**(T-T<sub>d</sub>)** είναι η διαφορά της θερμοκρασίας T και του σημείου δρόσου T<sub>d</sub> σε βαθμούς Κελσίου.

Σημειώνεται ότι: Όταν  $(T - T_d) < 5^\circ\text{C}$  τότε ο κύκλος στο εσωτερικό του προτύπου εμφανίζεται ως • ενώ όταν  $(T - T_d) > 30^\circ\text{C}$  τότε μέσα στον κύκλο σημειώνεται το x.

**HHH** είναι το ύψος της συγκεκριμένης ισοβαρικής επιφάνειας σε gpm.

**dd** αναφέρεται στη διεύθυνση του ανέμου.

**ff** αναφέρεται στην ταχύτητα του ανέμου.

- Σημ.: α)** Αν, για τη συγκεκριμένη στάθμη, δεν υπάρχουν στοιχεία ανέμου, τότε σημειώνεται το γράμμα Μ κάτω και δεξιά.
- β)** Αν ο άνεμος δηλώνεται ως άπνοια τότε σημειώνεται, κάτω και δεξιά, το γράμμα LV.

### 11.9. Ασκήσεις σχετικές με τον κώδικα TEMP

**Άσκηση 1η:** Να αποκωδικοποιηθούν τα πιο κάτω TEMPs:

1.

TTAA 16622 22/06/87 12.00  
 99013 24669 33006 00117 23659 33009 85508 10630 31015  
 70099 00857 30021 50572 16362 29032 40736 29761 29039  
 30937 38561 29109 25060 469// 28002 20207 485// 28097  
 15395 515// 28060 // // // 88233 499// 28102  
 TTBB 16622 22/06/87 12.00  
 00013 24660 11850 10630 22801 08257 33738 01634 44687  
 99659 55551 10561 66364 34561 77324 35761 88286 40160

2.

TTAA 16622 24/06/87 12.00  
 99019 26062 29007 00169 24461 29008 85560 09636 01007  
 70144 00659 34007 50577 15758 32023 30940 441// 29035  
 25061 507// 27040 20205 519// 26043 15392 509// 24038  
 10654 555// 25025 88226 531// 26045  
 TTBB 16622 24/06/87 12.00  
 00019 26062 11842 08636 22784 05656 33741 01648 44690  
 00460 55575 07763 66400 28562 77330 40159 88270 489//

3.

TTAA 16622 25/06/87 12.00  
 99018 26859 28006 00161 25258 28005 85558 11248 03003  
 70147 00148 35004 50577 15558 32013 40742 28356 29015  
 30942 433// 30025 25062 529// 29027 20204 567// 28034  
 15388 545// 25034 10648 551// 25026 88209 587// 29033  
 TTBB 16622 25/06/87 12.00  
 00018 26859 11840 10242 22677 02348 33600 02360 44554  
 09959 55400 38156 66319 40157 77231 569// 88209 587//

**Άσκηση 2η:** Με τα στοιχεία ραδιοβολίσσεως να συνταχθεί το TEMP:

#### α. Επιφανείας εδάφους

Πίεση 1016.8 MB, θερμ. αέρος 23.6°C, θερμ. σημ. δρόσου 14.9°C.

Πτώση θερμ. σημ. δρόσου 8.7°C (23.6 – 14.9 = 8.7).

Άνεμος νηνεμία, νέφωση 6/8 Sc ύψους βάσεως 1200 μέτρων.

**β. Σταθερών ισοβαρικών επιφανειών**

1000 MB	ύψος	162 μ.	δερμ.	24.0°C	Σ.Δ.	14.4°C	Άνεμος	40°/2 knots
850 MB	»	1573 μ.	»	16.6°C	»	8.4°C	»	350°/9 »
700 MB	»	3193 μ.	»	4.1°C	»	1.9°C	»	310°/18 »
500 MB	»	5836 μ.	»	-13.4°C	»	-22.6°C	»	290°/18 »
400 MB	»	7496 μ.	»	-24.8°C	»	-33.8°C	»	270°/26 »
300 MB	»	9515 μ.	»	-41.2°C	»	ελ. υγρασ.	»	270°/30 »
350 MB	»	10730 μ.	»	-55°C	»	»	»	270°/30 »
200 MB	»	12151 μ.	»	-58.1°C	»	»	»	270°/39 »
150 MB	»	13952 μ.	»	-61.3°C	»	»	»	270°/56 »
100 MB	»	16450 μ.	»	-63.5°C	»	»	»	270°/39 »
70 MB	»	18632 μ.	»	-64.1°C	»	»	»	280°/19 »
50 MB	»	20706 μ.	»	-61.2°C	»	»	»	290°/10 »
30 MB	»	23925 μ.	»	-53.4°C	»	»	»	270°/11 »
20 MB	»	26537 μ.	»	-50.3°C	»	»	»	260°/16 »
10 MB	»	31107 μ.	»	-46.9°C	»	»	»	160°/10 »

**γ. Τροποπαύσεων**

1n	207 MB	δερμ.	-58.3°C	δερμ.	Σ.Δ.	έλλ. υγρασ.	άνεμος	270°/37 knots
2n	76 MB	»	-64.9°C	»	»	»	»	280°/20 »

**δ. Στάθμης μεγίστου ανέμου**

Δεν παρατηρήθηκε μέγιστος άνεμος καθ' όλη τη βόλιση.

**ε. Σημαντικών επιφανειών ως προς τη θερμοκρασία, υγρασία ή και αμ-  
φότερα**

981 MB	θερμοκρ.	24.5°C	δερμ.	Σημ.	δρ.	13.7°C
786 MB	»	12.5°C	»	»	»	5.7°C
599 MB	»	-5.8°C	»	»	»	-5.8°C
565 MB	»	-9.5°C	»	»	»	-17.8°C
541 MB	»	-9.1°C	»	»	»	-18.2°C
307 MB	»	-40.0°C	»	»	»	-47.4°C
207 MB	»	-58.3°C	»	»	»	έλλειψη υγρασίας
177 MB	»	-57.5°C	»	»	»	»
152 MB	»	-61.1°C	»	»	»	»
76 MB	»	-64.8°C	»	»	»	»
43 MB	»	-60.0°C	»	»	»	»
30 MB	»	-53.4°C	»	»	»	»
26 MB	»	-55.0°C	»	»	»	»
18 MB	»	-48.6°C	»	»	»	»
14 MB	»	-48.8°C	»	»	»	»
12 MB	»	-45.4°C	»	»	»	»
10 MB	»	-46.9°C	»	»	»	»

**στ. Σημαντικών επιφανειών ως προς τον άνεμο**

981 MB	40°/3	knots
599 MB	320°/21	»
565 MB	320°/25	»
541 MB	310°/25	»
307 MB	270°/29	»
177 MB	270°/48	»
76 MB	280°/20	»
30 MB	270°/11	»
26 MB	270°/16	»

**ζ. Στάθμης 250 MB**

Ύψος 10727 μ. θερμ. -51.5°C θερμ. σημ. δρ. έλλειψη υγρασ. άνεμος 270°/27 knots

**η. Επιφανειών περιοχικού κώδικα, ως προς τον άνεμο**

900 μέτρα:	πίεση	918 MB	άνεμος	360°/3	knots
		»	800 MB	»	340°/10 »
		»	600 MB	»	320°/21 »

## ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΟΥ ΚΑΙΡΟΥ

### 11.10.Γενικά

Ως γνωστόν με τον όρο «καιρός» εννοούμε την εκάστοτε φυσική κατάσταση της Τροπόσφαιρας σε μια ορισμένη γεωγραφική περιοχή.. Η κατάσταση αυτή εκτιμάται, συνήθως, από τις τιμές των διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων. Οι τιμές αυτές βέβαια δεν είναι στιγμιαίες, όπως συχνά αναφέρεται, αλλά αποτελούν μια μορφή μέσων τιμών για ένα μικρό χρονικό διάστημα, το οποίο έχει ανώτερο όριο διάρκειας το χρόνο ζωής του σχετικού ατμοσφαιρικού συστήματος ή φαινομένου που τις καθορίζει.

Με τον όρο τώρα «**Πρόγνωση του καιρού**» εννοούμε τη διαδικασία της πρόβλεψης, πώς θα εξελιχθεί μία δεδομένη φυσική κατάσταση της Τροπόσφαιρας (καιρός) στο μέλλον. Και αν μεν το μέλλον αυτό είναι τα επόμενα 1 ή 2 ή 3 24ωρα τότε η πρόγνωση αυτού του καιρού χαρακτηρίζεται ως **πρόγνωση βραχείας διάρκειας** (short weather forecasting) ενώ όταν αναφέρεται σε μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα, όπως π.χ. 5 ημερών, μιας εβδομάδας ή και περισσότερο, τότε χαρακτηρίζεται ως πρόγνωση καιρού **μακράς διάρκειας** (long range weather forecasting).

Το αντικείμενο ή περιεχόμενο της καθημερινής πρόγνωσης του καιρού (δελτίο καιρού) από τα Εθνικά Μετεωρολογικά Κέντρα, αναφέρεται στα εξής: Ποσοστά νέφωσης (αίθριος ή νεφελώδης καιρός), τοπικές βροχές - χιονοπτώσεις ή όχι, ορατότητα, επιφανειακός άνεμος (ταχύτητα και διεύθυνση), κατάσταση θαλασσών και θερμοκρασία αέρος (στα 2 m πάνω από το έδαφος, άκρες κυρίως τιμές).

Τα κρίσιμα σχετικά ερωτήματα που πρέπει να απαντηθούν είναι:

- A) Υπάρχει ναι ή όχι αναγκαιότητα για την πρόγνωση του καιρού;
- B) Ποια διαδικασία - μεθοδολογία ακολουθείται, σήμερα, για την πρόγνωση του καιρού;
- Γ) Ποιος είναι ο μέγιστος χρόνος προγνωστικότητας;

#### A) Η αναγκαιότητα της πρόγνωσης του καιρού

Ιστορικά την αναγκαιότητα της πρόγνωσης του καιρού την συναντάμε ιδιαίτερα στην αρχαία Αθηναϊκή κοινωνία. Η πρόγνωση του καιρού ήταν πολύ αναγκαία για τη λειτουργία της Αθηναϊκής Δημοκρατίας όπου ένα μεγάλο μέρος των αποφάσεων παίρνονταν απευθείας από το λαό (Εκκλησία του δήμου) πράγμα που εσήμανε συγκέντρωση του λαού στην ύπαιθρο. Έτσι, κάθε μέρα στην αγορά, πάνω σε ειδική μαρμάρινη πλάκα τοποθετούσαν οι Αθηναίοι το δελτίο καιρού της ημέρας το γνωστό σαν "**Παράπηγμα**" που προφανώς μερικοί ειδικοί με εμπειρικό τρόπο συνέταζαν.

Στη νεώτερη ιστορία εξάλλου ένα γεγονός που θεωρείται ίσως η αρχή της διαδικασίας για αντικειμενική κατά το δυνατόν πρόγνωση του καιρού είναι



το εξής: Στις 14 Νοεμβρίου 1854 ενώ διαρκούσε ο Κριμαϊκός πόλεμος, ο Γαλλικός στόλος υπέστη πολύ μεγάλες ζημιές μπροστά από τη Σεβαστούπολη εξαιτίας μιας κακοκαιρίας. Ο αστρονόμος Le Varrtier που διατάχθηκε να ερευνήσει το θέμα διαπίστωσε ότι η κακοκαιρία αυτή προήρχετο από τον Ατλαντικό και είχε περάσει πάνω απ' όλη την Κεντρική Ευρώπη πριν καταλήξει στην περιοχή της Σεβαστούπολης. Έτσι η πρότασή του ήταν περίπου η εξής "... αν υπήρχε μια Υπηρεσία που θα πληροφορούσε το στόλο για την άφιξη της κακοκαιρίας θα είχαν αποφευχθεί οι απώλειες...". Η πρόταση αυτή του Le Varrtier έγινε τελικά δεκτή όχι μόνο από τη Γαλλική κυβέρνηση αλλά από το σύνολο σχεδόν των Ευρωπαϊκών χωρών και άρχισαν να ιδρύονται έτσι Εθνικές Μετεωρολογικές Υπηρεσίες με σκοπό τις μετρήσεις των μετεωρολογικών στοιχείων και την πρόγνωση του καιρού στη συνέχεια.

Πέραν αυτών, σήμερα, οι τομείς και οι δραστηριότητες που καθιστούν αναγκαία την πρόγνωση του καιρού στην ζωή μας είναι οι εξής:

**1) Ευρύ κοινό:** Η ενδυμασία, η ψυχαγωγία, τα σπορ, τα ταξίδια, η ρύθμιση της θέρμανσης, ο προγραμματισμός των κοινωνικών εκδηλώσεων, των διακοπών κ.λ.π. είναι καθημερινές δραστηριότητες όλων μας που προφανώς συνδέονται άμεσα με τον καιρό και άρα καθιστούν αναγκαία την πρόγνωσή του.

**2) Γεωργία:** Όπως είναι γνωστό όλες σχεδόν οι καθημερινές εργασίες των γεωργοκτηνοτρόφων γίνονται στο ύπαιθρο. Έτσι αναπόφευκτα συνδέονται με τον καιρό και την πρόγνωσή του.

Ιδιαίτερα οι εργασίες του γεωργού που αποβλέπουν στην προστασία των φυτών γενικά από τον παγετό έχουν άμεση σχεδόν σχέση με την πρόγνωση του καιρού. Πέραν όμως αυτών ο καθορισμός των κατάλληλων συνθηκών ή του χρόνου: άρωσης, σποράς, ψεκασμού και θερισμού καθώς επίσης και ο προγραμματισμός ανάπτυξης νέων καλλιεργειών και νέων γεωργικών μηχανημάτων, συνδέεται άμεσα με τον καιρό και την πρόγνωσή του.

**3) Εναέριες ναυπλιακές - χερσαίες μεταφορές:** Ο σχεδιασμός των πτήσεων των αεροπλάνων, γενικά, ώστε να ακολουθήσουν την καταλληλότερη διαδρομή και ν' αποφύγουν έτσι επικίνδυνες ατμοσφαιρικές διαταραχές που συμβαίνουν συχνά στην πορεία τους μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, καθώς επίσης και η διαδικασία της προσγείωσης και απογείωσης, είναι προφανώς άμεσα συνδεδεμένη με τον καιρό και την πρόγνωσή του.

Τα ίδια όπως και παραπάνω ισχύουν και στις μεταφορές με πλοία στους ωκεανούς, τις θάλασσες και τα ποτάμια. Η πρόγνωση ιδιαίτερα του πάχους παγοποίησης των ποταμών είναι στην περίπτωση αυτή πολύ χρήσιμη.

Σ' ότι αφορά τις χερσαίες μεταφορές όλοι ξέρουμε πόσο δύσκολο γίνεται ένα ταξίδι μας όταν συναντούμε στην διαδρομή μας: μια πυκνή ομίχλη, έντονη χιονόπτωση ή χιονοκάλυψη, μια ισχυρή βροχή, ένα παγωμένο ή ολι-

σθηρό δρόμο κ.λ.π. Έτσι η πρόγνωση των καιρικών αυτών φαινομένων συμβάλλει αναμφισβήτητα θετικά στην καλή διεξαγωγή και των χειρσαίων μεταφορών.

**4) Οικιστική δραστηριότητα και τεχνικά έργα:** Ο καιρός και η πρόγνωση του είναι μια καθημερινή αναγκαιότητα στην οικιστική δραστηριότητα και στα τεχνικά, γενικά, έργα για τους παρακάτω λόγους:

Οι επιπτώσεις από μια ισχυρή βροχή, ένα παγετό ή έναν πολύ ισχυρό άνεμο είναι συνήθως πολύ δυσμενείς όταν από τεχνικής πλευράς δεν ληφθούν έγκαιρα τα κατάλληλα μέτρα.

Η προστασία των οικημάτων κατά το στάδιο της κατασκευής, η εκμίσθωση χώρων και μηχανημάτων για τις προγραμματισμένες εργασίες, οι δεσμευτικές ημερομηνίες παράδοσης των έργων κ.α. δημιουργούν αναμφισβήτητα το όλο φάσμα της αναγκαιότητας της πρόγνωσης του καιρού και στην περίπτωση αυτή.

**5) Υδάτινες πηγές:** Η πρόγνωση βροχών ή όχι συνδέεται άμεσα με τις ανάγκες άρδευσης ή όχι των υπόγειων νερών. Η πρόγνωση επίσης τυχόν πλημμυρών, αύξησης των παροχών των ποταμών, συνδέεται άμεσα με τον έλεγχο των φραγμάτων και δεξαμενών.

**6) Ενεργειακό πρόβλημα:** Σίγουρα είναι γνωστό σε όλους μας ότι οι τιμές βασικών μετεωρολογικών παραμέτρων, όπως η θερμοκρασία, η υγρασία, ο άνεμος, η ηλιοφάνεια κ.λ.π. επηρεάζουν αποφασιστικά την κατανάλωση ενέργειας.

Έτσι με την πρόγνωση του καιρού που είναι το σύνολο των τιμών αυτών των παραμέτρων μπορούμε έγκαιρα να προγραμματίσουμε σωστά την αποθήκευση των πρώτων υλών που είναι απαραίτητες για την παραγωγή ενέργειας.

## **B) Η μεθοδολογία της πρόγνωση τους καιρού**

Σήμερα, σ' όλο το σύγχρονο - ανεπτυγμένο κόσμο, το πρόβλημα της πρόγνωσης του καιρού, αντιμετωπίζεται γενικά, ως ένα καθαρά Φυσικο-Μαθηματικό Πρόβλημα. Εφαρμόζεται δηλαδή η μεθοδολογία της **αριθμητικής πρόγνωσης καιρού** (numerical weather prediction). Η βάση αυτής της μεθοδολογίας είναι η χρήση ενός «Μαθηματικού Μοντέλου». Το μοντέλο αυτό είναι ουσιαστικά ένα πλήρες σύστημα διαφορικών εξισώσεων, με μερικές παραγώγους μετεωρολογικών μεταβλητών ως προς το χρόνο, το οποίο διέπει γενικώς την κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα στη βάση των αρχών: διατήρηση της ορμής, της μάζας και της ενέργειας.

Η επιλογή του συστήματος των διαφορικών εξισώσεων (Δυναμικά συστήματα) που χρησιμοποιεί το κάθε προτεινόμενο Μοντέλο αναφέρεται γενικά στη γνωστή Μαθηματική Θεωρία του Χάους. Η ατμόσφαιρά μας είναι

γενικά ένα χαοτικό σύστημα. Δηλαδή ένα σύστημα με πολύ μεγάλο αριθμό μεταβλητών των οποίων η μελλοντική συμπεριφορά είναι αδύνατον να προκαθοριστεί ολοκληρωτικά. Έχει βέβαια διαπιστωθεί σήμερα ότι η χαοτική αυτή εκδήλωση της ατμόσφαιρας δεν είναι της ίδιας έντασης παντού. Έτσι, για την καλύτερη επίλυση του όλου προβλήματος, γίνεται σήμερα προσπάθεια εντοπισμού των περιοχών της ατμόσφαιρας με μεγάλης έντασης χαοτική εκδήλωση.

Ένα άλλο στοιχείο που αναφέρεται στη χρήση τέτοιων Μοντέλων είναι το στοιχείο της «ευαισθησίας», ως προς τις λύσεις που δίνουν.

Με άλλα λόγια, πολύ μικρές μεταβολές στις αρχικές τιμές με τις οποίες τροφοδοτείται το Μοντέλο μπορεί να προκαλέσουν τεράστιες αλλαγές στον αναμενόμενο καιρό. Για την προκειμένη περίπτωση έχει γραφεί το εξής χαρακτηριστικό: «Ένα πέταγμα πεταλούδας στο Πεκίνο προκαλεί διαταραχή στην ατμόσφαιρα ικανή να προκαλέσει καταιγίδα στη Νέα Υόρκη».

Παρακάτω περιγράφεται το σύστημα των βασικών διαφορικών εξισώσεων που χρησιμοποιούνται στο αριθμητικό Μοντέλο με την επωνυμία «SKIRON» που χρησιμοποιεί η Εθνική μας Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY) σε επιχειρησιακό επίπεδο.

### Οι βασικές εξισώσεις του Μοντέλου SKIRON

Οι βασικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται στα μοντέλα, είναι οι γνωστές εξισώσεις που εφαρμόζονται στα αριθμητικά υδροστατικά μοντέλα, εκφρασμένες με βάση την κατακόρυφη  $\eta$  ( $n$ ) συντεταγμένη και είναι:

#### Διανομοτική Εξίσωση της Ορμής

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial p}{\partial n} V \right) + \nabla_n \left( \frac{\partial p}{\partial n} vV \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{\partial p}{\partial n} nV \right) + \frac{\partial p}{\partial n} \left( fK_x V + \nabla_n \Phi + \frac{R_d T}{p} \nabla_n p + F \right) = 0$$

#### Θερμοδυναμική Εξίσωση

$$\frac{dT}{dt} - \frac{kT\omega}{p} + T' + \frac{g}{C_p} \cdot \frac{\partial R}{\partial n} / \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

#### Υδροστατική Εξίσωση

$$\frac{\partial \Phi}{\partial n} = \frac{-R_d T}{p} - \frac{\partial p}{\partial n}$$

#### Εξίσωση Συνεχείας

$$\frac{1}{n_s} \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t} + \nabla_n \left( \frac{\partial p}{\partial n} V \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{\partial p}{\partial n} n \right) = 0$$

**Εξίσωση Επιφανειακής Βαρομετρικής Τάσης**

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_0^{n_s} \nabla_n \left( \frac{\partial p}{\partial n} V \right) dn$$

**Εξίσωση Ισοζυγίου Ύδατος**

$$\frac{dq}{dt} + q' = S$$

**Τροποποιημένη Εξίσωση Συνεχείας**

$$n \frac{\partial p}{\partial n} = - \frac{n}{n_s} \cdot \frac{\partial p_s}{\partial t} - \int_0^{n_s} \nabla_n \left( \frac{\partial p}{\partial n} V \right) dr$$

όπου:

d/dt: η μεταβολή σε χρόνο dt της παραμέτρου σε κινούμενο μόριο ατμόσφαιρας

∂/∂t: η μεταβολή σε χρόνο dt της παραμέτρου σε συγκεκριμένη θέση (τοπική μεταβολή)

V: το διάνυσμα της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου

ω: dp/dt: η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου

f: κοριόλιος παράμετρος

k: κατακόρυφο μοναδιαίο διάνυσμα

Φ: γεωδυναμικό

R<sub>d</sub>: σταθερά των αερίων για ξηρό αέρα

F: παράγοντες επίδρασης τριβής και αναταρακτικής κίνησης στην ταχύτητα

K=R<sub>d</sub>/C<sub>p</sub>: C<sub>p</sub> είναι ειδική θερμότητα υπό σταθερά πίεση

T: παράγοντας επίδρασης αναταρακτικής μεταβολής στη θερμοκρασία

R: ποσοστό κατακόρυφης ροής ακτινοβολίας

q: παράγοντας αναταρακτικών μεταβολών στην ειδική υγρασία

S: πηγές και καταναλωτές υδρατμών

Οι βασικές προγνωστικές μεταβλητές είναι:

PD=Ps-PT: διαφορά πίεσης μεταξύ επιφάνειας και ανώτερης ατμόσφαιρας

T: θερμοκρασία

q: ειδική υγρασία

u και v: οριζόντιες συνιστώσες του διανύσματος του ανέμου

Q<sub>2</sub>: αναταρακτική κινητική ενέργεια

Και οι παράμετροι επιφανείας:

PREC: αδροιστικός υετός

- WET: υγρασία εδάφους  
 QSL: δυνητική θερμοκρασία επιφάνειας

Τα βασικά βήματα που ακολουθούνται κατά την ανάπτυξη και εφαρμογή ενός μοντέλου πρόγνωσης του καιρού είναι:

- A)** Συλλογή των δεδομένων (τιμές διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων).  
**B)** Ποιοτικός έλεγχος των δεδομένων.  
**Γ)** Αντικειμενική Ανάλυση των δεδομένων αυτών.  
**Δ)** Εφαρμογή του Προγνωστικού Μοντέλου.  
**Ε)** Άλλες επεξεργασίες.

Πρέπει βέβαια να σημειωθεί ότι σε κάθε βήμα της μεθόδου υφίσταται και η ανάλογη εσωτερική διαδικασία ελέγχου (Verification).

Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται για το σκοπό αυτό προέρχονται σήμερα από τον μεγάλο πράγματι διαθέσιμο όγκο των μετεωρολογικών παρατηρήσεων.

Υπάρχουν τρία παγκόσμια μεγάλα μετεωρολογικά κέντρα: στη Μόσχα, στην Ουάσιγκτον και στη Μελβούρνη τα οποία συλλέγουν, σε ημερήσια βάση, μεγάλο πλήθος πληροφοριών (μετρήσεις μετεωρολογικών παραμέτρων) και ταυτόχρονα τις μεταβιβάζουν σε όλα τα άλλα διεθνή ή εθνικά μετεωρολογικά κέντρα (Σχήμα 11.10.1).

Το χρησιμοποιούμενο δίκτυο των μετεωρολογικών σταθμών σε παγκόσμιο επίπεδο δεν είναι ιδανικό, αλλά και ούτε πρόκειται να γίνει, καθότι τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα είναι χαοτικά.

Είναι βέβαια γεγονός ότι τα δεδομένα αυτά είναι ακανόνιστα και ως προς το χώρο και ως προς το χρόνο. Σε κάθε παρατήρηση ενυπάρχει συνήθως ένα μικρό σφάλμα τυχαίο ή σημαντικό.

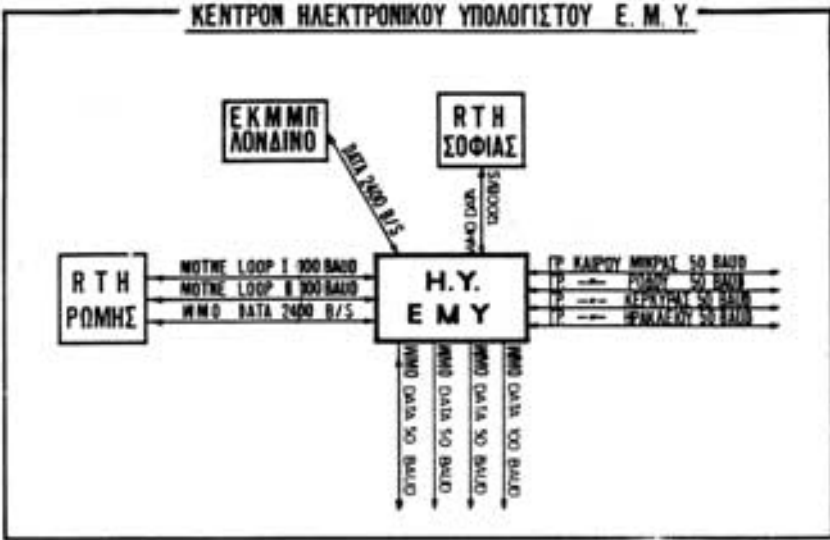
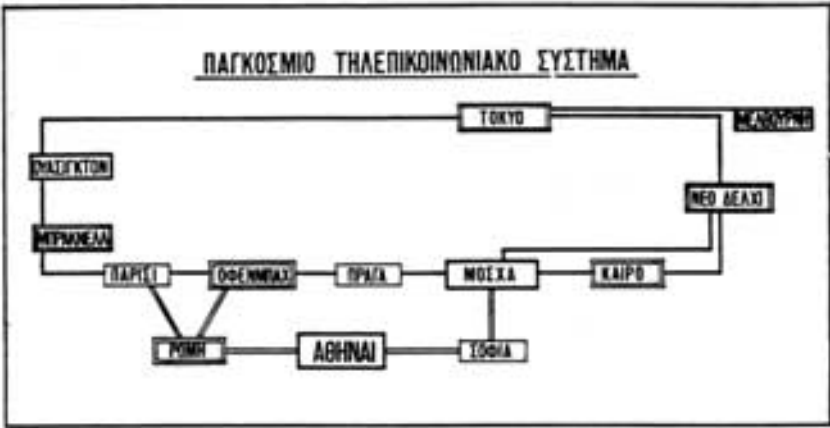
Είναι επομένως απαραίτητος ο ποιοτικός έλεγχος (quality control) των δεδομένων αυτών.

Ειδικά για την περίπτωση του μικρού εύρους τυχαίων ή συστηματικών σφαλμάτων έχουν αναπτυχθεί ειδικές μέθοδοι απαλοίφής τους (filtering).

### **Ανάλυση των δεδομένων**

Μετά και από τη διαδικασία του ποιοτικού ελέγχου των δεδομένων ακολουθεί η βασική διαδικασία της «**Ανάλυσης**» των δεδομένων αυτών.

Ο όρος «**Ανάλυση**» των δεδομένων αναφέρεται κυρίως στην παραγωγή των χαρτών καιρού, επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας, στη βάση των **πραγματικών τιμών** των μετεωρολογικών παραμέτρων. Με άλλα λόγια στους χάρτες αυτούς (της Ανάλυσης) απεικονίζεται κυρίως η γεωγραφική κατανομή των πραγματικών τιμών των μετεωρολογικών παραμέτρων (ατμοσφαιρική πίεση, θερμοκρασία αέρα, υγρασία, άνεμος, κ.λπ.).



Σχ. 11.10.1

Υπάρχουν δύο μορφές Ανάλυσης: α) η υποκειμενική (subjective or manual) και β) η αντικειμενική (objective). Κατά την υποκειμενική ανάλυση ο μετεωρολόγος χαράσσει τις διάφορες καμπύλες που ως γνωστόν περιλαμβάνει ένας χάρτης καιρού με το χέρι και έτσι εξάγει τα όποια συμπεράσματά του.

Αντίθετα στην αντικειμενική Ανάλυση γίνεται χρήση, για το σκοπό αυτό, των Ηλεκτρονικών Υπολογιστών με βάση βέβαια διάφορα «πακέτα» γραφικών.

Θα πρέπει βέβαια να σημειωθεί ότι σε κάθε αριθμητικό Μοντέλο, με το οποίο προσομοιώνεται η ατμόσφαιρα, απαιτείται και διαφορετική αντικειμενική Ανάλυση. Εφαρμόζονται δηλ., διάφοροι μέθοδοι αντικειμενικής ανάλυσης του αρχικού πεδίου τιμών των μετεωρολογικών παραμέτρων στα σημεία (κόμβοι) (Σχ. 11.10.2) του πλέγματος (grid-points) που το Μοντέλο χρησιμοποιεί.

Ο βασικός στόχος της αντικειμενικής Ανάλυσης είναι ο προσδιορισμός των τιμών των διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων που χρησιμοποιεί το Μοντέλο, στα σημεία-κόμβους του πλέγματος με βάση τις μετρήσεις-παρατηρήσεις των μετεωρολογικών σταθμών (Σχ. 11.10.3).

Βιβλιογραφικά αναφέρονται ως μέθοδοι αντικειμενικής Ανάλυσης οι παρακάτω:

1. Μέθοδοι των επαναληπτικών διορθώσεων.
2. Μέθοδοι πολυωνυμικής παρεμβολής.
3. Μέθοδοι στατιστικής παρεμβολής.
4. Μέθοδοι μεταβαλλόμενης αριθμητικής ανάλυσης.
5. Μέθοδοι φασματικής Ανάλυσης.

Παρακάτω περιγράφεται συνοπτικά η μέθοδος των επαναληπτικών διορθώσεων - Μέθοδος Cressman.

Η γενική φιλοσοφία αυτής της μεθόδου Ανάλυσης είναι η διόρθωση ενός αρχικού πεδίου τιμών με την εφαρμογή μιας επαναληπτικής διαδικασίας.

Το πρώτο λοιπόν βήμα στη διαδικασία αυτή είναι η δημιουργία ενός προκαταρκτικού-αρχικού πεδίου τιμών για όλα τα σημεία-κόμβοι του θεωρούμενου πλέγματος.

Σήμερα, στη σύγχρονη μετεωρολογική πρακτική, σαν αρχικό πεδίο τιμών, στους κόμβους, χρησιμοποιείται ένα βραχυπρόθεσμο προγνωστικό πεδίο που προκύπτει από την εφαρμογή κάποιου γνωστού-αξιόπιστου Μοντέλου.

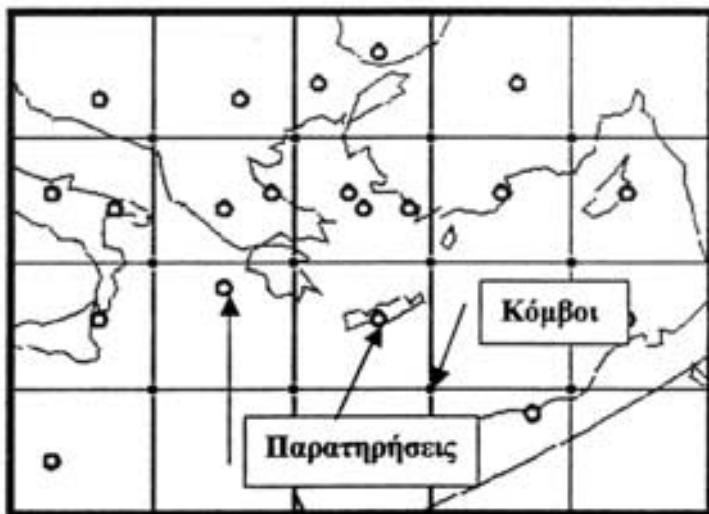
Έτσι από τις τιμές αυτού του προκαταρκτικού πεδίου (first guess field), **στους κόμβους**, προσδιορίζονται στη συνέχεια οι αντίστοιχες τιμές **στους σταθμούς**. Για την εύρεση της τιμής  $f(A)$ , στη θέση  $A$  (σταθμός), με βάση τις τιμές στα τέσσερα περιβάλλοντα το  $A$  κομβικά σημεία (Σχ. 11.10.4) χρησιμοποιείται η σχέση:

$$f(A) = f(i, j) + [f(i + 1, j) - f(i, j)]dL_a + \\ + [f(i, j + 1) - f(i, j)]dL_o - [f(i, j + 1) - f(i + 1, j + 1)] + \\ + f(i + 1, j) - f(i, j)]dL_{ad}L_o$$

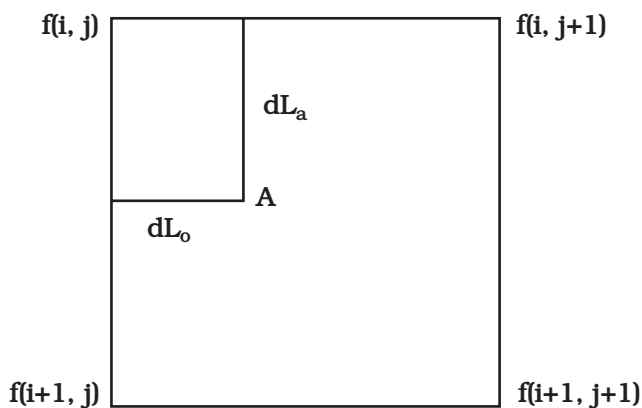
Όπου οι αποστάσεις μεταξύ των σημείων του πλέγματος έχουν αναχθεί στη μονάδα και τα  $dL_a$  και  $dL_o$  εκφράζουν τις αποστάσεις, κατά γεωγραφικό μήκος και πλάτος του σημείου  $A$  από τη θέση  $(i, j)$ , προφανώς ως κλάσματα της μοναδιαίας απόστασης μεταξύ των κομβικών σημείων (Σχ. 11.10.4).







Σχ. 11.10.3 (από Σκριμιζέας, Π., 2000)



Σχ. 11.10.4 (από Σκριμιζέας, Π., 2000)

Η διαδικασία αυτή χρησιμοποιείται γενικώς σε κάθε περίπτωση που από τις τιμές στους κόμβους ενός πεδίου τιμών, αναζητείται η τιμή μιας παραμέτρου σε κάποιο άλλο σημείο με δεδομένες γεωγραφικές συντεταγμένες.

Το επόμενο βήμα αυτής της μεθοδολογίας είναι η μετάβαση από τις τιμές των σταθμών (Σχ. 11.10.3) σε νέες τιμές στους κόμβους.

Αυτό επιτυγχάνεται με εφαρμογή της σχέσης:

$$f_g^{NA} = f_g^p + \frac{\sum_{i=1}^n w_i (f_i^{OBS} - f_i^p)}{\sum_{i=1}^n w_i}$$

Όπου:

- $f_g^{NA}$ : Είναι η νέα τιμή στον κόμβο  $g$
- $f_g^P$ : Είναι η προηγούμενη τιμή στον κόμβο  $g$
- $f_i^{OBS}$ : Η τιμή της παρατήρησης (Μετ. σταθμό) στη θέση  $i$
- $f_i^P$ : Η τιμή του «πρώτου υποθετικού πεδίου» ή του αναθεωρημένου μετά από κάθε επαναλήψη στο σταθμό.
- $w_i$ : «το βάρος» της παρατήρησης. Στην ουσία πρόκειται για κάποιο συντελεστή που συνήθως εξαρτάται από την απόσταση της παρατήρησης από τον κόμβο.

Συνήθως, στις μεθόδους των επαναληπτικών διορθώσεων για τον υπολογισμό του συντελεστή βαρύτητας του  $w_i$  χρησιμοποιείται η σχέση:

$$w_i = \frac{R_a^2 - d_i^2}{R_a^2 + d_i^2}$$

Όπου  $R_a$  η «ακτίνα επίδρασης». Η  $R_a$  αριθμητικά εκφράζεται σαν πολλαπλάσιο της μέσης απόστασης  $d$  των σταθμών. Συνήθως, λαμβάνεται  $R_a = 3d$  ως αρχική τιμή και  $R_a = 0,5d$  ως τελική τιμή μετά από επτά επαναλήψεις.

Ένα κρίσιμο σημείο αυτής της διαδικασίας είναι η επιλογή της  $R_a$ . Θα πρέπει η  $R_a$  να είναι τέτοια ώστε να επιτρέπει τη δράση όσο το δυνατόν περισσότερων παρατηρήσεων στον κόμβο. Θα πρέπει για κάθε κόμβο να βρίσκονται εκτός ακτίνας επίδρασης τουλάχιστον δύο σταθμοί. Έτσι οι κόμβοι για τους οποίους δεν βρέθηκε τυχόν, καμία παρατήρηση διατηρούν την τιμή που απέκτησαν κατά το προηγούμενο βήμα της επαναληπτικής διαδικασίας.

Η σταδιακή μείωση της  $R_a$  πριμοδοτεί φυσικά την επίδραση των σταθμών που βρίσκονται πιο κοντά στον κόμβο. Έτσι με μία τέτοια επαναληπτική διαδικασία δημιουργείται ένα τελικό πεδίο τιμών στους κόμβους που προσεγγίζει, κατά τον καλύτερο δυνατό τρόπο, την πραγματικότητα. Εύλογα τίθεται το ερώτημα: πότε σταματούν οι επαναλήψεις. Θεωρητικά, η απάντηση είναι: όταν επιτευχθεί η «βέλτιστη» προσαρμογή.

Στη μετεωρολογική πρακτική τίθενται, για το σκοπό αυτό, ορισμένα κριτήρια. Συνήθως θεωρείται μια ανώτερη τιμή, την οποία δεν πρέπει να ξεπερνάει η διαφορά (anomaly) μεταξύ παρατηρούμενης και εκτιμώμενης τιμής της παραμέτρου που αναλύεται.

Τελικά, με βάση αυτό το πεδίο τιμών στους κόμβους, το χρησιμοποιούμενο «πακέτο» γραφικών οδηγεί στην Ανάλυση της θεωρούμενης μετεωρολογικής παραμέτρου.

Στους χάρτες 11.10.1... 4 απεικονίζονται παραδείγματα τέτοιων αναλύσεων, για την επιφάνεια και 3 ισοβαρικές επιφάνειες. Με την ολοκλήρωση αυτού του βήματος της αντικειμενικής ανάλυσης (Χάρτες Ανάλυσης των διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων) ο αναλυτής μετεωρολόγος έχει τη δυνατότητα της σωστής διάγνωσης του παρόντος ή παρελθόντος καιρού, πά-

νω από μία δεδομένη γεωγραφική περιοχή, σχεδόν με βεβαιότητα. Η διάγνωση βέβαια αυτή απαιτεί και επιστημονική μετεωρολογική γνώση και σχετική εμπειρία.

Η διαδικασία της πρόγνωσης του καιρού για τα επόμενα 1, 2, 3, 24ωρα αρχίζει μετά την ολοκλήρωση της Ανάλυσης.

Για το σκοπό αυτό γίνεται ουσιαστικά χρήση του επιλεγμένου αριθμητικού Μοντέλου. Η ολοκλήρωση των διαφορικών εξισώσεων με μερικές παραγώγους ως προς το χρόνο, για  $t = 24$  ώρες, π.χ., δίνει σε κάθε κόμβο του χρησιμοποιούμενου πλέγματος νέες τιμές των παραμέτρων που υπεισέρχονται στις διαφορικές αυτές εξισώσεις.

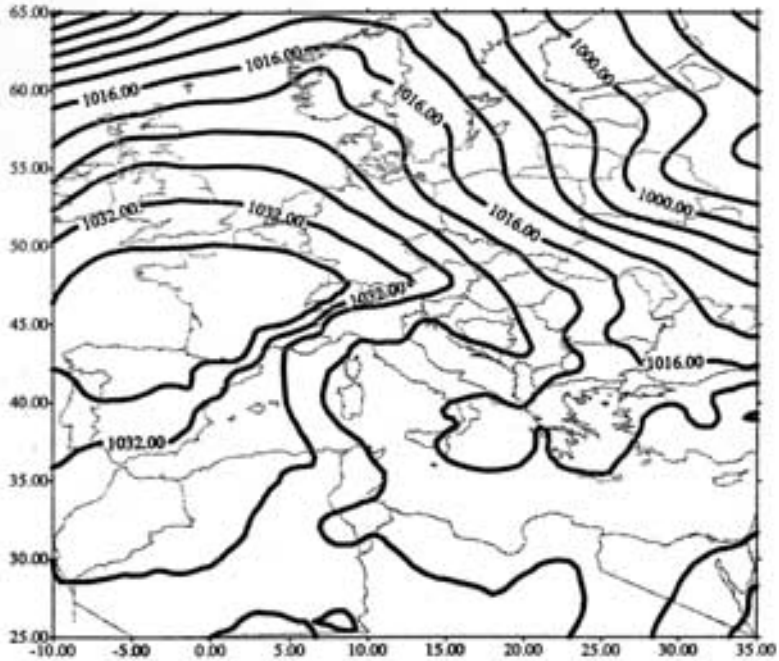
Ως αρχικές τιμές (input data) χρησιμοποιούνται οι τιμές της Ανάλυσης για τους εν λόγω κόμβους. Η επεξεργασία του νέου αυτού πεδίου τιμών, που είναι προφανώς προγνωστικές για το επόμενο 24ωρο, με «πακέτο» γραφικών, δίνει νέους «Χάρτες Καιρού» που τώρα λέγονται **Προγνωστικοί Χάρτες**. Η διαδικασία φυσικά αυτή επαναλαμβάνεται και για τα επόμενα 24ωρα.

Η σωστή ερμηνεία των προγνωστικών αυτών Χαρτών Καιρού, σε ό,τι αφορά τα γεωγραφικά διαμερίσματα μιας χώρας είναι υπόθεση των μετεωρολόγων του Εθνικού Μετεωρολογικού Κέντρου της χώρας αυτής. Για τη σωστή ερμηνεία των προγνωστικών αυτών χαρτών Καιρού, άρα και την επιτυχή πρόγνωση του καιρού, απαιτείται και επιστημονική μετεωρολογική γνώση και σχετική εμπειρία. Συνεπώς, γενικά επιτυχής πρόγνωση του καιρού είναι και θέμα επιστήμης και θέμα τεχνικής εμπειρίας.

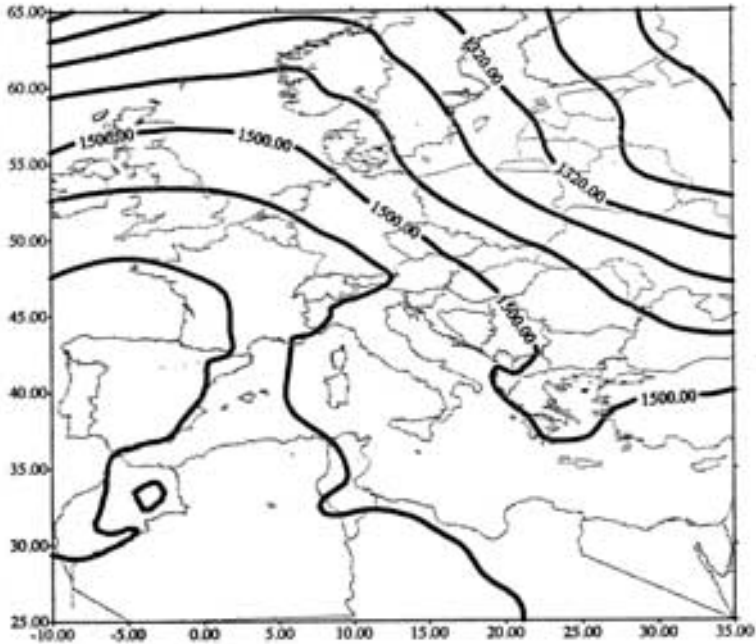
Επειδή οι λύσεις που δίνει το οποιοδήποτε χρησιμοποιούμενο Μοντέλο δεν είναι πλήρεις αλλά μερικές, αυτό σημαίνει ότι δεν υπάρχει βεβαιότητα στην οποιαδήποτε πρόγνωση του καιρού. Οι ειδικοί συμφωνούν ότι όσο και να βελτιωθούν τα Μοντέλα, πάντοτε θα υπάρχει, στην πρόγνωση του Καιρού, ένα ποσοστό αποτυχίας.

Έτσι, οι όποιες προσπάθειες που συνεχώς καταβάλλονται, έχουν στόχο όχι την απόλυτη επιτυχία (100%) στην πρόγνωση του καιρού, αλλά απλά το ανέβασμα συνεχώς του ποσοστού επιτυχίας.

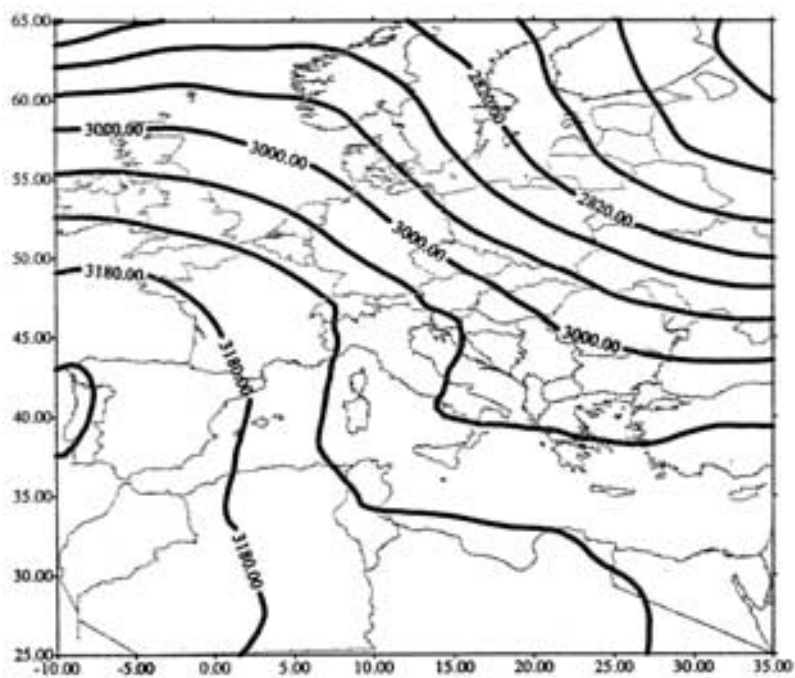
Μία πρόγνωση του καιρού θεωρείται συνήθως αξιόπιστη όταν κατά μέσο όρο έχει ποσοστό επιτυχίας  $\geq 70\%$ . Γι' αυτό όλα τα Εθνικά Μετεωρολογικά Κέντρα, σε παγκόσμιο δηλαδή επίπεδο, αποφεύγουν να δίνουν πρόγνωση καιρού πέραν του 144 ώρες.



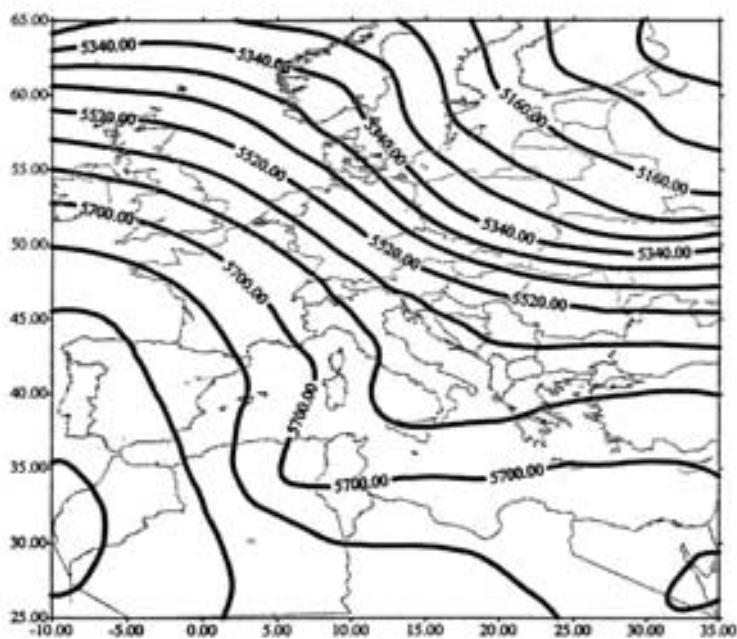
Χάρτης 11.10.1 ECMWF Ισοβαρική Ανάλυση σε Μέση Στάθμη Θάλασσας (MSL)



Χάρτης 11.10.2 ECMWF Ανάλυση Γεωδυναμικών Υψών στα 850 hPa



Χάρτης 11.10.3 ECMWF Ανάλυση Γεωδυναμικών Υψών στα 700 hPa



Χάρτης 11.10.4 ECMWF Ανάλυση Γεωδυναμικών Υψών στα 500 hPa

Γ) Έτσι, το δήμερο είναι η απάντηση στο ερώτημα ποιος είναι ο μέγιστος χρόνος προγνωσικότητας. Πρέπει, βέβαια, να σημειωθεί ότι η Στατιστική έχει δείξει επίσης ότι και εντός του δήμερου το ποσοστό επιτυχίας στην πρόγνωση ελαττώνεται όσο πλησιάζουμε προς το τέλος του δημέρου. Γι' αυτό τα Εθνικά μετεωρολογικά Κέντρα αναφέρονται, σε καθημερινή βάση, συνήθως, μόνο στην πρόγνωση του καιρού για το επόμενο δήμερο.

Προγνώσεις, λοιπόν, του καιρού πέραν του δημέρου δεν είναι σωστές. Το ενδεχόμενο καμιά φορά να βγουν σωστές θα οφείλεται, απλά, στην τύχη.

Είναι, όμως, γεγονός ότι ο κόσμος θέλει να γνωρίζει τι πρόκειται να συμβεί, από την άποψη του καιρού, από το καλοκαίρι τον ερχόμενο χειμώνα και αντιστρόφως. Προς την κατεύθυνση αυτή έχουν αναπτυχθεί, σε ορισμένα ερευνητικά κέντρα, **Κλιματικά Μοντέλα** που προσπαθούν να απαντούν στο ερώτημα αυτό. Όμως, αυτού του είδους οι απαντήσεις δεν είναι προγνώσεις καιρού με την αυστηρή έννοια του όρου, αλλά απλά εκτιμήσεις που δείχνουν αν και κατά πόσον η μέση τιμή της θερμοκρασίας του αέρα και της βροχόπτωσης, π.χ. θα βρίσκονται πάνω ή κάτω από την κανονική τιμή.

Πρέπει βέβαια να αναφερθεί εδώ ότι ο έλεγχος της ακρίβειας μιας πρόγνωσης του καιρού είναι δύσκολο πρόβλημα.

Έτσι, μια πρόγνωση καιρού που είναι πλήρως επιτυχής ως προς τη θερμοκρασία και τον άνεμο, αλλά αποτυγχάνει μερικές ώρες στην εμφάνιση της βροχής, θεωρείται αποτυχία από έναν αγρότη που δεν πρόφθασε να μαζέψει την απλωμένη σταφίδα του, γιατί η βροχή άρχισε νωρίτερα απ' ό τι είπε το δελτίο καιρού, ενώ για τον ναυτικό που ενδιαφέρεται κυρίως μόνο για τον άνεμο ή πρόγνωση αυτή είναι άριστη.

Πάντως όλες οι μετεωρολογικές Υπηρεσίες έχουν κάποιο τρόπο για τη βαθμολόγηση της πρόγνωσης του καιρού. Οι στατιστικές δείχνουν ότι και στη χώρα μας υπάρχει σημαντική βελτίωση στις προγνώσεις της ΕΜΥ.

### **11.11. Παράδειγμα πρόγνωσης του καιρού 24-36 ωρών**

Για καλύτερη κατανόηση του γενικού προβλήματος της πρόγνωσης του καιρού αναφέρεται παρακάτω ένα παράδειγμα πρόγνωσης καιρού 24-36 ωρών, στη χώρα μας, όπως ακριβώς περιγράφεται, σε σχετικό δημοσίευμα της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (Ε.Μ.Υ.), από τον Δρ. Ν. ΠΡΕΖΕΡΑΚΟ.

Στο Σχήμα 1 απεικονίζεται ο χάρτης καιρού επιφάνειας της 16-3-1981 και ώρας 00.00 G.M.T. (Χάρτης Ανάλυσης).

Ο χάρτης αυτός έγινε στο κέντρο πρόγνωσης του καιρού της Ε.Μ.Υ.

Όπως είναι φανερό, στη χώρα μας, κατά την ώρα αυτή δεν επικρατεί κάποιο αξιόλογο βαρομετρικό σύστημα.

Στην περιοχή όμως της Β. Ιταλίας, της Τυνησίας υπάρχουν βαρομετρικά συστήματα, ενώ ο μεταξύ τους χώρος ελέγχεται από ένα ψυχρό μέτωπο. Η Βόρεια επίσης ηπειρωτική Ευρώπη ελέγχεται και από θερμό και ψυχρό μέτωπο. ΝΑ της χώρας μας επικρατούν μάλλον υψηλές πιέσεις.

Με δεδομένα τα στοιχεία που έδωσαν τον χάρτη αυτό (σχήμα 1) προέκυψε, από κάποιο μεγάλο Ευρωπαϊκό Κέντρο, ο προγνωστικός χάρτης επιφάνειας 24 ωρών (Σχήμα 2). Ο χάρτης αυτός ισχύει δηλ. για την επόμενη μέρα 17-3-1981 και ώρα 00.00 G.M.T.

Σύμφωνα με τον χάρτη αυτό, που έγινε με τη χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή, με τη μεθοδολογία που αναπτύξαμε περίπου παραπάνω, το καμπλό της Β. Ιταλίας προβλέπεται να προχωρήσει ανατολικότερα, έτσι ώστε η πιθανότητα να επηρεάσει τον καιρό της χώρας μας παρουσιάζεται αυξημένη.

Σ' ό,τι αφορά τώρα την συνοπτική κατάσταση της ελεύθερης ατμόσφαιρας παρατηρείται ότι: στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 mb για την ίδια μέρα και ώρα (16-3-1981, 00.00 G.M.T.) (σχήμα 3) υπάρχει ένας **αυλώνας** (Trough) στην περιοχή του Κόλπου του Λέοντα που εκτείνεται ως τα δυτικά της Τυνησίας, ενώ μια «έξαρση» (ridge) μόλις έχει περάσει από τη χώρα μας. Η ροή με άλλα λόγια πάνω από τη χώρα μας είναι περισσότερο ζωνική.

(Όπως είναι γνωστό οι γραμμές στους χάρτες αυτούς λέγονται **ισοϋψείς** και οι αριθμοί: 5400, 5460... αναφέρονται στα γεωδυναμικά ύψη (g.p.m.), ενώ οι διακοπτόμενες γραμμές λέγονται **ισόθερμες** καμπύλες και οι αριθμοί -20, -25.. σημαίνουν °C.)

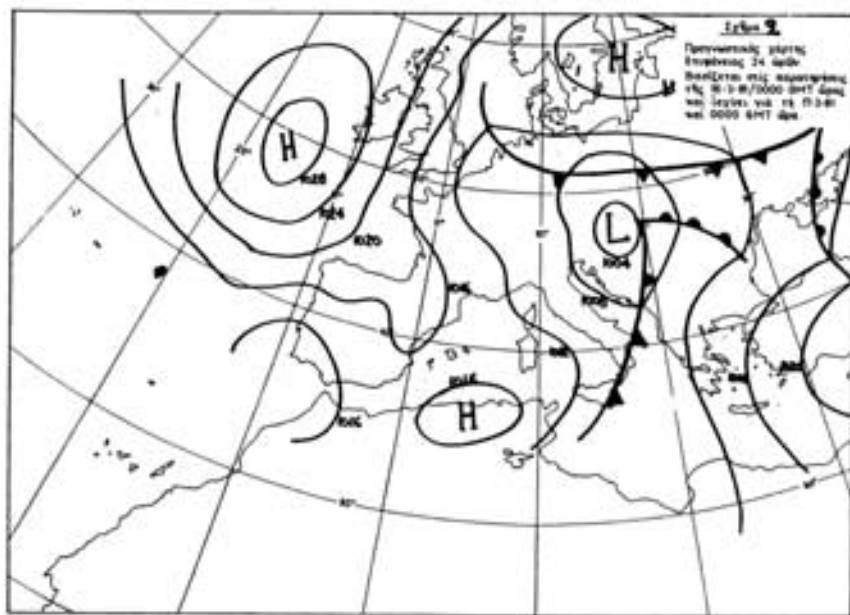
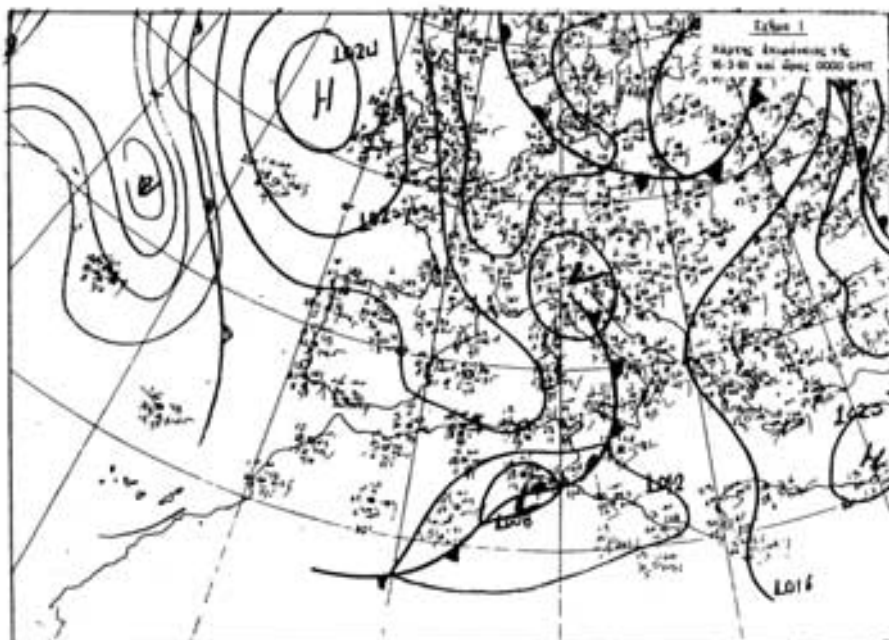
Στο σχήμα 4 εξάλλου απεικονίζεται ο προγνωστικός χάρτης της ισοβαρικής επιφάνειας των 500mb που βασίζεται στον προηγούμενο χάρτη και ισχύει έτσι για την επόμενη ακριβώς μέρα και ώρα δηλ. στις 17-3-1981 και 00.00 G.M.T. ώρα.

Όπως είναι φανερό ο αυλώνας που ήταν στην γραμμή Κόλπου του Λέοντα - Τυνησίας προβλέπεται να μετατοπισθεί δυτικότερα πάνω στην Ιβηρική χερσόνησο ενώ ένας νέος αυλώνας αρχίζει να σχηματίζεται στη γραμμή Αλβανίας - Δυτικής Γιουγκοσλαβίας.

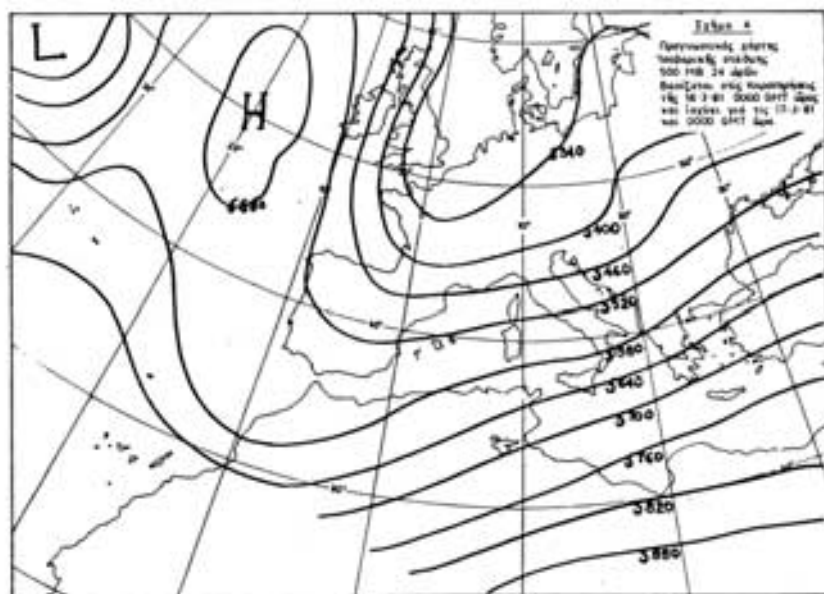
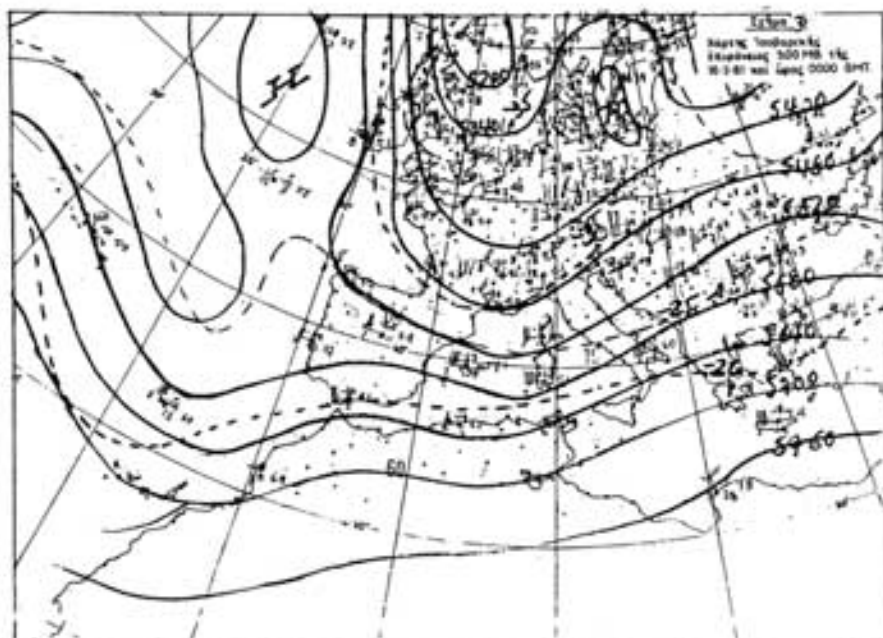
Τα παραπάνω συνοπτικά στοιχεία μαζί με άλλες πληροφορίες επέβαλαν στο προγνωστικό κέντρο της Ε.Μ.Υ. να δώσει στις 13.00 τοπική ώρα (L.T) της 16-3-1981 την εξής πρόγνωση του καιρού:

«Σήμερα 16-3-1981 στην Κεντρική και Βόρεια Ελλάδα προβλέπονται νεφώσεις με τοπικές βροχές ενώ στην υπόλοιπη χώρα προβλέπονται αραιές νεφώσεις».

Αύριο 17-3-1981, στην Βόρεια Ελλάδα, στην αρχή προβλέπονται νεφώσεις με λίγες βροχές αλλά γρήγορα ο καιρός θα βελτιωθεί. Στην υπόλοιπη χώρα προβλέπεται καλός καιρός με αραιές νεφώσεις. Τις πρωινές ώρες η ορατότητα θα είναι τοπικά περιορισμένη. Οι άνεμοι θα πνέουν από νότιες διευθύνσεις ασθενείς μέχρι μέτριοι. Η θάλασσα θα είναι λίγο ταραγμένη και στο Αιγαίο τοπικά ταραγμένη. Η θερμοκρασία θα κυμανθεί στα πεδινά της Κεντρικής και Βόρειας χώρας από 9°C μέχρι 19°C ενώ στα πεδινά της υπόλοιπης χώρας από 12°C μέχρι 22°C. Ειδικότερα:







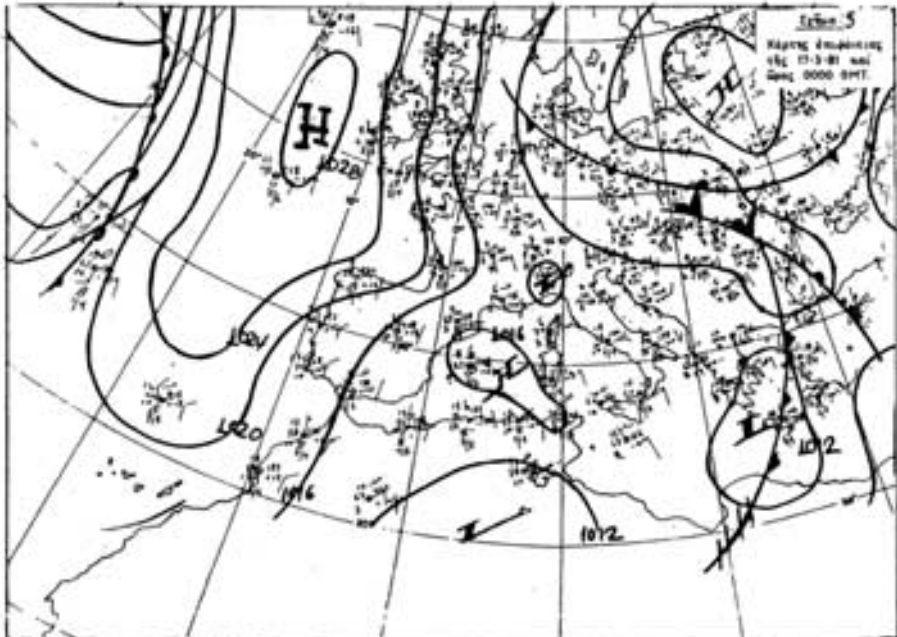
α) Για την **ΑΤΤΙΚΗ**: σήμερα 16-3-1981 και αύριο 17-3-1981 προβλέπονται αραιές νεφώσεις. Οι άνεμοι θα πνέουν από Νότιες διευθύνσεις ασθενείς έως μέτριοι. Η θάλασσα στο Σαρωνικό και Νότιο Ευβοϊκό θα είναι λίγο ταραγμένη έως ταραγμένη. Η θερμοκρασία θα κυμανθεί στην Αθήνα από 12°C μέχρι 22° C.

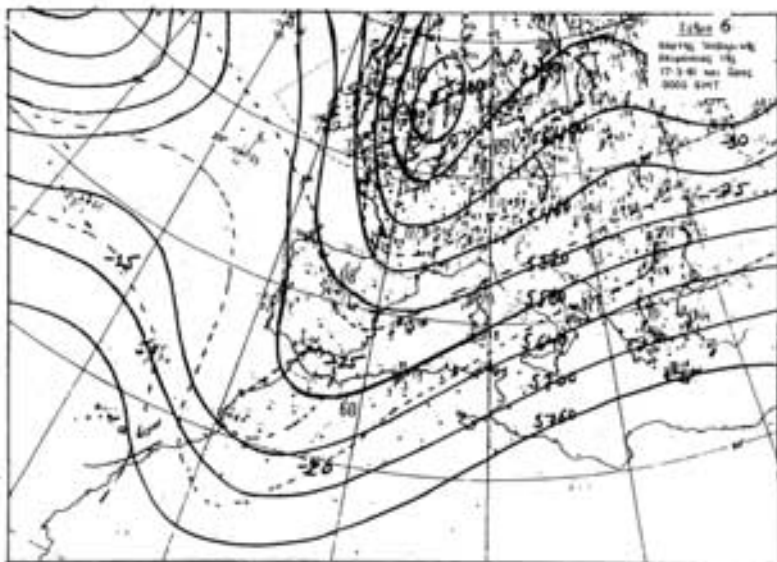
β) Για τη **ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ** σήμερα 16-3-1981 προβλέπονται νεφώσεις με παροδική βροχή. Αύριο 17-3-1981 προβλέπονται στην αρχή νεφώσεις με πιθανότητα βροχής αλλά γρήγορα ο καιρός θα βελτιωθεί. Οι άνεμοι θα πνέουν από νότιες διευθύνσεις ασθενείς μέχρι μέτριοι. Η θάλασσα στο Θερμαϊκό θα είναι λίγο ταραγμένη. Η θερμοκρασία στην πόλη της Θεσσαλονίκης θα κυμανθεί από 10°C μέχρι 18°C.

Αν δελήσουμε τώρα να επαληθεύσουμε την πρόγνωση αυτή να δούμε δηλ. το κατά πόσο ήταν πετυχημένη ή όχι παρατηρούμε τα εξής:

Για την Αθήνα, τα στοιχεία της 17-3-1981 δείχνουν ότι είχαμε μια σχεδόν άριστη πρόγνωση.

Σ' ό,τι αφορά όμως την Θεσσαλονίκη τα ίδια στοιχεία έδειξαν ότι είχαμε μια ανεπιτυχή, κακή πρόγνωση. Η βροχή για την οποία έδινε πιθανότητα η πρόγνωση δεν εμφανίστηκε, στην θερμοκρασία η απόκλιση ήταν για μεν την ελάχιστη 3°C, για δε την μέγιστη 1°C και στον άνεμο υπήρξε μερική επιτυχία. Το ερώτημα είναι ποια είναι η αιτία;



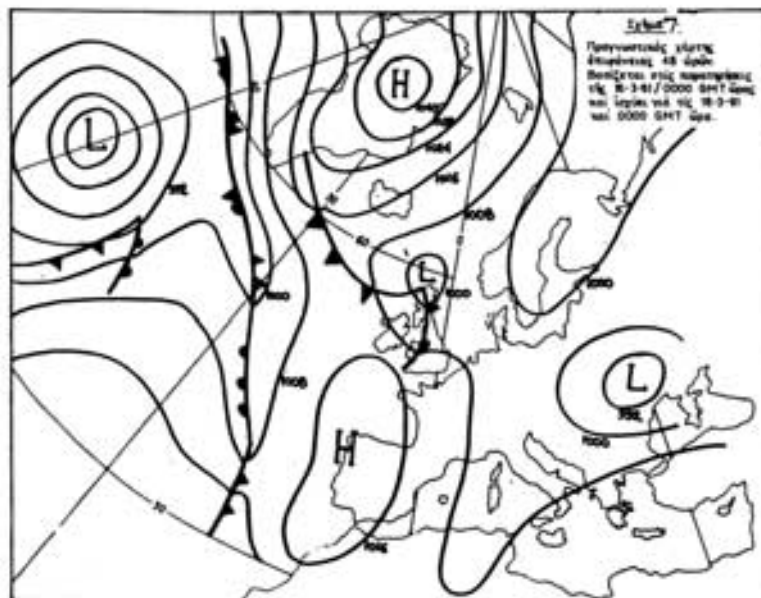


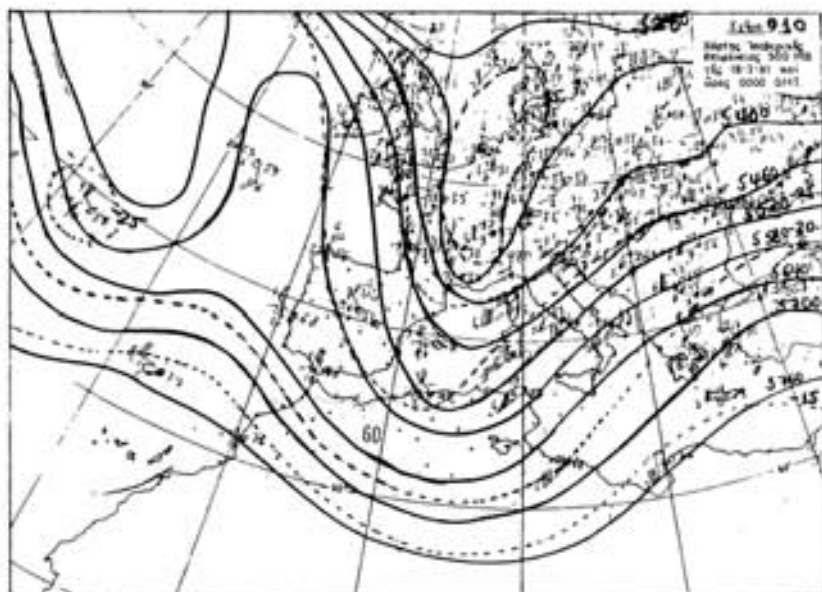
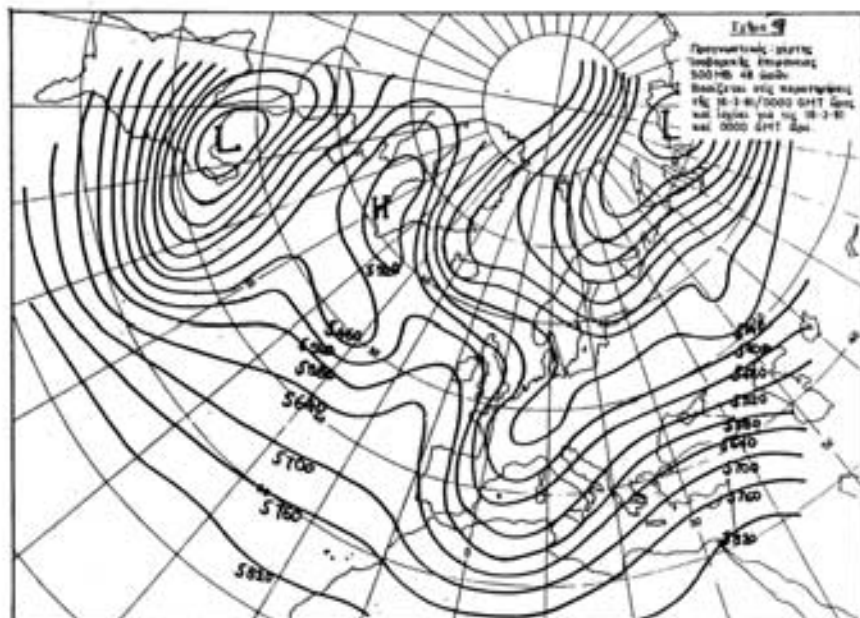
Συγκρίνοντας τον προγνωστικό χάρτη επιφάνειας της 17-3-1981 (Σχήμα 2) με τον πραγματικό της ίδιας μέρας και ώρας (Σχήμα 5) παρατηρούμε ότι οι δύο χάρτες έχουν αρκετή ομοιότητα αλλά στην περιοχή της χώρας μας υπάρχουν διαφορές. Ενώ το ψυχρό μέτωπο του βαρομετρικού χαμηλού που υπήρχε βρέθηκε ακριβώς πάνω από το Αιγαίο ο προγνωστικός χάρτης (Σχήμα 2) πρόβλεπε σαν θέση τη γραμμή Σικελία - Ν. Ιταλία - Αδριατική - Γιουγκοσλαβία. Συγκρίνοντας επίσης τους χάρτες: (Σχήμα 4 & Σχήμα 6) διαπιστώνουμε ότι οι χάρτες αυτοί, προγνωστικός και πραγματικός, έχουν αρκετή ομοιότητα αν και η ισοϋψής καμπύλη 564gpm στον προγνωστικό μεν περνάει από την Αθήνα, ενώ στον πραγματικό περνάει βορειότερα από την Μακεδονία. Επίσης ο αυλώνας που υπάρχει στον προγνωστικό χάρτη κατά μήκος της γραμμής Αλβανία - Δ. Γιουγκοσλαβία δεν υπάρχει στον πραγματικό.

Βλέπουμε λοιπόν ότι οι προγνωστικοί χάρτες που χρησιμοποιήθηκαν δεν ήταν εξολοκλήρου επιτυχείς. Έτσι, το αποτέλεσμα ήταν μια πρόγνωση επιτυχής για την Αθήνα, ανεπιτυχής όμως για την Θεσσαλονίκη και για την υπόλοιπη χώρα γενικά επιτυχής.

Πρέπει βέβαια να σημειωθεί ότι στην καθημερινή πράξη οι προγνώστες Μετεωρολόγοι δεν βασίζονται μόνο στους προγνωστικούς χάρτες που πολλές φορές και διορθώνουν κατά την κρίση τους αλλά και στην πείρα τους σ' ότι αφορά την συμπεριφορά των καιρικών συστημάτων γενικά πάνω από την χώρα μας.

Τέλος με τους χάρτες (Σχήμα 7, 8, 9 και 10) που αναφέρονται στην πρόγνωση 48 ωρών δηλ. για τις 18-3-1981 παρατηρούμε ότι ο προγνωστικός χάρτης επιφάνειας 48 ωρών είναι ανεπιτυχής όσο αφορά τουλάχιστον το χώρο





της Ελλάδας. Μικρότερη όμως αποτυχία έχει ο προγνωστικός των 500mb για μετά από 48 ώρες.

Αρα μια πρόγνωση 48 ωρών που θα βασίζεται αποκλειστικά και μόνο στους παραπάνω χάρτες δεν μπορεί παρά να είναι μόνο μερικώς επιτυχημένη.

### **11.12. Η ακρίβεια που μπορεί να επιτευχθεί στην πρόγνωση του καιρού**

Όπως ήδη έχουμε πει, η προσπάθεια που γίνεται, αφορά απλά την αύξηση του ποσοστού επιτυχίας στην πρόγνωση και όχι τη βεβαιότητα δηλ. το 100% επιτυχίας.

Η ακρίβεια της θέσης του βαρομετρικού συστήματος που είναι υπεύθυνο για κάποιο καιρό που πρόκειται να συμβεί, εξαρτάται από το χρόνο κατ' αρχή της προγνωσικότητας και επίσης από την κλίμακα του συστήματος αυτού ως προς το χώρο και το χρόνο.

Για βαρομετρικά συστήματα ορισμένης, συνοπτικής κλίμακας, οι παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται η ακρίβεια της πρόγνωσης του καιρού είναι οι ακόλουθοι:

1. Οι τυχαίες διαταραχές που εμφανίζονται στην ατμόσφαιρα και που δεν λαμβάνονται υπόψη στα μοντέλα.
2. Λανθασμένες ή ελλειπείς αρχικές τιμές, για τη λύση του συστήματος των προγνωστικών εξισώσεων, οι οποίες οφείλονται φυσικά στον ανθρώπινο παράγοντα ή την μη σωστή λειτουργία των οργάνων, αλλά στη μη ύπαρξη πυκνού κατάλληλου δίκτυου μετεωρολογικών σταθμών. Η έλλειψη αρχικών τιμών αναφέρεται ιδιαίτερα στους ωκεανούς και στις ακατοίκητες περιοχές.
3. Η αδυναμία των μοντέλων, που λειτουργούν, να περιλάβουν και τις απότομες βέβαια φυσικές διαδικασίες των συστημάτων μικρής κλίμακας όπως είναι π.χ. οι μεμονωμένες καταιγίδες.
4. Υπολογιστικά λάθη των Ηλεκτρονικών Υπολογιστών σε κάθε χρονικό βήμα της πρόγνωσης.

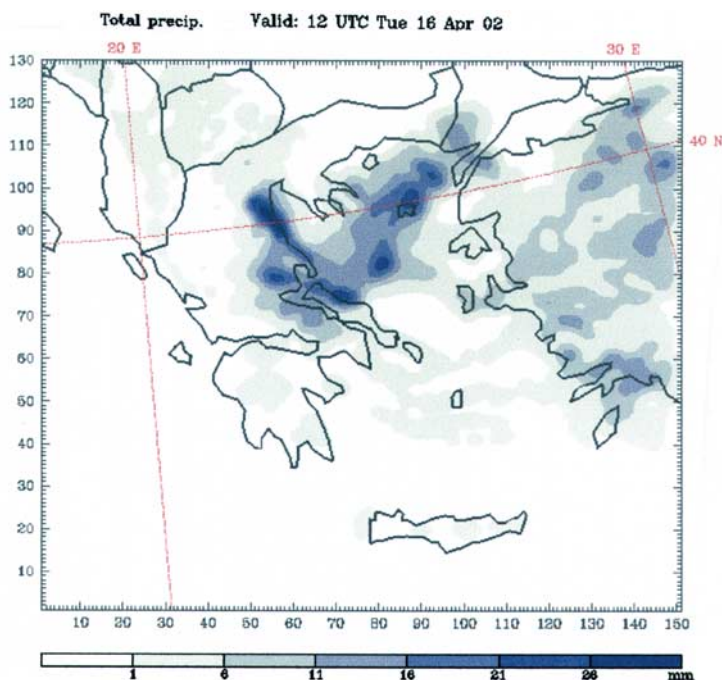
Πάντως πρέπει να αναφερθεί ότι τελικά και αυτός καθαυτός ο έλεγχος της ακρίβειας της πρόγνωσης είναι ένα δύσκολο πρόβλημα. Οι προγνώσεις ιδιαίτερα που γράφονται ή εκφωνούνται από τα μέσα ενημέρωσης του κοινού δηλ. τηλεόραση και ραδιόφωνο είναι περιγραφικές, εκλαικευμένες και έχουν οπωσδήποτε σε μεγάλο βαθμό υποκειμενικό χαρακτήρα. Η δυσκολία κυρίως είναι στο να αποφασίσει κανείς τι βαρύτητα θα δώσει στα επιμέρους στοιχεία της πρόγνωσης όπως είναι: η νέφωση, η βροχή, η θερμοκρασία, ο άνεμος ώστε τελικά να έχουμε μια εκτίμηση για την ακρίβεια της πρόγνωσης στο σύνολό της. Και αυτό γιατί η βαρύτητα που πρέπει να δοθεί σε κάθε επί μέρους μετεωρολογικό στοιχείο κρίνεται διαφορετικά από τις διάφορες κατηγορίες του κοινού που χρησιμοποιούν τις προγνώσεις αυτές. Επίσης τα στοιχεία αυτά έχουν διαφορετική βαρύτητα κατά τις διάφορες εποχές του έτους και στα διάφορα μέρη με διαφορετικό κλίμα.

Πρέπει, τέλος, να σημειωθεί ότι: Σήμερα με την εφαρμογή των νέων τεχνολογιών (πληροφορική), το πρόβλημα της πρόγνωσης του καιρού, έχει φύγει, κατά κάποιον τρόπο, από τα χέρια των εξειδικευμένων μετεωρολόγων. Και από γιατί τα προϊόντα επεξεργασίας των διαφόρων αριθμητικών Μοντέλων, που μεταδίδονται μέσω του διαδικτύου (Internet), απαιτούν απλά μια προσεκτική ανάγνωση την οποία, βεβαίως, μπορεί να κάνει και ο μη μετεωρολόγος.

Πιο συγκεκριμένα στο Χάρτη 11.12.1 που είναι ένα τέτοιο προϊόν, απεικονίζεται (χρωματική απεικόνιση) η πρόγνωση της βροχής, όπου υπάρχει, στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο. Προφανώς, για την πρόγνωση αυτή, του πεδίου βροχόπτωσης, ανά γεωγραφική περιοχή, απαιτείται απλά μία προσεκτική ανάγνωση.

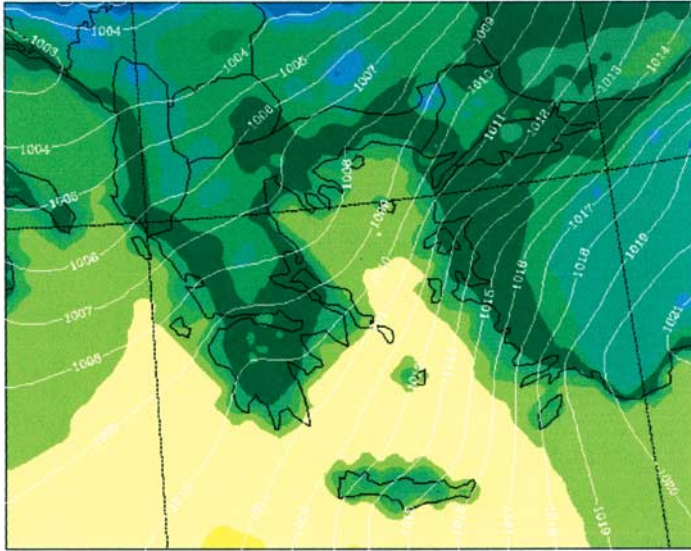
Το ίδιο ισχύει: α) για την πρόγνωση θερμοκρασίας του αέρα στα 2 μ. ύψος από το έδαφος (Χάρτης 11.12.2), β) για την πρόγνωση του πεδίου του ανέμου στα 10 μ. ύψος (Χάρτης 11.12.3) και γ) για την πρόγνωση της ακριβούς γεωγραφικής θέσης των διαφόρων βαρομετρικών συστημάτων στον ευρύτερο ευρωπαϊκό χώρο (Χάρτης 11.12.4).

Είναι, όμως, αλήθεια ότι με την ως άνω διαδικασία, η πρόγνωση του καιρού γίνεται έρμαιο, απλά, της όποιας προσεγγιστικής μαθηματικής ανάλυσης. Δεν υπεισέρχεται σε μια τέτοια διαδικασία το στοιχείο της εμπειρίας-τέχνης του εξειδικευμένου μετεωρολόγου. Ας μη ξεχνάμε όμως ότι η πρόγνωση του καιρού είναι και επιστήμη και τέχνη-εμπειρία.



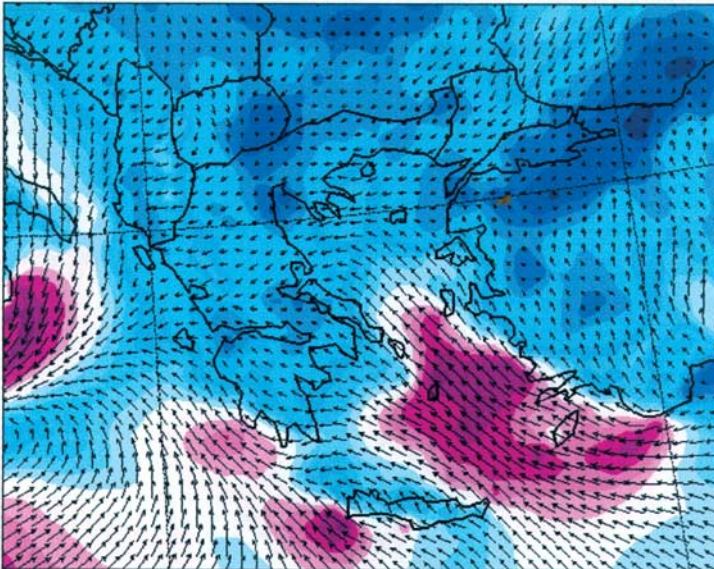
Χάρτης 11.12.1

University of Athens (AM&WFG) SKIRON Forecast  
Temperature at 2m and Sea Level Pressure 10.01.03 at 06 UTC



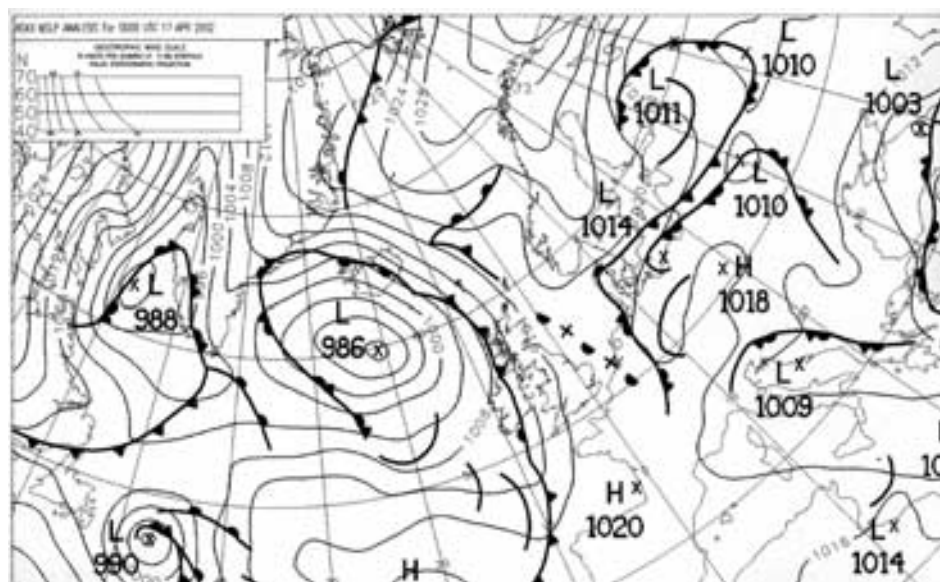
Χάρτης 11.12.2

University of Athens (AM&WFG) SKIRON Forecast  
Winds (m/s) at 10 m 11.01.03 at 12 UTC



Χάρτης 11.12.3





Χάρτης 11.12.4

**ΦΡΟΝΤΙΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ  
ΓΕΝΙΚΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ**



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ

### A) Γενικά

Το αντιπροσωπευτικό Μοριακό Βάρος (MB) μίγματος αερίων που δεν επιδρούν το ένα στο άλλο δίνεται από τη σχέση:

$$MB = \frac{m_1 + m_2 + m_3 + \dots}{\frac{m_1}{MB_1} + \frac{m_2}{MB_2} + \frac{m_3}{MB_3} + \dots} \quad (1)$$

όπου  $MB_1, MB_2, MB_3, \dots$  τα μοριακά βάρη των συστατικών του μίγματος και  $m_1, m_2, m_3, \dots$  οι μάζες των συστατικών οι οποίες αντιστοιχούν σε ορισμένο όγκο του μίγματος.

Αν τα αέρια συστατικά του μίγματος δίνονται με την κατ' όγκον (%) περιεκτικότητά της τότε η σχέση (1) γράφεται:

$$MB = MB_1 \cdot \alpha_1\% + MB_2 \cdot \alpha_2\% + MB_3 \cdot \alpha_3\% + \dots \quad (2)$$

όπου  $\alpha_1\%, \alpha_2\%, \alpha_3\%$  οι κατ' όγκον περιεκτικότητες του κάθε ένα συστατικού στο μίγμα.

### B) ΛΥΜΕΝΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ

- 1) Να υπολογιστεί το αντιπροσωπευτικό μοριακό βάρος του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα, αν η κατ' όγκον σύστασή του είναι:  $N_2 = 78\%, O_2 = 21\%, Ar = 1\%$  (δίδονται:  $MB_{N_2} = 28, O_2 = 32, Ar = 40$ )

#### Λύση

Από τη σχέση (2) έχουμε:

$$MB = 28 \times 0,78 + 32 \times 0,21 + 40 \times 0,01 = 28,96$$

- 2) Να υπολογιστεί το "ισοδύναμο ύψος" του  $O_3$  στην ατμόσφαιρα, αν η μέση μάζα ( $\bar{m}$ ) μιας ατμοσφαιρικής στήλης τομής  $S = 1\text{cm}^2$  είναι  $(\bar{m}) = 1 \text{Kgr}$  και η μέση αναλογία ανάμεσα στη μάζα του  $O_3$  και τη μάζα του ατμ. αέρα είναι:  $0,17 \times 10^{-5}$ .

(δίδονται:  $MB_{O_3} = 48$ , ατμ. πίεση σε κανονικές συνθήκες  $P_o = 1013 \text{hPa}$  και η Παγκόσμια σταθερά των αερίων.  $R = 8,31 \text{Joule/mol. grad.}$ )

**Λύση**

Έχουμε  $m_{O_3}/m_a = 0,17 \times 10^{-5}$ . Στην προκειμένη περίπτωση είναι:  $m_a = 1 \text{ Kgr}$  άρα και  $m_{O_3} = 0,17 \times 10^{-5} \text{ Kgr}$ .

Ως "ισοδύναμο ύψος" θεωρούμε το πάχος  $h$  του στρώματος του  $O_3$  στις κανονικές συνθήκες"

Έτσι αν  $V_0$  είναι ο όγκος του στρώματος αυτού του  $O_3$ , που περιλαμβάνεται δηλ. στην ατμ. στήλη με  $S = 1 \text{ cm}^2$  υπό κανονικές συνθήκες, έχουμε:

$$(1) \quad V_0 = hS = h1 \times 10^{-4} \text{ (m}^3\text{)} \quad (\text{το } h \text{ σε m)}$$

Δεχόμενοι το  $O_3$  ως ιδανικό αέριο και εφαρμόζοντας τη γνωστή καταστατική εξίσωση των ιδανικών αερίων έχουμε:

$$P_0 V_0 = \frac{m_{O_3}}{M_{O_3}} RT_c \quad \text{ή με βάση τη σχέση (1)}$$

$$1013 \times 10^2 (P_a) h 10^{-4} = \frac{0,17 \times 10^{-5}}{48 \times 10^{-3}} 8,31 \cdot 273 \quad \text{και}$$

$$h = 7,93 \times 10^{-3} \text{ m} = 7,93 \text{ mm}$$

**Γ) ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΠΑ ΛΥΣΗ****α) ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ**

- 1.1) Πόσο γίνεται το MB του ξηρού ατμ. αέρα αν το 90% του  $O_2$  και το 10% του  $N_2$  βρεθούν σε διάσταση δηλ. ατομική μορφή (δίδονται: κ.ο. σύσταση του αέρα:  $N_2 = 78\%$ ,  $O_2 = 21\%$ ,  $Ar = 1\%$ , Μοριακά βάρη  $N_2 = 28$ ,  $O_2 = 32$ ,  $Ar = 40$ )
- 1.2) Δίδεται στήλη αέρος ύψους  $h = 1 \text{ km}$  και τομή  $s = 1 \text{ cm}^2$ . Η θερ/σία του αέρα αυτού είναι  $T = 215^\circ \text{K}$  και η πίεσή του  $P_a = 50 \text{ hPa}$ . Το ύψος ή πάχος του  $O_3$  μέσα στη στήλη αυτή είναι:  $35 \times 10^{-3} \text{ cm}$ . Να υπολογίσετε τον λόγο ανάμεσα στη μάζα του  $O_3$  στις κανονικές συνθήκες και της μάζας του αέρα στις παραπάνω συνθήκες.
- 1.3) Το ύψος της Τροπόπαυσης πάνω από τον Β. Πόλο είναι  $10 \text{ Km}$  ενώ το αντίστοιχο ύψος πάνω από τον Ισημερινό είναι  $16 \text{ Km}$ . Αν η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα πάνω από τις δύο αυτές περιοχές είναι  $\gamma = 0,6^\circ/100\text{m}$  και οι θερ/σίες στην επιφάνεια είναι αντίστοιχα:  $3^\circ \text{C}$  και  $20^\circ \text{C}$  να βρεθεί σε ποιά από τις δύο αυτές περιοχές η Τροπόπαυση είναι ψυχρότερη και κατά πόσο.

**β) ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ**

- 1.4) Να αποδειχθεί η σχέση:  $P_0 = P \times 10^{\frac{Z}{67,4 \bar{T}}}$  όπου  $P_0$  η ατμ. πίεση ανηγμένη στους  $0^\circ\text{C}$  και στη μέση στάθμη θάλασσας,  $P$  η πίεση στο ύψος  $Z$  ανηγμένη στους  $0^\circ\text{C}$  και  $\bar{T}$  η μέση θερμ/σία του στρώματος πάχους  $Z$ . Η σχέση αυτή είναι κατάλληλη για την αναγωγή της ατμ. πίεσης στην Μέση Στάθμη Θάλασσας.
- 1.5) Να βρεθεί η τιμή της ατμ. πίεσης στα 5, στα 8 και στα 16km μέσα στην ατμόσφαιρα, αν είναι γνωστό ότι αυτή ελαττώνεται κατά έναν παράγοντα του 10 για κάθε 16km αύξησης του ύψους. Να προσδιοριστεί επίσης το ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας του 1 mb (δίδεται  $P_0 = 1000$  mb).
- 1.6) Να βρεθεί το ύψος στο οποίο η πίεση γίνεται μηδέν για ομογενή ατμόσφαιρα με επιφανειακή πίεση  $P_0 = 1000$  mb και επιφανειακή θερμ/σία αέρος  $26^\circ\text{C}$ . Να υπολογιστεί επίσης το ύψος στο οποίο η πίεση γίνεται το μισό της επιφανειακής.
- 1.7) Αν κάποια στιγμή η "αναγνωσθείσα τιμή" της ατμ. πίεσης σ' ένα μετεωρολογικό σταθμό είναι  $P = 1007,8$  hPa, η θερμ/σία του βαρομέτρου είναι  $\Theta_\beta = 15,1^\circ\text{C}$ , η θερμ/σία του αέρα είναι  $\Theta_\alpha = 17,2^\circ\text{C}$ , το υψόμετρο του σταθμού είναι  $h = 30,5\text{m}$  και το γεωγ. πλάτος του τόπου είναι  $\Phi = 40^\circ\text{C}$ , να γίνει η αναγωγή της "αναγνωσθείσας τιμής":  
 α) στη θερμ/σία των  $0^\circ\text{C}$  ( $\lambda = 15 \cdot 10^{-6} \text{ grad}^{-1}$ ,  $K = 13,5 \cdot 10^{-5} \text{ grad}^{-1}$ )  
 β) στην επιφάνεια της μέσης στάθμης θάλασσας  
 γ) στην κανονική βαρύτητα  $\Phi = 45^\circ\text{C}$
- 1.8) Αν για δύο τόπους διαφορετικού υψομέτρου έχουμε  
 $P_1 = 762,3\text{mmHg}$     $\Theta_1 = 8,8^\circ\text{C}$     $e_1 = 8,9\text{mmHg}$     $h_1 = 259\text{m}$   
 $\varphi = 35^\circ$   
 $P_2 = 759,8\text{mmHg}$     $\Theta_2 = 5,9^\circ\text{C}$     $e_2 = 6,8\text{mmHg}$     $h_2 = ;$   
 να βρεθεί το υψόμετρο  $h_2$  του ανώτερου τόπου.

**γ) ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ**

- 1.9) Ποιά είναι η μεταβολή της μέσης θερμ/σίας ( $d\bar{T}$ ) του στρώματος: επιφάνεια εδάφους - 500 hPa αν κάποια στιγμή το γεωδυναμικό ύψος της στάθμης των 500 hPa αυξηθεί κατά 50 grm και η πίεση στην επιφάνεια του εδάφους αυξηθεί επίσης κατά 5 hPa. (δίδονται:  $\bar{T} = 260^\circ\text{K}$  και  $P_0 = 1000$  hPa)
- 1.10) Κατά πόσο πρέπει να μεταβληθεί η πίεση στην επιφάνεια του εδάφους ώστε παρά την αύξηση της μέσης θερμ/σίας του στρώματος: έδαφος - 700 hPa, κατά  $5^\circ\text{C}$ , το γεωδυναμικό ύψος της στάθμης των 700 hPa να παραμείνει σταθερό. (δίδονται:  $\bar{T} = 285^\circ\text{K}$  και  $P_0 = 995\text{hPa}$ )

- 1.11) Κατά πόσο πρέπει να μεταβληθεί η πίεση στην επιφάνεια του εδάφους ώστε το ύψος της στάθμης των 600 hPa να ελαττωθεί κατά 25 grm και η μέση θερμ/σία του στρώματος: έδαφος – 600hPa να ελαττωθεί κατά 4°C (δίδονται  $\bar{T} = 260^\circ\text{K}$  και  $P_0 = 990\text{hPa}$ )
- 1.12) Η οριζόντια βαροβαθμίδα στο ύψος της στάθμης των 700 hPa κάποια στιγμή είναι: 1 hPa/100km. Αν η θερμοκρασία του αέρα στη στάθμη αυτή είναι:  $-5^\circ\text{C}$  να υπολογιστεί η οριζόντια βαθμίδα του γεωδυναμικού στη στάθμη αυτή. (δίδεται:  $R_a = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ grad}^{-1}$ )
- 1.13) Να βρεθεί γενική σχέση με την οποία να προσδιορίζεται η θερμ/σία της στάθμης των 1000 hPa όταν είναι γνωστά: α) το πάχος του στρώματος: 1000/500 hPa και η θερμοβαθμίδα του στρώματος αυτού.
- 1.14) Ποιά είναι η θερμ/σία στη στάθμη των 1000 hPa όταν το πάχος του στρώματος: 1000/500 hPa είναι 5250m και η θερμοβαθμίδα του στρώματος αυτού είναι:  $0,6^\circ\text{C}/100\text{m}$ .
- 1.15) Να υπολογιστεί η θερμ/σία της στάθμης των 500hPa αν το πάχος του στρώματος: 1000/500hPa είναι 5520m και η θερμοβαθμίδα του στρώματος αυτού είναι  $0,7^\circ\text{C}/100\text{m}$ .

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

### A) ΛΥΜΕΝΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ

1) Να βρεθούν οι συναρτήσεις με τις οποίες μπορούν να υπολογιστούν: α) η αναλογία μίγματος ακόρεστου αέρα ( $r$ ) και β) η τάση των ακόρεστων υδρατμών ( $e$ ), όταν είναι γνωστές μόνο οι ενδείξεις του ψυχομέτρου August,  $\Theta$  και  $\Theta'$ .

#### Λύση

Δεχόμαστε καταρχήν ότι ο χώρος γύρω από τη λεκάνη του υγρού θερμομέτρου, του ψυχομέτρου August, είναι κορεσμένος από υδρατμούς θερμότητας  $\Theta'$ . Ο ακόρεστος αέρας, αναλογίας μίγματος  $r$  και θερμότητας  $\Theta$  που φθάνει, από τον περιβάλλοντα χώρο, στη στενή περιοχή της λεκάνης του υγρού θερμομέτρου αποκτά τελικά και αυτός θερμότητα  $\Theta'$ . Δηλ. σημειώνεται μία πώση της θερμότητας του κατά  $(\Theta - \Theta')$ .

Αυτό προκύπτει ως αποτέλεσμα απώλειας ποσού θερμότητας τόσο από τη μάζα  $m_a$  του δείγματος του ξηρού αέρα που περιέχει τους υδρατμούς αυτούς όσο και από την μάζα των υδρατμών  $m_v = r m_a$ .

Δηλ. ισχύει:

$$Q_1 = m_a c_{pa} (\Theta - \Theta') + r m_a c_{pv} (\Theta - \Theta') \quad \text{ή}$$

$$Q_1 = m_a (c_{pa} + c_{pv} r) (\Theta - \Theta')$$

όπου  $c_{pa}$  και  $c_{pv}$  είναι οι ειδικές θερμότητες υπό σταθερή πίεση του ξηρού αέρα και των υδρατμών αντίστοιχα.

Το ποσό όμως αυτό  $Q_1$  χρησιμοποιείται για την εξάτμιση ποσότητας νερού, ώστε ο ακόρεστος αέρας να μετατραπεί σε κορεσμένο με υδρατμούς στην περιοχή του υγρού θερμομέτρου.

Η μεταβολή της αναλογίας μίγματος  $r$  του ακόρεστου δείγματος μέχρι τον κορεσμό του θα είναι:

$$\Delta r = r_s(\Theta') - r$$

Άρα η νεοδημιουργούμενη, από την εξάτμιση, μάζα των υδρατμών θα είναι:

$$m'_v = m_a (r_s(\Theta') - r)$$

Το ποσό της θερμότητας που απαιτήθηκε για τη δημιουργία της μάζας αυτής των υδρατμών είναι:



$$Q_2 = m'_v L$$

όπου  $L$  η λανθάνουσα θερμότητα εξαερώσεως του νερού. Έχουμε:

$$Q_2 = m_a (r_s (\Theta') - r) L$$

Επειδή τελικά στο χώρο της λεκάνης του υγρού θερμομέτρου δημιουργείται θερμοδυναμική ισορροπία θα ισχύει:

$$Q_1 = Q_2 \text{ ή}$$

$$m_a (c_{pa} + c_{pv} (\Theta - \Theta')) = m_a (r_s (\Theta') - r) L$$

Και άρα:

$$r = \frac{L r_s (\Theta') - c_{pa} (\Theta - \Theta')}{L + c_{pv} (\Theta - \Theta')}$$

Και επειδή  $L \gg c_{pv} (\Theta - \Theta')$  ( $L \approx 596 \text{ cal gr}^{-1}$ ,  $c_{pv} \approx 0,460 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$ ,  $c_{pa} = 0,240 \text{ cal} \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$ )

μπορούμε να δεχτούμε ότι:  $L + C_{pv} (\Theta - \Theta') \approx L$ .

Έτσι η παραπάνω σχέση παίρνει την απλούστερη μορφή:

$$r = r_s (\Theta') - \frac{C_{pa}}{L} (\Theta - \Theta') \quad \text{ή}$$

$$r = r_s (\Theta') - 0,0004 (\Theta - \Theta') \quad (1)$$

Ως γνωστόν ισχύουν οι σχέσεις:

$$r = 0,622 \frac{e}{p-e} \quad \text{και}$$

$$r_s = 0,622 \frac{e_s}{p-e_s}$$

Έτσι η σχέση (1) γράφεται

$$0,622 \frac{e}{p-e} = 0,622 \frac{e_s (\Theta')}{p - e_s (\Theta')} - 0,0004 (\Theta - \Theta') \quad (2)$$

Θεωρώντας ότι  $p - e \approx p$  και  $p - e_s (\Theta') \approx p$  η (2) γράφεται:

$$e = e_s (\Theta') - 0,00065 P (\Theta - \Theta') \quad \boxed{\text{ή}}$$

γενικότερα

$$e = e_s (\Theta') - \frac{c_{pa}}{L 0,622} P (\Theta - \Theta')$$

2) Να αποδειχθεί, με τη βοήθεια της γνωστής σχέσης των Clausius - Clapeyron, ότι κατά την ελάτωση της θερμότητας κορεσμένης αέριας μάζας κατά  $dT$  συμπυκνώνονται:

$$\rho_v \approx 2000 \frac{L_v e_s}{T^3} \text{ gr/m}^3$$

Το  $L$  θα εκφράζεται σε  $\text{cal gr}^{-1}$  και το  $e$  σε  $\text{mbs}$ .

### Λύση

Ισχύουν οι σχέσεις:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \quad (\text{Clausius - Clapeyron}) \quad (1)$$

$$r_s = \frac{\rho_v}{\rho_a} \quad (2)$$

$$r_s = 0,622 \frac{e_s}{p} \quad (3)$$

Οι (2) και (3) γράφονται αντίστοιχα:

$$\frac{dr_s}{dT} = \frac{1}{\rho_a} \frac{d\rho_v}{dT} \quad (4)$$

$$\text{και } \frac{dr_s}{dT} = 0,622 \frac{1}{P} \frac{de_s}{dT} \quad (5)$$

Από τις (4) και (5) έχουμε:

$$0,622 \frac{1}{P} \frac{de_s}{dT} = \frac{1}{\rho_a} \frac{d\rho_v}{dT}$$

και με βάση την (1) έχουμε

$$0,622 \frac{1}{P} \frac{L_v e_s}{R_v T^2} = \frac{1}{\rho_a} \frac{d\rho_v}{dT} \quad \acute{\eta}$$

$$d\rho_v = 0,622 \frac{L_v e_s \rho_a}{P R_v T^2} dT \quad \text{και επειδή } P = \rho_a R_a T$$

έχουμε:

$$d\rho_v = 0,622 \frac{L_v e_s \rho_a'}{\rho_a R_a R_v P^3} dT \quad \acute{\eta}$$

καθότι  $R_a = 0,07 \text{ cal gr}^{-1} \text{ grad}^{-1}$  και  $R_v = 0,11 \text{ cal gr}^{-1} \text{ grad}^{-1}$  άρα  $R_a R_v = 0,0077 \text{ cal}^2 \text{ gr}^{-2} \text{ grad}^{-2}$

έχουμε:

$$d\rho_v = \frac{0,622}{0,0077} \frac{L_v e_s}{\text{cal}^2 \text{ gr}^{-2} \text{ grad}^{-2} T^3} dT \quad (6)$$

και εφόσον το  $L_v$  εκφράζεται σε  $\text{cal gr}^{-1}$  και το  $e_s$  σε mb ( $1\text{mb} = 10^2\text{N m}^{-2}$ ) η (6) γράφεται

$$d\rho_v = \frac{0,622 \text{ cal gr}^{-1} \cdot 10^2 \text{ N m}^{-2} \text{ grAd}}{\text{cal}^2 \text{ gr}^{-2} \text{ grAd}^{-2} \text{ grAd}^3} \quad \acute{\eta}$$

$$d\rho_v = \frac{62,2 \text{ gr N m}^{-2}}{0,0077 \text{ cal}} = \frac{62,2}{0,0077} \frac{\text{gr N m}^{-2}}{4,18 \text{ J}} = \frac{62,2}{0,0323} \frac{\text{gr N m}^{-2}}{\text{Nm}} \quad \acute{\eta}$$

$$d\rho_v = 1925,7 \frac{\text{gr}}{\text{m}^3} \approx 2000 \text{ gr/m}^3$$

Ετσι η σχέση (6) γράφεται:

$$d\rho_v \approx 2000 \frac{L_v e_s}{T^3} dT \quad \text{gr/m}^3$$

όταν το  $L_v$  εκφράζεται σε  $\text{cal/gr}$ , το  $e_s$  σε mb και  $T$  σε  $^\circ\text{C}$

## Β) ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΠΑΛΥΣΗ

- 2.1) Να υπολογιστεί η απόλυτη υγρασία του αέρα όταν κάποια στιγμή η μέν σχετική υγρασία είναι 40% η δε θερ/σία  $4^\circ\text{C}$ .
- 2.2) Να υπολογιστούν: η απόλυτη, η ειδική και η σχετική υγρασία του αέρα στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000 mb όταν κάποια στιγμή εκεί η θερ/σία είναι  $14^\circ\text{C}$  και η αναλογία μίγματος  $r = 5\text{gr/kg}$ .
- 2.3) Να υπολογιστούν: η αναλογία μίγματος και η ειδική υγρασία του αέρα όταν κάποια στιγμή η θερ/σία του αέρα είναι  $-17^\circ\text{C}$ , η σχετική υγρασία είναι 25% και η ατμοσφαιρική πίεση είναι 960 mbs.
- 2.4) Να υπολογιστούν: η σχετική και η ειδική υγρασία του αέρα όταν κάποια στιγμή η πυκνότητα των υδρατμών είναι  $10 \text{ gr/m}^3$ , η θερ/σία του αέρα είναι  $14^\circ\text{C}$  και η ατμ. πίεση είναι 1000 mbs.
- 2.5) Αν κάποια στιγμή οι υδρατμοί που υπάρχουν είναι το 2% της μάζας του δείγματος υγρού αέρα να υπολογιστούν: α) η αναλογία μίγματος β) η τάση των υδρατμών αν η ολική ατμ. πίεση είναι 976 mbs και γ) η μέγιστη τάση των υδρατμών αν η σχετική υγρασία είναι 79%.
- 2.6) Να υπολογιστούν η απόλυτη και η σχετική υγρασία του αέρα όταν οι ενδείξεις του ψυχομέτρου August και του βαρομέτρου είναι:
  - α)  $\Theta = 20,1^\circ\text{C}$      $\Theta' = 18,2^\circ\text{C}$      $P = 650 \text{ mm Hg}$
  - β)  $\Theta = 18,5^\circ\text{C}$      $\Theta' = 15,2^\circ\text{C}$      $P = 750 \text{ mm Hg}$

- 2.7) Πόσο είναι το ποσό των υδρατμών που θα συμπυκνωθεί από  $1\text{m}^3$  κορεσμένου αέρα, όταν η θερμότητα του ελαττωθεί από  $0^\circ\text{C}$  σε  $-1^\circ\text{C}$ .
- 2.8) Αν μέσα σ' ένα σύννεφο η θερμότητα αυξηθεί από  $0^\circ\text{C}$  στους  $5^\circ\text{C}$  να βρεθούν: α) κατά πόσο θα μεταβληθεί η τάση των υδρατμών και β) κατά την μεταβολή αυτή πόση ποσότητα νεφοσταγονιδίων θα εξατμιστεί; ( $R_v = 0,11 \text{ cal/gr. grad}$ ).
- 2.9) Να προσδιοριστεί το Μοριακό Βάρος υγρού ακόρεστου αέρα αναλογίας μίγματος  $r = 5 \text{ gr/Kgr}$ .
- 2.10) Σε κάποιο τόπο η μέση ημερήσια τιμή της θερμότητας του αέρα είναι  $\bar{T} = 280^\circ\text{K}$  και η μέση ημερήσια τιμή της τάσης των υδρατμών είναι  $\bar{e} = 8 \text{ mb}$ .  
Αν μέσα στο 24ωρο η μέση θερμότητα μεταβάλλεται κατά  $15^\circ\text{C}$  η δε τάση των υδρατμών μεταβάλλεται κατά  $2 \text{ mb}$  να βρεθεί: α) Πόσο % θα μεταβληθεί η σχετική υγρασία του αέρα μόνο από την μεταβολή της τάσεως των υδρατμών και β) πόσο % θα μεταβληθεί η σχετική αυτή υγρασία μόνο από την μεταβολή της θερμότητας.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ & ΤΕΤΑΡΤΟ

### A) ΛΥΜΕΝΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ

1) Ξηρός αέρας, μάζας 1gr και θερμότητας  $0^\circ\text{C}$  δέχεται ποσό θερμότητας 5 cal κάτω από πίεση 1000 mb. Κατά πόσο θα μεταβληθεί η θερμότητα αν ταυτόχρονα η πίεσή του ελαττωθεί κατά 50 mb.

#### Λύση

Με βάση το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα ισχύει η σχέση:

$$dq = c_v dT + p da \quad (1)$$

Από την καταστατική εξίσωση  $Pa = R_a T$  έχουμε:

$$P da + a dP = R_a dT \Leftrightarrow P da = R_a dT - a dP \quad (2)$$

$$\text{επίσης } a = \frac{R_a T}{P} \quad (3)$$

Έτσι η (1) γράφεται:

$$dq = C_v dT + R_a dT - \frac{R_a T}{P} dP \quad \text{ή}$$

$$dq = (c_v + R_a) dT - \frac{R_a T}{P} dP = c_p dT - \frac{R_a T}{P} dP \quad (4)$$

και αντικαθιστώντας τις τιμές στην (4) έχουμε

$$5 = 0,24 dT - \frac{0,0685 \cdot 273}{1000} (-50)$$

και  $dT = 16,8^\circ\text{C}$ .

2) Πόσο τοις % θα μεταβληθεί η πίεση του αέρα αν η εντροπία του (S) ελαττωθεί κατά  $0,043 \text{ J/gr. grad}$  και η θερμότητα του αυξηθεί 2%

#### Λύση

$$\text{Ισχύουν οι σχέσεις } ds = \frac{dq}{dT} \quad (1)$$

$$dq = c_p dT - a dT - a dP \quad \text{ή επειδή } Pa = R_a T$$

$$dq = c_p dT - \frac{R_a T}{P} dP \quad (2)$$

Από τις (1) και (2) έχουμε

$$ds = c_p \frac{dT}{T} - R_a \frac{dP}{P} \quad (3)$$

Αντικαθιστώντας στην (3) τις τιμές έχουμε:

$$0,043 \text{ (J/gr grad)} = 1,01 \text{ (J/gr grad)} \frac{2}{100} - 0,287 \text{ (J/gr grad)} \frac{dP}{P}$$

$$\text{και } \frac{dP}{P} = -0,08 = -8\%$$

- 3) Σε κλειστό χώρο υγροποιείται ποσότητα υδρατμών ίση με 0,8 gr/Kgr. Αν κατά την υγροποίηση αυτή η θερμότητα του χώρου ήταν 20°C να υπολογιστεί η αύξηση της θερμότητας μετά την υγροποίηση αυτή.

### Λύση

Για τη λανθάνουσα θερμότητα  $L$  εξαερώσεως – υγροποιήσεως ισχύει η σχέση:

$$L_{\Theta} = 597,3 - 0,556 \Theta \text{ cal/gr } (\Theta: \text{ η θερμότητα του αέρα)} \text{ άρα έχουμε}$$

$$L_{20} = 597,3 - 0,556 \cdot 20 = 586,2 \text{ cal/gr}$$

Άρα το ποσό της θερμότητας  $Q$  που ελευθερώθηκε θα είναι:

$$Q = 0,8 \text{ gr/kg} \times 586,2 \text{ cal/gr} \text{ ή}$$

$$Q = 469 \text{ cal/kg}$$

Το ποσό αυτό σύμφωνα με τη θερμοδυναμική σχέση  $Q = mc_p \Delta\Theta$  προκαλεί αύξηση της θερμότητας:

$$\text{για } m = 1 \text{ kg} \quad \Delta\Theta = \frac{Q}{mc_p} = \frac{469 \text{ cal/Kgr}}{\text{Kgr } 240 \text{ cal/kg grad}}$$

$$\text{και } \Delta\Theta = 2 \text{ grad/Kgr}$$

- 4) Δύο κορεσμένες αέριες μάζες, με την ίδια μάζα ( $m_1 = m_2$ ) και με θερμότητες 5°C και 15°C αντίστοιχα αναμιγνύονται μεταξύ τους σε περιβάλλον όπου επικρατεί πίεση 1000 mb. Να υπολογιστεί πόση ποσότητα υδρατμών θα συμπυκνωθεί.

### Λύση:

Κατά την ισοβαρική ανάμιξη δύο αερίων μαζών:  $m_1$  ( $e_1, T_1$ ) και  $m_2$  ( $e_2, T_2$ ), η θερμότητα  $T$  και η τάση  $e$  του μίγματος γίνονται αντίστοιχα:

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2} \quad \text{και} \quad e = \frac{m_1 e_1 + m_2 e_2}{m_1 + m_2}$$

Στην προκειμένη περίπτωση έχουμε:

$$T = \frac{T_1 + T_2}{2} = \frac{278 + 288}{2} = 283^\circ\text{K} = 10^\circ\text{C} \quad \text{και}$$

$$e = \frac{e_{s5} + e_{s15}}{2} = \frac{8,72 + 17,05}{2} = 12,88 \text{ mb}$$

Άρα μετά την ανάμιξη θα είναι  $\Theta = 10^\circ\text{C}$  και  $e = 7,2 \text{ mb}$

Επειδή όμως στους  $10^\circ\text{C}$  αντιστοιχεί μέγιστη τάση  $e_s = 12,28 \text{ mb}$  συμπεραίνεται ότι θα συμπυκνωθεί μια ποσότητα:  $[(12,88 - 12,28) = 0,6 \text{ mb} = 0,45 \text{ mm Hg}]$

άρα  $\Delta m = 0,45 \text{ gr/m}^3$  καθότι  $\rho_v (\text{gr/m}^3) \approx e \text{ mm Hg}$

Σημ. Τα παραπάνω ισχύουν εφόσον η ποσότητα αυτή απομακρυνθεί από το μίγμα αμέσως μετά τη συμπύκνωση.

5) Να υπολογιστεί το έργο της μονάδας της μάζας του αέρα στην περίπτωση κατά την οποία η μεταβολή από την κατάσταση  $(\alpha_1, P_1, T_1)$  στην κατάσταση  $(\alpha_2, P_2, T_2)$  είναι: α) ισοβαρής, β) ισόθερμη, γ) ισόχωρη και δ) αδιαβατική.

### Λύση

Ως γνωστόν για το έργο  $w$  ισχύει η σχέση:

$$W = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} P da \quad (1)$$

Από την καισταική εξίσωση του αέρα ( $Pa = R_a T$ ) προκύπτει:

$$p da = R_a dT - adp$$

Έτσι η (1) γράφεται:

$$W = \int_{T_1}^{T_2} R_a dT - \int_{P_1}^{P_2} adp = R_a (T_2 - T_1) - R_a \int_{P_1}^{P_2} T \frac{dp}{p} \quad (2)$$

Επομένως

α) Ισοβαρής μεταβολή ( $P = \text{σταθ.}, dp = 0$ ) και

$$W = R_a (T_2 - T_1)$$

β) Ισόθερμη μεταβολή ( $T = \text{σταθ.}, T_2 - T_1 = 0$ ) και

$$W = R_a \bar{T} \ln \frac{P}{P}$$

γ) Ισόχωρη μεταβολή ( $\alpha = \text{σταθ.}, da = 0$ ) και

$$W = \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} P da = 0$$

δ) Αδιαβατική μεταβολή ( $dq = 0$ )

Στην περίπτωση αυτή το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα γράφεται:

$$dq = c_v dT + w \quad \text{και άρα}$$

$$W = -c_v dT = -c_v (T_2 - T_1)$$

**Β) ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΠΑΛΥΣΗ**

- 3.1) Ποιο ποσό θερμότητας ανταλλάσσει με το περιβάλλον ένα ανερχόμενο δείγμα αέρα αν η θερ/σία του ελαττώνεται με ρυθμό  $1,2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ .  
 $C_p = 1005 \text{ J/Kgr.grad}$
- 3.2) Να συγκριθούν οι εντροπίες δύο αέριων μαζών όταν η πρώτη έχει θερ/σία  $20^{\circ}\text{C}$  και πίεση  $970 \text{ mb}$  και η δεύτερη έχει θερ/σία  $-10^{\circ}\text{C}$  και πίεση  $1020 \text{ mb}$ .
- 3.3) Αέρια μάζα κατολισθαίνει αδιαβατικά από τη κορυφή ορεινού όγκου όπου η θερμοκρασία είναι  $-20^{\circ}\text{C}$  και η πίεση  $500 \text{ mb}$ . Ποιά θερμοκρασία θ' αποκτήσει όταν φτάσει στους πρόποδες όπου η πίεση είναι  $1000 \text{ mb}$ .
- 3.4) Υγρή αέρια μάζα θερ/σίας  $20^{\circ}\text{C}$  και πίεσης  $1000 \text{ mb}$  ανεβαίνοντας αδιαβατικά μέσα στην ατμόσφαιρα φθάνει στην κατάσταση του κόρου στην ισοβαρική επιφάνεια των  $800 \text{ mb}$ . Αν η αναλογία μίγματος είναι  $r = 0,02 \text{ gr/gr}$  να υπολογιστεί η θερ/σία του σημείου δρόσου της αέριας αυτής μάζας.
- 3.5) Να υπολογιστεί η θερ/σία στη στάθμη των  $500 \text{ mb}$  αν η δυναμική θερ/σία στη στάθμη αυτή είναι  $318^{\circ}\text{K}$ .
- 3.6) Να βρεθεί το ποσό της θερμότητας που χάνει η μονάδα μάζας του ξηρού αέρα αρχικής θερ/σίας  $30^{\circ}\text{C}$  όταν κατά μία μεταβολή της ελαττωθεί η θερ/σία της κατά  $6^{\circ}\text{C}$  και αυξηθεί η πίεσή της κατά  $1\%$ .  
 $C_p = 0,24 \text{ cal/gr.grad}$ ,  $R_a = 0,07 \text{ cal/gr.grad}$
- 3.7) Υγρή αέρια μάζα ανεβαίνει αδιαβατικά από την στάθμη των  $1000 \text{ mb}$  με θερ/σία  $27^{\circ}\text{C}$ . Ποια πρέπει να είναι η τάση των υδρατμών στη στάθμη των  $1000 \text{ mb}$  ώστε η συμπύκνωση να πραγματοποιηθεί στη στάθμη των  $800 \text{ mb}$ .
- 3.8) Να υπολογιστεί η "ειδική σταθερά"  $R_m$  και το MB κορεσμένου αέρα όταν η θερ/σία του είναι  $0^{\circ}\text{C}$  και η πίεσή του  $1006 \text{ mb}$ .
- 3.9) Μάζα ξηρού αιμ. αέρα με πίεση  $P_0$  και θερ/σία  $T_0$  μεταβάλλει την κατάστασή της σε δύο στάδια. πρώτον ισόθερμα αποκτά πίεση  $P_1$  και κατόπιν ισοβαρικά αποκτά θερ/σία  $T_1$ . Να υπολογιστεί το συνολικό έργο και το ποσό της θερμότητας που απορροφά ή εκλύει η μονάδα μάζας του αέρα αυτού.
- 3.10) Με βάση την εμπειρική σχέση του Ferrel να υπολογιστεί το ύψος της σταθμης συμπύκνωσης αν η θερ/σία του αέρα στην επιφάνεια είναι  $14^{\circ}\text{C}$  και η θερ/σία του σημείου δρόσου είναι  $3^{\circ}\text{C}$ .



- 3.11) Μια υγρή αέρια μάζα έχει θερ/σία  $3,3^{\circ}\text{C}$  στη στάθμη των 969 mb και σχετική υγρασία 80%. Σε ποιά στάθμη θ' αρχίσει η συμπίκνωση αν η αέρια μάζα ανέρχεται αδιαβατικά.
- 3.12) Υδροσταγόνα σε υπέρυξη με θερ/σία  $-8^{\circ}\text{C}$  έρχεται σε επαφή με χαλαζόκοκκο μέσα σε νέφος. Τι ποσοστό της συνολικής μάζας της σταγόνας αυτής παγώνει στη στιγμή (πριν αποκατασταθεί θερμική ισορροπία με το χαλαζόκοκκο ή με τον αέρα του περιβάλλοντος).

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ

### Α) ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΤΕΦΙΓΡΑΜΜΑ – ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

#### Γενικά

Για την απλοποίηση πολλών υπολογισμών που αφορούν την θερμοδυναμική και στατική της ατμόσφαιρας γίνεται χρήση διαφόρων διαγραμμάτων που ονομάζονται γενικά, θερμοδυναμικά διαγράμματα.

Το θερμοδυναμικό διάγραμμα που χρησιμοποιείται κυρίως είναι το Τεφίγραμμα (Tephigram) (βλέπε Σχ. 5.1 και Σχ. 5.2).

Σε πολλές εφαρμογές είναι απαραίτητη η γνώση του τρόπου μεταβολής πολλών μετεωρολογικών παραμέτρων με το ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα. Αυτό επιτυγχάνεται όταν καταχωρηθούν σωστά οι τιμές των παραμέτρων αυτών πάνω σ' ένα τεφίγραμμα.

Από τις ραδιοβολίσεις έχουμε συνήθως, για διάφορες ισοβαρικές επιφάνειες, τις τιμές της θερμότητας και του σημείου δρόσου (υγρασίας) σε καθημερινή βάση.

Η χάραξη των καμπύλων που δείχνουν τον τρόπο μεταβολής των στοιχείων αυτών με το ύψος δεν παρουσιάζει ιδιαίτερη δυσκολία. Απλώς σημειώνονται πάνω στο Τεφίγραμμα τα "συντεταγμένα" σημεία (P, t) και (P, td) και μετά ενώνονται αυτά διαδοχικά.

Με τη βοήθεια του τεφιγράμματος μπορούμε να προσδιορίσουμε, για κάθε θέση μέσα στην ατμόσφαιρα, τις τιμές διαφόρων παραμέτρων:

#### 1) Προσδιορισμός της αναλογίας μίγματος r

Εφαρμόζεται η ακόλουθη διαδικασία:

Στη στάθμη πίεσεως στην οποία ζητείται η r διαβάζουμε πάνω στο τεφίγραμμα την τιμή της γραμμής  $r_s = \text{σταθ.}$  η οποία περνάει από την τιμή της θερμότητας του σημείου δρόσου  $\Theta_d$  της ίδιας στάθμης.

Η τιμή αυτή είναι η ζητούμενη τιμή της αναλογίας μίγματος r.

Π.χ. για τη στάθμη των 700 mb, όταν  $\Theta_d = 11^\circ\text{C}$  η  $r = 12 \text{ gr/Kgr}$ .

Για τον προσδιορισμό της τιμής  $r_s$  ακολουθείται η παραπάνω διαδικασία

με τη διαφορά ότι τώρα αναζητούμε την τιμή της γραμμής  $r_s = \text{σταθ.}$  που περνάει από την τιμή της θερμότητας  $\Theta$ . Π.χ. για  $P = 700 \text{ mb}$  και  $\Theta = 19^\circ \text{C}$  έχουμε  $r_s = 20 \text{ gr/Kgr}$ .

## 2) Προσδιορισμός της τάσεως των υδρατμών $e$

Ως γνωστόν ισχύουν οι σχέσεις:

$$r = 0,622 \frac{e}{P} \Rightarrow 1000 r = 622 \frac{e}{P} \text{ και για } P = 622 \text{ mb έχουμε } 1000 r$$

(όπου το  $r$  εκφράζεται σε  $\text{gr/gr}$ )

Ως γνωστόν οι τιμές των γραμμών  $r_s$  στο τεφίγραμμα δίδονται σε  $\text{gr/Kgr}$  δηλ.  $1000 r$ .

Με βάση τα παραπάνω ακολουθείται η παρακάτω διαδικασία. Από το σημείο δρόσου της στάθμης πύεσης στην οποία ζητείται η  $e$ , προεκτείνουμε γραμμή παράλληλη προς τις ισόθερμες μέχρι τη στάθμη των  $622 \text{ mb}$ . Στο σημείο τομής διαβάζουμε την τιμή της γραμμής  $r_s = \text{σταθ.}$  η οποία περνάει από το σημείο αυτό. Η τιμή αυτή εκφρασμένη σε  $\text{mb}$  είναι η ζητούμενη τιμή της τάσεως των υδρατμών  $e$ . Π.χ. τη στάθμη των  $950 \text{ mb}$  όταν  $\Theta_d = -1^\circ \text{C}$  έχουμε  $e = 5,75 \text{ mb}$ .

Ο προσδιορισμός της μέγιστης τάσης  $e_s$  γίνεται με τον ίδιο ως άνω τρόπο με μόνη τη διαφορά ότι τώρα ξεκινάμε από τη τιμή της θερμότητας του αέρα  $\Theta$  και όχι των σημείων δρόσου  $\Theta_d$ . π.χ. στη στάθμη  $900 \text{ mb}$  όταν  $\Theta = 20^\circ \text{C}$  έχουμε  $e_s = 24 \text{ mb}$ .

## 3) Προσδιορισμός της Σχετικής Υγρασίας

Ως γνωστόν ισχύουν οι σχέσεις:

$$\Sigma Y = \frac{e}{e_s} = \frac{r}{r_s}$$

Άρα ο προσδιορισμός της  $\Sigma Y$  σε κάποια στάθμη πίεσης είναι θέμα προσδιορισμού των  $e$  και  $e_s$  ή των  $r$  και  $r_s$  σύμφωνα με τους παραπάνω τρόπους.

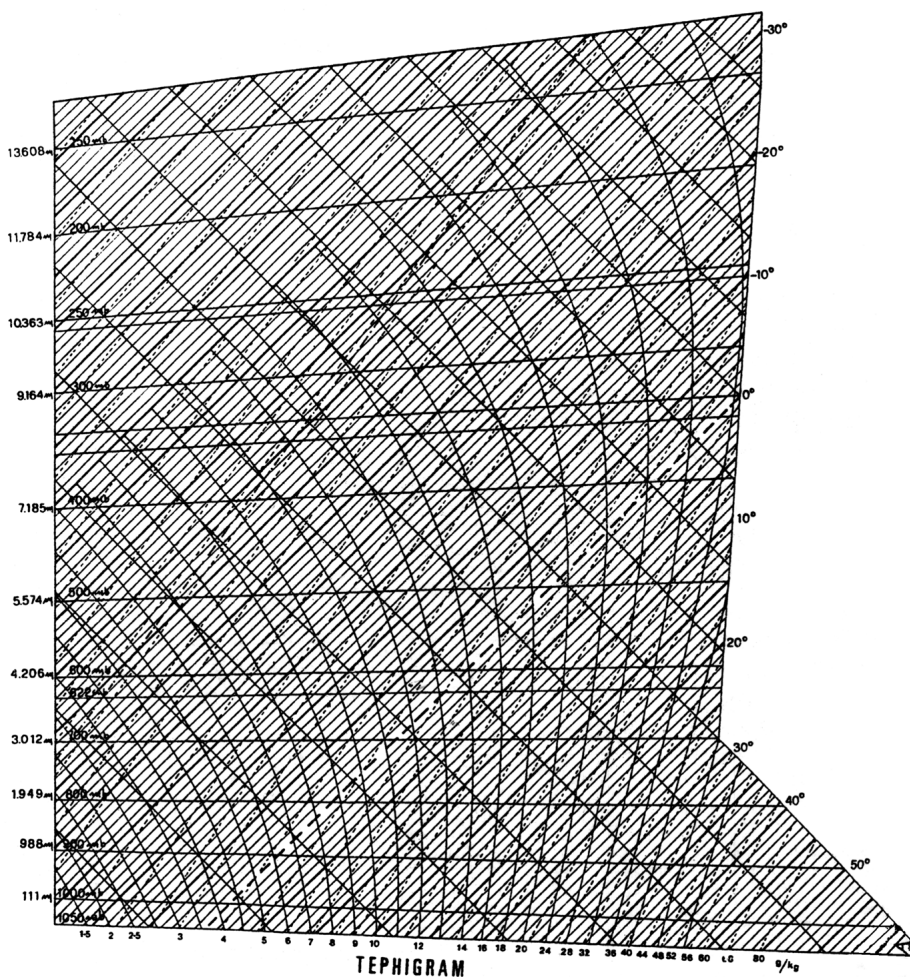
## 4) Προσδιορισμός του επιπέδου συμπύκνωσης LCL (Lifting Condensation Level) (Σχ. 5.3)

Επίπεδο συμπύκνωσης LCL είναι η στάθμη – ισοβαρική επιφάνεια όπου αρχίζει η συμπύκνωση μιάς αέριας μάζας όταν αυτή ανέρχεται αδιαβατικά με μηχανικά απλώς αίτια (π.χ. ορογραφία).

Για τον προσδιορισμό του LCL πάνω στο τεφίγραμμα ακολουθείται η παρακάτω διαδικασία.

I) Από την τιμή του σημείου δρόσου  $\Theta_d$  της μάζας αέρα που βρίσκεται στην ορισμένη στάθμη πίεσης φέρνουμε προς τα άνω γραμμή παράλληλη προς τις γραμμές  $r_s = \text{σταθ.}$

II) Από την τιμή της θερμότητας του αέρα  $\Theta$  της ίδιας στάθμης πίεσης φέρνουμε προς τα άνω γραμμή παράλληλη προς τις ξηρές αδιαβατικές γραμμές μέχρι να συναντήσει την κατά τα προηγούμενα χαραγμένη γραμμή.



Σχήμα 5.1



III) Η στάθμη πίεσης που περνάει από το σημείο τομής των δύο παραπάνω χαραγμένων γραμμών είναι το ζητούμενο επίπεδο συμπύκνωσης LCL. Π.χ. Έστω μάζα αέρα στην στάθμη  $P = 900 \text{ mb}$  με  $\Theta = 10^\circ\text{C}$  και  $\Theta_d = 0^\circ\text{C}$ . Το LCL είναι στα  $770 \text{ mb}$ .

#### 5) Προσδιορισμός του επιπέδου συμπύκνωσης CCL (Convective Condensation Level) (Σχ. 5.3)

Στην περίπτωση που τα αίτια ανόδου της αέριας μάζας είναι, κυρίως θερμικά (π.χ. θέρμανση από το έδαφος) για να αρχίσει η άνοδος της αέριας αυτής μάζας πρέπει αυτή να αποκτήσει θερ/σία μεγαλύτερη ή ίση από μια τιμή που λέγεται "θερ/σία ανόδου  $T_c$ " και η οποία συνήθως είναι η μέγιστη της ημέρας  $\Theta_{\max}$  όπως αυτή προβλέπεται καθημερινά από την ημερήσια πρόγνωση του καιρού.

Για τον προσδιορισμό του επιπέδου συμπύκνωσης CCL ακολουθείται η παρακάτω διαδικασία

- I) Από την τιμή του σημείου δρόσου  $\Theta_d$  επιφάνειας φέρνουμε προς τα άνω γραμμή παράλληλη προς τις γραμμές  $r_s = \text{σταθ}$ .
- II) Από την τιμή της θερ/σίας  $T_c = \Theta_{\max}$  επιφάνειας φέρνουμε προς τα άνω γραμμή παράλληλη προς τις ξηρές αδιαβατικές γραμμές, μέχρι να συναντήσει την κατά τα αμέσως προηγούμενα χαραγμένη γραμμή.
- III) Η στάθμη πίεσης που περνάει από το σημείο τομής των δύο ως άνω χαραγμένων γραμμών είναι το ζητούμενο επίπεδο συμπύκνωσης CCL.

#### 6. Προσδιορισμός του επιπέδου ελεύθερης ανόδου L.F.C. (Level Free Convection)

Για τον προσδιορισμό του επιπέδου LFC ακολουθείται η εξής διαδικασία: Από το σημείο LCL φέρνουμε προς τα άνω γραμμή παράλληλη προς την πλησιέστερη υγρή αδιαβατική καμπύλη μέχρι να συναντήσει την καμπύλη κατανομής της θερ/σίας με το ύψος (καμπύλη θερ/σίας περιβάλλοντος). Το σημείο τομής των δύο αυτών γραμμών είναι το ζητούμενο LFC.

Σημειώνεται ότι επειδή το δείγμα του ανερχόμενου αέρα έχει θερ/σία μικρότερη του περιβάλλοντος, ως τη στάθμη LFC, θα πρέπει, για να συνεχίσει ν' ανέρχεται, να του προσφέρεται ενέργεια απ' έξω.

#### 7) Προσδιορισμός του επιπέδου ισορροπίας EL (Σχ. 5.3)

Για τον προσδιορισμό του επιπέδου – στάθμης ελεύθερης ισορροπίας EL ακολουθείται η εξής διαδικασία. Από το σημείο CCL φέρνουμε προς τα άνω καμπύλη παράλληλη προς την πλησιέστερη υγρή αδιαβατική καμπύλη μέχρις ότου συναντήσει την καμπύλη περιβάλλοντος (θερ/σία ως προς το ύψος). Το σημείο τομής των δύο αυτών καμπυλών είναι το ζητούμενο επίπεδο EL.

### 8) Προσδιορισμός της θερμότητας του υγρού θερμομέτρου $\Theta'$

Με βάση τις τιμές  $\Theta$  και  $\Theta_d$  κάποιας ισοβαρικής στάθμης  $P$  βρίσκουμε το επίπεδο συμπύκνωσης LCL. Από το σημείο αυτό LCL φέρνουμε προς τα κάτω καμπύλη παράλληλη προς την πλησιέτερη υγρή αδιαβατική καμπύλη μέχρι την εν λόγω στάθμη  $P$ . Η τιμή της ισόθερμης καμπύλης που περνάει από το σημείο τομής της παραπάνω γραμμής με την ισοβαρική στάθμη  $P$  είναι η ζητούμενη θερμότητα  $\Theta'$  για την εν λόγω στάθμη  $P$ . Η τιμή αυτή είναι:  $\Theta > \Theta' > \Theta_d$ .

Στην πραγματικότητα η κατά τον τρόπο αυτό προσδιοριζόμενη θερμότητα είναι η αδιαβατική θερμότητα του υγρού θερμομέτρου  $\Theta'_s$  η οποία όμως είναι  $\Theta'_s \approx \Theta'$ . Αν η στάθμη  $P$  είναι αυτή των 1000 mb η κατά τον τρόπο αυτόν προσδιοριζόμενη θερμότητα είναι η "δυναμική θερμότητα" του υγρού θερμομέτρου.

## B) ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΠΑΛΥΣΗ

5.1) Με βάση τα δεδομένα των παρακάτω ραδιοβολίσεων να χαρακτηύν πάνω σ' ένα τετράγραμμο οι καμπύλες μεταβολής της θερμότητας και του σημείου δρόσου με το ύψος.

<u>1η ραδιοβόλση</u>			<u>2η ραδιοβόλση</u>		
P (mb)	$\Theta$ (°C)	$\Theta_d$ (°C)	P (mb)	$\Theta$ (°C)	$\Theta_d$ (°C)
1020	27,2	15,1	1015 επιφ.	24,2	10,9
1000	24,1	11,7	1000	21,9	6,6
990	23,1	11,2	980	20,9	6,1
970	21,7	10,9	950	18,6	5,1
950	19,9	10,3	930	16,6	5,0
920	17,4	10,1	900	14,0	4,9
900	15,8	9,7	870	11,4	4,2
880	14,4	8,8	850	9,8	2,7
850	12,5	8,4	810	7,4	- 1,0
820	13,1	- 14,8	760	3,1	- 2,8
795	13,5	- 21,7	730	0,5	- 4,3
770	11,9	- 24,6	700	- 1,6	- 7,3
750	10,3	- 24,1	675	- 3,6	- 10,0
700	5,9	- 27,4	630	- 7,5	- 13,9
660	3,7	- 22,2	600	- 9,3	- 16,5
600	- 0,8	- 34,1	580	- 11,2	- 18,7
550	- 4,9	- 21,5	530	- 14,4	- 23,3
500	- 9,9	- 25,1	500	- 17,2	- 23,5
450	- 15,1	- 40,1	450	- 25,4	- 30,4
400	- 22,0	- 43,5	400	- 30,3	- 35,3

5.2) Με τα στοιχεία της 1ης ραδιοβόλσης της άσκησης 5.1 να υπολογι-

στούν τα υγρομετρικά μεγέθη:  $r$ ,  $r_s$ ,  $e$ ,  $e_s$  και  $\Sigma Y$  για τις ισοβαρικές στάθμες: 1000, 900, 850, 700, 600, και 500 mb και να καταχωρηθούν τα αποτελέσματα σε ανάλογους πίνακες.

- 5.3) Με τα στοιχεία της 2ης ραδιοβόλησης της άσκησης 5.2 να υπολογιστούν: τα επίπεδα: LCL, CCL ( $\Theta_{\max} = 30^\circ\text{C}$ ), LFC, EL καθώς επίσης η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου και η δυναμική θερ/σία του υγρού θερμομέτρου για την επιφάνεια του εδάφους.
- 5.4) Με τα στοιχεία της 1ης ραδιοβόλησης της άσκησης 5.2 να κατασκευαστεί η καμπύλη της θερ/σίας του υγρού θερμομέτρου με το ύψος.
- 5.5) Να υπολογιστεί το ποσό της θερμότητας στη μονάδα ύψους το οποίο ανταλλάσει με το περιβάλλον η μονάδα της αέριας μάζας η οποία αναβαίνει μέσα στην ατμόσφαιρα με συνθήκες υδροστατικής ισορροπίας όταν η μεταβολή της θερ/σίας με το ύψος είναι σταθερή.
- 5.6) Τμήμα ακόρεστου αέρα ανερχόμενο δέχεται από το περιβάλλον ποσό θερμότητας ίσο με  $0,2 \text{ cal/gr}$  σε κάθε 100 m ανόδου. Αν  $\gamma = 0,6^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$  να προσδιοριστεί το είδος της ισορροπίας στην ατμόσφαιρα.
- 5.7) Να υπολογιστεί η υγρή ακόρεστη αδιαβατική θερμοβαθμίδα του αέρα στη στάθμη των 900 mb όταν η θερ/σία και η σχετική υγρασία στη στάθμη αυτή είναι αντίστοιχα:  $27^\circ\text{C}$  και 80%.
- 5.8) Ποιό είναι το ποσό της θερμότητας που παίρνει ανερχόμενη αέρια μάζα, αν η θερ/σία της αυξάνει κατά  $5,8^\circ\text{C}$  για κάθε 1000 m ανόδου. Να υπολογιστεί το έργο που συνοδεύει την εκτόνωση αυτή.
- 5.9) Τμήμα ατμοσφαιρικού αέρα θερμότερο από το περιβάλλον κατά  $8^\circ\text{C}$  ανέρχεται. Στο ύψος των 1200 m η θερ/σία του ανερχόμενου αέρα γίνεται ίση με του περιβάλλοντος. Αν η θερμοβαθμίδα μέσα στο ανερχόμενο τμήμα είναι  $1,37^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  να υπολογιστεί η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος.
- 5.10) Πόσες θερμίδες χρειάζονται για την ισόθερμη ανύψωση 1 Kgr ξηρού αέρα κατά 500 m
- 5.11) Κατά την ανοδική κίνηση τμήματος ξηρού αέρα κατά 100 m απορροφάται ποσό θερμότητας ίσο προς  $60 \text{ cal/kg}$ . Κατά πόσο θα μεταβληθεί η θερ/σία του όταν το τμήμα αυτό του ξηρού αέρα ανέλθει κατά 1000 m.
- 5.12) Με βάση τα δεδομένα των ραδιοβολήσεων της άσκησης 5.1 να εκτιμηθεί το είδος ισορροπίας της ατμόσφαιρας κάνοντας χρήση τεφίγραμματος και του δείκτη SI.



- 5.13) Μια αέρια μάζα ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα. Η αρχική της πίεση είναι 1000 mb και η αρχική της θερμότητα (δυναμική) είναι 290°K. Λόγω ανταλλαγής θερμότητας με το περιβάλλον η δυναμική θερμότητα αυξάνει και σε ύψος 500 m γίνεται 295°K. Πόσο ποσό θερμότητας δέχεται η αέρια μάζα για κάθε 100 m ανόδου ( $\Theta/T = 1$ ).
- 5.14) Μιά αέρια μάζα ψυχρότερη από το περιβάλλον κατά 5°C αρχίζει να κατέρχεται αδιαβατικά σε περιβάλλον με θερμοβαθμίδα 0,6°C/100m. Να βρεθεί η κατακόρυφη απόσταση στην οποία η θερμότητα της αέριας μάζας θα γίνει ίδια με αυτή του περιβάλλοντος.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΒΔΟΜΟ & ΟΓΔΩΟ

### Η ΚΙΝΗΣΗ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ – ΑΝΕΜΟΙ

#### Α) ΛΥΜΕΝΕΣ ΑΣΚΗΣΕΙΣ

- 1) Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας, αν η απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοβαρείς, στο συνοπτικό χάρτη, οι οποίες χαράσσονται ανά 5 mb, είναι 3cm.  
(Δίδονται:  $\Phi = 60^\circ$ ,  $\omega = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec,  $\rho = 1,27$  Kgr/m<sup>3</sup>, και κλίμακα του χάρτη 1: 10<sup>7</sup>)

#### Λύση

Για το γεωστροφικό άνεμο επιφανείας ισχύει, ως γνωστόν η σχέση:

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\delta p}{\delta n} = \frac{1}{\rho 2\omega_T \eta \mu \phi} \frac{\delta p}{\delta n} \quad (1)$$

Αντικαθιστώντας τα δεδομένα στην (1) έχουμε:

$$v_g = \frac{1}{1,27 \cdot 2 \cdot 7,29 \times 10^{-5} \cdot \sqrt{3}/2} \frac{5 \cdot 10^2}{3 \cdot 10^5} = 10,4 \text{ m/sec}$$

**Σημ.** Στη σχέση (1) το  $\delta p$  εκφράζεται σε N/m<sup>2</sup> (1mb = 10<sup>2</sup>N/m<sup>2</sup>) και το  $\delta n$  αναφέρεται στην πραγματική απόσταση μεταξύ των δύο γειτονικών ισοβαρών. Με άλλα λόγια η κλίμακα του χάρτη σημαίνει: 1cm στον χάρτη αντιστοιχεί με 10<sup>7</sup> cm = 10<sup>5</sup> m πραγματική απόσταση.

- 2) Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου, στη στάθμη των 500 mb, αν η απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοϋψείς, οι οποίες χαράσσονται ανά 40 m ή 40 grm είναι πάνω στον χάρτη καιρού 3,5 cm ( $\phi = 60^\circ$ ,  $\omega_T = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec,  $g = 9,8$  m/sec<sup>2</sup>, κλίμακα χάρτη: 1: 2 x 10<sup>7</sup>)

**Λύση**

Για τον γεωστροφικό άνεμο στις διάφορες ισοβαρικές στάθμες μέσα στην ατμόσφαιρα ισχύει, ως γνωστόν, η σχέση

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\delta z}{\delta n} = \frac{g}{2\omega_r \eta \mu \varphi} \frac{\delta z}{\delta n} \quad (1)$$

Αντικαθιστώντας τα δεδομένα στην (1) έχουμε:

$$v_g = \frac{9,8}{2 \cdot 7,29 \times 10^{-5} \sqrt{3} / 2} \cdot \frac{40}{7 \cdot 10^5} = 4,4 \text{ m/s}$$

3) Να υπολογιστεί ο άνεμος βαροβαθμίδας σε μια θέση Α κυκλωνικού συστήματος, πάνω σε χάρτη καιρού, όταν το σημείο αυτό Α απέχει από το κέντρο του συστήματος  $r = 800 \text{ km}$  οι δε δύο γειτονικές ισοβαρείς που χαράσσονται ανά  $5 \text{ mb}$  απέχουν μεταξύ τους κατά  $\delta r = 360 \text{ km}$  ( $\varphi = 55^\circ$ ,  $\rho = 1,27 \text{ Kgr/m}^3$ ,  $\omega = 7,29 \times 10^{-5} \text{ rad/sec}$ ).

**Λύση**

Ισχύει, ως γνωστόν, η σχέση

$$v_L = -\frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{f^2 r^2}{4} + r \frac{\delta p}{\delta r}}$$

Αντικαθιστώντας:  $\delta p = 5 \cdot 10^2 \text{ N/m}^2$ ,  $\delta r = 360 \cdot 10^3 \text{ m}$ ,  $r = 800 \cdot 10^3 \text{ m}$ ,  $\rho = 1,27 \text{ kgr/m}^3$ ,  $f = 2\omega \eta \mu \varphi = 2 \cdot 7,29 \times 10^{-5} \eta \mu 55$  βρίσκουμε  $v_L = 3,8 \text{ m/sec}$ .

4) Να υπολογιστεί ο γεωστροφικός άνεμος στο ύψος των  $2 \text{ km}$  αν ο άνεμος αυτός στο ύψος του  $1 \text{ km}$  έχει διεύθυνση από Νότιο προς Βορρά και έχει ταχύτητα  $7,9 \text{ m/sec}$ . Η οριζόντια θερμοβαθμίδα της μέσης θερμότητας του στρώματος αυτού είναι:  $\overline{\Delta T} / \Delta n = 2^\circ \text{C} / 100 \text{ km}$  και έχει διεύθυνση από Βορρά προς Νότιο ( $\overline{T} = 273^\circ \text{K}$ ,  $\varphi = 55^\circ$ )

**Λύση**

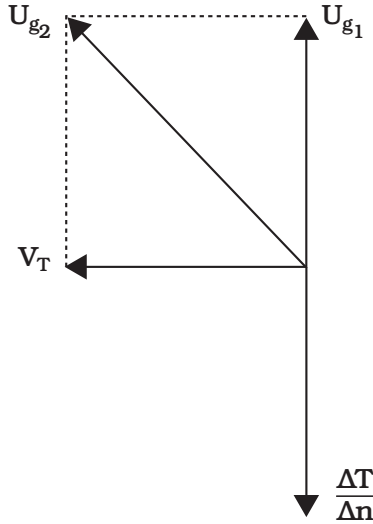
Ως γνωστόν ο θερμοκός άνεμος  $v_T$  ως άνυσμα, είναι κάθετος στο άνυσμα της θερμοβαθμίδας. Έτσι, σύμφωνα με τα δεδομένα της άσκησης, για τα διανύσματα  $v_{g1}$ ,  $v_{g2}$  και  $v_T$  ισχύει το Σχ. 1.

Άρα έχουμε:

$$v_{g2}^2 = v_{g1}^2 + v_T^2 \quad (1)$$

$$v_T = \frac{g}{f \overline{T}} \frac{\Delta \overline{T}}{\Delta n} \Delta Z = \frac{9,8}{2 \cdot 7,29 \times 10^{-5} \eta \mu 55 \cdot 273} \frac{2 \cdot 1 \text{ km}}{100 \text{ km}} = 6,1 \text{ m/sec}$$

και από τη σχέση (1)  $v_{g2} = 10 \text{ m/sec}$ .



Σχήμα 1

## Β) ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΠΑΛΥΣΗ

- 7.1) Σε συνοπτικό χάρτη καιρού επιφάνειας η απόσταση μεταξύ δύο γειτονικών ισοβαρών, οι οποίες χαράσσονται ανά 5 mb είναι 4,5 cm. Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου σε θέση μεταξύ των ισοβαρών αυτών όπου η θερμ/σία και πίεση είναι αντίστοιχα  $10^{\circ}\text{C}$  και 1025 mb ( $\varphi = 45^{\circ}$ ,  $\omega_r = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec,  $R_a = 286,8$  J/Kgr. grad, κλίμακα του χάρτη 1:  $10^7$ ).
- 7.2) Σε γεωγ. πλάτος  $60^{\circ}$  η απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοβαρείς είναι το μισό από εκείνη στο γεωγ. πλάτος των  $30^{\circ}$ . Να υπολογιστεί ο λόγος της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου στα δύο γεωγ. πλάτη αν τα υπόλοιπα στοιχεία είναι τα ίδια.
- 7.3) Ποιά είναι η απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοβαρείς πάνω σε χάρτη καιρού επιφάνειας, οι οποίες είναι χαραγμένες ανά 5 mb, τόσο στο γεωγ. πλάτος των  $30^{\circ}$  όσο και στο γεωγ. πλάτος των  $70^{\circ}$  με την προϋπόθεση ότι ο γεωστροφικός άνεμος έχει ταχύτητα 10 m/sec και στις δύο αυτές γεωγραφικές θέσεις ( $\rho = 1,27$  kg/m<sup>3</sup>, κλίμακα χάρτη 1:  $10^7$ ,  $\omega_r = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec).
- 7.4) Να υπολογιστεί η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου στη στάθμη των 700 mb, πάνω σε χάρτη καιρού της στάθμης αυτής, όπου η απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοψείς, οι οποίες είναι χαραγμένες ανά 40 m, είναι 2,5 cm (κλίμακα χάρτη 1:  $2 \cdot 10^7$ ,  $g = 9,8$  m/sec<sup>2</sup>,  $\omega_r = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec),  $\varphi = 30^{\circ}$

- 7.5) Να υπολογιστεί η ταχύτητα του ανέμου βαροβαθμίδας, σε χάρτη καιρού της ισοβαρικής στάθμης των 700 mb και σε σημείο που απέχει 700 km από το κέντρο του σημειούμενου κυκλωνικού συστήματος. Η απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοψείς, οι οποίες χαράσσονται ανά 40 m, είναι 2,5 cm ( $\varphi = 60^\circ$ , κλίμακα χάρτη 1:  $2,5 \times 10^7$ ,  $\omega_r = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec).
- 7.6) Να βρεθεί ο μέγιστος δυνατός άνεμος βαροβαθμίδας σε αντικυκλωνικό σύστημα και συγκεκριμένα σε σημείο που απέχει 500 km από το κέντρο του συστήματος αυτού, πάνω στο χάρτη καιρού ισοβαρικής επιφάνειας των 850 mb. Επίσης να υπολογιστεί στη θέση αυτή, πάνω στο χάρτη καιρού απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοψείς, αν αυτές είναι χαραγμένες ανά 40 m ( $\varphi = 55^\circ$ ,  $\omega_r = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec,  $g = 9,8$  m/sec<sup>2</sup>, κλίμακα χάρτη 1:  $2,2 \times 10^7$ ).
- 7.7) Να υπολογιστεί η ταχύτητα του ανέμου βαροβαθμίδας μέσα σε κυκλωνικό βαρομετρικό σύστημα, πάνω σε χάρτη καιρού επιφάνειας, και σε σημείο που απέχει από το κέντρο του συστήματος αυτού 6 cm. Η απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικές ισοβαρείς, που είναι χαραγμένες ανά 5 mb, είναι 2 cm ( $\varphi = 50^\circ$ , κλίμακα χάρτη 1:  $10^7$ ,  $\omega_r = 7,29 \times 10^{-5}$  rad/sec,  $\rho = 1,27$  kg/m<sup>3</sup>).
- 7.8) Να υπολογιστεί η ταχύτητα του θερμικού ανέμου μέσα σε ατμοσφαιρικό στρώμα πάχους 2 km, σε γεωγ. πλάτος  $45^\circ$ , αν η οριζόντια θερμοβαθμίδα είναι  $2,5^\circ\text{C}/150$  km και η μέση θερμ/σία του στρώματος αυτού είναι  $273^\circ\text{K}$ .
- 7.9) Να υπολογιστεί ο γεωστροφικός άνεμος στο ύψος των 1800 m, αν ο γεωστροφικός άνεμος στα 1000 m έχει διεύθυνση από Δυτικά προς Ανατολικά και ταχύτητα 6m/sec και αν η οριζόντια θερμοβαθμίδα του στρώματος αυτού είναι  $2,5^\circ\text{C}/100$  km και έχει διεύθυνση από Βορρά προς Νότο ( $\bar{T} = 273^\circ\text{K}$ ,  $\varphi = 60^\circ$ )
- 7.10) Να υπολογιστεί το ύψος στο οποίο ο γεωστροφικός άνεμος μηδενίζεται σε σταθμό με γεωγ. πλάτος  $40^\circ$ , αν ο γεωστροφικός άνεμος στο ύψος των 500 m είναι 6 m/sec και η οριζόντια θερμοβαθμίδα της μέσης θερμ/σίας του στρώματος είναι  $2^\circ\text{C}/100$  km ( $\bar{T} = 273^\circ\text{K}$ )

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΝΑΤΟ

### ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

#### A) ΑΣΚΗΣΕΙΣ ΓΙΑ ΛΥΣΗ

- 9.1) Από την ενεργειακή κατανομή στο ηλιακό φάσμα προέκυψε ότι το μέγιστο της ενέργειας αντιστοιχεί σε μ.κ.  $\lambda_{\max} = 4740 \text{ \AA}$ . Με βάση το δεδομένο αυτό να υπολογιστεί η θερμ/σία του ηλίου.
- 9.2) Με την υπόθεση ότι ο ήλιος αποτελεί μέλαν σώμα να προσδιοριστεί η θερμ/σία του ( $I_0 = 1390 \text{ J/m}^2 \text{ sec}$ ,  $R_0 = 1,5 \times 10^8 \text{ km}$ , Ακτίνα ηλίου  $r = 7,1 \times 10^5 \text{ km}$ )
- 9.3) Με την υπόθεση ότι ο ήλιος αποτελεί μέλαν σώμα να προσδιοριστεί το λάθος που γίνεται στον προσδιορισμό της θερμ/σίας του όταν το λάθος στην εκτίμηση της μέσης απόστασης ηλίου – Γης είναι 2%
- 9.4) Να προσδιοριστούν οι άκρες τιμές της ηλιακής σταθεράς οι οποίες προκύπτουν από την κίνηση της Γης γύρω από τον Ήλιο.  
Δίδονται:  $R_{\text{II}} = 147,1 \times 10^6 \text{ km}$ ,  $R_{\text{A}} = 152,1 \times 10^6 \text{ km}$ ,  $R_0 = 149,7 \times 10^6 \text{ km}$
- 9.5) Μετρήσεις που έγιναν με πυρηνλιόμετρο πάνω στην άμεση ολική ηλιακή ακτινοβολία σε υψηλή κορυφή βουνού, κατά την ίδια αίθρια και ήρεμη ημέρα έδωσαν τα παρακάτω αποτελέσματα:  
 $I_1 = a \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$  για ύψος ηλίου  $\nu = 45^\circ$   
 $I_2 = b \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$  για ύψος ηλίου  $\nu = 60^\circ$   
Να υπολογιστεί, σε πρώτη προσέγγιση η τιμή της ηλιακής σταθεράς  $I_0$ .
- 9.6) Να υπολογιστεί η θερμ/σία της Γης όταν το albedo της είναι 0,36 και η ηλιακή σταθερά  $I_0 = 2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ .
- 9.7) Ποιο είναι το ετήσιο ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας το οποίο δέχεται κάθε  $\text{cm}^2$  της επιφάνειας του πλανήτη, αν η δράση της ατμόσφαιρας είναι αμελητέα.
- 9.8) Αν ο ήλιος θεωρηθεί ότι έχει θερμ/σία  $6000 \text{ }^\circ\text{K}$  και ακτινοβολεί το μέγιστο μ.κ.  $4800 \text{ \AA}$ , να βρεθεί το μ.κ. στο οποίο ακτινοβολεί η γη το μέγιστο της ενέργειάς της αν η θερμ/σία της είναι  $14 \text{ }^\circ\text{C}$
- 9.9) Αν η μέση ημερήσια εξάτμιση για όλη την επιφάνεια του πλανήτη είναι  $2,5 \text{ mm}$  να υπολογιστεί το ποσοστό της ηλιακής ενέργειας που πέφτει πάνω στο όριο της φωτιζόμενης ατμόσφαιρας και το οποίο απαιτείται για την εξάτμιση του παραπάνω ποσού. Δίδονται  $L = 600 \text{ cal/gr}$ ,  $I_0 = 2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ .
- 9.10) Να προσδιοριστεί η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας σε δεδομένη χρονική στιγμή, όταν οι ενδείξεις του ακτινομέτρου Arago είναι:  $54,3^\circ\text{C}$  και  $33,9 \text{ }^\circ\text{C}$  (δίδεται: ότι διαφορά ενδείξεων  $17,3 \text{ }^\circ\text{C}$  αντιστοιχεί σε  $1 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ ).

## ΣΤΑΘΕΡΕΣ

Μέσο αντιπροσωπευτικό μοριακό βάρος ξηρού αιμ. αέρα:  $MB_a = 28,97$

Μοριακό βάρος υδρατμών:  $MB_u = 18,00$

Πυκνότητα ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα:  $\rho_a = 1,293 \text{ kgr.m}^{-3}$

Σταθερά του Planck:  $h = 6,55 \cdot 10^{-34} \text{ J.sec}$

Σταθερά του Boltzmann:  $K = 1,37 \cdot 10^{-23} \text{ J.grad}^{-1}$

Σταθερά των Stefan – Boltzmann:  $\sigma = 5,76 \cdot 10^{12} \text{ j.m}^{-2}.\text{sec}^{-1}.\text{grad}^{-4}$

Ηλιακή σταθερά:  $I_0 = 1390 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} = 2 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1} = 1394 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

Σταθερά της παγκόσμιας έλξης:  $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kgr}^{-2}$

Επιτάχυνση της βαρύτητας σε γ. πλάτος  $45^\circ$   $g_{45} = 9,8 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-2} = 9,8 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$

Γωνιακή ταχύτητα της γης:  $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$

Μέση ακτίνα της γης:  $R_T = 6,367 \cdot 10^6 \text{ m}$

Μάζα της γης:  $M_T = 59,8 \cdot 10^{23} \text{ kgr}$

Μέση απόσταση γης – ήλιου:  $R_{HT} = 149,5 \cdot 10^9 \text{ m}$

Μηχανικό ισοδύναμο της θερμότητας:  $J = 4,186 \text{ J} \cdot \text{cal}^{-1}$

Παγκόσμια σταθερά των αερίων:

$R = 8,314 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1}.\text{grad}^{-1} = 1,987 \text{ cal} \cdot \text{mol}^{-1}.\text{grad}^{-1} = 0,082 \text{ lit} \cdot \text{atm} \cdot \text{mol}^{-1}.\text{grad}^{-1}$

Ειδική σταθερά του ξηρού αέρα:  $R_a = 286,8 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 68,5 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$

Ειδική σταθερά των υδρατμών:  $R_u = 461 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$

$R_a = 110 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 0,07 \text{ cal/gr.grad}$

Λανθάνουσα θερμότητα τήξεως του πάγου (Σ.Κ.Σ.)

$L_T = 3,336 \cdot 10^5 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} = 0,797 \cdot 10^5 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1}$

Λανθάνουσα θερμότητα εξαχνώσεως του πάγου (Σ.Κ.Σ.)

$L_{EX} = 2,834 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} = 0,677 \cdot 10^6 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1}$

Λανθάνουσα θερμότητα εξαιμίσεως του νερού (Σ.Κ.Σ.)

$L_E = 2,49 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} = 0,596 \cdot 10^6 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1}$

Τριπλό σημείο του νερού:  $e_{ST} = 6,11 \text{ mb}$  και  $T_T = 273,16^\circ\text{K}$

Ειδική θερμότητα του ξηρού αέρα με σταθερή πίεση:

$C_{pa} = 1005 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 240 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 0,24 \text{ cal/gr.grad}$

Ειδική θερμότητα του ξηρού αέρα με σταθερό όγκο:

$c_{va} = 717 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 170 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$

Ειδική θερμότητα των υδρατμών με σταθερή πίεση:

$c_{pu} = 1911 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 460 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$

Ειδική θερμότητα των υδρατμών με σταθερό όγκο:

$C_{vu} = 1450 \text{ J} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1} = 350 \text{ cal} \cdot \text{kgr}^{-1} \cdot \text{grad}^{-1}$

$1 \text{ mb} = 100 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} = 1000 \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$

$2^{0,286} = 1,219$

$\ln 2 = 0,693$

## ΠΙΝΑΚΑΣ Α

Η Σχετική Υγρασία (%) ως συνάρτηση των τιμών του Ξηρού και Υγρού  
θερμιόμετρου του υγρομέτρου August

Ξηρό θερμιόμετρο (°C)	Διαφορά (Ξηρού - Υγρού) Θερμιόμετρου August														
	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0	17.5
-10.0	85	69	54	39	24	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-7.5	87	73	60	48	35	22	10	-	-	-	-	-	-	-	-
-5.0	88	77	66	54	43	32	21	11	0	-	-	-	-	-	-
-2.5	90	80	70	60	50	41	31	22	12	3	-	-	-	-	-
0.0	91	82	73	65	56	47	39	31	23	15	-	-	-	-	-
2.5	92	84	76	68	61	53	46	38	31	24	-	-	-	-	-
5.0	93	86	78	71	65	58	51	45	38	32	1	-	-	-	-
7.5	93	87	80	74	68	62	56	50	44	38	11	-	-	-	-
10.0	94	88	82	76	71	65	60	54	49	44	19	-	-	-	-
12.5	94	89	84	78	73	68	63	58	53	48	25	4	-	-	-
15.0	95	90	85	80	75	70	66	61	57	52	31	12	-	-	-
17.5	95	90	86	81	77	72	68	64	60	55	36	18	2	-	-
20.0	95	91	87	82	78	74	70	66	62	58	40	24	8	-	-
22.5	96	92	87	83	80	76	72	68	64	61	44	28	14	1	-
25.0	96	92	88	84	81	77	73	70	66	63	47	32	19	7	-
27.5	96	92	89	85	82	78	75	71	68	65	50	36	23	12	1
30.0	96	93	89	86	82	79	76	73	70	67	52	39	27	16	6
32.5	97	93	90	86	83	80	77	74	71	68	54	42	30	20	11
35.0	97	93	90	87	84	81	78	75	72	69	54	44	33	23	14
37.5	97	94	91	87	85	82	79	76	73	70	58	46	36	26	18
40.0	97	94	91	88	85	82	79	77	74	72	59	48	38	29	21



## ΠΙΝΑΚΑΣ Β

Οι τιμές της Θερμοκρασίας Σημείου Δρόσου ως συνάρτηση των τιμών του Ξηρού και Υγρού θερμομέτρου του υγρομέτρου August

Ξηρό θερμομετρο (°C)	Διαφορά (Ξηρό - Υγρό) θερμομέτρου (°C)																		
	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5		
-10.0	-12.1	-14.5	-17.5	-21.3	-26.6	-36.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
-7.5	-9.3	-11.4	-13.8	-16.7	-20.4	-25.5	-34.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-5.0	-6.6	-8.4	-10.4	-12.8	-15.6	-19.0	-23.7	-31.3	-78.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-2.5	-3.9	-5.5	-7.3	-9.2	-11.4	-14.1	-17.3	-21.5	-27.7	-41.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0.0	-1.3	-2.7	-4.2	-5.9	-7.7	-9.8	-12.3	-15.2	-18.9	-23.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2.5	1.3	0.1	-1.3	-2.7	-4.3	-6.1	-8.0	-10.3	-12.9	-16.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5.0	3.9	2.8	1.6	0.3	-1.1	-2.6	-4.2	-6.1	-8.1	-10.4	-47.7	-	-	-	-	-	-	-	-
7.5	6.5	5.5	4.4	3.2	2.0	0.7	-0.8	-2.3	-4.0	-5.8	-21.6	-	-	-	-	-	-	-	-
10.0	9.1	8.1	7.1	6.0	4.9	3.8	2.5	1.2	-0.2	-1.8	-12.8	-	-	-	-	-	-	-	-
12.5	11.6	10.7	9.8	8.8	7.8	6.7	5.6	4.5	3.2	1.9	-6.8	-28.2	-	-	-	-	-	-	-
15.0	14.2	13.3	12.5	11.6	10.6	9.6	8.6	7.6	6.5	5.3	-1.9	-14.5	-	-	-	-	-	-	-
17.5	16.7	15.9	15.1	14.3	13.4	12.5	11.5	10.6	9.6	8.5	2.3	-7.0	-35.1	-	-	-	-	-	-
20.0	19.3	18.5	17.7	16.9	16.1	15.3	14.4	13.5	12.6	11.6	6.1	-1.4	-14.9	-	-	-	-	-	-
22.5	21.8	21.1	20.3	19.6	18.8	18.0	17.2	16.3	15.5	14.6	9.6	3.2	-6.3	-37.5	-	-	-	-	-
25.0	24.3	23.6	22.9	22.2	21.4	20.7	19.9	19.1	18.3	17.5	12.9	7.3	-0.2	-13.7	-	-	-	-	-
27.5	26.8	26.2	25.5	24.8	24.1	23.3	22.6	21.9	21.1	20.3	16.1	11.1	4.7	-4.7	-31.7	-	-	-	-
30.0	29.4	28.7	28.0	27.4	26.7	26.0	25.3	24.6	23.8	23.1	19.1	14.5	9.0	1.6	-11.1	-	-	-	-
32.5	31.9	31.2	30.6	29.9	29.3	28.6	27.9	27.2	26.5	25.8	22.1	17.8	12.8	6.6	-2.4	-	-	-	-
35.0	34.4	33.8	33.1	32.5	31.9	31.2	30.6	29.9	29.2	28.5	24.9	21.0	16.4	11.0	3.9	-	-	-	-
37.5	36.9	36.3	35.7	35.1	34.4	33.8	33.2	32.5	31.9	31.2	27.7	24.0	19.8	14.9	8.9	-	-	-	-
40.0	39.4	38.8	38.2	37.6	37.0	36.4	35.8	35.1	34.5	33.9	30.5	26.9	23.0	18.5	13.3	-	-	-	-

ΠΙΝΑΚΑΣ Γ  
Μέγιστες τάσεις υδρατμών\*

Σε hPa

°C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-29	0,55	0,55	0,54	0,54	0,53	0,53	0,52	0,52	0,51	0,51
-28	0,61	0,60	0,60	0,59	0,58	0,58	0,57	0,57	0,56	0,56
-27	0,67	0,66	0,65	0,65	0,64	0,64	0,63	0,62	0,62	0,61
-26	0,73	0,72	0,72	0,71	0,71	0,70	0,69	0,68	0,68	0,67
-25	0,80	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,74
-24	0,87	0,87	0,86	0,85	0,84	0,84	0,83	0,82	0,81	0,81
-23	0,96	0,95	0,94	0,93	0,92	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88
-22	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,97
-21	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,06
-20	1,25	1,24	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15
-19	1,36	1,35	1,34	1,32	1,31	1,30	1,29	1,28	1,27	1,26
-18	1,48	1,47	1,45	1,44	1,43	1,42	1,40	1,39	1,38	1,37
-17	1,61	1,60	1,58	1,57	1,56	1,54	1,53	1,52	1,50	1,49
-16	1,75	1,74	1,72	1,71	1,69	1,68	1,66	1,65	1,64	1,62
-15	1,90	1,89	1,87	1,86	1,84	1,83	1,81	1,80	1,78	1,77
-14	2,07	2,05	2,03	2,02	2,00	1,98	1,97	1,95	1,94	1,92
-13	2,24	2,22	2,21	2,19	2,17	2,15	2,14	2,12	2,10	2,08
-12	2,43	2,41	2,39	2,38	2,36	2,34	2,32	2,30	2,28	2,26
-11	2,64	2,62	2,60	2,57	2,55	2,53	2,51	2,49	2,47	2,45
-10	2,86	2,83	2,81	2,79	2,77	2,74	2,72	2,70	2,68	2,66
-9	3,09	3,07	3,04	3,02	2,99	2,97	2,95	2,92	2,90	2,88
-8	3,34	3,32	3,29	3,26	3,24	3,21	3,19	3,16	3,14	3,12
-7	3,61	3,58	3,56	3,53	3,50	3,48	3,45	3,42	3,39	3,37
-6	3,90	3,87	3,84	3,81	3,78	3,75	3,72	3,70	3,67	3,64
-5	4,21	4,18	4,15	4,11	4,08	4,05	4,02	3,99	3,96	3,93
-4	4,54	4,51	4,47	4,44	4,41	4,37	4,34	4,31	4,27	4,24
-3	4,89	4,86	4,82	4,78	4,75	4,71	4,68	4,64	4,61	4,58
-2	5,27	5,23	5,19	5,16	5,12	5,08	5,04	5,00	4,97	4,93
-1	5,68	5,63	5,59	5,55	5,51	5,47	5,43	5,39	5,35	5,31
-0	6,11	6,06	6,02	5,97	5,93	5,89	5,84	5,80	5,76	5,72

\*Από: A. Rojaek, Tablice Psychometryczne Warszawa, 1959.

**ΠΙΝΑΚΑΣ Γ** (συνέχεια)  
Μέγιστες τάσεις υδρατμών

Σε hPa

°C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
+0	6,11	6,15	6,19	6,24	6,28	6,33	6,38	6,42	6,47	6,52
+1	6,56	6,61	6,66	6,71	6,76	6,80	6,85	6,90	6,95	7,00
2	7,05	7,10	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,42	7,47	7,52
3	7,58	7,63	7,68	7,74	7,79	7,85	7,90	7,96	8,02	8,07
4	8,13	8,19	8,24	8,30	8,36	8,42	8,48	8,54	8,60	8,66
5	8,72	8,78	8,84	8,90	8,97	9,03	9,09	9,15	9,22	9,28
6	9,35	9,41	9,48	9,54	9,61	9,67	9,74	9,81	9,88	9,95
7	10,02	10,08	10,15	10,22	10,29	10,36	10,43	10,51	10,58	10,65
8	10,72	10,80	10,87	10,94	11,02	11,09	11,17	11,24	11,32	11,40
9	11,48	11,55	11,63	11,71	11,79	11,87	11,95	2,03	12,11	12,19
10	12,28	12,36	12,44	12,52	12,61	12,69	12,78	12,86	12,95	13,03
11	13,12	13,21	13,30	13,38	13,47	13,56	13,65	13,74	13,84	13,93
12	14,02	14,11	14,20	14,30	14,39	14,49	14,58	14,68	14,77	14,87
13	14,97	15,07	15,17	15,27	15,37	15,47	15,57	15,67	15,77	15,87
14	15,98	16,08	16,18	16,29	16,40	16,50	16,61	16,72	16,83	16,94
15	17,05	17,16	17,27	17,38	17,49	17,60	17,71	17,83	17,94	18,06
16	18,17	18,29	18,41	18,52	18,64	18,76	18,88	19,00	19,12	19,24
17	19,37	19,49	19,62	19,74	19,86	19,99	20,11	20,24	20,37	20,50
18	20,63	20,76	20,89	21,02	21,15	21,29	21,42	21,55	21,69	21,83
19	21,96	22,10	22,24	22,33	22,52	22,66	22,80	22,94	23,08	23,23
20	23,37	23,52	23,66	23,81	23,96	24,10	24,25	24,40	24,55	24,71
21	24,86	25,01	25,17	25,32	25,47	25,63	25,79	25,95	26,11	26,27
22	26,43	26,59	26,75	26,91	27,08	27,24	27,41	27,57	27,74	27,91
23	28,08	28,25	28,42	28,60	28,77	28,94	29,11	29,29	29,47	29,65
24	29,83	30,01	30,19	30,37	30,55	30,73	30,92	31,10	31,29	31,47
25	31,66	31,85	32,04	32,23	32,42	32,61	32,81	33,01	33,20	33,40



## ΠΙΝΑΚΑΣ Δ

Θεωρητική διάρκεια ηλιοφάνειας στην περιοχή της Ελλάδος  
(σε ώρες)

Γεωγρ. Πλάτ. Β	Ι	Φ 28 ημ.	Φ 29 ημ.	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
35°	311	305	316	370	390	432	432	439	414	370	349	308	304
40°	297	297	308	369	396	445	448	454	423	372	343	296	288
45°	281	289	300	368	403	459	465	470	433	374	337	283	270

ΠΙΝΑΚΑΣ Ε  
Πρότυπη Ατμόσφαιρα

Ύψος (km)	Θερμ/σία (°C)	Πίεση (mb)	P/P <sub>0</sub> *	Πυκνότητα (kg/m <sup>3</sup> )	D/D <sub>0</sub> *
30.00	-46.60	11.97	0.01	0.02	0.02
25.00	-51.60	25.49	0.03	0.04	0.03
20.00	-56.50	55.29	0.05	0.09	0.07
19.00	-56.50	64.67	0.06	0.10	0.08
18.00	-56.50	75.65	0.07	0.12	0.09
17.00	-56.50	88.49	0.09	0.14	0.12
16.00	-56.50	103.52	0.10	0.17	0.14
15.00	-56.50	121.11	0.12	0.20	0.16
14.00	-56.50	141.70	0.14	0.23	0.19
13.00	-56.50	165.79	0.16	0.27	0.22
12.00	-56.50	193.99	0.19	0.31	0.25
11.00	-56.40	226.99	0.22	0.37	0.30
10.00	-49.90	264.99	0.26	0.41	0.34
9.50	-46.70	285.84	0.28	0.44	0.36
9.00	-43.40	308.99	0.30	0.47	0.38
8.50	-40.20	331.54	0.33	0.50	0.40
8.00	-36.90	356.51	0.35	0.53	0.43
7.50	-33.70	382.99	0.38	0.56	0.45
7.00	-30.50	411.05	0.41	0.59	0.48
6.50	-27.20	440.75	0.43	0.62	0.50
6.00	-23.90	472.17	0.47	0.66	0.54
5.50	-20.70	505.39	0.50	0.70	0.57
5.00	-17.50	540.48	0.53	0.74	0.60
4.50	-14.20	577.52	0.57	0.78	0.63
4.00	-11.00	616.60	0.61	0.82	0.67
3.50	-7.70	657.80	0.65	0.86	0.70
3.00	-4.50	701.21	0.69	0.91	0.74
2.50	-1.20	746.91	0.74	0.96	0.78
2.00	2.00	795.01	0.78	1.01	0.82
1.50	5.30	845.59	0.83	1.06	0.86
1.00	8.50	898.76	0.89	1.11	0.91
0.50	11.80	954.61	0.94	1.17	0.95
0.00	15.00	1013.25	1.00	1.23	1.00

P/P\*: Ο λόγος της πίεσης προς εκείνη στη μέση στάθμη της θάλασσας.

D/D\*: Ο λόγος της πυκνότητας του αέρα προς εκείνη στη μέση στάθμη της θάλασσας.

**ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΤ**  
Αναγωγή της βαρομετρικής ανάγνωσης στη θερμοκρασία του μηδενός

Θερ/οία μέτρου t°C	Ύψος υδροβαρικής στήλης σε mm																	
	620	630	640	650	660	670	680	690	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790
0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1	.10	.10	.10	.11	.11	.11	.11	.11	.11	.12	.12	.12	.12	.12	.12	.13	.13	.13
2	.20	.21	.21	.22	.22	.22	.22	.23	.23	.24	.24	.24	.24	.25	.25	.25	.25	.26
3	.30	.31	.31	.32	.32	.33	.33	.34	.34	.35	.35	.36	.36	.37	.37	.38	.38	.39
4	.40	.41	.42	.43	.44	.44	.44	.45	.46	.46	.47	.48	.48	.49	.50	.51	.51	.52
5	0.51	0.51	0.52	0.53	0.54	0.55	0.56	0.57	0.58	0.59	0.60	0.60	0.61	0.62	0.63	0.64	0.64	0.64
6	.61	.62	.63	.64	.65	.66	.67	.68	.69	.70	.71	.72	.72	.73	.74	.75	.76	.77
7	.71	.72	.73	.74	.75	.77	.78	.79	.80	.81	.82	.83	.85	.86	.87	.88	.89	.90
8	.81	.82	.84	.85	.86	.87	.89	.90	.91	.93	.94	.95	.97	.98	.99	1.01	1.02	1.03
9	.91	.92	.94	.95	.97	.98	1.00	1.01	1.03	1.04	1.06	1.07	1.09	1.10	1.12	1.13	1.15	1.16
10	1.01	1.03	1.04	1.06	1.08	1.09	1.11	1.13	1.14	1.16	1.17	1.19	1.21	1.22	1.24	1.26	1.27	1.29
11	1.11	1.13	1.15	1.17	1.18	1.20	1.22	1.24	1.26	1.29	1.31	1.33	1.35	1.36	1.38	1.40	1.42	1.45
12	1.21	1.23	1.25	1.27	1.29	1.31	1.33	1.35	1.37	1.39	1.41	1.43	1.45	1.47	1.49	1.51	1.53	1.55
13	1.31	1.34	1.36	1.38	1.40	1.42	1.44	1.46	1.48	1.50	1.53	1.55	1.57	1.59	1.61	1.63	1.65	1.67
14	1.41	1.44	1.46	1.48	1.51	1.53	1.55	1.57	1.60	1.62	1.64	1.67	1.69	1.71	1.73	1.76	1.78	1.80
15	1.52	1.54	1.56	1.59	1.61	1.64	1.66	1.69	1.71	1.74	1.76	1.78	1.81	1.83	1.86	1.88	1.91	1.93
16	1.62	1.64	1.67	1.69	1.72	1.75	1.77	1.80	1.82	1.85	1.88	1.90	1.93	1.96	1.98	2.01	2.03	2.06
17	1.72	1.74	1.77	1.80	1.83	1.86	1.88	1.91	1.94	1.97	1.99	2.02	2.05	2.08	2.10	2.13	2.16	2.19
18	1.82	1.85	1.88	1.91	1.93	1.96	1.99	2.02	2.05	2.08	2.11	2.14	2.17	2.20	2.23	2.26	2.29	2.32
19	1.92	1.95	1.98	2.01	2.04	2.07	2.10	2.13	2.17	2.20	2.23	2.26	2.29	2.32	2.35	2.38	2.41	2.44
20	2.02	2.05	2.08	2.12	2.15	2.18	2.21	2.25	2.28	2.31	2.34	2.38	2.41	2.44	2.47	2.51	2.54	2.57
21	2.12	2.15	2.19	2.22	2.26	2.29	2.32	2.36	2.39	2.43	2.46	2.50	2.53	2.56	2.60	2.63	2.67	2.70
22	2.22	2.26	2.29	2.33	2.36	2.40	2.43	2.47	2.51	2.54	2.58	2.61	2.65	2.69	2.72	2.76	2.79	2.83
23	2.32	2.36	2.40	2.43	2.47	2.51	2.54	2.58	2.62	2.66	2.69	2.73	2.77	2.81	2.84	2.88	2.92	2.96
24	2.42	2.46	2.50	2.54	2.58	2.62	2.66	2.69	2.73	2.77	2.81	2.85	2.89	2.93	2.97	3.01	3.05	3.08
25	2.52	2.56	2.60	2.64	2.68	2.72	2.77	2.81	2.85	2.89	2.93	2.97	3.01	3.05	3.09	3.13	3.17	3.21
26	2.62	2.66	2.71	2.75	2.79	2.83	2.88	2.92	2.96	3.00	3.04	3.09	3.13	3.17	3.21	3.26	3.30	3.34
27	2.72	2.77	2.81	2.85	2.90	2.94	2.99	3.03	3.07	3.12	3.16	3.20	3.25	3.29	3.34	3.38	3.42	3.47
28	2.82	2.87	2.91	2.96	3.00	3.05	3.10	3.14	3.19	3.23	3.28	3.32	3.37	3.41	3.46	3.51	3.55	3.60
29	2.92	2.97	3.02	3.06	3.11	3.16	3.21	3.25	3.30	3.35	3.39	3.44	3.49	3.54	3.58	3.63	3.68	3.72
30	3.02	3.07	3.12	3.17	3.22	3.27	3.32	3.36	3.41	3.46	3.51	3.56	3.61	3.66	3.71	3.75	3.80	3.85
31	3.12	3.17	3.22	3.27	3.32	3.37	3.43	3.48	3.53	3.58	3.63	3.68	3.73	3.78	3.83	3.88	3.93	3.98
32	3.22	3.28	3.33	3.38	3.43	3.48	3.54	3.59	3.64	3.69	3.74	3.79	3.85	3.90	3.95	4.00	4.05	4.11
33	3.32	3.38	3.43	3.48	3.54	3.59	3.64	3.70	3.75	3.81	3.86	3.91	3.97	4.02	4.07	4.13	4.18	4.23
34	3.42	3.48	3.53	3.59	3.64	3.70	3.75	3.81	3.87	3.93	3.98	4.03	4.09	4.14	4.20	4.25	4.31	4.36
35	3.52	3.58	3.64	3.69	3.75	3.81	3.86	3.92	3.98	4.03	4.09	4.15	4.21	4.26	4.32	4.38	4.43	4.49