

Ευάγγελος Α. Μπαλτάς

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

2η έκδοση
αναθεωρημένη



ISBN 978-960-456-376-0

© Copyright: Μπαλτάς Ευάγγελος, Εκδόσεις Ζήτη,

2^η έκδοση αναθεωρημένη: Οκτώβριος 2013, Θεσσαλονίκη

Το παρόν έργο πνευματικής ιδιοκτησίας προστατεύεται κατά τις διατάξεις του Ελληνικού νόμου (Ν.2121/1993 όπως έχει τροποποιηθεί και ισχύει σήμερα) και τις διεθνείς συμβάσεις περί πνευματικής ιδιοκτησίας. Απαγορεύεται απολύτως η άνευ γραπτής άδειας του εκδότη και συγγραφέα κατά οποιοδήποτε τρόπο ή μέσο αντιγραφή, φωτοανατύπωση και εν γένει αναπαραγωγή, εκμίσθωση ή δανεισμός, μετάφραση, διασκευή, αναμετάδοση στο κοινό σε οποιαδήποτε μορφή (ηλεκτρονική, μηχανική ή άλλη) και η εν γένει εκμετάλλευση του συνόλου ή μέρους του έργου.

Φωτοστοιχειοθεσία

Εκτύπωση

Βιβλιοδεσία

Π. ΖΗΤΗ & Σια ΟΕ

18^ο χλμ Θεσσαλονίκης - Περαιάς

Τ.Θ. 4171 • Περαιά Θεσσαλονίκης • Τ.Κ. 570 19

Τηλ.: 2392.072.222 - Fax: 2392.072.229 • e-mail: info@ziti.gr



www.ziti.gr

ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΔΙΑΘΕΣΗ:

Αρμενοπούλου 27 - 546 35 Θεσσαλονίκη • Τηλ.: 2310-203.720 • Fax 2310-211.305

e-mail: sales@ziti.gr

ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ ΑΘΗΝΩΝ - ΕΝΩΣΗ ΕΚΔΟΤΩΝ ΒΙΒΛΙΟΥ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ:

Στοά του Βιβλίου (Πεσμαζόγλου 5) - 105 64 ΑΘΗΝΑ • Τηλ.-Fax: 210-3211.097

ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ - ΑΠΟΘΗΚΗ ΑΘΗΝΩΝ:

Χαριλάου Τρικούπη 22 - Τ.Κ. 106 79, Αθήνα • Τηλ.-Fax: 210-3816.650

e-mail: athina@ziti.gr

ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΟ ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ: www.ziti.gr

Πρόλογος

Στόχος του παρόντος συγγράμματος είναι η παροχή ενός πλήρους βοηθήματος στους φοιτητές και πτυχιούχους Γεωτεχνικών, Πολυτεχνικών και Περιβαλλοντικών Σχολών σχετικά με θέματα Μετεωρολογικών Εφαρμογών.

Το βιβλίο διαμορφώθηκε έτσι ώστε να προσφέρει τις βασικές γνώσεις των εννοιών της επιστήμης της Μετεωρολογίας με παραδείγματα, που συμβάλλουν στην καλύτερη κατανόηση αυτών. Οι έννοιες αυτές θεωρούνται απαραίτητες για τους επαγγελματίες Γεωτεχνικούς, Μηχανικούς και Επιστήμονες που ασχολούνται με οποιονδήποτε τομέα των φυσικών επιστημών, που συνδέεται με τη Μετεωρολογία, την Υδρολογία και τους Υδατικούς Πόρους.

Πιστεύω ότι το βιβλίο αυτό θα συμβάλλει ουσιαστικά στην εκπαίδευση των φοιτητών που διδάσκονται Μετεωρολογία και θα βοηθήσει τους τεχνικούς και άλλους επιστήμονες για ολοκληρωμένες προσεγγίσεις σε θέματα μετεωρολογικών εφαρμογών.

Υποδείξεις από τους αναγνώστες του βιβλίου για ενδεχόμενες ελλείψεις καθώς και τυπογραφικά ή εννοιολογικά σφάλματα είναι ευπρόσδεκτες.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα στελέχη των εκδόσεων Ζήτη για την επιμέλεια στην έκδοση του βιβλίου.

Οκτώβριος 2013

Ευάγγελος Α. Μπαλάς

Περιεχόμενα

1 Εισαγωγή

1.1. Γενικά.....	13
1.1.1 Ιστορικό	14
1.2 Δομή και Φυσικές Ιδιότητες της Ατμόσφαιρας	16
1.2.1 Χημική σύνθεση της ατμόσφαιρας.....	17
1.2.2 Το όζον και η σημασία του στη ζωή	18
1.2.3 Το διοξείδιο του άνθρακα και το φαινόμενο θερμοκηπίου	19
1.2.4 Το διοξείδιο του θείου και η όξινη βροχή.....	20
1.3 Το Νερό και ο Υδρολογικός Κύκλος.....	20
1.4 Το Κλίμα και η Αένηη Αλλαγή του.....	21
1.4.1 Το κλίμα στην Ελλάδα	22

2 Θερμοδυναμική της Ατμόσφαιρας

2.1 Ο Νόμος των αερίων.....	23
2.1.1 Εικονική θερμοκρασία (virtual temperature)	26
2.2 Υδροστατική εξίσωση και εφαρμογές της.....	27
2.2.1 Γεωδυναμικό.....	28
2.3 Μονάδες μέτρησης στη Μετεωρολογία.....	29
2.4 1 ^{ος} Νόμος Θερμοδυναμικής	32
2.4.1 Ειδική θερμότητα.....	34
2.5 Αδιαβατική διαδικασία	35
2.5.1 Αδιαβατική θερμοβαθμίδα	36
2.5.2 Δυναμική θερμοκρασία	37
2.5.3 Τεφίγραμμα.....	38
2.5.4 Ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία	40
2.5.5 Επίπεδο συμπίκνωσης (LCL)	40
2.6 Φαινόμενο Φεν (Föhn).....	41
2.7 Αστάθεια	42
2.8 Υγρομετρικές παράμετροι	43
2.8.1 Απόλυτη υγρασία.....	43
2.8.2 Αναλογία μίγματος	44
2.8.3 Αναλογία μίγματος κορεσμού	45

2.8.4	Ειδική υγρασία.....	45
2.8.5	Σχετική υγρασία.....	46
2.8.6	Υπολογισμός της απόλυτης υγρασίας απο τη σχετική υγρασία και τη θερμοκρασία	47
2.9	Μέθοδοι και όργανα μέτρησης της υγρασίας.....	54
2.9.1	Θερμοδυναμική μέθοδος	54
2.9.2	Μέθοδος υγροσκοπική.....	57
2.9.3	Μέθοδος συμπύκνωσης	59
2.9.4	Μέθοδος απορρόφησης και ηλεκτρική.....	59
2.9.5	Αισθητήρες μέτρησης της σχετικής υγρασίας του αέρα κατάλληλοι για αυτόματους μετεωρολογικούς σταθμούς.....	59

3 Θερμοκρασία

3.1	Θερμοκρασία Αέρα.....	71
3.1.1	Εισαγωγή	71
3.1.2	Περιοδικές μεταβολές της θερμοκρασίας αέρα	73
3.1.3	Γεωγραφική κατανομή της θερμοκρασίας αέρα.....	78
3.1.4	Μεταβολή της θερμοκρασίας αέρα με το ύψος	82
3.1.5	Αναστροφές θερμοκρασίας αέρα.....	82
3.1.6	Γεωγραφική κατανομή της θερμοκρασίας αέρα στον ελληνικό χώρο	84
3.2	Θερμοκρασία Εδάφους.....	86
3.2.1	Γενικά	86
3.2.2	Θερμοκρασία επιφανειακών εδαφικών στρωμάτων.....	88
3.2.3	Θερμοκρασία βάθους εδάφους	88
3.3	Θερμοκρασία Υδάτων	89
3.3.1	Θερμοκρασία γλυκού νερού	89
3.3.2	Θερμοκρασία θαλάσσιου νερού	89

4 Εξάτμιση και Διαπνοή

4.1	Γενικά	93
4.2	Φυσικό Υπόβαθρο Εξάτμισης	95
4.2.1	Φυσικές ιδιότητες νερού και υδρατμών.....	95
4.2.2	Ακτινοβολία.....	97
4.3	Εξάτμιση	102
4.3.1	Ημερήσια και ετήσια μεταβολή της εξάτμισης	104
4.3.2	Εξάτμιση από διάφορες εδαφικές επιφάνειες.....	105
4.3.3	Προσδιορισμός της εξάτμισης με λεκάνη εξάτμισης και ατμόμετρο.....	107
4.3.4	Μέθοδοι υδατικού ισοζυγίου	109
4.3.5	Μέθοδοι ισοζυγίου ενέργειας	109

4.3.6 Μέθοδοι μεταφοράς μάζας	110
4.3.7 Μέθοδοι συνδυασμού - η μέθοδος Penman	111
4.4 Διαπνοή	114
4.5 Εξατμισοδιαπνοή	115
4.5.1 Παράγοντες που επηρεάζουν την εξατμισοδιαπνοή.....	116
4.5.2 Γεωγραφική κατανομή των τιμών της εξατμισοδιαπνοής.....	117
4.5.3 Άμεση εκτίμηση (μέτρηση) της εξατμισοδιαπνοής	120
4.5.4 Έμμεση εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής.....	121
4.5.5 Μέθοδοι υδατικού ισοζυγίου.....	121
4.5.6 Μέθοδοι προσδιορισμού της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής από κλιμα- τικά δεδομένα	123
4.6 Μέθοδοι Προσδιορισμού της Πραγματικής Εξατμισοδιαπνοής.....	136
4.6.1 Μέθοδος TURC	136
4.6.2 Μέθοδος Coutagne	138
4.6.3 Μέθοδος Ol' Dekor	140
4.7 Παρατηρήσεις στην Προσομοίωση της Εξατμισοδιαπνοής	141

5 Βαρομετρική Πίεση

5.1 Γενικά.....	143
5.1.1 Μονάδες ατμοσφαιρικής πίεσης.....	144
5.2 Μεταβολές της Ατμοσφαιρικής Πίεσης.....	145
5.2.1 Κατακόρυφες μεταβολές	145
5.2.2 Οριζόντιες μεταβολές	145
5.2.3 Περιοδικές μεταβολές.....	146
5.3 Βαροβαθμίδα - Ισοβαρείς Καμπύλες και Μορφές της	147
5.4 Υδραργυρικά Βαρόμετρα	149
5.4.1 Βαρόμετρο Fortin	149
5.4.2 Βαρόμετρο Renou - Kew	151
5.4.3 Διορθώσεις και αναγωγές των βαρομετρικών αναγνώσεων	151
5.5 Μεταλλικά ή Ανεροϊδή Βαρόμετρα - Βαρογράφοι	153

6 Ηλιακή Ακτινοβολία και Φωτισμός

6.1 Γενικά.....	165
6.1.1 Ορισμοί.....	165
6.1.2 Μορφές ακτινοβολίας.....	168
6.2 Νόμοι της Ακτινοβολίας.....	170
6.3 Ηλιακή Ακτινοβολία.....	173
6.3.1 Χαρακτηριστικά του ηλίου.....	177

6.3.2 Ηλιακή σταθερά.....	178
6.4 Περιγραφή Οργάνων Μέτρησης της Ηλιακής Ακτινοβολίας.....	179
6.4.1 Πυρηλιόμετρα.....	179
6.4.2 Ακτινόμετρα.....	184
6.4.3 Περιγραφή οργάνων μέτρησης του φωτισμού	188

7 Άνεμος

7.1 Εισαγωγή	189
7.2 Ημερήσιοι Άνεμοι.....	193
7.2.1 Θαλάσσια και απόγειος αύρα	193
7.2.2 Αύρες Ορέων και Κοιλάδων.....	195
7.3 Χαρακτηριστικοί Άνεμοι στη Μεσόγειο	196
7.3.1 Ετησίες ή μελέμια	196
7.3.2 Άνεμος Foehn ή Λίβας.....	197
7.3.3 Βαρδάρης (Vardarac).....	198
7.3.4 Άνεμος Sirocco	198

8 Κατακρημνίσματα

8.1 Γενικά	201
8.2 Σχηματισμός των Ατμοσφαιρικών Κατακρημνισμάτων	201
8.3 Μορφές Κατακρημνισμάτων	203
8.3.1 Βροχή.....	204
8.3.2 Χιόνι.....	204
8.3.3 Χαλάζι.....	206
8.4 Μηχανισμοί Ψύξης και Τύποι Κατακρημνισμάτων	207
8.5 Μέτρηση Κατακρημνισμάτων	208
8.5.1 Βροχόμετρα	208
8.5.2 Βροχογράφοι.....	209
8.5.3 Μέτρηση Χιονιού	211
8.5.4 Μετεωρολογικό Ραντάρ.....	212
8.5.5 Εκτίμηση κατακρημνίσεων με τη βοήθεια δορυφόρων	212
8.5.6 Εγκατάσταση βροχομέτρων και βροχογράφων	216
8.6 Εγκατάσταση Δικτύων Σημειακών Μετρήσεων	217
8.7 Έλεγχος Ομοιογένειας και Ανάλυση Διπλών Αθροιστικών Καμπυ- λών	221
8.8 Συμπλήρωση Βροχομετρικών Παρατηρήσεων – Αναγωγή σε Διαφο- ρετικό Υψόμετρο	228
8.8.1 Μέθοδος Αριθμητικού Μέσου.....	229

8.8.2 Μέθοδος Κανονικών Λόγων	229
8.8.3 Μέθοδος Αντίστροφων Αποστάσεων.....	230
8.8.4 Συσχέτιση και παλινδρόμηση.....	230
8.8.5 Διόρθωση της βροχόπτωσης με το υψόμετρο	237
8.9 Επιφανειακή Ολοκλήρωση Σημειακών Βροχοπτώσεων	238
8.9.1 Μέθοδος μέσου όρου.....	239
8.9.2 Μέθοδος Thiessen	239
8.9.3 Μέθοδος των ισοϋέτιων.....	241
8.9.4 Μέθοδος Kriging	248

9 Ξηρασία

9.1 Γενικά.....	251
9.2 Ορισμός της Ξηρασίας.....	252
9.2.1 Τύποι Ξηρασίας.....	252
9.3 Χαρακτηριστικά της Ξηρασίας.....	254
9.4 Αίτια της Ξηρασίας.....	256
9.4.1 Αλλαγές στην κυκλοφορία της ατμόσφαιρας.....	257
9.4.2 Φαινόμενο El Niño	257
9.4.3 Φαινόμενο La Niña.....	260
9.4.4 Αστρονομικοί Παράγοντες.....	263
9.5 Δείκτες Ξηρασίας.....	263
9.5.1 Δείκτης ξηρασίας SPI (Standard Precipitation Index)	264
9.5.2 Palmer Drought Severity Index (PDSI).....	266
9.5.3 Το ποσοστό της μέσης τιμής βροχόπτωσης (normal)	268
9.5.4 Surface Water Supply Index (SWPI).....	269
9.5.5 Δείκτης Υγρασίας Σοδειάς (CMI-Crop Moisture Index)	270
9.5.6 Εθνικός Δείκτης Βροχόπτωσης (RI-National Rainfall Index)	270

10 Κλιματική Ταξινόμηση

10.1 Γενική Περιγραφή Κλίματος Ελλάδας	273
10.2 Κλιματικές Ταξινομήσεις	274
10.2.1 Κλιματική ταξινόμηση κατά Köppen.....	274
10.2.2 Κλιματική ταξινόμηση κατά Thornthwaite (Ζαμπάκας, 1992)	280
10.3 Κλιματικοί δείκτες	284
10.3.1 Δείκτες Ηπειρωτικότητας - Ωκεανικότητας.....	285
10.3.2 Δείκτες Ξηρότητας - Υγρότητας.....	288
10.3.3 Θερμοϋγρογραφήματα	295

11 Δίκτυο Αυτόματων Μετεωρολογικών Σταθμών

11.1	Εισαγωγή	297
11.2	Λειτουργικές Απαιτήσεις του Συστήματος	298
11.3	Ο Σταθμός Διαχείρισης Δικτύου των ΑΜΣ	299
11.4	Τεχνικές Απαιτήσεις κάθε Υποσυστήματος	299
11.5	Κεντρική Μονάδα Αυτόματων Μετεωρολογικών Σταθμών (ΚΜ - ΑΜΣ)	300
11.6	Σχεδίαση του Σταθμού Διαχείρισης Δικτύου (ΣΔΔ) του Συστήματος των ΑΜΣ	302
11.7	Αισθητήρες	303
11.7.1	Αισθητήρες μέτρησης ταχύτητας και διεύθυνσης ανέμου	304
11.7.2	Αισθητήρας μέτρησης έντασης ανέμου	305
11.7.3	Αισθητήρας μέτρησης Θερμοκρασίας και Σχετικής Υγρασίας αέρα	305
11.7.4	Αισθητήρας Βαρομετρικής πίεσης	306
11.7.5	Αισθητήρας μέτρησης βροχόπτωσης	306
11.7.6	Αισθητήρας μέτρησης ύψους βάσης νεφών	307
11.7.7	Αισθητήρας ποσού νεφών	307
11.7.8	Αισθητήρας ορατότητας (forward scatter)	307
11.7.9	Αισθητήρας παρόντος καιρού	307
11.7.10	Αισθητήρας μέτρησης θερμοκρασίας εδάφους	307
11.7.11	Αισθητήρας μέτρησης ύψους χιονιού	308
11.7.12	Αισθητήρας μέτρησης ολικής ηλιακής ακτινοβολίας	308
11.7.13	Αισθητήρας μέτρησης καθαρής ακτινοβολίας	308
11.7.14	Αισθητήρας φωτοσυνθετικά ενεργού ακτινοβολίας	308
11.7.15	Αισθητήρας μέτρησης υγρασίας εδάφους	308
11.7.16	Αισθητήρας μέτρησης ροής θερμότητας	309
11.7.17	Αισθητήρας μέτρησης της διάρκειας ηλιοφάνειας	309
11.7.18	Αισθητήρας μέτρησης εξάτμισης (εξατμισόμετρο λεκάνης)	309
11.8	Ιστός	309
11.9	Σχετική Διάταξη Τμημάτων των Αυτόματων Μετεωρολογικών Σταθμών	310
11.9.1	Απαιτήσεις σε Λογισμικό και Υλισμικό (SW / HW)	310
11.9.2	Τεχνολογικός Εξοπλισμός	311
11.9.3	Δικτυακός Εξοπλισμός	312
11.9.4	Βαθμονόμηση - Συντήρηση	313
11.10	Εργασίες Υποδομής	314
11.10.1	Περίφραξη	315

12 Μετεωρολογικό Ραντάρ και Εφαρμογές

12.1. Γενικά περί Ραντάρ.....	321
12.2 Βασική Θεωρία του Μετεωρολογικού Ραντάρ.....	324
12.3 Περιγραφή του WSR-74 S-Band Μετεωρολογικού Ραντάρ	330
12.4 Δίκτυο Μετεωρολογικών Ραντάρ στην Ελλάδα.....	339
12.5 Συνοπτική Επισκόπηση Χρήσης του Μετεωρολογικού Ραντάρ στην Υδρολογία.....	342
12.5.1 Παράγοντες διαφοροποίησης της μέτρησης της βροχής μεταξύ ραντάρ και βροχογράφων.....	344
12.5.2 Πλεονεκτήματα-μειονεκτήματα χρήσης μετεωρολογικού ραντάρ έναντι βροχογράφων	345
12.6 Σφάλματα στις Μετρήσεις του Μετεωρολογικού Ραντάρ.....	346
12.6.1 Γενικά περί σφαλμάτων του μετεωρολογικού ραντάρ βροχογράφων	346
12.7 Προβλήματα Προερχόμενα από τα Χαρακτηριστικά και τη Θέση του Ραντάρ.....	347
12.7.1 Σφάλματα οφειλόμενα στο ανάγλυφο του εδάφους.....	347
12.7.2 Σφάλματα οφειλόμενα στην εξασθένιση του σήματος.....	348
12.7.3 Επιλογή του μήκους κύματος του ραντάρ	351
12.7.4 Επιλογή θέσης ραντάρ για υδρολογικές εφαρμογές	351
12.7.5 Ρύθμιση των ηλεκτρονικών τμημάτων του συστήματος του ραντάρ	352
12.8 Προβλήματα Προερχόμενα από τα Χαρακτηριστικά των Καταιγίδων	353
12.8.1 Επίδραση της κατανομής των υδροσταγονιδίων στη Z-R εκθετική σχέση	353
12.8.2 Επίδραση του κατακόρυφου προφίλ ανακλαστικότητας στις μετρήσεις του μετεωρολογικού ραντάρ.....	357

13 Στατιστική Μετεωρολογία

13.1 Γενικά.....	363
13.2 Βασικές Έννοιες Θεωρίας Πιθανοτήτων.....	364
13.2.1 Ορισμός συνάρτησης πιθανότητας – Ιδιότητες	367
13.2.2 Δεσμευμένη πιθανότητα – Ιδιότητες	368
13.2.3 Θεώρημα ολικής πιθανότητας.....	368
13.2.4 Θεώρημα του Bayes.....	369
13.3 Αναμενόμενες Τιμές και Παράμετροι Κατανομών.....	370
13.4 Κατανομές	376

13.5	Διακριτές Κατανομές	377
13.5.1	Ομοιόμορφη κατανομή	377
13.5.2	Κατανομή Bernoulli	377
13.5.3	Διωνυμική κατανομή	378
13.5.4	Γεωμετρική κατανομή	378
13.5.5	Κατανομή Poisson	378
13.6	Συνεχείς Κατανομές	380
13.6.1	Ομοιόμορφη κατανομή	380
13.6.2	Εκθετική κατανομή	380
13.6.3	Κανονική κατανομή	380
13.6.4	Λογαριθμική κατανομή	386
13.6.5	Κατανομή Γάμα	388
13.6.6	Κατανομή Γάμα τριών παραμέτρων (Pearson Type III)	389
13.6.7	Κατανομή Log- Pearson Type III	390
13.7	Κατανομές Ακροτάτων	391
13.7.1	Κατανομή μεγίστων τύπου I (Gumbel)	391
13.7.2	Κατανομή ελαχίστων τύπου I (Gumbel)	393
13.7.3	Κατανομή ελαχίστων τύπου III (Weibull)	394
13.8	Έλεγχος Καταλληλότητας των Κατανομών	395
13.8.1	Έλεγχος χ^2	396
13.8.2	Έλεγχος Kolmogorov - Smirnov για την καταλληλότητα κατανομής	397
13.9	Ανάλυση Συχνότητας	431
13.9.1	Σημειακή ανάλυση συχνότητας	432
13.10	Πλημμύρα Σχεδιασμού	436
13.10.1	Μέθοδοι βροχής- απορροής	437
13.10.2	Μέθοδοι που βασίζονται στη συχνότητα	438
13.10.3	Μέθοδοι που βασίζονται στη διακινδύνευση	438
13.10.4	Επιλογή μεθόδου	438
13.11	Όμβριες Καμπύλες	439
13.11.1	Σχεδίαση των όμβριων καμπυλών	442
13.11.2	Σχεδίαση των όμβριων καμπυλών	443

Παράρτημα: Μονάδες Μέτρησης και Φυσικές Σταθερές

A-1	Μονάδες Μέτρησης	451
A-2	Φυσικές Σταθερές	453
	Βιβλιογραφικές Αναφορές	455
	Βιβλιογραφία από το Διαδίκτυο	461



1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γενικά

Η ατμόσφαιρα επιτελεί σημαντικές λειτουργίες, κρίσιμες για όλες τις διεργασίες του πλανήτη και ιδιαίτερα για τη ζωή πάνω στη Γη. Αποτελεί την ασπίδα της Γης, προστατεύοντάς την από την εισβολή αστρικών σωμάτων, τα οποία εισερχόμενα στην ατμόσφαιρα και διανύοντάς την καίγονται σε υψηλές θερμοκρασίες, αλλά και φιλτράροντας την επιβλαβή ακτινοβολία. Δίνει τροφή στα φυτά (και έμμεσα στα ζώα), παρέχοντας το διοξείδιο του άνθρακα, το οποίο με τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης μετατρέπεται σε οργανική ύλη. Δίνει το απαραίτητο για την αναπνοή οξυγόνο στα (αερόβια) έμβια όντα. Αποτελεί τον κύριο θερμοστάτη του πλανήτη, ρυθμίζοντας τη θερμοκρασία σε επίπεδα που κάνουν τη Γη φιλόξενη στη ζωή. Είναι το μέσο στο οποίο συμβαίνουν σημαντικές διεργασίες ανταλλαγής ενέργειας και μάζας.

Μια από τις σημαντικότερες συνέπειες αυτών των ανταλλαγών είναι ο κύκλος του νερού (ή υδρολογικός κύκλος) που παρέχει το καθαρό νερό που χρειάζονται τα έμβια όντα που ζουν στη στεριά. Από τις 100 μονάδες ηλιακής ακτινοβολίας (ορατών - βραχέων κυμάτων) που φτάνουν στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας, μόνο οι 55 φτάνουν στην επιφάνεια της στεριάς ή της θάλασσας και μόνο οι 51 απορροφώνται εκεί. Οι υπόλοιπες έχουν απορροφηθεί ή ανακλαστεί από την ατμόσφαιρα. Παράλληλα, η Γη, όπως κάθε σώμα που έχει θερμοκρασία πάνω απ' το απόλυτο μηδέν (-273°C), εκπέμπει και η ίδια ακτινοβολία. Για τη μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης (περίπου 15°C), η εκπεμπόμενη ακτινοβολία είναι υπέρυθη (μη ορατά - μακρά κύματα) και είναι υπερδιπλάσια από την ηλιακή ενέργεια που φτάνει στην επιφάνεια της Γης. Όμως, το μεγαλύτερο μέρος αυτής της ακτινοβολίας (111 μονάδες) απορροφάται από την ατμόσφαιρα και εν μέρει επανεκπέμπεται προς την επιφάνεια της Γης, προκαλώντας έτσι το γνωστό φαινόμενο θερμοκηπίου (όπως θα δούμε αναλυτικότερα πιο κάτω). Μικρότερες ποσότητες ακτινοβολίας διαφεύγουν προς το διάστημα.

Από το αλγεβρικό άθροισμα των παραπάνω μεγεθών προκύπτει ότι υπάρχει καθαρή απορρόφηση ή “κέρδος” 30 ενεργειακών μονάδων από την επιφάνεια της Γης. Αυτές οι 30 μονάδες μεταφέρονται στην ατμόσφαιρα με άλλους μηχανισμούς, εκτός της ακτινοβολίας. Πρόκειται, συγκεκριμένα, για τους μηχανισμούς της αγωγής θερμότητας (λόγω επαφής με την επιφάνεια της Γης), κατακόρυφης μεταφοράς (λόγω ανοδικών ρευμάτων αέρα) και εξάτμισης του νερού. Ειδικότερα, η ενέργεια που διατίθεται για την εξάτμιση, γνωστή ως λανθάνουσα θερμότητα, ανακτάται στην ατμόσφαιρα με τη συμπύκνωση των υδρατμών και αποτελεί την κινητήρια δύναμη του υδρολογικού κύκλου. Από τα παραπάνω δεδομένα προκύπτει ότι υπάρχει ισοζύγιο στις διακινήσεις ενέργειας σε όλα τα επίπεδα, τόσο στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας, όσο και στην επιφάνεια της Γης. Η ηλιακή ακτινοβολία συντηρεί τη σχετικά μεγάλη (15 °C) μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης: αν δεν υπήρχε, τότε η θερμοκρασία της Γης θα έτεινε προς το απόλυτο μηδέν (ώστε να υπάρχει και πάλι ισοζύγιο ενέργειας εκπομπής και πρόσληψης).

Τέλος, η δράση της ηλιακής ακτινοβολίας προκαλεί θερμοκρασιακή ανισοκατανομή που τροφοδοτεί ενεργειακά την κίνηση στην ατμόσφαιρα. Τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα, άνεμοι, σύννεφα, βροχές και χιόνια, αναλύονται από τη *μετεωρολογία* (*μετέωρα* είναι οι σταγόνες του νερού που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα, σχηματίζοντας τα σύννεφα). Μετεωρολογία είναι η επιστήμη του καιρού, ενώ ο *καιρός* ορίζεται ως η κατάσταση της ατμόσφαιρας πάνω από μια δεδομένη περιοχή για ένα δεδομένο χρόνο. Η σύνθεση των στοιχείων του καιρού για ένα μακρύ χρονικό διάστημα είναι το *κλίμα*. Έτσι, η έννοια του κλίματος συνυφαίνεται με τη στατιστική εικόνα του μεταβλητού καιρού. Το κλίμα εξετάζεται από την *κλιματολογία*, τη δεύτερη κύρια ατμοσφαιρική επιστήμη.

1.1.1 Ιστορικό

Οι απαρχές των γνώσεων για την ατμόσφαιρα και το κλίμα χάνονται στα βάθη της προϊστορίας. Πρακτικές παρατηρήσεις μετεωρολογίας, συγκεχυμένες σε ένα κράμα προκαταλήψεων και μαγείας, υπάρχουν σε όλους τους ιστορικά βεβαιωμένους αρχαίους πολιτισμούς. Η πρώτη οργανωμένη θεωρητικά προσέγγιση των φαινομένων της ατμόσφαιρας, μέσα από τον αφηρημένο στοχασμό που συνδυάζεται με την παρατήρηση, παρουσιάστηκε από τους αρχαίους έλληνες διανοητές και διασώθηκε σε γραπτά φιλοσοφικά και επιστημονικά κείμενα. Ο Ίωνας φιλόσοφος Αναξιμένης (585-525 π.Χ.) μελέτησε με εξαιρετική επινοητικότητα και αγκίνοια τα μετεωρολογικά φαινόμενα και παρουσίασε ορθές εξη-

γήσεις για το σχηματισμό των νεφών, της βροχής, του χαλαζιού και του χιονιού, τα αίτια των ανέμων και της ίριδας (ουράνιου τόξου), ενώ προσπάθησε να δώσει φυσική ερμηνεία και για τη δημιουργία της αστραπής. Ο Αναξαγόρας ο Κλαζομένιος, φιλόσοφος που έζησε στην Αθήνα (500-428 π.Χ.) και θεωρείται (μαζί με τον Εμπεδοκλή) πατέρας της πειραματικής έρευνας, αποσαφήνισε την έννοια του υδρολογικού κύκλου: ο ήλιος σηκώνει το νερό από τη θάλασσα στην ατμόσφαιρα, απ' όπου πέφτει ως βροχή, στη συνέχεια συλλέγεται σε υπόγεια κοιλάσματα και τροφοδοτεί τη ροή των ποταμών. Ο Αριστοτέλης (384-323 π.Χ.) στο έργο του *Μετεωρολογικά* διατυπώνει με σαφήνεια τις αρχές του υδρολογικού κύκλου, διευκρινίζοντας ότι οι υδρατμοί αποτελούν εξαέρωση του νερού υπό την επίρεια του ηλίου και η συμπύκνωσή τους προκαλεί τα νέφη· μάλιστα διατυπώνει έμμεσα την αρχή της διατήρησης της μάζας του νερού στον υδρολογικό κύκλο. Ο Επίκουρος (341-270 π.Χ.) έδωσε φυσικές εξηγήσεις των μετεωρολογικών φαινομένων, στα πρότυπα των Ιώνων φιλοσόφων, αντικρούοντας τις δεισιδαιμονίες της εποχής. Ο Ήρων ο Αλεξανδρεύς (1ος αιώνας π.Χ.) στο έργο του *Πνευματικά* μελέτησε την πίεση του αέρα, αναγνωρίζοντας ότι ο αέρας δεν είναι κενός χώρος αλλά ύλη με μάζα. Θα περάσουν αιώνες μέχρι να υπάρξουν νέες ουσιαστικές συμβολές στην κατανόηση των φαινομένων της ατμόσφαιρας και τη μέτρησή τους. Έτσι, μόλις στα τέλη του 16^{ου} αιώνα μ.Χ. έχουμε τη γέννηση της ενόργανης μετεωρολογίας με την εφεύρεση αρχικώς του θερμομέτρου από τον Γαλιλαίο (1592) και στη συνέχεια του βαρομέτρου από τον Τορρικέλλι (1643). Ο τελευταίος θα επιβεβαιώσει πειραματικά το γεγονός ότι ο αέρας έχει βάρος. Τον 19ο αιώνα δημιουργούνται δίκτυα μετεωρολογικών σταθμών (Lamark, La Place, Lavoisier), καθιερώνεται η τηλεγραφική μεταβίβαση μετεωρολογικών παρατηρήσεων (Henry, 1849) για λόγους πρόβλεψης (Le Verrier, 1854) και προειδοποίησης (Ballot, 1860) και ιδρύονται μετεωρολογικές υπηρεσίες (Le Verrier, Γαλλία, 1855) και ο Διεθνής Μετεωρολογικός Οργανισμός (1878).

Τέλος, τον 20ο αιώνα έχουμε τις παρατηρήσεις της ανώτερης ατμόσφαιρας (αερόστατα, ραδιοβολίσεις), τους αυτόματους τηλεμετρικούς μετεωρολογικούς σταθμούς, τα ραντάρ καιρού και τους μετεωρολογικούς δορυφόρους. Παράλληλα, το δεύτερο μισό του 20^{ου} αιώνα σημαδεύεται από την ανάπτυξη των ηλεκτρονικών υπολογιστών, γεγονός που έδωσε τεράστια ώθηση στη μετεωρολογία και την κλιματολογία, καθιστώντας εφικτή τη μαθηματική προσομοίωση και πρόγνωση των ατμοσφαιρικών φαινομένων με τη χρήση μοντέλων καιρού και κλιματικών μοντέλων. Επίσης, σημαντική πρόοδος έγινε στην κατανόηση των ατμοσφαιρικών φαινομένων. Ένα σημαντικό στοιχείο που κατανοήθηκε είναι η πολυπλοκότητα των καιρικών φαινομένων και η εξάρτησή τους από πληθώρα

παραμέτρων και μηχανισμών, πολλοί από τους οποίους δεν έχουν ακόμη κατανοηθεί. Η πολυπλοκότητα και η ευαισθησία των φαινομένων θέτουν αξεπέραστα όρια στην προγνωστική ικανότητα των μοντέλων καιρού για μεγάλους χρονικούς ορίζοντες.

1.2 Δομή και Φυσικές Ιδιότητες της Ατμόσφαιρας

Η ατμόσφαιρα θεωρείται ότι εκτείνεται σε ύψος περίπου 500 km πάνω από την επιφάνεια της Γης, αν και στην πραγματικότητα το άνω όριό της δεν είναι καθόλου σαφές, δεδομένου ότι ο αέρας αραιώνει σταδιακά, έτσι ώστε ακόμη και σε απόσταση αρκετών χιλιάδων km να υπάρχουν ατμοσφαιρικά μόρια. Ωστόσο, το 99.9% της μάζας της βρίσκεται στα πρώτα 50 km, σε δύο κύρια στρώματα. Το πρώτο είναι η *τροπόσφαιρα*, που φτάνει σε ύψος 10-12 km και μέσα σε αυτήν συμβαίνουν όλα τα καιρικά φαινόμενα, πράγμα στο οποίο οφείλει και το όνομά της: *τροπή* σημαίνει αλλαγή και πράγματι στο στρώμα αυτό γίνονται καθημερινά οι καιρικές αλλαγές. Το δεύτερο είναι η *στρατόσφαιρα* και μέσα σε αυτό δεν συμβαίνουν αλλαγές, π.χ. δεν σχηματίζονται σύννεφα. Αυτός είναι ένας από τους λόγους που τα αεροπλάνα είναι προτιμότερο να πετούν στη στρατόσφαιρα (πάνω από τα σύννεφα και τις καταιγίδες).

Ένας άλλος λόγος είναι ότι εκεί η ατμόσφαιρα είναι αραιότερη και η αντίσταση του αέρα μικρότερη. Στη στάθμη της θάλασσας, η πυκνότητα του αέρα είναι 1.2 kg/m^3 (1/800 της πυκνότητας του νερού) και μειώνεται με το ύψος. Η μάζα μιας κατακόρυφης στήλης αέρα επιφάνειας 1 m^2 , από την επιφάνεια της θάλασσας μέχρι το εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας, είναι περίπου 10 τόνοι (όσο θα ήταν η μάζα στήλης νερού ύψους 10 μέτρων). Η μάζα αυτή ασκεί μέση πίεση 1013 hPa (εκτοπασκάλ ή μιλλιμπάρ) ή δύναμη 10.13 N (νιούτον) σε κάθε τετραγωνικό εκατοστό οποιουδήποτε σώματος και φυσικά οποιουδήποτε οργανισμού, χωρίς αυτό να προκαλεί δυσφορία αφού αντισταθμίζεται από εσωτερικές πιέσεις των κυττάρων.

Ο θεμελιώδης νόμος της υδροστατικής μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται όσο αυξάνεται το υψόμετρο, αφού η μάζα του υπερκείμενου αέρα είναι όλο και μικρότερη. Παράλληλα, η θερμοδυναμική μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η θερμοκρασία μειώνεται με το υψόμετρο. Πράγματι, οι μετρήσεις δείχνουν ότι στην τροπόσφαιρα η θερμοκρασία μειώνεται κατά μέσο όρο κατά 6.5°C κάθε 1000 m ανάβασης. Αυτό συμβαίνει μέχρι και το υψόμετρο των 11000 m, ενώ από εκεί μέχρι και τα 20000 m (μέσα στη στρα-

τόσφαιρα) παραμένει πρακτικώς σταθερή στους $-56.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Αν τώρα συνδυάσουμε και το νόμο των ιδανικών αερίων, ο οποίος λέει ότι η πυκνότητα του αέρα είναι ανάλογη της πίεσης και αντιστρόφως ανάλογη της θερμοκρασίας, μπορούμε να βρούμε τη θερμοκρασία, την πίεση και την πυκνότητα του αέρα (ή αλλιώς τις θερμοδυναμικές μεταβλητές κατάστασης) σε οποιοδήποτε υψόμετρο. Έτσι, προκύπτει ότι στην κορυφή του Ολύμπου (2918 m) η θερμοκρασία είναι κατά $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ χαμηλότερη απ' ό,τι στην επιφάνεια της θάλασσας και η πίεση και πυκνότητα κατά 30% και 25%, αντίστοιχα, χαμηλότερες απ' ό,τι στην επιφάνεια της θάλασσας. Με την αντίστροφη λογική, το βαρόμετρο, το όργανο που μετρά την ατμοσφαιρική πίεση, μπορεί εύκολα να χρησιμοποιηθεί για τον προσεγγιστικό υπολογισμό του υψομέτρου ενός τόπου ή του ύψους στο οποίο πετά ένα αεροπλάνο.

1.2.1 Χημική σύνθεση της ατμόσφαιρας

Ο ατμοσφαιρικός αέρας είναι ένα μείγμα αέριων χημικών στοιχείων. Το αέριο με τη μεγαλύτερη αφθονία είναι το άζωτο (N_2) που αποτελεί το 78% της ατμόσφαιρας. Το άζωτο είναι σχετικά αδρανές χημικά και δρα ως το μέσο ανάμειξης για όλα τα υπόλοιπα αέρια. Το οξυγόνο είναι το δεύτερο κύριο συστατικό και αποτελεί το 21% της ατμόσφαιρας. Βρίσκεται στη συνήθη μοριακή μορφή του (O_2) αλλά μια απειροελάχιστη ποσότητά του βρίσκεται υπό μορφή όζοντος (O_3). Και οι δύο μορφές ύπαρξης του οξυγόνου έχουν τεράστια σημασία για τη ζωή στη Γη. Εκτός των παραπάνω, σε μικρές ποσότητες συμμετέχουν στη σύνθεση της ατμόσφαιρας τα ευγενή αέρια (αργό, νέο, ήλιο, ξένο, κρυπτό) και το υδρογόνο. Πέρα από τα παραπάνω χημικά στοιχεία, υπάρχουν και ορισμένες αέριες χημικές ενώσεις, σε πολύ μικρές ποσότητες ή ίχνη, όπως το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) το μεθάνιο (CH_4), οξείδια του αζώτου (N_2O) και του θείου (SO_2) και χλωροφθοράνθρακες (CFC). Ιδιαίτερη σημασία μεταξύ των χημικών ενώσεων έχει βέβαια το νερό (H_2O) το οποίο απαντά στην ατμόσφαιρα σε αέρια (υδρατμοί), υγρή (σταγόνες) και στερεή μορφή (παγοκρυσταλλοί). Σε στερεή μορφή απαντούν ακόμη στην ατμόσφαιρα σε μικρές ποσότητες διάφορες ουσίες, όπως καπνός, σκόνη και ηφαιστειακή τέφρα, οι οποίες παίζουν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία της βροχής αφού αποτελούν τους πυρήνες πάνω στους οποίους σχηματίζονται οι σταγόνες ή οι κρυσταλλοί νερού με την υγραποίηση των υδρατμών. Η χημική σύσταση της ατμόσφαιρας είναι πρακτικώς σταθερή στο χρόνο και στο χώρο, με μερικές όμως εξαιρέσεις, η σημαντικότερη από τις οποίες αφορά το νερό, που η συγκέντρωσή του κυμαίνεται

από 0% μέχρι 4%. Βεβαίως, αν δούμε τη σύνθεση της ατμόσφαιρας σε όλη τη διάρκεια της ιστορίας της Γης, η σταθερότητα της σύνθεσης παύει να ισχύει. Έτσι, με την υπόθεση ότι η ατμόσφαιρα προήλθε από τις αέριες εκπομπές των εκρήξεων των ηφαιστείων, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι αρχικά ήταν πλούσια σε νερό, διοξείδιο του άνθρακα, άζωτο και οξείδια του θείου, ενώ δεν περιείχε καθόλου οξυγόνο.

1.2.2 Το όζον και η σημασία του στη ζωή

Σε μεγάλα ύψη (στα 20-100 km), υπό την επίδραση των ισχυρών υπεριώδων ακτίνων που υπάρχουν στο ηλιακό φως, τα μόρια του οξυγόνου (O_2) διασπώνται απελευθερώνοντας έτσι ατομικό οξυγόνο, το οποίο στη συνέχεια μπορεί να ενώνεται με άλλα μόρια οξυγόνου σχηματίζοντας το όζον (O_3). Με τη σειρά του, το όζον μπορεί να υποστεί φωτοδιάσπαση υπό την επίδραση της υπεριώδους ακτινοβολίας, μετατρέπόμενο σε μοριακό και ατομικό οξυγόνο. Οι αντιδράσεις φωτοδιάσπασης απορροφούν ένα σημαντικό μέρος της υπεριώδους ακτινοβολίας (μήκη κύματος 0.1-0.2 μm), το οποίο διαφορετικά θα έφτανε στην επιφάνεια της Γης. Παράλληλα επιδρούν στη θέρμανση της στρατόσφαιρας, σε ύψη άνω των 20 km.

Είναι γνωστό ότι οι υψηλής ενέργειας υπεριώδεις ακτίνες προκαλούν βλάβες στο DNA των ζωντανών οργανισμών (γι' αυτό και χρησιμοποιούνται για απολύμανση σε νοσοκομεία αλλά και εγκαταστάσεις επεξεργασίας νερού). Καταλαβαίνει λοιπόν κανείς ότι το όζον της ατμόσφαιρας αποτελεί την απαραίτητη ασπίδα για την ανάπτυξη και διατήρηση της ζωής στην επιφάνεια της Γης. Χωρίς την ύπαρξη οξυγόνου (και κατά συνέπεια και όζοντος) στην ατμόσφαιρα, η ζωή στην ξηρά είναι αδύνατη. Για το λόγο αυτό θεωρείται ότι οι πρώτες μορφές ζωής αναπτύχθηκαν στη θάλασσα, σε βάθος πάνω από 10 m, για να έχουν την απαραίτητη προστασία από την υπεριώδη ακτινοβολία, που απορροφάται επίσης από το νερό.

Τα τελευταία χρόνια, οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν επιδράσει αρνητικά στην ύπαρξη του στρατοσφαιρικού όζοντος. Το όζον μπορεί να καταστραφεί από οξείδια του αζώτου και ρίζες χλωρίου. Τα πρώτα προέρχονται από τις καύσεις των μηχανών υπερηχητικών αεροσκαφών και τα δεύτερα από τους χλωροφθοράνθρακες. Οι τελευταίοι είναι χημικές ενώσεις που δεν υπήρχαν στην ατμόσφαιρα πριν το 1930. Έχουν χρησιμοποιηθεί ως ψυκτικές ουσίες στα ψυγεία και τα κλιματιστικά και ως προωθητικά στα σπρέι. Όταν διαφύγουν στην ατμόσφαιρα και ανεβούν ψηλά στη στρατόσφαιρα φωτοδιασπώνται δίνοντας

χλώριο, το οποίο στη συνέχεια αντιδρά με το όζον, αλλά και με το ατομικό οξυγόνο, μειώνοντας τη συγκέντρωσή τους. Έτσι, η χρήση των χλωροφθορανθράκων θεωρείται κυρίως υπεύθυνη για τη δραστική μείωση της συγκέντρωσης όζοντος την άνοιξη πάνω από την Ανταρκτική (και δευτερευόντως πάνω από τον Αρκτικό Ωκεανό), φαινόμενο που έχει ονομαστεί *τρύπα του όζοντος*. Οι κίνδυνοι που προκαλούνται από τους χλωροφθοράνθρακες έγιναν γνωστοί τη δεκαετία του 1980 και έτσι το 1989 υπογράφηκε μια διεθνής συμφωνία, γνωστή ως «πρωτόκολλο του Μόντρεαλ», για τη μείωση της χρήσης και των εκπομπών χλωροφθορανθράκων. Φαίνεται ότι ήδη η συμφωνία έχει αποδώσει καρπούς, αφού παρατηρήθηκαν σημεία ανάκαμψης στη συγκέντρωση του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική.

1.2.3 Το διοξείδιο του άνθρακα και το φαινόμενο θερμοκηπίου

Όπως το όζον φιλτράρει την υπεριώδη ακτινοβολία, το διοξείδιο του άνθρακα παρεμποδίζει τη διέλευση της ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, ενώ παρόμοια δράση έχουν το οξείδιο του αζώτου, το μεθάνιο και οι υδρατμοί. Ας θυμηθούμε ότι η ακτινοβολία μακρών κυμάτων δεν είναι ηλιακή, αλλά εκπέμπεται από τη Γη. Έτσι, το διοξείδιο του άνθρακα και οι άλλες ουσίες, παρεμποδίζοντας τη γήινη θερμική ακτινοβολία να φύγει προς το διάστημα, αυξάνουν τη θερμοκρασία της Γης, δημιουργώντας έτσι το γνωστό *φαινόμενο θερμοκηπίου*. Πρόκειται για ένα ευεργετικό φαινόμενο, αφού χωρίς αυτό η μέση θερμοκρασία στην επιφάνεια της Γης, που σήμερα είναι 15 °C εκτιμάται ότι θα ήταν -18 °C, αφιλόξενη για τα περισσότερα είδη της χλωρίδας και της πανίδας.

Όπως συμβαίνει με το οξυγόνο έτσι και το διοξείδιο του άνθρακα βρίσκεται σε δυναμική (και όχι στατική) ισορροπία στην ατμόσφαιρα ακολουθώντας ένα σύνθετο παγκόσμιο κύκλο, τον κύκλο του άνθρακα. Εισέρχεται στην ατμόσφαιρα από την αναπνοή, την καύση οργανικών ουσιών, την αποσύνθεση οργανισμών, διάφορες εδαφικές διεργασίες, αλλά εκλύεται και από τα ηφαίστεια και τη θάλασσα. Εξέρχεται με τη διάλυσή του στη θάλασσα, η οποία είναι μια αχάνης δεξαμενή διοξειδίου του άνθρακα, και με τη φωτοσύνθεση.

Όπως συμβαίνει και με το όζον, και στην περίπτωση του διοξειδίου του άνθρακα υπάρχει μια σχετικά πρόσφατη ανθρωπογενής διαταραχή του φυσικού κύκλου. Οι καύσεις ορυκτών καυσίμων (άνθρακα, πετρελαίου) και οι αλλαγές στις χρήσεις γης και τη φυτοκάλυψη, οδηγούν σε αυξημένες εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα και αύξηση της συγκέντρωσής του κυρίως στην ατμόσφαιρα και δευτερευόντως στη θάλασσα. Έτσι, υπάρχει ενίσχυση του φαινομένου του

θερμοκηπίου, η οποία σύμφωνα με την αιτιοκρατική λογική συνοδεύεται από αύξηση της θερμοκρασίας του πλανήτη και γενικότερες αλλαγές στο κλίμα. Το ερώτημα ποιες θα είναι αυτές οι αλλαγές είναι δύσκολο να απαντηθεί. Μολονότι το θέμα ερευνάται εντατικά τις τελευταίες δεκαετίες, οι πολύπλοκοι μηχανισμοί του κλίματος δεν επιτρέπουν ασφαλείς προβλέψεις. Το βέβαιο είναι ότι η εγγενής φυσική αβεβαιότητα για την εξέλιξη του κλίματος μεγαλώνει κάτω από τις σημαντικές ανθρωπογενείς επιδράσεις.

1.2.4 Το διοξείδιο του θείου και η όξινη βροχή

Μια άλλη ανθρωπογενής επίδραση στην ατμόσφαιρα έχει σχέση με το διοξείδιο του θείου (SO_2), το οποίο απελευθερώνεται με την καύση ορυκτών καυσίμων που περιέχουν θείο. Στη συνέχεια το SO_2 οξειδώνεται σε SO_3 το οποίο ενυδατώνεται σε θειικό οξύ (H_2SO_4) στις σταγόνες των νεφών, προκαλώντας οξύτητα πέραν από το κανονικό ($\text{pH} = 5.6$). Ως συνέπεια, δημιουργείται όξινη βροχή κοντά σε βιομηχανικές περιοχές, η οποία οξειδώνει τα μέταλλα, προκαλεί ζημιές στα εδάφη, στη βλάστηση (ειδικά στα δέντρα), στα ποτάμια και τις λίμνες. Το φαινόμενο της όξινης βροχής διερευνάται και πιστεύεται πως εμπλέκονται και άλλα οξείδια, όπως αυτά του αζώτου.

1.3 Το Νερό και ο Υδρολογικός Κύκλος

Σε αντίθεση με τους αργούς κύκλους του οξυγόνου και του άνθρακα στην ατμόσφαιρα, ο κύκλος του νερού εξελίσσεται με έντονους ρυθμούς με αποτέλεσμα τη μεγάλη μεταβολή, ακόμη και από ώρα σε ώρα, της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε νερό, αλλά και τις θεαματικές αλλαγές του καιρού. Αν και αρχικά το νερό στην ατμόσφαιρα προήλθε από τα ηφαίστεια, η συμμετοχή αυτού του μηχανισμού στο σημερινό υδρολογικό κύκλο είναι ελάχιστη. Το νερό εισέρχεται στην ατμόσφαιρα σε αέρια μορφή από την εξάτμιση από τις επιφάνειες της θάλασσας, των λιμνών, των ποταμών και των εδαφών, και τη διαπνοή των φυτών, μια μεγάλης σημασίας λειτουργία, τόσο για το βασικό ρόλο της στην κυκλοφορία του αγγειακού συστήματος και τη μεταφορά θρεπτικών συστατικών, όσο και για το ρόλο της στη φωτοσύνθεση: το νερό που διαπνέεται αποτελεί αναπόφευκτο υποπροϊόν της φωτοσύνθεσης.

Η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε νερό σε αέρια μορφή έχει ένα ανώτατο όριο, το *όριο κορεσμού*, το οποίο αυξάνεται με τη θερμοκρασία. Έτσι, αν

προστεθούν υδρατμοί πάνω από το όριο κορεσμού, αλλά κυρίως αν ψυχθεί μια αέρια μάζα και μειωθεί το όριο κορεσμού (αυτό γίνεται συνήθως με την ανύψωση και εκτόνωση της μάζας σε μεγαλύτερα υψόμετρα όπου επικρατούν μικρότερες πιέσεις), οι πλεονάζοντες υδρατμοί υγροποιούνται σχηματίζοντας σε μικροσκοπικό επίπεδο σταγονίδια ή παγοκρυστάλλους και σε μακροσκοπικό επίπεδο σύννεφα. Όταν πολλά σταγονίδια ή κρύσταλλοι συνενωθούν, η δύναμη της βαρύτητας υπερνικά την αεροδυναμική άνοση και έτσι έχουμε αντίστοιχα τη βροχόπτωση ή τη χιονόπτωση, οι οποίες είναι διαφορετικές μορφές *νετού* ή *κατακρημνισμάτων*. Τα κατακρημνίσματα τροφοδοτούν με γλυκό νερό τα εδάφη και τους υποκείμενους υπόγειους υδροφορείς, που με τη σειρά τους, εκφορτίζονται μέσω των πηγών και τροφοδοτούν τη ροή των ποταμών. Όταν η ένταση της βροχής είναι μεγάλη, ξεπερνά τη δυνατότητα κατακράτησης και διήθησης των εδαφών, και τα όμβρια νερά ρέουν επιφανειακά σχηματίζοντας την πλημμυρική απορροή.

1.4 Το Κλίμα και η Αένη Αλλαγή του

Η θερμοκρασία και τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα είναι τα κύρια στοιχεία που χαρακτηρίζουν το κλίμα ενός τόπου. Άλλα σημαντικά στοιχεία είναι η υγρασία, η νέφωση και οι άνεμοι. Στον πλανήτη υπάρχει μια μεγάλη ποικιλία κλιμάτων η κατάταξη των οποίων γίνεται με βάση τις μέσες τιμές της θερμοκρασίας και της βροχόπτωσης του έτους, αλλά κυρίως με βάση την κατανομή των δύο μεγεθών στους μήνες. Η σημασία του κλίματος στη χλωρίδα και την πανίδα αλλά και τον άνθρωπο και τον πολιτισμό είναι προφανής. Οι αρχαιολόγοι, ανθρωπολόγοι και ιστορικοί έχουν διαπιστώσει τη σχέση του κλίματος με τη διανοητική και πνευματική ανάπτυξη του ανθρώπου και την ακμή και παρακμή των πολιτισμών.

Σήμερα είναι διαπιστωμένο ότι το κλίμα δεν είναι σταθερό σε ένα τόπο, αλλά μεταβάλλεται συνεχώς και σε όλες τις χρονικές κλίμακες. Βεβαίως, οι μετρήσεις που έχουμε για τη θερμοκρασία, τη βροχόπτωση και άλλα στοιχεία του κλίματος δεν ξεκινούν παρά τον 17^ο αιώνα σε λίγες περιπτώσεις, και μόνο τον 20^ο αιώνα έχουν διαδοθεί. Ωστόσο, η επιστήμη της παλαιοκλιματολογίας είναι σε θέση να «ανακατασκευάσει» το κλίμα του παρελθόντος, χρησιμοποιώντας διάφορους δείκτες του κλίματος (υποκατάστατα δεδομένα), όπως ιστορικές πηγές, πάχη των δακτυλίων δέντρων, κοράλλια, κόκκους γύρης στα ιζήματα, πυρήνες πάγου και πυρήνες ιζημάτων από λίμνες ή απ' τη θάλασσα. Σημαντική

αύξηση της θερμοκρασίας, περίπου 8 °C, ξεκινά εδώ και 20000 χρόνια και λήγει στα 10000 χρόνια πριν, οπότε και τελείωσε η πιο πρόσφατη (τεταρτογενής) εποχή των παγετώνων. Προχωρώντας πιο πίσω βλέπουμε ότι οι χαμηλές θερμοκρασίες κυριαρχούν. Οι περίοδοι χαμηλών θερμοκρασιών είναι παγετωνικές και εναλλάσσονται με πιο σύντομες μεσοπαγετωνικές περιόδους, στις οποίες υποχωρούν οι πάγοι. Στις μεσοπαγετωνικές περιόδους που παρουσιάζουν θερμοκρασιακές αιχμές γύρω στα 125, 240, 325 και 410 χιλιάδες χρόνια πριν, φαίνεται ότι έχουν επικρατήσει θερμοκρασίες μεγαλύτερες από τις σημερινές. Οι σημαντικές αυτές διακυμάνσεις αποδίδονται πρωτίστως σε αστρονομικούς παράγοντες, όπως είναι οι γεωμετρικές διακυμάνσεις της τροχιάς της Γης και η αλλαγή διεύθυνσης του άξονα περιστροφής της Γης. Φυσικά, υπάρχει και μια σειρά άλλων παραγόντων που επηρεάζουν το κλιματικό σύστημα της Γης, όπως είναι οι μεταβολές στην ηλιακή δραστηριότητα, οι μετακινήσεις των ηπείρων, οι εκρήξεις ηφαιστείων, οι μεταβολές στην ανακλαστικότητα της Γης (και εδώ παίζει σημαντικό ρόλο η εξάπλωση των πάγων), οι μεταβολές στη βιόσφαιρα και την υδρόσφαιρα κ.ά., ενώ, όπως είδαμε παραπάνω, σήμερα έχουν προστεθεί και ανθρωπογενείς παράγοντες επηρεασμού του κλίματος.

1.4.1 Το κλίμα στην Ελλάδα

Η γεωγραφική θέση της Ελλάδας (γεωγραφικά πλάτη 34-42° B), η γειτνίασή της με τη Μεσόγειο και το μεγάλο ανάπτυγμα ακτών, καθώς και το πλούσιο ανάγλυφο είναι καθοριστικοί παράγοντες για το κλίμα της χώρας. Το κλίμα έχει αξιοσημείωτη ποικιλία με τα βόρεια τμήματα της χώρας να επηρεάζονται από τους κλιματικούς παράγοντες της ΝΑ Ευρώπης, ενώ τα νότια τμήματά της να χαρακτηρίζονται από θαλάσσιο Μεσογειακό κλίμα.

Από τη γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης παρατηρείται ότι η Δυτική Ελλάδα είναι πολύ πλουσιότερη σε βροχοπτώσεις από την Ανατολική. Έτσι, ενώ στην Ήπειρο η μέση ετήσια βροχόπτωση ξεπερνά τα 1200 mm (τοπικά φτάνει ακόμη και τα 2000 mm), στην Αττική και τις Κυκλάδες είναι κάτω από 400 mm. Οι διαφοροποιήσεις αυτές οφείλονται κατά κύριο λόγο στην οροσειρά της Πίνδου, η οποία αναγκάζει τα μετεωρολογικά συστήματα που έρχονται από τα δυτικά να ανυψωθούν και να ψυχθούν, ενισχύοντας τη βροχόπτωση στη Δυτική Ελλάδα και δημιουργώντας «ομβροσκία» στην Ανατολική.



5

ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ

5.1 Γενικά

Είναι γνωστό ότι η ατμόσφαιρα είναι ένα στρώμα αερίων με ύψος μεγαλύτερο των 1000 km που πιέζει της επιφάνειες που βρίσκονται στο έδαφος ή σε ένα ύψος απ' αυτό. Η πίεση αυτή που ασκείται στη μονάδα επιφάνειας, οφείλεται στην επίδραση του υπερκείμενου βάρους της αέριας στήλης και ονομάζεται ατμοσφαιρική πίεση ή βαρομετρική πίεση. Εκφράζεται αριθμητικά με το βάρος μίας κατακόρυφης στήλης αέρα με βάση τη μοναδιαία επιφάνεια που ξεκινά από την επιφάνεια της γης και εκτείνεται ως το ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας (Ελληνική Μετεωρολογική Εταιρεία, 1998). Στην περίπτωση που η ατμόσφαιρα είναι σε ηρεμία η παραπάνω πίεση είναι ισοδύναμη μόνο με το βάρος της αέριας στήλης πάνω από το σημείο μέτρησης και ονομάζεται στατική πίεση. Εάν μέσα στην ατμόσφαιρα εκδηλώνονται ιδιαίτερα έντονες κινήσεις αερίων μαζών τότε στην παραπάνω στατική πίεση προστίθεται και η λεγόμενη δυναμική πίεση.

Από τις αριθμητικές τιμές της παραμέτρου αυτής λαμβάνονται ενδείξεις των καιρικών μεταβολών ακόμα και σε μεγάλες αποστάσεις από τον τόπο παρατήρησης. Οι μεταβολές της πίεσης συσχετίζονται άμεσα με τη θερμοκρασία, που είναι το αίτιο των μεταβολών της και τους ανέμους, που είναι το αποτέλεσμα των διαφορών της ανάμεσα σε δύο τόπους, γι' αυτό και η παράμετρος αυτή αποτελεί ένα από τα σπουδαιότερα μετεωρολογικά στοιχεία. Η πίεση δεν θεωρείται κλιματικό στοιχείο εφόσον οι συνηθισμένες μεταβολές της δε γίνονται αντιληπτές από τους ανθρώπους. Η επίδραση της ατμοσφαιρικής πίεσης στο μικροκλίμα μιας γεωγραφικής περιοχής είναι έμμεση και γίνεται με τις κινήσεις των αερίων μαζών που εξαρτώνται άμεσα από τις μεταβολές της. Η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης μέσα στο διάστημα που μεσολάβησε από τη στιγμή της παρατήρησης μέχρι μια χρονική στιγμή t ονομάζεται βαρομετρική τάση για τη χρονική στιγμή t . Στην πράξη το διάστημα αυτό είναι το χρονικό διάστημα των τριών ωρών που προηγούνται από την ώρα κάθε μετεωρολογικής παρατήρησης.

Η βαρομετρική τάση εκφράζεται σε mb και είναι θετική εάν η πίεση κατά την ώρα της παρατήρησης είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη προ τριώρου και αρνητική εάν είναι μικρότερη. Η εκτίμηση της βαρομετρικής τάσης βοηθά στον καθορισμό των κινήσεων των συστημάτων πίεσης.

Η ατμοσφαιρική πίεση και οι μεταβολές της προσδιορίζονται με όργανα που ονομάζονται βαρόμετρα. Η λειτουργία των οργάνων αυτών στηρίζεται σε ένα υγρό ή στερεό στοιχείο που αντιδρά στη δύναμη που εφαρμόζεται σε αεροστεγές υλικό το οποίο διαχωρίζει την ατμοσφαιρική πίεση από μια άλλη δύναμη αναφοράς. Τα βαρόμετρα διακρίνονται σε απλής ένδειξης (Fortin, Renou κ.λ.π.) και σε *αυτογραφικά*, τα οποία ονομάζονται *βαρογράφοι*. Ανάλογα με την αρχή λειτουργίας τους διακρίνονται σε *υδραργυρικά* και *μεταλλικά*.

5.1.1 Μονάδες ατμοσφαιρικής πίεσης

Η θεμελιώδης μονάδα μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι η πίεση μιάς ατμόσφαιρας δηλαδή η πίεση, που ασκείται στη μονάδα της επιφάνειας 1 cm^2 και στο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας. Από το γνωστό πείραμα του Torricelli και για κανονικές συνθήκες βρίσκουμε ότι $1 \text{ Atm} = 1033.3 \text{ gr/cm}^2$.

Οι μονάδες που χρησιμοποιούνται στη Μετεωρολογία για την έκφραση της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι το χιλιοστόμετρο ύψους υδραργυρικής στήλης (mm Hg), η ίντσα ύψους υδραργυρικής στήλης (inch Hg) η χιλιοβαρίδα (mb) και το Πασκάλ (Pa). Το μειονέκτημα των δύο πρώτων μονάδων είναι ότι εξαρτώνται από την πυκνότητα του υδραργύρου και την επιτάχυνση της βαρύτητας g. Η πυκνότητα του Hg κάτω από κανονικές συνθήκες έχει οριστεί διεθνώς ως η πυκνότητά του στη στάθμη της επιφάνειας της θάλασσας, σε θερμοκρασία 0°C και σε γεωγραφικό πλάτος 45° και είναι ίση με 13.5951 gr/cm^3 . Σε οποιαδήποτε άλλη τιμή θερμοκρασίας η πυκνότητα του υδραργύρου υπολογίζεται προσεγγιστικά από την ακόλουθη σχέση:

$$d_e = 13.5951(1 - 0.000182\theta) \text{ gr/cm}^3. \quad (1)$$

Με βάση τα παραπάνω μπορούμε να ορίσουμε τις μονάδες ατμοσφαιρικής πίεσης:

- α) Χιλιοστόμετρο ύψους υδραργυρικής στήλης (mm Hg) είναι η πίεση, που ασκείται από στήλη καθαρού υδραργύρου σε κανονικές συνθήκες με ύψος 1 mm.
- β) Ίντσα ύψους υδραργυρικής στήλης (inch Hg) ορίζεται η πίεση, που ασκείται

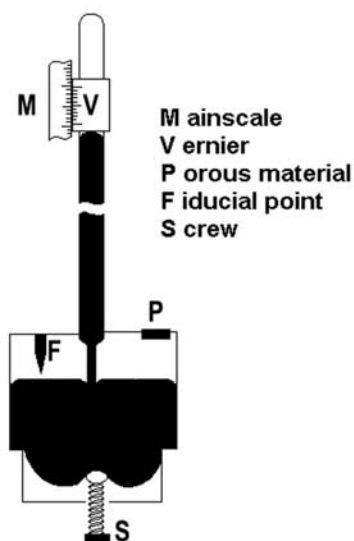
5.4 Υδραργυρικά Βαρόμετρα

Η λειτουργία τους βασίζεται στον σωλήνα Torricelli. Διακρίνονται σε δύο κατηγορίες, τα *βαρόμετρα μεταβλητής λεκάνης* (Fortin) και τα *βαρόμετρα σταθερής λεκάνης* (Renou, Kew).

5.4.1 Βαρόμετρο Fortin

Αποτελείται από σωλήνα μήκους 80 cm, που περιέχει υδράργυρο και μία λεκάνη με υδράργυρο μέσα στην οποία είναι βυθισμένος (Σχήμα 2). Ο σωλήνας αυτός καλύπτεται, για προστασία, από ένα μεταλλικό σωλήνα.

Ο πυθμένας της λεκάνης είναι κατασκευασμένος από δέρμα και μπορεί να ανεβαίνει και να κατεβαίνει με τη βοήθεια του κοχλίου *S*. Ταυτόχρονα όμως ανεβαίνει και η ελεύθερη πλευρά του υδραργύρου της λεκάνης μέχρι να έλθει σε επαφή με την ακίδα *F*, η οποία είναι προσαρμοσμένη στο πάνω τμήμα της λεκάνης έτσι ώστε η αιχμή της να αντιστοιχεί στο μηδέν ισοδιάστατης κλίμακας που είναι χαραγμένη στον εξωτερικό μεταλλικό σωλήνα, στην οποία και προσ-



Σχήμα 2: Το βαρόμετρο Fortin,

(Πηγή: www.npl.co.uk. (αριστερά), www.quicksilver-barometers.co.uk. (δεξιά),

6.1 Γενικά

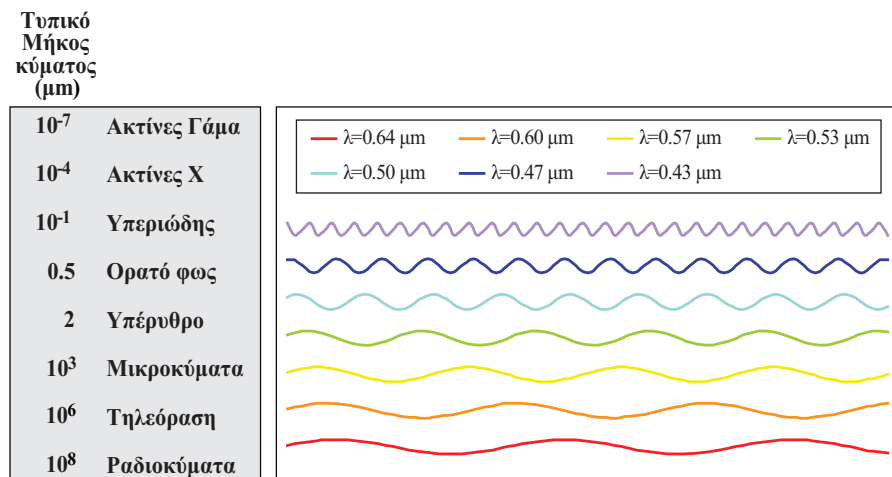
6.1.1 Ορισμοί

Η ακτινοβολία αποτελεί έναν από τους τρεις μηχανισμούς μεταφοράς θερμότητας, μαζί με την αγωγή και τη μεταφορά. Σε αντίθεση με τους άλλους μηχανισμούς, η ακτινοβολία δεν χρειάζεται μέσο διάδοσης. Ταξιδεύει μέσω του κενού και επομένως είναι ο μηχανισμός μεταφοράς θερμότητας μέσω του οποίου η ηλιακή ενέργεια φθάνει στον πλανήτη μας. Ως ακτινοβολία ορίζεται η μεταφορά της ενέργειας με τη μορφή ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, που χαρακτηρίζονται από κάποιο μήκος κύματος λ .

Όλοι οι τύποι ακτινοβολιών, είτε ακτίνες X, είτε ραδιοκύματα, είτε κύματα θερμότητας, ταξιδεύουν μέσω του κενού με ταχύτητα 300000 km/sec , μια τιμή γνωστή ως ταχύτητα του φωτός. Για την απεικόνιση της ακτινοβολουμένης ενέργειας, φανταστείτε τα κύματα που δημιουργούνται στην επιφάνεια μιας λίμνης όταν ρίξουμε μία πέτρα. Όπως τα κύματα που παράγονται στη λίμνη, τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα έχουν διάφορα μεγέθη ή **μήκη κύματος** - η απόσταση από τη μία κορυφή ενός κύματος μέχρι την επόμενη. Τα ραδιοκύματα έχουν τα μεγαλύτερα μήκη κύματος, που φθάνουν δεκάδες χιλιόμετρα. Τα κύματα γάμμα έχουν το μικρότερο μήκος, λιγότερο από ένα δισεκατομμυριοστό του εκατοστού. Το ορατό φως είναι κατά προσέγγιση στη μέση αυτής της κλίμακας.

Στις περισσότερες εφαρμογές στην ατμόσφαιρα μας ενδιαφέρουν τα μήκη κύματος από 10 έως 10.000 nm περίπου, ένα πολύ μικρό δηλαδή τμήμα του πλήρους ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Το ορατό δε τμήμα του φάσματος, αυτό δηλαδή που γίνεται αντιληπτό από τα όργανα της όρασής μας, καλείται «φως», το οποίο αποτελεί ένα ακόμα μικρότερο κλάσμα, που ορίζεται στην περιοχή μεταξύ 360 nm και 750 nm . Η κατανομή της ενέργειας της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας ως συνάρτηση του μήκους κύματος στο διά-

στημα ονομάζεται φάσμα αυτής. Στο Σχήμα 1 δίνονται οι διάφορες φασματικές περιοχές μαζί με τις σχετικές ονομασίες.



Σχήμα 1: Οι φασματικές περιοχές της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.

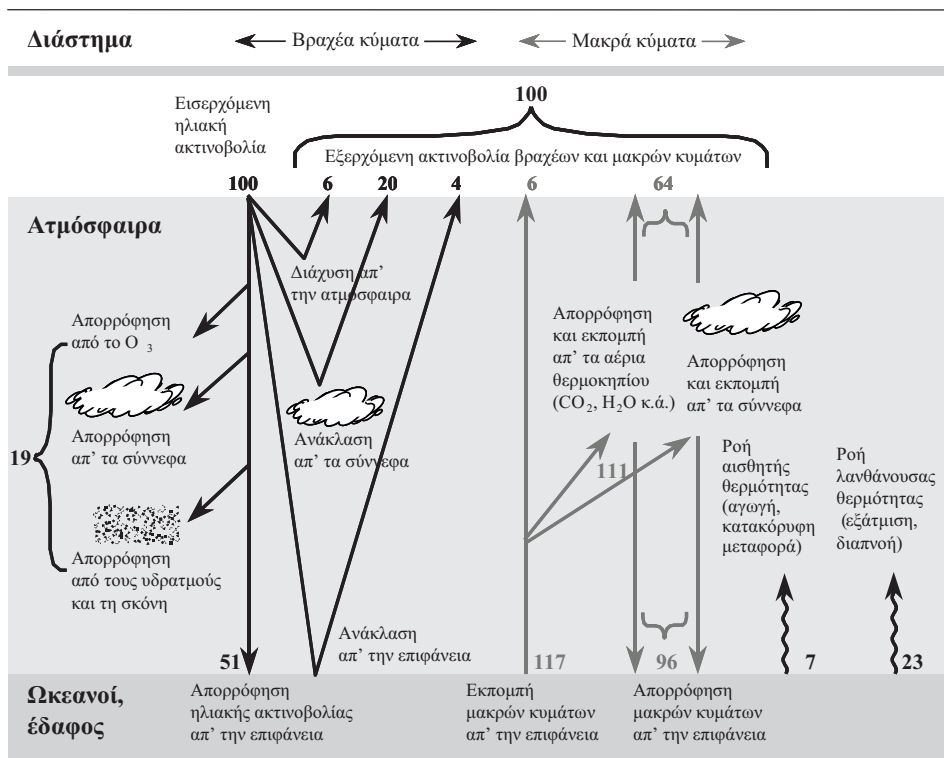
Η ακτινοβολία συχνά ανιχνεύεται από το αποτέλεσμα που παράγεται όταν αλληλεπιδρά με ένα αντικείμενο. Οι αμφιβληστροειδείς των ματιών μας, για παράδειγμα, είναι ευαίσθητοι στο φάσμα των μηκών κύματος που καλούμε **ορατό φως**. Αναφερόμαστε συχνά στο ορατό φως με τον όρο λευκό φως, διότι εμφανίζεται "λευκό" στο χρώμα. Στην πραγματικότητα είναι μια σειρά χρωμάτων, το καθένα από τα οποία αντιστοιχεί σε ένα συγκεκριμένο φάσμα μηκών κύματος. Χρησιμοποιώντας ένα πρίσμα, το λευκό φως διαιρείται στα χρώματα του ουράνιου τόξου, από το βιολετί με το μικρότερο μήκος κύματος, 0.4 μικρόμετρα (1 μικρόμετρο είναι 0.001 εκατοστά), μέχρι το κόκκινο με το μεγαλύτερο μήκος κύματος, 0.7 μικρόμετρα.

Κοντά στο κόκκινο χρώμα, αλλά με μεγαλύτερο μήκος κύματος, είναι η **υπέρυθη ακτινοβολία**, την οποία δεν μπορούμε να δούμε, αλλά το δέρμα μας ανιχνεύει ως θερμότητα (μόνο η υπέρυθη ενέργεια που βρίσκεται πλησιέστερα στο ορατό τμήμα του φάσματος είναι αρκετά έντονη για να γίνει αισθητή ως θερμότητα). Τα αόρατα κύματα που βρίσκονται δίπλα στο βιολετί αποτελούν την **υπεριώδη ακτινοβολία**. Αυτά είναι τα μήκη κύματος που είναι υπεύθυνα για τα ηλιακά εγκαύματα.

Αν και διαιρούμε την ακτινοβολούμενη ενέργεια σε κατηγορίες που βασίζονται στη δυνατότητα μας να τις αντιληφθούμε, όλα τα μήκη κύματος της ακτινοβολίας συμπεριφέρονται με παρόμοιο τρόπο. Όταν ένα αντικείμενο απορροφά

Το τμήμα της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από την εδαφική επιφάνεια και επιστρέφει στην ατμόσφαιρα ορίζεται ως ανακλώμενη ακτινοβολία (reflected radiation). Ο λόγος της ανακλώμενης ακτινοβολίας από μια επιφάνεια προς εκείνη που προσπίπτει πάνω σε αυτή, ονομάζεται ανακλαστική ικανότητα ή albedo. Οι τιμές του albedo κυμαίνονται από 0.05 σε δάση κωνοφόρων, 0.20 στα πλατύφυλλα και στις καλλιέργειες, 0.40 στο έδαφος και φτάνει 0.95 στο χιόνι.

Η ηλιακή ακτινοβολία πέφτοντας στη γήινη επιφάνεια τη θερμαίνει με αποτέλεσμα αυτή να εκπέμπει θερμικής μορφής ενέργεια μεγάλου μήκους κύματος, που ονομάζεται γήινη ακτινοβολία (terrestrial radiation). Τέλος, η ίδια η ατμόσφαιρα, θερμαινόμενη και αυτή, ακτινοβολεί με τη σειρά της προς όλες τις κατευθύνσεις. Η ακτινοβολία αυτή ονομάζεται ατμοσφαιρική ακτινοβολία (atmospherical radiation).



Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος (1997)

Σχήμα 2: Ενεργειακό ισοζύγιο ακτινοβολιών.

Από τις παραπάνω ακτινοβολίες, σπουδαιότερη είναι η άμεση και ακολουθεί η διάχυτη. Οι παραπάνω ακτινοβολίες παρουσιάζουν διαφορετική η καθεμιά φασματική σύνθεση. Απ' αυτές, η άμεση και η διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία ονομάζονται ακτινοβολίες μικρού μήκους κύματος (S.W. radiation), ενώ η γήϊνη και η ατμοσφαιρική ακτινοβολία χαρακτηρίζονται σαν ακτινοβολίες μεγάλου μήκους κύματος (L. W. radiation).

Συνεπώς, μέσα στη γήϊνη ατμόσφαιρα υπάρχει ολόκληρο σύστημα ακτινοβολιών διαφορετικών φασματικών τύπων και διευθύνσεων. Ενδιαφέρει, λοιπόν, να γνωρίζουμε το ενεργειακό ποσό που μεταφέρεται από τις παραπάνω ακτινοβολίες, ώστε να είναι τελικά δυνατό να προσδιοριστεί για κάθε επιφάνεια, το πολύ χρήσιμο, από κλιματικής πλευράς, ισοζύγιο των ακτινοβολιών (Σχήμα 2).

Τέλος, η διαφορά μεταξύ της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας που κατευθύνονται προς την εδαφική επιφάνεια και των αντίστοιχων μορφών που κατευθύνονται προς το διάστημα, ονομάζεται ισοζύγιο ακτινοβολίας (radiation balance-net radiation).

6.2 Νόμοι της Ακτινοβολίας

Για καλύτερη εκτίμηση του τρόπου με τον οποίο η ακτινοβολούμενη ενέργεια του ήλιου αλληλεπιδρά με τη γήινη ατμόσφαιρα και εδαφική – θαλάσσια επιφάνεια, είναι χρήσιμη η κατανόηση βασικών αρχών της ακτινοβολίας, που τέθηκαν από τους φυσικούς στα τέλη του 18^{ου} με αρχές του 19^{ου} αιώνα:

1. Όλα τα αντικείμενα εκπέμπουν συνεχώς ακτινοβολούμενη ενέργεια σε συγκεκριμένο τμήμα μηκών κύματος. Έτσι, όχι μόνο ο ήλιος, αλλά και η Γη εκπέμπει ενέργεια, ακόμα και τα πολικά καλύμματα πάγου.
2. Τα θερμότερα αντικείμενα ακτινοβολούν περισσότερη συνολική ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας σε σύγκριση με εκείνη των ψυχρότερων αντικειμένων. Ο ήλιος, ο οποίος έχει επιφανειακή θερμοκρασία 6000 K (10.000°F), εκπέμπει περίπου 160.000 φορές περισσότερη ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας από ότι η Γη, η οποία έχει μια μέση θερμοκρασία επιφάνειας από 288 K (59°F). Αυτή η αρχή αποκαλείται νόμος Stefan - Boltzman.
3. Όσο θερμότερο είναι το σώμα που ακτινοβολεί, τόσο μικρότερο είναι το μήκος κύματος της μέγιστης ακτινοβολίας. Μπορούμε να απεικονίσουμε αυτό το νόμο αν φανταστούμε ένα κομμάτι μετάλλου, το οποίο όταν θερμανθεί αρκετά παράγεται μια λευκή πυράκτωση. Καθώς ψύχεται, το μέταλ-

λο εκπέμπει περισσότερη από την ενέργειά του σε μεγαλύτερα μήκη κύματος και τότε παράγεται ένα κόκκινο χρώμα. Στο τέλος δεν εκπέμπεται φως, αλλά αν τοποθετήσετε το χέρι σας κοντά στο μέταλλο, η ακόμα μεγαλύτερου μήκους υπέρυθρη ακτινοβολία θα είναι ανιχνεύσιμη ως θερμότητα. Ο ήλιος ακτινοβολεί τη μέγιστη ενέργεια στα 0.5 μικρόμετρα, το οποίο είναι στο ορατό τμήμα του φάσματος. Η μέγιστη ακτινοβολία που εκπέμπεται από την Γη είναι σε μήκος κύματος 10 μm , στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος. Επειδή η μέγιστη γήινη ακτινοβολία εκπέμπεται σε μήκη κύματος περίπου 20 φορές μεγαλύτερα από εκείνα της μέγιστης ηλιακής ακτινοβολίας, γι' αυτό συχνά αναφέρεται ως **ακτινοβολία μακρών κυμάτων**, ενώ η ηλιακή ακτινοβολία καλείται **ακτινοβολία μικροκυμάτων**. Αυτή η αρχή είναι γνωστή ως νόμος μετατοπίσεων Wien.

4. Τα αντικείμενα που είναι καλοί απορροφητές της ακτινοβολίας είναι επίσης καλοί πομποί. Ο τέλειος απορροφητής (και πομπός) είναι ένα θεωρητικό αντικείμενο αποκαλούμενο μαύρο σώμα (**blackbody**). Στο ορατό τμήμα του φάσματος των μηκών κύματος, η μαύρη σκόνη άνθρακα είναι ένα άριστο μέσο απορρόφησης (ανακλά πολύ λίγο φως), ως εκ τούτου το όνομα blackbody. Εντούτοις, τα μαύρα σώματα δεν είναι απαραίτητο να είναι μαύρα στο χρώμα, πρέπει απλά να απορροφούν και να εκπέμπουν όλη την ακτινοβολία για τις αντίστοιχες θερμοκρασίες τους. Η γήινη επιφάνεια και ο ήλιος αποτελούν κατά προσέγγιση μαύρα σώματα επειδή απορροφούν και ακτινοβολούν με σχεδόν 100% αποδοτικότητα. Αντιθέτως, τα αέρια που συνθέτουν την ατμόσφαιρα είναι εκλεκτικοί απορροφητές και πομποί της ακτινοβολίας. Για μερικά μήκη κύματος η ατμόσφαιρα είναι σχεδόν διαφανής (λίγη ακτινοβολία απορροφάται). Για άλλα, όμως, είναι σχεδόν αδιαφανής (απορροφά το μεγαλύτερο μέρος της εισερχόμενης ακτινοβολίας). Η ατμόσφαιρα είναι διαφανής στο ορατό φως που εκπέμπεται από τον ήλιο επειδή αυτό φθάνει εύκολα στη γήινη επιφάνεια.

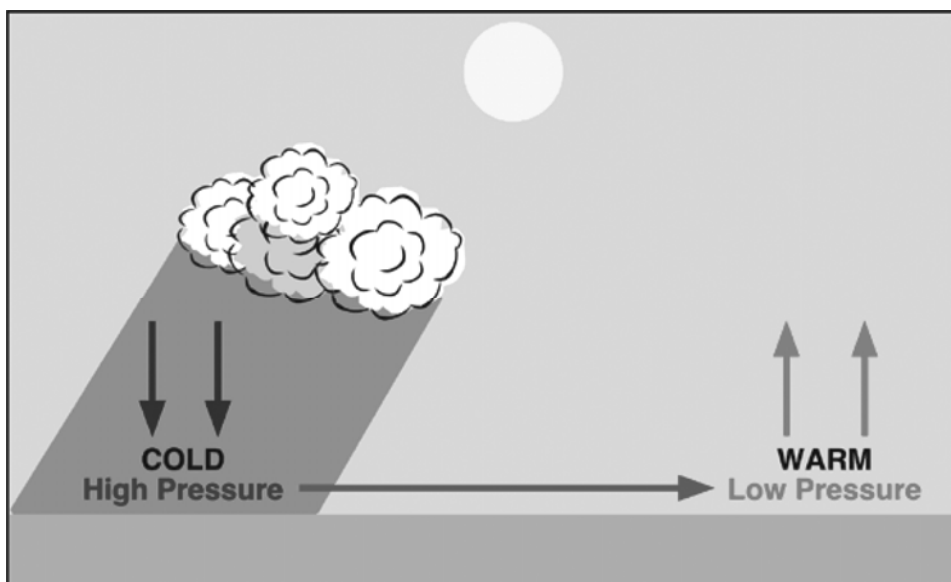
Οι νόμοι της ακτινοβολίας είναι εκείνοι που ουσιαστικά περιγράφουν τη συμπεριφορά του μέλανος σώματος και είναι ο νόμος του Kirchhoff, Planck, Wien και Stefan-Boltzmann.

Νόμος του Kirchhoff

Εάν υποθέσουμε ότι έχουμε ένα σώμα που βρίσκεται σε θερμοδυναμική ισορροπία, με προσπίπτουσα ενέργεια υπό μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας E και συντελεστή απορροφήσεως α , τότε το σώμα θα απορροφήσει ενέργεια E' ίση με

7.1 Εισαγωγή

Ο άνεμος ορίζεται ως μια αέρια μάζα κινούμενη προς οποιαδήποτε διεύθυνση, με την οριζόντια συνιστώσα κίνησης να υπερβαίνει κατά πολύ την κατακόρυφη. Γενεσιουργό αίτιο του ανέμου είναι η χωρική διαφοροποίηση της ατμοσφαιρικής πίεσης, που οφείλεται στην ανομοιόμορφη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης (Σχήμα 1). Η ταχύτητα του ανέμου συνήθως παρουσιάζει μέγιστο κατά τη διάρκεια της ημέρας, οπότε και είναι εντονότερες οι διαφοροποιήσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης και θερμοκρασίας.



Σχήμα 1: Σχηματισμός ανέμου λόγω τοπικής διαφοροποίησης της θερμοκρασίας (Πηγή: www.PhysicalGeography.net).

Ο άνεμος περιγράφεται από δύο χαρακτηριστικά: την ταχύτητα και τη διεύθυνση. Η ταχύτητα μετριέται με το ανεμόμετρο (Σχήμα 2), το οποίο αποτελείται από ένα χαμηλής αδράνειας περιστρεφόμενο τμήμα, κατασκευασμένο από ειδικό πλαστικό για άμεση απόκριση και είναι τοποθετημένο σε άξονα ανοξείδωτου χάλυβα. Η ταχύτητα είναι ανάλογη των περιστροφών του ρότορα. Μονάδες μέτρησης της ταχύτητας είναι χιλιόμετρα ανά ώρα (kmph), μίλια ανά ώρα (mph) ή m/sec. Η διεύθυνση του ανέμου ορίζεται ως η διεύθυνση από την οποία προέρχεται ο άνεμος. Ο αισθητήρας μέτρησης της διεύθυνσης του ανέμου αποτελείται από ένα δυναμικά ισορροπημένο ανεμοδείκτη (Σχήμα 2) και ένα ποτενσιόμετρο. Όλες οι διευθύνσεις μετριοούνται με σημείο αναφοράς το Βορρά, στον οποίο δίνεται η τιμή 0 και 360; π.χ. η τιμή 270 σημαίνει άνεμο δυτικής προέλευσης. Το πρότυπο ύψος εγκατάστασης των οργάνων είναι 10 m πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.



Σχήμα 2: Ανεμόμετρο και ανεμοδείκτης.

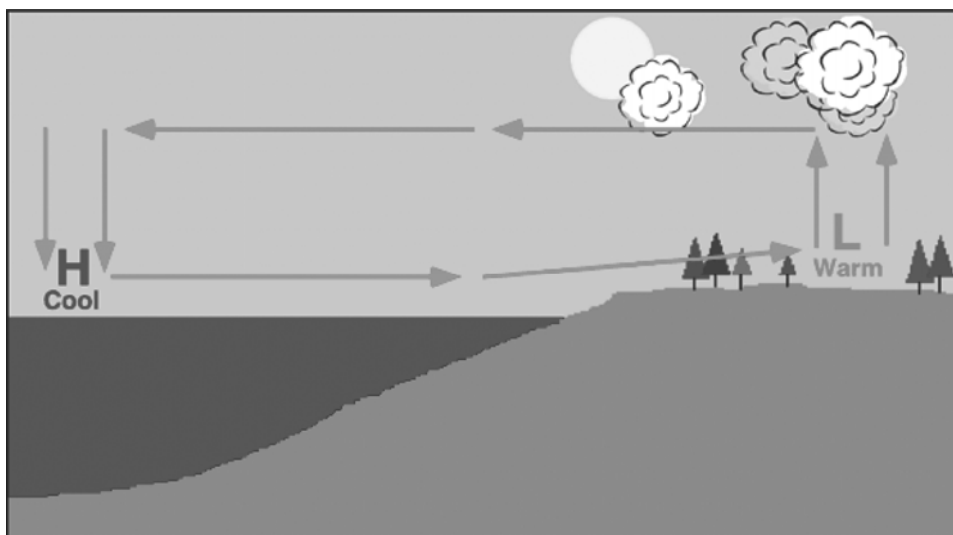
Εμπειρικά η ταχύτητα μπορεί να προσδιοριστεί μέσω της ανεμολογικής κλίμακας Beaufort, από τις επιδράσεις που ασκεί στο περιβάλλον (Πίνακας 1). Η κλίμακα Beaufort επινοήθηκε το 1805 από τον Francis Beaufort (1774–1857) και είναι μια αριθμητική κλίμακα που κυμαίνεται από το 0 ως το 12.

Στην επιφάνεια της Γης, ο άνεμος πνέει από περιοχές υψηλών πιέσεων σε περιοχές χαμηλών πιέσεων με ταχύτητα που καθορίζεται από το ρυθμό μεταβολής της πίεσης ανάμεσα στα κέντρα των συστημάτων υψηλών και χαμηλών πιέ-

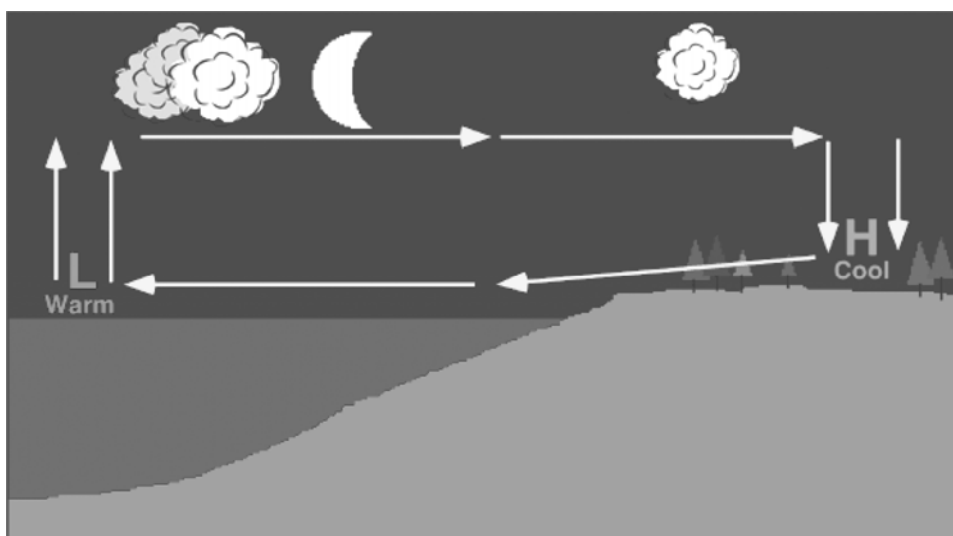
Πίνακας 1: Κλίμακα Beaufort (Πηγή: www.noaa.gov)

Κλίμακα Beaufort	Ταχύτητα ανέμου (km/h)	Ταχύτητα ανέμου (mph)	Επιδράσεις στο Περιβάλλον
0	< 1	< 1	Κατακόρυφη κίνηση του καπνού; τα φύλλα των δέντρων ακίνητα
1	1 - 6	1 - 3	Μη προσανατολισμένη αργή κίνηση του αναδυόμενου καπνού; τα φύλλα των δέντρων μόλις κινούνται
2	7 - 12	4 - 7	Αργή κίνηση των φύλλων δέντρων; άνεμος αισθητός στο πρόσωπο
3	13 - 19	8 - 12	Κίνηση των φύλλων στα δέντρα; χαρτιά και σκόνη παρασύρονται από τον άνεμο
4	20 - 30	13 - 18	Κίνηση μικρών κλαδιών
5	31 - 39	19 - 24	Αργή κίνηση μικρών δέντρων και μεγάλων κλαδιών; άνοδος σύννεφων σκόνης
6	40 - 50	25 - 31	Συνεχής κίνηση μεγάλων κλαδιών; δυσχερής η χρήση ομπρελών
7	51 - 62	32 - 38	Κίνηση ολόκληρων δέντρων; δύσκολο το περπάτημα
8	63 - 74	39 - 46	Θραύση μικρών κλαδιών δέντρων; αργό περπάτημα
9	75 - 87	47 - 54	Ελαφρές ζημιές κατασκευών
10	88 - 102	55 - 63	Ξερίζωμα δέντρων; σοβαρές ζημιές κατασκευών
11	103 - 117	64 - 72	Εκτεταμένες ζημιές
12	Άνω των 118	Άνω των 73	Σοβαρές ζημιές και καταστροφές

σεων. Η μεταβολή της πίεσης σε μια μοναδιαία απόσταση καλείται **δύναμη βαροβαθμίδας** και όσο μεγαλύτερη είναι τόσο ταχύτερος είναι ο άνεμος. Στους χάρτες καιρού, όταν οι ισοκαμπύλες της πίεσης είναι πυκνές αναμένεται μεγάλη δύναμη βαροβαθμίδας και ισχυρός άνεμος (Σχήμα 3). Στις περιοχές με αραιή κατανομή των καμπυλών, συμβαίνει το αντίθετο.



Σχήμα 5: Ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας κατά τη διάρκεια της ημέρας
(Πηγή: Physicalgeography.net).



Σχήμα 6: Ανάπτυξη απογείου αύρας κατά τη διάρκεια της νύχτας
(Πηγή: Physicalgeography.net).

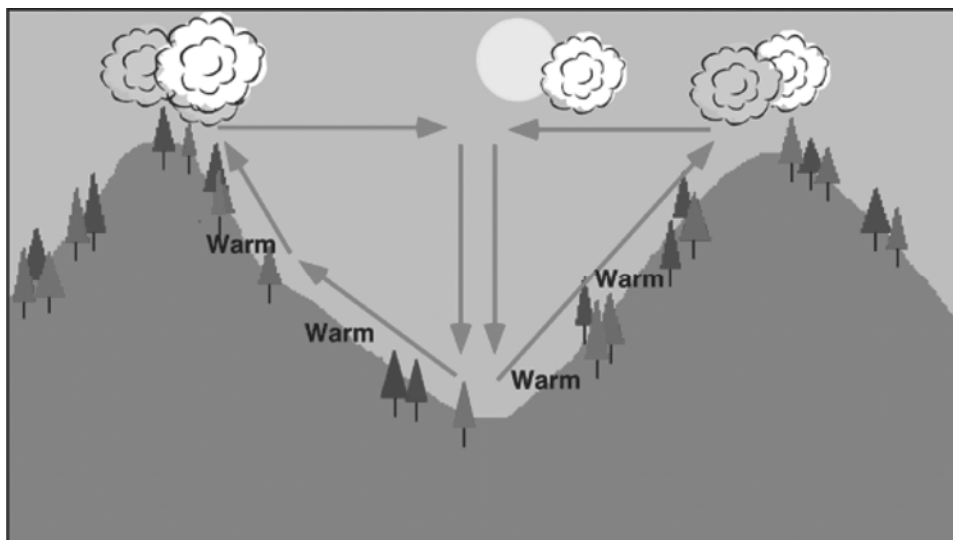
Κατά το ηλιοβασίλεμα σταματά η λήψη ηλιακής ακτινοβολίας από τη στεριά και καθώς πέφτει η νύχτα ο ρυθμός απωλειών θερμικής ενέργειας στη στεριά είναι πολύ μεγαλύτερος σε σύγκριση με εκείνο του θαλάσσιου νερού. Μετά από

μερικές ώρες, αναπτύσσονται σημαντικές διαφορές θερμοκρασίας και πίεσης μεταξύ των δύο επιφανειών. Τώρα η στεριά, ως ψυχρότερη από το νερό, αποτελεί περιοχή υψηλών πιέσεων, ενώ η θάλασσα χαμηλών. Οι αέριες μάζες κινούνται από τη στεριά προς τη θάλασσα και αυτό το τοπικό σύστημα ροής αέρα καλείται απόγειος αύρα (Σχήμα 6).

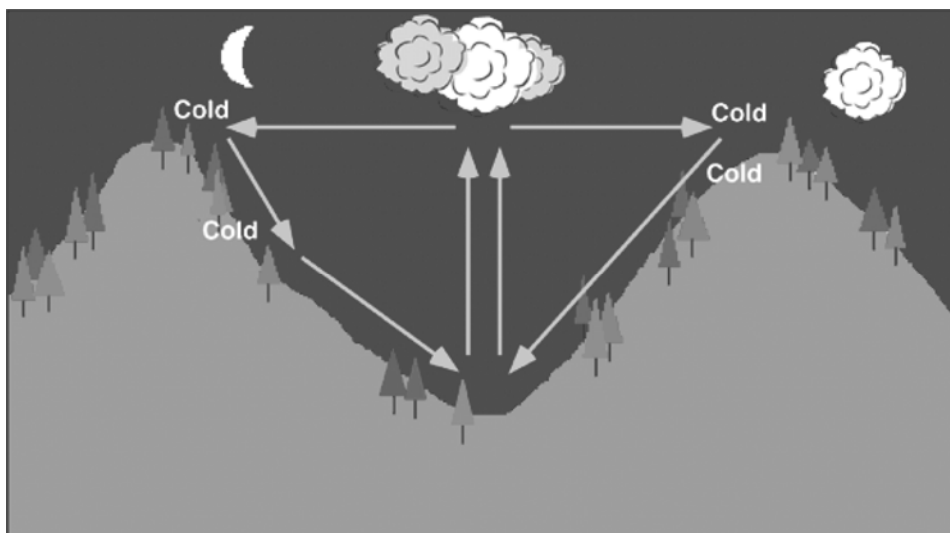
7.2.2 Αύρες Ορέων και Κοιλάδων

Είναι διαδεδομένες στις περιοχές με ανώμαλο τοπογραφικό ανάγλυφο. Η αύρα κοιλάδας αναπτύσσεται κατά τη διάρκεια της ημέρας, καθώς ο ήλιος θερμαίνει τη γήινη επιφάνεια και τον αέρα στις πλαγιές της κοιλάδας. Καθώς ο αέρας θερμαίνεται γίνεται λιγότερο πυκνός και ξεκινά η ανύψωση του κατά μήκος των πλαγιών. Αυτή η κάθετη ανύψωση αερίων μαζών συνήθως περιορίζεται από την παρουσία στρώματος θερμοκρασιακής αναστροφής, με συνέπεια αρχικά την οριζόντια και έπειτα την καθοδική κίνηση των αερίων μαζών προς το κέντρο της κοιλάδας. Το αποτέλεσμα είναι η δημιουργία τοπικού συστήματος κυκλοφορίας αέρα (Σχήμα 7). Αν οι συνθήκες είναι κατάλληλες, ο ανυψούμενος αέρας συμυκνώνεται και σχηματίζονται σύννεφα.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας, ο αέρας στις πλαγιές αρχίζει να ψύχεται γρή-



Σχήμα 7: Ανάπτυξη αύρας κοιλάδας κατά τη διάρκεια της ημέρας (Πηγή: www.Physicalgeography.net).



Σχήμα 8: Ανάπτυξη ορεινής αύρας κατά τη διάρκεια της νύχτας
(Πηγή: www.Physicalgeography.net).

γορα λόγω απώλειας της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας. Καθώς ο αέρας ψύχεται αποκτά μεγαλύτερη πυκνότητα και ξεκινά η ροή αερίων μαζών προς τις χαμηλότερες υψομετρικά περιοχές, σχηματίζοντας την ορεινή αύρα. Η σύγκλιση των κινούμενων μαζών στον πυθμένα της κοιλάδας οδηγεί στην κάθετη ανοδική τους κίνηση. Όμως, αυτή η κατακόρυφη κίνηση συνήθως περιορίζεται λόγω της παρουσίας στρώματος θερμοκρασιακής αναστροφής, το οποίο εξαναγκάζει τις αέριες μάζες να κινηθούν οριζόντια κλείνοντας το σύστημα κυκλοφορίας (Σχήμα 8).

7.3 Χαρακτηριστικοί Άνεμοι στη Μεσόγειο

7.3.1 Ετησίες ή μελέτμια

Οι ετησίες ή κοινώς μελέτμια είναι άνεμοι που πνέουν κυρίως στο Αιγαίο, ξεκινώντας με μικρή ένταση το Μάιο και φθάνοντας πλήρη ένταση τον Ιούλιο και τον Αύγουστο. Η εξασθένηση τους ξεκινά από τα μέσα Σεπτεμβρίου και ολοκληρώνεται τον Οκτώβριο. Στο βόρειο Αιγαίο πνέουν από τα ΒΑ, στο κε-

ντρικό Αιγαίο από το βορρά και στο νότιο από τα ΒΔ (Σχήμα 9). Σχηματίζονται λόγω της βαροβαθμίδας μεταξύ της περιοχής χαμηλών πιέσεων πάνω από το Πακιστάν που επηρεάζει την ανατολική Μεσόγειο και την περιοχή υψηλών πιέσεων πάνω από τις Αζόρες που επιδρά στη δυτική Μεσόγειο. Η διαφορά πιέσεων μεταξύ αυτών των δύο περιοχών οδηγεί στη δημιουργία αυτών των βόρειων ανέμων τους θερινούς μήνες.



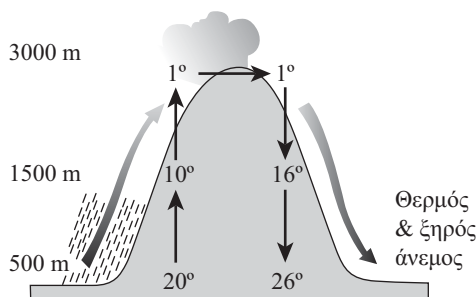
Σχήμα 9: Επικρατέστερες διευθύνσεις ανέμων (μελέτμια)

(Πηγή: <http://www.lyachtua.com/Medit-marinas/Greece/sumwinds.htm>).

7.3.2 Άνεμος Foehn ή Λίβας

Παρατηρείται σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο και σχηματίζεται όταν ένα ισχυρό και βαθύ στρώμα αέρα αναγκάζεται να περάσει πάνω από μια οροσειρά. Καθώς ο αέρας ανυψώνεται στην προσήνεμη πλαγιά, διαστέλλεται και ψύχεται προκαλώντας τη συμπύκνωση και αποβολή των υδρατμών. Ο ξηρός πλέον αέρας περνάει πάνω από την κορυφή και κατέρχεται στην άλλη πλευρά της οροσειράς. Κατερχόμενος στην υπήνεμη πλευρά, ο αέρας θερμαίνεται καθώς μπαίνει σε περιοχές υψηλότερης ατμοσφαιρικής πίεσης, δημιουργώντας ισχυρούς θερμούς και ξηρούς ανέμους (Σχήμα 10). Οι άνεμοι αυτοί μπορεί να αυξήσουν την θερμοκρασία μιας περιοχής ακόμα και 30°C μέσα σε μερικές ώρες. Άνεμοι αυτού του τύπου ονομάζονται και «χιονοφάγοι» λόγω της συμβολής τους στο

ραγδαίο ρυθμό τήξης του χιονιού. Αυτό οφείλεται όχι μόνο στην υψηλή θερμοκρασία των αερίων μαζών, αλλά και στη χαμηλή τους σχετική υγρασία.



Σχήμα 10: Ανάπτυξη Λίβα

(Πηγή:http://www.nationalpark-berchtesgaden.de/html/klima_-_mehr_infos.html).

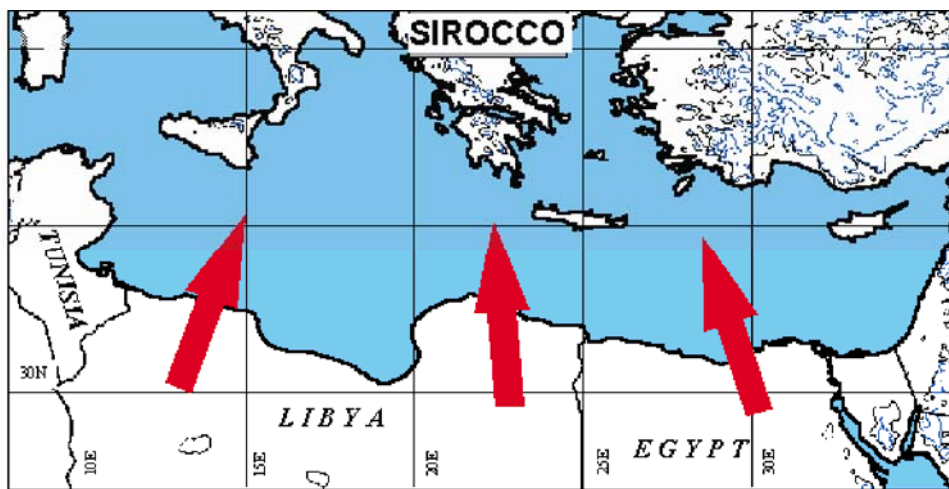
7.3.3 Βαρδάρης (Vardarac)

Πρόκειται για ισχυρό ψυχρό βόρειο-βορειοδυτικό άνεμο που πνέει από τα ορεινά της ΠΓΔΜ προς τις κοιλάδες της Μακεδονίας, μεταφέροντας τις ψυχρές συνθήκες από το βορρά προς την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Είναι συχνός κατά τη διάρκεια του χειμώνα και οφείλεται στο συνδυασμό συστήματος υψηλών πιέσεων στην ανατολική Ευρώπη και χαμηλών πιέσεων στο Αιγαίο. Ένας ισχυρός άνεμος Βαρδάρης, στις 12 και 13 Ιανουαρίου 2003, προκάλεσε την απότομη πτώση της θερμοκρασίας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης κατά 17°C (από τους 19°C στους 2°C) (<http://www.weatheronline.co.uk/feature/ww170103.htm>)

7.3.4 Άνεμος Sirocco

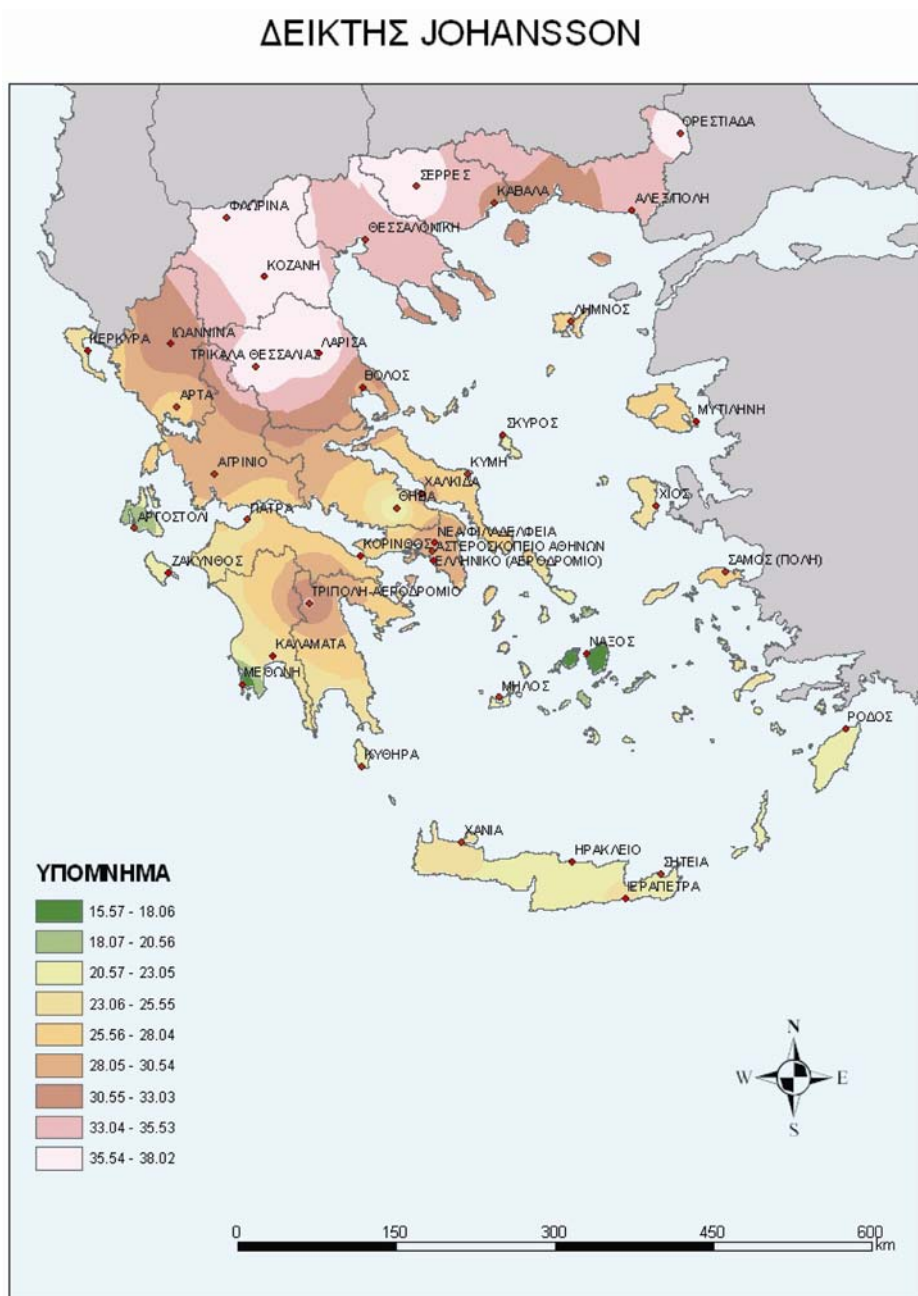
Πρόκειται για ισχυρό θερμό άνεμο, νότιας-νοτιοανατολικής διεύθυνσης, που πνέει στη Μεσόγειο και προέρχεται από τη Σαχάρα και τις περιοχές της βορείου Αφρικής (Λιβύη, Αίγυπτο), (Σχήμα 11). Σχηματίζεται όταν θερμή, ξηρή, τροπική αέρια μάζα κινείται προς βορρά λόγω συστήματος χαμηλών πιέσεων που κινείται ανατολικά κατά μήκος της Μεσογείου. Ο θερμός και ξηρός αέρας ηπειρωτικής προέλευσης αναμιγνύεται με τον ψυχρότερο και υγρότερο αέρα του κυκλώνα, και η αντίστροφη των δεικτών του ρολογιού κίνηση των αερίων μαζών του βαρομετρικού χαμηλού, ωθεί αυτό το μίγμα αερίων μαζών κατά μήκος των νοτίων ακτών της Ευρώπης. Μεταφέρει λεπτή σκόνη από την έρημο και

δημιουργεί αποπνικτικά ζεστές και υγρές συνθήκες, καθώς και λασποβροχές. Η διάρκεια του κυμαίνεται από μισή ως αρκετές ημέρες. Η ταχύτητα του φθάνει και τα 100 km/h και συνήθως παρατηρείται στο τέλος του θέρους, το φθινόπωρο και την άνοιξη, με αιχμή το Μάρτιο και το Νοέμβριο.

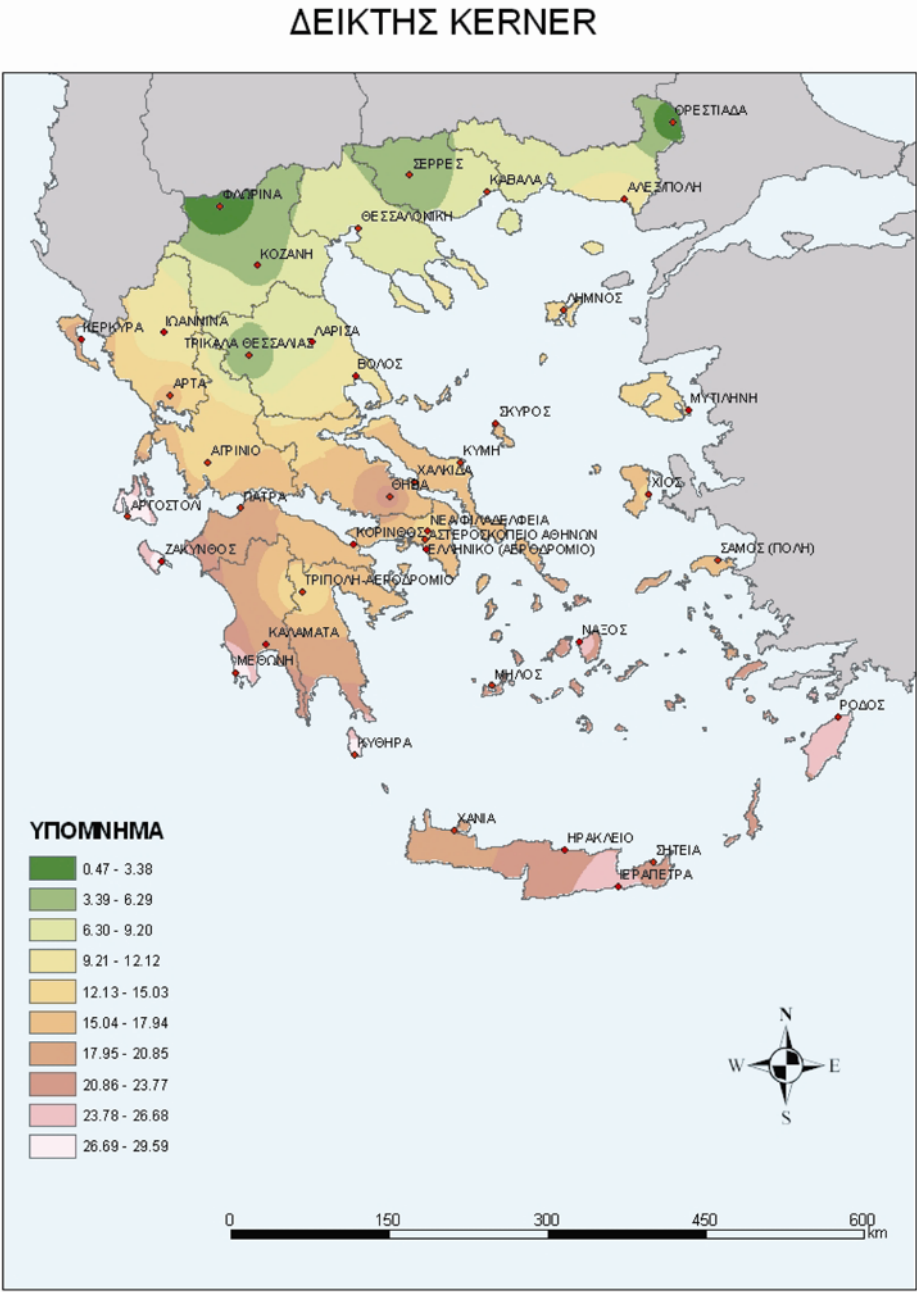


Σχήμα 11: Διεύθυνση ανέμου Sirocco

(Πηγή: http://www.nrlmry.navy.mil/~medex/tutorial/medex/winds/wind_sir.html)

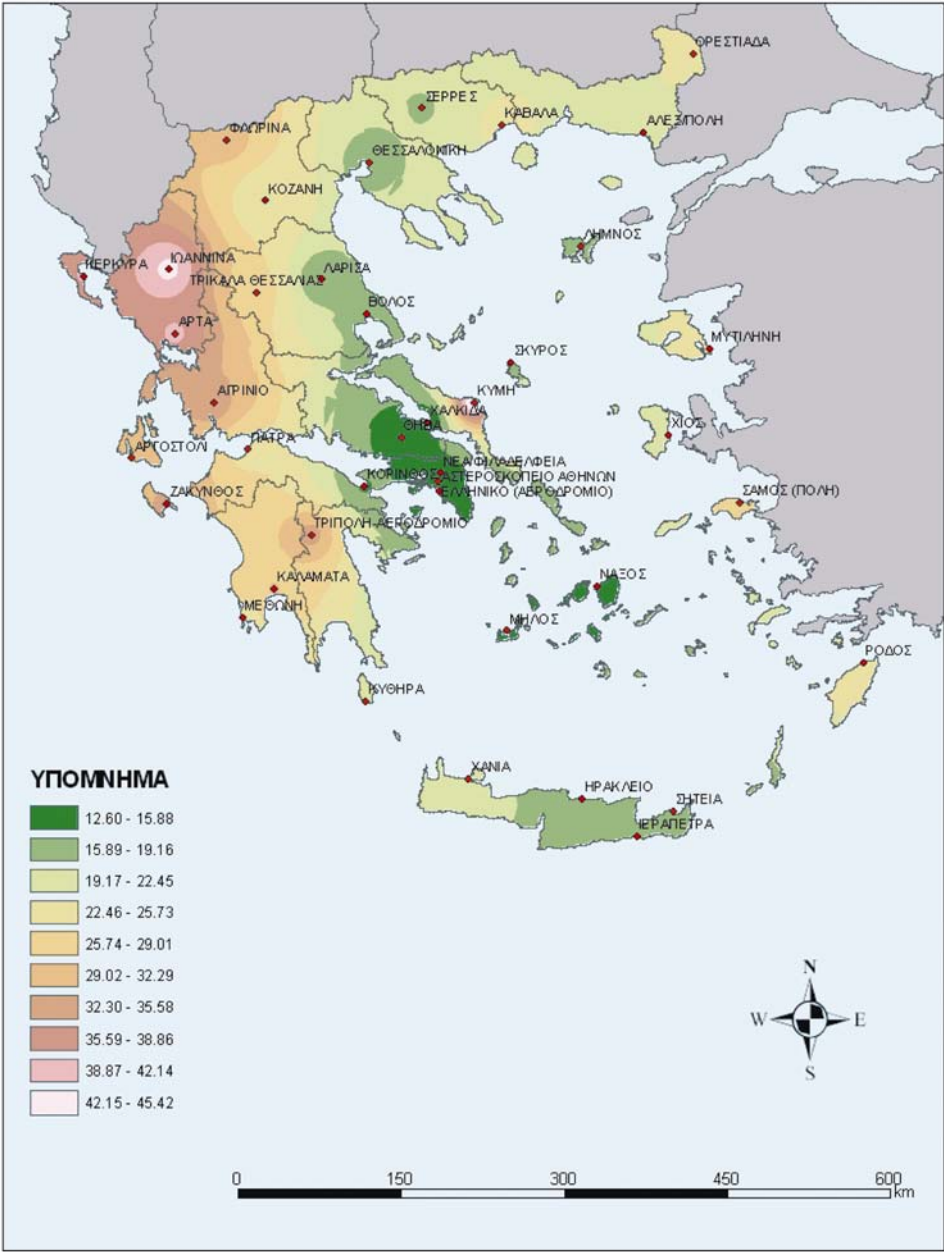


Σχήμα 3: Γεωγραφική κατανομή των τιμών του δείκτη Johansson.

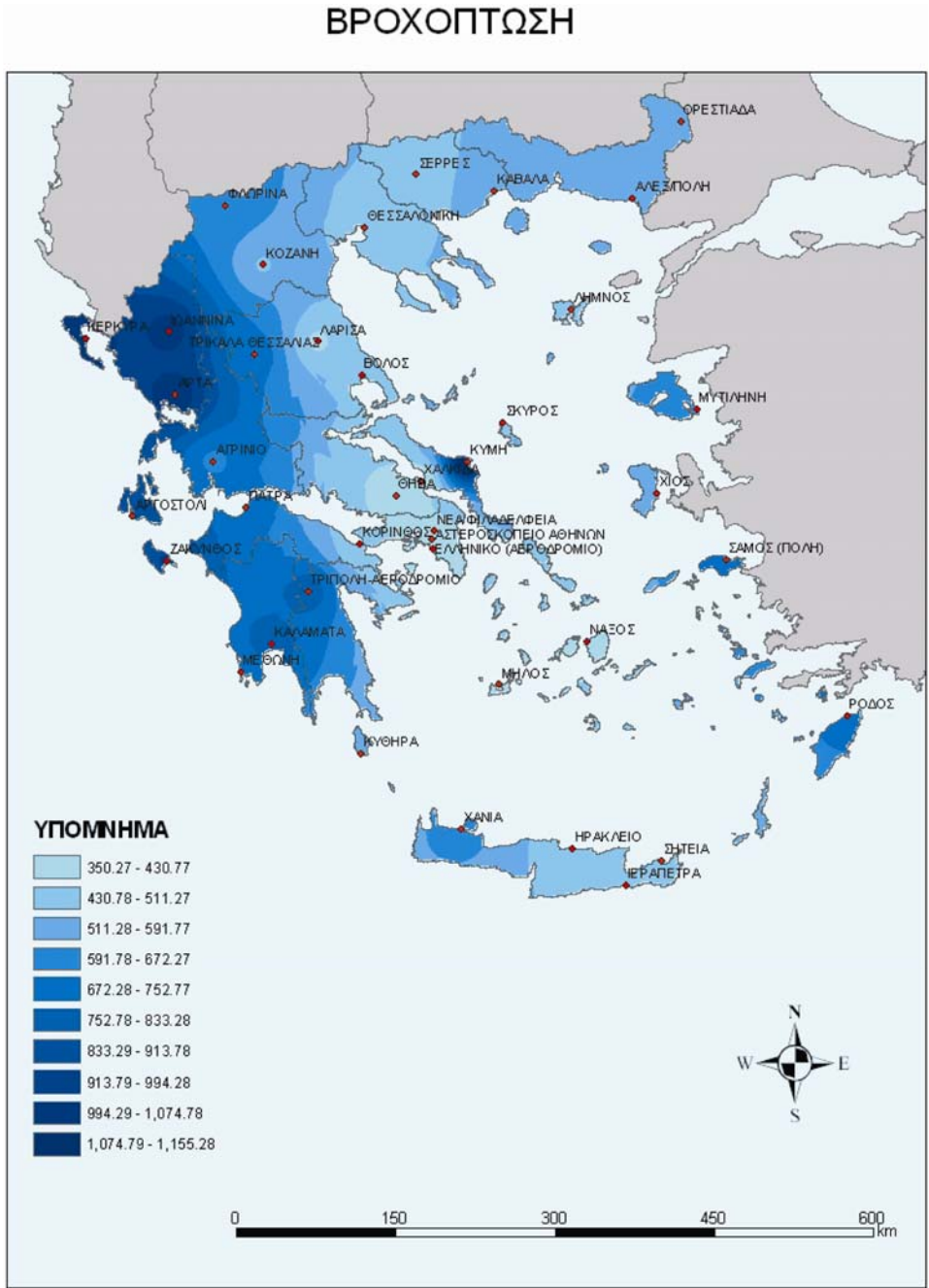


Σχήμα 4: Γεωγραφική κατανομή των τιμών του δείκτη Kerner

ΔΕΙΚΤΗΣ DE MARTONE

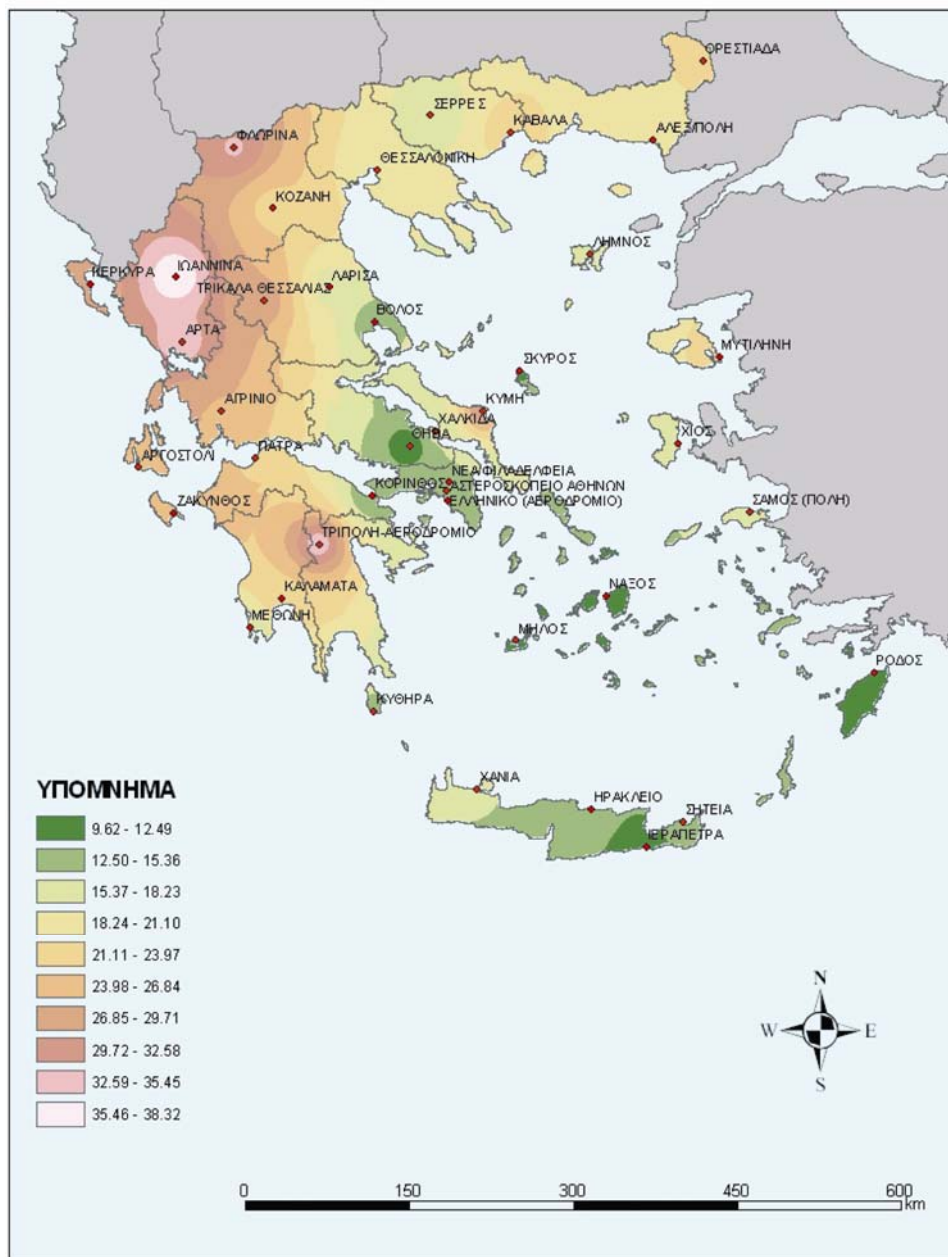


Σχήμα 5: Γεωγραφική κατανομή των τιμών του δείκτη De Martone.



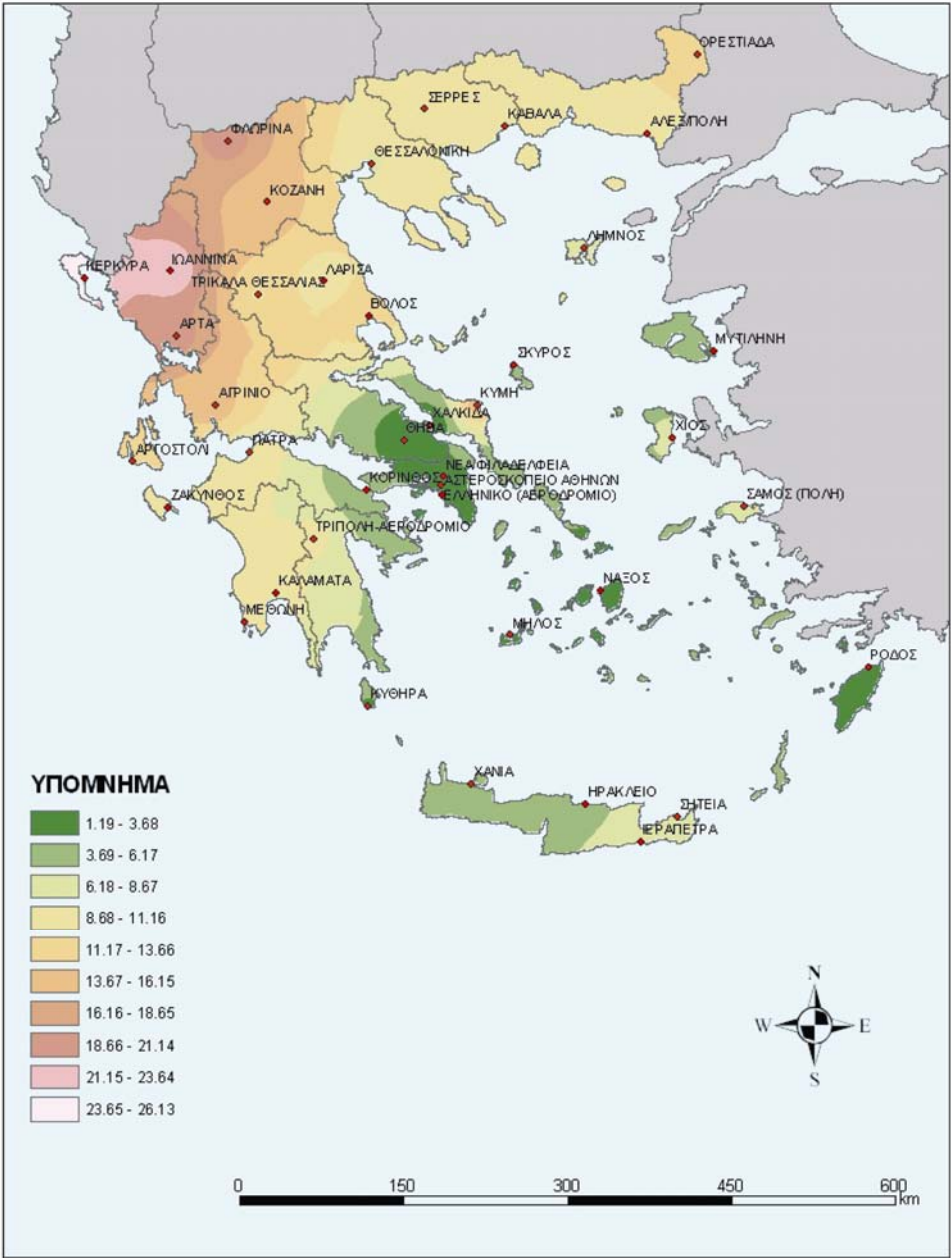
Σχήμα 6: Γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης (1965-1995).

ΔΕΙΚΤΗΣ DE MARTONE ΑΠΡΙΛΙΟΥ



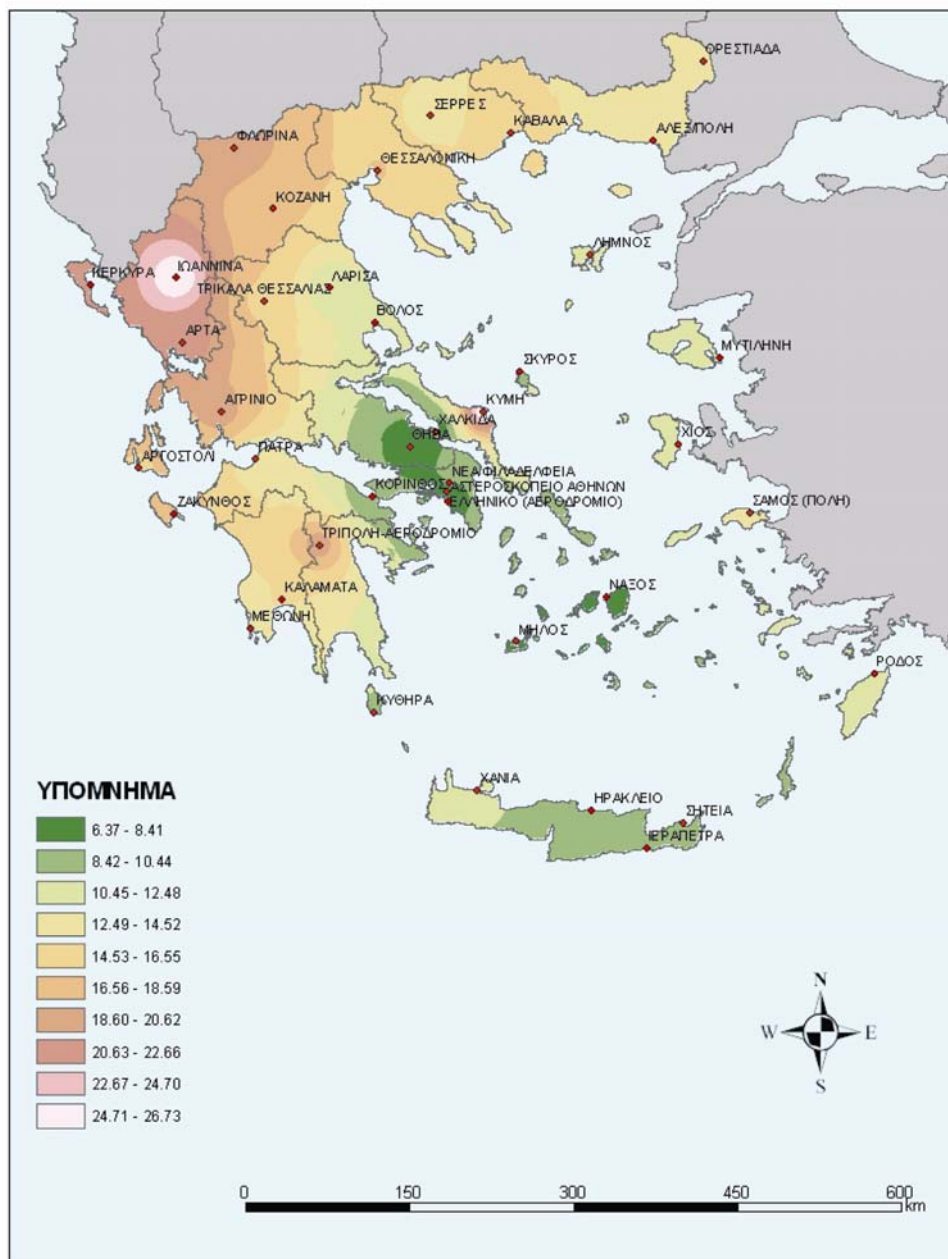
Σχήμα 7: Μηνιαίος δείκτης De Martone (Απρίλιος).

ΔΕΙΚΤΗΣ DE MARTONE ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΥ



Σχήμα 8: Μηνιαίος δείκτης De Martone (Σεπτέμβριος).

ΔΕΙΚΤΗΣ PINNA



Σχήμα 9: Γεωγραφική κατανομή των τιμών του δείκτη Pinna.

13.1 Γενικά

Σκοπός του κεφαλαίου αυτού είναι να δώσει ορισμούς και έννοιες σχετικά με μετεωρολογικές εφαρμογές που συχνά απαιτούν πληροφορίες που διέπονται από τους νόμους των πιθανοτήτων και της στατιστικής. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα την αναγκαιότητα χρήσης της Στατιστικής και Πιθανολογικής ανάλυσης των μετεωρολογικών δεδομένων. Η θεωρία των πιθανοτήτων παρέχει το πλαίσιο για τη μοντελοποίηση των διαδικασιών που δε μπορούμε να περιγράψουμε.

Όσον αφορά στις μεταβλητές, υπάρχουν δύο κατηγορίες αβεβαιότητας:

- α) τυχαιότητα (natural randomness) και
- β) ανακριβής γνώση της πραγματικότητας (Imprecise knowledge of reality).

Κάθε χαρακτηριστικό που παρουσιάζει μεταβλητότητα ονομάζεται μεταβλητή. Οι μεταβλητές διακρίνονται σε συνεχείς, όταν οι τιμές τους είναι το αποτέλεσμα συνεχούς μέτρησης, για παράδειγμα το ύψος βροχής σε mm και σε ασυνεχείς ή διακριτές, όταν οι τιμές τους είναι προϊόν απαρίθμησης, για παράδειγμα αριθμός ημερών βροχής. Οι τιμές που παίρνουν οι μεταβλητές αποτελούν τα δεδομένα. Με τον όρο “πληθυσμός” εννοούμε ένα σύνολο τιμών μιας μεταβλητής το οποίο θέλουμε να μελετήσουμε. Ένας πληθυσμός είναι πεπερασμένος, όταν μπορούμε να καταμετρήσουμε όλα τα μέλη του, ενώ αντίθετα είναι άπειρος πληθυσμός όταν τα μέλη του είναι άπειρα και δεν είναι δυνατόν να καταμετρηθούν. Στον άπειρο πληθυσμό ή ακόμα και στον πεπερασμένο τεχνικοί και οικονομικοί λόγοι καθιστούν στις περισσότερες περιπτώσεις αδύνατη τη μελέτη όλου του πληθυσμού. Ως εκ τούτου είμαστε υποχρεωμένοι να αρκεστούμε στη μελέτη ενός τμήματος του πληθυσμού που ονομάζεται δείγμα. Ένα δείγμα λέγεται τυχαίο όταν κάθε μέλος του πληθυσμού έχει την ίδια πιθανότητα να περιληφθεί σ' αυτό.

Μερικές βασικές έννοιες της πιθανολογικής ανάλυσης αφορούν στα εξής:

Πείραμα (experiment): Συνθήκες κάτω από τις οποίες παρατηρούμε μία τυχαία ποσότητα. Για παράδειγμα οι βροχερές ημέρες ενός μήνα, το ημερήσιο ύψος βροχής.

Εκβαση (outcome or sample point): Το αποτέλεσμα μιας τέτοιας παρατήρησης. Για παράδειγμα δέκα ημέρες βροχής το μήνα, 20 mm βροχής την ένατη ημέρα.

Δειγματικός χώρος (Sample space): Η συγκέντρωση όλων των πιθανών εκβάσεων ενός πειράματος. Για παράδειγμα οι ημέρες βροχής ενός μήνα $S_1 = (0, 1, 2, 3, 4, \dots, 31)$ και η βροχή πάνω από μηδέν $S_2 = (\chi/\chi \geq 0)$

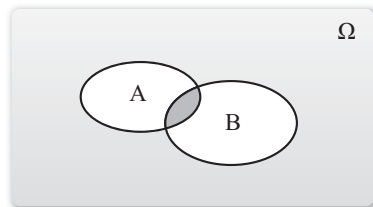
Ενδεχόμενο (Event): Η συγκέντρωση πιθανών εκβάσεων ή το υποσύνολο του δειγματικού χώρου. Για παράδειγμα $E_1 = 8$ ή λιγότερες ημέρες βροχής στο μήνα και η βροχή που έπεσε ανάμεσα σε 10 και 20 mm, $E_2 = (\chi/10 \leq \chi \leq 20)$.

13.2 Βασικές Έννοιες Θεωρίας Πιθανοτήτων

Κύριο έργο της Στατιστικής είναι η εξαγωγή συμπερασμάτων από το δείγμα για τον πληθυσμό κατά τρόπο που να επιτρέπει τον υπολογισμό της αβεβαιότητας των συμπερασμάτων που συνάγονται. Η αβεβαιότητα αυτή εκφράζεται ποσοτικά μέσα από τη θεωρία των πιθανοτήτων που παίζει κεντρικό ρόλο στην Στατιστική.

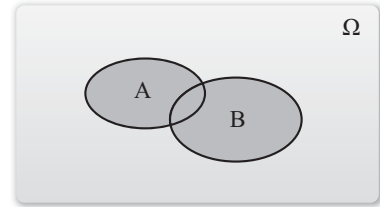
Ο κλασικός ορισμός της πιθανότητας διατυπώθηκε από τον Laplace ως εξής: Αν σε ένα πείραμα τύχης το ενδεχόμενο A παρουσιάζεται σε m εκβάσεις από ένα σύνολο n εξίσου δυνατών εκβάσεων τότε η πιθανότητα του A ορίζεται ως εξής: $P(A) = m/n$. Συχνά ενδιαφερόμαστε για σύνολα σημείων του δειγματικού χώρου. Κάθε τέτοιο σύνολο ονομάζεται συμβάν ή γεγονός ή ενδεχόμενο και αποτελεί υποσύνολο του βασικού συνόλου. Βασικές ιδιότητες αυτών των συνόλων δίνονται στη συνέχεια.

Τομή δύο ενδεχομένων A και B είναι το ενδεχόμενο που πραγματοποιείται αν πραγματοποιηθούν και τα δύο ενδεχόμενα συγχρόνως (Σχήμα 13.1). Συμβολίζεται με $A \cap B$.



Σχήμα 13.1:
Τομή των A και B ($A \cap B$)

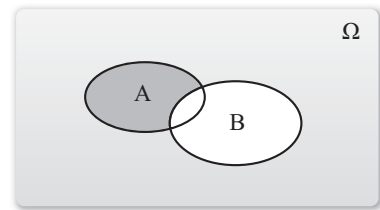
Ένωση δύο μη ασυμβίβαστων ενδεχομένων A και B είναι το ενδεχόμενο να πραγματοποιηθεί τουλάχιστον ένα από τα A , B (Σχήμα 13.2). Συμβολίζεται με $A \cup B$.



Σχήμα 13.2:

Ένωση των A και B ($A \cup B$)

Διαφορά του ενδεχομένου B από το A λέγεται το ενδεχόμενο το οποίο πραγματοποιείται αν πραγματοποιηθεί το A χωρίς να πραγματοποιηθεί το B (Σχήμα 13.3).



Σχήμα 13.3:

Διαφορά του B από το A

Δύο ενδεχόμενα A και B του ίδιου δειγματικού χώρου Ω λέγονται **ασυμβίβαστα** ή **αμοιβαίως αποκλειόμενα** εφόσον η πραγματοποίηση του ενός αποκλείει την πραγματοποίηση του άλλου. Για τα ασυμβίβαστα ενδεχόμενα ισχύει η σχέση:

$$A \cap B = \emptyset,$$

όπου \emptyset είναι το κενό σύνολο, ενώ το ενδεχόμενο που συμβολίζεται έτσι ονομάζεται αδύνατο ενδεχόμενο. Ένα σύνολο ενδεχομένων $[A_1, \dots, A_m]$ θεωρείται ότι περιλαμβάνει αμοιβαίως αποκλειόμενα ενδεχόμενα αν $A_i \cap A_j = \emptyset$, για κάθε i, j .

Δύο ενδεχόμενα A και B του ίδιου δειγματικού χώρου Ω λέγονται **συμπληρωματικά** εφόσον η πραγματοποίηση του ενός αποκλείει την πραγματοποίηση του άλλου και το άθροισμά τους (ένωση) δίνει το βέβαιο ενδεχόμενο, δηλαδή ολόκληρο το δειγματικό χώρο Ω . Το συμπληρωματικό ενδεχόμενο του A συμβολίζεται με A^C .

Ένα σύνολο ενδεχομένων $[A_1, \dots, A_m]$ λέγεται ότι **εξαντλεί** το δειγματικό χώρο αν $\bigcup_{i=1}^m A_i = \Omega$.

Οι ιδιότητες των ενδεχομένων είναι η αντιμεταθετική, η συνδυαστική και η επιμεριστική. Πιο αναλυτικά:

Αντιμεταθετική	$A \cup B = B \cup A,$
	$A \cap B = B \cap A$
Συνδυαστική	$A \cup (B \cap C) = (A \cup B) \cap C,$
	$A \cap (B \cup C) = (A \cap B) \cup C$
Επιμεριστική	$A \cap (B \cup C) = (A \cap B) \cup (A \cap C),$
	$A \cup (B \cap C) = (A \cup B) \cap (A \cup C)$

Ακόμα ισχύουν:

$$(A^C)^C = A$$

$$A \cap \Omega = A, \quad A \cup \Omega = \Omega, \quad A \cap \emptyset = \emptyset, \quad A \cup \emptyset = A$$

$$A \cap A^C = \emptyset, \quad A \cup A^C = \Omega, \quad A \cap A = A, \quad A \cup A = A$$

$$(A \cup B)^C = A^C \cap B^C, \quad (A \cap B)^C = A^C \cup B^C$$

$$\left(\bigcup_{i=1}^N A_i\right)^C = \bigcap_{i=1}^N A_i^C, \quad \left(\bigcap_{i=1}^N A_i\right)^C = \left(\bigcup_{i=1}^N A_i\right)^C = \bigcap_{i=1}^N A_i^C,$$

$$A - B = A \cap B^C$$

Η διαφορά δεν υπόκειται στην επιμεριστική, αντιμεταθετική και συνδυαστική ιδιότητα:

$$(A - B) \cup B = A \cup B \neq A \cup B - B \cup B = A - B$$

Κάθε έκβαση ενός πειράματος τύχης χαρακτηρίζεται συνήθως με μια αριθμητική τιμή. Ο χαρακτηρισμός κάθε εκβάσεως μ' έναν αριθμό ισοδυναμεί με τον ορισμό μιας συναρτήσεως η οποία παίρνει μια ορισμένη αριθμητική τιμή για κάθε έκβαση του πειράματος τύχης. Η συνάρτηση αυτή ονομάζεται τυχαία μεταβλητή. Η συνάρτηση της τυχαίας μεταβλητής είναι επίσης τυχαία μεταβλητή.

Συνάρτηση κατανομής είναι η συνάρτηση της πραγματικής μεταβλητής X και ορίζεται για κάθε πραγματικό αριθμό x , ως η πιθανότητα η τυχαία μεταβλητή να είναι ίση ή μικρότερη της τιμής x , δηλαδή $F_X(x) = P(X \leq x)$.

Η συνάρτηση κατανομής συχνά είναι γνωστή και ως αθροιστική συνάρτηση κατανομής (Cumulative Density Function, CDF) ή και πιθανότητα μη υπέρβασης. Σε αντίθεση, η πιθανότητα υπέρβασης δίνεται από τη σχέση

$$F_{1_X}(x) = P(X > x) = 1 - F_X(x)$$

και ορίζεται ως το αντίστροφο της περιόδου επαναφοράς, όπου ως περίοδος

επαναφοράς T ορίζεται ο μέσος χρόνος σε έτη ανάμεσα στην εμφάνιση της m -οστής μέγιστης τιμής και μίας άλλης ίσης ή μεγαλύτερης. Ο προσδιορισμός της περιόδου επαναφοράς μπορεί να γίνει με τη χρήση της σχέσης $T = m/(n+1)$, όπου n είναι ο συνολικός αριθμός των ετών που υπάρχουν παρατηρήσεις και m είναι η θέση της εξεταζόμενης τιμής σε φθίνουσα τάξη.

Ως συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (Probability Density Function, PDF) ορίζεται η παράγωγος της συνάρτησης κατανομής, δηλαδή $f_X(x) = \frac{dF_X(x)}{dx}$.

13.2.1 Ορισμός συνάρτησης πιθανότητας – Ιδιότητες

Συνάρτηση πιθανότητας $P[\cdot]$ είναι μια συνάρτηση που προσδίδει μια τιμή (πραγματικό αριθμό) σε κάθε ενδεχόμενο, ικανοποιώντας τις παρακάτω σχέσεις:

- $0 \leq P[A] \leq 1$
- $P[\Omega] = 1$

Εάν τα A_1, A_2, \dots, A_N αποτελούν ένα σύνολο αμοιβαίως αποκλειόμενων ενδεχομένων, τότε θα ισχύει:

$$P\left[\bigcup_{i=1}^{\infty} A_i\right] = \sum_{i=1}^{\infty} P[A_i]$$

Οι ιδιότητες της συνάρτησης πιθανότητας αναφέρονται στα εξής:

$$P[\emptyset] = 0$$

$$P[A_1 \cup A_2 \cup \dots \cup A_N] = \sum_{i=1}^N P[A_i]$$

$$P[A^C] = 1 - P[A]$$

Ακόμα, για οποιαδήποτε δύο ενδεχόμενα A και B , ισχύουν:

$$P[A \cup B] = P[A] + P[B] - P[A \cap B] \quad (\text{Προσθετικός νόμος των πιθανοτήτων})$$

$$P[A] = P[A \cap B] + P[A \cap B^C]$$

$$P[A - B] = P[A \cap B^C] = P[A] - P[A \cap B]$$

Εάν $A \subset B$, τότε $P[A] \leq P[B]$.

(Το σύμβολο \subset υποδηλώνει ότι το ενδεχόμενο A αποτελεί υποσύνολο του εν-