

ΒΑΣΙΛΕΙΟΥ Δ. ΚΑΤΣΟΥΛΗ
Καθηγητή του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων

Μ Α Θ Η Μ Α Τ Α
ΓΕΝΙΚΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

*Πανεπιστημιακές Παραδόσεις
στους φοιτητές του Τμήματος Φυσικής (5^ο εξάμηνο)
του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων*

ΙΩΑΝΝΙΝΑ 1993



583/98



ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΥ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ



026000047270

552.5

ΚΑΤ.

583/98 Συγγραφέας: ΚΑΤΣΟΥΛΗΣ, Β.

Τίτλος: Μαθητικά Γενικής Μεταρρύθμισης

κ. Κ. Καραολόγος

ΑΡ. ΕΞ: 551.5 ΚΑΤ

ΔΑΝΕΙΖΟΜΕΝΟΣ	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ ΔΑΝΕΙΣΜΟΥ	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ ΕΠΙΣΤΡΟΦΗΣ	
Σταμάτι Ευαγγ.	26/2/99	9/3/99	ΑΝ 41090
Υαζυφίδης Ελ.	28/4/99	14/5/99	CP 367
Τσαρναλίδης Α.	17/5/85		11/9/00
		19/11/01	24/1/01
		6/2/02	



2

ΜΑΘΗΜΑΤΑ
ΓΕΝΙΚΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

Βασιλείου Δ. Κατσούλη
Καθηγητή του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΑΚΕΣ ΠΑΡΑΔΟΣΕΙΣ
στους φοιτητές του Τμήματος Φυσικής (5^ο εξάμηνο)
του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων



ΙΩΑΝΝΙΝΑ 1993



Π Ρ Ο Λ Ο Γ Ο Σ

Το εγχειρίδιο αυτό εκπονήθηκε ως βοήθημα για τη διδασκαλία του μαθήματος της Γενικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας για τις ανάγκες των φοιτητών του Τμήματος Φυσικής, της Σχολής Θετικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων. Η σημερινή κατάσταση και εξέλιξη της Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας συνδέεται τόσο στενά με τα θεμελιώδη θεωρητικά επιτεύγματα, ώστε τα καθαρώς περιγραφικά εγχειρίδια να αποτελούν απαραίτητες εισαγωγές στην αληθή φύση της επιστήμης. Ωστόσο, πολλά από τα υπάρχοντα περιγραφικά εγχειρίδια παραθέτουν την ύλη κατά εκτεταμένο τρόπο ώστε η Γενική Μετεωρολογία ν' αποκτήσει το χαρακτηρισμό του ογκώδους αντικειμένου.

Έτσι, η παρουσίαση του αντικειμένου της Γενικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας κατά συνοπτικό περιγραφικό τρόπο και με απλή στατιστική, χωρίς τη χρήση ειδικευμένων μαθηματικών, είναι δυνατή και συμβάλλει στην κατανόηση των μετεωρολογικών φαινομένων. Η διδακτική πείρα βεβαιώνει ότι η πλειονότητα των αρχαίων παθαίνει σύγχυση με τη δύσκολη μαθηματική γλώσσα, αν δεν προηγηθεί η περιγραφική διδασκαλία των μετεωρολογικών διεργασιών και η απλή στατιστική τους επεξεργασία και παρουσίαση. Συνεπώς, για την κατανόηση των θεμάτων του παρόντος εγχειριδίου δεν απαιτούνται γνώσεις πέραν της Φυσικής και της Στοιχειώδους Στατιστικής.

Εξάλλου, θεωρήθηκε σοβαρή η συσχέτιση του αντικειμένου στη βάση του, με τις γνώσεις της Φυσικής και ελήφθη ως δεδομένο ότι οι φοιτητές κατέχουν τις θεμελιώδεις αρχές της Φυσικής και τις απλές μεθόδους της Στατιστικής. Η προσέγγιση των θεμάτων γίνεται σε μεγάλο βαθμό περιγραφικά, πλην όμως δίδονται και παραδείγματα από την παρατήρηση και την πείρα εκεί, όπου απαιτείται.

Τα μαθήματα που περιλαμβάνονται στο παρόν βοήθημα αποτελούν μία εισαγωγή στη Γενική Μετεωρολογία και Κλιματολογία αποτελούν τη βάση για την κατανόηση των φυσικών διεργασιών μέσα στα στρώματα της κατώτερης ατμόσφαιρας, καθώς και για την πρώτη ταξινόμηση των διαφόρων τύπων κλιμάτων της Γης.

Τέλος, θα πρέπει να σημειωθεί ότι δεν καταβλήθηκε προσπάθεια για την εξάντληση της υπάρχουσας βιβλιογραφίας, διότι τα περισσότερα βιβλία είναι γραμμένα κατά τέτοιο τρόπο ώστε να ανταποκρίνονται για επίπεδο μεταπτυχιακών σπουδών.

Το περιεχόμενο του βοηθήματος αυτού χωρίζεται σε δύο μέρη: Στη Γενική Μετεωρολογία και την Κλιματολογία.

Στη δακτυλογράφηση του κειμένου και στη σχεδίαση των διαγραμμάτων συνέβαλαν οι κ. Ε. Δήμου, Β. Χρήστου, Χ. Νάκας και Κ. Τσέφος, τους οποίους και ευχαριστώ θερμά.

Β. Δ. Κατσούλης
Καθηγητής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας



I.- ΓΕΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

1. Η Ατμόσφαιρα και η σύνθεσή της → V 544

Η Ατμόσφαιρα είναι το αέριο περίβλημα της Γης, το οποίο αποτελεί ένα σώμα με αυτή και μετέχει όλων των κινήσεών της. Η Ατμόσφαιρα στα κατώτερα στρώματά της αποτελείται από α) ξηρό αέρα, β) υδρατμούς και γ) αιωρήματα διαφορετικής προέλευσης.

Η παρουσία ή η απουσία των διαφόρων αερίων παίζει εξαιρετικά σημαντικό ρόλο δεδομένου ότι αυτά ρυθμίζουν το αν ή όχι η εισερχόμενη και η εκπεμπόμενη ακτινοβολία μπορεί να διέλθει ελεύθερα διαμέσου της Ατμόσφαιρας. Αυτό με τη σειρά του επηρεάζει το ισοζύγιο θερμότητας και τη γενική κυκλοφορία της τροπόσφαιρας.

Το στρώμα των αερίων το οποίο περιβάλλει τη Γη είναι εξαιρετικά λεπτό σε σύγκριση με τις διαστάσεις της ίδιας της Γης. Η ακτίνα της Γης στον Ισημερινό είναι 6,378 km. Στην επιφάνεια της θάλασσας η πίεση των αερίων είναι 1,000 mb περίπου. Σ' ένα ύψος 30 km η πίεση ελαττώνεται στα 3 mb και στο ύψος των 100 km τα αέρια είναι τόσο αραιά, ώστε η πίεση ελαττώνεται στα 0,0005 mb και τα μεμονωμένα μόρια είναι ουσιαστικά ελεύθερα να περιπλανώνται ανενόχλητα από συγκρούσεις με τα γειτονικά τους.

Υπάρχουν δύο βασικές κατηγορίες αερίων που συνθέτουν την Ατμόσφαιρα, τα "σταθερά" αέρια που είναι αμετάβλητα στην κατ' όγκο και βάρος παρουσία τους και τα μεταβλητά.

Ο πίνακας 1 δίδει τη σύνθεση του ξηρού αέρα της Ατμόσφαιρας μέχρι του ύψους των 20 km: Την ονομασία των αερίων, την κατ' όγκο και βάρος παρουσία τους (%), την πυκνότητά τους και το μοριακό τους βάρος.

Για πρακτικούς σκοπούς μπορεί να θεωρηθεί ότι ο αέρας συνίσταται από άζωτο και οξυγόνο, με το άζωτο τέσσερες φορές αφθονότερο του οξυγόνου. Το άζωτο είναι στενά συνδεδεμένο με την ανάπτυξη της βλάστησης διαμέσου ενός πολύπλοκου κύκλου διεργασιών. Θα χρειαζόνταν 100 εκατομμύρια χρόνια για όλη την ποσότητα του αζώτου της Ατμόσφαιρας να περάσει διαμέσου αυτού του κύκλου. Το οξυγόνο εισέρχεται, επίσης, στις διεργασίες της ζωής, κυρίως, διαμέσου του κύκλου του διοξειδίου του άνθρακα. Αυτό επιτυγχάνεται επειδή η βλάστηση χρειάζεται διοξείδιο του άνθρακα για τη φωτοσύνθεση. Εάν όλος ο άνθρακας της οργανικής ύλης της Γης μπορούσε να μετατραπεί σε διοξείδιο του άνθρακα, το ποσό αυτού του αερίου θα διπλασιαζόταν. Στην πραγματικότητα, ο κύκλος επιτρέπει στο διοξείδιο του άνθρακα να περάσει διαμέσου της οργανικής ύλης και να επιστρέψει ως διοξείδιο του άνθρακα στην Ατμόσφαιρα σε 35 χρόνια. Υπάρχει ένας βραδύτερος κύκλος που αφορά τους ωκεανούς, κατά τον οποίο η θάλασσα δεσμεύει και απελευθερώνει διοξείδιο του άνθρακα. Δεν θεωρείται ότι ο κύκλος του άνθρακα όπου



σχετίζεται με τους ωκεανούς συνβάλλει στις μικρές μεταβολές του περιεχομένου στην Ατμόσφαιρα διοξειδίου του άνθρακα που παρατηρείται ότι συμβαίνει μεταξύ χειμώνα και θέρους. Είναι ενδιαφέρον να σημειωθεί ότι το περιεχόμενο στην ατμόσφαιρα διοξειδίου του άνθρακα έχει αυξηθεί, όπως φαίνεται από τις ακριβείς μετρήσεις που εκτελέστηκαν τον τελευταίο αιώνα. Αυτή η αύξηση μερικώς οφείλεται στην αύξηση της κατανάλωσης από τη βιομηχανία υγρών και στερεών καυσίμων, αλλά και η καταστροφή μεγάλων δασικών εκτάσεων για γεωργική εκμετάλλευση της Γης, πρέπει να αποτελεί σημαντικό παράγοντα.

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 1: Σύνθεση του ξηρού αέρα

Αέρια	Σύμβολα	Περιεκτικότητα επί τοις %		Πυκνότητα g/m ³ (760 mm και 0° C)	Μοριακό βάρος
		Κατ' όγκο	Κατά βάρος		
Άζωτο	N	78,08	75,51	1250	28,016
Οξυγόνο	O	20,95	23,14	1429	32,000
Αργό	Ar	0,93	1,3	1786	39,944
Διοξ. άνθρακα	CO ₂	0,03	~ 0,5	1977	44,010
Νέο	Ne	(18,18)·10 ⁻⁴	120·10 ⁻⁵	900	20,183
Ήλιο	He	(5,24)·10 ⁻⁴	8·10 ⁻⁵	178	4,003
Μεθάνιο	CH ₄	~ 2,2·10 ⁻⁴	-	717	16,04
Κρυπτό	Kr	(1,14)·10 ⁻⁴	29·10 ⁻⁵	3736	83,7
Οξειδ. Αζώτου	N ₂ O	(0,5±0,1)·10 ⁻⁴	-	1978	44,016
Υδρογόνο	H ₂	~ 0,5·10 ⁻⁴	0,35·10 ⁻⁵	90	2,016
Ξένο	Xe	(0,087)·10 ⁻⁴	3,6·10 ⁻⁵	5891	131,3
Όζον	O ₃	(0-0,07)·10 ⁻⁴ έως (1-3)·10 ⁻⁴	~ 0,17·10 ⁻⁵	2140	48,0

Η Ατμόσφαιρα της Γης λόγω των πολύπλοκων φυσικών διεργασιών οι οποίες γίνονται κατά τη μετατροπή της ηλιακής ακτινοβολίας σε άλλες μορφές ενέργειας, είναι η έδρα ποικίλων θερμοδυναμικών κλπ. λειτουργιών. Η συνεχής εναλλαγή θερμότητας και υγρασίας μεταξύ Γης-Ατμόσφαιρας, καθώς και μεταξύ των διαφόρων περιοχών της ατμόσφαιρας έχει ως αποτέλεσμα τις μεταβολές της πίεσης και θερμοκρασίας, τη δημιουργία των ανέμων και των αερίων μαζών, τη δημιουργία των διαφόρων ατμοσφαιρικών διαταράξεων, το σχηματισμό νεφών και υδρομετεώρων και λοιπών φαινομένων.

Η κατάσταση της Ατμόσφαιρας πάνω από μία περιοχή, όπως αυτή χαρακτηρίζεται από τις τιμές των διαφόρων μετεωρολογικών και κλιματολογικών στοιχείων που αναφέρονται



σε κάποια ορισμένη χρονική στιγμή ή βραχεία περίοδο, ονομάζεται καιρός. Ο μέσος καιρός ή η μέση καιρική κατάσταση που παριστάνεται από τις μέσες τιμές των κλιματολογικών στοιχείων, όπως αυτές συνάγονται από μακροχρόνιες παρατηρήσεις 50 και πλέον ετών, καλείται κλίμα. Το κλίμα είναι ένα σημαντικό στοιχείο του φυσικού περιβάλλοντος μέσα στο οποίο ζει ο άνθρωπος. Τον καιρό εξετάζει η **Μετεωρολογία** και το κλίμα η συναφής επιστήμη της Μετεωρολογίας, η **Κλιματολογία**.

2. Κλάδοι της Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας → 5%

Οι σπουδαιότεροι των κλάδων που αναπτύχθηκαν μέχρι τώρα στη Μετεωρολογία είναι οι κάτωθι:

1. **Η Δυναμική Μετεωρολογία**, κύριος σκοπός της οποίας είναι η δημιουργία θεωρητικών προτύπων των λειτουργιών που συμβαίνουν στην Ατμόσφαιρα και την υποβολή τους στον πειραματικό έλεγχο. Θα ήταν ακριβέστερο εάν η Δυναμική Μετεωρολογία ονομάζονταν **Θεωρητική Μετεωρολογία**.
2. **Η Φυσική Μετεωρολογία**, η οποία ασχολείται κυρίως με τη χημική σύσταση και φυσική υφή της ατμόσφαιρας, με τους νόμους της ακτινοβολίας, με τα θερμοδυναμικά, ηλεκτρικά, οπτικά και ακουστικά φαινόμενα της Ατμόσφαιρας, καθώς και με τη δημιουργία των νεφών και υδατωδών κατακρημνισμάτων. Υποδιαιρέσεις της Φυσικής Μετεωρολογίας είναι η Φυσική των νεφών, η Φυσική των υδρομετεώρων, η Ατμοσφαιρική Οπτική και Ακουστική, ο Ατμοσφαιρικός Ηλεκτρισμός, η Ιονόσφαιρα κ.ά.
3. **Η Περιγραφική Μετεωρολογία**, η οποία ασχολείται με την περιγραφή της Ατμόσφαιρας και των λειτουργιών και φαινομένων της χωρίς να υπεισέρχεται στη θεωρητική τους ανάπτυξη.
4. **Η Συνοπτική Μετεωρολογία**, η οποία εξετάζει τις μεθόδους της ανάλυσης και πρόγνωσης του καιρού βάσει των δεδομένων των παρατηρήσεων και των νόμων της Δυναμικής Μετεωρολογίας.
5. **Η Αερολογία**, κύριος σκοπός της οποίας είναι η μελέτη της ελεύθερης ατμόσφαιρας. Κατά τα τελευταία χρόνια δημιουργήθηκε και ο κλάδος της **Αερονομίας**, που ασχολείται κυρίως με τις φυσικές διεργασίες και τις χημικές αντιδράσεις που λαμβάνουν χώρα στην ανώτερη ατμόσφαιρα.
6. **Η Μικρομετεωρολογία**, η οποία σχολείται με την παρατήρηση και την ερμηνεία των μικράς κλίμακας φυσικών και δυναμικών συμβάντων της ατμόσφαιρας και μάλιστα αυτών που δημιουργούνται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους μέχρι του ύψους πέραν του οποίου η επίδραση του εδάφους είναι αμελητέα.



Σε αντίθεση προς τη Μικρομετεωρολογία, η **Μακρομετεωρολογία** εξετάζει τις μεγάλης κλίμακας διεργασίες της ατμόσφαιρας, τη γενική κυκλοφορία, τους τύπους καρού, τους αντικυκλώνες, τις υφέσεις κλπ., ενώ η **Μεσομετεωρολογία** σκοπό έχει την εξέταση των διαταραχών μικρότερης εκτάσεως, όπως είναι π.χ. οι κυκλώνες των τροπικών, οι καταιγίδες, οι σίφωνες κ.ά.

7. Η Πρακτική Μετεωρολογία, η οποία εξετάζει τα όργανα και τις μεθόδους των παρατηρήσεων.

Κλιματολογία, είναι η επιστήμη η οποία προσπαθεί να περιγράψει και να ερμηνεύσει τη φύση του κλίματος, πως αυτό διαφέρει από τόπο σε τόπο και πως αυτό σχετίζεται με τις δραστηριότητες του ανθρώπου. Διευρύνει τη γνώση της Μετεωρολογίας και καλύπτει όλες τις ζώνες της Γης. Επίσης αναφέρεται σε χρονικές περιόδους που φθάνουν μέχρι την εποχή κατά την οποία άρχισαν οι παρατηρήσεις, εξαγοντας έμμεσα συμπεράσματα. Η Κλιματολογία όμως, επειδή για την επίτευξη των σκοπών της, ασχολείται με τη συλλογή και την ερμηνεία δεδομένων τα οποία προκύπτουν από τις παρατηρήσεις, έχει ανάγκη να καταφεύγει σε στατιστικές τεχνικές. Χρησιμοποιεί λοιπόν σε μεγάλη κλίμακα δεδομένα Γεωγραφίας, χάρτες και φυσικογεωγραφικά στοιχεία και χαρακτηριστικά. Όπως όμως στη Μετεωρολογία, έτσι και στην Κλιματολογία δημιουργήθηκαν διάφοροι κλάδοι μεταξύ των οποίων σπουδαιότεροι είναι οι εξής:

1. Η Γενική Κλιματολογία
2. Η Φυσική Κλιματολογία
3. Η Δυναμική Κλιματολογία
4. Η Συνοπτική Κλιματολογία
5. Η Περιγραφική Κλιματολογία
6. Η Αεροναυτική Κλιματολογία
7. Η Γεωργική Κλιματολογία
8. Η Ιατρική και θεραπευτική Κλιματολογία
9. Η Βιοκλιματολογία
10. Η Υδροκλιματολογία
11. Η Κλιματολογία της Ελεύθερης Ατμόσφαιρας
12. Η Μακρο-Μεσο και Μικρο-Κλιματολογία και
13. Η Παλαιοκλιματολογία

Τα σπουδαιότερα **μετεωρολογικά και κλιματολογικά στοιχεία**, τα οποία βοηθούν την έρευνα στην Μετεωρολογία και Κλιματολογία είναι η ακτινοβολία, η ηλιοφάνεια, η νέφωση, η θερμοκρασία του αέρα, η ατμοσφαιρική πίεση, η εξάτμιση, η υγρασία, ο υετός, η ομίχλη, η ορατότητα, οι άνεμοι κλπ.



3. Παράγοντες που επηρεάζουν τον καιρό και το κλίμα → $\sqrt{\alpha}$

Οι σπουδαιότεροι αστρονομικοί και φυσικοί παράγοντες οι οποίοι επηρεάζουν τον καιρό και το κλίμα είναι οι δύο κινήσεις της Γης, καθεμιά από τις οποίες προκαλεί μία κυκλική αλλαγή στη γωνία απόκλισης του Ηλίου ως προς την επιφάνεια της Γης. Οι δύο κινήσεις είναι:

α) Η περιστροφή της Γης περί τον άξονά της, που διαρκεί 24 ώρες (ημερήσια περιστροφή)

β) Η περιστροφή της Γης περί τον Ήλιο πάνω σε μία ελλειπτική τροχιά, η συμπλήρωση της οποίας απαιτεί $365 \frac{1}{4}$ ημέρες.

γ) Το Γεωγραφικό πλάτος. Λόγω της ημερήσιας περιστροφής της Γης περί τον άξονά της η ενέργεια του Ηλίου η οποία λαμβάνεται από την επιφάνεια του εδάφους και η οποία είναι συνδυασμός άμεσης και διάχυτης ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της ημέρας, οι εποχικές μεταβολές του καιρού και του κλίματος μιας περιοχής θα βρίσκονται σε άμεση εξάρτηση και θα οφείλονται πρώιστα στο μήκος της ημέρας (τη διάρκεια του ηλιακού φωτός).

δ) Η κατανομή και το ισοζύγιο του ύδατος και των ακτινοβολιών στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας.

ε) Ο σχηματισμός και οι κινήσεις των αερίων μαζών.

Η ετήσια περιστροφή της Γης περί τον Ήλιο ακολουθεί μία ελλειπτική τροχιά μία από τις εστίες της οποίας κατέχει ο Ήλιος και συνεπώς η απόσταση Γης-Ηλίου είναι μεταβλητή. Ο Ήλιος βρίσκεται πλησιέστερα προς τη Γη τον Ιανουάριο και πιο μακριά τον Ιούλιο.

Η μεταβλητότητα της απόστασης Γης-Ηλίου και η σφαιρικότητα της Γης, προκαλούν συνεχή μεταβολή του κλίματος με το γεωγραφικό πλάτος, και τούτο γιατί έχουμε και συνεχή μεταβολή της γωνίας απόκλισης του πολικού άξονα. Αυτό άλλωστε καθορίζει το σχετικό χρονικό μήκος ημέρας-νύχτας.

Η μεταβολή όμως αυτή της χρονικής διάρκειας της ημέρας έχει ως αποτέλεσμα να μεταβάλλονται και τα ποσά της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας, η οποία διαφέρει από τόπο σε τόπο, λόγω του διαφορετικού γεωγραφικού πλάτους, της εποχής και του προσανατολισμού της επιφάνειας του εδάφους, σχετικά με τις προσπίπτουσες ακτίνες του Ηλίου.

Το Γεωγραφικό πλάτος (ϕ =κλίση κατά τους αρχαίους, από όπου και η λέξη "κλίμα"), είναι ο σπουδαιότερος κλιματικός παράγοντας γιατί μαζί με την απόκλιση δ του Ηλίου, καθορίζουν το ύψος του σε κάθε τόπο και επομένως και το ποσό της ακτινοβολού ενέργειας το οποίο δέχεται το έδαφος και η ατμόσφαιρα.



Οι σπουδαιότεροι τέλος, φυσικογεωγραφικοί παράγοντες που επηρεάζουν τον καιρό και το κλίμα, είναι οι εξής:

- α) Η σύνθεση της επιφάνειας της Γης
- β) Η διανομή των ξηρών και θαλασσών
- γ) Η τοπογραφία και η μορφολογία του εδάφους
- δ) Η επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου και
- ε) Τα ωκεάνεια ή θαλάσσια ρεύματα, τα οποία είναι αποτέλεσμα, (1) της διαφοράς πυκνότητας, λόγω του ότι επικρατεί διαφορετική ηλιακή θέρμανση από γεωγραφικό πλάτος σε γεωγραφικό πλάτος και (2) της διεύθυνσης του ανέμου, που επικρατεί, η οποία και προκαλεί αντίστοιχη ανατάραξη και ανάμιξη του ύδατος. Η ωκεάνεια κυκλοφορία είναι ανάλογη με εκείνη της ατμόσφαιρας, μεταβάλλεται όμως λόγω των ακτών.

Καθένας από τους ανωτέρω παράγοντες παίζει το δικό του ρόλο στον προσδιορισμό του κλίματος μιας περιοχής και συνεισφέρει θετικά ή αρνητικά στις εναλλαγές ενέργειας και το ισοζύγιο της. Πρέπει να τονιστεί ότι, η δράση καθενός από τους παράγοντες, στη φυσική ερμηνεία του καιρού και του κλίματος ενός τόπου μπορεί να είναι πολλαπλή.

4. Μετεωρολογικά και Κλιματικά στοιχεία

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, τα σημαντικότερα μετεωρολογικά και κλιματικά στοιχεία είναι:

α) Η θερμοκρασία, β) η βροχή, γ) η ατμοσφαιρική πίεση, δ) ο άνεμος, ε) η υγρασία του αέρα, στ) η νέφωση, ζ) η ηλιακή ακτινοβολία, η) ο υετός, θ) η εξατμισοδιαπνοή κλπ. Τα στοιχεία αυτά μας δίνουν την εικόνα του καιρού που επικρατεί πάνω από μία περιοχή και κυρίως ο συνδυασμός τους στα κλιματικά συστήματα ρυθμίζουν τη χλωρίδα και την πανίδα σχετικά με το έδαφος, την οικονομία, την ευχάριστη ή δυσάρεστη παραμονή σε μία περιοχή κλπ.

Ο συνδυασμός των στοιχείων αυτών επιβάλλει τη διαίρεση της επιφάνειας της Γης σε κλιματικές ζώνες, από τις οποίες διαφαίνεται ο τεράστιος, όπως ελέχθη και προηγουμένως, ρόλος του γεωγραφικού πλάτους (φ).

Οι μεταβολές των στοιχείων αυτών (ημερήσιες, ετήσιες ή εποχικές) και τα κλιματικά τους χαρακτηριστικά σχολιάζονται στη συνέχεια.

4.1. Θερμοκρασία του αέρα → ✓

Πηγές θερμότητας για την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια του εδάφους της Γης είναι κυρίως: α) ο Ήλιος, β) το σύνολο των απλανών αστέρων και γ) το εσωτερικό της Γης. Πλην όμως, τόσο το σύνολο των απλανών, όσο και το εσωτερικό της Γης είναι εντελώς



αμελητέες πηγές θερμότητας για την ατμόσφαιρα. Ως εκτούτου παραμένει ως μοναδική πηγή θερμότητας ο Ήλιος, του οποίου η ακτινοβολία ρυθμίζει άμεσα και έμμεσα τη θερμοκρασία των κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας. Η θερμοκρασία του αέρα μετριέται με τα θερμόμετρα ή καταγράφεται από τους θερμογράφους μέσα σε κατάλληλα στέγαστρα (τους μετεωρολογικούς κλωβούς).

Μέση ημερήσια θερμοκρασία του αέρα, είναι η μέση τιμή των αναγνώσμάτων των θερμομέτρων τα οποία λαμβάνουν 4, 3 ή 2 φορές την ημέρα, ή η μέση τιμή των 24 αναγνώσμάτων του θερμογράφου.

Μέση μηνιαία θερμοκρασία, είναι το άθροισμα των μέσων ημερήσιων θερμοκρασιών για κάθε μήνα, που διαιρείται με τον αριθμό ημερών του μήνα.

Η μέση ετήσια θερμοκρασία υπολογίζεται με το άθροισμα των μέσων μηνιαίων τιμών και με τη διαίρεση του αθροίσματος δια του 12.

Μέση μέγιστη θερμοκρασία, είναι η μέση τιμή των μέγιστων αναγνώσμάτων της θερμοκρασίας, για την περίοδο των παρατηρήσεων.

Μέση ελάχιστη θερμοκρασία, είναι η μέση τιμή των ελάχιστων αναγνώσμάτων της θερμοκρασίας, για την περίοδο που μελετάμε.

Οι λειτουργίες ψύξης και θέρμανσης της επιφάνειας του εδάφους και της ατμόσφαιρας, ερμηνεύουν τις παρατηρούμενες μεταβολές της θερμοκρασίας των κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας, κατά τη διάρκεια της ημέρας και του έτους, τη γεωγραφική διανομή των θερμοκρασιών πάνω στην επιφάνεια της Γης κλπ.

Οι θερμομετρικές συνθήκες οιοδήποτε τόπου πάνω στην επιφάνεια της Γης εξαρτώνται κυρίως:

- 1) Από την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας.
- 2) Από την ανακλαστικότητα της επιφάνειας του εδάφους.
- 3) Από τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά του εδάφους.
- 4) Από το ισοζύγιο των ακτινοβολιών Γης-Ατμόσφαιρας-Διαστήματος.
- 5) Από τις εναλλαγές θερμότητας κατά τις μεταβολές των καταστάσεων του ύδατος.
- 6) Από τη μεταφορά θερμότητας από τις κινήσεις του αέρα.
- 7) Από τα ατμοσφαιρικά και θαλάσσια ρεύματα.

4.2. Ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα

Κατά τη διάρκεια μιας κανονικής ημέρας, αιθρίας και νήνεμης, η θερμοκρασία του αέρα παρουσιάζει απλή κύμανση με μέγιστον 1-2 ώρες μετά τη μεσουράνηση του Ηλίου και ελάχιστον περί την ανατολήν του Ηλίου. Ο κύριος παράγοντας της μεταβολής αυτής είναι η ένταση τη ηλιακής ακτινοβολίας που πέφτει πάνω στο έδαφος, η οποία ως γνωστόν, είναι



συνάρτηση του ύψους του Ηλίου. Το μέγιστον της θερμοκρασίας συμβαίνει 1-2 ώρες μετά τη μεσουράνηση του Ηλίου γιατί για μικρό χρονικό διάστημα μετά την αληθή μεσημβρία η θερμότητα που προσλαμβάνεται με την ακτινοβολία είναι ακόμα μεγαλύτερη από αυτή που αποβάλλεται.

Μετά το μέγιστον η θερμοκρασία πέφτει . Η πτώση της όμως συνεχίζεται και κατά τη διάρκεια της νύχτας, αλλά με βραδύτερο ρυθμό απ' ό τι κατά την ημέρα. Τούτο συμβαίνει γιατί κατά τη νύχτα, με την απουσία της ηλιακής ακτινοβολίας, η μεταβολή της θερμοκρασίας εξαρτάται μόνον από την ψύξη της επιφάνειας του εδάφους και του αέρα που προκαλείται από την ακτινοβολία. Για τους λόγους αυτούς, η καμπύλη της ημερήσιας μεταβολής της θερμοκρασίας δεν είναι συμμετρική και το διάστημα που μεσολαβεί από το ελάχιστον προς το μέγιστον είναι κατά πολύ μικρότερο από το αντίστοιχο διάστημα που μεσολαβεί από το μέγιστον προς το ελάχιστον.

Εάν η ημέρα δεν είναι κανονική, τότε η μεν καμπύλη της ημερήσιας μεταβολής της θερμοκρασίας θα είναι ακανόνιστη, τα δε μέγιστα και ελάχιστα μπορεί να συμβούν σε διάφορες ώρες, ανάλογα με τις καιρικές καταστάσεις που επικρατούν.

Η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας μιας ημέρας, καλείται ημερήσιο θερμομετρικό εύρος. Τούτο από κλιματολογική πλευρά έχει μεγάλη σημασία και εξαρτάται από πλείστους παράγοντες, οι σπουδαιότεροι των οποίων είναι: Το γεωγραφικό πλάτος, η γεωγραφική θέση, η νέφωση, η εποχή, η φύση του εδάφους, το υψόμετρο κ.ά. Όταν αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος, το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος ελαττώνεται, γιατί ελαττώνονται τα μεσημβρινά ύψη του Ηλίου. Στους πόλους όμως γίνεται προφανώς μηδαμινό επειδή η θάλασσα έχει μεγαλύτερη θερμοχωρητικότητα απ' ό τι η ξηρά. Είναι όμως διαπερατή από τις ακτίνες του Ηλίου σε μεγάλα σχετικά βάθη, και θερμαίνεται και ψύχεται λιγότερο απ' ό τι η ξηρά. Έτσι το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος είναι μικρότερο στους ωκεανούς απ' ό τι στις ηπείρους. Πράγματι, στους ωκεανούς ανέρχεται στους 3 °C, ενώ στις ηπείρους υπερβαίνει τους 20 °C.

Όταν ο ουρανός είναι νεφοσκεπής, το ημερήσιο εύρος είναι μικρότερο απ' όταν επικρατεί αιθρία. Τούτο συμβαίνει γιατί κατά τις μεν νεφοσκεπείς ημέρες το μέγιστον της θερμοκρασίας είναι μικρό λόγω της ελάττωσης της ηλιακής ακτινοβολίας, άρα και της γήινης, κατά δε τις νύχτες, η πτώση της θερμοκρασίας είναι πολύ μικρότερη απ' ό τι με αίθριο ουρανό. Τούτο συμβαίνει διότι η γήινη ακτινοβολία αφενός μεν είναι μικρή και αφετέρου αυτή που απορροφάται μερικώς από τα νέφη εκπέμπεται εκ νέου από αυτά προς τα κάτω.



Στα μέσα και ανώτερα γεωγραφικά πλάτη, το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος είναι μεγαλύτερο το καλοκαίρι απ' ό,τι το χειμώνα, γιατί εξαρτάται από το ελάχιστο της θερμοκρασίας, το οποίο πάλι εξαρτάται από το μήκος της νύχτας.

Σε γυμνό έδαφος το ημερήσιο εύρος είναι πολύ μεγαλύτερο απ' ό,τι σε έδαφος που καλύπτεται από βλάστηση, γιατί η θέρμανση και η ψύξη του εδάφους είναι μεγαλύτερη στην πρώτη απ' ό,τι στη δεύτερη περίπτωση. Επίσης, όταν το έδαφος καλύπτεται από χιόνι, το ημερήσιο εύρος είναι μεγάλο.

Στις κοιλάδες, επειδή ο αέρας θερμαίνεται περισσότερο την ημέρα και ψύχεται περισσότερο τη νύχτα, το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος είναι μεγαλύτερο απ' ό,τι στις κυρτές επιφάνειες.

Η τιμή του ημερήσιου εύρους της θερμοκρασίας εξαρτάται τέλος, από την ευστάθεια του κατώτατου στρώματος της ατμόσφαιρας, από το υψόμετρο του τόπου, από τους τοπικούς ανέμους και την ταχύτητα του ανέμου.

4.3. Ετήσια πορεία της θερμοκρασίας → 0.7.1

Κατά τη διάρκεια του έτους η θερμοκρασία του αέρα στους διάφορους τόπους παρουσιάζει σημαντική μεταβολή. Αυτή εξαρτάται κυρίως από τα ποσά της θερμότητας τα οποία προσλαμβάνει κάθε μέρα η επιφάνεια του εδάφους με την ηλιακή ακτινοβολία. Αυτά πάλι είναι συνάρτηση των μεσημβρινών υψών του Ηλίου και της διάρκειας της ημέρας, δηλαδή του γεωγραφικού πλάτους του τόπου και της απόκλισης του Ηλίου. Εκτός όμως από την ηλιακή ακτινοβολία η ετήσια πορεία της θερμοκρασίας εξαρτάται και από τους παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται και η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας.

Στο Βόρειο Ημισφαίριο οι μεγαλύτερες μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες παρατηρούνται τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο και οι μικρότερες τους μήνες Ιανουάριο και Φεβρουάριο. Τα αντίθετα συμβαίνουν στο Νότιο Ημισφαίριο. Δηλαδή, οι θερμότερες και ψυχρότερες μέρες δεν παρατηρούνται κατά τις τροπές αλλά 1-2 μήνες αργότερα. Τούτο συμβαίνει γιατί και μετά τις τροπές το έδαφος εξακολουθεί να αποκτά μεγαλύτερα ή μικρότερα ποσά θερμότητας από την ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της ημέρας, ανάλογα με την τροπή, απ' ό,τι θα χάνει κατά τη νύχτα. Άρα το μέγιστο και το ελάχιστο στην ετήσια πορεία της θερμοκρασίας συμβαίνει κατά την εξίσωση των ως άνω ποσοτήτων θερμότητας.

Η διαφορά των μέσων θερμοκρασιών του θερμότερου και του ψυχρότερου μήνα του έτους, καλείται ετήσιο θερμομετρικό εύρος.

Οι παράγοντες που ρυθμίζουν το ημερήσιο ρυθμίζουν και το ετήσιο εύρος και κατά την ίδια έννοια, πλην του γεωγραφικού πλάτους του οποίου η επίδραση είναι αντίθετη. Δηλαδή, όταν αυξάνει το πλάτος αυξάνει και το ετήσιο θερμομετρικό εύρος.



Επειδή τόσο η ετήσια πορεία της θερμοκρασίας, όσο και το ετήσιο θερμομετρικό εύρος εξαρτάται από πλείστους παράγοντες μεταξύ των οποίων πρωτεύουσα θέση έχει το γεωγραφικό πλάτος και η γεωγραφική θέση, γι' αυτό ανάλογα με τους παράγοντες αυτούς διακρίνουμε τους παρακάτω τύπους ετήσιας πορείας της θερμοκρασίας.

- 1 α) **Ισημερινός τύπος.** Παρατηρείται στην ισημερινή ζώνη, όπου η μεταβολή της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του έτους είναι μικρή, με ετήσιο θερμομετρικό εύρος 2°C πάνω από τους ωκεανούς και $8 - 10^{\circ}\text{C}$ πάνω από τις ηπείρους. Επειδή στη ζώνη αυτή η ηλιακή ακτινοβολία παρουσιάζει διπλή κύμανση με μέγιστα κατά τις ισημερίες και ελάχιστα κατά τις τροπές, την ίδια πορεία ακολουθεί και η θερμοκρασία του αέρα.
- 2 β) **Τροπικός τύπος.** Χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερα ετήσια θερμομετρικά εύρη και από απλή ετήσια πορεία με μέγιστο λίγο μετά τη θερινή τροπή και ελάχιστο λίγο μετά τη χειμερινή.
- 3 γ) **Εύκρατος θαλάσσιος τύπος.** Ο τύπος αυτός χαρακτηρίζεται από απλή ετήσια κύμανση, με μέγιστο τον Αύγουστο και ελάχιστο το Φεβρουάριο για το βόρειο ημισφαίριο, ενώ στο νότιο ημισφαίριο συμβαίνουν τα αντίθετα. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος ανέρχεται σε $10 - 15^{\circ}\text{C}$.
- 4 δ) **Εύκρατος ηπειρωτικός τύπος.** Και ο τύπος αυτός χαρακτηρίζεται από απλή κύμανση με μέγιστο τον Ιούλιο και ελάχιστο τον Ιανουάριο, ενώ το ετήσιο θερμομετρικό εύρος φθάνει τους 50 ή 60°C στα εσωτερικά των ηπείρων.
- 5 ε) **Πολικός τύπος.** Στις πολικές περιοχές, το ετήσιο θερμομετρικό εύρος είναι μεγάλο και η ετήσια πορεία της θερμοκρασίας είναι απλή με μέγιστο τον Αύγουστο και ελάχιστο στο τέλος της χειμερινής περιόδου (Μάρτιο).
- 6 ζ) **Μουσωνικός τύπος.** Παρατηρείται στις περιοχές οι οποίες βρίσκονται κάτω από την επίδραση των μουσσώνων και χαρακτηρίζεται από διπλή ετήσια κύμανση της θερμοκρασίας. Το πρωτεύον ελάχιστο συμβαίνει το χειμώνα και το δευτερεύον κατά την περίοδο των θερινών βροχών. Όσον αφορά τα μέγιστα, το πρωτεύον συμβαίνει λίγο πριν αρχίσουν οι θερινές βροχές και το δευτερεύον λίγο μετά το τέλος τους.

4.4. Γεωγραφική διανομή της θερμοκρασίας $\rightarrow \text{b} \times \text{c}$

Η διανομή της θερμοκρασίας πάνω στην επιφάνεια της Γης εξαρτάται από πλείστους παράγοντες. Οι κυριότεροι απ' αυτούς είναι, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας, η διανομή των ξηρών και θαλασσών, τα ατμοσφαιρικά και θαλάσσια ρεύματα, η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, η ρύπανση της ατμόσφαιρας, η φύση του εδάφους, το ανάγλυφο κλπ.



Σπουδαιότερος όμως απ όλους αυτούς τους παράγοντες είναι η θερμότητα που προσλαμβάνεται από τον Ήλιο, γι' αυτό και η θερμοκρασία του αέρα ελαττώνεται γενικά από τον Ισημερινό προς τους Πόλους.

Η γεωγραφική διανομή της θερμοκρασίας πάνω σε μία περιοχή ή και πάνω σε ολόκληρη τη Γη δίνεται με τις ισόθερμες καμπύλες, οι οποίες συνδέουν τους τόπους που έχουν την ίδια θερμοκρασία κατά την ίδια χρονική περίοδο.

Οι χάρτες των Σχημάτων 1 και 2 δίνουν τη διανομή των θερμοκρασιών που ανάγονται στην επιφάνεια της θάλασσας σ' ολόκληρη τη Γη, για τους αντιπροσωπευτικούς μήνες της θερμής και ψυχρής εποχής του έτους.

Από τους χάρτες αυτούς προκύπτει ότι η θερμοκρασία ελαττώνεται από τις τροπικές προς τις πολικές περιοχές.

Στο Βόρειο Ημισφαίριο η ελάττωση αυτή είναι περισσότερο ομοιόμορφη το χειμώνα παρά το θέρος και η οριζόντια βαθμίδα της θερμοκρασίας είναι διπλάσια κατά την ψυχρή εποχή.

Στο Νότιο Ημισφαίριο, η αντίθεση μεταξύ θερμής και ψυχρής εποχής είναι μικρότερη. Τούτο οφείλεται στην άνιση διανομή των ξηρών και θαλασσών στα δύο ημισφαίρια.

Επειδή η ξηρά θερμαίνεται το θέρος ισχυρότερα απ' ότι η θάλασσα και το χειμώνα ψύχεται ισχυρότερα, οι ισόθερμες καμπύλες κάμπτονται προς τον Ισημερινό πάνω από τις ηπείρους και προς τους πόλους πάνω από τους ωκεανούς.

Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες παρατηρούνται στα εσωτερικά των εκτεταμένων ηπειρωτικών εκτάσεων των ανώτερων γεωγραφικών πλατών (ΒΑ Σιβηρία, Γροιλανδία, Β. Αμερική).

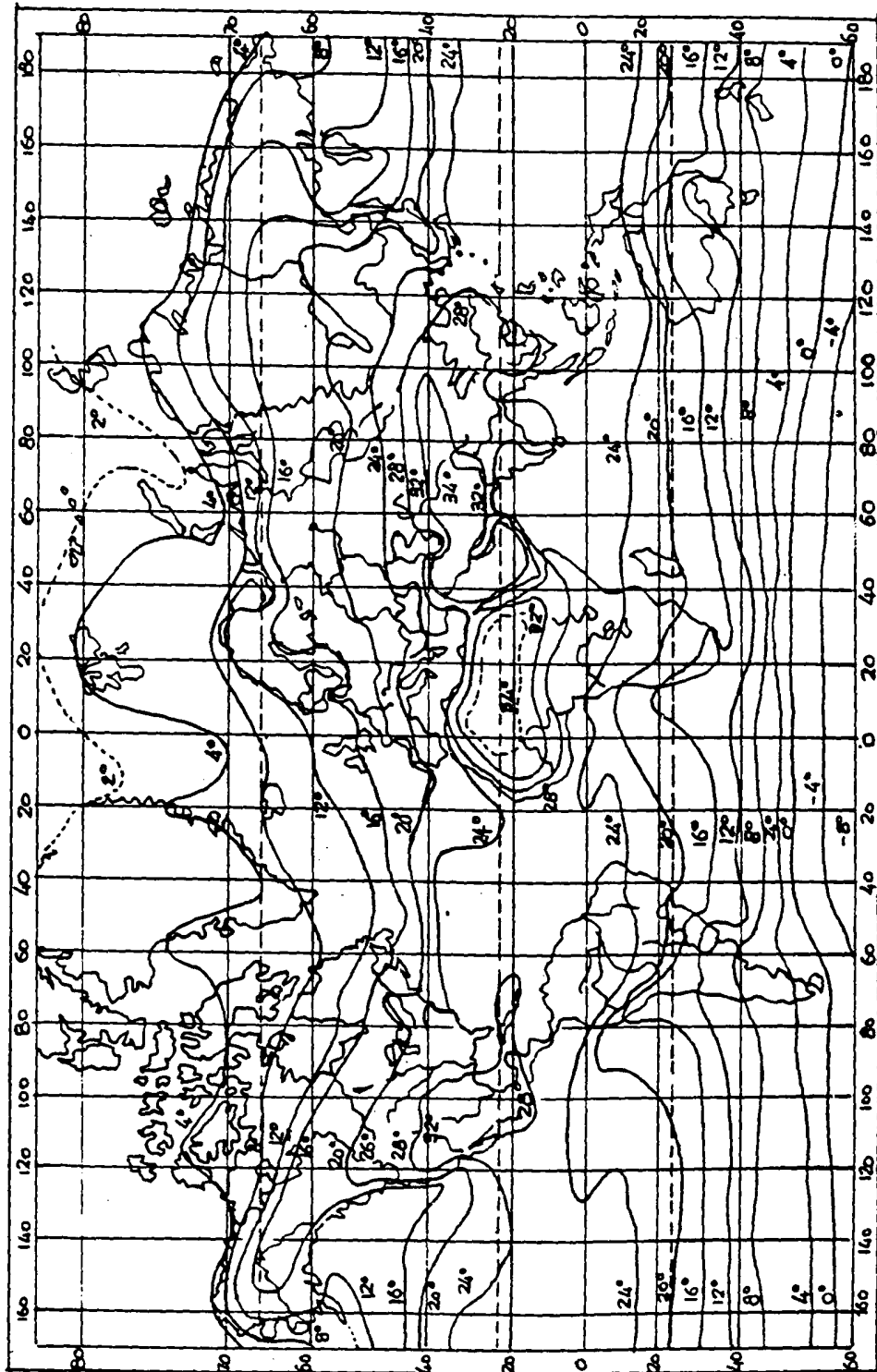
Οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες παρατηρούνται πάνω από τις ηπειρωτικές εκτάσεις των μικρών γεωγραφικών πλατών (Ν. Ασία, Β. Αμερική, κλπ.)

Παίρνουμε μία ιδέα της διανομής της θερμοκρασίας κατά ζώνες πλάτους, αν υπολογίσουμε τις μέσες τιμές της θερμοκρασίας των τόπων που βρίσκονται στον ίδιο παράλληλο. Η διαφορά μεταξύ της πραγματικής θερμοκρασίας ενός τόπου από τη μέση θερμοκρασία του παράλληλου πλάτους ενός τόπου που διέρχεται μέσω αυτού, καλείται **θερμομετρική ανωμαλία** (θετική ή αρνητική).

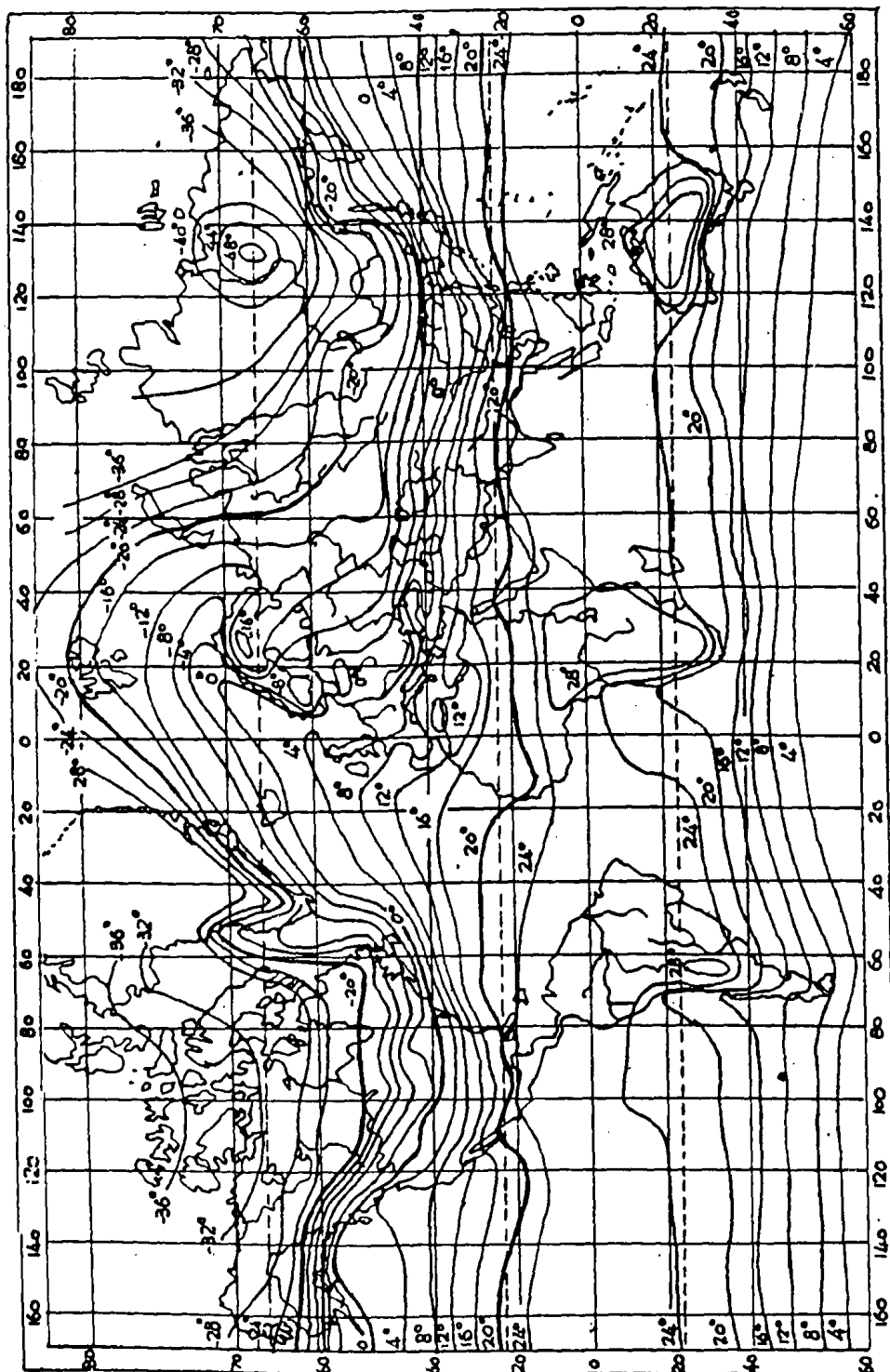
Γενικά, ο θερμικός ισημερινός, δε συμπίπτει με το γεωγραφικό ισημερινό, ούτε είναι παράλληλος προς αυτόν.

Όσον αφορά το ρόλο των θαλάσσιων ρευμάτων, στη διανομή των θερμοκρασιών, αυτός είναι πάρα πολύ σημαντικός σε ορισμένες περιοχές, γιατί τα θαλάσσια ρεύματα μεταφέρουν τεράστιες ποσότητες θερμότητας. Γενικά αυτά, επηρεάζουν τη διάταξη των





Σχ. 1 Διανομή της θερμοκρασίας κατά τον Ιούλιο.



Σχ.2 Διανομή της θερμοκρασίας κατά' ισημερινού.

ισόθερμων και επιδρούν σημαντικά πάνω στις κλιματικές συνθήκες των παράκτιων περιοχών τις οποίες παραπλέουν.

4.5. Κατανομή της θερμοκρασίας με το ύψος

Η θερμοκρασία του αέρα ελαττώνεται, όπως είναι γνωστόν, με το ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα, κατά $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ περίπου ανά 100 m . Αυτή τη μεταβολή την ονομάζουμε **κατακόρυφη θερμοβαθμίδα**.

Αυτή όμως η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα, η οποία παριστάνει τη μεταβολή της θερμοκρασίας από στρώμα σε στρώμα του αέρα, δεν πρέπει να συγχέεται με τη μεταβολή της θερμοκρασίας μιας μάζας αέρα η οποία ανέρχεται ή κατέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα, και η οποία μεταβολή μπορεί να είναι διαφορετική από τη μεταβολή της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος αέρα.

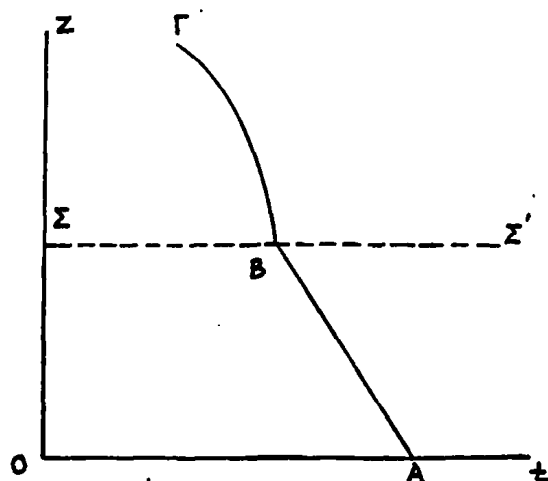
Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα που παρατηρείται στην ατμόσφαιρα, θεωρείται θετική αν η θερμοκρασία ελαττώνεται με το ύψος και αρνητική, αν η θερμοκρασία αυξάνει μ' αυτό. Στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα είναι συνήθως θετική, πλην όμως παρατηρούνται, όχι σπάνια, περιπτώσεις αρνητικής θερμοβαθμίδας. Όταν συμβαίνει αυτό το φαινόμενο, τότε λέμε ότι έχουμε **αναστροφή θερμοκρασίας**.

Οι ανοδικές και καθοδικές κινήσεις στην ατμόσφαιρα είναι φαινόμενα συνήθη, και διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο σε πάρα πολλές ατμοσφαιρικές λειτουργίες και μάλιστα στη μεταφορά θερμότητας και υγρασίας και στο σχηματισμό νεφών και υετού. Η εκδήλωση μιας κατακόρυφης μετακίνησης αερίων μαζών στην ατμόσφαιρα και η έντασή της εξαρτάται από διάφορους παράγοντες ο σπουδαιότερος από τους οποίους είναι η σχέση μεταξύ της θερμοκρασίας $T(z)$ της αέριας μάζας που μετακινείται και της θερμοκρασίας $T'(z)$ του περιβάλλοντος αέρα.

Προκειμένου να συγκριθούν οι θερμοκρασίες αυτές χαράσσονται συνήθως διαγράμματα θερμοκρασίας-ύψους, στα οποία παριστάνεται η μεταβολή της θερμοκρασίας της αέριας μάζας που ανέρχεται και ψύχεται αδιαβατικά, αφενός και η παραγματική μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος, αφετέρου.

Στην περίπτωση κατά την οποία η αέρια μάζα που ανέρχεται περιέχει υδρατμούς, τότε η αδιαβατική μεταβολή της θερμοκρασίας μέχρι της στάθμης συμπύκνωσης $\Sigma\Sigma'$ (Σχ.3), θα παριστάνεται από την AB (ξηρά αδιαβατική), πάνω δε από την $\Sigma\Sigma'$ από την καμπύλη ΒΓ (υγρή αδιαβατική). Όσον αφορά στην καμπύλη, η οποία παριστάνει τη πραγματική μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος στην Ατμόσφαιρα, σχεδιάζεται βάσει των πραγματικών μετρήσεων της θερμοκρασίας σε διάφορα ύψη, π.χ. με τις ραδιοβολίδες.





Σχ. 3 Ξηρή (AB) και υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (BG).

Αν η κατάσταση της Ατμόσφαιρας είναι τέτοια, ώστε οι ανοδικές κινήσεις να επιταχύνονται, τότε η Ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται ως ασταθής, ενώ αν αυτές επιβραδύνονται η Ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται ως ευσταθής. Τέλος, αν δεν παρατηρείται ούτε επιτάχυνση ούτε επιβράδυνση, τότε επικρατεί αδιάφορη ισορροπία.

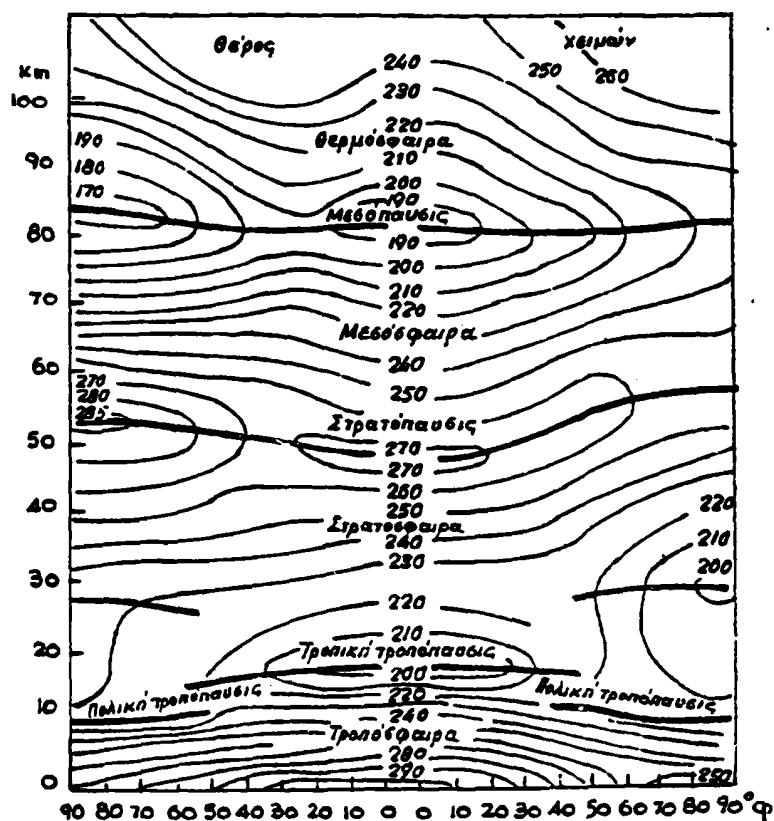
Η κατώτερη περιοχή της Ατμόσφαιρας μέσα στην οποία η θερμοκρασία του αέρα ελαττώνεται με το ύψος ονομάζεται τροπόσφαιρα. Η διαχωριστική επιφάνεια ή καλύτερα η μεταβατική ζώνη μεταξύ τροπόσφαιρας και στρατόσφαιρας καλείται τροπόπαυση.

Η τροπόπαυση στις ισημερινές περιοχές απαντάνται σε ύψη 17-18 km, πάνω από τις εύκρατες περιοχές σε ύψη 11-12 km και πάνω από τους πόλους σε ύψη 7-8 km, κατά μέσο όρο. Δηλαδή, παρουσιάζει κλίση από τον ισημερινό προς τους πόλους, χωρίς όμως η κλίση αυτή να είναι συνεχής. Σε πλάτη 30° - 40° παρουσιάζεται μία διακοπή κατά τη διάρκεια όλων των μηνών, και έτσι έχουμε δύο τροποπαύσεις: μία τροπική και μία πολική. Η τροπική τροπόπαυση επεκτείνεται πολλές φορές μέχρι το πλάτος των 45° , οπότε βρίσκεται πάνω από την πολική σε απόσταση 5° - 10° . Επομένως, στα πλάτη 35° - 45° βρίσκονται δύο τροποπαύσεις, η μία πάνω από την άλλη, η δε μεταξύ τους απόσταση κυμαίνεται μεταξύ 2.5-5 km, και η οποία αυξάνεται κατά το χειμώνα και μειώνεται κατά το θέρος. Τα πλάτη πάνω από τα οποία οι δύο τροποπαύσεις βρίσκονται η μία πάνω από την άλλη, είναι εκείνα στα οποία οι άνεμοι της ανώτερης τροπόσφαιρας, έχουν τη μεγαλύτερη ταχύτητα.



Το ύψος της τροπόπαυσης είναι μεγαλύτερο κατά τα τέλη του θέρους και τις αρχές του φθινοπώρου και μικρότερο περί τα τέλη του χειμώνα και τις αρχές της άνοιξης. Από τα μέσα ύψη, πολλές φορές, παρατηρούνται μεγάλες αποκλίσεις, που εξαρτώνται από τις ισοβαρείς καταστάσεις.

Ετσι, η τροπόπαυση πάνω από τους αντικυκλώνες, βρίσκεται ψηλότερα και πάνω από τις υφέσεις χαμηλότερα από τη μέση αυτή στάθμη (Σχ. 4).



Σχ. 4 Μέση μεσημβρινή τομή της ατμόσφαιρας

Όσον αφορά στη θερμοκρασία της τροπόπαυσης, φθάνει τους -70° ως -80°C πάνω από τις ισημερινές περιοχές και τους -55° ως -60°C πάνω από τα μέσα πλάτη. Επομένως, το ψυχρότερο μέρος της ανώτερης ιδίως τροπόσφαιρας βρίσκεται πάνω από το θερμότερο μέρος της Γης.

Πάνω από την τροπόσφαιρα, βρίσκεται η στρατόσφαιρα μέσα στην οποία η θερμοκρασία από την τροπόπαυση μέχρι τη στάθμη των 35 km, δεν παρουσιάζει ουσιώδη μεταβολή με το ύψος, ενώ πάνω από τη στάθμη αυτή η θερμοκρασία αυξάνει σημαντικά μέχρι το ύψος των 55 km, όπου φθάνει τους 15°C , περίπου. Το τμήμα της στρατόσφαιρας

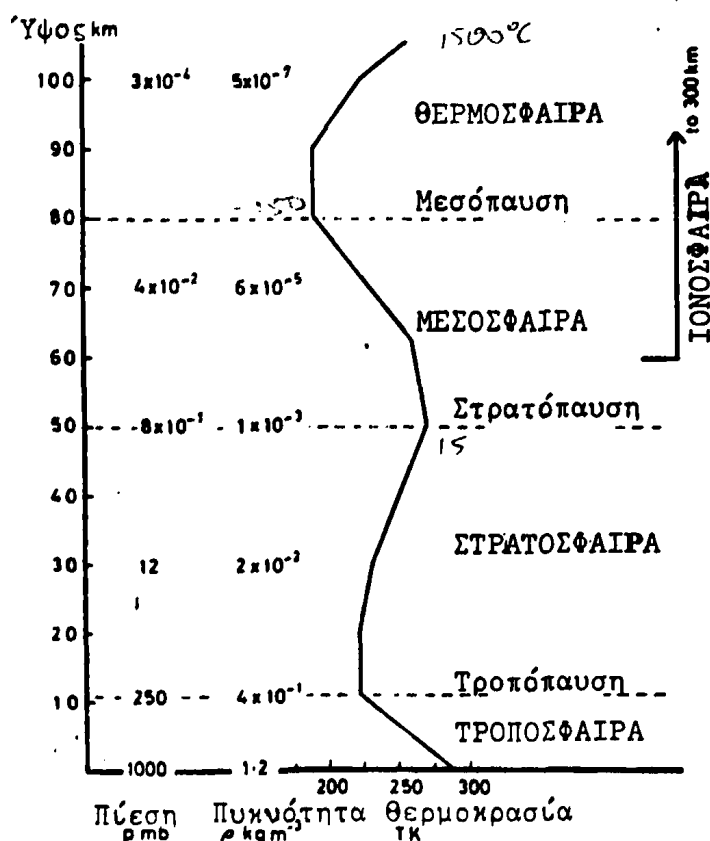


από την τροπόπαυση μέχρι το ύψος των 35 km καλείται **κατώτερη στρατόσφαιρα**, το δε τμήμα από τη στάθμη των 35 km μέχρι τα 55 km, **ανώτερη στρατόσφαιρα**.

Πάνω από τη στρατόσφαιρα, η θερμοκρασία ελαττώνεται μέχρι τη στάθμη των 85 km περίπου, όπου φθάνει τους -90°C . Η περιοχή αυτή ονομάστηκε **μεσόσφαιρα**, η διαχωριστική δε επιφάνεια μεταξύ στρατόσφαιρας και μεσόσφαιρας **στρατόπαυση**.

Πάνω από τη μεσόσφαιρα βρίσκεται η **θερμόσφαιρα**, η οποία χαρακτηρίζεται από μία συνεχή αύξηση της θερμοκρασίας μέχρι τα απώτατα όριά της, 500 km, περίπου, όπου φθάνει πολλές φορές τους 1500°C . Η διαχωριστική ζώνη μεταξύ μεσόσφαιρας και θερμόσφαιρας ονομάστηκε **μεσόπαυση**. Στη μεσόπαυση, η θερμοκρασία κατέρχεται μέχρι και τους -150°C . Πράγμα που δεν παρατηρείται πουθενά στη γήινη ατμόσφαιρα.

Η περιοχή τέλος, που βρίσκεται πάνω από τη θερμόσφαιρα μέχρι το κοσμικό διάστημα, ονομάστηκε **εξώσφαιρα**, η δε διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ θερμόσφαιρας και εξώσφαιρας, **θερμόπαυση**. Το Σχ. 5 δίδει τη διάφραση της Ατμόσφαιρας με το ύψος με βάση τη συμπεριφορά της θερμοκρασίας στα διάφορα στρώματα.



Σχ. 5 Μέσες τιμές πίεσης, πυκνότητας και θερμοκρασίας των μέσων πλατών.



4.6. Αδιαβατικές μεταβολές στην ατμόσφαιρα

Οι αδιαβατικές μεταβολές είναι σημαντικές φυσικές διεργασίες για την κατανόηση των φαινομένων που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα.

Αδιαβατική μεταβολή, καλείται η θερμοκρασιακή μεταβολή την οποία υφίσταται μία ανερχόμενη ή κατερχόμενη αέρια μάζα όταν δεν επιδρά σ' αυτή εξωτερική πηγή θερμότητας, δηλαδή όταν ούτε προσφέρεται ούτε αφαιρείται απ' αυτή ποσό θερμότητας.

Ετσι, μία αέρια μάζα όταν ανέρχεται, διογκώνεται και ψύχεται. Μία άλλη αέρια μάζα όταν κατέρχεται συμπιέζεται και στη συνέχεια θερμαίνεται. Σε καθεμιά από τις δύο περιπτώσεις ή αέρια μάζα ψύχεται ή θερμαίνεται χωρίς να υπεισέρχεται κάποιος εξωτερικός παράγοντας ψύξης ή θέρμανσης και η αέρια μάζα μόνη της υπόκειται σε μεταβολή που ονομάζεται **αδιαβατική ψύξη** ή **αδιαβατική θέρμανση**. Οι αδιαβατικές μεταβολές στην ατμόσφαιρα είναι θεωρητικές, αφού είναι πρακτικά αδύνατο να επιτευχθεί τέλεια θερμική μόνωση ενός όγκου αέριας μάζας στην ατμόσφαιρα. Γι' αυτό θεωρούμε αδιαβατικές μεταβολές, αυτές τις μεταβολές τις οποίες υφίστανται οι αέριες μάζες όταν ανυψώνονται ή κατέρχονται με σχετικά μεγάλη ταχύτητα. Οι αέριες αυτές μάζες, δεν προλαμβάνουν να υποστούν σημαντική θερμοκρασιακή προσαρμογή προς τις περιβάλλουσες αέριες μάζες και η μεταβολή στην οποία υπόκεινται προσεγγίζει την αδιαβατική. Μία αέρια μάζα όταν ανυψώνεται ψύχεται, διότι το έργο που καταναλίσκεται για τη διόγκωση της μάζας ελαττώνει την κινητική ενέργεια των μορίων της και συνεπώς, ελαττώνει και τη θερμοκρασία της. Αντιθέτως, μία αέρια μάζα που κατέρχεται, θα θερμαίνεται διότι το παραγόμενο έργο συμπίεσης αυξάνει την κινητική κατάσταση (ενέργεια) των μορίων της μάζας και κατά συνέπεια αυξάνει και τη θερμοκρασία της.

Συμπερασματικά, μπορεί να λεχθεί ότι κάθε αέρια μάζα, η οποία μεταβάλλεται κάτω από συνθήκες μικρότερης πίεσης ψύχεται, ενώ αυτή θερμαίνεται όταν μεταβάλλεται κάτω από συνθήκες μεγαλύτερης πίεσης.

4.7. Ξηρά και Υγρά αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Πραγματική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Διαγράμματα.

Ξηρά κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα, καλείται η μεταβολή της θερμοκρασίας της μάζας του αέρα με το ύψος σε κάθε 100 μέτρα, λόγω αδιαβατικής μεταβολής χωρίς να συμβεί συμπύκνωση υδρατμών. Βρέθηκε ότι αέρια μάζα ακόρεστη υδρατμών, εάν ανέλθει η κατέλθει μέσα στην ατμόσφαιρα κατά 100 μέτρα θα ψυχθεί ή θα θερμανθεί κατά 0.98°C . Η ποσότητα αυτή συμβολίζεται συνήθως με το Γ_d ($\frac{dT}{dz} = -\Gamma_d = 0,98^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Η κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι διαφορετική στον ξηρό αέρα απ' ότι στον υγρό. Ετσι, όταν κατά τις αδιαβατικές μεταβολές της αέριας μάζας προκληθεί



συμπύκνωση των υδρατμών, η απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας των υδρατμών επηρεάζει τις αδιαβατικές λειτουργίες και η πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος ανά 100 μέτρα δεν θα είναι 0.98°C , αλλά μικρότερη και θα εξαρτάται από το ποσό των υδρατμών που συμπυκνώθηκαν. Η αδιαβατική αυτή μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος ανά 100 μέτρα μέσα στην κορεσμένη υδρατμών αέρια μάζα ονομάζεται, σε αντιδιαστολή προς την ξηρά, υγρή αδιαβατική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα ($\frac{dT}{dz} = -\gamma_u$).

Εάν οι αέριες μάζες θεωρηθούν ακίνητες κατά την κατακόρυφη έννοια και θερμομετρηθούν, τότε παρατηρείται ελάττωση της θερμοκρασίας με το ύψος και η πτώση αυτή είναι η πραγματική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα, η οποία ορίζεται ως ακολούθως:

Πραγματική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (γ), καλείται η ελάττωση της θερμοκρασίας με το ύψος, όταν η αέρια μάζα θεωρηθεί ακίνητη κατά την κατακόρυφη έννοια. Η τιμή της ισούται με $\gamma = \frac{dT}{dz} = -0.64^{\circ}\text{C}/100 \text{ μέτρα}$ και μετρείται δύο φορές την ημέρα με τη βοήθεια

των οργάνων της ραδιοβολίδας που εκτοξεύεται κατά τις ώρες 0001 Z και 1200 Z, στους Σταθμούς ανώτερης ατμόσφαιρας. Αυτή μεταβάλλεται από τόπο σε τόπο και από ώρα σε ώρα, λόγω των οριζοντίων κινήσεων των αερίων μαζών.

Δυναμική θερμοκρασία (θ) του ξηρού αέρα, καλείται η θερμοκρασία την οποία θα αποκτούσε αέρια μάζα, εάν από την πίεση στην οποία βρίσκεται μεταφερόταν αδιαβατικά σε μία σταθερή πίεση (π.χ. 1000 mb).

Ισοδύναμη θερμοκρασία (T_e), είναι η θερμοκρασία την οποία θα αποκτούσε υγρή αέρια μάζα, εάν ολόκληρη η ποσότητα των υδρατμών που περιέχει συμπυκνωνόταν και ολόκληρη η απελευθερούμενη θερμότητα χρησιμοποιόταν για τη θέρμανση του αέρα. Αυτή η παράμετρος μένει σταθερή στις αδιαβατικές μεταβολές.

Οι αδιαβατικές θερμοβαθμίδες (ξηρά και υγρή) είναι περίπου σταθερές για ένα γεωγρ. πλάτος 30° . Αφού οι αδιαβατικές θερμοβαθμίδες είναι σταθερές μπορούν να καταχωριστούν μόνιμα και με μορφή καμπυλών πάνω σε ειδικά διαγράμματα, τα λεγόμενα αδιαβατικά διαγράμματα. Αυτά είναι θερμοδυναμικά διαγράμματα στα οποία έχουν καταχωριστεί μόνιμα τα παρακάτω σταθερά στοιχεία:

- α) Η ξηρή (γ_d) και υγρή (γ_u) αδιαβατική θερμοβαθμίδα
- β) Οι καμπύλες ίσης υγρασίας (ισόυγροι)
- γ) Τα ύψη της ατμόσφαιρας
- δ) Οι ισοβαρικές επιφάνειες (επίπεδα)
- ε) Οι ισόθερμες καμπύλες

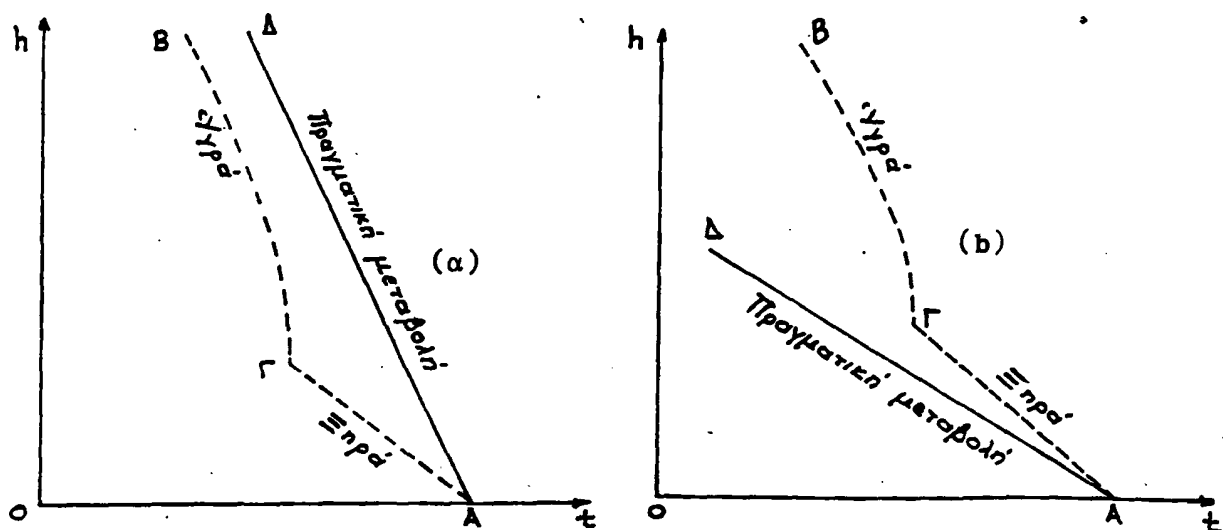
Ανά 12ωρο καταχωρούνται τα εξής μεταβλητά στοιχεία, τα οποία λαμβάνονται από την εκτόξευση της ραδιοβολίδας: α) Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα, β) η θερμοκρασία του σημείου δρόσου, γ) η διεύθυνση και η ένταση του ανέμου, δ) το ύψος της τροπόπαυσης.



Υπάρχουν πολλά είδη αδιαβατικών διαγραμμάτων. Το σπουδαιότερο, το οποίο χρησιμοποιείται και στην Ελλάδα είναι το Τεφίγραμμα (T-Φ diagram).

4.8 Μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος και ισορροπία της ατμόσφαιρας.

Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα ($\gamma = \frac{\partial T}{\partial z}$) θεωρείται θετική εάν η θερμοκρασία μέσα στην αέρια μάζα ελαττώνεται με το ύψος και αρνητική όταν αυξάνει. Εξάλλου, η εκδήλωση μιας κατακόρυφης μετακίνησης αέριας μάζας στην ατμόσφαιρα και η έντασή της εξαρτάται από τη διαφορά της θερμοκρασίας της αέριας μάζας $T(z)$ και της θερμοκρασίας $T'(z)$ του αέρα της ατμόσφαιρας που την περιβάλλει.



Σχ. 6 Ατμόσφαιρα ευσταθής (α) και ασταθής (β).

Στα διαγράμματα θερμοκρασίας - ύψους, παριστάνονται οι μεταβολές και οι συγκρίσεις των παραπάνω θερμοκρασιών, καθώς και η μεταβολή της ανερχόμενης και ψυχόμενης αδιαβατικά αέριας μάζας και της πραγματικής θερμοκρασίας του αέρα. Όταν η ανερχόμενη αέρια μάζα περιέχει υδρατμούς, τότε η αδιαβατική μεταβολή της θερμοκρασίας μέχρι τη στάθμη συμπύκνωσης $\Sigma\Sigma'$ θα παριστάνεται από την AB ($\Gamma_d =$ ξηρά αδιαβατική) και



$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} > \gamma_u$$

πάνω από τη στάθμη ΣΣ' από την καμπύλη ΒΓ (γ_u = υγρά αδιαβατική), ενώ η πραγματική μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος (γ = η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα), επειδή κατασκευάζεται από πραγματικά δεδομένα θα έχει μικρότερη ή μεγαλύτερη κλίση ως προς την ξηρά αδιαβατική (γ_d) (Σχ. 6).

Εάν οι ανοδικές κινήσεις επιταχύνονται τότε η κατάσταση της ατμόσφαιρας χαρακτηρίζεται ως ασταθής, αν επιβραδύνονται ευσταθής και αν δεν παρατηρείται ούτε επιτάχυνση ούτε επιβράδυνση, τότε επικρατεί αδιάφορη ισορροπία. Συνεπώς, α) αστάθεια επικρατεί όταν η τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας ($\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$) είναι μεγαλύτερη της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας, η οποία λαμβάνεται κατά την ανύψωση της μελετωμένης ξηρής αέριας μάζας ($\gamma > \gamma_u$). Η ξηρή αέρια μάζα, η οποία θα ανέλθει σε κάποιο ύψος θα καταστεί υγρή (κορεσμένη) και θα συνεχίσει να ανέρχεται διότι θα συναντά συνεχώς ψυχρότερες αέριες μάζες. β) Ευστάθεια, επικρατεί όταν η τιμή της γ είναι μικρότερη της τιμής της γ_u , η οποία προκύπτει από την ανύψωση της μελετώμενης ξηρής αέριας μάζας ($\gamma < \gamma_u$). Πράγματι, η ξηρή αέρια μάζα, η οποία θα ανέλθει θα γίνει υγρή (κορεσμένη) σε κάποιο επίπεδο. Αυτή η υγρή, πλέον, αέρια μάζα δε θα μπορέσει να κινηθεί προς τα πάνω, διότι θα συναντά θερμές σχετικά αέριες μάζες και συνεχώς θα τείνει να κατέλθει. γ) Αδιάφορη ή ουδέτερη ισορροπία θα επικρατεί στην Ατμόσφαιρα όταν η τιμή της γ είναι σχεδόν ίδια με την γ_u , η οποία προκύπτει κατά την ανύψωση της μελετώμενης ξηρής αέριας μάζας ($\gamma = \gamma_u$). Δηλαδή, η υγρή αέρια μάζα, η οποία προκύπτει από την ανύψωση της ξηρής αέριας μάζας με συμπύκνωση, θα ανυψώνεται μόνον με μηχανικά αίτια και θα σταματά σε επίπεδα, όπου παύουν να επενεργούν τα μηχανικά αίτια. Αυτό συμβαίνει διότι σε κάποια στιγμή, κατά την άνοδο της αέριας μάζας με το ύψος, υπάρχουν και οι αέριες μάζες που περιβάλλουν την ανυψούμενη υγρή πλέον αέρια μάζα και έχουν την ίδια θερμοκρασία με αυτή. Η μελέτη της ισορροπίας των αερίων μαζών περιπλέκεται πολλές φορές λόγω της αποδέσμευσης της λανθάνουσας θερμότητας κατά τη συμπύκνωση των αερίων μαζών και της μεταβολής της πυκνότητάς τους. Η αστάθεια ή ευστάθεια είναι ουσιώδης για την εμφάνιση ή όχι μετεωρολογικών φαινομένων. Ο ασφαλέστερος τρόπος μελέτης της ισορροπίας της ατμόσφαιρας είναι, όπως ελέγχθη παραπάνω, με τη βοήθεια των αδιαβατικών (θερμοδυναμικών) διαγραμμάτων, στα οποία σχεδιάζονται η πραγματική κατακόρυφη θερμοβαθμίδα, η ξηρά θερμοβαθμίδα, η υγρά θερμοβαθμίδα, η θερμοκρασία του σημείου δρόσου, η στάθμη συμπύκνωσης κλπ.

4.9. Αναστροφές θερμοκρασίας

Αναστροφή θερμοκρασίας, καλείται το φαινόμενο κατά το οποίο η θερμοκρασία αντί να ελαττώνεται με το ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα αυξάνει δηλαδή η $\gamma =$



$-\frac{dT}{dz}$ είναι αρνητική. Το στρώμα του αέρα μέσα στο οποίο λαμβάνει χώρα το φαινόμενο αυτό καλείται στρώμα αναστροφής. Το ύψος της βάσης του στρώματος αυτού ονομάζεται ύψος αναστροφής, το πάχος του βάθους της αναστροφής και η ολική αύξηση της θερμοκρασίας από τη βάση μέχρι την κορυφή του στρώματος μέγεθος (ένταση) της αναστροφής. Τα στρώματα της αναστροφής είναι πολύ ευσταθή και εμποδίζουν τις ανοδικές κινήσεις στην ατμόσφαιρα. Οι αναστροφές ανάλογα με το ύψος στο οποίο δημιουργούνται διακρίνονται σε α) αναστροφές επιφάνειας, όταν αρχίζουν από την επιφάνεια του εδάφους της Γης και β) αναστροφές ελεύθερης ατμόσφαιρας ή ύψους, όταν αυτές αρχίζουν και εμφανίζονται μέσα στην τροπόσφαιρα σε κάποιο ύψος πάνω από την επιφάνεια της Γης.

Οι φυσικοί μηχανισμοί, οι οποίοι ευνοούν τον σχηματισμό αναστροφών είναι πολλοί και διαφορετικοί και κατά κανόνα περισσότεροι του ενός παράγοντες δρουν ταυτόχρονα. Εάν λάβουμε υπόψη τους σπουδαιότερους παράγοντες τότε οι αναστροφές επιφάνειας μπορεί να ταξινομηθούν σε 4 τύπους: α) τις αναστροφές ακτινοβολίας, β) τις ορογραφικές αναστροφές, γ) τις αναστροφές θερμού αέρα και δ) τις αναστροφές χιονοσκεπούς εδάφους.

Οι φυσικές διεργασίες σχηματισμού των αναστροφών ύψους ή ελεύθερης ατμόσφαιρας, ταξινομούνται σε 4 τύπους: α) τις αναστροφές τριθής, β) τις δυναμικές, γ) τις αντικυκλωνικές και δ) τις μετωπικές αναστροφές.

5. Ατμοσφαιρική πίεση

Ο ατμοσφαιρικός αέρας λόγω της κινητικής ενέργειας των μορίων του ασκεί πίεση πάνω στην επιφάνεια των διαφόρων σωμάτων, η οποία καλείται ατμοσφαιρική πίεση. Αν ο ατμοσφαιρικός αέρας βρίσκεται σε ηρεμία, η κίνηση των μορίων του είναι τυχαία και ως εκτούτου η ατμοσφαιρική πίεση ασκείται ομοιόμορφα προς όλες τις διευθύνσεις. Αυτή είναι η στατική πίεση ή άλλως βαρομετρική.

Εξάλλου, οιαδήποτε επιφάνεια που βρίσκεται πάνω στο έδαφος ή σε οιονδήποτε ύψος πάνω απ' αυτό υφίσταται το βάρος της υπερκείμενης αέριας στήλης. Επομένως η ατμοσφαιρική πίεση, όπως δόθηκε ανωτέρω ο ορισμός της επί της μονάδας της επιφάνειας είναι ισοδύναμη με το βάρος ολόκληρης της αέριας στήλης που βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια αυτή. Τούτο συμβαίνει περίπου και όταν ο αέρας δε βρίσκεται σε ηρεμία, εκτός αν η ταχύτητά του είναι μεγάλη, οπότε εμφανίζεται επιπλέον και η λεγόμενη δυναμική πίεση.

Τον όρο λοιπόν, ατμοσφαιρική πίεση μπορούμε να τον χρησιμοποιούμε αδιακρίτως για να δηλώσουμε την πίεση που υφίσταται μία επιφάνεια, είτε λόγω της κινητικής ενέργειας



των μορίων του ατμοσφαιρικού αέρος, είτε λόγω του βάρους της υπερκείμενης επιφάνειας αέριας στήλης.

Η πίεση μετριέται με τα βαρόμετρα ή τους βαρογράφους, ως μονάδα δε πίεσης λαμβάνεται διεθνώς ή χιλιοβαρίδα (mb), που ισούται με την πίεση την οποία ασκεί δύναμη 1000 dynes επάνω σ' ένα τετραγωνικό εκατοστόμετρο (1 cm^2). Επίσης, ως μονάδα πίεσης χρησιμοποιείται το χιλιοστόμετρο υδραργυρικής στήλης (1 mm Hg), δηλαδή η ασκούμενη πίεση από στήλη καθαρού υδράργυρου θερμοκρασίας 0° , υπό κανονική βαρύτητα, ύψους 1 mm. Εύκολα βρίσκεται ότι πίεση 1000 mb θα ισούται με πίεση 760 mm Hg, δηλαδή $1 \text{ mb} = \frac{3}{4} \text{ mm Hg}$ περίπου.

Η ατμοσφαιρική πίεση είναι ένα από τα πλέον σπουδαία μετεωρολογικά και κλιματικά στοιχεία, γιατί οι καιρικές καταστάσεις είναι στενότερα συνδεδεμένες με την ατμοσφαιρική πίεση όπως επίσης και οι άνεμοι.

5.1. Ημερήσια και ετήσια μεταβολή της πίεσης

Η βαρομετρική πίεση σ' έναν τόπο παρουσιάζει τυχαίες και κανονικές μεταβολές. Και οι μεν τυχαίες οφείλονται σε διεργασίες της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας, οι δε κανονικές είναι κυρίως περιοδικές και οφείλονται σε ορισμένους σταθερούς παράγοντες. Από τις μεταβολές αυτές οι πρώτες είναι οι σπουδαιότερες, γιατί συνδέονται άμεσα με τις μεταβολές των κλιματικών στοιχείων, αλλά και κατά πολύ μεγαλύτερες των περιοδικών μεταβολών. Έτσι στα μέσα και ανώτερα γεωγραφικά πλάτη κυμαίνεται μεταξύ 925 και 1070 mb. Αυτές βεβαίως αντιπροσωπεύουν τις άκρως παρατηρούμενες τιμές πλην όμως οι ακανόνιστες μεταβολές της πίεσης είναι μεγάλες και από μέρα σε μέρα αλλά και μέσα σε διάστημα λίγων ωρών.

Οι περιοδικές μεταβολές της πίεσης έχουν μικρό εύρος και αποκαλύπτονται με διάφορες στατιστικές μεθόδους βάσει μακροχρόνιων παρατηρήσεων.

Από τις περιοδικές μεταβολές σπουδαιότερες είναι δύο. Η ημερήσια και η ετήσια κύμανση της ατμοσφαιρικής πίεσης.

Η ημερήσια πορεία της πίεσης χαρακτηρίζεται από μικρό εύρος, το οποίο στα μέσα και ανώτερα γεωγραφικά πλάτη ανέρχεται σε δέκατα του mb, ενώ στις τροπικές και ισημερινές περιοχές φθάνει τα 3-4 mb. Δηλαδή, όταν αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος, το ημερήσιο εύρος της πίεσης ελαττώνεται.

Η ημερήσια πορεία παρουσιάζει δύο μέγιστα τις ώρες 9-10 και 21-22 και δύο ελάχιστα τις ώρες 3-4 και 15-16 τοπικού χρόνου. Από τα δύο μέγιστα μεγαλύτερο συνήθως είναι το προμεσημβρινό, από δε τα δύο ελάχιστα βαθύτερο είναι το ελάχιστο των πρώτων απογευματινών ωρών. Η διαφορά μεταξύ του πρωτεύοντος μέγιστου και ελάχιστου



ονομάζεται ημερήσιο εύρος, η δε διαφορά μεταξύ του δευτερεύοντος μέγιστου και ελάχιστου, νυχτερινό εύρος.

Το ημερήσιο εύρος είναι μεγαλύτερο το θέρος, το δε νυχτερινό το χειμώνα. Η μέση τιμή τους είναι περίπου σταθερή όλο το έτος.

Μερικές φορές, στα μέσα πλάτη κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, στην ημερήσια πορεία της ατμοσφαιρικής πίεσης παρουσιάζεται και τριτεύουσα κύμανση μικρού (0.1 mm Hg), με μέγιστο μεταξύ $1^{\text{ης}}$ και $5^{\text{ης}}$ ώρας. Η κύμανση αυτή ονομάζεται κύμανση **Rykatchef**.

Η εξήγηση της ημερήσιας πορείας της πίεσης λαμβάνεται με την αρμονική ανάλυση. Η αρμονική ανάλυση αποκάλυψε περιόδους ηλιακές (12^{ω}) και σεληνιακές ($12^{\omega} 25^{\lambda}$) της ημερήσιας πορείας της πίεσης. Οι ημερήσιες κυμάνσεις της πίεσης, πιθανώς οφείλονται στην περιοδική θέρμανση της ατμόσφαιρας από την ηλιακή ακτινοβολία και τη διαστολή της ατμόσφαιρας στην πλευρά που φωτίζεται από τον Ήλιο, καθώς και στις έλξεις που γίνονται από τη Σελήνη και τον Ήλιο, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται έτσι ασθενείς, παλινδρομικές κινήσεις.

Όσον αφορά τις ετήσιες κυμάνσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης εξαρτώνται από διάφορες φυσικογεωγραφικές συνθήκες. Το εύρος της ετήσιας κύμανσης της πίεσης είναι μικρό στην ισημερινή ζώνη και αυξάνει με το γεωγραφικό πλάτος. Πάνω από τις ηπείρους το μέγιστο της πίεσης παρατηρείται το χειμώνα και το ελάχιστο το θέρος, ενώ πάνω από τους ωκεανούς συμβαίνει το αντίθετο.

Το ετήσιο εύρος της πίεσης είναι περίπου 10 mb στις εύκρατες περιοχές. Μεγάλα εύρη παρατηρούνται στις κεντρικές περιοχές των ηπείρων. Στη Σιβηρία π.χ. τούτο φθάνει τα $25\text{-}30 \text{ mb}$. Όσο πλησιάζουμε προς τις ακτές, το εύρος ελαττώνεται και πάνω από τις ωκεάνειες εκτάσεις των μέσων πλατών ανέρχεται σε λίγα μόνο χλιοστόβαρα (mb). Ετήσια κύμανση της πίεσης παρατηρείται και στην ελεύθερη ατμόσφαιρα και το εύρος της αυξάνει με το ύψος. Υπεράνω δε μιας στάθμης, το μέγιστο της ετήσιας πορείας της πίεσης πάνω από τις ηπείρους παρατηρείται το θέρος και το ελάχιστο το χειμώνα.

5.2. Ισοβαρείς καμπύλες

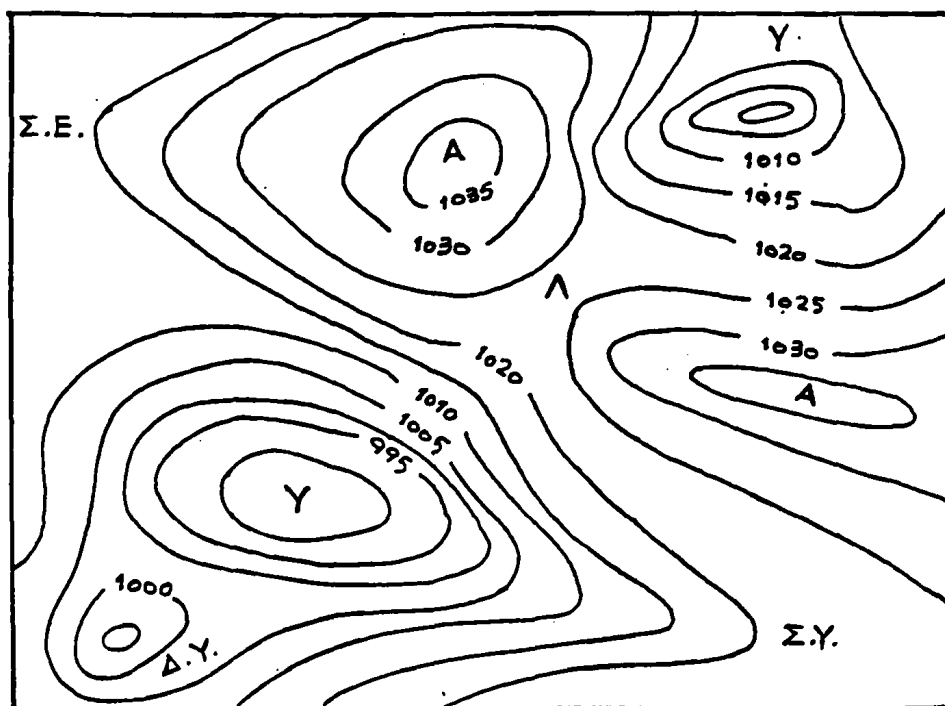
Στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, αν φανταστούμε επιφάνειες των οποίων τα σημεία έχουν την ίδια ατμοσφαιρική πίεση κάποια χρονική στιγμή, τότε έχουμε τις λεγόμενες ισοβαρικές επιφάνειες.

Οι καμπύλες γραμμές κατά τις οποίες τέμνονται οι ισοβαρικές επιφάνειες από την επιφάνεια του εδάφους, ή από οριζόντιες επιφάνειες που βρίσκονται σε οποιοδήποτε ύψος ή καλούνται ισοβαρείς καμπύλες.



Οι ισοβαρείς καμπύλες στους χάρτες καιρού παρουσιάζουν διάφορες μορφές οι σπουδαιότερες των οποίων είναι:

- α) Η ύφεση, κλειστές ισοβαρείς περίπου κυκλικές ή ελλειπτικές στις οποίες η πίεση ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο.
- β) Ο αντικυκλώνας, κλειστές ισοβαρείς περίπου κυκλικές ή ελλειπτικές στις οποίες η πίεση αυξάνει από την περιφέρεια προς το κέντρο.
- γ) Η δευτερεύουσα ύφεση, ύφεση μικρότερη άλλης στις ισοβαρείς της οποίας περιέχεται.

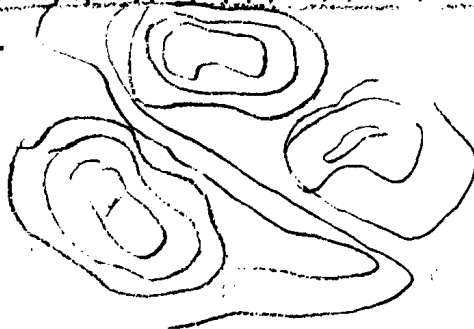


Σχ. 7 Μορφές ισοβαρών καμπυλών

Υ	Υψέως	Σ.Υ.	Σφην υφέσεως
Α	Αντικυκλών	Σ.Ε.	« εξάρσεως
Δ.Υ.	Δευτερ. υφέως	Λ	Βαρομ. λαιμός

δ) Η σφήνα ύφεσης, ισοβαρείς με μορφή επιμήκων γλωσσών με την πίεση να ελαττώνεται από τα έξω προς τα μέσα.

ε) Η σφήνα εξάρσεως, ισοβαρείς με μορφή επιμήκων γλωσσών με την πίεση να αυξάνει από τα έξω προς τα μέσα.



στ) Ο βαρομετρικός λαιμός, η περιοχή που περιλαμβάνεται μεταξύ δύο υφέσεων και δύο ανπικυκλώνων που διατάσσονται σταυροειδώς. Στους χάρτες καιρού οι ισοβαρείς καμπύλες χαράσσονται συνήθως ανά 5 mb.

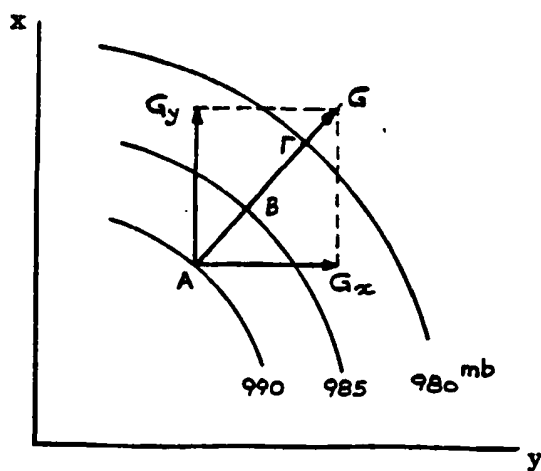
Στο Σχ. 7 δίδονται οι διάφορες μορφές των ισοβαρών καμπύλων.

Η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης σ' ένα ορισμένο χρονικό διάστημα, το οποίο λήγει κατά το χρόνο της παρατήρησης καλείται βαρομετρική τάση. Η βαρομετρική τάση έχει μεγάλη σημασία, διότι μπορούμε να δούμε εύκολα σε ποιες περιοχές η πίεση αυξάνει ή ελαττώνεται και επομένως μας βοηθά στην ανάλυση και πρόγνωση του καιρού.

Εάν σ' ένα τόπο ενώσουμε τους τόπους που έχουν την ίδια βαρομετρική τάση κατά την ίδια χρονική στιγμή, οι προκύπτουσες καμπύλες ονομάζονται ισαλοθαρείς. Οι ισαλοθαρείς έχουν διάφορες μορφές και προσομοιάζουν με τις ισοβαρείς και οι βαρομετρικές τάσεις αυξάνουν ή ελαττώνονται από την περιφέρεια προς το κέντρο.

5.3. Η βαροβαθμίδα

Ως μέτρο των οριζοντίων μεταβολών της πίεσης λαμβάνεται η βαροβαθμίδα, η οποία ορίζεται ως η ελάττωση της πίεσης στη διεύθυνση την κάθετη στις ισοβαρείς καμπύλες. Στους χάρτες καιρού, η βαροβαθμίδα υπολογίζεται εάν διαιρέσουμε τη διαφορά πίεσης μεταξύ δύο διαδοχικών ισοβαρών με την απόστασή τους. Γενικά, εάν καλέσουμε με G



Σχ. 8 Η βαροβαθμίδα και οι προβολές της.

$$F_{gx} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$G_x = -\frac{\partial p}{\partial x}$$

$$G_y = -\frac{\partial p}{\partial y}$$



τη βαροβαθμίδα, με Δh την απόσταση την κάθετη στις ισοβαρείς και με Δp τη μεταβολή της πίεσης στην απόσταση Δh , τότε η βαροβαθμίδα G θα ισούται με $G = -\frac{\Delta p}{\Delta h} = -\frac{\partial p}{\partial h}$

Το πρόσημο "πλην" δηλώνει ότι η φορά του διανύσματος της βαροβαθμίδας έχει διεύθυνση προς τις ελαττούμενες πιέσεις (Σχ.8).

Οι προβολές του διανύσματος G σε σύστημα επιπέδων ορθογωνίων συντεταγμένων θα είναι:

$$G_x = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad \text{και} \quad G_y = -\frac{\partial p}{\partial y}$$

Εάν ρ είναι η πυκνότητα του αέρα (gr/cm^3), τότε οι συνιστώσες της δύναμης βαροβαθμίδας κατά τους άξονες x και y ανά γραμμάριο αέρα θα είναι:

$$F_{G_x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad F_{G_y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

5.4. Υδροστατική εξίσωση. Γεωδυναμικό

Από τον ορισμό της ατμοσφαιρικής πίεσης συνάγεται ότι αυτή είναι ίση με το βάρος κατακόρυφης αέριας στήλης με βάση τη μονάδα της επιφάνειας του εδάφους και ύψος, το ύψος της ατμόσφαιρας.

Εάν παραστήσουμε με p , ρ και T , την πίεση, την πυκνότητα και την απόλυτη θερμοκρασία του αέρα σε ύψος z μέσα στην ατμόσφαιρα και με $p+dp$ την πίεση σε ύψος $z+dz$, τότε το dp θα είναι ίσο με το βάρος στήλης αέρα ύψους dz και βάσης ίσης προς τη μονάδα της επιφάνειας. Οπότε, θα έχουμε:

$$dp = -\rho g dz \quad \text{ή} \quad \frac{dp}{dz} = -\rho g$$

Το πρόσημο "πλην" δηλώνει ότι μία αύξηση του ύψους αντιστοιχεί σε ελάττωση της πίεσης. Η ανωτέρω εξίσωση είναι η θεμελιώδης υδροστατική εξίσωση της μετεωρολογίας και χρησιμοποιείται σε πολλές εφαρμογές. Επειδή το g μεταβάλλεται από τόπου σε τόπο, για λόγους απλούστευσης των διαφόρων προβλημάτων λαμβάνεται μία άλλη μεταβλητή, η $d\psi = g dz$, όπου ψ είναι το λεγόμενο γεωδυναμικό. Αυτό ορίζεται ως η δυναμική ενέργεια της μονάδας της μάζας στο ύψος z πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και ισούται προς $\psi = \int_0^z g dz$. Ως μονάδα γεωδυναμικού ορίζεται το γεωδυναμικό μέτρο.

Οι επιφάνειες ίσου γεωδυναμικού λέγονται ισοδυναμικές επιφάνειες, οι οποίες όταν η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε ισορροπία ταυτίζονται με τις ισοβαρικές επιφάνειες.

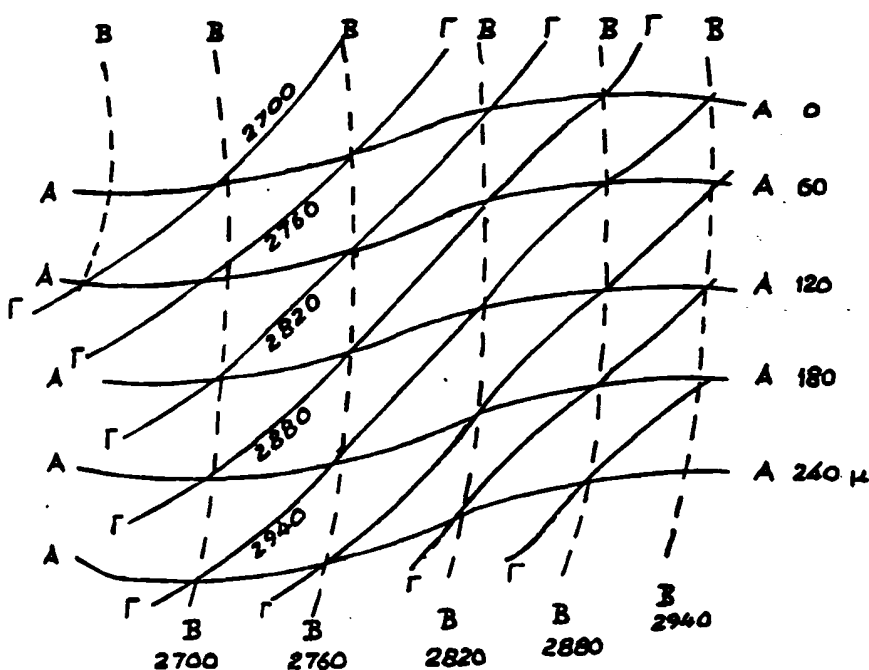
Η υδροστατική εξίσωση σε συνδυασμό με την εξίσωση των τελείων αερίων έχει εφαρμογή σε πολλά προβλήματα της υδροστατικής.



5.5. Ισοϋψείς και ισοπαχείς καμπύλες

Εάν σε μία ισοβαρική επιφάνεια ενώσουμε τα σημεία που έχουν το ίδιο γεωδυναμικό οι καμπύλες που προκύπτουν ονομάζονται **ισοϋψείς**. Ο χάρτης των ισοϋψών δεν είναι επίπεδος και οριζόντιος αλλά μία ανώμαλη επιφάνεια που παρουσιάζει εξάρσεις, κοιλάδες, ράχες κλπ. Στην καθημερινή ανάλυση και πρόγνωση του καιρού, οι μετεωρολόγοι αναγράφουν τα ύψη μιας ισοβαρικής επιφάνειας και ακολούθως χαράσσονται οι ισοϋψείς καμπύλες δια συνδέσεως όλων των τόπων πάνω από τους οποίους βρίσκεται η ισοβαρική επιφάνεια με το αντίστοιχο ύψος της. Δηλαδή, οι χάρτες αυτοί απεικονίζουν τις οριζόντιες προβολές των ισοϋψών καμπύλων των επιφανειών σταθερής πίεσης.

Η κατακόρυφη απόσταση μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών στην ατμόσφαιρα δεν είναι προφανώς ίδια σ' όλη την έκτασή τους. Άρα, το πάχος του αερίου στρώματος που περιλαμβάνεται μεταξύ των δύο αυτών επιφανειών δεν είναι το ίδιο στα διάφορα σημεία μεταξύ των επιφανειών αυτών. Εάν ενώσουμε με καμπύλες γραμμές όλα τα σημεία ενός γεωγραφικού χάρτη, πάνω από τα οποία το πάχος του στρώματος του αέρα μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών είναι το ίδιο, οι καμπύλες αυτές λέγονται **ισοπαχείς καμπύλες** και



Σχ. 9 Ισοπαχείς καμπύλες του στρώματος 1000-700mb και ισοϋψείς των 700mb.



ο χάρτης που προκύπτει είναι ο χάρτης των ισοπαχών (Σχ.9). Οι χάρτες αυτοί είναι χρήσιμοι στην ανάλυση του καιρού, στον προσδιορισμό του θερμικού ανέμου κλπ.

5.6. Διανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης πάνω στην επιφάνεια της Γης.

Αν η επιφάνεια της Γης ήταν ομοιογενής και ομοιόμορφη, τότε οι μεν ισοβαρείς καμπύλες θα ήταν παράλληλες γεωγρ. πλάτους, η δε διανομή της πίεσης στην επιφάνεια της Γης θα ήταν ομαλή και θα παρουσίαζε την ακόλουθη εικόνα.

Στην ισημερινή ζώνη, οι πιέσεις θα ήταν χαμηλές και θα αυξάνονταν όσο θα απομακρυνόμαστε από αυτή με κατεύθυνση προς τους πόλους μέχρι του πλάτους των 30° - 35° , όπου θα παρατηρούνταν δύο ζώνες (ανά μία σε κάθε ημισφαίριο) υψηλών πιέσεων, οι λεγόμενες ζώνες υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών.

Πέρα από τις ζώνες αυτές, οι πιέσεις θα ελαττώνονταν και πάλι μέχρι τα πλάτη των 55° - 60° , στα οποία θα παρατηρούνταν δύο ζώνες χαμηλών πιέσεων, πέρα από τις οποίες θα σημειωνόταν αύξηση της πίεσης μέχρι τους πόλους.

Λόγω όμως της διανομής των ξηρών και θαλασσών, της ανομοιογένειας του γήινου ανάγλυφου και πολλών άλλων παραγόντων, θερμικών και δυναμικών, η γεωγραφική διανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι σχετικά πολύπλοκη.

Μεταξύ των θερμικών παραγόντων, πρωτεύουσα θέση κατέχει η θερμική επίδραση της επιφάνειας της Γης. Έτσι, οι δημιουργούμενες συνθήκες πάνω από ψυχρές επιφάνειες έχουν ως αποτέλεσμα την αύξηση της ατμοσφαιρικής πίεσης παρά την επιφάνεια του εδάφους, ενώ οι συνθήκες που δημιουργούνται πάνω από θερμές επιφάνειες προκαλούν την ελάττωση της πίεσης.

Επίσης, εξαιτίας δυναμικών παραγόντων, σε ορισμένες περιοχές ή ζώνες της Γης, δημιουργείται αύξηση της πίεσης λόγω εισροής αέρα και σε άλλες ελάττωσή της, λόγω εισροής αέρα. Εξαιτίας των παραπάνω παραγόντων, οι ζώνες υψηλών και χαμηλών πιέσεων δεν είναι συνεχείς, αλλά διασπώνται σχηματίζοντας κέντρα υψηλών και χαμηλών πιέσεων. Τέτοια κέντρα είναι οι μόνιμοι και εποχικοί αντικυκλώνες, το θερμικό ελάχιστο των Ινδιών κ.ά. Τα κέντρα αυτά ασκούν μεγάλη επίδραση και στη διαμόρφωση του κλίματος εκτεταμένων περιοχών, γι' αυτό και καλούνται κέντρα ατμοσφαιρικής δραστηριότητας.

Στα Σχήματα 10 και 11, δίνεται η διανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης πάνω στην επιφάνεια της Γης κατά τους αντιπροσωπευτικούς μήνες Ιανουάριο και Ιούλιο. Πάνω σ' αυτά τα σχήματα διακρίνονται σαφώς τα κέντρα υψηλών και χαμηλών πιέσεων, καθώς επίσης και το ότι οι οριζόντιες βαροβαθμίδες είναι μεγαλύτερες το χειμώνα παρά το θέρος σε καθένα ημισφαίριο.



Στο Νότιο ημισφαίριο η διανομή των πιέσεων είναι πιο ομοιόμορφη απ' όπi στο βόρειο, γιατί σ' αυτό οι ωκεάνιες εκτάσεις είναι πολύ μεγαλύτερες από τις ηπειρωτικές. Αυτό δε συμβαίνει όμως στο βόρειο ημισφαίριο.

Στο σημείο αυτό, πρέπει να τονιστεί ότι στην πλειονότητα των περιπτώσεων αφίσταται ουσιωδώς της μέσης διανομής αυτών. Τούτο οφείλεται στη συνεχώς μεταβαλλόμενη υφειακή και αντικυκλωνική δραστηριότητα, στις επιδράσεις και άλλων συστημάτων πίεσης, καθώς και σε διάφορες διεργασίες της ατμόσφαιρας.

5.7. Ισοβαρικές επιφάνειες

Επειδή ο αέρας υπακούει στους νόμους των αερίων και είναι συμπιεστός, η πυκνότητά του στα χαμηλότερα ύψη είναι πιο μεγάλη από εκείνη που υπάρχει στα ανώτερα ύψη, και τούτο συμβαίνει γιατί συμπιέζεται από τις υπερκείμενες αέριες μάζες. Με την αύξηση του ύψους, η πίεση του αέρα πάντοτε ελαττώνεται, πλην όμως δεν ελαττώνεται κατά ένα ρυθμό σταθερό. Έτσι, θεωρούντες ότι η ατμόσφαιρα είναι στρωματωμένη, ή ότι αποτελείται από διαδοχικά στρώματα αέρα, είναι φανερό ότι πάνω από κάθε στρώμα το βάρος του αέρα θα είναι παντού το ίδιο και ίσο προς το βάρος του αέρα των στρωμάτων που βρίσκονται πάνω απ' αυτό. Η υποθετική επιφάνεια ή το επίπεδο το οποίο διαχωρίζει τη μία στρωμάτωση από την άλλη, καλείται **ισοβαρική επιφάνεια**, δηλαδή πάνω απ' αυτή η πίεση είναι η ίδια παντού. Μερικές φορές, οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι παράλληλες με την επιφάνεια της θάλασσας. Η πραγματική πυκνότητα του αέρα, εξαρτάται από τη θερμοκρασία, το ποσό των υδρατμών που περιέχονται στον αέρα και από τη βαρύτητα. Επειδή δε, όλα αυτά μεταβάλλονται, δεν υπάρχει απλή σχέση μεταξύ ύψους και πίεσης.

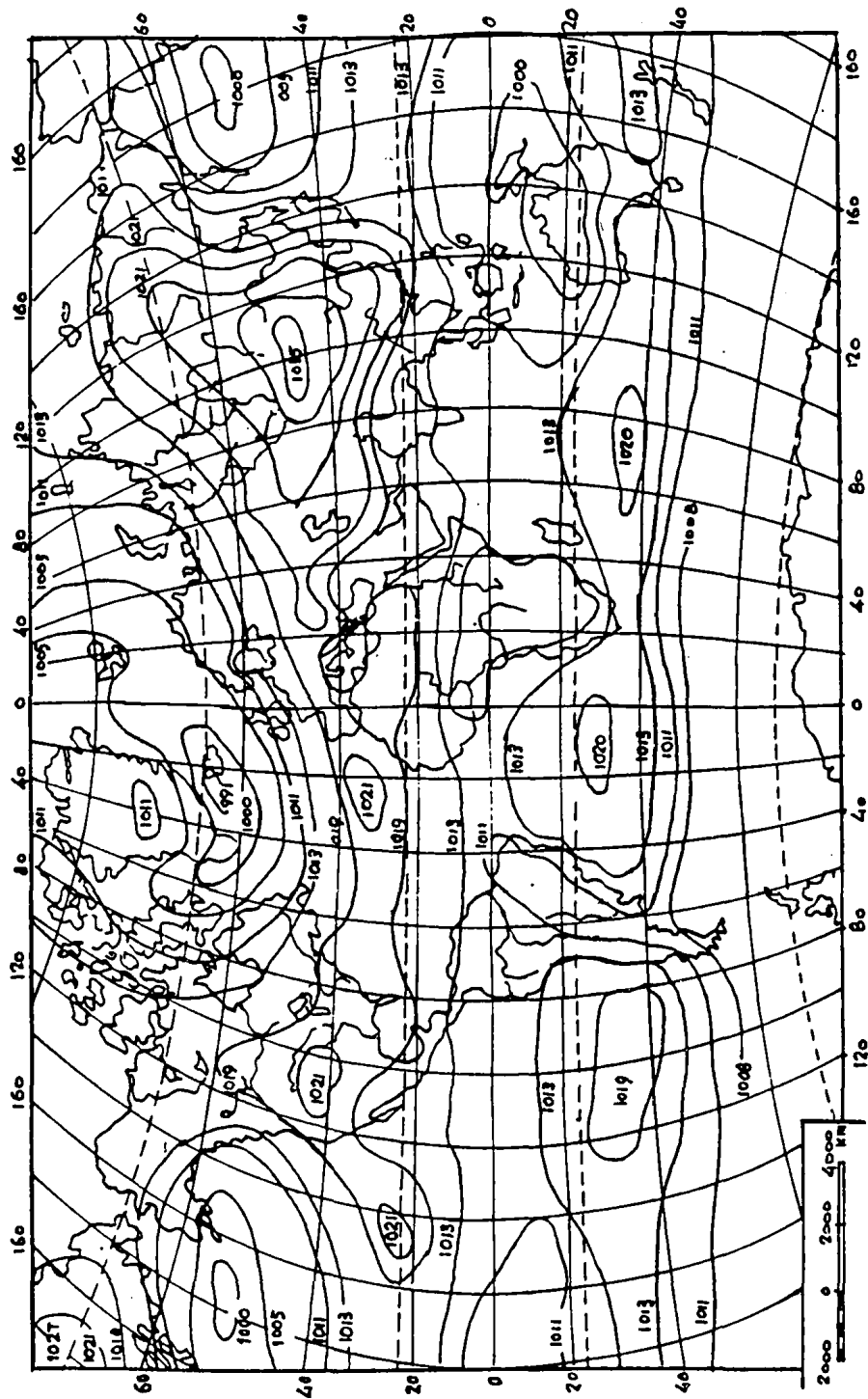
Στον πίνακα, δίδονται οι μέσες πιέσεις για ορισμένα ύψη που έχουν επιλεγεί, κάτω από τυπικές ατμοσφαιρικές συνθήκες.

Τυπικές σχέσεις ύψους - πίεσης

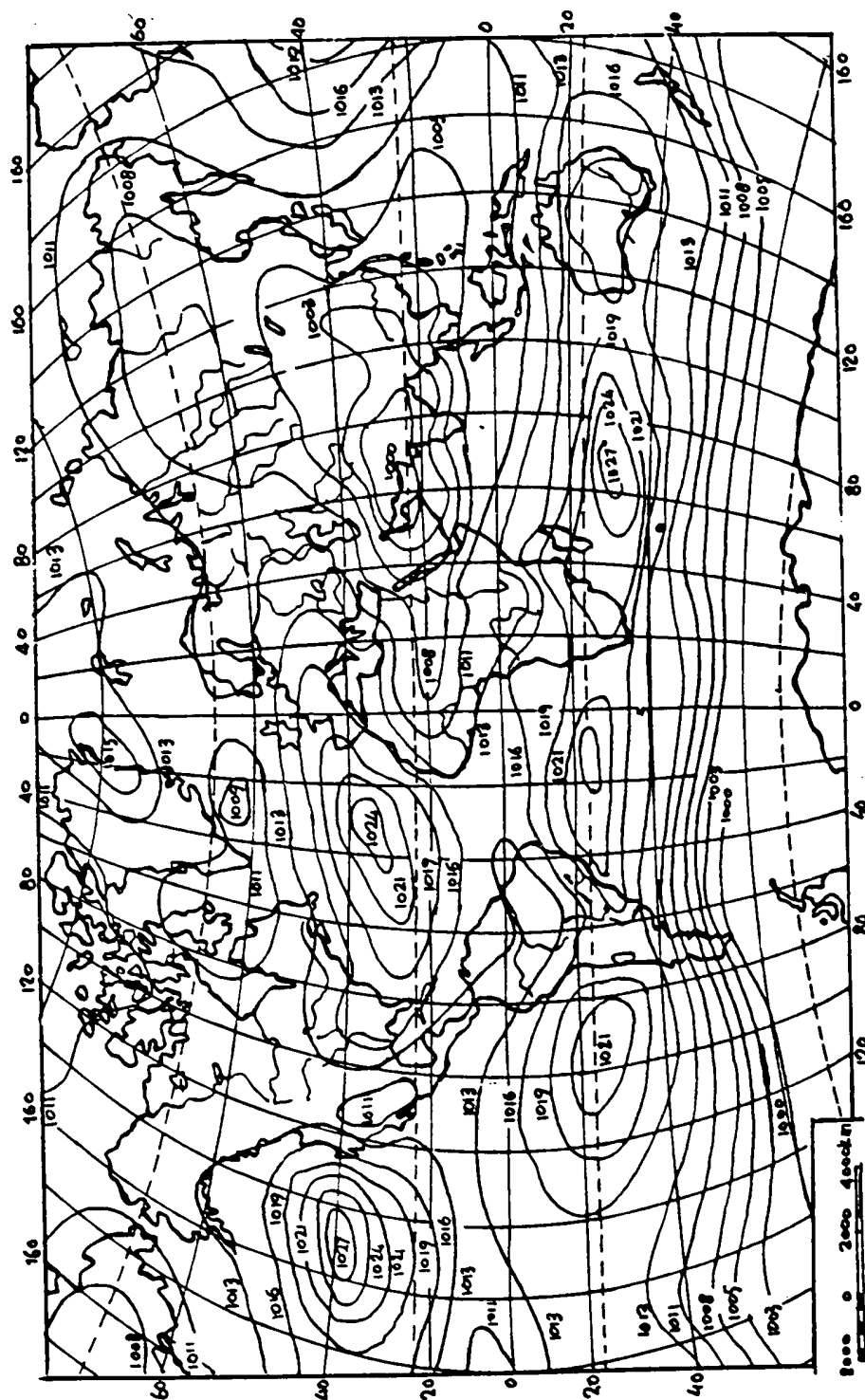
m	mbs
Έδαφος	1013
1500	850
3000	700
4500	570
6000	450

Η κατακόρυφη απόσταση μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών στην ατμόσφαιρα, στην πραγματικότητα, δεν είναι προφανώς η ίδια σ' όλη την έκτασή τους.





Σχ. 10 Γεωγραφική ταύσηση



Εχ. 11 Ισοβαρείς Ιουλίου

5.8. Τυπική Ατμόσφαιρα

Για διάφορους μετεωρολογικούς και κλιματολογικούς σκοπούς, καθώς και για τη μελέτη διάφορων αεροπορικών προβλημάτων, έγιναν διεθνώς δεκτές διάφορες ιδεατές ατμόσφαιρες, στις οποίες οι τιμές των στοιχείων έχουν ορισμένες σταθερές τιμές οι δε διανομές τους καθ' ύψος ακολουθούν ορισμένους κανόνες.

Έτσι, από τη Διεθνή Επιτροπή για την Αεροπορία (ICAN), έγινε αποδεκτή μία πρότυπη Ατμόσφαιρα στην οποία:

- 1) Ο αέρας είναι ξηρός και έχει την ίδια σύνθεση σε όλα τα ύψη.
- 2) Η ένταση της βαρύτητας (g) είναι ομοιόμορφη και ίση προς $980.62/\text{cm}/\text{sec}^2$.
- 3) Η θερμοκρασία στη μέση στάθμη της θάλασσας είναι 15°C και η πίεση 1013.2 mb .
- 4) Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα μέχρι 11 km είναι 0.65°C .
- 5) Η θερμοκρασία πάνω από τα 11 km είναι σταθερή και ίση προς -56.5°C .

Επίσης, από τη Διεθνή Οργάνωση Πολιτικής Αεροπορίας (ICAO), έγινε δεκτή μία πρότυπη Ατμόσφαιρα με τα ακόλουθα χαρακτηριστικά:

- 1) Η ατμοσφαιρική πίεση στη στάθμη της θάλασσας είναι 1013.25 mb .
- 2) Η σταθερά των αερίων για τον ξηρό αέρα είναι ίση προς $2.87 \times 10^6\text{ erg}/\text{gr}/^\circ\text{K}$.
- 3) Το σημείο πήξης του ύδατος κάτω από πίεση 1 Atm , είναι 273.16°K .
- 4) Η ένταση τη βαρύτητας ίση προς $980.665\text{ cm}/\text{sec}^2$.
- 5) Η θερμοκρασία του αέρα σε 0 μέτρα ύψος είναι 15°C ή 288.16°K .
- 6) Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της τροπόσφαιρας είναι ίση 0.65°C .
- 7) Η θερμοκρασία τροπόπαυσης είναι -56.5°C και
- 8) Η πυκνότητα του αέρα σε ύψος 0 μέτρα είναι ίση προς $12.25 \times 10^{-4}\text{ gr}/\text{cm}^3$.

6. Ο Άνεμος

Οι παράγοντες που προκαλούν και διαμορφώνουν τις κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα είναι κυρίως τρεις:

α) η ακτινοβολία ενέργειας του Ηλίου, την οποία προσλαμβάνει η ατμόσφαιρα και το έδαφος της Γης, β) η ανομοιομορφία της διανομής του γήινου ανάγλυφου και των ξηρών και θαλασσών και γ) η περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονά της. Λόγω της επίδρασης των παραγόντων αυτών η ατμοσφαιρική πίεση κατανέμεται ανομοιόμορφα στην επιφάνεια της Γης και έτσι προκαλούνται κινήσεις του αέρα οι οποίες υπόκεινται σε συνεχείς μεταβολές κατά διεύθυνση και ένταση.

Οι μεταβολές της πίεσης, όπως έχει ήδη αναφερθεί, είναι απόρροια της μετατροπής της θερμικής ηλιακής ενέργειας σε κινητική ενέργεια των αερίων μαζών. Το



πρόβλημα αυτής της μετατροπής είναι πολύπλοκο και για τη λύση του χρησιμοποιούνται οι εξισώσεις της θερμοδυναμικής και υδροδυναμικής.

Οι κινήσεις του αέρα έχουν διαφορετικές διευθύνσεις και αιτίες δημιουργίας, αλλά οι σπουδαιότερες είναι οι οριζόντιες, τις οποίες γενικά καλούμε **ανέμους**. Στον άνεμο διακρίνουμε δύο στοιχεία, τη διεύθυνση και την έντασή του. Η διεύθυνση είναι το σημείο του ορίζοντα από το οποίο πνέει ο άνεμος ενώ η έντασή του εκφράζεται είτε με την ταχύτητά του είτε με την πίεση την οποία ασκεί στην επιφάνεια των σωμάτων. Μεταξύ πίεσης και ταχύτητας υπάρχει μία απλή σχέση, η πίεση είναι ανάλογη προς το τετράγωνο της ταχύτητας, $P = cV^2$.

6.1. Άνεμος βαροβαθμίδας. Γεωστροφικός άνεμος. Κυκλοστροφικός άνεμος. Θερμικός άνεμος.

Οι δυνάμεις που προκαλούν και επηρεάζουν τον άνεμο είναι κυρίως η δύναμη της βαροβαθμίδας, η οριζόντια εκτροπτική δύναμη που οφείλεται στην περιστροφή της Γης, (δύναμη Coriolis), η κυκλοστροφική δύναμη (φυγόκεντρος δύναμη) και η δύναμη τριβής.

α) Η δύναμη βαροβαθμίδας μαζί με τη δύναμη της βαρύτητας δημιουργούν όλες τις αρχικές μετακινήσεις στην ατμόσφαιρα. Πράγματι, όταν υπάρχει διαφορά πίεσης μεταξύ δύο περιοχών μέσα στην ατμόσφαιρα τότε εμφανίζεται η δύναμη βαροβαθμίδας, η οποία τείνει να μετακινήσει τα μόρια του αέρα προς τη διεύθυνση των ελαττωμένων πιέσεων και η οποία θα είναι ανάλογη προς τη βαροβαθμίδα $\frac{\Delta p}{\Delta h}$. Εάν ρ είναι η πυκνότητα του αέρα, τότε η δύναμη της βαροβαθμίδας η οποία επενεργεί στη μονάδα της μάζας του αέρα θα είναι $F_p = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta h} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dh}$.

Όταν η δύναμη βαροβαθμίδας κατευθύνεται κατακόρυφα προς τα πάνω, αντισταθμίζεται με τη δύναμη της βαρύτητας που κατευθύνεται κατακόρυφα προς τα κάτω, οπότε υφίστανται οι συνθήκες υδροστατικής ισορροπίας και θα ισχύει, $g = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}$ ή $dp = -\rho g dz$, όπου z το ύψος. Αν δεν υφίστανται οι παραπάνω συνθήκες δεν υπάρχει υδροστατική ισορροπία και ο ατμοσφαιρικός αέρας θα κινείται κατακόρυφα προς τα πάνω ή προς τα κάτω. Όταν η βαροβαθμίδα δεν έχει την κατεύθυνση της κατακόρυφου, τότε θα υπάρχει η οριζόντια συνιστώσα της βαροβαθμίδας, η οποία δεν αντισταθμίζεται από τη βαρύτητα. Κάτω από τις συνθήκες αυτές ο ατμοσφαιρικός αέρας θα κινείται οριζόντια με διεύθυνση κάθετη προς τις ισοβαρείς και προς την κατεύθυνση των ελαττωμένων πιέσεων. Άρα, οι οριζόντιες μετακινήσεις του αέρα, δηλαδή οι άνεμοι, οφείλουν τη δημιουργία τους στην οριζόντια συνιστώσα της βαροβαθμίδας.



β) Η οριζόντια εκτροπτική δύναμη, η οποία καλείται και δύναμη Coriolis ή γεωστροφική δύναμη είναι ίση με $F_c = 2 \cdot m \cdot \omega \cdot v \cdot \sin \varphi$

όπου m , η μάζα του κινούμενου μορίου του αέρα,

v , η ταχύτητα του ανέμου σε m/s,

ω , η γωνιακή ταχύτητα της περιστροφής της Γης

και φ , το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.

Η δύναμη αυτή επηρεάζει τη διεύθυνση του ανέμου και όχι την ταχύτητα. Ασκείται κάθετα και δεξιά της διεύθυνσης του ανέμου στο Βόρειο Ημισφαίριο και τον εκτρέπει προς τα δεξιά, ενώ το αντίθετο συμβαίνει στο Νότιο Ημισφαίριο.

γ) Εάν η μάζα m του μορίου του αέρα κινείται με σταθερή ταχύτητα v σε περιφέρεια κύκλου ακτίνας r , τότε υπόκειται σε φυγόκεντρο δύναμη, η οποία διευθύνεται κατά τη διεύθυνση της ακτίνας και με φορά αντίθετη της φοράς προς το κέντρο. Η δύναμη αυτή καλείται κυκλοστροφική και το μέτρο της είναι $F_k = \frac{m \cdot v^2}{r}$, όπου v , η ταχύτητα του ανέμου και r , η ακτίνα καμπυλότητας της τροχιάς του ανέμου. Αυτή εφαρμόζει καθέτως προς την τροχιά στο θεωρούμενο σημείο.

δ) Η δύναμη της τριβής, είναι η δύναμη η οποία υπεισέρχεται στην κίνηση του αέρα που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια της Γης. Αυτή δρα αντίθετα της κίνησης του αέρα και το μέγεθός της εξαρτάται από την τραχύτητα του εδάφους και από την ταχύτητα του ανέμου. Αν μ , είναι ο συντελεστής τριβής του αέρα και v , η ταχύτητα του ανέμου, τότε η δύναμη της τριβής F_T θα είναι ίση με $F_T = \mu \cdot v$. Δυνάμεις τριβής αναπτύσσονται και μεταξύ των διαφόρων στρωμάτων του αέρα πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Τότε, η δύναμη τριβής F_T είναι ανάλογος της ταχύτητας v κίνησης του ανωτέρου στρώματος, ανάλογος της επιφάνειας αυτού S και αντιστρόφως ανάλογος της απόστασής του n , δηλαδή $F_T = \mu \frac{Sv}{n}$, όπου μ συντελεστής αναλογίας, ο δυναμικός συντελεστής εσωτερικής τριβής του αέρα.

Αν θεωρήσουμε άπειρα στρώματα του αέρα τότε η δύναμη τριβής από στρώματος σε στρώμα στη μονάδα της επιφάνειας θα δίδεται από τη σχέση $F_T = \mu \frac{dv}{dn}$. Ο άνεμος πνέει

κατά κανόνα με σταθερή σχετικά ταχύτητα και διεύθυνση, για μικρά χρονικά διαστήματα. Αυτό συμβαίνει όταν υφίσταται ισορροπία μεταξύ των δυνάμεων που προκαλούν την κίνηση του αέρα. Άρα, αν εξαιρεθεί η δύναμη της τριβής και η κυκλοστροφική δύναμη, θα πρέπει να υπάρχει ισορροπία μεταξύ της οριζόντιας δύναμης βαροβαθμίδας F_p και της οριζόντιας δύναμης Coriolis F_c . Τότε προκύπτει άνεμος, ο οποίος καλείται γεωστροφικός άνεμος.

Όπως είδαμε, η δύναμη βαροβαθμίδας είναι κάθετη στις ισοβαρείς και διευθύνεται προς την περιοχή των χαμηλών πιέσεων. Τότε η οριζόντια εκτροπτική δύναμη θα πρέπει να είναι κάθετη προς τις ισοβαρείς και να διευθύνεται προς τις υψηλές πιέσεις, αλλιώς δεν θα



υπήρχε ισορροπία. Είναι όμως και κάθετη προς την ταχύτητα του ανέμου, άρα η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου v_g πρέπει να είναι παράλληλη προς τις ισοβαρείς και να έχει τις χαμηλές πιέσεις προς τα αριστερά της στο Βόρειο και στα δεξιά της στο Νότιο Ημισφαίριο, αφού η δύναμη Coriolis εκτρέπει τα κινούμενα σώματα δεξιά της κίνησής τους στο Βόρειο και αριστερά στο Νότιο Ημισφαίριο. Επομένως, αν $F_p = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$ είναι η οριζόντια δύναμη της βαροβαθμίδας στη μονάδα της μάζας του αέρα και $F_c = 2\omega v_g \sin\phi$, η οριζόντια εκτρεπτική δύναμη στη μονάδα της μάζας, για να προκύψει γεωστροφικός άνεμος θα πρέπει να ισχύει:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} + 2\omega v_g \sin\phi = 0 \quad \text{ή} \quad v_g = \frac{1}{2\omega \sin\phi} \frac{dp}{dn}$$

Άρα, μπορεί να υπολογιστεί ο γεωστροφικός άνεμος σε ένα τόπο, αφού τα ω και ρ είναι σταθερά, με τη βοήθεια μόνο της οριζόντιας βαροβαθμίδας. Ο γεωστροφικός άνεμος είναι σημαντικό προγνωστικό μέγεθος και χρησιμοποιείται στην ανάλυση και πρόγνωση του καιρού, αφού πάνω από το οριακό στρώμα σχεδόν συμπίπτει με τον πνέοντα άνεμο.

Όταν οι ισοβαρείς είναι καμπύλες γραμμές, ο άνεμος δεν κινείται ευθύγραμμα αλλά ακολουθεί καμπύλη τροχιά, οπότε εκτός της δύναμης βαροβαθμίδας F_p και της δύναμης Coriolis, F_c , θα υπεισέρχεται και η φυγόκεντρος δύναμη F_f . Από την ισορροπία των τριών αυτών δυνάμεων προκύπτει ο λεγόμενος **άνεμος βαροβαθμίδας**. Ο άνεμος βαροβαθμίδας για τις κυκλωνικές ισοβαρείς θα προκύπτει από την ισορροπία των παραπάνω δυνάμεων κατά τη σχέση $F_p = F_c + F_f$, ενώ για τις αντικυκλωνικές ισοβαρείς κατά τη σχέση $F_c = F_p + F_f$ (Σχ.12). Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, στις ισοβαρείς του Βόρειου Ημισφαίου η F_c θα βρίσκεται δεξιά της διεύθυνσης του ανέμου, ενώ στο Νότιο Ημισφαίριο θα βρίσκεται προς τα αριστερά της.

Επειδή η $F_p = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$, η $F_c = 2\omega v \sin\phi$ και η $F_f = \frac{v^2}{r}$ στη μονάδα της μάζας, οι παραπάνω σχέσεις γίνονται:

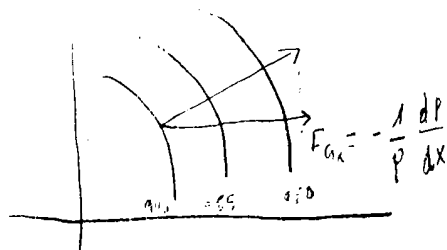
$$v^2 + 2rv\omega \sin\phi - \frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn} = 0, \quad \text{για κυκλωνικές ισοβαρείς}$$

και
$$v^2 - 2rv\omega \sin\phi + \frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn} = 0, \quad \text{για αντικυκλωνικές ισοβαρείς}$$

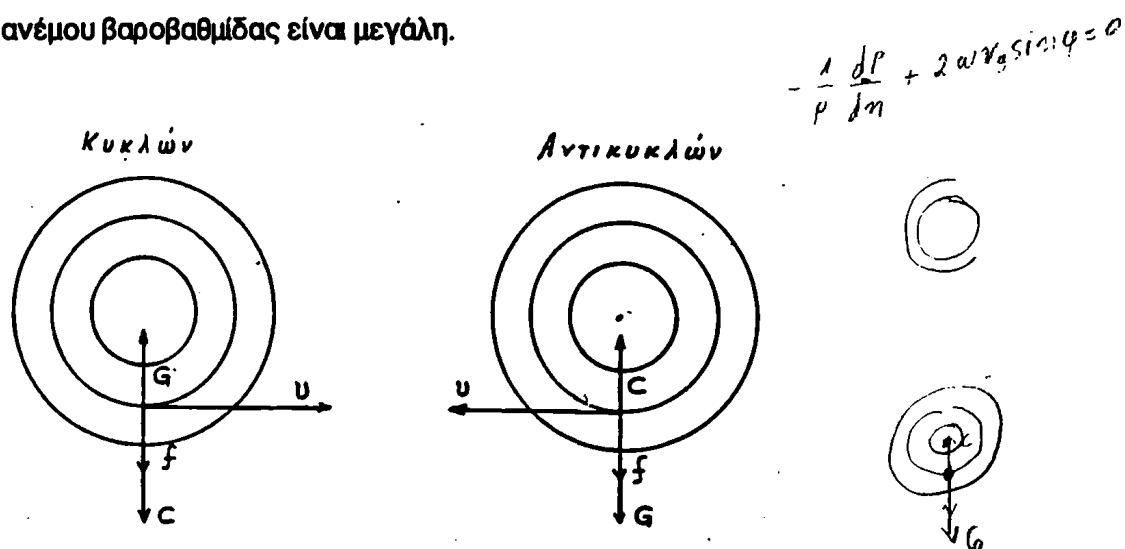
Στην περίπτωση κατά την οποία η εκτρεπτική δύναμη (ή δύναμη Coriolis) F_c είναι αμελητέα, σε σύγκριση με τη δύναμη βαροβαθμίδας, τότε ο άνεμος που προκύπτει από την ισορροπία των δυνάμεων βαροβαθμίδας F_p και φυγόκεντρου F_f , ονομάζεται **κυκλοστροφικός άνεμος** και η ταχύτητά του v_c βρίσκεται από την εξίσωση

$$F_p = F_f \quad \text{ή} \quad \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = \frac{v_c^2}{r}$$

Όταν η καμπυλότητα των ισοβαρών είναι μεγάλη, τότε ο άνεμος βαροβαθμίδας προσεγγίζει τον πραγματικό άνεμο, περισσότερο απ' ό,τι ο γεωστροφικός, ενώ όταν η βαροβαθμίδα είναι



μεγάλη και η ακτίνα καμπυλότητας των ισοβαρών μικρή, τότε η διαφορά μεταξύ γεωστροφικού και ανέμου βαροβαθμίδας είναι μεγάλη.



Σχ. 12 Ο άνεμος σε κυκλωνικές και αντικυκλωνικές ισοβαρείς

Από την υδροστατική εξίσωση προκύπτει ότι η υψομετρική διαφορά μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών είναι ανάλογη προς τη θερμοκρασία του αερίου στρώματος που υπάρχει μεταξύ των επιφανειών αυτών. Συνεπώς, οι ισοπαχείς γραμμές παριστάνουν τις μέσες ισόθερμες καμπύλες του μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών αερίου στρώματος. Αποδεικνύεται ότι η διαφορά μεταξύ του γεωστροφικού ανέμου σε δύο ισοβαρικές στάθμες (π.χ. των 1000 και 500 mb) είναι κίνηση αέρα κατά μήκος των ισοπαχών γραμμών. Το μέγεθος της ταχύτητας του ανέμου που προκύπτει είναι αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης των ισοπαχών, ή ανάλογο προς την οριζόντια βαθμίδα της θερμοκρασίας σ' αυτό το στρώμα. Η κίνηση αυτή του αέρα ονομάζεται **θερμικός άνεμος** και το μέγεθος της ταχύτητας δίδεται από τη σχέση:

$$v_T = \frac{g}{2\omega \sin\phi} \frac{\partial T}{\partial n}$$

όπου $\frac{\partial T}{\partial n}$ είναι η βαθμίδα της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος. Επομένως, ο **θερμικός άνεμος** είναι η διανυσματική διαφορά του γεωστροφικού ανέμου που επικρατεί σε δύο ισοβαρικές επιφάνειες.

Υπάρχει σχέση μεταξύ της διεύθυνσης του ανέμου και της διάταξης των ισοβαρικών συστημάτων, δηλαδή μπορούν να καθοριστούν οι υψηλές και χαμηλές πιέσεις από τη θέση στην οποία βρισκόμαστε, εφόσον γνωρίζουμε τη διεύθυνση του ανέμου. Αυτό επιτυγχάνεται με την εφαρμογή ενός νόμου, ο οποίος διατυπώθηκε από τον Ολλανδό μετεωρολόγο Buys-Ballot κατόπιν πολλών παρατηρήσεων που πραγματοποίησε. Σύμφωνα με το νόμο αυτό, ένας παρατηρητής στο Βόρειο Ημισφαίριο που έχει στρέψει το πρόσωπό του προς την



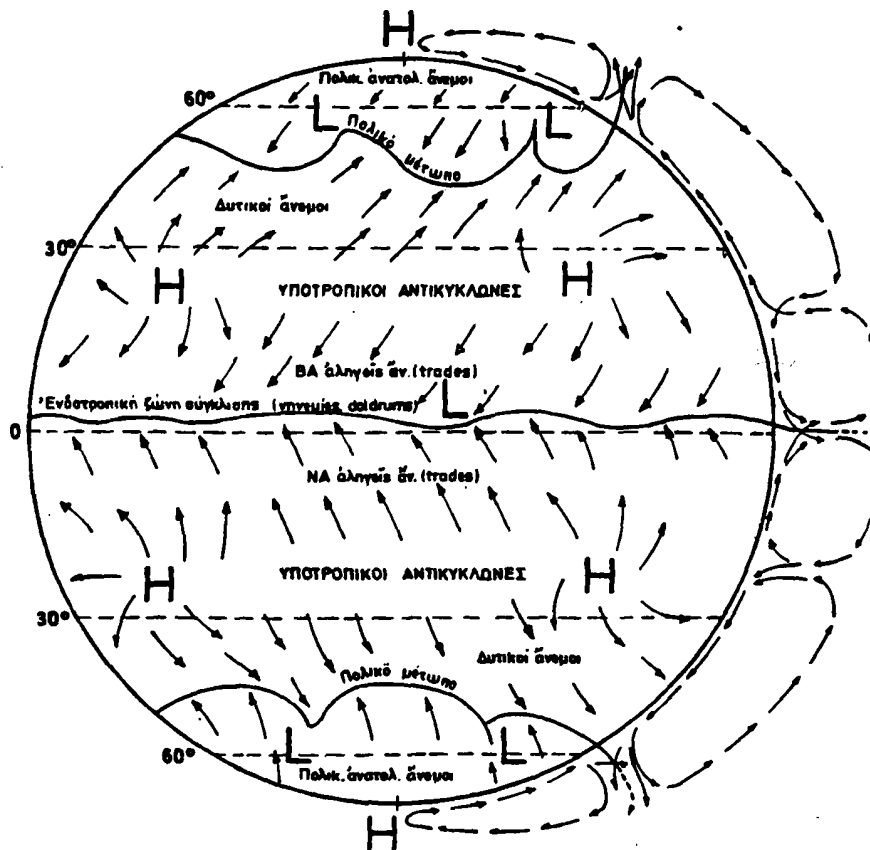
διεύθυνση του ανέμου, θα έχει τις χαμηλές πιέσεις προς τα δεξιά του και λίγο πίσω του και τις υψηλές πιέσεις αριστερά του και λίγο μπροστά του. Το αντίθετο συμβαίνει στο Νότιο Ημισφαίριο. Ο νόμος αυτός είναι από τους σημαντικότερους νόμους της Μετεωρολογίας.

6.2. Οι πλανητικοί άνεμοι και η κατανομή τους

Λόγω της ανομοιογένειας και ανομοιομορφίας της επιφάνειας της Γης, έχουμε τη γνωστή διανομή των πιέσεων από τον Ισημερινό προς τους πόλους με τις εναλλασσόμενες ζώνες χαμηλών και υψηλών πιέσεων. Εφόσον η Γη δε στρεφόταν γύρω από τον άξονά της, οι άνεμοι προχωρώντας από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις, θα ήταν βόρειοι ή νότιοι.

Λόγω όμως της περιστροφής της Γης περί τον άξονά της οι άνεμοι εκτρέπονται, ως γνωστόν, από την κίνησή τους δεξιά στο βόρειο και αριστερά στο νότιο ημισφαίριο.

Έτσι οι άνεμοι που πνέουν μεταξύ των ζωνών υψηλής πίεσης των υποτροπικών περιοχών και του ισημερινού γίνονται βορειοανατολικοί στο Βόρειο και νοτιοανατολικοί στο Νότιο Ημισφαίριο (βλ. Σχ.13).



Σχ. 13 Θεωρητική επιφανειακή κυκλοφορία της ατμόσφαιρας ομοιογενούς και ομοιόμορφης γης.



Επίσης οι άνεμοι που πνέουν μεταξύ των ζωνών υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών και των ζωνών χαμηλής πίεσης των μεγάλων γεωγραφικών πλατών γίνονται νοτιοδυτικοί στο Βόρειο και βορειοδυτικοί στο Νότιο Ημισφαίριο.

Όσον αφορά τις ζώνες των υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών, σ' αυτές οι άνεμοι θα είναι ασθενείς και εκ διαφόρων διευθύνσεων.

Στον Ισημερινό και εκατέρωθεν αυτού, οι άνεμοι είναι ασθενείς ή επικρατεί νηνεμία. Οι κύριες κινήσεις του αέρα γίνονται κατά την κατακόρυφο με αποτέλεσμα να δημιουργούνται νέφη ανοδικών ρευμάτων, τα οποία δίνουν καταγιδοφόρες βροχές.

Οι ΒΑ άνεμοι του βόρειου και οι ΝΑ του νότιου ημισφαίριου που πνέουν από τις ζώνες των υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών προς τον Ισημερινό, καλούνται αληγείς άνεμοι (trade winds) και αποτελούν το σταθερότερο σύστημα των ανέμων της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας.

Οι ζώνες των αληγών ανέμων μετατοπίζονται κατά τη διάρκεια του έτους προς βορρά ή προς νότο ακολουθώντας την κίνηση του Ηλίου κατ' απόκλιση. Το φαινόμενο αυτό είναι εντονότερο στους ωκεανούς, Ατλαντικό και Ειρηνικό, όπου η μετατόπιση αυτή μπορεί να φτάσει τις 10° γεωγραφικό πλάτος.

Μεταξύ των ζωνών υψηλών πιέσεων στις υποτροπικές περιοχές και στις ζώνες χαμηλών πιέσεων με ανώτερα γεωγραφικά πλάτη, οι άνεμοι καθώς είδαμε είναι ΝΔ στο βόρειο και ΒΔ στο νότιο ημισφαίριο. Οι άνεμοι αυτοί είναι γνωστοί ως **δυτικοί άνεμοι** (Westerlies).

Οι άνεμοι αυτοί είναι ισχυρότεροι το χειμώνα απ' ότι το θέρος, λόγω θερμοδυναμικών αιτιών.

Τέλος στις πολικές περιοχές οι άνεμοι, λόγω της γενικής διανομής των πιέσεων θα είχαν καθώς είδαμε ΒΑ διεύθυνση στο βόρειο και ΝΑ στο νότιο ημισφαίριο. Στην πραγματικότητα όμως στις πολικές περιοχές επικρατούν κυρίως μεταβλητοί άνεμοι κατά διεύθυνση και ένταση.

Τα συστήματα ανέμων, τα οποία εξετάστηκαν παραπάνω αποτελούν τους λεγόμενους **πλανητικούς ανέμους**, οι οποίοι συνιστούν το ουσιαστικότερο μέρος της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας.

8.3. Οι άνεμοι καθ' ύψος

Στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, το αποτέλεσμα της αύξησης του ύψους πάνω στον άνεμο είναι η ελάττωση του τύπου της ανατάραξης που προκαλείται από την επιφανειακή τριβή. Η κανονική διεύθυνση του ανέμου θα μεταβάλλεται με το ύψος, κατά τέτοιο τρόπο ώστε να καταστεί περισσότερο παράλληλος προς τις ισοβαρείς καμπύλες και η ταχύτητά



του θα είναι αποτέλεσμα της βαροβαθμίδας. Σ' αυτή, δηλαδή την περίπτωση, ο άνεμος τελικά γίνεται γεωστροφικός πάνω από μία ορισμένη στάθμη, το ύψος της οποίας ανέρχεται τυπικά στο 1 km, περίπου. Επιπλέον, ισχυρά ρεύματα κατακόρυφης μεταφοράς είναι δυνατόν να προκαλέσουν ανατάραξη και σε πιο ψηλές στάθμες. Κατά μήκος των οριακών περιοχών μεταξύ των αέριων ρευμάτων, τα οποία έχουν συγκλίνουσες διευθύνσεις ή διαφορετικές ταχύτητες, αναπτύσσονται βαθμίδες ταχυτήτων (wind shear), οι οποίες συνήθως δημιουργούν ισχυρές αναταρακτικές κινήσεις. Η ταχεία διέλευση του ανέμου πάνω από την κορυφή του αέρα που σχετικά είναι νήνεμος σε μία αναστροφή θερμοκρασίας, δημιουργεί ένα αναταρακτικό στρώμα.

Είναι δυνατό, και από τη σύγκλιση δύο ανομοιογενών αέριων μαζών, να προκύψει αξιοσημείωτη αλλαγή της διεύθυνσης του ανέμου με το ύψος, ιδιαίτερα μάλιστα αν οι θερμοκρασίες τους είναι διαφορετικές. Έτσι, οι άνεμοι της ανώτερης τροπόσφαιρας είναι δυνατό να πνέουν κατά την αντίθετη διεύθυνση από εκείνη των επιφανειακών ανέμων, όπως στην περίπτωση των υφεισιακών καταιγίδων των μέσων πλατών.

Αν και οι μελέτες που έχουν γίνει μέχρι τώρα για τους ανέμους της ανώτερης ατμόσφαιρας, κυρίως αφορούν τον ελεύθερο αέρα, πάνω από το οριακό στρώμα. Πλην όμως, οι επιφανειακοί άνεμοι στα υψώματα και τις ορεινές εξάρσεις, διέπονται από τις ίδιες αρχές. Οι απότομες κορυφές των εξάρσεων, έχουν την τάση να αυξήσουν περαιτέρω τις ταχύτητες των ανώτερων στρωμάτων.

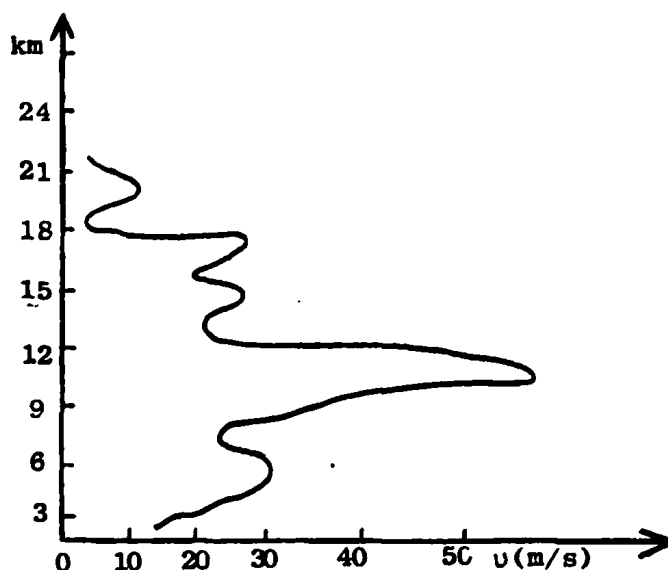
Οι δυνάμεις της τριβής, οι οποίες επιδρούν πάνω στην ταχύτητα του ανέμου δεν περιορίζονται μόνο στον άνεμο που πνέει πλησίον της επιφάνειας του εδάφους, αλλά ενεργούν και σε αρκετό ύψος, γιατί η στροβιλώδης ανάμειξη δημιουργεί μεταφορά κινήσεως από τα ανώτερα προς τα κατώτερα στρώματα, και έτσι προκαλεί επιβράδυνση στην κίνηση των ανώτερων στρωμάτων. Με τη στροβιλώδη, δηλαδή, τριβή μεταφέρεται προς τα ανώτερα στρώματα η επιβράδυνση που προκαλείται στην κίνηση του ανέμου από την επιφανειακή τριβή. Αν η αναταρακτική ανάμειξη είναι ισχυρή, η διαφορά μεταξύ του ανέμου που παρατηρείται πλησίον της επιφάνειας του εδάφους και του γεωστροφικού ανέμου είναι μεγάλη.

Οι συνθήκες, οι οποίες ευνοούν τη δημιουργία αναταρακτικών κινήσεων στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, είναι κυρίως οι ακόλουθες:

- 1) **Ισχυρή θέρμανση** των επιφανειακών στρωμάτων από την επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα τη θερμική ανατάραξη.
- 2) **Μεγάλη ταχύτητα** του ανέμου, με αποτέλεσμα την ισχυρή μηχανική ανατάραξη.
- 3) **Ανώμαλο ανάγλυφο** της επιφάνειας του εδάφους, πράγμα που αυξάνει το πάχος του αναταρακτικού στρώματος



Στα πλάτη των Δυτικών Ανέμων του Β. Ημισφαρίου, κοντά στην τροπόπαυση πνέουν εκ δυσμών προς ανατολάς άνεμοι μεγάλης ταχύτητας, οι καλούμενοι αεροχείμαρροι (jet streams). Αυτοί οι αεροχείμαρροι σχετίζονται με τα κύρια μέτωπα των τροπικών και πολικών αέριων μαζών. Πάνω από τα χαμηλά πλάτη, επικρατεί ο τροπικός αεροχείμαρρος, οι ταχύτητες του οποίου φθάνουν τους 300 κόμβους την ώρα. Τέλος, κατά το χειμώνα στα μεγάλα πλάτη και σε μεγάλα ύψη (50 km) επικρατεί ο δυτικός πολικός αεροχείμαρρος, του οποίου οι ταχύτητες, επίσης, είναι 330 κόμβοι και ακόμη πάνω από τις τροπικές περιοχές και στη στρατόσφαιρα επικρατεί ένα σύστημα αεροχείμαρρου με ανατολική διεύθυνση. Στο Σχ. 14, δίνεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου σ' ένα αεροχείμαρρο.



Σχ. 14 Οι άνεμοι με το ύψος της ατμόσφαιρας

7. Γενική κυκλοφορία της Ατμόσφαιρας

Η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας είναι ένα ολοκληρωμένο σύστημα ανέμων, το οποίο λειτουργεί ως μία μονάδα, παρά την πολύπλοκη υφή της. Τα διάφορα μέρη του



πολύπλοκου αυτού συστήματος δεν είναι ανεξάρτητα, αλλά συνεργάζονται και αλληλοσυσχετίζονται κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να διατηρούν το όλο σύστημα σε λειτουργία σύμφωνα προς τις επικρατούσες θερμοδυναμικές μεταβολές.

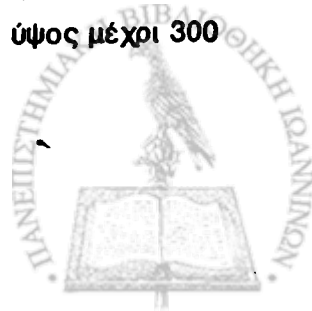
Ο πρώτος ο οποίος έδωσε ερμηνεία των κινήσεων της ατμόσφαιρας σε σχέση με την ανομοιόμορφη θέρμανση της επιφάνειας της Γης από τον Ήλιο ήταν ο HALLEY (1686). Λεπτομερέστερη μελέτη της κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας έγινε από τον HADLEY (1735). Αυτός υποστήριξε ότι ο αέρας ανέρχεται κοντά στον ισημερινό και κατέρχεται σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη για να δημιουργηθεί έτσι ένα μεσημβρινό ρεύμα προς τους πόλους στα ανώτερα στρώματα και ένα προς τον ισημερινό κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, το οποίο εκτρέπεται λόγω της περιστροφής της Γης και συνιστά τους ΒΑ και ΝΑ αληγείς ανέμους. Το πρότυπο αυτό της κυκλοφορίας το οποίο καλείται κυψελοειδές κλειστό σύστημα του HADLEY, ερμηνεύει αρκετά ικανοποιητικά τους επιφανειακούς ανέμους που παρατηρούνται στη ζώνη μεταξύ ισημερινού και των παραλλήλων πλάτους 30-35° γεωγρ. πλάτος.

Αργότερα, για την ερμηνεία της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας προτάθηκε άλλο πρότυπο που συνίσταται από τρεις κλειστές κυψέλες κυκλοφορίας:

- 1) Ένα κλειστό σύστημα κυκλοφορίας των μικρών γεωγρ. πλατών σε κάθε Ημισφαίριο που εκτείνεται από τον ισημερινό μέχρι πλάτους 30° και το οποίο αποτελείται από τους Αληγείς, τη ζώνη των ισημερινών νηνεμών που χαρακτηρίζεται από χαμηλές πιέσεις και ισχυρά ανοδικά ρεύματα, από υψηλές πιέσεις στις υποτροπικές περιοχές και καθοδικά ρεύματα και τους Ανταληγείς ανέμους του ανωτέρου ρεύματος επιστροφής.
- 2) Ένα κλειστό σύστημα των μέσων γεωγρ. πλατών μεταξύ 30°-60° βορείου (και νοτίου) πλάτους, το οποίο συνορεύει με τις ζώνες των υψηλών και χαμηλών πιέσεων και το οποίο αποτελείται από τους Δυτικούς ανέμους επιφανείας και το ανώτερο ρεύμα επιστροφής.
- 3) Ένα πολικό κλειστό σύστημα κυκλοφορίας (60°-90°), το οποίο συνίσταται από τους Ανατολικούς (ΒΑ και ΝΑ) ανέμους επιφανείας των πολικών περιοχών και βρίσκεται μεταξύ των ζωνών των χαμηλών πιέσεων των μεγάλων γεωγραφικών πλατών και των ζωνών υψηλών πιέσεων των πολικών περιοχών.

Η δημιουργία των τριών αυτών κλειστών συστημάτων (κυψελών) κυκλοφορίας αποδόθηκε αφενός στις κατακόρυφες μεταφορές αέρα και αφετέρου στην εκτρεπτική δύναμη λόγω της περιστροφής της Γης.

Οι παρατηρήσεις όμως των ανέμων της ανώτερης ατμόσφαιρας έδειξαν ότι το σύστημα των τριών κλειστών συστημάτων δεν υπάρχει στην πραγματικότητα. Διαπιστώθηκε ότι στις ζώνες των Δυτικών ανέμων (30° - 60°), αντί του ρεύματος επιστροφής διατηρείται το σύστημα των Δυτικών ανέμων, των οποίων η ταχύτητα αυξάνει με το ύψος μέχρι 300



κόμβους στην περιοχή των αεροχειμάρρων (**Jetstreams**). Στις ζώνες των Αληγών, οι Ανταληγείς άνεμοι είναι ασθενείς ή ελλείπουν τελείως. Επίσης, το πρότυπο των τριών κλειστών κυψελών εμποδίζει τη μεταφορά μεγάλων ποσοτήτων ενέργειας από τον ισημερινό προς τους πόλους. Αυτό θα είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση της θερμοκρασίας στην τροπική ζώνη και τη δημιουργία οριζόντιας θερμοβαθμίδας πολύ μεγαλύτερης αυτής που παρατηρείται. Συνεπώς, άλλες διεργασίες θα πρέπει να λειτουργούν για την κατανομή και ροή της ενέργειας από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφ. πλάτη. Εξάλλου, η οριζόντια θερμοβαθμίδα στα μέσα πλάτη είναι ισχυρότερη από εκείνη που παρατηρείται στις τροπικές και πολικές περιοχές, πράγμα που σημαίνει ότι η κυκλοφορία στη ζώνη των Δυτικών ανέμων είναι η πλέον σημαντική για τη γενική κυκλοφορία. Επομένως, άλλος μηχανισμός και όχι η κυκλοφορία των τριών κλειστών συστημάτων υπεισέρχεται και ρυθμίζει τη ροή και την κατανομή της θερμότητας στην ατμόσφαιρα. Διερευνήθηκαν και προτάθηκαν διάφορες θεωρίες, από τις οποίες η επικρατέστερη είναι εκείνη η οποία βασίζεται στη μεταφορά της στροφορμής. Όπως είναι γνωστό, η ορμή ορίζεται ως το γινόμενο της μάζας και της ταχύτητας ενός σώματος ($J=mv$), το οποίο κινείται ευθύγραμμα. Ενώ, αν το σώμα κινείται σε καμπύλη τροχιά ακτίνας r , τότε το γινόμενο $S=mvnr$ ονομάζεται στροφορμή.

Η $\Gamma\eta$, όπως είναι γνωστό, περιστρέφεται γύρω από τον άξονά της εκ δυσμών προς ανατολάς και η ταχύτητα των ισημερινών περιοχών είναι 1000 μίλια την ώρα. Η ταχύτητα αυτή ελαττώνεται όσον αυξάνεται το γεωγρ. πλάτος και μάλιστα ανάλογα με το $\cos\phi$ και είναι μηδενική στους πόλους.

Εάν υποθεθεί ότι η ατμόσφαιρα είναι ακίνητη σε σχέση με την επιφάνεια της $\Gamma\eta$, τότε αυτή μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί ένα σώμα με τη στερεά $\Gamma\eta$. Τότε η στροφορμή των μορίων του ατμοσφαιρικού αέρα θα έπρεπε να ελαττώνεται με το γεωγρ. πλάτος, όπως συμβαίνει και με τα σημεία της επιφάνειας της $\Gamma\eta$. Δε συμβαίνει όμως αυτό εάν η ατμόσφαιρα κινείται σε σχέση με την επιφάνεια του εδάφους. Η περίπτωση αυτή άρχισε να εξετάζεται για πρώτη φορά από τον JEFFREYS (1920).

Όπως είδαμε, τρία είναι τα συστήματα των πλανητικών επιφανειακών ανέμων: α) το σύστημα των Αληγών, β) το σύστημα των Δυτικών και γ) το σύστημα των Πολικών, οι οποίοι έχουν την ίδια διεύθυνση με τους Αληγείς. Αλλά οι Αληγείς κινούνται προς δυσμάς ενώ ολόκληρη η ατμόσφαιρα κινείται προς ανατολάς, άρα θα έχουν στροφορμή μικρότερη από αυτή της υποκειμένης επιφάνειας της $\Gamma\eta$. Η τριβή όμως της επιφάνειας της $\Gamma\eta$ ελαττώνει την ταχύτητά τους και άρα, αυξάνει την προς ανατολάς ταχύτητα του αέρα και τη στροφορμή. Δοθέντος όμως ότι οι Αληγείς έχουν σταθερή ένταση, η διατήρησή τους απαιτεί τη μεταφορά στροφορμής προς τη ζώνη που παρατηρούνται.



Στα μέσα πλάτη, οι δυτικοί άνεμοι που κινούνται προς ανατολάς έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα και συνεπώς, μεγαλύτερη στροφορμή από τα υποκείμενα σημεία της Γης. Άρα, η τριβή μεταξύ του αέρα και της βραδύτερα κινούμενης επιφάνειας θα έπρεπε να έχει ως αποτέλεσμα τη μεταφορά στροφορμής προς τη Γη και τελικά, προοδευτική ελάττωση της ταχύτητας των δυτικών ανέμων. Αυτό όμως δεν συμβαίνει αλλά οι δυτικοί άνεμοι διατηρούν σταθερή ένταση, οπότε η στροφορμή που ελαττώνεται από την τριβή θα πρέπει να αντισταθμίζεται με εισροή αέρα μεγαλύτερης στροφορμής.

Τέλος, ό,τι συμβαίνει με τους Αληγείς θα πρέπει να συμβαίνει και με τους ανέμους των πολικών περιοχών και για να διατηρούνται σταθεροί θα πρέπει να συμβαίνει μεταφορά στροφορμής από έξω προς τη ζώνη των ανέμων αυτών.

Από τα παραπάνω συνάγεται ότι, οι ανατολικοί άνεμοι της τροπικής ζώνης και των πολικών περιοχών κερδίζουν στροφορμή από την περιστρεφόμενη Γη, την οποία μεταφέρουν στη ζώνη των δυτικών ανέμων για να αντισταθμιστεί η απώλεια στροφορμής των δυτικών ανέμων. Αλλά η θεωρία των τριών κλειστών κυψελών αντιτίθεται σε μία τέτοια μεταφορά στροφορμής, επομένως θα πρέπει να υπεισέρχονται άλλοι μηχανισμοί και συστήματα μεταφοράς στροφορμής και διατήρησης των κυρίων συστημάτων των ανέμων.

Τα συστήματα αυτά, κατά τις επικρατούσες σήμερα αντιλήψεις, είναι οι μεγάλης κλίμακας στροβιλοειδείς κινήσεις (υφέσεις, αντικυκλώνες) που παρατηρούνται στην τροπόσφαιρα των μέσων πλατών και τα μακρά κύματα που συμβαίνουν στο σύστημα των δυτικών ανέμων. Η μεταφορά αυτή είναι μεγάλη στα μεγάλα ύψη, γεγονός που εξηγεί τις μεγάλες ταχύτητες των δυτικών ανέμων και των αεροχειμάρρων.

Το πρόβλημα της δημιουργίας των μεγάλης κλίμακας στροβιλοειδών συστημάτων και η σχέση τους προς τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, παρά τις μεγάλες ερευνητικές προόδους δεν έχει ακόμη εξηγηθεί ικανοποιητικά. Οι προσπάθειες για την οριστική επίλυσή του συνεχίζονται με την ανάπτυξη προτύπων (μοντέλων) της γενικής κυκλοφορίας και την επίλυσή τους με τη βοήθεια των ηλεκτρονικών υπολογιστών. Αυτό θα συμβάλει αποτελεσματικά στην ερμηνεία της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας και στην πρόγνωση των μεταβολών της, γεγονός που έχει μεγάλη σημασία για την πρόγνωση του καιρού μακράς διάρκειας.

7.1. Αεροχείμαρροι (Jet-streams)

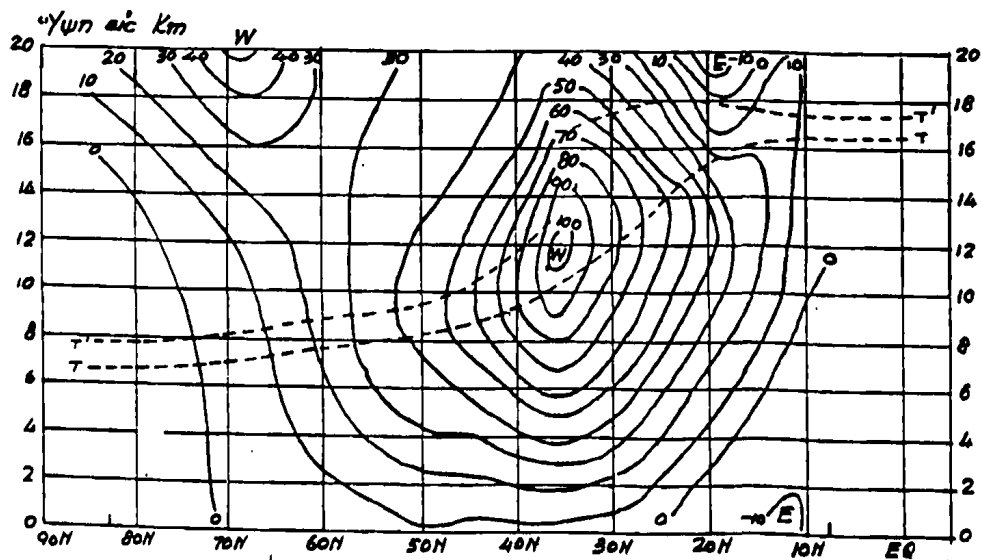
Μέσα στο σύστημα των δυτικών ανέμων της τροπόσφαιρας εμφανίζεται ρεύμα αέρα πολύ ισχυρό καθόλη τη διάρκεια του έτους. Η ύπαρξή του διαπιστώθηκε κατά τον 2^ο παγκόσμιο πόλεμο, όταν τα μεγάλης ταχύτητας αμερικανικά αεροπλάνα τύπου B-24 επιχειρούσαν πτήσεις σε μεγάλα ύψη πάνω από τον Ειρηνικό και την Ιαπωνία. Τα αεροπλάνα



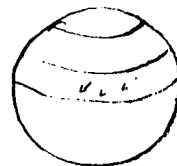
αυτά συναντούσαν τόσο ισχυρά ρεύματα ώστε πολλές φορές παρέμειναν ακίνητα σε σχέση με το έδαφος. Έτσι λοιπόν, ο αεροχειμάρρος είναι ανώτερο ρεύμα αέρα, ταχύτητας μεγαλύτερης των 50 κόμβων, μήκους χιλιάδων χιλιομέτρων, πλάτους 150 και πλέον χιλιομέτρων και βάθους μερικών χιλιομέτρων.

Υπάρχουν δύο αεροχειμάρροι στην ανώτερη τροπόσφαιρα, ο υποτροπικός σε ύψη 9000-10000 μέτρα πάνω από τις περιοχές 30° - 35° γεωγρ. πλάτους και ο αεροχειμάρρος του πολικού μετώπου στα μεγάλα γεωγρ. πλάτη.

Κατά το χειμώνα ο υποτροπικός αεροχειμάρρος είναι σχετικά σταθερός και συνεχής, ενώ κατά το θέρος διασπάται και εξασθενεί. Ο πολικός αεροχειμάρρος είναι μεταβλητός και κατά θέση, αλλά και καθ' ύψος και ταχύτητα. Κατά τον χειμώνα μετατοπίζεται προς νότο, ενώ κατά το θέρος προς βορρά με ταυτόχρονη ελάττωση του ύψους του. Ο πολικός αεροχειμάρρος συνδέεται άμεσα με τα συστήματα πίεσης (υφέσεις, αντικυκλώνες), τα οποία ρυθμίζουν τον καιρό των περιοχών των μέσων και ανώτερων γεωγρ. πλατών. Η κατακόρυφη και οριζόντια μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου μέσα στον αεροχειμάρρο προκαλεί ισχυρές αναταράξεις, ενώ αποτελεί τον πυρήνα των μεγάλης ταχύτητας δυτικών ανέμων στην ανώτερη τροπόσφαιρα.



Σχ. 15 Κατακόρυφη διατομή αεροχειμάρρου.



Γενικά, οι αεροχειμάρροι έχουν μεγάλη σημασία τόσο για τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας όσο και για τη δημιουργία ορισμένων ατμοσφαιρικών διαταραχών. Ιδιαίτερα, θα πρέπει να τονιστεί ο ρόλος τους στο σχηματισμό των αναταράξεων διαυγούς ατμόσφαιρας (clear-air-turbulence). Αυτές εμφανίζονται σε μεγάλα ύψη, το μήκος τους μπορεί να φθάσει τα 150 km, το εύρος τους τα 20-40 km και το πάχος τους είναι μικρότερο των 2000 m. Η ανατάραξη διαυγούς ατμόσφαιρας συνοδεύεται από μεγάλη μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος, μέσα και γύρω από τα κέντρα μέγιστης ταχύτητας των ανέμων κατά μήκος του αεροχειμάρρου. Το Σχ. 15 δίδει μία κατακόρυφη τομή τμήματος της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Οι καμπύλες ίσης ταχύτητας (σε κόμβους) δείχνουν σαφώς τη θέση ενός αεροχειμάρρου.

7.2. Βαροκλινικότητα και ροή αεροχειμάρρου

Υφίστανται δύο όροι σε τρέχουσα χρήση που περιγράφουν την κατάσταση ενός τμήματος της ατμόσφαιρας. Οι όροι αυτοί είναι η **βαροκλινικότητα** και η **βαροτροπικότητα**. Είναι δυνατόν για μας να αντιληφθούμε την ατμοσφαιρική πίεση ότι προσδιορίζει ισοβαρικές επιφάνειες οι οποίες κείνται πάνω από την επιφάνεια της Γης. Σε μία ιδανική κατάσταση όπου η πίεση θα ήταν ομοιόμορφα κατανεμημένη οι επιφάνειες (ή τα επίπεδα) θα ήταν εντελώς οριζόντιες. Εάν αυτό είναι επίσης αληθές για τη θερμοκρασία, ή καλύτερα εάν η πυκνότητα είναι σταθερή δεν υπάρχει τάση για τον αέρα να κινηθεί. Η ατμόσφαιρα είναι σε μία κατάσταση ισορροπίας. Αυτή η κατάσταση καλείται **βαροτροπική** αλλά δεν είναι συνήθης στην ατμόσφαιρα.

Η θέρμανση ή η ψύξη μιας στήλης αέρα, είτε σε γήινη είτε σε τοπική κλίμακα, αναγκάζει τις ισοβαρικές επιφάνειες να κλίνουν προς την ψυχρότερη περιοχή. Τελικά, η κατακόρυφη διαστολή της στήλης του θερμού αέρα ανυψώνει το κέντρο της μάζας, ενώ η κατακόρυφη συστολή της στήλης του ψυχρού αέρα χαμηλώνει το κέντρο της μάζας. Το αποτέλεσμα αυτής της φυσικής διεργασίας είναι να διατέμνονται οι επιφάνειες σταθερής πυκνότητας και πίεσης. Εκεί όπου αυτό συμβαίνει, η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται με τον όρο **βαροκλινική**.

Στις περιοχές των μέσων πλατών, η σύγκλιση μέσα στον επιφανειακό αέρα εξαναγκάζει σταθερά τις ισόθερμες να πλησιάζουν μεταξύ τους πάνω σ' ένα οριζόντιο επίπεδο. Το αποτέλεσμα στον καιρό φαίνεται από το σχηματισμό μιας μετωπικής ζώνης, η οποία είναι επίσης μία περιοχή βαροκλινικότητας. Βρίσκουμε επίσης, ότι ο αεροχειμάρρος του πολικού μετώπου βρίσκεται συνήθως πάνω από το επιφανειακό ψυχρό μέτωπο. Γενικά, ο αεροχειμάρρος του πολικού μετώπου συνδυάζεται από βαροκλινικές συνθήκες και διαταραγμένου επιφανειακού καιρού, ενώ ο υποτροπικός αεροχειμάρρος συνοδεύεται με



βαροτροπικές συνθήκες και ήρεμο επιφανειακό καιρό. Εντός των τροπικών περιοχών δεν φαίνεται να υπάρχει μία τέτοια άμεση και καθαρή σχέση, μερικώς και λόγω των ασθενών επιφανειακών θερμοβαθμίδων.

8. Εποχικοί άνεμοι ή μουσσώνες

Οι εποχικοί άνεμοι ή μουσσώνες είναι άνεμοι, οι οποίοι πνέουν σε ορισμένα τμήματα των ωκεανών πλησίον των ηπείρων και οι οποίοι δημιουργούνται λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας και πίεσης μεταξύ του εσωτερικού των ηπείρων και των ωκεανών. Αυτό συμβαίνει τόσο το χειμώνα όσο και το θέρος.

Το χειμώνα, οι θάλασσες είναι πολύ θερμότερες από τις ηπείρους και γι' αυτό η ατμοσφαιρική πίεση είναι μεγαλύτερη πάνω από τις ηπείρους και μικρότερη πάνω από τους ωκεανούς. Οι άνεμοι συνεπώς θα πνέουν από την ξηρά προς τη θάλασσα.

$$P_1 > P_2$$

→

Το θέρος, οι θάλασσες είναι ψυχρότερες από το εσωτερικό των ηπείρων, οι οποίες γίνονται κέντρα υψηλών πιέσεων. Άρα οι άνεμοι θα πνέουν από τη θάλασσα προς την ξηρά.

Κλασικό παράδειγμα μουσσωνικών ανέμων είναι οι μουσσώνες του Ινδικού ωκεανού. Το χειμώνα στην Ασία κυριαρχεί ο Σιβηρικός αντικυκλώνας, ενώ στον Ινδικό ωκεανό επικρατούν χαμηλές πιέσεις. Οι άνεμοι επομένως πνέουν από την ξηρά προς τη θάλασσα (χειμερινοί μουσσώνες). Αυτοί διαρκούν από τον Οκτώβριο μέχρι το Μάρτιο, έχουν διεύθυνση ΒΑ και είναι ψυχροί και ξηροί. Μετά το πέρασμά τους από τον Ισημερινό γίνονται ΒΔ έως Δ και συναντούν τους ΝΑ Αληγείς στο πλάτος των 10° N πάνω από τον Ινδικό ωκεανό.

Από το Μάρτιο οι υψηλές πιέσεις της ασιατικής ηπείρου αρχίζουν να εξασθενούν και από τον Ιούνιο επικρατεί στην περιοχή των Ινδιών εκτεταμένο ελάχιστο. Γι' αυτό οι άνεμοι πνέουν από τον Ινδικό ωκεανό προς τη χερσόνησο των Ινδιών από ΝΔ διευθύνσεις (θερινοί μουσσώνες). Αυτοί ενισχύονται από τους ΝΑ Αληγείς του Νότιου Ημισφαιρίου μετά το πέρασμά τους από τον Ισημερινό.

Οι ΝΔ θερινοί μουσσώνες είναι ισχυρότεροι από τους ΒΑ μουσσώνες. Το ύψος τους ανέρχεται στα 5 km και κατά το πέρασμά τους από τη θάλασσα, εμπλουτίζονται με υδρατμούς τους οποίους μεταφέρουν πάνω από την ξηρά, όπου συμπυκνούμενοι δημιουργούν ραγδαίες και συνεχείς βροχές. Η περιοχή λοιπόν αυτή θα έχει ξηρό και ψυχρό χειμώνα και θερμό και υγρό θέρος.

Γενικά οι μουσσώνες ασκούν μεγάλη επίδραση στις κλιματικές συνθήκες των περιοχών στις οποίες πνέουν δημιουργώντας ιδιαίτερο τύπο κλίματος το **μουσσωνικό κλίμα**.



Μουσωνικοί άνεμοι παρατηρούνται και στη Ν. Κίνα, τη Βραζιλία, τις ΝΑ πολιτείες της Αμερικής και σε άλλες περιοχές της Γης.

9. Ημερήσιοι άνεμοι

Ημερήσιοι άνεμοι καλούνται οι άνεμοι που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια του 24ώρου λόγω της διαφορετικής θέρμανσης μεταξύ ξηράς και θάλασσας ή μεταξύ ορεινών και πεδινών περιοχών.

Έτσι, αν σε μία παράκτια περιοχή, μετά την ανατολή του Ηλίου ο καιρός είναι αίθριος και νήνεμος, τότε η ξηρά θερμαίνεται γρηγορότερα και πιο έντονα από τη θάλασσα, η πίεση προοδευτικά θα γίνει μεγαλύτερη πάνω από τη θάλασσα απ' ότι πάνω από την ξηρά, οπότε και θα αρχίσει να πνέει άνεμος από τη θάλασσα προς την ξηρά. Ο άνεμος αυτός καλείται **θαλάσσια αύρα**.

Όσο το ύψος του Ηλίου αυξάνει, η διαφορά θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας γίνεται μεγαλύτερη. Επομένως παρατηρείται και διαφορά πίεσης μεταξύ ξηράς και θάλασσας με αποτέλεσμα να αυξάνει και η ένταση της θαλάσσιας αύρας, η μέγιστη τιμή της οποίας παρατηρείται περί το μέγιστο της θερμοκρασίας του αέρα, δηλαδή τις πρώτες μεταμεσημβρινές ώρες. Στη συνέχεια, οι θερμομετρικές διαφορές ξηράς-θάλασσας ελαττώνονται γιατί η ξηρά ψύχεται ταχύτερα και εντονότερα από τη θάλασσα, και επομένως η ένταση της θαλάσσιας αύρας ελαττώνεται και με την έναρξη της νύχτας καταπαύει.

Η μεγαλύτερη ένταση της θαλάσσιας αύρας, παρατηρείται πλησίον της γραμμής της ακτής τις απογευματινές ώρες, όταν η ταχύτητα φθάνει τα 25 km την ώρα, εισχωρώντας στην ξηρά σε απόσταση 80 περίπου km. Το ύψος που φθάνει είναι 500-1000 m. Η θαλάσσια αύρα επηρεάζει τις κλιματολογικές συνθήκες πάνω από τις οποίες πνέει. Και τούτο γιατί μεταφέρει αέριες μάζες θαλάσσιας προέλευσης, δροσερές και υγρές, μετριάζοντας το θερινό καύσωνα των παράκτιων περιοχών και αυξάνοντας την υγρασία τους. Έτσι καθιστά τη διπλή ημερήσια πορεία της απόλυτης υγρασίας τριπλή και την απλή της σχετικής υγρασίας διπλή, με κύριο μέγιστο κατά τις νυκτερινές ώρες.

Οι μεταφερόμενες αέριες μάζες, παρ' ασαυρόμενες από τα ανοδικά ρεύματα ψύχονται αδιαβατικώς και συμπυκνούμενες σχηματίζουν νέφη Cumulus ή και Cumulonimbus, από τα οποία μερικές φορές πέφτουν και βροχές.

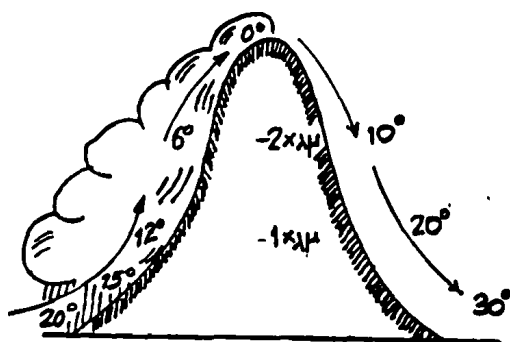
Κατά τη νύχτα οι συνθήκες αντιστρέφονται, με αποτέλεσμα να δημιουργείται άνεμος από την ξηρά προς τη θάλασσα, ο οποίος καλείται **απόγειος αύρα**.

Στους ημερήσιους ανέμους περιλαμβάνονται οι αύρες κοιλάδων και βουνών. Αυτοί οφείλονται στις θερμομετρικές διαφορές μεταξύ των κοιλάδων και των βουνών.



10. Ορογραφικοί και τοπικοί άνεμοι

Άνεμοι Foehn (Λίθες). Στις υπήνεμες πλευρές υψηλών ορεινών εξάρσεων, παρατηρείται πολλές φορές θερμός και ξηρός άνεμος που πνέει από τις κορυφογραμμές προς τις κοιλάδες. Ο άνεμος αυτός ονομάζεται Foehn και μπορεί να ανεβάσει τη θερμοκρασία κατά 10°C σε διάστημα λίγων λεπτών και να κατεβάσει ανάλογα τη σχετική υγρασία Σχ. 16. Είναι θερμός και συνήθης στις ορεινές περιοχές. Μελετήθηκε για πρώτη φορά στα ορεινά συγκροτήματα των Άλπεων, γι' αυτό φέρουν και την παραπάνω ονομασία, ενώ αλλού ονομάζονταν διαφορετικά. Έτσι στις ανατολικές πλευρές των βραχωδών ορέων της Β. Αμερικής, ονομάζεται Chinook, στην Ελλάδα Λίθας κλπ.



Σχ. 16 Σχηματική παράσταση των φαινομένων σε ορογραφική κίνηση του αέρα.

Οι άνεμοι Foehn συνδέονται με υφειακές καταστάσεις και παρουσιάζουν παραλλαγές από περιοχή σε περιοχή που εξαρτώνται από τις τοπογραφικές συνθήκες.

Παρατεταμένοι θερμοί και ξηροί άνεμοι Foehn είναι επικίνδυνοι γιατί η απότομη αύξηση της θερμοκρασίας προκαλεί ταχεία τήξη των χιονιών και καταστρεπτικές πλημμύρες. Επίσης η μικρή σχετική υγρασία που συνοδεύει τις υψηλές θερμοκρασίες προκαλεί μεγάλες ζημιές στη βλάστηση και την παραγωγή, καθώς και σημαντικές ψυχοσωματικές ανωμαλίες στους ζωικούς οργανισμούς.

Στις διάφορες περιοχές της Γης, λόγω των τοπογραφικών διαμορφώσεων σε συνδυασμό με ορισμένες συνοπτικές καταστάσεις δημιουργούνται άνεμοι τοπικοί, οι οποίοι επηρεάζουν το κλίμα των περιοχών αυτών. Απ' αυτούς οι σπουδαιότεροι είναι:

α) Ο BORA της Αδριατικής, ψυχρός άνεμος του βόρειου τομέα που πνέει κυρίως κατά τη χειμερινή περίοδο.



- β) Ο **MISTRAL** του κόλπου του Λέοντος. Ψυχρός και ξηρός θελλώδης άνεμος που πνέει κυρίως κατά το χειμώνα κατά μήκος της κοιλάδος του Ροδανού με κατεύθυνση προς τη Μεσόγειο.
- γ) Ο **SIROCCO**, θερμός άνεμος, ο οποίος πνέει στη Μεσόγειο από την έρημο της Σαχάρας ή και από άλλες ερήμους της Αφρικής.
- δ) Ο **PAMPERO**, θελλώδης άνεμος που πνέει στις πεδινές περιοχές της Αργεντινής και Ουρουγουάης.
- ε) Ο **KHAMSIN**, θερμός άνεμος που εισβάλλει στην Αίγυπτο από την Αραβία.
- στ) Ο **HARMATTAN**, ξηρός άνεμος που πνέει πάνω από τη ΒΔ Αφρική.
- ζ) Ο **SIMOON**, θερμός και ξηρός κονιορτοφόρος άνεμος που πνέει στις ερήμους της Αφρικής.
- η) Ο **GREGALE**, ισχυρός ΒΑ άνεμος των ΒΑ ακτών της Μεσογείου.
- θ) Ο **LEVANTER**, ισχυρός ανατολικός άνεμος της Μεσογείου και κυρίως του Γιβραλτάρ.
- ι) Ο **NORTHER**, θελλώδης άνεμος του βόρειου τομέα που πνέει από το TEXAS κατά μήκος των ακτών του κόλπου του Μεξικού.
- κ) Οι **Ετήσιοι** (μελτέμια), άνεμοι ΒΑ έως ΒΔ που πνέουν κατά το θέρος στην βορειοανατολική Μεσόγειο.

11. Υετός

Υετός λέγεται το νερό σε υγρή ή στερεή μορφή που πέφτει στη Γη. Είναι πάντοτε αποτέλεσμα συμπύκνωσης ή εξάτμισης ή συνδυασμός και των δύο και αρχικά συνοδεύεται από ανερχόμενο αέρα. Οι συνήθεις μορφές υετού είναι η βροχή, ο ψεκασμός, το χιόνι, η χιονόλutos και το χαλάζι. Απ' αυτές μόνο ο ψεκαδισμός και το ασθενές και λεπτό χιόνι προέρχονται από νέφη μικρής έκτασης ή χωρίς κατακόρυφη ανάπτυξη. Η δημιουργία των άλλων μορφών υετού, συμβαίνει κυρίως σε νέφη μεγάλης κατακόρυφης ανάπτυξης, εντός των οποίων γίνονται συγκρούσεις και συνενώσεις υδροσταγονιδίων ή υδροσταγονιδίων και παγοκρυστάλλων. Είναι προφανές ότι το μέγεθος των υδροσταγόνων και παγοκρυστάλλων που σχηματίζονται έξω από τα νέφη, εξαρτάται από την περιεκτικότητα των νεφών σε νερό, την κατακόρυφη ανάπτυξή τους, την ταχύτητα των ανοδικών ρευμάτων μέσα σ' αυτά από το μέγεθος των υδροσταγονιδίων και είναι συνάρτηση του μεγέθους των πυρήνων συμπύκνωσης.

Η συμπύκνωση των υδρατμών απαιτεί ψύξη της αέριας μάζας, η οποία μπορεί να συμβεί με ακτινοβολία, με ανάμιξη και με κατακόρυφη ή οριζόντια μεταφορά.

Βάσει των μεθόδων ψύξης οι οποίες οδηγούν στη συμπύκνωση, μπορούμε να ταξινομήσουμε τον υετό σε τρεις (3) τύπους:



α) **Στον υετό κατακόρυφης ή οριζόντιας μεταφοράς**, ο οποίος δημιουργείται από τα ανοδικά ρεύματα του αέρα και ως εκ τούτου από την αδιαβατική ψύξη των αερίων μαζών και τη συμπύκνωση των υδρατμών τους ή από την βαθμιαία ψύξη τους, όταν μετακινούνται από θερμότερες σε ψυχρότερες περιοχές. Μορφές του υετού του τύπου αυτού είναι οι καταρρακτώδεις βροχές ή το πυκνό χιόνι και το χαλάζι.

β) **Στον ορογραφικό υετό**, ο οποίος οφείλεται στις επιδράσεις του ανάγλυφου. Έτσι, αν ένα ρεύμα υγρού αέρα συναντήσει ορεινές εξάρσεις, αναγκάζεται να ανέλθει κατά μήκος των πλευρών τους. Δημιουργούνται, συνεπώς, ανοδικές κινήσεις του αέρα, αδιαβατική εκτόνωση και συμπύκνωση των υδρατμών με αποτέλεσμα το σχηματισμό βροχών, χιονιού, χάλαζας κλπ. Ως εκ τούτου οι ορογραφικές βροχές πέφτουν στις προσήνεμες πλευρές των ορέων. Μετά το πέρασμα των κορυφογραμμών οι άνεμοι αποκτούν καθοδική κίνηση μεγάλης ταχύτητας. Έτσι, οι κατερχόμενες αέριες μάζες, φτωχές πια σε υδρατμούς, θερμαίνονται αδιαβατικώς και απομακρύνονται από το σημείο κόρου. Η προσήνεμη πλευρά των ορέων η οποία είναι πλούσια σε βροχές, καλείται ομβροπλευρά, ενώ η υπήνεμη, η οποία παρουσιάζει μικρά ποσά βροχής, καλείται ομβροσκά.

γ) **Στο μετωπικό υετό**, ο οποίος δημιουργείται με αδιαβατική ψύξη των αερίων μαζών, όταν αυτές συγκλίνουν και ανέρχονται στις υφέσεις ή τους κυκλώνες, καθώς και κατά μήκος των μετωπικών επιφανειών. Εντός των ανωτέρω ατμοσφαιρικών διαταράξεων, μπορεί να γίνει συμπύκνωση των υδρατμών και λόγω ανάμιξης μαζών αέρα με διαφορετική θερμομετρική και υγρομετρική κατάσταση.

Οι βροχές και τα άλλα ατμοσφαιρικά αποβλήματα του τύπου αυτού, είναι σπάνια στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές, ενώ στα μέσα και ανώτερα γεωγραφικά πλάτη παρουσιάζουν μεγάλη συχνότητα, με τα αντίστοιχα αποτελέσματα πάνω στη Γη.

11.1. Ετήσια πορεία του υετού

Εκτός από το ετήσιο ύψος του υετού, ενδιαφέρει πάρα πολύ να γνωρίζουμε και τον τρόπο κατανομής του κατά τις διάφορες εποχές, δηλαδή την ετήσια πορεία του.

Υπάρχουν πολυάριθμοι τύποι της ετήσια πορείας, που εξαρτώνται από δυναμικά και τοπικά αίτια, οι σπουδαιότεροι όμως είναι οι εξής:

- 1 α) **Ο ισημερινός τύπος**, ο οποίος χαρακτηρίζεται από δύο μέγιστα της βροχής, τα οποία συμβαίνουν λίγο μετά τις ισημερίες. Ο τύπος αυτός παρουσιάζεται μεταξύ των παραλλήλων 10° βόρειου και νότιου πλάτους.
- 2 β) **Ο τροπικός τύπος**, ο οποίος εμφανίζει ένα μέγιστο το θέρος και ένα ελάχιστο το χειμώνα, λόγω της μετακίνησης της ζώνης των ισημερινών νηνεμιών, προς βορρά το θέρος και προς νότο το χειμώνα.



- 3 γ) Ο μουσσωνικός τύπος, ο οποίος χαρακτηρίζεται από άφθονο υετό το θέρος και ξηρασία το χειμώνα, λόγω της πνοής των αντίστοιχων μουσσώνων.
- 4 δ) Ο υποτροπικός τύπος, ο οποίος χαρακτηρίζεται από χειμερινές βροχές και θερινή ξηρασία. Ο τύπος αυτός εμφανίζεται στις περιοχές όπου επικρατεί μεσογειακό κλίμα, γι' αυτό και καλείται και "μεσογειακός τύπος".
- 5 ε) Ο ηπειρωτικός τύπος, ο οποίος χαρακτηρίζεται από θερινές βροχές και άλλες μορφές υετού και από χειμερινή μάλλον ξηρασία. Παρατηρείται στα εσωτερικά των ηπείρων.
- 6 στ) Ο θαλάσσιος τύπος, ο οποίος χαρακτηρίζεται από φθινοπωρινές και χειμερινές βροχές κλπ.

Από τα παραπάνω συνάγεται ότι η ετήσια πορεία του υετού παρουσιάζει γενικά απλή κύμανση και μόνο στην ισημερινή ζώνη παρουσιάζεται με διπλή κύμανση. Πλην όμως εμφανίζονται και αποκλίσεις από τον κανόνα αυτό, λόγω δυναμικών, τοπικών, εποχιακών κλπ. παραγόντων.

11.2. Ημερήσια πορεία του υετού

Στην ημερήσια πορεία του υετού διακρίνονται δύο τύποι κυρίως: ο θαλάσσιος και ο ηπειρωτικός.

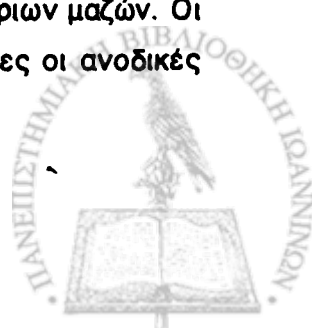
Ο θαλάσσιος τύπος παρουσιάζει το μέγιστο της βροχής κατά τη νύχτα ή νωρίς το πρωί ενώ ο ηπειρωτικός κατά τις πρώτες απογευματινές ώρες ή και αργότερα. Πολλές φορές όμως παρατηρούνται σημαντικές αποκλίσεις από τον κανόνα αυτό, οι οποίες οφείλονται τόσο σε δυναμικά όσο και σε τοπικά αίτια.

Ο ηπειρωτικός τύπος, οφείλεται στις ανοδικές κινήσεις του αέρα, οι οποίες είναι ισχυρές κατά τις απογευματινές ώρες.

Όσον αφορά το θαλάσσιο τύπο της ημερήσιας πορείας του υετού, αυτός οφείλεται στο γεγονός ότι η ημερήσια κύμανση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας παρουσιάζει πολύ μικρότερο εύρος απ' ότι η επιφάνεια της ξηράς. Επομένως και η θερμοκρασία του αέρα ακριβώς πάνω από τη θάλασσα θα παρουσιάζει μικρό εύρος. Στα υπερκείμενα όμως των επιφανειακών αέρια στρώματα η θερμοκρασία ρυθμίζεται από την ηλιακή ακτινοβολία και τα στρώματα αυτά γίνονται θερμότερα την ημέρα και ψυχρότερα τη νύχτα, με αποτέλεσμα η αδιαβατική ψύξη να είναι μεγαλύτερη τη νύχτα παρά την ημέρα.

11.3. Γεωγραφική διανομή του υετού

Όπως είδαμε, οι συμπυκνώσεις των υδρατμών και οι βροχές δημιουργούνται κυρίως με την ψύξη που οφείλεται σε αδιαβατική εκτόνωση των ανερχόμενων αέριων μαζών. Οι ζώνες λοιπόν με άφθονες βροχές θα βρίσκονται στις περιοχές στις οποίες οι ανοδικές



κινήσεις του αέρα είναι συχνές και μεγάλης διάρκειας. Αντίθετα, στις περιοχές σταθερών καθοδικών κινήσεων με τις οποίες ο κατερχόμενος αέρας θερμαίνεται αδιαβατικώς, οι βροχές και τα άλλα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα είναι ελάχιστα.

Συνεπώς μία περιοχή με άφθονες βροχές είναι η ζώνη των ισημερινών νηνεμιών, λόγω της έντονης ηλιακής ακτινοβολίας αφ' ενός και της σύγκλισης στη ζώνη αυτή των Αληγών ανέμων, αφ' ετέρου.

Στις δύο πλευρές της ζώνης αυτής, όσον αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος καθώς και στις ζώνες των ψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών, όπου σημειώνονται καθοδικές κινήσεις του αέρα, τα υδατώδη ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα θα ελαττώνονται. Πέρα από τις ζώνες αυτές αυτά θα αυξάνουν προς τους πόλους καθώς και στις ζώνες των Δυτικών ανέμων (40° - 60°), όπου θα πρέπει να αποκτούν και πάλι μεγάλες τιμές.

Τέλος, μετά από τις ζώνες αυτές μέχρι τους πόλους η βροχή κλπ. θα ελαττώνεται, λόγω του ότι ο αέρας έχει καθοδική κίνηση και χαμηλή θερμοκρασία.

Εξάλλου, οι ζώνες αυτές μετατοπίζονται προς βορρά ή προς νότο ακολουθώντας την κατ' απόκλιση κίνηση του Ηλίου. Για το λόγο αυτό δημιουργούνται πρόσθετες ζώνες θερινών και χειμερινών βροχών. Εκτός από τη μετατόπιση των ζωνών πολυομβρίας και ξηρασίας, η πραγματική διανομή του υετού πάνω στη Γη επηρεάζεται ουσιαστικά και από δύο άλλους παράγοντες.

α) Τη διανομή των ξηρών και θαλασσών . β) Την παρουσία των ορεινών εξάρσεων.

Η βροχή στο ίδιο γεωγραφ. πλάτος είναι μεγαλύτερη πάνω από τους ωκεανούς από ότι πάνω από τις ηπείρους.

Γενικά, η διανομή των ξηρών και θαλασσών τροποποιεί σε πάρα πολλές περιοχές την κανονική διανομή της βροχής, η οποία εμφανίζεται τόσο πολυπλοκότερη, όσο πολυπλοκότερη είναι η διανομή των ξηρών και θαλασσών στις διάφορες περιοχές.

Μεγάλη επίδραση στη γεωγραφική διανομή του υετού ασκεί και ο δεύτερος από τους παράγοντες που αναφέραμε ανωτέρω. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι στις προσήνεμες πλευρές των βουνών ο υετός είναι αφθονότερος απ' ότι στις υπήνεμες πλευρές. Αυτό παρατηρείται σαφώς π.χ. στις δυτικές πλευρές των βραχωδών ορέων της Β. Αμερικής και των Άνδεων, καθώς και στις δυτικές ακτές της Σκανδιναβικής χερσονήσου.

11.4. Τα κυριότερα συστήματα βροχής ανά περιοχή μεγάλης κλίμακας

Τα κυριότερα συστήματα βροχής ανά περιοχή δίδονται κατωτέρω. Τα κυριότερα όμως χαρακτηριστικά τους έγιναν αντικείμενο πληρέστερης μελέτης στην ενότητα τη σχετική με τον υετό.



- α) **Βροχή ισημερινών περιοχών.** Οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται από άφθονο ποσό βροχής και από απουσία ξηρής εποχής. Η βροχή είναι κυρίως μεταφοράς, αλλά δυνατόν να είναι μετωπική εκεί, όπου συμβαίνει σύγκλιση των αερίων μαζών κατά μήκος του ενδοτροπικού μετώπου.
- β) **Βροχή περιοχών Σαβάννα (Savanna).** Οι περιοχές αυτές κείνται σε γεωγραφικά πλάτη από 5° ως 20° βορείως ή νοτίως του Ισημερινού. Η βροχή ακολουθεί τον Ήλιο, δηλαδή η βροχή μεταφοράς παρατηρείται κατά τους μήνες εκείνους κατά τους οποίους το ύψος του Ηλίου είναι μεγάλο. Ξηρασία συμβαίνει κατά την περίοδο μικρού ηλιακού ύψους.
- γ) **Βροχή τροπικών ερημικών περιοχών.** Οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται από χαμηλά ποσά βροχής κατά τη διάρκεια όλων των εποχών. Η Ξηρασία συνοδεύεται από κατερχόμενες αέριες μάζες των υποτροπικών ζωνών υψηλής πίεσεως.
- δ) **Βροχή μεσογειακών περιοχών.** Η βροχή περιορίζεται κυρίως κατά τη χειμερινή εποχή, όταν οι περιοχές αυτές (από 30° - 40° γεωγραφικό πλάτος) βρίσκονται υπό την επίδραση των υφαισικών ζωνών χαμηλής πίεσεως. Τα ξηρά θέρη συνοδεύονται από τον κατερχόμενο αέρα των υποτροπικών ζωνών υψηλής πίεσεως.
- ε) **Βροχή Δυτικής Ευρώπης.** Οι δυτικές παρυφές των ξηρών (από 40° - 60° γεωγραφικό πλάτος) επηρεάζονται από τους ισχυρούς Δυτικούς ανέμους και από τις περιοχές των χαμηλών πιέσεων των υφέσεων. Η βροχή είναι άφθονη. Το ποσόν εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το υψόμετρο των ακτών. Δεν υπάρχει ξηρή εποχή, αν και υπάρχει μία τάση για περισσότερη βροχή κατά το χειμώνα παρά κατά το θέρος.
- στ) **Ηπειρωτική βροχή.** Η απόσταση από τους ωκεανούς είναι ο κύριος παράγοντας που διέπει το καθεστώς της βροχής στο εσωτερικό των ηπείρων. Κανονικά, η περισσότερη βροχή εμφανίζεται κατά το θέρος, όταν η υψηλή εποχική θερμοκρασία δημιουργεί ένα μέγιστο απόλυτης υγρασίας και όταν υπάρχει μία ροή αέρα προς την ηπειρωτική περιοχή χαμηλής πίεσεως.
- ζ) **Βροχή των ανατολικών παρυφών (ακτών).** Στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη, οι ζώνες των ανατολικών ακτών τείνουν να έχουν υψηλή βροχύπτωση. Η βροχή αυτή προκύπτει από τα μουσσωνικά συστήματα ανέμου με την εισροή θερμής και υγρής αέριας μάζας κατά το θέρος και από συνθήκες κυκλωνικής χαμηλής πίεσεως κατά το χειμώνα.
- η) **Πολική βροχή.** Οι χαμηλές θερμοκρασίες και οι κατ' ακολουθία χαμηλές απόλυτες υγρασίες έχουν σαν αποτέλεσμα μικρά ποσά βροχής. Η αντικυκλωνική πίεση ελέγχει και αντιστρατεύεται επίσης, τις συνθήκες που ευνοούν τη βροχή. Το μέγιστο της βροχής πιθανώς συμβαίνει κατά τη διάρκεια της εποχής των υψηλότερων θερμοκρασιών, όταν υπάρχει περισσότερη υγρασία στον αέρα και όταν η υφαισική επίδραση δύναται να φθάσει καλύτερα προς του Πόλους.



12. Χιόνι

Όταν οι παγοκρύσταλλοι που σχηματίζονται και μεγεθύνονται μέσα στα νέφη το εγκαταλείψουν και φθάσουν στο έδαφος προτού λιώσουν, τότε δημιουργούν το φαινόμενο του χιονιού.

Οι παγοκρύσταλλοι του χιονιού είναι διαφανείς ή αδιαφανείς και παρουσιάζουν πολύπλοκους εξαγωνικούς σχηματισμούς με διάμετρο 1-3 mm κατά μέσον όρο. Όταν η θερμοκρασία του αέρα δεν είναι πολύ κάτω από τους 0 °C, τότε οι παγοκρύσταλλοι του χιονιού έχουν υγρή επιφάνεια, οπότε αλληλοσυγκρουόμενοι κατά την πτώση τους σχηματίζουν τις νιφάδες του χιονιού, οι οποίες έχουν ακανόνιστο σχήμα και μεγάλες διαστάσεις, αρκετών μερικές φορές εκατοστών και γι' αυτό πέφτουν αργά.

Αν όμως οι θερμοκρασίες είναι πάρα πολύ χαμηλές, τότε οι κρύσταλλοι του χιονιού δεν παρουσιάζουν υγρή επιφάνεια. Αυτό συμβαίνει στις πολικές περιοχές, τα ψηλά όρη και τις ηπειρωτικές περιοχές των μεγάλων γεωγραφικών πλατών κατά το χειμώνα. Στις περιπτώσεις αυτές, τα χιονοστρώματα που βρίσκονται στο έδαφος αποτελούνται από κόκκους πάγου με διάμετρο μικρότερη από 1 mm, οι οποίοι μεταφέρονται από ισχυρούς ανέμους από περιοχή σε περιοχή.

Το χιόνι παρατηρείται σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη, ακόμη και στην ισημερινή ζώνη αλλά μόνο σε πολύ μεγάλα υψόμετρα. Όσο απομακρυνόμαστε όμως από την τροπική ζώνη, το χιόνι φθάνει μέχρι την επιφάνεια της θάλασσας και στα μεγάλα όρη των εύκρατων ζωνών. Στις πολικές περιοχές παρουσιάζει μεγάλη συχνότητα και ένταση. Γι' αυτό και κατά την ψυχρή κυρίως εποχή παρουσιάζει μεγαλύτερη σπουδαιότητα από τη βροχή.

Το χιόνι, ανάλογα με τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν, είναι δυνατό να καλύπτει το έδαφος μακρά χρονικά διαστήματα. Υπάρχουν όμως και τόποι στους οποίους το χιόνι δεν τήκεται εντελώς το θέρος, αλλά παραμένει συνεχώς πάνω στο έδαφος. Τότε λέμε, ότι στην περιοχή αυτή παρατηρείται το φαινόμενο των **αιώνιων χιονιών**.

Η γραμμή των αιώνιων χιονιών, δηλαδή η γραμμή που διαχωρίζει τις περιοχές που είναι μόνιμα χιονισμένες από εκείνες στις οποίες δεν παρατηρείται το φαινόμενο αυτό, έχει πάρα πολύ μεγάλη σημασία για την κλιματολογία, γιατί τυχόν μετατόπισή της μαρτυρεί αξιόλογη κλιματική μεταβολή.

Από κλιματολογική πλευρά, ενδιαφέρον παρουσιάζουν και οι ημερομηνίες του πρώτου και τελευταίου χιονιού. Από γεωργική πλευρά, η κάλυψη του εδάφους από χιόνι, ιδίως την ψυχρή περίοδο του έτους, είναι σημαντική για δύο κυρίως λόγους: α) Παρέχει προστασία από τους παγετούς στους σπόρους και τα φυτά τα οποία βρίσκονται στο έδαφος και β) γιατί το έδαφος απορροφά από το χιονόστρωμα μεγάλα ποσά νερού, τα οποία μάλιστα φθάνουν σε μεγάλο βάθος.



Η τήξη των χιονιών κατά την άνοιξη αναστέλλει την αύξηση της θερμοκρασίας, γιατί σημαντική ποσότητα της ηλιακής ενέργειας χρησιμεύει όχι για τη θέρμανση του εδάφους, αλλά για τη μετατροπή του χιονιού θερμοκρασίας 0°C σε νερό της ίδιας θερμοκρασίας.

Επειδή το χιόνι παρουσιάζει μεγάλη αφετική ικανότητα και ανακλά μεγάλο μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που πέφτει πάνω του, η επιφάνειά του καθώς και τα επιφανειακά στρώματα του αέρα ψύχονται πολύ και αποκτούν θερμοκρασίες πολύ κάτω του 0°C . Η θερμοκρασία των ανώτερων στρωμάτων είναι κατά πολύ μεγαλύτερη και δημιουργούνται αναστροφές θερμοκρασίας μεγάλου ύψους. Τέτοιες περιοχές είναι κατά το χειμώνα και εν μέρει την άνοιξη, πηγές πολικών ηπειρωτικών αερίων μαζών.

Πολλές φορές το χιόνι, μέχρις ότου φθάσει στην επιφάνεια του εδάφους περνώντας από στρώμα αέρα που έχει θερμοκρασία μεγαλύτερη του 0°C , τήκεται και πέφτει ως λεπτή βροχή, η οποία καλείται χιονόλυτος.

13. Δρόσος

Η δρόσος αποτελείται από υδροσταγόνες, οι οποίες σχηματίζονται πάνω στα φυτά και στην επιφάνεια διαφόρων στερεών σωμάτων, λόγω της συμπύκνωσης των υδρατμών πάνω σ' αυτά.

Η συμπύκνωση αυτή γίνεται, όταν η θερμοκρασία των σωμάτων κατέβει κάτω από τη θερμοκρασία δρόσου του αέρα που βρίσκεται σ' επαφή μ' αυτά, αλλά παραμένει πάνω από 0°C . Όσον αφορά την ψύξη της επιφάνειας των διαφόρων σωμάτων, αυτή οφείλεται κυρίως σε έντονη νυχτερινή ακτινοβολία.

Αν μετά το σχηματισμό της δρόσου η θερμοκρασία της κατέβει κάτω του 0°C , τότε οι υδροσταγόνες παγώνουν και σχηματίζουν την παγωμένη ή λευκή δρόσο.

Από τα ανωτέρω συνάγεται ότι οι ευνοϊκές συνθήκες για το σχηματισμό της δρόσου είναι οι εξής: α) Η επιφάνεια των σωμάτων πάνω στην οποία σχηματίζεται η δρόσος, να έχει μεγάλη αφετική ικανότητα και να είναι μονωμένη από τη θερμική τροφοδότηση του εδάφους. β) Κατά τη διάρκεια της νύχτας ο ουρανός να είναι αίθριος και η ατμόσφαιρα νήνεμη ή να πνέει ελαφρά μόνο άνεμος. γ) Η ειδική υγρασία του αέρα να είναι μικρή (εκτός από το λεπτό αέριο στρώμα που βρίσκεται σ' επαφή με τα σώματα), για να διαφεύγει ανεμπόδιστα η γήινη θερμική ακτινοβολία προς την ανώτερη ατμόσφαιρα και το διάστημα. δ) Η σχετική υγρασία των επιφανειακών στρωμάτων του αέρα να είναι μεγάλη και ε) Η παρουσία πηγής, με την οποία ο αέρας των επιφανειακών στρωμάτων να τροφοδοτείται συνεχώς με υδρατμούς (λίμνη, θάλασσα, ποταμός ή υγρό έδαφος από βροχή).



Ο ισχυρός άνεμος εμποδίζει το σχηματισμό της δρόσου, λόγω της αυξημένης εξάτμισης των υδροσταγόνων, ενώ ο ασθενής άνεμος είναι ευνοϊκός γιατί ανανεώνει τον αέρα πάνω από τη δρόσο με άλλον υγρότερό του.

Η δρόσος έχει μεγάλη σημασία για τις περιοχές στις οποίες παρατηρούνται μεγάλες περίοδοι ξηρασίας. Αυτό συμβαίνει γιατί αυτή είναι σχεδόν η μόνη πηγή από την οποία παίρνει νερό η βλάστηση των εν λόγω περιοχών όταν δεν αρδεύονται. Εντούτοις, είναι και πρόξενος διαφόρων ασθενειών των φυτών, λόγω της διάδοσης ορισμένων παθογόνων μικροοργανισμών.

14. Πάχνη

Η πάχνη αποτελείται από λεπτούς παγοκρυστάλλους, οι οποίοι κάθονται πάνω στην επιφάνεια των διαφόρων σωμάτων. Σχηματίζονται με άμεση μετάβαση των υδρατμών από την αέρια στη στερεή κατάσταση πάνω στην επιφάνεια των σωμάτων των οποίων η θερμοκρασία λόγω έντονης ακτινοβολίας κατέβηκε κάτω από τους 0°C .

Οι συνθήκες δηλαδή κάτω από τις οποίες σχηματίζεται η πάχνη είναι οι ίδιες μ' εκείνες που σχηματίζεται η δρόσος, με την εξής διαφορά. Ο σχηματισμός δηλαδή της πάχνης, απαιτεί η θερμοκρασία της επιφάνειας των σωμάτων πάνω στα οποία σχηματίζεται, να είναι κατώτερη από 0°C . Δηλαδή η πάχνη σχηματίζεται, όταν ο αέρας με θερμοκρασία δρόσου κατώτερη από 0°C είναι κορεσμένος από υδρατμούς και ψύχεται.

Πάχνη είναι δυνατόν να σχηματιστεί σε κοιλάδες, πεδιάδες, μέσα σε κτήρια στα οποία επικρατεί θερμοκρασία κατώτερη από 0°C , μέσα σε οχήματα, σπήλαια, ρωγμές, βράχους ή παγετώνες κλπ.

15. Εξάτμιση

Η εξάτμιση από την υγρή στην αέρια φάση, η οποία γίνεται μόνο από την ελεύθερη επιφάνεια του υγρού καλείται **εξάτμιση**, και η απευθείας μετάβαση από τη στερεή στην αέρια φάση, χωρίς δηλαδή να μεσολαβήσει η υγρή φάση, καλείται **εξάχνωση**.

Στην Κλιματολογία, ενδιαφέρον παρουσιάζει η εξάτμιση του νερού από τις επιφάνειες των ωκεανών, θαλασσών, λιμνών, ποταμών, καθώς και εκείνη που συμβαίνει από την επιφάνεια του εδάφους κλπ.

Σημαντικό ενδιαφέρον παρουσιάζει και η εξάχνωση, η οποία γίνεται από την επιφάνεια των πάγων και χιονιών.

Από καθαρώς κλιματολογική πλευρά, το μεγάλο ενδιαφέρον της εξάτμισης έγκειται στο ότι αυτή αποτελεί την κύρια αιτία τροφοδότησης της ατμόσφαιρας με υδρατμούς. Η



εξάτμιση εκφράζεται σε χιλιοστόμετρα ύψους εξατμιζόμενου νερού. Η εξάτμιση μπορεί να ερμηνευτεί βάσει της κινητικής θεωρίας των ρευστών.

Η εξάτμιση εξαρτάται κυρίως από τους εξής παράγοντες:

1. Από τη θερμοκρασία του εξατμιζόμενου υδάτος.
2. Από τη διαφορά της μέγιστης τάσης των υδρατμών στη θερμοκρασία της επιφάνειας του νερού και της πραγματικής τάσης τους στον αέρα και
3. Από την ταχύτητα του ανέμου και την ένταση των αναταρακτικών κινήσεων.

Γι αυτό η εξάτμιση είναι μεγαλύτερη την ημέρα παρά τη νύχτα και μεγαλύτερη το θέρος παρά το χειμώνα. Δηλαδή, ακολουθεί απλή ημερήσια και ετήσια πορεία και μάλιστα ανάλογη προς την ημερήσια και ετήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα ή της ηλιακής ακτινοβολίας.

16. Νέφη

Ο αέρας καθίσταται κορεσμένος υδρατμών είτε με την αύξηση της τάσης των υδρατμών είτε με την ψύξη του αέρα. Για την πρώτη διεργασία χρειάζεται η παρουσία υδάτινης επιφάνειας, από την οποία δι' εξατμίσεως εμπλουτίζεται ο αέρας με υδρατμούς και οδηγείται σε κορεσμό και συμπύκνωση. Κατά τη δεύτερη διεργασία η συμπύκνωση των υδρατμών δια ψύξεως του αέρα κάτω από τη θερμοκρασία δρόσου, οδηγεί στο σχηματισμό νεφών, ομίχλων, βροχών κλπ., μέσα στην ατμόσφαιρα. Η ψύξη του αέρα μπορεί να γίνει κατά τέσσερες τρόπους: Με μεταφορά θερμότητας προς ψυχρή επιφάνεια, με ακτινοβολία, με ανάμιξη θερμών και ψυχρών μαζών κορεσμένου αέρα και με αδιαβατική εκτόνωση.

Στην ατμόσφαιρα, η ψύξη με αδιαβατική εκτόνωση δημιουργείται κυρίως όταν αέριες μάζες ανυψώνονται γρήγορα, λόγω υπερθέρμανσης του εδάφους, λόγω πρόσκρουσης των αερίων μαζών σε ορεινές εξάρσεις και εξαναγκασμένης αναρρίχησης τους, λόγω ανύψωσης των αερίων μαζών κατά μήκος των μετωπικών ζωνών και λόγω δυναμικής ανόδου που οφείλεται σε οριζόντια σύγκλιση αερίων μαζών στις μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικές διαταραχές.

Κατά τη συμπύκνωση, όταν η θερμοκρασία της αέριας μάζας πέσει κάτω από τη θερμοκρασία δρόσου, οι υδρατμοί μεταβαίνουν στην υγρή ή στερεά κατάσταση. Έτσι, στον αέρα σχηματίζονται υδροσταγονίδια ή παγοκρύσταλλοι, τα οποία αιωρούνται στην ατμόσφαιρα και σχηματίζουν τα νέφη. Άρα, νέφος καλείται ένας όγκος αέριας μάζας γεμάτος από υδροσταγονίδια και παγοκρυστάλλους, ο οποίος αιωρείται στην ατμόσφαιρα. Τα νέφη αποτελούν το όλο πρόβλημα του καιρού μέσα στη γήινη ατμόσφαιρα και καλύπτουν κατά μέσο όρο τη μισή επιφάνεια της Γης. Τα νέφη ανάλογα με τη φυσική διεργασία



σχηματισμού τους διαιρούνται σε νέφη συνοπτικών διαταραχών, ανοδικών ρευμάτων, οροφογραφικά και μετωπικά.

Άλλα κριτήρια ταξινόμησης των νεφών είναι το ύψος της βάσης τους και η γενική μορφή τους. Έτσι, έχουμε τις εξής 4 ομάδες νεφών, ανάλογα με το ύψος τους:

- α) Κατώτερα νέφη, σε ύψη 0 - 2.000 μέτρα
- β) Μέσα νέφη, σε ύψη 2.000 - 6.000 μέτρα
- γ) Ανώτερα νέφη, σε ύψη 6.000 μέτρα και πάνω
- δ) Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης οιοδήποτε ύψους που εκτείνονται από 600 έως 8.000 μέτρα.

Οι τύποι των νεφών, οι οποίοι υπάγονται σε καθεμιά από τις παραπάνω ομάδες είναι οι εξής:

- α) Στα κατώτερα νέφη: Τα στρώματα (Stratus, St), οι στρωματοσωρείτες (Stratocumulus, Sc) και τα μελανοστρώματα (Nimbostratus, Ns).
- β) Στα μέσα νέφη: Οι υψισωρείτες (Altostratus, As) και τα υψιστρώματα (Altostratus, As).
- γ) Στα ανώτερα (υψηλά) νέφη: Οι θύσανοι (Cirrus, Ci), οι θυσανοσωρείτες (Cirrocumulus, Cc) και τα θυσανοστρώματα (Cirrostratus, Cs).
- δ) Στα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης: Οι σωρείτες (Cumulus Cu) και οι σωρειτομελανίες (Cumulonimbus, Cb).

16.1. Περιγραφή των νεφών

Τα νέφη είναι οι ορατές εκδηλώσεις πολύπλοκων θερμοδυναμικών διεργασιών. Μέσα στα νέφη συμβαίνουν πολλές μικροφυσικές διεργασίες, όπως οι πρωταρχικές συμπυκνώσεις, οι αυξομειώσεις του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και ο σχηματισμός των παγοκρυστάλλων, οι οποίες οδηγούν στη διαφοροποίηση της ανάπτυξης και της εμφάνισής τους. Έτσι, η ταξινόμηση της περιγραφής τους με βάση τον τύπο της εμφάνισής τους περιλαμβάνει τις εξής τρεις κατηγορίες: Τα στρωματόμορφα νέφη (St, Ns, As, Cb), τα νέφη των ανοδικών ρευμάτων (Cu, Cb, Ci) και τα νέφη των περιορισμένων ανοδικών κινήσεων (Sc, Ac, Cc).

Όλα τα νέφη, τα οποία αναφέρθηκαν προηγουμένως δημιουργούνται και παρατηρούνται μέσα στην τροπόσφαιρα. Αναλυτικότερα, η περιγραφή του κάθε τύπου έχει ως εξής:

Τα στρώματα (St), αποτελούνται από ομοιόμορφο στρώμα νέφους, που μοιάζει πολύ με την ομίχλη, αλλά δε φθάνει μέχρι το έδαφος. Το ύψος τους είναι συνήθως



χαμηλότερο των 1.000 μέτρων και πολλές φορές μπορεί να καλύπτουν και χαμηλούς λόφους.

Οι **στρωματοσωρείτες (Sc)**, αποτελούνται από εκτεταμένο στρώμα νεφών, το οποίο καλύπτει τον ουρανό, κυρίως τη χειμερινή περίοδο και συνίστανται από μεγάλες σφαιρικές μάζες νεφών σκοτεινού (σταχτόχρου) χρώματος, τα οποία είναι ακανόνιστα διασπασμένα σε μικρές ομάδες.

Τα **μελανοστρώματα (Ns)**, συνίσταται από πυκνό και παχύ στρώμα σκοτεινών νεφών χωρίς χαρακτηριστικό σχήμα, αλλά με ρακώδη άκρα, από τα οποία πέφτει συνεχής βροχή, χιόνι ή χιονόλυτος.

Οι **υψισωρείτες (Ac)**, συγκροτούνται από μικρές σταχτόχροες ή υπόλευκες νεφικές σφαίρες, με σκασμένα ορισμένα τμήματά τους. Οι σφαίρες είναι συγκεντρωμένες σε ομάδες ή ζώνες ή ακόμη και σε κυματισμούς σε μία ή δύο διευθύνσεις. Οι υψισωρείτες εμφανίζουν πολλές σχηματικές μορφές, από τις οποίες οι σπουδαιότερες είναι οι φακοειδείς, οι σωρειτόμορφοι και οι πυργοειδείς υψισωρείτες. Οι βάσεις των υψισωρειτών αρχίζουν από τα 2.500 μέτρα περίπου.

Τα **υψιστρώματα (As)**, αποτελούνται από παχύ πέπλο νεφών λευκοφαίου χρώματος ή χρώματος μολύβδινου και υποκύανου. Συνήθως καλύπτουν ολόκληρο τον ουρανό. Ο Ήλιος ή η Σελήνη φαίνονται διαμέσου των υψιστρωμάτων σαν φωτεινές κηλίδες, όπως φαίνεται μία φωτεινή πηγή όπισθεν ενός θολού τζαμού. Η βάση τους αρχίζει από το ύψος των 2.000 μέτρων και από τα νέφη αυτά πέφτει συνεχής βροχή.

Οι **θύσανοι (Ci)**, είναι λευκά νέφη λεπτής και ινώδους μορφής. Πολλές φορές έχουν όψη φτερών, λοφίων, χρωστήρα ή κροσών και δέσμης τριχών. Τα νέφη αυτά σχηματίζονται σε ύψη 7.000 - 10.000 μέτρα.

Τα **θυσανοστρώματα (Cs)**, είναι λεπτά υπόλευκα νέφη και συνήθως καλύπτουν ολόκληρο τον ουρανό και του δίδουν μία γαλακτώδη όψη. Στην περίπτωση αυτή, ο ινώδης πέπλος των λευκών αυτών νεφών ονομάζεται θυσανονεφέλη και προσομοιάζει με τεντωμένο ύφασμα. Πολλές φορές τα θυσανοστρώματα προκαλούν την εμφάνιση του φαινομένου της άλω (φωτοστεφάνου) γύρω από τον Ήλιο ή τη Σελήνη. Το ύψος τους είναι το ίδιο περίπου με το ύψος των θυσάνων.

Οι **θυσανοσωρείτες (Cc)**, αποτελούνται από στρώμα νεφών από λευκές τουλίπες ή από σφαιρικές μάζες με ασθενείς σκιές. Εμφανίζονται διατεταγμένοι σε ομάδες λωρίδων και πολλές φορές σχηματίζουν ρυτιδώσεις (κυμάνσεις) όμοιες με τις ρυτιδώσεις της θάλασσας κοντά στην ακτή. Οι θυσανοσωρείτες έχουν μικρές διαστάσεις και μάλιστα η φαινομένη διάμετρός τους είναι μικρότερη της φαινομένης διαμέτρου του Ηλίου ή της



Σελήνης. Κοινώς λέγονται και λευκά προβατάκια και το ύψος της βάσης τους βρίσκεται στα 7.000 - 10.000 μέτρα.

Οι σωρείτες (Cu), είναι νέφη ογκώδη με μεγάλες κατακόρυφες αναπτύξεις. Η κορυφή τους είναι τρουλοειδής και εμφανίζει εξογκώσεις, ενώ η βάση τους είναι οριζόντια. Ομοιάζουν με σωρούς βάμβακος και ανάλογα της θέσης από την οποία παρατηρούνται τα νέφη αυτά εμφανίζουν σκοτεινό κέντρο και λευκές άκρες. Το ύψος της βάσης των σωρειτών ποικίλλει ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος, το υψόμετρο του τόπου, την εποχή και την ώρα της ημέρας. Στην Ελλάδα το σύνηθες ύψος της βάσης τους είναι τα 1.000 μέτρα. Στα βορειότερα πλάτη η βάση τους παρατηρείται σε χαμηλότερα ύψη.

Με συνθήκες καλοκαιρινού καιρού, οι σωρείτες αρχίζουν να σχηματίζονται τις πρωινές ώρες και ο όγκος τους αυξάνει μέχρι τις πρώτες απογευματινές ώρες. Καθώς η ημέρα πλησιάζει στη δύση του Ηλίου, οι σωρείτες αρχίζουν να διαλύονται ή να διευρύνονται και μετασχηματίζονται σε στρωματοσωρείτες. Η ημερήσια αυτή εξέλιξη των σωρειτών οφείλεται στην ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας πάνω από την ξηρά. Υπέρανω της θάλασσας, όταν οι σωρείτες σχηματισθούν, αυτοί παραμένουν μέχρις ότου αλλάξει η καιρική κατάσταση και η σχετική αέρια μάζα.

Οι σωρειτομελανίες (Cb), είναι τα σημαντικότερα και πιο επικίνδυνα νέφη, αποτελούνται από ογκώδεις μελανές μάζες νεφών που μοιάζουν με βουνά, πύργους ή άκμονες. Κατά κανόνα στην κορυφή των σωρειτομελανιών εμφανίζεται στρώμα ή πέπλος ινώδους μορφής. Η βάση τους είναι σκοτεινή, ενώ η κορυφή που αποτελείται από ψευδοθυσάνους εκτείνεται μέχρι της τροπόπαυσης. Ο σωρειτομελανίας αποτελεί εξέλιξη και ανάπτυξη του σωρείτη. Η περαιτέρω ανάπτυξη του σωρειτομελανία, όταν συνοδεύεται από βροντές και αστραπές καταλήγει σε καταιγίδα. Το χαρακτηριστικότερο γνώρισμα του νέφους αυτού είναι στην αρχή οι ραγδαίες βροχές (όμβροι) και στη συνέχεια καταλήγουν στο φαινόμενο της καταιγίδας, με τις βροντές, αστραπές και το χαλάζι.

Τα νέφη σε γενικές γραμμές εμφανίζουν ομοιομορφία. Γι αυτό είναι δυνατόν μία αραιή και ανυψωμένη ομίχλη να την αποκαλέσουμε υψιστρώματα (As) ή τα υψιστρώματα (As) θυσάνους (Ci), και αντιστρόφως. Δηλαδή, η αναγνώριση του τύπου των νεφών είναι αρκετά δύσκολη και απαιτεί προσωπική εμπειρία και μελέτη των εικόνων του άτλαντα των νεφών. Τα κριτήρια που πρέπει να εφαρμόζονται για την ακριβέστερη αναγνώριση των νεφών είναι, α) το ύψος της βάσης των νεφών στο οποίο παρατηρούνται και β) η μορφή την οποία παρουσιάζουν. Από το ύψος της βάσης του χαρακτηρίζεται το νέφος αν είναι κατώτερο, μέσο, ανώτερο ή ανοδικού ρεύματος. Οι σωρείτες (Cu), ή σωρειτομελανίες (Cb) αναγνωρίζονται εύκολα από μεγάλη απόσταση. Όταν όμως βρίσκονται υπέρανω του παρατηρητή, ή βάση τους καλύπτει ολόκληρο τον ουρανό με ένα σκοτεινό στρώμα νεφών



και η αναγνώρισή τους είναι δύσκολη. Οι σωρειτομελανίες εντοπίζονται και αναγνωρίζονται εύκολα από τους ραδιοεντοπιστές (Radars).

Όλα τα νέφη που σχηματίζονται στον ουρανό δεν προκαλούν βροχή. Μερικά μόνον από αυτά δίδουν βροχή και μάλιστα όταν πληρούν ορισμένες προϋποθέσεις όπως: α) Να υπάρχει μεγάλος όγκος νέφους αναγκαίος για δημιουργία βροχής. β) η ισόθερμη καμπύλη του μηδενός ($^{\circ}\text{C}$) να διέρχεται 600 μέτρα τουλάχιστον κάτω από την κορυφή του νέφους. Απαραίτητη προϋπόθεση είναι η κορυφή του νέφους να έχει αρνητικές θερμοκρασίες, έτσι ώστε οι σχηματιζόμενοι παγοκρύσταλλοι να δρουν ως πυρήνες συγκέντρωσης και συμπύκνωσης των υδρατμών του αέρα. Η παραπάνω διεργασία και ο ρόλος των παγοκρυστάλλων, οδηγούν στην αύξηση του όγκου και του βάρους των υδροσταγονιδίων και στην πτώση βροχής. Συνεπώς, αν ένα νέφος δεν αιωρείται σε περιβάλλον με αρνητικές θερμοκρασίες, στερείται παγοκρυστάλλων και δεν δίδει βροχή.

Έχει αποδειχθεί πειραματικά αλλά και σε εφαρμογές ότι μπορεί οι παγοκρύσταλλοι να αντικατασταθούν με κρυστάλλους ξηρού πάγου (CO_2) ή με ιωδιούχο υδράργυρο (HgJ). Η παραπάνω διαδικασία μπορεί να πραγματοποιηθεί με σπορά, εμπλουτισμό, ή ράντισμα του νέφους είτε από το έδαφος είτε από αεροσκάφος. Έτσι, το νέφος φέρεται σε συνθήκες τέτοιες ώστε να δώσει βροχή, αλλά συνήθως η ποσότητα της βροχής είναι μικρότερη της ποσότητας από φυσική βροχόπτωση, ενώ και το κόστος της είναι μεγάλο. Η παραπάνω διαδικασία οδηγεί στη διεργασία πρόκλησης τεχνητής βροχής.

16.2. Νέφωση

Νέφωση καλείται το τμήμα του ουράνιου θόλου το οποίο καλύπτεται από νέφη. Μετρείται με προσωπική εκτίμηση βάσει μιας κλίμακας, η οποία άλλοτε είχε 11 βαθμίδες, τους αριθμούς 0 ως 10, από δε το 1949 τους αριθμούς 0-8 και στην οποία το μηδέν αντιστοιχεί στον εντελώς ανέφελο ουρανό και το 8 στον εντελώς νεφοσκεπή.

Η νέφωση αποτελεί σπουδαίο κλιματολογικό στοιχείο, γιατί ρυθμίζει σε μεγάλο βαθμό την ηλιοφάνεια. Δηλαδή το χρονικό διάστημα μιας ημέρας, κατά το οποίο ο Ήλιος είναι σκάλυπτος από νέφη και επομένως ρυθμίζει και τα ποσά της ακτινοβολίας τα οποία δέχεται η επιφάνεια του εδάφους.

Τόσο η ετήσια όσο και η ημερήσια πορεία της νέφωσης είναι πολύπλοκη. Εξαρτάται από διάφορους δυναμικούς και τοπικούς παράγοντες, καθώς και από αυτό τούτο το είδος των νεφών.

Στις εύκρατες περιοχές η νέφωση παρουσιάζει τις μικρότερες τιμές της το θέρος. Το ίδιο ισχύει και σε πολλές τροπικές περιοχές. Στις περιοχές όμως, όπου επικρατούν οι



μουσσώνες, συμβαίνει το αντίθετο η νέφωση είναι μεγαλύτερη το θέρος και μικρότερη το χειμώνα.

Σε ορισμένες επίσης ηπειρωτικές περιοχές η νέφωση είναι μεγαλύτερη το θέρος και μικρότερη το χειμώνα, όπως στην ανατολική Σιβηρία, όπου κατά το χειμώνα εδράζεται μεγάλο αντικυκλωνικό σύστημα.

Γενικά, παρατηρούνται διάφοροι τύποι της ετήσιας μεταβολής της νέφωσης. Κατά τη διάρκεια της ημέρας η νέφωση παρουσιάζει πορεία, η οποία εξαρτάται, εκτός των άλλων και από τον τύπο των νεφών.

Έτσι, αν επικρατούν νέφη ανοδικών ρευμάτων Cu και Cb, η νέφωση παρουσιάζει τη μεγαλύτερη τιμή της κατά τις πρώτες απογευματινές ώρες, δηλαδή όταν τα ανοδικά ρεύματα παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη έντασή τους. Αντίθετα, όταν επικρατούν στρωματόμορφα νέφη, ο σχηματισμός των οποίων απαιτεί σταθερή στρωμάτωση, τότε το μέγιστο της νέφωσης συμβαίνει νωρίς το πρωί και το ελάχιστο τις απογευματινές ώρες.

Επειδή κατά τη διάρκεια του χειμώνα στις εύκρατες περιοχές επικρατούν κατά το πλείστον στρωματόμορφα νέφη, το μέγιστο της νέφωσης συμβαίνει κατά τις πρωινές ώρες.

Κατά το θέρος, στις ίδιες ως άνω περιοχές, το μέγιστο της νέφωσης παρατηρείται τις πρώτες απογευματινές ώρες όταν ο σχηματισμός των νεφών των ανοδικών ρευμάτων είναι έντονη. Μερικές φορές σε μερικούς τόπους εμφανίζονται δύο μέγιστα κατά το θέρος. Το ένα νωρίς το πρωί και το άλλο τις πρώτες απογευματινές ώρες.

Όσον αφορά τη γεωγραφική διανομή της νέφωσης, αυτή θα ήταν ομαλή, αν η επιφάνεια της Γης ήταν ομοιογενής και ομοιόμορφη. Τότε οι ισόνεφες καμπύλες θα ήταν κύκλοι παράλληλοι προς τον Ισημερινό. Οι μεγαλύτερες τιμές θα παρατηρούνταν στην ισημερινή ζώνη στην οποία και οι ανοδικές κινήσεις είναι ισχυρές και η εξάτμιση μεγάλη. Στις δύο πλευρές της ζώνης αυτής η νέφωση ελαττώνεται και σε πλάτη 25° - 30° παίρνει τις μικρότερες της τιμές, λόγω των καθοδικών κινήσεων του αέρα, ο οποίος θερμαινόμενος αδιαβατικώς απομακρύνεται από το σημείο κόρου. Πέρα από τις ζώνες αυτές η νέφωση αυξάνει και πάλι και διέρχεται μέσω ενός μέγιστου σε πλάτος 55° - 60° , αφενός μεν λόγω του συστήματος των ανέμων που επικρατούν εδώ και της υφεσιακής δράσης, αφετέρου.

Τέλος, πέρα από τις ζώνες αυτές και μέχρι τους πόλους η νέφωση θα ελαττωνόταν κυρίως λόγω της ελάττωσης της εξάτμισης.

Η πραγματική όμως διανομή της νέφωσης είναι πολύ περίπλοκη λόγω των ανωμαλιών του ανάγλυφου και της διανομής των ξηρών και θαλασσών. Στα ίδια γεωγραφικά πλάτη η νέφωση είναι γενικά μικρότερη στα εσωτερικά των ηπείρων παρά πάνω από τους ωκεανούς.



Περιοχές μικρής ετήσιας νέφωσης (μικρότερη του 2) είναι η βόρεια Αφρική (Σαχάρα, Αίγυπτος, Αραβία), η νότια Αφρική, πολλά ηπειρωτικά τμήματα της Αυστραλίας και της νότιας Αμερικής.

Περιοχές μεγάλης νέφωσης (μεγαλύτερη του 5), είναι ο Β. Ατλαντικός και ο Αρκτικός ωκεανός, η Ισλανδία, η Γροιλανδία, τα βορειοανατολικά τμήματα του Ειρηνικού και οι μεσημβρινές ακτές της Αλάσκας.

Στο νότιο ημισφαίριο, η μέση ετήσια νέφωση υπερβαίνει τη βαθμίδα 5 της κλίμακας, σε μία ζώνη μεταξύ των παραλλήλων 45° - 50° .

Τέλος, η μέση ετήσια νέφωση για ολόκληρη τη Γη είναι περίπου 4, δηλαδή τα νέφη καλύπτουν κατά μέσο όρο το μισό της επιφάνειας της Γης.

17. Ηλιοφάνεια

Πραγματική ηλιοφάνεια κατά τη διάρκεια μιας ημέρας καλείται το χρονικό διάστημα κατά το οποίο η άμεση ηλιακή ακτινοβολία φθάνει ελεύθερα στην επιφάνεια του εδάφους, δηλαδή το διάστημα κατά το οποίο ο Ήλιος δεν καλύπτεται από νέφη.

Θεωρητική ηλιοφάνεια σ' έναν τόπο κατά τη διάρκεια μιας ημέρας, καλείται το χρονικό διάστημα από την πραγματική ανατολή μέχρι την πραγματική δύση του Ηλίου.

Η θεωρητική ηλιοφάνεια σ' έναν τόπο υπολογίζεται ως εξής: Αν με το H παραστήσουμε την ωριαία γωνία του Ηλίου κατά τη θεωρητική ανατολή ή δύση του, με το φ το γεωγραφικό πλάτος του τόπου και με το δ την απόκλιση του Ηλίου, τότε θα ισχύει:

$$\text{συν}H = -\varepsilon\varphi\delta$$

Το διπλάσιο της τιμής του H που συνάγεται από τον τύπο αυτό παρέχει τη θεωρητική διάρκεια της ημέρας στην οποία, αν προσθέσουμε το διπλάσιο του χρονικού διαστήματος κατά το οποίο ο Ήλιος ανατέλλει λόγω της διάθλασης νωρίτερα της θεωρητικής ανατολής, βρίσκουμε τη θεωρητική ηλιοφάνεια, εφόσον δεν υπάρχουν εδαφικές εξάρσεις στον ορίζοντα. Το ανωτέρω διάστημα dH μεταξύ της φαινόμενης και θεωρητικής ανατολής ή δύσης του Ηλίου, δίνεται από τον τύπο:

$$dH = \frac{135\delta}{\text{συν}\varphi \cdot \text{συν}\delta \cdot \eta\mu H}$$

όπου H η απόλυτη τιμή της ωριαίας γωνίας του Ηλίου κατά την ανατολή ή δύση του. Αν στο τμήμα του ορίζοντα της ανατολής ή δύσης υπάρχουν εξάρσεις του εδάφους, τότε πρέπει να γίνουν σχετικές διορθώσεις με συνάρτηση το ύψος της εξάρσης, του αζιμούθιου του Ηλίου κατά την ανατολή (ή δύση) και της απόστασης της εξάρσης από τον τόπο στον οποίο υπολογίζουμε την ηλιοφάνεια.

Ο υπολογισμός της πραγματικής ηλιοφάνειας γίνεται με ειδικά όργανα, τους ηλιογράφους. Τους ηλιογράφους τους διακρίνουμε σε δύο κατηγορίες:



- 1) Σ' εκείνους, οι οποίοι χρησιμοποιούν τη θερμαντική δύναμη της ηλιακής ακτινοβολίας και
- 2) Σ' αυτούς που χρησιμοποιούν τη χημική δράση της ορατής και υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας.

Στους σταθμούς όμως στους οποίους δε λειτουργούν ηλιογράφοι, η πραγματική ηλιοφάνεια προσδιορίζεται με εμπειρικούς τύπους βάσει της μέσης τιμής της νέφωσης της ημέρας, η οποία συνάγεται από τις άμεσες μετεωρολογικές παρατηρήσεις.

Ένας από τους τύπους αυτούς είναι ο

$$N = 10 \left(1 - \frac{n}{H}\right)$$

στον οποίο το N παριστάνει τη μέση νέφωση που μετριέται με την κλίμακα 0-10, με n την πραγματική και H τη θεωρητική ηλιοφάνεια. Αν η νέφωση μετριέται με βάση την κλίμακα 0-8, η ανωτέρω σχέση γίνεται:

$$N = 8 \left(1 - \frac{n}{H}\right)$$

ο λόγος $\frac{n}{H}$ της πραγματικής προς τη θεωρητική ηλιοφάνεια καλείται **κλάσμα ηλιοφάνειας**.

18. Ατμοσφαιρική υγρασία

Η ποσότητα του ύδατος στην ατμόσφαιρα, στις τρεις φάσεις του (αέρια, υγρή και στερεή), εξαρτάται κυρίως από δύο παράγοντες:

- α) Από την εξάτμιση του ύδατος από τις διάφορες επιφάνειες, με την οποία η ατμόσφαιρα τροφοδοτείται συνεχώς με υδρατμούς και
- β) Από τον υετό (βροχή, χιόνι, χαλάζι κλπ.), με τον οποίο η ποσότητα του ύδατος που βρίσκεται στην ατμόσφαιρα επανέρχεται στην επιφάνεια της Γης και έτσι συμπληρώνεται ο υδρολογικός κύκλος.

Λόγω της εξάτμισης κυρίως η ατμόσφαιρα στα κατώτερα ιδίως στρώματά της περιέχει πάντοτε και παντού ποσότητες υδρατμών, οι οποίες ως γνωστόν διαδραματίζουν σπουδαιότατο ρόλο στις ατμοσφαιρικές καταστάσεις και λειτουργίες.

Κάτω από ορισμένη θερμοκρασία ο ατμοσφαιρικός αέρας δεν μπορεί να συγκρατήσει, παρά μόνο ορισμένη ποσότητα υδρατμών, την οποία όταν υπερβεί, οι υδρατμοί που πλεονάζουν συμπυκνούνται μεταβαίνουν στην υγρή ή στερεή κατάσταση. Το όριο αυτό καλείται ως γνωστό, σημείο δρόσου ή κόρου και η τάση των υδρατμών σ' αυτό **μεγίστη τάση των υδρατμών**. Η μέγιστη τάση F των υδρατμών είναι συνάρτηση μόνο της θερμοκρασίας αυξάνουσα μετ' αυτής.

Η υγρομετρική κατάσταση της ατμόσφαιρας ή η περιεκτικότητα του ατμοσφαιρικού αέρα σε υδρατμούς εκφράζεται με διαφόρους τρόπους και μάλιστα εκφράζεται με την



απόλυτη, την ειδική και τη σχετική υγρασία, την αναλογία μίγματος, τη θερμοκρασία δρόσου και του κοροπληρώματος.

Απόλυτη υγρασία του αέρα (f), καλείται ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς τον όγκο του αέρα μέσα στον οποίο περιέχονται και εκφράζεται σε gr/m^3 . Επειδή η μάζα των περιεχομένων στον αέρα υδρατμών είναι ανάλογη προς τη μερική πίεση που ασκούν στην επιφάνεια των διαφόρων σωμάτων, η απόλυτη υγρασία εκφράζεται και με την πίεση (τάση) αυτή των υδρατμών, οπότε δίδεται και σε μονάδες πίεσης (mmHg ή mb).

Ειδική υγρασία του αέρα (q), καλείται ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς τη μάζα του υγρού αέρα που περιέχει τους υδρατμούς. Αυτή εκφράζεται σε gr/Kgr υγρού αέρα. Άρα, αν m_u και m_a είναι αντίστοιχα η μάζα των υδρατμών και του μίγματος ξηρού αέρα και υδρατμών τους οποίους περιέχει, τότε η ειδική υγρασία q θα είναι ίση με

$$q = \frac{m_u}{m_a}$$

Επειδή όμως καταλαμβάνουν τον ίδιο όγκο U , θα έχουμε $m_u = \rho_u \cdot U$ και $m_a = (\rho_{\xi} + \rho_u) \cdot U$, όπου ρ_u και ρ_{ξ} οι πυκνότητες των υδρατμών και του ξηρού αέρα, αντίστοιχα τότε μετά από τις αντικαταστάσεις των πυκνοτήτων (από τη σχέση των τελείων αερίων) και ορισμένες πράξεις, έχουμε:

$$q = \frac{\rho_u}{\rho_u + \rho_{\xi}} = 0.622 \frac{f}{p}$$

Ελήφθη υπόψη το μοριακό βάρος των υδρατμών και του αέρα.

Αναλογία μίγματος του αέρα (w), καλείται το βάρος των υδρατμών που περιέχονται στη μονάδα βάρους του ξηρού αέρα και εκφράζεται σε gr/kg ξηρού αέρα. Άρα θα έχουμε

$$w = \frac{\rho_u}{\rho_{\xi}} = \frac{f m_u}{\rho_{\xi} m_{\xi}} = \frac{f}{p-f} \cdot \frac{18}{29} = 0.622 \frac{f}{p-f}$$

Εξάλλου, είδαμε ότι

$$q = \frac{\rho_u}{\rho_{\xi} + \rho_u} = \frac{\frac{\rho_u}{\rho_{\xi}}}{1 + \frac{\rho_u}{\rho_{\xi}}} \quad \text{ή} \quad q = \frac{w}{1 + w}$$

η οποία συνδέει την ειδική υγρασία με την αναλογία μίγματος.

Σχετική υγρασία του αέρα (h), καλείται ο λόγος της μάζας των υδρατμών που περιέχονται σε ορισμένο όγκο αέρα προς τη μάζα των υδρατμών που απαιτούνται για να κορεσθεί ο αέρας αυτός στην ίδια θερμοκρασία. Επειδή τα ποσά αυτά είναι ανάλογα προς τις αντίστοιχες τάσεις τους, η σχετική υγρασία ορίζεται ως ο λόγος της πραγματικής (f) προς τη μέγιστη τάση (F) των υδρατμών στην αυτή θερμοκρασία.

Όλοι οι παραπάνω ορισμοί είναι λόγοι μικρότεροι της μονάδας ή το πολύ ίσοι προς αυτή, γι αυτό για λόγους ευκολίας η σχετική υγρασία πολλαπλασιάζεται επί 100 και εκφράζεται επί τοις εκατό ($h = 100 \frac{f}{F}$).



Θερμοκρασία δρόσου (T_d), καλείται η θερμοκρασία στην οποία φέρεται ο αέρας ψυχόμενος σε σταθερή πίεση μέχρι να κορεσθεί με την ποσότητα υδρατμών που περιέχει.

Κοροπλήρωμα, καλείται η διαφορά μεταξύ της πραγματικής (f) και της μέγιστης τάσης των υδρατμών (F), στην υπάρχουσα θερμοκρασία του αέρα.

18.1. Διανομή της απόλυτης και σχετικής υγρασίας

Η γεωγραφική διανομή τόσο της απόλυτης όσο και της σχετικής υγρασίας του αέρα εξαρτάται από πάρα πολλούς δυναμικούς και φυσικογεωγραφικούς παράγοντες και είναι εξαιρετικά πολύπλοκη.

Σε γενικές γραμμές, η απόλυτη υγρασία παρουσιάζει μεγάλες τιμές στην ισημερινή και την τροπική ζώνη, καθώς και στις περιοχές που βρίσκονται κάτω από την επίδραση των μουσώνων. Όταν αυξάνεται το γεωγραφικό πλάτος, η απόλυτη υγρασία ελαττώνεται και τις μικρότερες τιμές της τις παρουσιάζει στις ψυχρές περιοχές (Σιβηρία, Καναδά κλπ.), καθώς και στις ερημικές περιοχές της Γης. Έτσι στις Ινδίες κατά τον Ιούλιο η μέση τιμή της απόλυτης υγρασίας ανέρχεται σε 26 mm Hg, ενώ στη Σιβηρία κατά τον Ιανουάριο, δεν υπερβαίνει το 1 mm Hg.

Όσον αφορά στη σχετική υγρασία του αέρα αυτή παίρνει τις μικρότερες τιμές της στις ερήμους, όπου η μέση τιμή του ξηρότερου μήνα είναι κατώτερη από το 25% και σε ορισμένες περιοχές μικρότερη από το 5%. Οι μεγαλύτερες τιμές της σχετικής υγρασίας παρατηρούνται πάνω από τους ωκεανούς και τις θάλασσες και μάλιστα στις περιοχές που συναντώνται ψυχρά και θαλάσσια ρεύματα, όπου η μέση τιμή της σχετικής υγρασίας υπερβαίνει τα 80-85%.

18.2. Ημερήσια και ετήσια πορεία της απόλυτης και σχετικής υγρασίας του αέρα

Η ημερήσια πορεία της απόλυτης υγρασίας του αέρα, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία του αέρα, την ταχύτητα εξάτμισης, τις αναταρακτικές κινήσεις του αέρα κλπ., παρουσιάζεται διαφορετική από τόπο σε τόπο και στον ίδιο τόπο από εποχή σε εποχή.

Διακρίνουμε κυρίως δύο τύπους στην ημερήσια πορεία του εν λόγω στοιχείου αυτού. Ο πρώτος απ' αυτούς είναι απλός και εντελώς ανάλογος προς την ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα, και της ταχύτητας της εξάτμισης. Δηλαδή, η απόλυτη υγρασία κατά τη διάρκεια της ημέρας παρουσιάζει ένα μέγιστο γύρω από το μέγιστο και ένα ελάχιστο γύρω από το ελάχιστο της θερμοκρασίας του αέρα. Όσον αφορά το εύρος της



ημερήσιας κύμανσης της απόλυτης υγρασίας, τούτο είναι ανάλογο προς το ημερήσιο εύρος της θερμοκρασίας και αυξάνεται μαζί με αυτό.

Ο τύπος αυτός παρατηρείται στις περιπτώσεις κατά τις οποίες οι αναταρακτικές κινήσεις λείπουν ή είναι ασθενείς, η εξάτμιση είναι έντονη και η τροφοδότηση του αέρα σε υδρατμούς είναι άφθονη και συνεχής. Γι' αυτό ο τύπος αυτός παρατηρείται πάνω από τις θάλασσες κατά τη διάρκεια όλων των εποχών και πάνω από τις ηπείρους κατά την ψυχρή περίοδο του έτους.

Η διπλή ημερήσια κύμανση της απόλυτης υγρασίας του αέρα εξηγείται ως εξής:

Μετά το πρωινό ελάχιστο της θερμοκρασίας, η εξάτμιση και επομένως και η απόλυτη υγρασία αρχίζουν ν' αυξάνουν. Συγχρόνως όμως λόγω της αύξησης της θερμοκρασίας στην επιφάνεια του εδάφους και στα αέρια στρώματα που βρίσκονται πλησίον της, αρχίζει η δημιουργία αναταρακτικών κινήσεων του αέρα. Έτσι, ποσότητες υδρατμών μεταφέρονται προς τα πάνω μέσα στην ατμόσφαιρα. Όταν όμως οι ποσότητες των υδρατμών οι οποίες μεταφέρονται με τις ανοδικές κινήσεις γίνουν ίσες προς εκείνες τις οποίες προσφέρει η εξάτμιση, τότε θα σημειωθεί το πρώτο μέγιστο της ημερήσιας πορείας της απόλυτης υγρασίας.

Μετά απ' αυτά, εφόσον η θέρμανση της επιφάνειας του εδάφους και η ένταση των ανοδικών κινήσεων αυξάνει, τα ποσά των υδρατμών που μεταφέρονται προς τα πάνω, γίνονται μεγαλύτερα από τα ποσά που προσφέρονται με την εξάτμιση και γι' αυτό η απόλυτη υγρασία των επιφανειακών στρωμάτων αρχίζει να ελαττώνεται. Αυτό θα συνεχίζεται μέχρι τη στιγμή κατά την οποία η ένταση των ανοδικών κινήσεων γίνει μέγιστη, δηλαδή μέχρι τις πρώτες απογευματινές ώρες, οπότε θα σημειωθεί ελάχιστο στην πορεία της απόλυτης υγρασίας.

Ακολούθως, όταν ελαττώνεται η θερμοκρασία και η ένταση των ανοδικών ρευμάτων, οι ποσότητες των υδρατμών που μεταφέρονται προς τα πάνω ελαττώνονται και η απόλυτη υγρασία των επιφανειακών στρωμάτων αυξάνει μέχρι τις πρώτες νυχτερινές ώρες, όπου σημειώνεται το δεύτερο μέγιστο. Μετά απ' αυτά λόγω της νυχτερινής ψύξης, η εξάτμιση ελαττώνεται συνεχώς, όπως και η απόλυτη υγρασία μέχρι την ανατολή του Ηλίου, όταν και σημειώνεται το πρωινό της ελάχιστο.

Συνήθως από τα δύο μέγιστα, πρωτεύον είναι το βραδινό και από τα δύο ελάχιστα, το πρωινό. Όμως λόγω τοπικών και δυναμικών αιτίων η τάξη αυτή μπορεί να μεταβληθεί ή ακόμη η ημερήσια πορεία της απόλυτης υγρασίας να γίνει τριπλή, όπως π.χ. κάτω από συνθήκες θαλάσσιας αύρας.



Η διπλή ημερήσια κύμανση της απόλυτης υγρασίας εξασθενεί όσο απομακρυνόμαστε από το έδαφος και σε ύψος 500 m, περίπου, γίνεται απλή. Τέλος, σε ύψος 2-3 km δεν παρατηρείται ημερήσια κύμανση.

Ως προς την ετήσια πορεία της απόλυτης υγρασίας, αυτή συνήθως είναι απλή με μέγιστο κατά το θέρος και ελάχιστο κατά το χειμώνα, το δε εύρος της κύμανσης εξαρτάται από το ετήσιο εύρος της θερμοκρασίας του αέρα.

Η ημερήσια πορεία της σχετικής υγρασίας του αέρα είναι σχεδόν αντίστροφος της θερμοκρασίας του αέρα και παρουσιάζει μέγιστο γύρω από το ελάχιστο και ελάχιστο γύρω από το μέγιστο της θερμοκρασίας.

Κατά την ημέρα αν και η απόλυτος υγρασία f αυξάνει, η σχετική $h = \frac{f}{F}$ ελαττώνεται, επειδή με την αύξηση της θερμοκρασίας το F (η μέγιστη τάση των υδρατμών) αυξάνει δυσανάλογα του f και άρα, το κλάσμα $\frac{f}{F}$ ελαττώνεται. Για τους παραπάνω λόγους, το ημερήσιο εύρος της σχετικής υγρασίας εξαρτάται από το ημερήσιο εύρος της θερμοκρασίας και λαμβάνει μεγαλύτερες τιμές πάνω από τις ηπείρους παρά πάνω από τις θάλασσες. Ενίοτε, η ημερήσια πορεία της σχετικής υγρασίας εμφανίζει διπλή κύμανση, όπως συμβαίνει π.χ. με την πνοή της θαλάσσιας αύρας, όταν εκτός από το πρωινό εμφανίζεται και βραδινό μέγιστο, το οποίο μάλιστα είναι μεγαλύτερο από το πρωινό.

Όσον αφορά την ετήσια πορεία της σχετικής υγρασίας, αυτή είναι συνήθως αντίστροφη προς την ετήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα, για τους ίδιους λόγους, παρουσιάζει μέγιστο κατά το χειμώνα και ελάχιστο το θέρος, και το εύρος της εξαρτάται και πάλι από το ετήσιο εύρος της θερμοκρασίας.

Υπάρχουν όμως περιοχές στις οποίες η ετήσια πορεία της σχετικής υγρασίας παρουσιάζει διαφορετική μορφή, όπως π.χ. συμβαίνει στις περιοχές που βρίσκονται κάτω από την επίδραση των μουσσώνων, όπου η σχετική υγρασία είναι μεγαλύτερη κατά την περίοδο των άφθονων θερινών βροχών και μικρότερη κατά την περίοδο του χειμώνα.

Γενικά, τόσο οι ημερήσιες όσο και οι ετήσιες πορείες της απόλυτης και σχετικής υγρασίας εξαρτώνται κατά μεγάλο ποσοστό και από τις φυσικογεωγραφικές συνθήκες. Τέλος τα εύρη της σχετικής υγρασίας, ημερήσια και ετήσια, ελαττώνονται μαζί με το ύψος και γίνονται μηδαμνά στην ανώτερη τροπόσφαιρα.

18.3. Μεταβολή της υγρασίας με το ύψος

Η μεταβολή της απόλυτης υγρασίας με το ύψος, εξαρτάται από πάρα πολλούς παράγοντες, γι αυτό είναι και δύσκολη η διατύπωση θεωρητικού νόμου που διέπει τη μεταβολή αυτή. Ο εμπειρικός τύπος $e_z = e_0 \cdot 10^{-\beta z}$ στον οποίο το e_z παριστάνει την τάση των υδρατμών σε ύψος z , e_0 την αντίστοιχη τάση στην επιφάνεια του εδάφους, το z



παριστάνει το ύψος και το β ένα συντελεστή, δίνει τη μέση μεταβολή της τάσης των υδρατμών στο ύψος των 3-4 km.

Ο τύπος αυτός βάσει πολυάριθμων αερολογικών παρατηρήσεων, βελτιώθηκε και έλαβε τελικά τη μορφή $e_z = e_0 \cdot 10^{-\alpha z - \beta z^2}$, όπου α και β είναι εμπειρικοί συντελεστές. Ο τύπος αυτός μπορεί να εφαρμοστεί και για ύψη μεγαλύτερα από 4 km.

19. Σχηματισμός και τύποι ομίχλης - Ορατότητα

Η ομίχλη σχηματίζεται, όταν ο ατμοσφαιρικός υδρατμός συμπυκνώνεται ή αεροποιείται σε τέτοια έκταση, ώστε οι νέες μορφές του, δηλαδή οι υδροσταγόνες ή οι παγοκρύσταλλοι, να γίνονται ορατές και η βάση τους να εφάπτεται του εδάφους.

Κανονική προϋπόθεση για σχηματισμό ομίχλης είναι ο κορεσμός του αέρα και επαρκείς πυρήνες. Εντούτοις, σε ορισμένες περιπτώσεις, με υγροσκοπικούς πυρήνες, είναι δυνατόν να σχηματιστεί ομίχλη με σχετική υγρασία κάτω του 100. Οι πολύ αραιές ομίχλες που σχηματίζονται κάτω από τις συνθήκες αυτές αναφέρονται μερικές φορές ως **υγρή σχλύς** (damp haze). Η συγκέντρωση στοιχείων ομίχλης πάνω στη βλάστηση και σε άλλες επιφάνειες, είναι δυνατό να παραγάγει **στάζουσα ομίχλη**, η οποία συμβάλλει στην τροφοδοσία του εδάφους με υγρασία. Η ομίχλη επιδρά σε μεγάλο βαθμό στην ορατότητα. **Ορατότητα** σε μία δοθείσα διεύθυνση, είναι η μεγαλύτερη απόσταση στην οποία τα κοινά αντικείμενα (κτίσματα, δέντρα κλπ.) είναι ορατά με γυμνό οφθαλμό. **Επικρατούσα ορατότητα**, είναι η μεγαλύτερη τιμή της ορατότητας, η οποία επικρατεί τουλάχιστον στο μισό ορίζοντα. Η ορατότητα επηρεάζεται, εκτός από την ομίχλη, από τον κονιορτό, τον καπνό καθώς και από άλλα αωρούμενα ατμοσφαιρικά σωματίδια.

Οι πρωταρχικές διεργασίες που προκαλούν κορεσμό, είναι η ψύξη του αέρα και η εξάτμιση του ύδατος εντός αυτού. Κατ' ακολουθίαν, οι ομίχλες ταξινομούνται σε δύο κύριες κατηγορίες:

- 1) **Ομίχλες εξάτμισης:** α) ομίχλες καπνού, β) μετωπικές ομίχλες.
- 2) **Ομίχλες ψύξης:** α) ομίχλη ακτινοβολίας, β) ομίχλη μεταφοράς, γ) ομίχλη ανολίσθησης ή κλιτύος, δ) ομίχλη ανάμειξης, ε) ομίχλη βαρομετρική, στ) ομίχλη αναστροφής.

Η ομίχλη καπνού σχηματίζεται λόγω έντονης εξάτμισης από μία υδάτινη και σχετικά θερμή επιφάνεια εντός ψυχρού αέρα, οπότε συμβαίνει ταχεία συμπύκνωση των υδρατμών και σχηματισμός υδροσταγονιδίων. Τέτοιες ομίχλες σχηματίζονται στα μέσα πλάτη, πλησίον λιμνών και ποταμών, καθώς και στις θάλασσες, πλησίον των αρκτικών περιοχών, οπότε ονομάζεται **αρκτικός θαλάσσιος καπνός**.



Οι **μετωπικές ομίχλες** σχηματίζονται όταν σταγόνες βροχής, σχετικά θερμές, διέρχονται μέσα από ψυχρότερο στρώμα αέρα και παρατηρούνται πλησίον των μετωπικών επιφανειών. Πολλές φορές σχηματίζουν νέφη, στρώματα και σωρείτες (stratus και cumulus) με τις ανοδικές κινήσεις του ασταθούς αέρα.

Οι **ομίχλες ακτινοβολίας** σχηματίζονται όταν στάσιμος υγρός αέρας βρίσκεται σ' επαφή με την επιφάνεια του εδάφους, η οποία ψύχεται κατά τη νύχτα λόγω ακτινοβολίας. Σχηματίζονται στις κοιλάδες και στις εκτεταμένες πεδινές περιοχές, όταν η υγρασία είναι μεγάλη και εφόσον επικρατεί νηνεμία. Όταν σχηματίζονται πάνω από βιομηχανικές περιοχές, λόγω πρόσμιξης καπνού και άλλων βιομηχανικών αποβλήτων, είναι πάρα πολύ ανθυγιεινές.

Οι **ομίχλες μεταφοράς** δημιουργούνται με τη μεταφορά υγρού αέρα πάνω από ψυχρότερη επιφάνεια, οπότε ψυχόμενος εκ των κάτω αποκτά θερμοκρασία κατώτερη από τη θερμοκρασία δρόσου. Οι θαλάσσιες ομίχλες, με εξαίρεση το θαλάσσιο καπνό, είναι ομίχλες μεταφοράς. Παρατηρούνται συχνά κατά το χειμώνα πάνω από χιονοσκεπείς εκτάσεις, όταν ο θαλάσσιος και υγρός αέρας εισβάλλει στην ξηρά. Κατά το θέρος παρατηρούνται κυρίως πάνω από τις σχετικά ψυχρές υδάτινες επιφάνειες. Οι ομίχλες μεταφοράς κάτω από την παρουσία αναταρακτικών κινήσεων, δύνανται να δημιουργήσουν χαμηλά στρώματα ή στρωματοσωρείτες (stratus ή stratocumulus).

Οι **ομίχλες ανολίσθησης** ή **κλιτύος** σχηματίζονται στις προσήνεμες κλιτύς λόφων ή βουνών, λόγω αδιαβατικής ψύξης υγρών αερίων μαζών που μεταφέρονται από τους ανέμους πάνω από τη στάθμη κορεσμού των αερίων μαζών που ανέρχονται.

Οι **ομίχλες ανάμιξης** ονομάζονται έτσι γιατί δημιουργούνται με την ανάμιξη ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, οι οποίες περιέχουν μεγάλες ποσότητες υδρατμών, οπότε η αέρια μάζα, που προέρχεται από την ανάμιξη δυνατόν να έχει θερμοκρασία μικρότερη από τη θερμοκρασία δρόσου και να γίνει συμπύκνωση των υδρατμών. Παρατηρούνται σε περιοχές, όπου συναντώνται ψυχρά και θερμά θαλάσσια ρεύματα.

Η **βαρομετρική ομίχλη** είναι εξαιρετικά σπάνια, αν και η διεργασία ψύξης που την συνοδεύει, πιθανώς ενισχύει άλλους τύπους ομίχλης. Αν η γενική διανομή της πίεσης πάνω από μία περιοχή υπόκειται σε τέτοια μεταβολή, ώστε ένα στρώμα υγρού αέρα στο έδαφος να υφίσταται ελάττωση της βαρομετρικής πίεσης, η αδιαβατική ψύξη που προκύπτει μπορεί να οδηγήσει σε συμπύκνωση. Συνήθως παρατηρούνται στις κοιλάδες ή τα οροπέδια, όταν καλύπτονται από πυκνό στάσιμο αέρα.

Ομίχλη **αναστροφής** ονομάζεται εκείνη η οποία σχηματίζεται στην επάνω επιφάνεια υγρού στρώματος αέρα, παρουσία αναστροφής θερμοκρασίας. Αν συμβεί καθοδική κίνηση αέρα πάνω από την αναστροφή και συγχρόνως με ψύξη από την



ανατάραξη ή ακτινοβολία της οροφής του υγρού αερίου στρώματος, τότε δημιουργούνται νέφη (stratus). Τα νέφη αυτά όταν επικάθινται στην επιφάνεια του εδάφους προσλαμβάνουν μορφή ομίχλης.

Η ξηρά αχλύς (haze) αποτελείται από μικρά σωματίδια κονιορτού ή από μόρια χλωριούχου νατρίου, τα οποία είναι ξηρά και πολύ μικρά.

Η υγρή αχλύς (mist) αποτελείται από πολυάριθμα μικρά υδροσταγονίδια, τα οποία σχηματίζουν αραιά ομίχλη με ορατότητα μεγαλύτερη του 1 km. Διακρίνεται από την πραγματική ομίχλη από το υπόφαιο χρώμα της.

20. Ηλιακή ακτινοβολία

20.1. Γενικά

Για διαφόρους λόγους, η λειτουργία της ατμόσφαιρας μπορεί να θεωρηθεί παρόμοια με τη λειτουργία μιας τεράστιας θερμικής μηχανής. Η ατμόσφαιρα λαμβάνει την ενέργεια της από τον Ήλιο. Ένα ποσοστό αυτής της ενέργειας, μετασχηματίζεται σε κινητική και δυναμική ενέργεια, δηλαδή παράγεται έργο. Η εξερχόμενη ακτινοβολία αντιπροσωπεύει την απώλεια θερμότητας από τη θερμική μηχανή της ατμόσφαιρας. Οι διαπλεκόμενες φυσικές λειτουργίες είναι εξαιρετικά πολύπλοκες. Πολλές από τις συνιστώσες δεν είναι δυνατόν να απομονωθούν επακριβώς, ώστε να υποστηριχθεί με σιγουριά ο ακριβής ρόλος τον οποίο παίζουν στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας.

Βασική αιτία δημιουργίας των κινήσεων στην ατμόσφαιρα είναι η ανομοιόμορφη κατανομή της ηλιακής ενέργειας στο σύστημα Γης και ατμόσφαιρας και η διαφορά ηλιακής ενέργειας που δέχεται η Γη στα διάφορα γεωγρ. πλάτη.

Τα αποτελέσματα της επίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας στα διάφορα μετεωρολογικά φαινόμενα δεν φαίνονται αμέσως στις περισσότερες περιπτώσεις, επειδή χρειάζεται να συγκεντρωθούν μεγάλα ποσά ενέργειας.

20.2. Ηλιακή ενέργεια και ηλιακή σταθερά

Ο Ήλιος είναι η μόνη σημαντική πηγή ενέργειας που διατίθεται για την κίνηση της ατμόσφαιρας και παραμένει σχετικά σταθερή διαμέσου του χρόνου. Η ενέργεια απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια μιας πυρηνικής διαδικασίας στην οποία αέριο υδρογόνο (H_2) μετατρέπεται σε ήλιο (He). Απλή εφαρμογή της εξίσωσης του EINSTEIN (ενέργεια = μάζα $\times$ (ταχύτητα του φωτός)², δείχνει ότι συμβαίνει τρομακτική απελευθέρωση ενέργειας. Αυτή η ακτινοβολία ενέργειας δεν έχει μάζα και δεν υπάρχει δυνατότητα κάποιος να τη δει. Μπορεί να διέλθει μέσα από το απέραντο διάστημα χωρίς να υποστεί μεταβολή. Δεν είναι εύκολο με φυσικό τρόπο να γίνει αντιληπτή η φύση αυτής της ακτινοβολίας ενέργειας, αφού



δεν γίνεται άμεσα αισθητή. Γι' αυτό χρησιμοποιούνται αισθητήρες οργάνων για να μετρηθεί η εισερχόμενη ακτινοβολία. Γι' αυτούς που επιθυμούν να γνωρίσουν τον τρόπο με τον οποίο η ενέργεια αυτή φθάνει στη Γη θα πρέπει να μελετήσουν την ηλεκτρομαγνητική θεωρία. Η Γη δέχεται ένα μικρό ποσοστό της ολικής ακτινοβολού ενέργειας που εκπέμπεται από τον Ήλιο. Οι μικρές μεταβολές της τροχιάς της Γης γύρω από τον Ήλιο ελάχιστα αλλάζουν τα ποσά της ενέργειας που φθάνουν στις εξώτατες επιφάνειες του πλανήτη μας. Η ακτινοβολία στα εξώτατα όρια της ατμόσφαιρας δεν μπορεί να μετρηθεί όπως μετρείται στην επιφάνεια της Γης. Γι' αυτό χρησιμοποιείται ως μονάδα μέτρησης η ηλιακή σταθερά $I_0 = 1.945 \text{ ly/min}$ σε Langley ($1 \text{ ly} = 1 \text{ cal/cm}^2$), αν και σύμφωνα με τις τελευταίες παρατηρήσεις από δορυφόρους, ακριβέστερη τιμή της είναι η $I_0 = 2.0 \text{ ly/min}$. **Ηλιακή σταθερά** δηλαδή, είναι η ηλιακή ενέργεια την οποία δέχεται η μμονάδα της επιφάνειας (cm^2) κάθε τα τοποθετημένη στις ηλιακές ακτίνες στα όρια της ατμόσφαιρας σε χρόνο ενός λεπτού (1 min) και στη μέση απόσταση Γης-Ηλίου. Μόνο ένα ποσοστό από την ενέργεια αυτή φθάνει την επιφάνεια της Γης. Πολλοί παράγοντες εμποδίζουν όλη την ακτινοβολία να φθάσει στην επιφάνεια: α) η απορρόφηση ενός ποσοστού ενέργειας από την ατμόσφαιρα, β) η μεταβολή της γωνίας πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων, γ) η εποχή του έτους καθορίζει τη διάρκεια της λαμβανόμενης ακτινοβολίας, δ) οι τοπικές καιρικές συνθήκες μπορεί να προκαλέσουν ωριαία μεταβολή στη λαμβανόμενη ενέργεια. Αν υποτεθεί ότι η ατμόσφαιρα είναι τελείως διαπερατή τότε σ' ένα 24ωρο η μονάδα της επιφάνειας (cm^2) της Γης δέχεται $I_0 \times \frac{\pi R^2 \times 24 \times 60}{4\pi R^2} = 720 \text{ cal}$ κατά μέσο όρο.

Το αντίστοιχο της I_0 ποσό ενέργειας, για μία ορισμένη θέση της τροχιάς της Γης μέσα στο έτος είναι ίσο με $I = \frac{I_0}{r^2}$, όπου r ο λόγος της απόστασης (d) Γης-Ηλίου προς τη μέση απόσταση ($\bar{d}$). Κατά τη Σφαιρική Τριγωνομετρία, όταν η μοναδιαία επιφάνεια είναι οριζόντια, δέχεται ενέργεια στη μονάδα του χρόνου ίση με

$$Q = \frac{I_0}{r^2} \sin z = \frac{I_0}{r^2} (\eta \mu \phi \eta \mu \delta + \sin \phi \sin \delta \sin H) \quad (1)$$

όπου, z και η ζενιθία απόσταση και η απόκλιση του Ηλίου αντίστοιχα, ϕ το γεωγρ. πλάτος και H η ωριαία γωνία του Ηλίου (η διέδρη γωνία μεταξύ του μεσημβρινού του τόπου και του ωριαίου κύκλου του Ηλίου). Όταν $H = 0$ ο Ήλιος μεσουρανει πάνω από έναν τόπο. Ο υπολογισμός της I μπορεί να γίνει με παρατηρήσεις στην επιφάνεια της Γης, γιατί απαλείφεται κατάλληλα η εξασθένιση της ακτινοβολίας κατά τη διεύλευσή της στην ατμόσφαιρα. Πράγματι, με βάση το νόμο των Bouguer-Lambert, κατά τον οποίο $I = I_0 \cdot \rho^m$, όπου I_0 η ηλιακή σταθερά, I η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια του εδάφους, ρ ο συντελεστής απορρόφησης και m το πάχος του στρώματος της ατμόσφαιρας, το οποίο διαπερνάται από τη δέσμη των ηλιακών ακτίνων. Το πάχος αυτό



λέγεται οπτική μάζα. Η οπτική μάζα (m), για ζενιθιακή απόσταση z του Ηλίου ή για ύψος (h) δίδεται με καλή προσέγγιση από τη σχέση $m = \frac{1}{\sin z} = \text{τεμ}z$ ή επειδή $z = 90^\circ - h$, θα είναι $m = \frac{1}{\eta \mu h} = \text{τεμ}h$ (Σχ. 17). Στην ανατολή ($H = -H_0$) και στη δύση ($H = H_0$) το $Q = 0$ και η (1) δίνει:

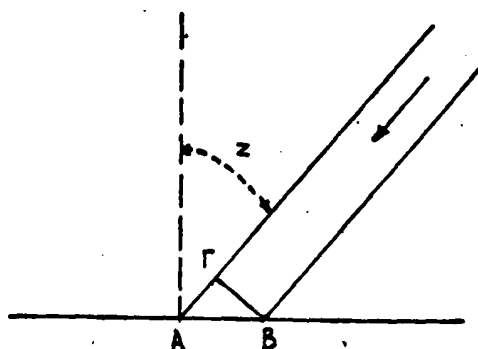
$$\sin H_0 = -\varepsilon \varphi \varepsilon \varphi \delta \quad (2)$$

απ' όπου υπολογίζεται ο χρόνος ανατολής και δύσης και ο μέγιστος κύκλος που χωρίζει κάθε στιγμή το φωτεινό από το σκοτεινό Ημισφαίριο της Γης. Τα ημερήσια ποσά ηλιακής ενέργειας, τα οποία λαμβάνονται στην ίδια οριζόντια επιφάνεια σε ορισμένη ημερομηνία (δ και τ ορισμένα) και σε ορισμένο τόπο (φ γνωστό) υπολογίζονται από τη σχέση:

$$Q = \frac{S}{\pi} \frac{I_0}{\tau^2} (H_0 \eta \mu \varphi \eta \mu \delta + \eta \mu H_0 \sin \varphi \sin \delta) \quad (3)$$

όπου S το ημερήσιο τόξο εκπεφρασμένο σε χρόνο και με πλήρως διαφανή ατμόσφαιρα. Στα μεγάλα γεωγρ. πλάτη και για τις ημερομηνίες που ο Ήλιος δεν δύει ($H_0 = \pi$) η εξίσωση (3) απλοποιείται στην

$$Q = S \frac{I_0}{\tau^2} \eta \mu \varphi \eta \mu \delta \quad (4)$$



Σχ. 17 Προσπίπτουσα ακτινοβολία με ζενιθία απόσταση (z)

Με τις παραπάνω εξισώσεις υπολογίζονται τα ημερήσια ποσά ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στο έδαφος σε διάφορα πλάτη για τις διάφορες ημερομηνίες, με διαφανή ατμόσφαιρα. Στην πραγματικότητα όμως η ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διέλευσή της μέσα από την ατμόσφαιρα εξασθενεί λόγω, α) σκέδασης από τα μόρια των αερίων της ατμόσφαιρας ή των αιωρημάτων της και προκύπτει η διάχυτη ακτινοβολία, β) απορρό-



ρόφησης από το οξυγόνο, το όζον, το διοξείδιο του άνθρακα, τους υδρατμούς και τον κονιορτό, γ) **ανάκλασης** από τα αιωρούμενα σωματίδια και τα νέφη. Η δυνατότητα μιας επιφάνειας να ανακλά την προσπίπτουσα ακτινοβολία ονομάζεται **λευκαύγεια** (albedo). Η λευκαύγεια ορίζεται ως το πηλίκο της προσπίπτουσας προς την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία και είναι προφανώς αριθμός μικρότερος της μονάδας και δείχνει ότι η επιφάνεια δεν μπορεί να απορροφήσει ολόκληρη την ακτινοβολία ενέργεια. Οι τιμές της για τις διάφορες επιφάνειες της Γης κυμαίνονται από 0.1 (για τη βλάστηση) έως 0.85 (για το χιόνι) και ενδιάμεσες τιμές για άλλες επιφάνειες ξηράς και για το νερό.

Με τις παραπάνω εξισώσεις υπολογίζονται τα ημερήσια προσά ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στο έδαφος σε διάφορα πλάτη για τις διάφορες ημερομηνίες, με διαφανή ατμόσφαιρα. Στην πραγματικότητα όμως η ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διέλευσή της μέσα από την ατμόσφαιρα εξασθενεί λόγω, α) **σκέδασης** από τα μόρια των αερίων της ατμόσφαιρας ή των αιωρημάτων της και προκύπτει η **διάχυτη ακτινοβολία**, β) **απορρόφησης** από το οξυγόνο, το όζον, το διοξείδιο του άνθρακα, τους υδρατμούς και τον κονιορτό, γ) **ανάκλασης** από τα αιωρούμενα σωματίδια και τα νέφη. Η δυνατότητα μιας επιφάνειας να ανακλά την προσπίπτουσα ακτινοβολία ονομάζεται **λευκαύγεια** (albedo). Η λευκαύγεια ορίζεται ως το πηλίκο της προσπίπτουσας προς την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία και είναι προφανώς αριθμός μικρότερος της μονάδας και δείχνει ότι η επιφάνεια δεν μπορεί να απορροφήσει ολόκληρη την ακτινοβολία ενέργεια. Οι τιμές της για τις διάφορες επιφάνειες της Γης κυμαίνονται από 0.1 (για τη βλάστηση) έως 0.85 (για το χιόνι) και ενδιάμεσες τιμές για άλλες επιφάνειες ξηράς και για το νερό.

20.3. Ηλιακή ακτινοβολία στην Ατμόσφαιρα

Η γενεσιουργός αιτία όλων των φυσικών φαινομένων, τα οποία σχετίζονται με την Μετεωρολογία- Κλιματολογία και τα οποία εκδηλώνονται και εξελίσσονται μέσα στην ατμόσφαιρα, είναι η ακτινοβολία ενέργεια του Ηλίου ή ηλιακή ακτινοβολία. Το σημαντικότερο μέρος της ακτινοβολίας αυτής φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους ως δέσμη παράλληλων ακτίνων που προέρχονται απευθείας από τον Ήλιο και καλείται **άμεση ηλιακή ακτινοβολία**. Συγχρόνως, μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας διαχέεται από την ατμόσφαιρα και φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους ως **διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία** απ' όλα τα σημεία του ουρανού. Ένα μέρος της ακτινοβολίας η οποία φθάνει στην επιφάνεια της Γης ανακλάται απ' αυτήν και στη συνέχεια από την ατμόσφαιρα και τα νέφη και έτσι δημιουργείται η λεγόμενη **ανακλώμενη ακτινοβολία**. Εξάλλου, η επιφάνεια του εδάφους η οποία θερμαίνεται από την ακτινοβολία που πέφτει πάνω σ' αυτήν εκπέμπει θερμική ακτινοβολία προς την ατμόσφαιρα, που λέγεται **γήινη ακτινοβολία**. Τέλος, η ίδια



ατμόσφαιρα ακτινοβολεί. Η ακτινοβολία της λέγεται **ακτινοβολία της ατμόσφαιρας** και κατευθύνεται προς όλες τις διευθύνσεις. Όλες οι μορφές της ακτινοβολίας δέχονται την επίδραση της απορρόφησης και της διάχυσης.

Από τις παραπάνω μορφές της ακτινοβολίας σπουδαιότερη είναι η άμεση και μετά απ' αυτήν η **διάχυτη**, καθώς και το άθροισμά τους πάνω σε οριζόντια επιφάνεια, το οποίο καλείται **ολική ηλιακή ακτινοβολία**.

Η ηλιακή ακτινοβολία, σε όλες τις φυσικές κλιματολογικές λειτουργίες και καταστάσεις εκφράζεται ποσοτικά σε μονάδες θερμότητας και μάλιστα σε θερμίδες (cal). Ως γνωστόν $1 \text{ cal} = 4.18 \text{ Joule}$. Η ένταση της ακτινοβολίας μετριέται σε θερμίδες ανά τετραγωνικό εκατοστόμετρο και λεπτό. Είναι δε $1 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1} = 0.6976\cdot 10^6 \text{ erg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sec}^{-2}\cdot\text{sec}^{-1} = 0.0697 \text{ watt}\cdot\text{cm}^{-2}$. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονιστεί ότι μέσα στην ατμόσφαιρα υπάρχει ολόκληρο σύστημα ακτινοβολιών με διαφορετικό φάσμα και διεύθυνση. Έτσι, η άμεση και διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία ονομάζονται ακτινοβολίες μικρού κύματος, ενώ η γήινη και η ακτινοβολία της ατμόσφαιρας, ακτινοβολίες μεγάλου μήκους κύματος.

Από πλευρά κλιματολογική, ενδιαφέρει να γνωρίζουμε το ποσό της ενέργειας το οποίο μεταφέρεται μέσω αυτών, καθώς και το ποσό της ενέργειας αυτής το οποίο μετατρέπεται σε θερμότητα δι' απορροφήσεως, για να καθοριστεί τελικά για κάθε επιφάνεια το ισοζύγιο των ακτινοβολιών.

20.4. Ημερήσια και ετήσια μεταβολή της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας

Όπως είδαμε, η ολική ηλιακή ακτινοβολία είναι το άθροισμα της άμεσης και διάχυτης ακτινοβολίας πάνω σε οριζόντια επιφάνεια.

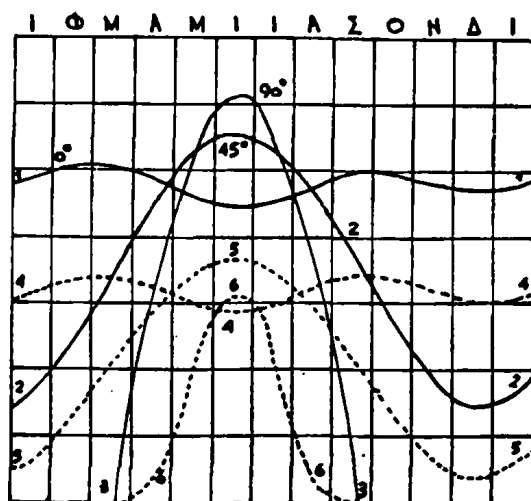
Η ακτινοβολία αυτή παρουσιάζει μεγάλη σημασία όχι μόνο από θεωρητική αλλά και από πρακτική πλευρά γιατί είναι η ακτινοβολία, η οποία κυρίως ρυθμίζει τη θερμική κατάσταση της επιφάνειας της Γης και των επιφανειακών στρωμάτων της ατμόσφαιρας.

Με αίθριο ουρανό η ολική ακτινοβολία ακολουθεί απλή ημερήσια πορεία ανάλογη με την πορεία του ύψους του Ηλίου. Παραλλαγές βέβαια αυτής θα υπάρχουν από τόπο σε τόπο, οι οποίες οφείλονται στις συνθήκες διαφάνειας της ατμόσφαιρας. Αν ο ουρανός είναι νεφελώδης, έστω κι αν ο Ήλιος είναι ακάλυπτος από νέφη, η ολική ακτινοβολία θα παρουσιάζει διάφορες ανωμαλίες λόγω κυρίως της ακτινοβολίας που ανακλάται από τα νέφη και διαχέεται.

Γενικά, το ποσό της νέφωσης, το είδος των νεφών και η κατανομή τους πάνω στον ουράνιο θόλο είναι οι παράγοντες, οι οποίοι ενδιαφέρουν πάρα πολύ και οι οποίοι ρυθμίζουν την ολική ηλιακή ακτινοβολία. Λόγω δε της αύξησης της διάχυτης και ανακλώμενης από τα νέφη ακτινοβολίας, η ολική ακτινοβολία με καιρό νεφελώδη και με περιοχή του Ηλίου



καθαρή είναι μεγαλύτερη παρά με αίθριο ουρανό. Όσον αφορά στην ετήσια πορεία της ολικής ακτινοβολίας, εξαρτάται από το γεωγρ. πλάτος, την απόκλιση του Ηλίου, τη νέφωση και τη διαφάνεια της ατμόσφαιρας και παρουσιάζεται διαφορετική στους διάφορους τόπους. Στην πλειονότητα όμως των περιοχών παρουσιάζει τις μεγαλύτερές της τιμές κατά το θέρος και μάλιστα στους τόπους στους οποίους η νέφωση είναι μικρή κατά την εποχή αυτή. Στα μεγάλα γεωγραφ. πλάτη, στα οποία τα ύψη του Ηλίου είναι μικρά, η ολική ακτινοβολία εξαρτάται περισσότερο από τη διάχυτη παρά από την άμεση ακτινοβολία (Σχ.18).



Σχ.18 Ετήσια πορεία της ηλιακής ακτινοβολίας εις διάφορα πλάτη.

20.5. Το ισοζύγιο ενέργειας στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας

Εάν η ηλιακή σταθερά I_0 ληφθεί ίση με 2.0 ly/min και R είναι η ακτίνα της Γης, τότε η ακτινοβολία που δέχεται η επιφάνεια της Γης στη μονάδα του χρόνου θα είναι ίση με $\pi R^2 I_0$. Αν αυτή η ακτινοβολία κατανεμηθεί ομοιόμορφα σ' ολόκληρη την επιφάνεια, τότε το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται η μονάδα της επιφάνειας στη μονάδα του χρόνου στο εξώτατο όριο της Ατμόσφαιρας θα ισούται με:

$$\frac{\pi R^2 I_0}{4\pi R^2} = \frac{I_0}{4} = \frac{2.0}{4} = 0.5 \text{ ly/min.}$$

Αυτό γίνεται επειδή το εξώτατο όριο της Ατμόσφαιρας μπορεί να θεωρηθεί ως επιφάνεια σφαίρας ($4\pi R^2$) παρά ως κυκλικός δίσκος (πR^2). Συνηθίζεται να χρησιμοποιούνται

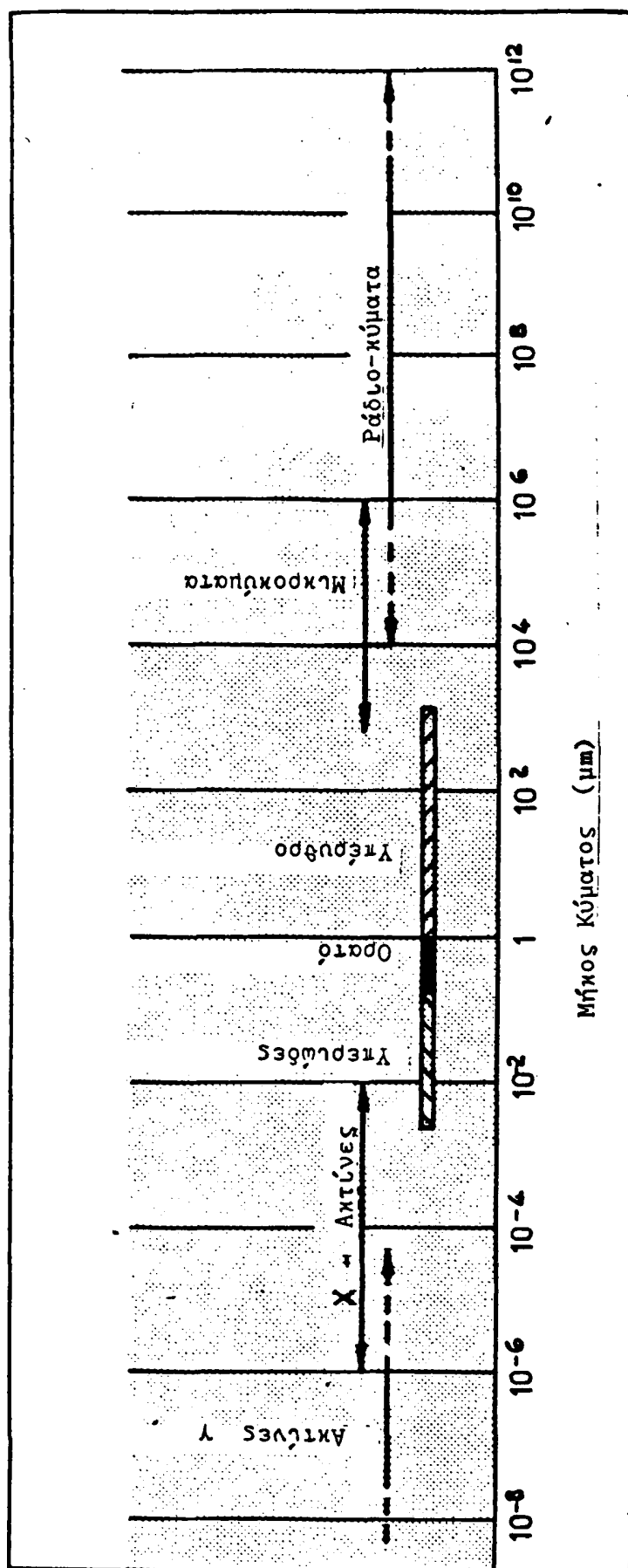


αυθαίρετες μονάδες και ειδικότερα 100 μονάδες ίσες με το ένα τέταρτο της ηλιακής σταθεράς ($0.5 \text{ ly/min} = 100 \text{ μονάδες}$). Από το Σχ. 19, μπορεί να φανεί ότι από τις 100 μονάδες εισερχόμενης ακτινοβολίας, οι 17.5 σκεδάζονται προς όλες τις διευθύνσεις, αν και στην πράξη 60% από τη σκεδάζόμενη ακτινοβολία φθάνει στην επιφάνεια της Γης, με την υπόλοιπη να χάνεται στο διάστημα. Στην απορρόφηση αντιστοιχούν 13 μονάδες, ένα μέρος της οποίας επανεκπέμπεται στο διάστημα. Η ανάκλαση της ακτινοβολού ενέργειας από τα νέφη είναι 40 μονάδες, το 35,5% των οποίων κατευθύνεται προς το έδαφος και σχεδόν όλο το υπόλοιπό τους χάνεται προς το διάστημα. Εάν προσθέσουμε 4 μονάδες ανακλώμενης από το έδαφος βρίσκουμε ότι 35% από την εισερχόμενη ακτινοβολία σκεδάζεται και ανακλάται πίσω στο διάστημα, χωρίς κατά κανένα τρόπο να επωφελούνται τα ενεργειακά συστήματα Γης-Ατμόσφαιρας.

Αντιθέτως, η επιφάνεια της Γης απορροφά ένα συνολικό ποσό 47.5 μονάδων, το οποίο είναι σχεδόν τέσσερες φορές του ποσού που απορροφήθηκε από την ατμόσφαιρα. Λίγο κάτω από το μισό της εισερχόμενης ακτινοβολίας χρησιμοποιείται κατευθείαν στη θέρμανση της Γης και συγκεκριμένα τα ανώτερα 30 cm του εδάφους της. Η προσπίπτουσα στο έδαφος ακτινοβολία είναι υψηλότερη γύρω στη μεσημβρία τις αίθριες ημέρες του θέρους στα μέσα γεωγρ. πλάτη, οπότε τιμές γύρω στα 1.6 ly/min μπορεί να μετρηθούν. Αυτό αντιπροσωπεύει το 80% περίπου της ακτινοβολού ενέργειας που φθάνει στα εξώτατα τμήματα της Ατμόσφαιρας. Αντιστρόφως το χειμώνα η προσπίπτουσα ακτινοβολία μπορεί να προσεγγίζει την τιμή μηδέν τις νεφοσκεπείς ημέρες. Όλη η εισερχόμενη στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας ακτινοβολία είναι βραχέος μήκος κύματος αφού καλύπτει την περιοχή των μικρών κυμάτων στο ηλεκτρομαγνητικό φάσμα (Σχ. 20).

Η εξερχόμενη ακτινοβολία είναι μακρού μήκους κύματος και το μέγιστό της είναι γύρω στα 10-12 μm . Αν και το παράθυρο της ακτινοβολίας εμφανίζεται αρκετά ευρύ, στην πραγματικότητα γύρω στις 5 μονάδες χάνονται απ' ευθείας από την επιφάνεια της Γης προς το διάστημα. Από μία άποψη το ισοζύγιο της γήινης ακτινοβολίας είναι πιο πολύπλοκο. Αυτό οφείλεται, μερικώς, στο γεγονός ότι μία μεγάλη ποσότητα της μακρού μήκους κύματος ακτινοβολίας απορροφάται από την Ατμόσφαιρα και επανεκπέμπεται πίσω στη Γη. Η εξάτμιση από τις θαλάσσιες επιφάνειες παρέχει επιπλέον αποθήκευση ενέργειας μέσα στην ατμόσφαιρα, (λανθάνουσα θερμότητα), η οποία συμπληρώνεται από ενέργεια που προέρχεται από την αναταρακτική ανάμιξη του αέρα στο οριακό στρώμα (αισθητή θερμότητα). Ως αποτέλεσμα προκύπτει ότι, 96.5 μονάδες από τις 114.5 που χάνονται από τη Γη επανεκπέμπονται πίσω σ' αυτή. Συμβαίνει μία απώλεια από την Ατμόσφαιρα προς το διάστημα 56.5 μονάδων. Αυτή προέρχεται από 1) τη βραχέος μήκους κύματος ακτινοβολία που απορρόφησε η Ατμόσφαιρα, 2) την καθαρή απώλεια 18 μονάδων από την επιφάνεια





Σχ. 20 Σχηματική αναπαράσταση του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος.

της Γης, 3) την ισοδύναμη απώλεια 18.5 μονάδων της λανθάνουσας θερμότητας και 4) την ισοδύναμη απώλεια 11 μονάδων της αισθητής θερμότητας.

Είναι εξαιρετικά δύσκολο να παρασχεθεί ένα ισοζύγιο, το οποίο να "ισοζυγίζει" το σύστημα Ατμόσφαιρας-Διαστήματος. Τα δεδομένα για το σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας ισοζυγίζονται με το κέρδος των 47.5 μονάδων της επιφάνειας της Γης να αντισταθμίζεται από την καθαρή εκπομπή γήινης ακτινοβολίας, τη λανθάνουσα και την αισθητή θερμότητα.

20.6. Ισοζύγιο θερμότητας

Η ατμόσφαιρα της Γης χάνει ετησίως με την ακτινοβολία τόση ενέργεια όση κερδίζει η επιφάνεια του εδάφους της Γης. Το υπόλοιπο επομένως ακτινοβολίας του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας είναι μηδέν. Αυτό έπρεπε να συμβαίνει, διαφορετικά η Γη θα έπρεπε να θερμαίνεται συνέχεια ή να ψύχεται. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το υπόλοιπο ακτινοβολίας είναι μηδέν μόνο κατά μέσο όρο ετησίως για όλο τον πλανήτη Γη, ενώ σε κάθε έτος ή σε κάθε εποχή και σε διάφορα γεωγραφ. πλάτη το υπόλοιπο ακτινοβολιών διαφέρει σαφώς του μηδενός.

Η Ατμόσφαιρα με την ακτινοβολία χάνει συνέχεια θερμότητα σχεδόν ομοιόμορφα σε όλα τα γεωγραφ. πλάτη, ενώ η επιφάνεια της Γης, εκτός από τις περιοχές που βρίσκονται πλησίον στους πόλους, είναι μία συνεχής πηγή θερμότητας. Επομένως, θα πρέπει να μεταφέρεται από την επιφάνεια του εδάφους προς την Ατμόσφαιρα ενέργεια, για να μη θερμαίνεται η επιφάνεια του εδάφους και να μην ψύχεται η Ατμόσφαιρα.

Πέρα από το πλάτος των 40° το ποσό θερμότητας, το οποίο χάνει η ατμόσφαιρα με την ακτινοβολία, είναι μεγαλύτερο από εκείνο που προσφέρει η επιφάνεια του εδάφους, ενώ σε πλάτη μικρότερα από 40° συμβαίνει το αντίθετο. Επομένως, για να μην καθίστανται οι πόλοι ψυχρότεροι και οι τόποι της τροπικής ζώνης θερμότεροι, θα πρέπει να γίνεται μεταφορά ενέργειας από τα μικρότερα προς τα μεγαλύτερα πλάτη.

Η οριζόντια αυτή εναλλαγή θερμότητας, η οποία επιτυγχάνεται εν μέρει και με την διαφορετική θέρμανση των ηπείρων και θαλασσών, γίνεται κυρίως με τη μεταφορά προς τους πόλους της θερμότητας, με την γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και των ωκεάνειων ρευμάτων, καθώς και με την απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας δια συμπυκνώσεως των υδρατμών που μεταφέρονται από τα μικρότερα προς τα μεγαλύτερα γεωγραφ. πλάτη.

Συμπερασματικά, δύο είναι οι βασικές μεταφορές θερμότητας: η μία από την επιφάνεια του εδάφους προς την ατμόσφαιρα και η άλλη από τον Ισημερινό προς τους πόλους. Η μεταφορά δε αυτή πρέπει να γίνεται κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να μη θερμαίνεται



και να μην ψύχεται σημαντικά, οιονδήποτε μέρος της Γης για περίοδο που υπερβαίνει το έτος.

Η μεγαλύτερη μεσημβρινή ροή θερμότητας συμβαίνει από το πλάτος των 40° προς το πλάτος των 50° και είναι ελαφρώς μεγαλύτερη στο Νότιο παρά στο Βόρειο Ημισφαίριο.

20.7. Ο ρόλος του γεωγραφικού πλάτους στη λαμβανόμενη ηλιακή ακτινοβολία

Το γεωγραφ. πλάτος ενός τόπου, προσδιορίζει πολλά στοιχεία του κλίματος μιας περιοχής, κυρίως λόγω της σχέσεώς του προς την ακτινοβολία του Ηλίου. Τούτο προσδιορίζει, για μια δεδομένη ημερομηνία, τις ώρες της ανατολής και δύσεως και συνεπώς τη διάρκεια της ημέρας και νύχτας. Προσδιορίζει τις θέσεις του Ηλίου στον ουρανό κάθε στιγμή και ακολούθως τη διεύθυνση των ακτίνων του που προσπίπτουν, ως προς την επιφάνεια του εδάφους.

Το Σχ. 21 δείχνει τα ημερήσια ολικά ποσά της ακτινοβολίας τα οποία θα έπεφταν πάνω σε μία οριζόντια επιφάνεια σε κάθε γεωγραφ. πλάτος της Γης σε κάθε χρονική στιγμή του έτους, αν δεν υπήρχε ατμόσφαιρα. Η παρουσία της ατμόσφαιρας βεβαίως ελαττώνει την ηλιακή ακτινοβολία, καθώς διέρχεται μέσω αυτής (κυρίως λόγω της παρουσίας των νεφών).

Πρέπει να παρατηρήσουμε ότι, επειδή η Γη είναι λίγο πιο κοντά προς τον Ήλιο τον Ιανουάριο παρά κατά τον Ιούνιο, τα μέγιστα ποσά της ηλιακής ενέργειας είναι μεγαλύτερα στο Νότιο ημισφαίριο παρά στο Βόρειο.

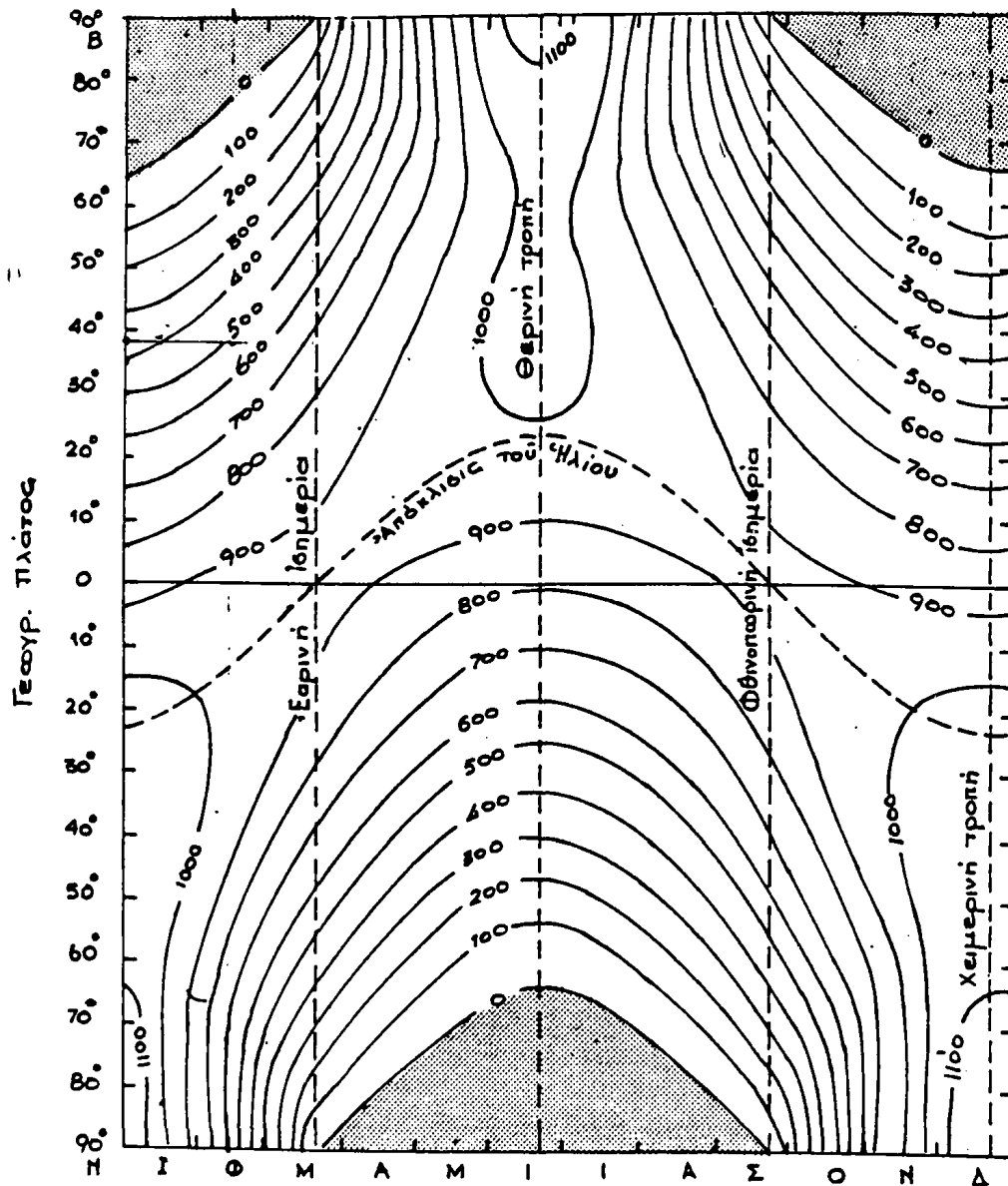
Χωρίς αμφιβολία, από το σχήμα είναι φανερό η σπουδαιότητα του γεωγραφ. πλάτους στον προσδιορισμό της ενέργειας που λαμβάνεται από τον Ήλιο, η οποία σταθερά επανεκπέμπεται προς την ατμόσφαιρα μέσω των ποικίλων φυσικών διεργασιών μεταφοράς θερμότητας δι' αγωγιμότητας, μεταφοράς και εξάτμισης-συμπύκνωσης.

Οι διαφορές από εποχή σε εποχή είναι μεγαλύτερες για τα μεγαλύτερα γεωγραφ. πλάτη και κοντά στους πόλους. Πέρα από τις εποχικές μεταβολές στα ημερήσια ποσά ηλιακής ενέργειας, γίνονται και σημαντικές ωριαίες μεταβολές σχετιζόμενες με το γεωγραφ. πλάτος.

20.8. Μεταφορά θερμότητας με διάχυση και ανατάραξη

Στα προηγούμενα εξετάστηκε το θερμικό ισοζύγιο ακτινοβολιών και η μεταφορά θερμότητας από τον Ήλιο προς την Ατμόσφαιρα και την επιφάνεια του εδάφους με ακτινοβολία. Μεταφορά όμως θερμότητας από την επιφάνεια του εδάφους προς την Ατμόσφαιρα, γίνεται όχι μόνο με ακτινοβολία αλλά και με άλλους τρόπους, όπως είναι η





Σχ:21 Ημερήσια ποσά της ηλιακής ακτινοβολίας συναρτήσει του πλάτους ως λy .

μοριακή αγωγιμότητα, η αγωγιμότητα με αναταράξεις και τέλος, η μεταφορά λανθάνουσας θερμότητας με υδρατμούς.

Η θερμότητα που περιέχεται σε μία αέρια μάζα είναι, ως γνωστόν, το άθροισμα της κινητικής ενέργειας όλων των μορίων του αέρα που αποτελούν την αέρια μάζα.

Αν στην Ατμόσφαιρα υπάρχει μία θερμοβαθμίδα $\frac{dT}{dh}$, αυτό σημαίνει ότι η μέση ταχύτητα της κίνησης των επί μέρους μορίων του αέρα ελαττώνεται προς τη διεύθυνση του h . Αν λοιπόν, θεωρήσουμε ένα επίπεδο κάθετο προς τη διεύθυνση της θερμοβαθμίδας, τότε τα μόρια που διέρχονται μέσω αυτού θα φέρουν μαζί τους μεγαλύτερη κινητική ενέργεια, δηλαδή θερμότητα, από εκείνη που επικρατεί στην περιοχή προς την οποία κινούνται. Η διεργασία αυτή συνιστά τη μεταφορά θερμότητας με μοριακή αγωγιμότητα.

Αν με το H παραστήσουμε το ποσό της θερμότητας που μεταφέρεται μέσω της μονάδας της επιφάνειας στη μονάδα του χρόνου, με το $\frac{dT}{dh}$ τη θερμοβαθμίδα με κάθετη διεύθυνση προς την επιφάνεια και με το K το συντελεστή της θερμικής αγωγιμότητας, τότε θα είναι:

$$H = -K \frac{dT}{dh} \quad (K = 5.66 \times 10^{-6} \text{ cal-cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1})$$

Δηλαδή, το ποσό της θερμότητας που μεταφέρεται με αγωγιμότητα είναι ανάλογο προς τη θερμοβαθμίδα. Αυτό επίσης εξαρτάται και από την ολική μάζα της μοριακής εναλλαγής του αέρα δια μέσου της μονάδας της επιφάνειας καθώς και από τη μέση απόσταση με την οποία γίνεται η εναλλαγή της αέριας μάζας.

Ανάλογη προς τη μεταφορά θερμότητας με μοριακή αγωγιμότητα είναι και η μεταφορά των αναταράξεων που σημειώνονται στην ατμόσφαιρα με τα στροβιλοειδή στοιχεία, καθένα από τα οποία περιέχει μεγάλο αριθμό μορίων..

Τα στροβιλοειδή στοιχεία, τα οποία μετακινούνται προς τις θετικές διευθύνσεις του h φέρουν μαζί τους μεγαλύτερο ποσό θερμότητας εν σχέσει με τη θερμοκρασία του νέου τους περιβάλλοντος, συμβαίνει δε το αντίθετο, αν η κίνησή τους γίνεται προς την αρνητική διεύθυνση του h . Ισχύει η ανάλογη σχέση προς την προηγούμενη

$$H = -\lambda \frac{d\theta}{dh}$$

όπου, $\frac{d\theta}{dh}$ η βαθμίδα δυναμικής θερμοκρασίας και λ ο συντελεστής της αγωγιμότητας με ανατάραξη. Ο λ υπόκειται σε μεγαλύτερες μεταβολές απ' ό τι ο K , διότι οι αναταράξεις του αέρα είναι εξαιρετικώς μεταβλητές. Επίσης ο λ είναι διάφορος κατά την κατακόρυφη εν σχέσει με την οριζόντια, επειδή εξαρτάται από την ατμοσφαιρική ευστάθεια ή αστάθεια. Κανονικά, ο K , είναι πολύ μικρός σχετικά με τον λ και ίσος προς το $\frac{1}{10.000}$ του λ κατά την κατακόρυφη. Συνεπώς η μεταφορά με διάχυση στην ατμόσφαιρα είναι αμελητέα σχετικά με τη μεταφορά με ανατάραξη.



Η μεταφορά θερμότητας με διάχυση ενδιαφέρει μόνο στην άμεση γειτνίαση μιας επιφάνειας, η θερμοκρασία της οποίας διαφέρει από τη θερμοκρασία του αέρα. Έτσι, υφίσταται μία ουσιώδης κατακόρυφη θερμοβαθμίδα, χωρίς να υπάρχει ανατάραξη. Η μεταφορά θερμότητας με διάχυση, είναι δυνατό να επηρεάσει τη θερμοκρασία του αέρα σε απόσταση το πολύ ενός μέτρου από την επιφάνεια του εδάφους.

Επομένως, αν πάνω από το έδαφος ο αέρας είναι νήνεμος, η μόνη ουσιώδης μεταφορά θερμότητας από το έδαφος προς την Ατμόσφαιρα γίνεται μόνο με ακτινοβολία.

20.9. Φυσικές μεταβολές της κατάστασης και ισοζύγιο του νερού

Όπως είναι γνωστό, το νερό στην Ατμόσφαιρα εμφανίζεται με τις τρεις του μορφές (καταστάσεις) - αέρια, υγρή και στερεή και είναι δυνατό να μετατρέπεται από τη μία στην άλλη κατάσταση με τη μεσολάβηση πάντοτε θερμότητας.

Η **εξάτμιση**, όπως είδαμε, είναι μία εκλεκτική λειτουργία με την οποία τα μόρια που κινούνται ταχύτερα διαφεύγουν από την επιφάνεια του υγρού. Η διεργασία αυτή προφανώς απαιτεί ενέργεια και είναι η διαδικασία με την οποία τεράστια ποσά λανθάνουσας θερμότητας μεταφέρονται από την επιφάνεια της Γης στην Ατμόσφαιρα. Εξαρτάται από την πίεση των υδρατμών, τη θερμοκρασία και την κίνηση του αέρα. Η θερμότητα που απαιτείται για να γίνει η εξάτμιση διατηρείται από τους υδρατμούς, ως **λανθάνουσα θερμότητα** εξάτμισης και δεν αυξάνει τη θερμοκρασία τους. Αυτή ελαττώνεται από 600 cal/gr στους 0 °C μέχρι περίπου 540 cal/gr και τούτο γιατί, ενώ αυξάνει η θερμοκρασία, η διαφορά μεταξύ της κινητικής ενέργειας των μορίων που αποσπώνται και της μέσης κινητικής ενέργειας όλων των μορίων ελαττώνεται. Αυτός άλλωστε είναι και ο λόγος της αύξησης της μέγιστης τάσης των υδρατμών μαζί με τη θερμοκρασία.

Όταν τα μόρια του νερού μεταβαίνουν από την αέρια φάση στην υγρή, απαιτείται ισοδύναμο ποσό ενέργειας, το οποίο καλείται **θερμότητα συμπύκνωσης**.

Είναι προφανές ότι η εξάτμιση αποτελεί σπουδαιότατο παράγοντα στο θερμικό ισοζύγιο της Γης-Ατμόσφαιρας.

Ειδική περίπτωση είναι η διαπνοή, η οποία διαλαμβάνει την απώλεια του ύδατος από τα φύλλα κάθε μορφής βλάστησης. Ο συνδυασμός της εξάτμισης με τη διαπνοή από μία δεδομένη περιοχή παρέχει τη λεγόμενη **εξατμισοδιαπνοή**. Αυτή είναι μεγάλης σπουδαιότητας επειδή αποτελεί το ένα σκέλος του υδρολογικού κύκλου (το άλλο είναι ο υετός). Ο προσδιορισμός του εξατμιζόμενου από το έδαφος και τη βλάστηση ύδατος με τη διαπνοή είναι στην πράξη δύσκολο. Ένας έμμεσος τρόπος, βασίζεται στην εξίσωση του ισοζυγίου του ύδατος:

$$ΕΔ = Υ - (Ρ+Α)$$



όπου ΕΔ είναι η απώλεια ύδατος με την εξατμισοδιαπνοή, Υ το κέρδος μέσω του υετού, Ρ η απώλεια με τη ροή και Α είναι το νερό που εναποθηκεύεται στο έδαφος.

Το ισοζύγιο του νερού στην επιφάνεια του εδάφους εξαρτάται από: α) την επιφανειακή απορροή, β) τη διηθητική δυνατότητα του εδάφους, γ) την αποχέτευση, δ) τη συνεκτικότητα των στρωμάτων του εδάφους, ε) την εξάτμιση και την εξατμισοδιαπνοή και στ) τον προσπίπτοντα υετό. Η μέτρηση αυτών των παραγόντων δεν είναι εύκολη και η δυσκολία στη μέτρηση ενός απ' αυτούς τους παράγοντες επηρεάζει και τους υπόλοιπους, αμοιβαία.

Συνεπώς, αν καταφέρουμε να μετρήσουμε τον υετό, τη ροή και την εναποθήκευση, μπορούμε να υπολογίσουμε την εξατμισοδιαπνοή ως διαφορά. Δεδομένου όμως, ότι η εξατμισοδιαπνοή διαλαμβάνει εναλλαγή ενέργειας και ύδατος από την επιφάνεια του εδάφους προς τον αέρα, έχουν καταβληθεί προσπάθειες για τον υπολογισμό της μέσω των φυσικών παραμέτρων της θερμότητας, ακτινοβολίας, θερμοκρασίας, και κίνησης του αέρα.

Δυνητική εξατμισοδιαπνοή, είναι η μέγιστη δυνατή εξατμισοδιαπνοή για μία δεδομένη θερμοκρασία, κάτω από την απαραίτητη προϋπόθεση ότι θα υπάρχει επαρκής υγρασία. Αν π.χ. η τιμή της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής για ένα μήνα είναι 20 cm και διατίθενται μόνο 15 cm νερού, τότε ο μήνας αυτός θα έχει ένα έλλειμμα 5 cm: Αν διατίθενται 25 cm νερού, τότε μόνο 20 cm θα εξατμισθούν και θα υπάρξει ένα περίσσειμα 5 cm. Δηλαδή δυνητική εξατμισοδιαπνοή είναι δυνατό να ονομαστεί η ανάγκη σε νερό. Κυρίως είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας, αλλά και του ανέμου, της ηλιοφάνειας και της σχετικής υγρασίας. Η ανάγκη σε νερό είναι δύσκολο να υπολογιστεί και δεν μετριέται ικανοποιητικά με άμεσο τρόπο. Με τη ροή εκβάλλεται κάθε περίσσειμα σε νερό, τροφοδοτώντας ρυάκια και ποταμούς, ενώ μπορεί να αντισταθμιστεί ένα έλλειμμα, αν υπάρχει επαρκής εναποθήκευση νερού στο έδαφος προκειμένου να συμπληρωθεί ο υετός. Αν δεν υπάρχει, τότε προκύπτει προφανώς στην περιοχή ξηρότητα.

21. Αέριες Μάζες και Μέτωπα

21.1. Γενικά

Η Γενική Μετεωρολογία, ασχολείται και με τη μελέτη των συνοπτικών συστημάτων, τα οποία σχηματίζονται στην ατμόσφαιρα από τους διάφορους τύπους των αερίων μαζών, κατά τη διάρκεια ορισμένου χρόνου. Γι' αυτό, η φύση των μετεωρολογικών δεδομένων πρέπει να είναι συνοπτικές παρατηρήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της ίδιας χρονικής περιόδου. Σκοπός είναι με τη μελέτη των φαινομένων τα οποία συμβαίνουν κατά τον ίδιο χρόνο, να αυξηθεί η γνώση για καθένα χωριστά και να αντληθούν χρησιμότερες πληροφορίες γι' αυτά.



Η διαδικασία την οποία ακολουθούν οι μετεωρολόγοι αποτελείται από δύο σκέλη:

- α) Εκλογή ενός αριθμού μονάδων χρόνου (ώρες ή ημέρες) από τις μετεωρολογικές και κλιματικές καταγραφές, κατά τη διάρκεια των οποίων επικρατούσαν ορισμένες συνθήκες.
- β) Μελέτη, για τις μονάδες χρόνου που έχουν επιλεγεί, των τιμών των μετεωρολογικών και κλιματικών στοιχείων πέρα από εκείνα που χρησιμοποιήθηκαν στην αρχική επιλογή.

21.2. Αέριες μάζες και ταξινόμησή τους

Μία αέρια μάζα, είναι ένα εκτεταμένο τμήμα της ατμόσφαιρας, του οποίου οι ιδιότητες της θερμοκρασίας, υγρασίας κλπ. παρουσιάζουν ομοιογένεια κατά την οριζόντια διεύθυνση.

Οι αέριες μάζες συνιστούν μεγάλα συγκροτήματα εναλλαγής με τις οποίες γίνεται η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και η μεταφορά τεράστιων ποσοτήτων θερμότητας από τις τροπικές προς τις πολικές περιοχές.

Μία αέρια μάζα είναι δυνατό να καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος μιας ηπείρου ή ενός ωκεανού. Κύρια χαρακτηριστικά της είναι η ποσότητα των περιεχομένων υδρατμών και η θερμοκρασία της.

Για την ανάλυση και μελέτη των αέριων μαζών απαιτείται η γνώση α) της πηγής β) της διαδρομής και γ) της ηλικίας τους.

Πηγή μιας αέριας μάζας, καλείται η περιοχή πάνω από την οποία σχηματίστηκε και από την οποία άντλησε τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα. Διαδρομή, είναι ο δρόμος τον οποίο ακολούθησε η αέρια μάζα αφού έφυγε από την πηγή της.

Ηλικία, είναι ο χρόνος ο οποίος πέρασε, αφότου η αέρια μάζα άρχισε να μετακινείται από την πηγή της. Το σπουδαιότερο όμως από τα τρία (3) στοιχεία είναι η πηγή, γιατί ανάλογα με τη προέλευσή τους γίνεται και η ταξινόμησή τους σε διάφορες κατηγορίες.

Οι βασικές πηγές των αέριων μαζών είναι οι πολικές (P) και τροπικές (T) περιοχές γιατί αυτές είναι ομοιογενείς και αμέτοχες, κατά πολύ, της γενικής κυκλοφορίας. Έτσι οι αέριες μάζες που βρίσκονται πάνω απ' αυτές έχουν το χρόνο που απαιτείται για να αποκτήσουν τα χαρακτηριστικά γνωρίσματά τους. Οι περιοχές όμως των μέσων πλατών, δεν αποτελούν πηγές αέριων μαζών, αλλά ζώνες αλληλεπιδράσεων, αναμίξεων και τροποποιήσεων των πολικών και τροπικών αέριων μαζών.

Μία πολική ή μία τροπική αέρια μάζα, είναι δυνατό να έχει πηγή ηπειρωτική (c) ή θαλάσσια (m) περιοχή και ως εκ τούτου οι αέριες μάζες ταξινομούνται σε τέσσερες (4) κατηγορίες: τις ηπειρωτικές πολικές (cP), τις θαλάσσιες πολικές (mP), τις ηπειρωτικές



τροπικές (cT) και τις θαλάσσιες τροπικές (mT). Εκτός απ' αυτές, διακρίνουμε και τις αρκτικές αέριες μάζες (A), τις ισημερινές (E) και τις μουσωνικές (M).

Αν μία αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από την επιφάνεια πάνω από την οποία κινείται, τότε χαρακτηρίζεται με το γράμμα k (kalt, ψυχρή), αν είναι θερμότερη, με το γράμμα w (warm, θερμή). Μία ψυχρή αέρια μάζα (k) μπορεί να γίνει θερμή (w) και αντίστροφα.

Τέλος, αν μέσα σε μία αέρια μάζα οι δυναμικές επιδράσεις συντελούν στη διατήρηση της ευστάθειας, τότε η αέρια μάζα χαρακτηρίζεται με το σύμβολο s, ενώ αν γίνεται ασταθής, τότε χαρακτηρίζεται με το γράμμα u.

ΠΙ Ν Α Κ Α Σ 2: Ταξινόμηση των αερίων μαζών

Ονομασία	Πηγή	Χαρακτηριστικά
Αρκτική (A)	Πολικές περιοχές	Χαμηλές θερμοκρασίες, μικρή ειδική αλλά μεγάλη σχετική υγρασία το καλοκαίρι. Οι ψυχρότερες χειμερινές αέριες μάζες
Πολική ηπειρωτική (cP)	Υποπολικές (υποαρκτικές) ηπειρωτικές περιοχές	Χαμηλές θερμοκρασίες (αυξάνουν με μετακίνηση προς νότο), μικρή υγρασία
Πολική θαλάσσια (mP)	Υποπολικές (υποαρκτικές) και αρκτικές θάλασσες	Χαμηλές θερμοκρασίες (αυξάνουν με την κίνηση), υψηλότερη υγρασία
Τροπική ηπειρωτική (cT)	Υποτροπικές γήινες εκτάσεις υψηλών πιέσεων	Υψηλή θερμοκρασία, μικρή απόλυτη υγρασία
Τροπική θαλάσσια (mT)	Νότιες περιοχές των ωκεανών υψηλών πιέσεων	Σχετικά υψηλές θερμοκρασίες, υψηλή σχετική και ειδική υγρασία
Ισημερινή (E)	Ισημερινές και τροπικές θαλάσσιες περιοχές	Υψηλή θερμοκρασία και υγρασία

Οι αρκτικές αέριες μάζες, χαρακτηρίζονται από χαμηλή θερμοκρασία, χαμηλή ειδική υγρασία και υψηλή σχετική υγρασία κατά το θέρος.

Οι πολικές ηπειρωτικές, παρουσιάζουν χαμηλή θερμοκρασία αέρα και δρόσου. Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα είναι σταθερή.

Οι πολικές θαλάσσιες, στις πηγές τους είναι ψυχρές με χαμηλή θερμοκρασία δρόσου, μεγάλη σχετική υγρασία και κατακόρυφη θερμοβαθμίδα σταθερή και μικρή.

Οι τροπικές ηπειρωτικές, είναι θερμές με μικρή απόλυτη και σχετική υγρασία

Οι τροπικές θαλάσσιες, ξεκινούν με υψηλή θερμοκρασία και μεγάλη απόλυτη και σχετική υγρασία.

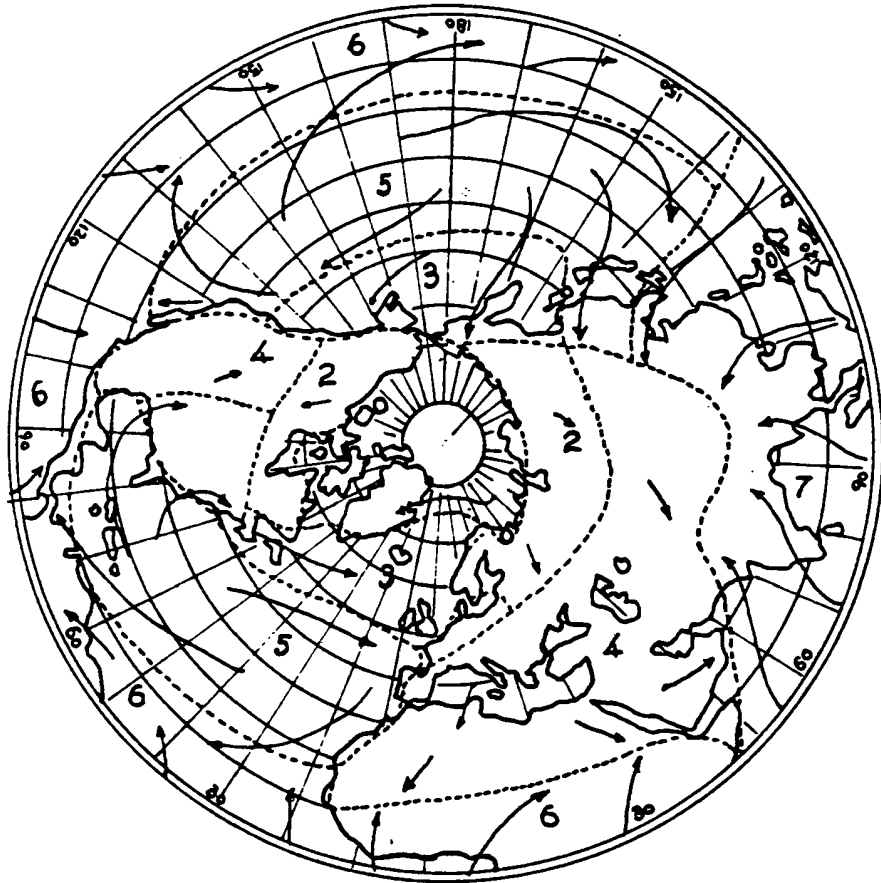




Σχ. 22

Πηγαι αεριων μαζων τον χειμωνα κατα Retzius:

1. Αρετικαι . 2. Πολικαι ηπειρωτικαι . 3. Πολικαι θαλασσαι η μεταβατικαι . 4. Μεταβατικαι . 5. Μεταβατικαι .
6. Τροπικαι ηπειρωτικαι . 7. Τροπικαι θαλασσαι . 8. Ισημεριναι . 9. Μουδωνικαι .



Σχ. 23

Πηγαί αερίων μαζών κατά το θέρος κατά Petterssen:
 1. Αρκτικοί. 2. Πολικοί ηπειρωτικοί. 3. Πολικοί
 θαλάσσιοι. 4. Τροπικοί ηπειρωτικοί. 5. Τροπικοί
 θαλάσσιοι. 6. Ίσημεριναί. 7. Μουσωνικάι.

Οι ισημερινές μάζες, παρουσιάζουν μεγάλη θερμοκρασία και σχετική υγρασία και είναι ασταθείς.

Όλες γενικά οι μορφές των αέριων μαζών, μετακινούμενες σε μικρότερα ή μεγαλύτερα γεωγραφ. πλάτη υπόκεινται σε φυσικές διαφοροποιήσεις με τα ανάλογα ατμοσφαιρικά αποτελέσματα. Είναι δε φανερό ότι επηρεάζουν σε μεγάλη κλίμακα τις μετεωρολογικές και τις κλιματολογικές συνθήκες των περιοχών που επικρατούν καθώς και εκείνων πάνω από τις οποίες μετακινούνται. Στον πίνακα 2 δίδονται οι ονομασίες, οι πηγές και τα χαρακτηριστικά των αέριων μαζών.

Στα Σχ. 22 και 23 δίδονται οι πηγές των αέριων μαζών το χειμώνα και το θέρος κατά Petterssen.

21.3. Κλιματολογία των αέριων μαζών

Η παρουσία μιας ορισμένης κατηγορίας αέριας μάζας πάνω από ένα Σταθμό ή μία περιοχή, είναι για τη Συνοπτική Κλιματολογία, ένα γεγονός με πρωταρχική σημασία. Ο πίνακας 3 δείχνει το παράδειγμα μελέτης στη Συνοπτική Κλιματολογία. Ο πίνακας αυτός χρησιμοποιεί τον τύπο της αέριας μάζας ο οποίος επικρατούσε στο Σταθμό ραδιοβολίδων κατά τη διάρκεια του χρόνου των παρατηρήσεων, για κάθε εποχή. Για τις εποχές αυτές, έχουν ληφθεί για τη μελέτη της κατακόρυφης διανομής της θερμοκρασίας και υγρασίας, τα χαρακτηριστικά εγγραφημάτα τους, για ορισμένες περιοχές της Γης, και τα οποία έχουν εκφραστεί ως προς τις μέσες τιμές τους.

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 3: Αέρια μάζα: cP χειμώνα

Θερμοκρασία (°C)						Ειδική υγρασία (g/kg)				
θέση	A	B	C	D	E	A	B	C	D	E
Αέρια μάζα: cP Χειμώνα										
Ύψος										
3 Km	- 22	- 22	- 13	- 33	- 7	0.5	0.6	1.3	0.3	1.2
1.5 km	- 22	- 12	- 2	- 26	- 3	0.5	1.5	2.6	0.5	2.0
Έδαφος	- 26	- 2	+ 7	- 25	+ 7	0.3	2.6	4.5	0.4	3.3
Αέρια μάζα: mT θέρους										
3 km	+ 13	+ 4		+ 9	+ 15	5.7	4.5		7.7	10.2
1.5 km	+ 25	+ 12		+ 19	+ 22	11.1	8.1		12.0	15.1
Έδαφος	+ 29	+ 19		+ 29	+ 27	16.5	10.2		19.3	18.7



A = Κεντρική Β. Αμερική,

B = Βρετανικά Νησιά,

C = Κεντρική Μεσόγειος,

D = Κεντρική Σιβηρία,

E = Παράκτια Κίνα,

F = Ινδονησία

Χρησιμοποιώντας την αέρια μάζα ως βασικό χαρακτηριστικό γεγονός, υπάρχει η δυνατότητα μεγάλης ποικιλίας τρόπων περιγραφής του κλίματος. Κάθε επιλογή του τύπου της αέριας μάζας και του κλιματικού στοιχείου, δίνει μία δειγματοληψία από περιπτώσεις, κάθε μία από τις οποίες μπορεί στη συνέχεια να περιγραφεί με την περιγραφική Στατιστική, η οποία συνήθως χρησιμοποιείται για τους σκοπούς αυτούς. Ο πίνακας 4 είναι ένα δεύτερο παράδειγμα συνοπτικής κλιματολογικής μελέτης για ένα σταθμό της Δ. Ευρώπης. Σ' αυτόν παρατηρούμε τις τιμές της θερμοκρασίας για τις διάφορες κατηγορίες μαζών και για τις χαρακτηριστικές εποχές του χειμώνα και του θέρους.

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 4: Αέρια μάζα πάνω από το Σταθμό

		mP	mP	mA	cP	mT	cT
	(Από Ισλανδία)		Από Ατλαντικό Ωκεανό		-	-	-
Εποχή	Στοιχείο						
Χειμώνας (Δεκ.- Φεβ.)	T	5.2	6.8	- 0.2	- 2.3	9.8	11.3
	E	2.4	1.8	2.2	4.7	3.6	2.1
		- 1.1	0	- 6.5	- 8.6	3.5	5.0
Θέρος (Ιούν.- Αύγ.)	T	16.2	19.1	13.6	-	21.2	23.6
	E	1.2	2.0	1.8	-	2.1	3.8
	D	- 3.3	- 0.4	- 5.9	-	1.7	4.1

T = Μέση θερμοκρασία αέρος ($^{\circ}\text{C}$) για τη μεσημβρίαE = Ενδοτριμηνιαίο εύρος της θερμοκρασίας του δείγματος (0°C)

D = Απόκλιση της T από τη μέση τιμή για όλες τις μάζες της εποχής.

Οι μετεωρολόγοι και οι κλιματολόγοι χρησιμοποιούν στην εργασία τους τους συνοπτικούς χάρτες ως μία γλώσσα. Στον μετεωρολόγο και κλιματολόγο ένας χάρτης ομιλεί και αποκαλύπτει πολλές ιδέες. Είναι μία πλήρης έκθεση για την κατάσταση της Ατμόσφαιρας για μία χρονική περίοδο ή για μία στιγμή. Δεν είναι λοιπόν παράδοξο ότι οι χάρτες αυτοί καθ' εαυτοί χρησιμοποιούνται συχνά στη Συνοπτική Κλιματολογία για να περιγράψουν ένα γεγονός, το οποίο χαρακτηρίζει την ειδική κατάσταση της Ατμόσφαιρας. Γι' αυτό, ουδέποτε δύο χάρτες είναι απολύτως όμοιοι. Αλλά πολλοί απ' αυτούς



παρουσιάζουν κοινά χαρακτηριστικά. Συχνά, οι γενικές ομοιότητες δημιουργούν ένα είδος καταλόγου τύπων καιρού. Το γεγονός αυτό, ότι δηλ. οι χάρτες τείνουν να ταξινομηθούν σε ομάδες ή τύπους, είναι πολύ χρήσιμο στη Συνοπτική Κλιματολογία, γιατί περιγράφουν τα πιο ουσιώδη κλιματικά χαρακτηριστικά της περιοχής, τα οποία είναι κοινά σ' όλους τους χάρτες του ίδιου τύπου.

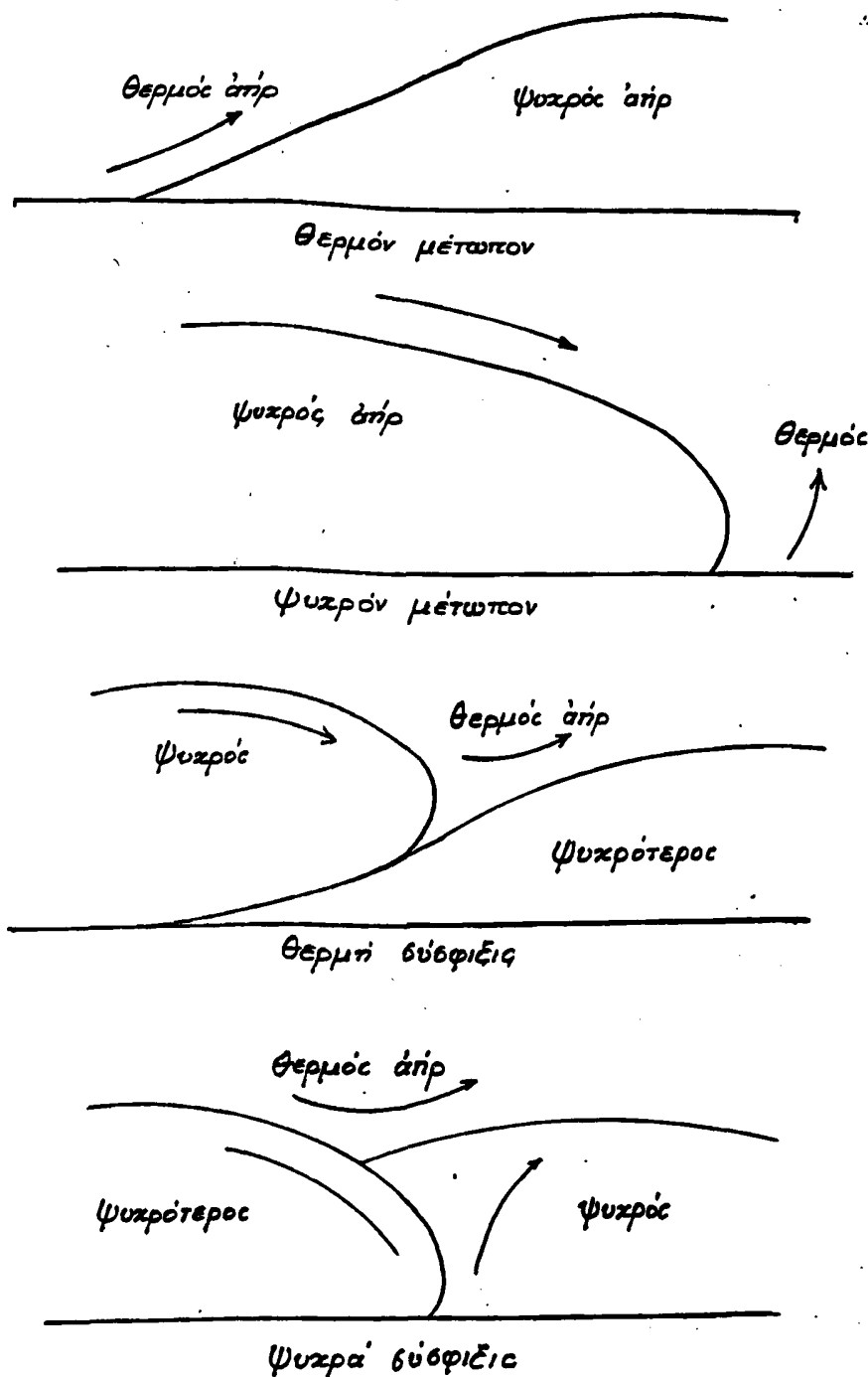
22. Μέτωπα και επιφάνειες ασυνέχειας

Όταν έλθουν σ' επαφή αέριες μάζες που έχουν διαφορετικές ιδιότητες και μάλιστα ιδιότητες διαφορετικές υγρασίας και θερμοκρασίας, δεν αναμειγνύονται ελεύθερα η μία με καθεμία από τις άλλες αλλά τείνουν να διατηρηθούν μάλλον χωριστά με διακεκριμένες και κεκλιμένες οριακές επιφάνειες κυρίως, μεταξύ τους, οι οποίες καλούνται επιφάνειες ασυνέχειας ή μέτωπα. Οι επιφάνειες αυτές της ασυνέχειας ή τα μέτωπα δεν είναι μαθηματικώς απότομες ζώνες μεταβάσεως από τη μία στην άλλη αέρια μάζα, αλλά είναι μάλλον ζώνες πλάτους το οποίο μπορεί να εκπηγχεί και μέσα στις οποίες οι μεταβολές των καιρικών και κλιματικών στοιχείων είναι πολύ πιο γρήγορες από τις μεταβολές που γίνονται μέσα στις ίδιες τις αέριες μάζες. Καθώς διασχίζουμε τις οριακές αυτές ζώνες, παρατηρούνται συνήθως χτυπητές μεταβολές στη θερμοκρασία και υγρασία. Πάνω απ' όλα, ένα μέτωπο παριστάνει μία ασυνέχεια θερμοκρασίας δεδομένου ότι διατηρούνται κυρίως οι διαφορές των πυκνοτήτων των αέριων μαζών, μέσω των διαφορών της θερμοκρασίας. Το πλάτος των μετώπων ποικίλλει μεταξύ 5 km και 90 km. Λόγω των αναταράξεων, οι οποίες προκαλούν ανάμειξη του αέρα και στις δύο πλευρές του μετώπου, οι ζώνες ασυνέχειας δεν είναι δυνατό να είναι στενότερες από 5 km και όταν είναι ευρύτερες από 90 km καλούνται συνήθως μεταβατικές ζώνες παρά μέτωπα. Σ' ένα πολύ στενό μέτωπο, μεταξύ μιας θερμής τροπικής αέριας μάζας και μιας ψυχρής πολικής, η θερμοβαθμίδα είναι πολύ απότομη και φθάνει πολλές φορές στο ποσό των 20° ως 30°C και για μία απόσταση 8 km.

Επειδή όμως ο αέρας ακολουθεί τους βασικούς νόμους της στατικής και δυναμικής των ρευστών, θα έπρεπε οι διαχωριστικές επιφάνειες να ήταν οριζόντιες. Όμως, η διαχωριστική επιφάνεια είναι δυνατό να είναι κεκλιμένη προς τον ορίζοντα. Όταν οι διαχωριστικές επιφάνειες τέμνονται από την επιφάνεια της Γης, σχηματίζονται τα **επιφανειακά μέτωπα**. Το μέτωπο καλείται θερμό όταν κινείται από τις υψηλές προς τις χαμηλές θερμοκρασίες ή όταν ο θερμός αέρας ακολουθεί τον ψυχρό, κατά μήκος του μετώπου.

Ενώ το μέτωπο καλείται ψυχρό, όταν κινείται από τις χαμηλές προς τις υψηλές θερμοκρασίες, δηλαδή αν ο ψυχρός αέρας ακολουθεί το θερμό. Το μέτωπο καλείται **στάσιμο**, αν δεν έχει ουσιώδη μετακίνηση. Τέλος, ένα μέτωπο καλείται **συνεσφιγμένο** αν





Σύμβολα και χαρακτηριστικά των μετώπων

Χαρακτήρας του μετώπου	Σύμβολο	Έγχρωμο σύμβολο	Κατανομή αερίων μαζών
Θερμό μέτωπο		Κόκκινη γραμμή	ψυχρή-θερμή
Ψυχρό μέτωπο		Μπλε γραμμή	θερμή-ψυχρή
Στάσιμο μέτωπο		Εναλλασσόμενη μπλε	ψυχρή-θερμή
Συνεσφιγμένο μέτωπο		Συμπαγής μπλε κόκκινη γραμμή	θερμή άνω-ψυχρή

Σχ. 24 Τομές διαφόρων τύπων μετώπων



ένα ψυχρό μέτωπο κατά την κίνησή του συναντήσει ένα θερμό, οπότε ο θερμός αέρας εκτοπίζεται από την επιφάνεια του εδάφους. Στο Σχ. 24, δίδονται απλές τομές μετώπων από ένα κατακόρυφο επίπεδο.

Όπως είδαμε, η μετωπική επιφάνεια μεταξύ δύο αέριων μαζών δεν είναι μία γεωμετρική επιφάνεια ασυνέχειας, αλλά μία μεταβατική ζώνη λόγω κυρίως της ανάμιξης η οποία συμβαίνει στα σημεία επαφής των μαζών, το πάχος της είναι συνάρτηση των φυσικών αντιθέσεων των αέριων μαζών. Όσο μεγαλύτερη είναι η αντίθεση μεταξύ της θερμοκρασίας και υγρασίας των αέριων μαζών, τόσο μικρότερη θα είναι η ανάμιξή τους και λεπτότερη η μεταβατική ζώνη. Όσον αφορά στην κλίση των μετωπικών επιφανειών, αυτή είναι της τάξεως του $1/80$ στα ψυχρά και του $1/100$ στα θερμά μέτωπα. Η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια του εδάφους θα είναι διαφορετική στις δύο πλευρές του μετώπου και μεγαλύτερη στον ψυχρό παρά θερμό αέρα. Συνεπώς, οι ισοβαρείς καμπύλες διερχόμενες μέσα από το μέτωπο θα κάμπτονται. Ο άνεμος πνέοντας περίπου κατά τη διεύθυνση των ισοβαρών, θα πρέπει να αλλάζει διεύθυνση κατά τη διάβαση του μετώπου.

Στα θερμά μέτωπα, λόγω της αστάθειας του αέρα που ανέρχεται, σχηματίζονται και διάφορα είδη νεφών. Έτσι η διαδοχή τους κατά τη διάβαση ενός θερμού μετώπου θα είναι Ci, Cs, As, Ns. Πλην όμως, πολλές φορές εμφανίζονται και νέφη άλλων τύπων όπως CiCu, Ac, CuNb. Αυτά δίνουν και βροχές μέτριας ή και μεγάλης εντάσεως και διάρκειας, καθώς και ομίχλες λόγω της εξάτμισης των υδροσταγονιδίων της βροχής.

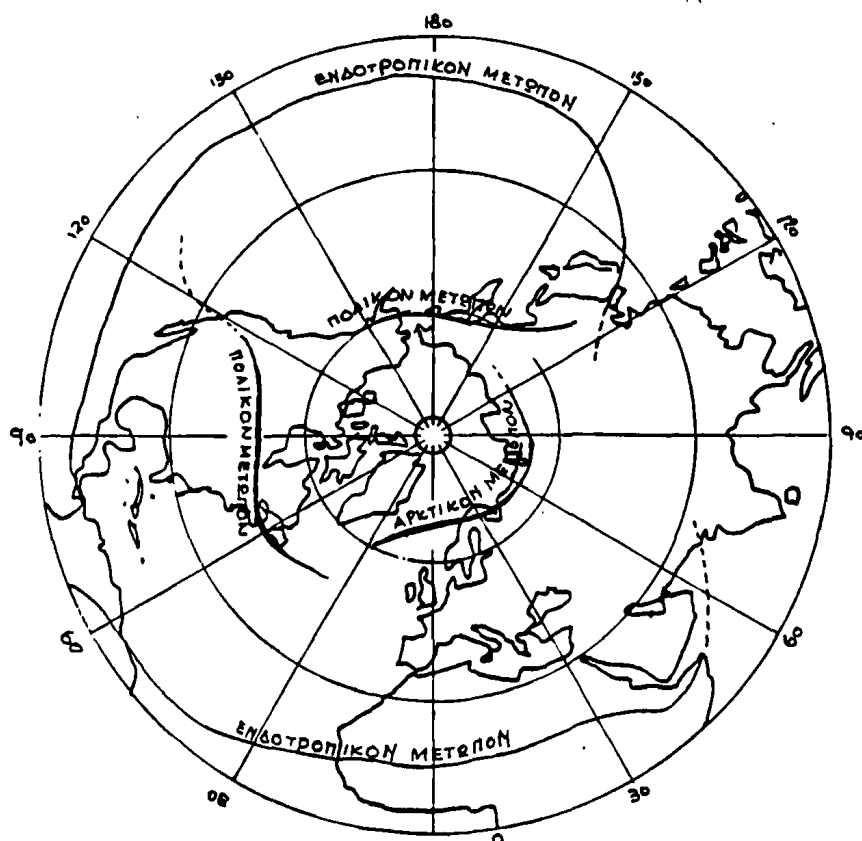
Στα ψυχρά μέτωπα, ο θερμός αέρας που ανέρχεται ψύχεται γρήγορα αδιαβατικά με αποτέλεσμα να σχηματίζονται ογκώδη νέφη του είδους των Cu και CuNb και δίδουν βροχές. Επίσης, νέφη ανοδικών ρευμάτων δύνανται να σχηματιστούν μόνο πίσω από το μέτωπο και σε απόσταση απ' αυτό.

Στα συνεσφιγμένα μέτωπα, η νέφωση και ο καιρός που θα προκύψει δεν μπορεί να καθοριστεί με ακρίβεια. Υετός πάντως παρατηρείται μετά τη διάβαση του επιφανειακού μετώπου πάνω από μία περιοχή.

Η δραστηριότητα των μετώπων επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό, όταν πλησιάζουν ή περνούν μέσα από διάφορες ορεινές εξάρσεις. Η επίδραση αυτή εξαρτάται κυρίως από το μέγεθος και τον προσανατολισμό των ορεινών όγκων, καθώς και από την ευστάθεια των αέριων μαζών. Η επίδραση πάντως έχει ως αποτέλεσμα τη διεύρυνση του τομέα της βροχής καθώς και την αύξηση της διάρκειας και της εντάσεώς της στην προσήνεμη πλευρά, και την ελάττωσή της στην υπήνεμη πλευρά της έξαρσης.



διαχωρίζει πολικές ηπειρωτικές μάζες που προέρχονται από τη Β. Αμερική από τις τροπικές θαλάσσιες μάζες του Β. Ατλαντικού. Η μετωπική αυτή επιφάνεια μετατοπίζεται πολλές φορές μέσα σε ευρέα όρια. Έτσι, όταν μετακινείται προς βορρά μπορεί να φθάσει τα ΝΑ τμήματα του Καναδά ή όταν εκτείνεται προς ανατολάς, μπορεί να φθάσει τις ακτές της Δ. Ευρώπης. Κατά το θέρος, το μέτωπο αυτό εξασθενεί σημαντικά και μετατοπίζεται προς βορρά κατά μήκος των ακτών του νότιου Καναδά.



Σχ. 26 Θέση μετωπικών ζωνών στο Β. Ημισφαίριο, κατά το θέρος.

Ανάλογες μετωπικές επιφάνειες βρίσκονται στον Ειρηνικό Ωκεανό. Το πολικό μέτωπο του Ειρηνικού που εκτείνεται πάνω από τον ωκεανό έξω από τις ασιατικές ακτές, διαχωρίζει τις ψυχρές πολικές αέριες μάζες από τις τροπικές θαλάσσιες. Συνήθως, ο μόνιμος υποτροπικός αντικυκλώνας του Ειρηνικού διασπάται σε δύο χωριστά τμήματα και



έτσι σχηματίζεται μεταξύ τους μία μετωπική ζώνη. Κατά το θέρος, το μουσσωνικό σύστημα των ανέμων μετατοπίζει το πολικό μέτωπο προς βορρά μέχρι τις ακτές της Σιβηρίας, ενώ εξαφανίζεται το αρκτικό μέτωπο του Ειρηνικού.

Κατά το χειμώνα, πάνω από τη Μεσόγειο δημιουργείται μία μετωπική ζώνη, η οποία διαχωρίζει τις ψυχρές ηπειρωτικές αέριες μάζες της Ευρώπης, από τις θερμές τροπικές της Β. Αφρικής. Το Μεσογειακό αυτό μέτωπο εξαφανίζεται τελείως το θέρος. Στο γεγονός δε αυτό οφείλεται, κυρίως, η ξηρότητα του κλίματος στην περιοχή αυτή κατά τη θερινή περίοδο.

Τέλος, η σύγκλιση του αέρα με τους αληγείς ανέμους στη ζώνη των Ισημερινών νηνεμιών έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας μετωπικής ζώνης, η οποία είναι γνωστή ως υποτροπικό μέτωπο. Το μέτωπο αυτό είναι ασθενές, επειδή οι θερμομετρικές αντιθέσεις στην ισημερινή περιοχή είναι μικρές. Κατά το θέρος, το μέτωπο αυτό μετατοπίζεται προς βορρά και το χειμώνα προς Ωότο, ακολουθώντας την κατ' απόκλιση κίνηση του Ηλίου.

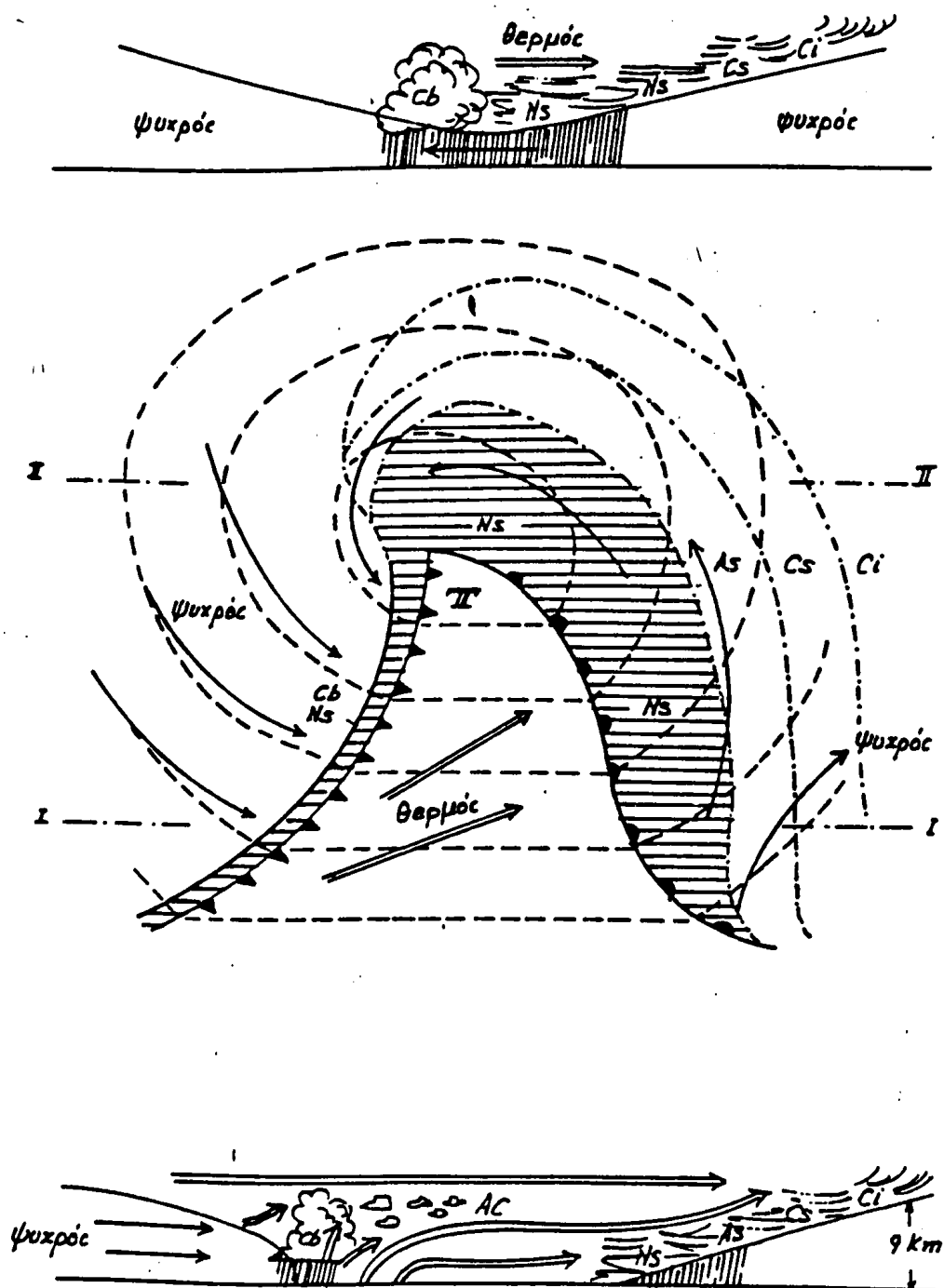
Στην Ινδία, ο θερινός μουσσώνας μετατοπίζει τη μετωπική ζώνη στο εσωτερικό της Ασίας, ενώ ο χειμερινός την παρασύρει νότια του ισημερινού. Τα σχήματα δίνουν τις σχετικές θέσεις των μετωπικών ζωνών για το χειμώνα και το θέρος.

23. Υφέσεις

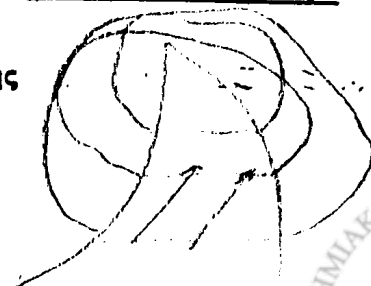
Υφεση, όπως έχει αναφερθεί, είναι μία περιοχή χαμηλής πίεσης, η οποία απεικονίζεται στους χάρτες καιρού με κλειστές ισοβαρείς καμπύλες, κάπως κυκλικής ή ελλειπτικής μορφής, με την πίεση να ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο. Όπως είδαμε στην ενότητα τη σχετική με τους ανέμους, οι άνεμοι κινούνται γύρω από το κέντρο των υφέσεων κατά την ορθή φορά στο Βόρειο και κατά την ανάδρομη στο Νότιο Ημισφαίριο και συγκλίνουν προς το κέντρο. Τις υφέσεις μπορούμε να τις ταξινομήσουμε σε δύο κατηγορίες, α) στις μετωπικές υφέσεις και β) στις θερμικές υφέσεις.

Οι μετωπικές υφέσεις δημιουργούνται κατά μήκος των μετωπικών επιφανειών και αποτελούνται από δύο διαφορετικές αέριες μάζες (μιας πολικής και μιας τροπικής), οι οποίες διαχωρίζονται από μία μετωπική επιφάνεια (Σχ. 27). Ο θερμός αέρας εκτείνεται σαν γλώσσα προς το κέντρο της υφέσης, όπου η πίεση είναι χαμηλή, ενώ το υπόλοιπο τμήμα της υφέσης καταλαμβάνει ψυχρός αέρας. Η γλώσσα του θερμού αέρα καλείται θερμός τομέας της υφέσης. Λόγω της παρουσίας των δύο διαφορετικών τομέων, οι ισοβαρείς καμπύλες παρουσιάζουν απότομες κάμψεις όταν διέρχονται από το θερμό προς τον ψυχρό αέρα, ενώ μέσα στο θερμό τομέα είναι σχεδόν παράλληλοι. Οι διαφορές των θερμοκρασιών και των πιέσεων μεταξύ των αερίων μαζών του θερμού και ψυχρού τομέα του μετώπου προκαλούν και απότομη αλλαγή στη διεύθυνση και ένταση του ανέμου, ενώ το νεφικό





Σχ. 27 Μοντέλο δομής μιας μετωπικής Ύφεσης



σύστημα και η ζώνη της βροχής εκτείνεται προς την ψυχρότερη πλευρά του. Το δεξιό τμήμα του μετώπου, στο οποίο θερμός αέρας ακολουθεί τον ψυχρό, αποτελεί το θερμό μέτωπο της ύφεσης, ενώ το αριστερό στο οποίο ο ψυχρός αέρας ακολουθεί το θερμό απαρτίζει το ψυχρό μέτωπο.

Στο κάτω μέρος του Σχ. 27 φαίνεται τομή της ύφεσης νότια του κέντρου της από ένα κατακόρυφο επίπεδο. Ο θερμός αέρας ανέρχεται κατά μήκος της θερμής μετωπικής επιφάνειας πάνω από τον ψυχρό που σχηματίζει σφήνα κάτω από το θερμό. Έτσι, σχηματίζεται το νεφικό σύστημα από Ci και Cs και στη συνέχεια από As και βροχοφόρα Ns. Στο πίσω μέρος του ψυχρού μετώπου η σφήνα του ψυχρού αέρα εισχωρεί κάτω από το θερμό αέρα του θερμού τομέα και τον αναγκάζει σε ταχεία ανοδική κίνηση και αδιαβατική ψύξη, η οποία οδηγεί στο σχηματισμό νεφών Cu και Cb.

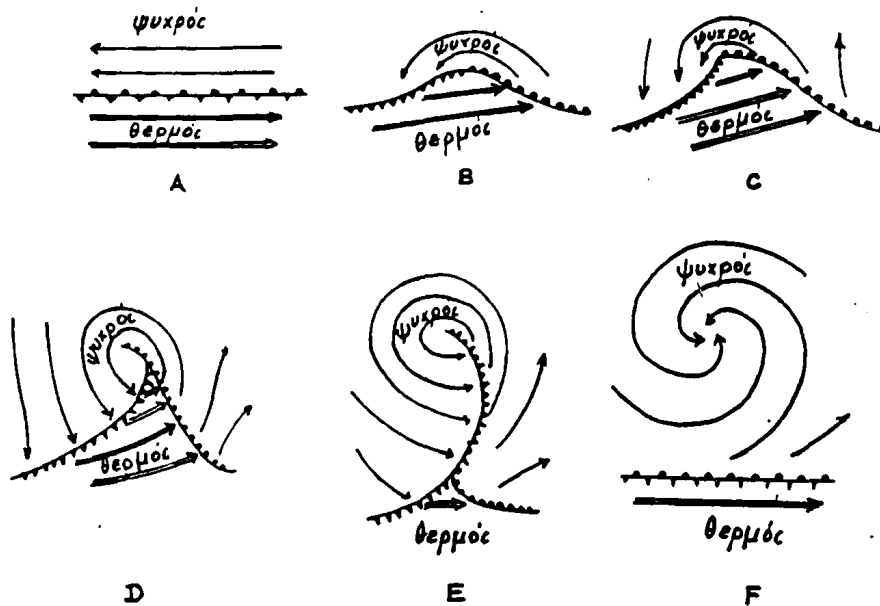
Το άνω τμήμα του Σχ. 27 παριστάνει τομή της ύφεσης βόρεια του κέντρου της. Εδώ, ο θερμός αέρας περιορίζεται στα ανώτερα τμήματα της ύφεσης, ενώ τα έπιφανειακά στρώματα καταλαμβάνονται από ψυχρό αέρα. Συνεπώς, με την αύξηση του ύψους βόρεια του κέντρου της ύφεσης, θα επικρατούν ανατολικοί άνεμοι στο ψυχρό τμήμα και δυτικοί στο θερμό.

Όσον αφορά το είδος των αερίων μαζών μιας ύφεσης, ο αέρας του θερμού τομέα είναι τροπικός θαλάσσιος ή ηπειρωτικός. Όταν ο αέρας του θερμού τομέα είναι τροπικός ηπειρωτικός (π.χ. υφέσεις Μεσογείου), ο ουρανός είναι αίθριος και ο αέρας ξηρός και έτσι, δεν σχηματίζονται νέφη και βροχές. Στον ψυχρό τομέα της ύφεσης, οι καιρικές καταστάσεις που επικρατούν είναι τυπικές των πολικών αερίων μαζών ηπειρωτικών ή θαλασσίων με νεφώσεις και ελαττωμένη ηλιακή ακτινοβολία. Άρα, ελλείπουν νέφη του είδους των Cu. Επίσης, στον ψυχρό αέρα που ακολουθεί το ψυχρό μέτωπο, λόγω κατολίσθησης ο ουρανός αιθριάζει μετά την παύση της βροχής του ψυχρού μετώπου.

23.1. Δημιουργία και εξέλιξη των μετωπικών υφέσεων.

Η επιφάνεια ασυνέχειας που σχηματίζεται μεταξύ δύο διαφορετικής υψής αερίων μαζών (διαφορετική πυκνότητα, θερμοκρασία και υγρασία) με τη βοήθεια του ανέμου υπόκειται σε κυματισμό. Λόγω της κλίσης της μετωπικής επιφάνειας η κίνηση των κυμάτων δημιουργεί οριζόντια ταλάντωση κατά μήκος του μετώπου και ο θερμός αέρας στο έδαφος δημιουργεί θύλακα μέσα στον ψυχρό αέρα. Αν ο κυματισμός είναι ασταθής, τότε το εύρος του αυξάνει και τελικά δημιουργείται η ύφεση. Οι έρευνες που έγιναν πάνω στο θέμα αυτό, έδειξαν ότι τα μετωπικά κύματα είναι ασταθή όταν το μήκος τους κυμαίνεται από τα 600 έως τα 3.000 km και συνοδεύονται από ταχεία και απότομη μεταβολή του ανέμου μεταξύ των δύο αερίων μαζών.



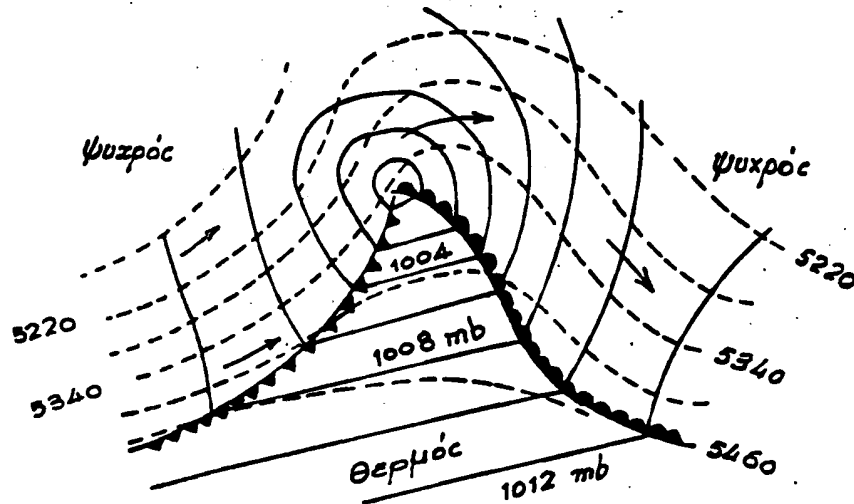


Σχ. 28 Στάδια εξέλιξης ύφεσης

Όσον αφορά τη δύναμη που δημιουργεί τον κυματισμό μιας μετωπικής επιφάνειας, αυτή οφείλεται στη βαρύτητα και στην περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονά της. Άρα, η δημιουργία και η εξέλιξη μιας μετωπικής ύφεσης ακολουθεί τα εξής στάδια. Στην αρχή υπάρχουν δύο αέρια ρεύματα ένα δυτικό θερμό και παραπλεύρως ένα ανατολικό ψυχρό. Το σχηματιζόμενο μεταξύ τους μέτωπο στην αρχή είναι στάσιμο. Επειδή όμως η μετωπική επιφάνεια παρουσιάζει μία κλίση με το έδαφος περίπου ίση με $1/100$, ο ψυχρός αέρας θα σχηματίσει μία σφήνα κάτω από το θερμό. Συνεπώς κατά τη διάβαση μέσα από τη μετωπική επιφάνεια διαπιστώνεται μία απότομη αλλαγή στη διεύθυνση του ανέμου από ανατολική σε δυτική και στη συνέχεια κυματισμός. Η μετωπική επιφάνεια θα διαστέλλεται και θα βαθύνεται και άρα, το μέτωπο στο έδαφος ταλαντώνεται κατά την οριζόντιο. Συγχρόνως, αυξάνει η ένταση της ύφεσης και το όλο σύστημα μετατοπίζεται, διότι οι επικρατούντες στην ύφεση άνεμοι έχουν ταχύτητα ίση με τη γεωστροφική του θερμού τομέα. Στη συνέχεια, ο θερμός τομέας μικραίνει συνεχώς μέχρις ότου εξαφανισθεί από την επιφάνεια του εδάφους και το ψυχρό μέτωπο φθάνει το θερμό (συσφιγμένη ύφεση). Το Σχ. 28 δείχνει τα διάφορα στάδια εξέλιξης μιας μετωπικής ύφεσης. Από του αρχικού κύματος διαταραχής μέχρις ότου η



ύφεση λάβει την κανονική της μορφή παρέρχεται χρονικό διάστημα 24 ωρών περίπου, ενώ μέχρι της διάλυσής της απαιτείται διάστημα 3 ή περισσότερων ημερών.



Σχ. 29 Τυπική μορφή ύφεσης του Β. Ημισφαιρίου

Όταν σε μία μετωπική ύφεση παρατηρούνται μεγάλες θερμοκρασιακές αντιθέσεις η μεταβολή του ανέμου με το ύψος θα είναι μεγάλη. Στο μπροστινό τμήμα της ύφεσης οι ανώτεροι άνεμοι είναι βορειοδυτικοί πάνω από την επιφάνεια του θερμού μετώπου και συνοδεύονται από νέφη Ci. Στο πίσω τμήμα της ύφεσης ο θερμικός άνεμος σε συνδυασμό με το γεωστροφικό δημιουργεί νοτιοδυτικούς ανέμους πάνω από το ψυχρό μέτωπο. Στο Σχ. 29 απεικονίζεται μία ύφεση του Βορείου Ημισφαιρίου στο κανονικό τυπικό της στάδιο. Οι συνεχείς γραμμές παριστάνουν τις ισοβαρείς, οι σπικτές τις ισοπαχείς καμπύλες του στρώματος 1000-500 mb, τα δε τόξα τις διευθύνσεις του θερμικού ανέμου.

Οι διευθύνσεις και οι ταχύτητες μετατόπισης των υφέσεων εξαρτώνται από την κατανομή των πιέσεων, των θερμοκρασιών, των ανέμων το ανάγλυφο και άλλα στοιχεία που επικρατούν στην τροπόσφαιρα. Οι υφέσεις κινούνται συνήθως με ταχύτητες οι οποίες κυμαίνονται από 10-15 m/sec. Οι μεγαλύτερες ταχύτητες των υφέσεων παρατηρούνται κατά το χειμώνα και οι μικρότερες κατά τις άλλες εποχές. Γενικά, η δραστηριότητά τους είναι μεγαλύτερη την ψυχρή περίοδο του έτους, όταν το πολικό μέτωπο είναι έντονο και



κατέρχεται προς χαμηλότερα γεωγρ. πλάτη και δημιουργεί πολλά δραστικά υφεσιακά κύματα. Οι υφέσεις κινούνται κατά τη διεύθυνση των ισοβαρών του θερμού τομέα τους, διότι οι ισοβαρείς αντανακλούν τη διεύθυνση κίνησης των δυτικών ανέμων και του αεροχειμάρρου, ο οποίος ασκεί μεγάλη επίδραση στα υφεσιακά κύματα του πολικού μετώπου.

23.2. Γεωγραφική κατανομή των υφέσεων

Οι υφέσεις εμφανίζονται στα μέσα και ανώτερα γεωγρ. πλάτη. Στο Νότιο Ημισφαίριο, η μεγαλύτερη συχνότητα παρατηρείται στα πλάτη των 60° τόσο το χειμώνα όσο και το θέρος. Στο Βόρειο Ημισφαίριο, το μέγιστο της συχνότητας εμφάνισης των υφέσεων παρατηρείται στα γεωγρ. πλάτη των 60° κατά το θέρος και στα γεωγρ. πλάτη των 50° κατά το χειμώνα. Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται στην ακανόνιστη διανομή των ωκεανών και των ηπείρων και στη μετατόπιση των υποτροπικών αντικυκλώνων με την απόκλιση του Ηλίου.

Κατά το χειμώνα του Βορείου Ημισφαρίου μεγάλη υφεσιακή δράση παρατηρείται:

- α) Στον Ειρηνικό Ωκεανό από τη ΝΑ Ασία μέχρι τον κόλπο της Αλάσκα, κατά μήκος του πολικού μετώπου του Ειρηνικού.
- β) Στα ανατολικά τμήματα της Σιέρρα Νεβάδα
- γ) στα ανατολικά των ορέων του Κολοράντο.
- δ) στα ανατολικά των ορέων του Καναδά.
- ε) Στην περιοχή των μεγάλων λιμνών, στα σύνορα ΗΠΑ και Καναδά.

Στον Ατλαντικό Ωκεανό παρατηρούνται ανάλογες υφέσεις, κατά μήκος του πολικού μετώπου. Πολλές απ' αυτές κινούνται κατά μήκος του ρεύματος του Κόλπου και φθάνουν μέχρι της Ισλανδίας ή μεταξύ Γροιλανδίας και Λαμπραδόρ. Υφέσεις επίσης, σχηματίζονται στον Αρκτικό Ατλαντικό ή κατά μήκος των ακτών της Σιβηρίας.

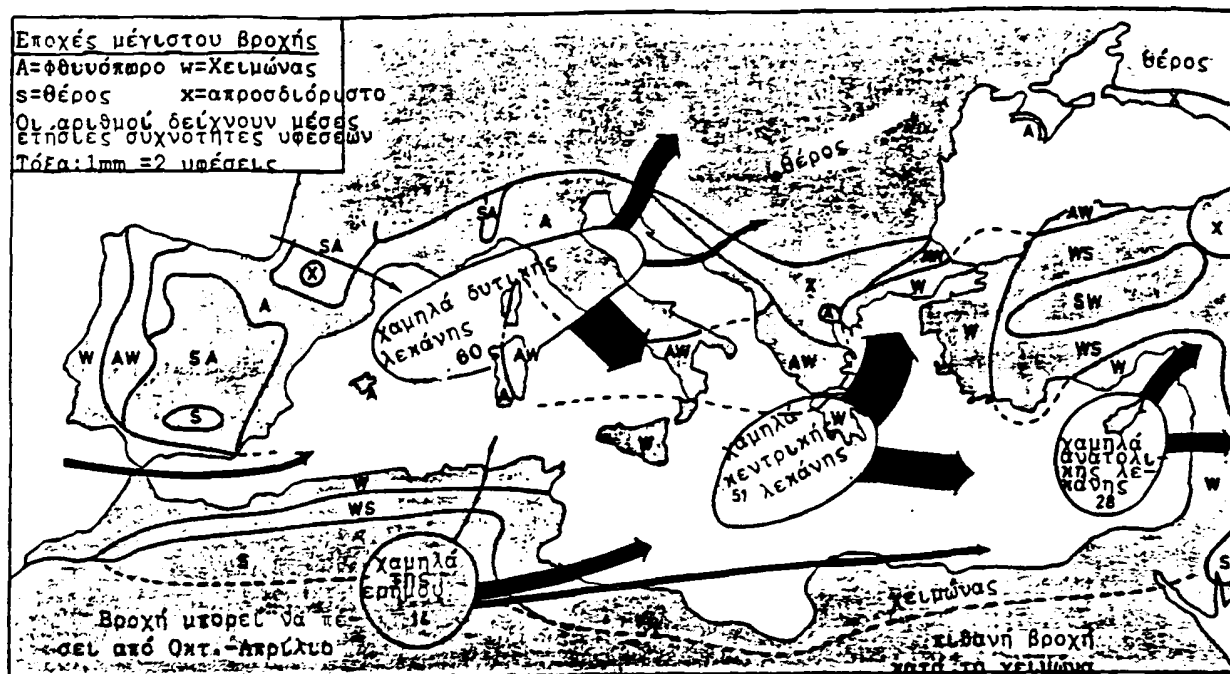
Στην Ευρώπη εμφανίζεται ένα μέγιστο υφέσεων στη Βαλτική και Μεσόγειο Θάλασσα (Σχ. 30). Τέλος, υφεσιακή δραστηριότητα παρατηρείται και στον Εύξεινο Πόντο, την Κασπία Θάλασσα και τη θάλασσα της Αράλης.

Ειδικά οι Μεσογειακές υφέσεις, σχηματίζονται κατά μήκος του Μεσογειακού μετώπου το χειμώνα και κινούνται είτε προς τη Ρωσία, είτε προς την Εγγύς Ανατολή και δίδουν χειμερινές βροχές που φθάνουν μέχρι την Κεντρική Ασία. Κατά το θέρος η συχνότητα των μετωπικών υφέσεων είναι μικρότερη και η κίνησή τους μετατοπίζεται στα μεγαλύτερα γεωγρ. πλάτη.

Θα πρέπει να τονισθεί ότι οι υφέσεις συνήθως δεν εμφανίζονται μεμονωμένες αλλά σε σχηματισμούς οικογενειών τριών ή τεσσάρων υφέσεων. Οι οικογένειες των υφέσεων είναι συχνές πάνω από τους ωκεανούς και οι κινήσεις τους ρυθμίζουν σε μεγάλο βαθμό την



ανταλλαγή θερμότητας σε μεγάλη κλίμακα μεταξύ των περιοχών μικρού και μεγάλου γεωγρ. πλάτους.



Σχ. 30: Εποχική βροχή και τροχιές υφέσεων στη Μεσόγειο.

23.3. Υφέσεις θερμικού τύπου

Οι υφέσεις θερμικού τύπου δημιουργούνται λόγω της ανομοιόμορφης θέρμανσης ξηρών και θαλασσών, κυρίως τη θερμή εποχή. Όταν ο αέρας θερμαίνεται διαστέλλεται και οι ισοβαρικές επιφάνειες ανυψώνονται. Αυτό έχει ως συνέπεια την ελάττωση της ατμοσφαιρικής πίεσης κοντά στο έδαφος στη θερμαινόμενη περιοχή και την εισροή αέρα προς τα επιφανειακά στρώματα του αέρα, η οποία σε συνδυασμό με τη γεωστροφική δύναμη προκαλεί κυκλωνική κυκλοφορία και οδηγεί στο σχηματισμό θερμικής υφέσης ή θερμικού χαμηλού. Η υφέση αυτή εξασθενεί με το ύψος, η ένταση των κυκλωνικών ανέμων ελαττώνεται και πάνω από μία στάθμη μετατρέπονται σε αντικυκλωνικούς. Στο σχηματισμό των θερμικών υφέσεων συμβάλλουν και οι συνθήκες αστάθειας που επικρατούν στα ανώτερα στρώματα. Εάν η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα είναι υπεραδιαβατική, δημιουργούνται ριπαίες

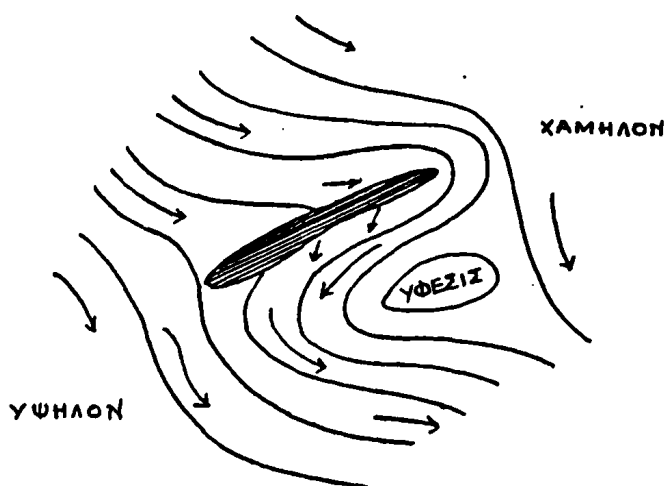


βροχές αστάθειας ελάττωση της πίεσης στο έδαφος και σχηματισμός ύφεσης. Σ' αυτή την περίπτωση, στο σύστημα προστίθεται ενέργεια λόγω της λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης, η οποία ελευθερώνεται από τη συμπύκνωση των υδρατμών. Παραδείγματα θερμικών υφέσεων είναι το θερμικό χαμηλό των Ινδιών, το οποίο ρυθμίζει τη γενική κυκλοφορία των Μουσσώνων. Στην ίδια κατηγορία ανήκουν και οι χαμηλές πιέσεις της ισημερινής ζώνης. Επίσης, θερμικές υφέσεις αναπτύσσονται και στις ζώνες εκτεταμένης μάζας πολικού αέρα στις εύκρατες περιοχές σε συνδυασμό με κατακόρυφη αστάθεια κατά τη θερμή περίοδο του έτους. Οι βροχές σ' αυτές τις υφέσεις είναι κατά κανόνα τοπικές καταιγίδες και καταλήγουν μερικές φορές σε συνεχείς βροχές.

Τέλος, τύποι θερμικών υφέσεων δημιουργούνται και κατά το χειμώνα πάνω από υδάτινες κλειστές επιφάνειες όπως είναι η Μεσόγειος Θάλασσα, ο Εύξεινος Πόντος, οι Μεγάλες Λίμνες της Β. Αμερικής και σε άλλα μέρη.

23.4. Ορογραφικές υφέσεις

Οι υφέσεις αυτές σχηματίζονται όταν αέριο ρεύμα συναντά ένα ορεινό εμπόδιο, οπότε αυτό ρέει κυρίως πλευρικά ή υπεράνω της έξαρσης στην προσήνεμη πλευρά με αποτέλεσμα να σχηματιστεί μία αβαθής ύφεση στην υπήνεμη πλευρά και στην προσήνεμη μία ράχη υψηλών πιέσεων (Σχ. 31).



Σχ. 31. Σχηματική παράσταση σχηματισμού ορογραφικής ύφεσης.

Η ύφεση αυτού του τύπου συντηρείται όσο χρονικό διάστημα διατηρείται το αέριο ρεύμα στην προσήνεμη πλευρά. Συνοδεύεται από ισχυρούς (ορογραφικούς ανέμους, νέφη

Χριστίνα



και ορογραφικές βροχές στην ομβροπλευρά και αίθριο θερμό καιρό στην υπήνεμη πλευρά κυρίως, λόγω της αδιαβατικής θέρμανσης των κατερχομένων αερίων μαζών.

Υφέσεις στην υπήνεμη πλευρά οροσειρών σχηματίζονται και όταν ψυχρό μέτωπο διαταγμένο παράλληλα προς την οροσειρά την συναντά κατά την κίνησή του, ενώ στην υπήνεμη πλευρά εδράζουν θερμές αέριες μάζες. Στις περιπτώσεις αυτές, εάν το μέτωπο διαβεί την οροσειρά, οι ψυχρές αέριες μάζες υπέρκεινται των θερμών και δημιουργείται αστάθεια, με αποτέλεσμα την εμφάνιση καταιγίδων και ραγδαίων βροχών.

Σε όλους τους τύπους υφέσεων, μέσα στις μεγάλες υφέσεις σχηματίζονται μικρότερες και ασθενέστερες, οι οποίες λέγονται δευτερεύουσες υφέσεις. Δηλαδή, δευτερεύουσες υφέσεις σχηματίζονται εντός των μετωπικών, των θερμικών και των μεγάλων ορογραφικών υφέσεων.

24. Αντικυκλώνες

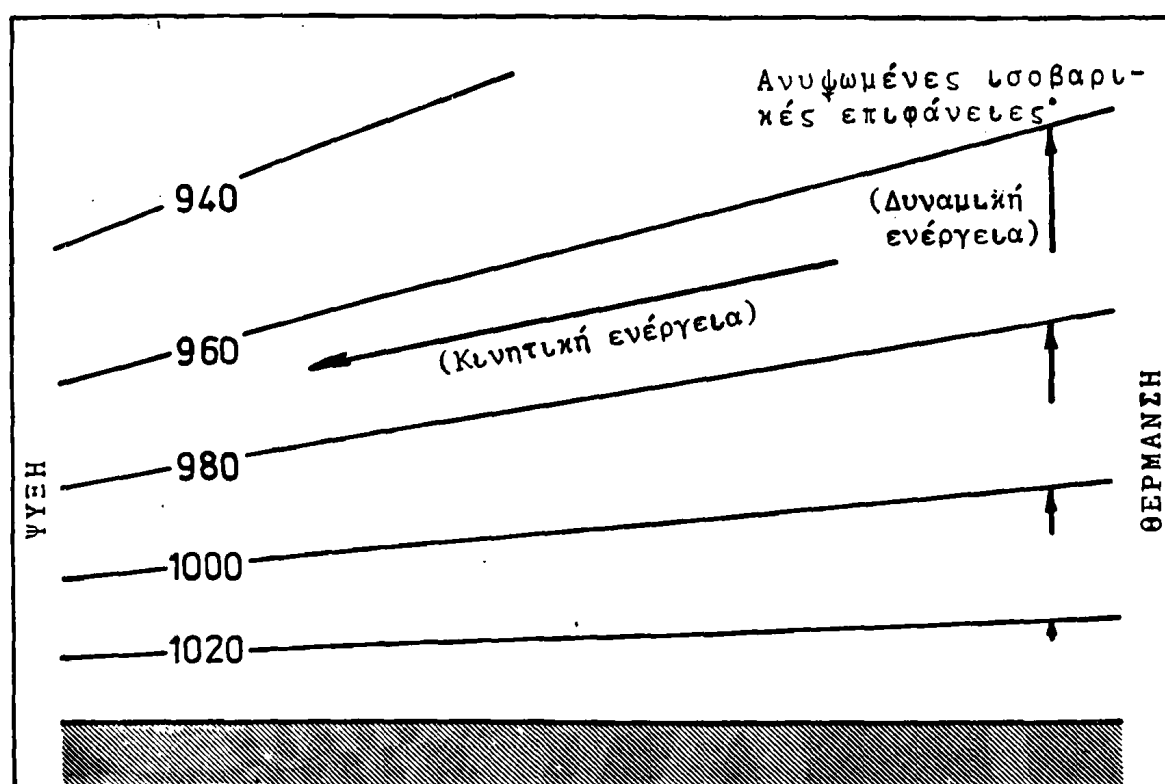
Ο αντικυκλώνας είναι περιοχή υψηλών πιέσεων και όπως είδαμε, απεικονίζεται στους χάρτες καιρού με μορφή κλειστών ισοβαρών περίπου κυκλικών και στις οποίες η πίεση αυξάνει από την περιφέρεια προς το κέντρο. Οι άνεμοι κινούνται γύρω από το κέντρο τους κατά την ανάδρομη φορά στο Βόρειο και κατά την ορθή στο Νότιο Ημισφαίριο, ενώ η έντασή τους αυξάνει εκ του κέντρου προς την περιφέρεια. Η μετακίνηση αέρα από το κέντρο προς την περιφέρεια αντισταθμίζεται από την κάθοδο αέρα προς το κέντρο του αντικυκλώνα από τα ανώτερα στα κατώτερα στρώματα. Η καθοδική αυτή κίνηση του αέρα λέγεται κατολίσθηση. Ο κατερχόμενος αέρας θερμαίνεται αδιαβατικά και γι' αυτό διαλύεται η νέφωση και ο ουρανός γίνεται αίθριος. Επίσης, λόγω της αδιαβατικής συμπίεσης και θέρμανσης ο κατερχόμενος αέρας γίνεται πολλές φορές θερμότερος του υποκειμένου του, οπότε δημιουργούνται αναστροφές θερμοκρασίας ύψους.

Επομένως, ο αντικυκλώνας είναι συνήνθως περιοχή σταθερού και καλού καιρού και μόνον όταν βρίσκεται σε στάδιο εξασθένησης είναι δυνατόν να εισχωρήσουν μέσα σ' αυτόν μέτωπα και προκαλείται κακοκαιρία. Επίσης, πάνω από ωκεανούς και θερμές ηπειρωτικές εκτάσεις είναι δυνατόν ανοδικές κινήσεις του αέρα να δώσουν ραγδαίες βροχές. Κατά την ψυχρή περίοδο, στις κεντρικές περιοχές των αντικυκλώνων σχηματίζονται ομίχλες ακτινοβολίας.

Η κατακόρυφη έκταση των αντικυκλώνων είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας του αέρα. Από την εξίσωση της υδροστατικής ισορροπίας $dp = -\rho g dz$ έχουμε $-\frac{dp}{dz} = \rho g$. Αλλ' όσον ελαττώνεται η θερμοκρασία, η πυκνότητα ρ αυξάνει και η πίεση p θα ελαττώνεται ταχύτερα κατά την κατακόρυφη διεύθυνση μέσα σε ψυχρό παρά σε θερμό αέρα (Σχ. 32). Έτσι, τους αντικυκλώνες χωρίζουμε σε δύο κατηγορίες: α) τους θερμούς και β) τους



ψυχρούς. Ψυχρός αντικυκλώνας χαρακτηρίζεται εκείνος στον οποίο ο αέρας κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, στις κεντρικές περιοχές του είναι ψυχρότερος απ' ότι στις γειτονικές τους περιοχές. Η θερμοκρασία και η πίεση σ' αυτούς θα ελαττώνεται γρήγορα με το ύψος, γι' αυτό η κατακόρυφη έκτασή τους είναι μικρή και φθάνει τα 3.000 m. Θερμός αντικυκλώνας, χαρακτηρίζεται εκείνος στον οποίο ο αέρας σ' όλα τα ύψη είναι θερμότερος του περιβάλλοντος του αντικυκλώνα αέρα. Η πίεση στα ανώτερα στρώματά του θα είναι μεγαλύτερη απ' ότι στις γειτονικές του περιοχές και θα ελαττώνεται αργά με το ύψος. Γι' αυτό οι θερμοί αντικυκλώνες εκτείνονται σε μεγαλύτερα ύψη από τους ψυχρούς



Σχ. 32 Η δύναμη βαροβαθμίδας που προκύπτει από τη διαφορετική θέρμανση

24.1. Μόνιμοι, εποχικοί και κινητοί αντικυκλώνες

Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά, την κίνηση και τη γενική συμπεριφορά τους, οι αντικυκλώνες διαρούνται σε τρεις κατηγορίες: τους μόνιμους, τους εποχικούς και τους κινητούς.

Οι μόνιμοι σχηματίζονται πάνω από τους ωκεανούς στις υποτροπικές περιοχές και ακολουθούν την κατ' απόκλιση κίνηση του Ηλίου. Οι σημαντικότεροι απ' αυτούς είναι ο



αντικυκλώνας των Αζορών και του Ειρηνικού Ωκεανού στο Βόρειο Ημισφαίριο και οι αντικυκλώνες του Νοτίου Ατλαντικού, ο αντικυκλώνας μεταξύ Αφρικής και Αυστραλίας και ο αντικυκλώνας των ακτών του Περού και της Χιλής στο Νότιο Ημισφαίριο.

Οι μόνιμοι αντικυκλώνες έχουν μεγάλη σημασία αφού αποτελούν τμήματα της γενικής κυκλοφορίας της Ατμόσφαιρας. Οι αέριες μάζες τους είναι τροπικές, άρα ανήκουν στους θερμούς αντικυκλώνες. Κατά το θέρος δίδουν καλό και θερμό καιρό, κατά το φθινόπωρο ευνοούν το σχηματισμό χαμηλής νέφωσης και ομίχλων ακτινοβολίας, ειδικά όταν οι άνεμοι είναι ασθενείς. Πάνω από τα νέφη ή την ομίχλη συνήθως, εκδηλώνεται αναστροφή θερμοκρασίας ύψους. Οι μόνιμοι αντικυκλώνες μετατοπίζονται προς την ισημερινή ζώνη κατά την ψυχρή περίοδο και έτσι, σπάνια επηρεάζουν τον καιρό των εύκρατων περιοχών.

Οι εποχικοί αντικυκλώνες σχηματίζονται πάνω από ηπειρωτικές εκτάσεις κατά τη χειμερινή κυρίως περίοδο. Οι σπουδαιότεροι απ' αυτούς είναι ο Σιβηρικός και ο αντικυκλώνας του Καναδά. Ο αέρας στα κατώτερα στρώματά τους είναι πολύ ψυχρός, παρά την αδιαβατική θέρμανση στην οποία υποβάλλεται λόγω της κατολίσθησης, με αποτέλεσμα το σχηματισμό επιφανειακής αναστροφής θερμοκρασίας. Οι βροχές είναι σπάνιες, εκτός και αν οι αντικυκλώνες αυτοί μετατοπίζονται και επηρεάζονται από διερχόμενες υφέσεις και μέτωπα. Ευνοείται όμως ο σχηματισμός ομίχλης και η ανάπτυξη στρωματόμορφων χαμηλών νεφών (Stratus), όταν η υγρασία του αέρα είναι αρκετά υψηλή. Στο κεντρικό τμήμα όμως, των εποχικών αντικυκλώνων ο αέρας είναι ξηρός, η Ατμόσφαιρα διαυγής και εμφανίζονται παγετοί. Οι εποχικοί αντικυκλώνες παίζουν σημαντικό ρόλο ως τμήματα της γενικής κυκλοφορίας και ανήκουν στην κατηγορία των ψυχρών αντικυκλώνων.

Οι κινητοί αντικυκλώνες είναι μικροτέρων διαστάσεων απ' ότι οι μόνιμοι και εποχικοί και σχηματίζονται σε περιοχές μεγάλων γεωγρ. πλατών. Αυτοί μετακινούνται γρήγορα προς τα μικρότερα γεωγρ. πλάτη, γι' αυτό οι αέριες μάζες που τους συνοδεύουν είναι ψυχρές. Οι απότομες και μεγάλες πτώσεις της θερμοκρασίας και οι χιονοπτώσεις των εύκρατων και υποτροπικών περιοχών οφείλονται πολλές φορές σ' αυτούς τους αντικυκλώνες.

25. Διαταραχές οι οποίες οφείλονται σε μεγάλη ατμοσφαιρική αστάθεια

Πολλά ατμοσφαιρικά καιρικά φαινόμενα και διαταραχές συμβαίνουν στην τροπόσφαιρα και οφείλονται σε μεγάλη ατμοσφαιρική αστάθεια λόγω υπεραδιαβατικών κατακόρυφων θερμοβαθμίδων και μεγάλων ποσοτήτων υδρατμών. Οι διαταραχές αυτές έχουν περιορισμένη οριζόντια έκταση και μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη. Στις διαταραχές αυτές ανήκουν οι καταιγίδες και οι σίφωνες.



25.1. Καταιγίδες

Οι καταιγίδες συγκαταλέγονται στα πιο εντυπωσιακά και βίαια φαινόμενα της φύσης και χαρακτηρίζονται από ραγδαίες διαλείπουσες βροχές που συνοδεύονται από χαλάζι, ισχυρούς ριπαίους ανέμους και ισχυρές ηλεκτρικές εκκενώσεις (αστραπές και βροντές). Όλα τα φαινόμενα αυτά οφείλονται στην παρουσία ενός γιγαντιαίου **σωρειτομελανία**, ο σχηματισμός του οποίου προκαλείται από ατμοσφαιρική αστάθεια και παρουσία μεγάλων ποσοτήτων υδρατμών στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας. Ο σωρειτομελανίας ή το σύστημα των σωρειτομελανιών μπορεί να αναπτύσσονται μέχρι του ύψους των 15.000 μέτρων και οι κορυφές τους συνίστανται από παγοκρυστάλλους.

Οι κυριότεροι παράγοντες και οι αναγκαίες συνθήκες για τη δημιουργία μιας καταιγίδας είναι:

- 1) **Θερμοβαθμίδες** μεγαλύτερες των υγρών αδιαβατικών, σ' ένα στρώμα 3000 μέτρων τουλάχιστον, για να σημειωθούν θερμοκρασίες κάτω του 0 °C στα ανώτερα στρώματα του νέφους.
- 2) **Συνεχής και επαρκής τροφοδότηση υδρατμών** εκ των κάτω.
- 3) **Διεργασίες**, οι οποίες οδηγούν στον κορεσμό των αερίων μαζών στις περιοχές των μεγάλων κατακόρυφων θερμοβαθμίδων.
- 4) **Κατά συνθήκη αστάθεια**, δηλαδή όταν συμβαίνει ο ανυψούμενος αέρας μέχρι το ύψος της στάθμης της ελεύθερης μεταφοράς να γίνεται θερμότερος του περιβάλλοντος, οπότε συνεχίζει την άνοδό του.
- 5) **Ανυψωτικό αίτιο**, το οποίο μεταφέρει την αέρια μάζα μέχρι τη στάθμη ελεύθερης μεταφοράς για να εκδηλωθεί η αστάθεια. Ανυψωτικό αίτιο μπορεί να αποτελέσει μία οροσειρά, ένα μέτωπο, η σύγκλιση αερίων μαζών ή και μία ταχεία υπερθέρμανση του εδάφους..

25.2 Ταξινόμηση των καταιγίδων

Όλες οι καταιγίδες είναι περίπου της ίδιας κφής. Ανάλογα όμως του τρόπου σχηματισμού τους οι καταιγίδες διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες: α) στις **μετωπικές**, β) στις **θερμικές** και γ) στις **ορογραφικές καταιγίδες**. Οι μετωπικές και ορογραφικές ονομάζονται και **δυναμικές καταιγίδες**. Επίσης, οι θερμικές καταιγίδες ονομάζονται και **καταιγίδες αέριας μάζας**.

α) Οι **μετωπικές καταιγίδες** υποδιαιρούνται σε τρεις τύπους:

- 1) **Καταιγίδες θερμού μετώπου**. Στο θερμό μέτωπο η θερμή μάζα ανολισθαίνει πάνω από την ψυχρή μάζα. Η μετωπική κλίση είναι μικρή και ολόκληρη η θερμή αέρια μάζα ανυψώνεται και φθάνει στη στάθμη συμπύκνωσης, οπότε αρχίζει ο σχηματισμός



στρωματομόρφων νεφών, τα οποία καλύπτουν μεγάλη έκταση. Όταν η θερμή μάζα δυνηθεί να φθάσει στο επίπεδο ελεύθερης μεταφοράς, με τη βοήθεια μηχανικών ή θερμοδυναμικών αιτίων, σχηματίζεται καταιγίδα.

2) **Καταιγίδες ψυχρού μετώπου.** Η μετωπική κλίση στο ψυχρό μέτωπο είναι πολύ μεγάλη, με αποτέλεσμα η στάθμη συμπύκνωσης και η στάθμη ελεύθερης μεταφοράς να είναι κοντά, οπότε ολόκληρη η αέρια μάζα μπορεί να φθάσει τη στάθμη ελεύθερης μεταφοράς και να σχηματίσει νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και καταιγίδες.

3) **Καταιγίδες προμετωπικές ή γραμμής λαιλαπας.** Σχηματίζονται στις περιπτώσεις κατά τις οποίες ένα ψυχρό μέτωπο κινείται ταχύτατα και ο αέρας πάνω από το οριακό στρώμα έχει κανονική ταχύτητα, ενώ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους είναι ελαττωμένη λόγω τριβής. Σ' αυτή την περίπτωση, η ψυχρή αέρια μάζα εξαναγκάζεται να προπορευθεί μετά από κάποιο χρόνο και να εισχωρήσει στο θερμό αέρα. Έτσι, κάποια στιγμή ο ψυχρός αέρας υπέρκειται του θερμού και στη συνέχεια κατέρχεται και εγκλωβίζει θερμή αέρια μάζα. Ο εγκλωβισμός αυτός δημιουργεί βίαιη ανύψωση του αέρα και σχηματισμό καταιγιδοφόρων νεφών. Οι καταιγίδες γραμμής λαιλαπας εμφανίζονται έμπροσθεν του μετώπου και έχουν χαμηλές βάσεις νεφών, ενώ συνοδεύονται συνήθως και με σίφωνες ή νεφροστρόβιλο.

β) **Καταιγίδες αέριας μάζας.** Οι καταιγίδες αυτές σχηματίζονται μέσα σε μία αέρια μάζα και στην περίπτωση ανάμειξης δύο διαφορετικών αερίων μαζών. Διακρίνονται στους παρακάτω τύπους:

1) **Καταιγίδες κατακόρυφης μεταφοράς,** οι οποίες σχηματίζονται όταν υφίσταται ανάπτυξη κατακόρυφης μεταφοράς αέρα λόγω αστάθειας και αύξησης της υγρασίας με το ύψος, αλλά απουσιάζει ανυψωτικό αίτιο. Η υπερθέρμανση του εδάφους και των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας το απόγευμα, κατά τη θερμή περίοδο του έτους, είναι αρκετή να δράσει ως ανυψωτικό αίτιο μέχρι τη στάθμη της ελεύθερης μεταφοράς και να προκαλέσει το σχηματισμό καταιγίδας, ιδιαίτερα πάνω από την ξηρά. Οι καταιγίδες αυτές καλούνται και απογευματινές ή θερμικές.

2) **Ορογραφικές καταιγίδες,** σχηματίζονται λόγω αστάθειας και αυξημένης υγρασίας στην αέρια μάζα. Το ανυψωτικό αίτιο είναι το βουνό που προκαλεί την εξαναγκασμένη ανύψωση της αέριας μάζας και το σχηματισμό της καταιγίδας. Αυτές οι καταιγίδες σχηματίζονται στις προσήνεμες πλευρές των βουνών και εμφανίζονται όλες τις εποχές.

3) **Ανώτερες ή νυκτερινές καταιγίδες,** σχηματίζονται όταν υφίστανται αστάθεια και υγρασία με την αύξηση του ύψους μέσα στην ατμόσφαιρα, ενώ συνυπάρχει και κάλυψη του ουρανού με χαμηλά νέφη τις βραδινές ώρες, οπότε τα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας διατηρούνται θερμότερα των ανωτέρων. Έτσι, τα ανώτερα στρώματα γίνονται βαρύτερα και κατέρχονται, ο κάτω από αυτά θερμός αέρας εκτοπίζεται και ανυψώνεται γρήγορα,



σχηματίζονται σωρείτες και σωρειτομελανίες και τελικά, καταιγίδες. Η παραπάνω μορφή αστάθειας, καλείται δυναμική αστάθεια και λαμβάνει χώρα σε ευρεία έκταση, π.χ. στην Κεντρική Ελλάδα. Οι ανώτερες καταιγίδες αναπτύσσονται σε αρκετά μεγάλα ύψη και σχηματίζονται κατά το μεσονύκτιο και διαλύονται τις πρωινές ώρες.

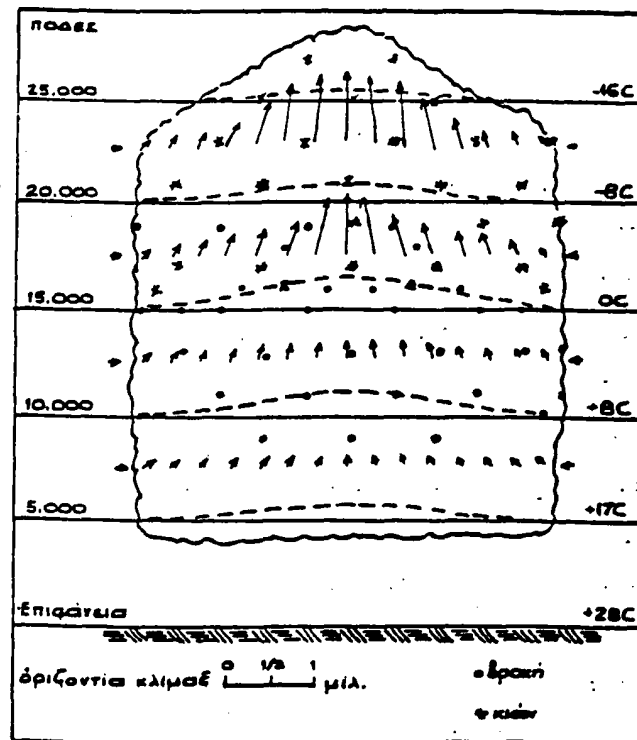
25.3. Στάδια ανάπτυξης μιας καταιγίδας.

Η εξέταση της υψής των νεφών των καταιγίδων επιτεύχθηκε αφού έγιναν πολλές παρατηρήσεις με ειδικές πτήσεις αεροσκαφών μέσα στα νέφη, ή με τη βοήθεια των ραδιοεντοπιστών (Radars). Η ζωή λοιπόν ενός μεμονωμένου σωρειτομελανία είναι σχετικά μικρή και ανέρχεται σε 1-2 ώρες.

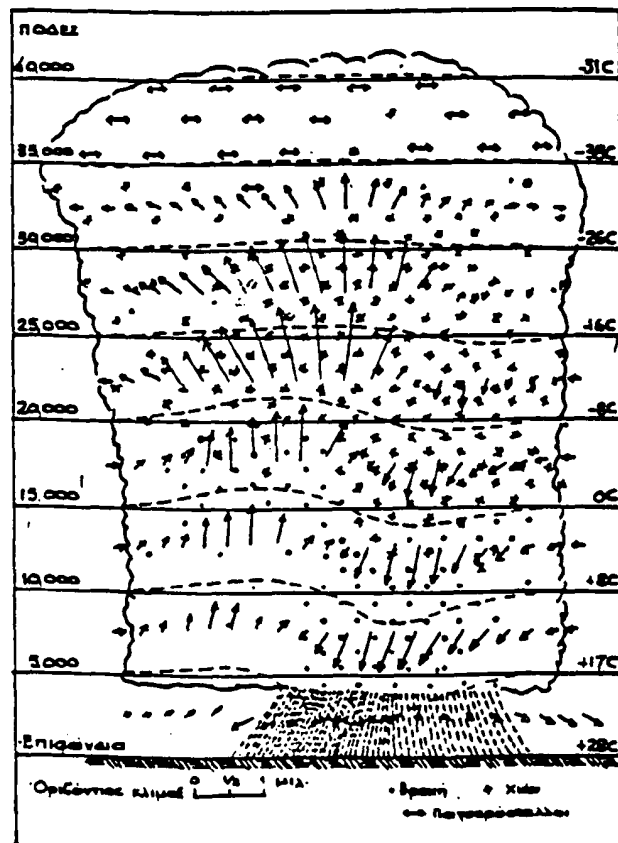
Υπάρχουν συνήθως, τρία στάδια κατά την εξέλιξη μιας καταιγίδας: α) Το **στάδιο του σωρείτη**, το οποίο αποτελεί τη βάση της καταιγίδας. Όλα τα σωρειτόμορφα νέφη δεν εξελίσσονται σε καταιγίδες, παρά μόνον όταν συνυπάρχουν και οι αναγκαίες συνθήκες. Κατά το στάδιο αυτό έχουμε συνεχή ισχυρά ανοδικά ρεύματα. Η έλξη όμως που ασκείται από την τριβή στο νερό που πέφτει, μετατρέπει την ανοδική κίνηση του αέρα σε καθοδική και έτσι, το καταιγιδοφόρο νέφος φθάνει στο β) **στάδιο της ωριμότητας**, όπου τώρα το ύψος του βρίσκεται στα 8000 μέτρα. Ταυτόχρονα επιπλατύνεται λόγω της εξάτμισης από τις υδροσταγόνες της βροχής που πέφτει. Κατά το ώριμο στάδιο η καταιγίδα παρουσιάζει τη μεγαλύτερη ένταση φαινομένων. γ) Το τρίτο στάδιο είναι το **στάδιο της διάλυσης** (ή άκμονος). Αυτό χαρακτηρίζεται από την παύση των ανοδικών και την επικράτηση των καθοδικών ρευμάτων. Τα καθοδικά ρεύματα έχουν ως αποτέλεσμα την αδιαβατική θέρμανση (ευστάθεια) και την ξηρότητα της αέριας μάζας. Συνεπώς, είναι πρόδηλο ότι έχει επέλθει το στάδιο της διάλυσης και τα ανώτερα τμήματα του καταιγιδοφόρου νέφους παρασύρονται και διαλύονται από τους ανώτερους ανέμους. Έτσι, σχηματίζεται ένας άκμονας, ο οποίος είναι το χαρακτηριστικό γνώρισμα της διάλυσης της καταιγίδας, καθώς και ένδειξη της διεύθυνσης κίνησης της καταιγίδας ή της πιθανής μελλοντικής δημιουργίας της (Σχ. 33).

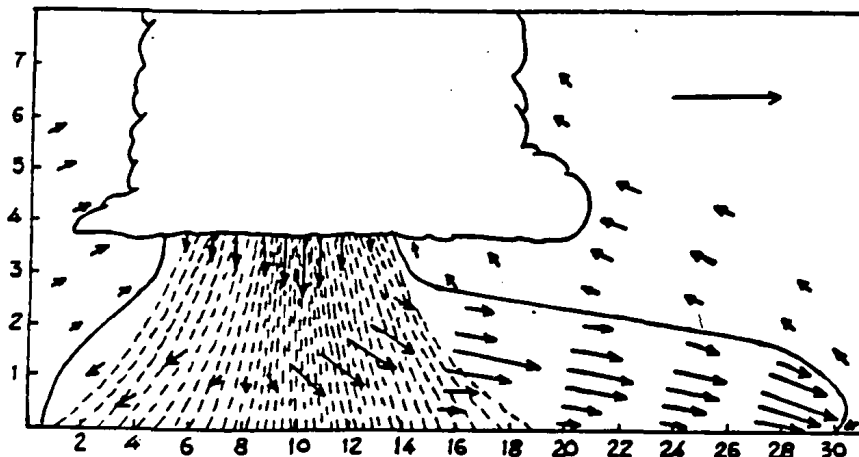
Τα καιρικά χαρακτηριστικά και φαινόμενα της καταιγίδας είναι η ραγδαία βροχή, κυρίως κατά το ώριμο στάδιο. Η εμφάνιση πτώσης χάλαζας, ιδιαίτερα στα εύκρατα και τροπικά πλάτη. Εμφάνιση ηλεκτρικών εκκενώσεων με μέγιστο συχνότητας γύρω στο ύψος των 9000 μέτρων. Παγοποίηση των υδροσταγονιδίων του νέφους (κατά 50%) στη στάθμη με θερμοκρασίες κάτω του σημείου πήξεως (των 0 °C), η οποία συμπίπτει με τη ζώνη των ισχυρών αναταράξεων και της ραγδαίας βροχής. Πολλές φορές παρατηρείται και πτώση χιονιού με μέγιστο συχνότητας στο ύψος των 6,000 μέτρων περίπου. Στις χαμηλότερες στάθμες, το χιόνι αναμιγνύεται με βροχή σε βρίσκεται σε συνθήκες υπέρτηξης.



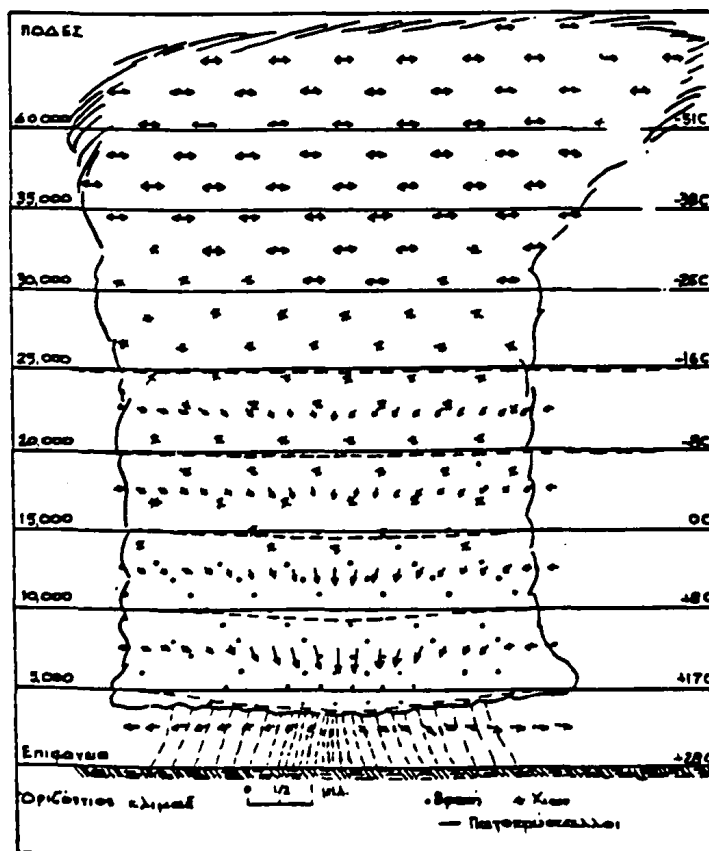


Σχ. 33α Στάδιο ανάπτυξης και ωριμότητας μιας καταγύδας (κάτω)





Σχ. 33β Στάδιο επιπλάτυνσης της βάσης του καταλιγδοφόρου νέφους και στάδιο διάλυσης μιας καταλιγίδας (κάτω).



26. Σίφωνες

Οι σίφωνες είναι τα πλέον σφοδρά, βίαια και καταστρεπτικά ατμοσφαιρικά φαινόμενα. Ουδεμία άλλη ατμοσφαιρική διαταραχή δύναται να συγκριθεί μ' αυτούς από πλευράς έντασης.

Διαιρούνται σε δύο κατηγορίες: α) σε σίφωνες ξηράς (*tornadoes*) και β) σε σίφωνες θαλάσσης (*waterspouts*).

Οι σίφωνες ξηράς είναι στροβιλοειδείς κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα, μεγάλης έντασης αλλά με μικρή διάμετρο, 300 μέτρα κατά μέσο όρο. Σχηματίζονται κάτω από καταιγιδοφόρα νέφη και γίνονται ορατοί υπό τη μορφή προβοσκίδας, που εκτείνεται πολλές φορές από τη βάση του νέφους μέχρι το έδαφος. Το κύριο χαρακτηριστικό τους είναι η μεγάλη πτώση της πίεσης από την περιφέρεια προς το κέντρο και η οποία φθάνει μέχρι 25 mb. Η ταχύτητα του ανέμου στο κέντρο τους είναι 100 m/sec και ακόμη μεγαλύτερη. Τα αίτια σχηματισμού τους είναι ισχυρότατες κατακόρυφες βαροβαθμίδες και μεγάλη ατμοσφαιρική αστάθεια. Οι σίφωνες είναι δυνατό να σχηματιστούν σ' όλες τις περιοχές, εκτός από τις πολικές και ηπειρωτικές εκτάσεις.

Οι σίφωνες θαλάσσης είναι δύο τύπων: Στον πρώτο τύπο ανήκουν οι σίφωνες που σχηματίζονται κάτω από καταιγιδοφόρο νέφος και στο δεύτερο ανήκουν εκείνοι που σχηματίζονται πάνω από την επιφάνεια της θαλάσσης, χωρίς να συνδέονται με καταιγιδοφόρο νέφος. Οι συνθήκες τους, τα χαρακτηριστικά και οι διαστάσεις τους είναι οι ίδιες μ' αυτές των σιφώνων ξηράς.

27. Τροπικές καταιγίδες, κυκλώνες

Αν και οι τροπικές καταιγίδες έχουν ορισμένα κοινά χαρακτηριστικά με τις καταιγίδες των μέσων πλατών, γενικά δεν παρουσιάζουν απότομες ασυνέχειες θερμοκρασίας. Πολλές έχουν μικρές βαροβαθμίδες και στερούνται συστημάτων ανέμου, που ορίζονται καλώς και συνοδεύονται από μακρές περιόδους νεφελώδους καιρού με συνεχή βροχή. Στην ενδοτροπική σύγκλιση παρατηρείται κατακόρυφη δραστηριότητα και καταιγίδες. Η σύγκλιση τείνει ν' αυξηθεί, όταν η ισημερινή σφήνα ύψους κινείται προς τους πόλους κατά το θέρος και παράγει περιοχές Cumulonimbus νεφών και υψηλές νεφώσεις από νέφη Cirrus.

Ένα κοινό χαρακτηριστικό του τροπικού καιρού είναι το ανατολικό κύμα, το οποίο κανονικά σχηματίζεται στους αληγείς ανέμους και κινείται βραδέως εξ ανατολών προς δυσμάς. Του κύματος προηγούνται αίθριος καιρός και αποκλίνοντες άνεμοι. Το κύμα εξάλλου ακολουθείται από συγκλίνουσα ροή αέρα και από μία εκτεταμένη ζώνη νεφών με κατακόρυφη ανάπτυξη, τα οποία μοιάζουν προς εκείνα των ψυχρών μετώπων των μέσων



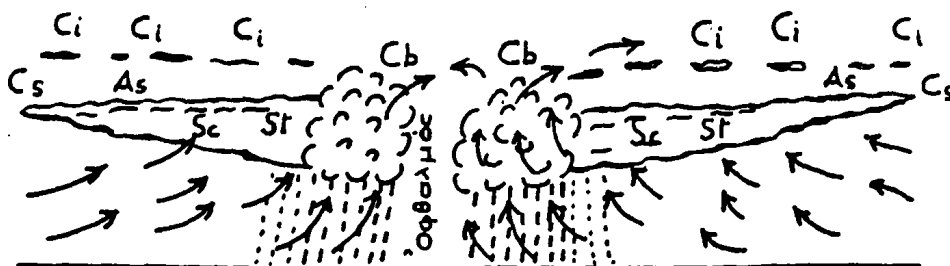
πλατών. Μία τέτοια διαταραχή συνοδεύουν θυελλώδης καιρός και βροχή. Μερικά ανατολικά κύματα κινούνται προς τους πόλους και κάμπτονται προς ανατολάς για να γίνουν εξωτροπικοί κυκλώνες. Άλλα κύματα αναπτύσσουν στροβίλους και γίνονται τροπικοί κυκλώνες και επί πλέον, αναπτύσσονται σε ένταση για να γίνουν τυφώνες.

Οι θυελλώδεις και καταστροφικές μορφές των τροπικών κυκλώνων, είναι περισσότερο γνωστές από τις μορφές των ασθενών τροπικών καταιγίδων, γιατί οι πρώτες είναι ευτυχώς λιγότερο συχνές. Οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται μόνο πάνω από τις τροπικές θάλασσες.

Οι περιοχές στις οποίες εμφανίζονται είναι κυρίως οι εξής:

- α) Οι Δ. Ινδίες, ο κόλπος του Μεξικού, η Καραϊβική θάλασσα και οι ακτές της Φλώριδας είναι γνωστές ως **Harricanes**.
- β) Η Αραβική θάλασσα, ο νότιος Ινδικός Ωκεανός και η θάλασσα της Βεγγάλης, όπου ονομάζονται **κυκλώνες**.
- γ) Σινική θάλασσα, οι Φιλιππίνες και τα δυτικά τμήματα του βορείου Ειρηνικού, όπου ονομάζονται **τυφώνες**.
- δ) Ο ανατολικός βόρειος Ειρηνικός, όπου ονομάζονται **Harricanes**.
- ε) Τα δυτικά τμήματα του νοτίου Ειρηνικού και
- στ) Τα βορειοδυτικά τμήματα της Αυστραλίας, όπου ονομάζονται **Willy - Willies**.

Η εποχή κατά την οποία παρατηρούνται οι κυκλώνες, ως επί το πλείστον είναι το θέρος και το φθινόπωρο κάθε Ημισφαιρίου.



Σχ. 34 Κατανομή της νέφωσης σ' ένα κυκλώνα.

Η ενέργεια των κυκλώνων οφείλεται στην αφθονία της υγρασίας εντός της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης. Τη στροβιλώδη κίνησή τους την παίρνουν από την επίδραση Coriolis και συνεπώς, ευνοείται ο σχηματισμός τους, όταν η ζώνη σύγκλισης βρίσκεται σε κάποια απόσταση από το γεωγραφικό Ισημερινό, δηλαδή από το θέρος ως το



φθινόπωρο. Η τυπική διάμετρος ενός τροπικού κυκλώνα είναι 100-600 km και αυξάνει καθώς μετακινούνται από τα χαμηλά πλάτη. Η διανομή της πίεσης είναι περισσότερο ομοκεντρική και κυκλική, και έτσι, δημιουργεί απότομη βαροβαθμίδα, η οποία παράγει υψηλές ταχύτητες του ανέμου. Στο κέντρο αυτών υπάρχει μία περιοχή με διάμετρο 10-40 km, η οποία είναι νήνεμη και αίθρια και ονομάζεται "οφθαλμός" του κυκλώνα. Η βροχή κατανέμεται ακανόνιστα με ποσά κάπως μεγαλύτερα στην εμπρόσθια περιοχή τους. Λόγω της τροπικής φύσης του αέρα και του μεγάλου ύψους της στάθμης πήξης, στα πλάτη των τροπικών κυκλώνων δε συμβαίνει χαλαζόπτωση. Η νέφωση σ' έναν κυκλώνα κατανέμεται όπως δείχνει το Σχ. 34.

Το εξέχον χαρακτηριστικό των τροπικών καταιγίδων είναι η ταχύτητα του ανέμου, η οποία μπορεί να φθάσει την τιμή των 400 km ανά ώρα και είναι η κύρια αιτία της καταστρεπτικής τους δύναμης. Είναι δυνατόν, καθώς η καταιγίδα προσεγγίζει τις ακτές, να προκαλέσει καταστροφικό παλιρροιακό ρεύμα.

28. Χάρτης καιρού

Ο βασικός χάρτης για να εκτεθούν και επιδειχτούν τα καιρικά και κλιματικά δεδομένα, είναι ο συνοπτικός χάρτης, ο οποίος δείχνει τη διανομή των κλιματικών και καιρικών στοιχείων πάνω στην επιφάνεια του εδάφους, για μία δεδομένη χρονική περίοδο. Δηλαδή, ο χάρτης αυτός δίνει μία σύνοψη της καιρικής κατάστασης. Η κλίμακα και η επιφάνεια η οποία καλύπτεται από το χάρτη εξαρτάται από το σκοπό για τον οποίο προορίζεται να χρησιμοποιηθεί. Προγνώσεις μικρής περιόδου για μικρές περιοχές είναι δυνατόν συνήθως να γίνουν από χάρτες, οι οποίοι καλύπτουν μία έκταση λίγο μεγαλύτερη από εκείνη που περιλαμβάνεται στην πρόγνωση. Συνήθως για να συμπληρώσουν το μεγαλύτερο συνοπτικό χάρτη χρησιμοποιούνται μικρότεροι κατά τομείς χάρτες.

Προγνώσεις για μία μεγάλη περιοχή (ήπειρο) ή για μία μακρότερη περίοδο απαιτούν χάρτες οι οποίοι εκτείνονται πέρα από τα όρια της περιοχής και καλύπτουν κατά προτίμηση ένα ολόκληρο ημισφαίριο.

Συνοπτικές παρατηρήσεις λαμβάνονται σε πολλούς Σταθμούς ταυτόχρονα σε ολόκληρο τον κόσμο. Αυτό στηρίζεται σε συμφωνία του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (WMO). Οι παρατηρήσεις αυτές γίνονται κατά τις ώρες 00:00, 06:00, 12:00 και 18:00 GMT. Επιπλέον σε πολλά αεροδρόμια λαμβάνονται ωριαίες παρατηρήσεις, οι οποίες βοηθούν τις προγνώσεις μικρής περιόδου για τις πτήσεις. Η συλλογή των δεδομένων στους σταθμούς προγνώσεων, απαιτεί αποτελεσματικές επικοινωνίες όπως τηλέφωνο, τηλεγράφο, τηλετύπο, ασύρματο και ραδιοτηλέτυπο. Επειδή δε ένα μεγάλο σύνολο πληροφοριών πρέπει να διαβιβαστεί σε μικρό χρονικό διάστημα, οι παρατηρήσεις στέλνονται



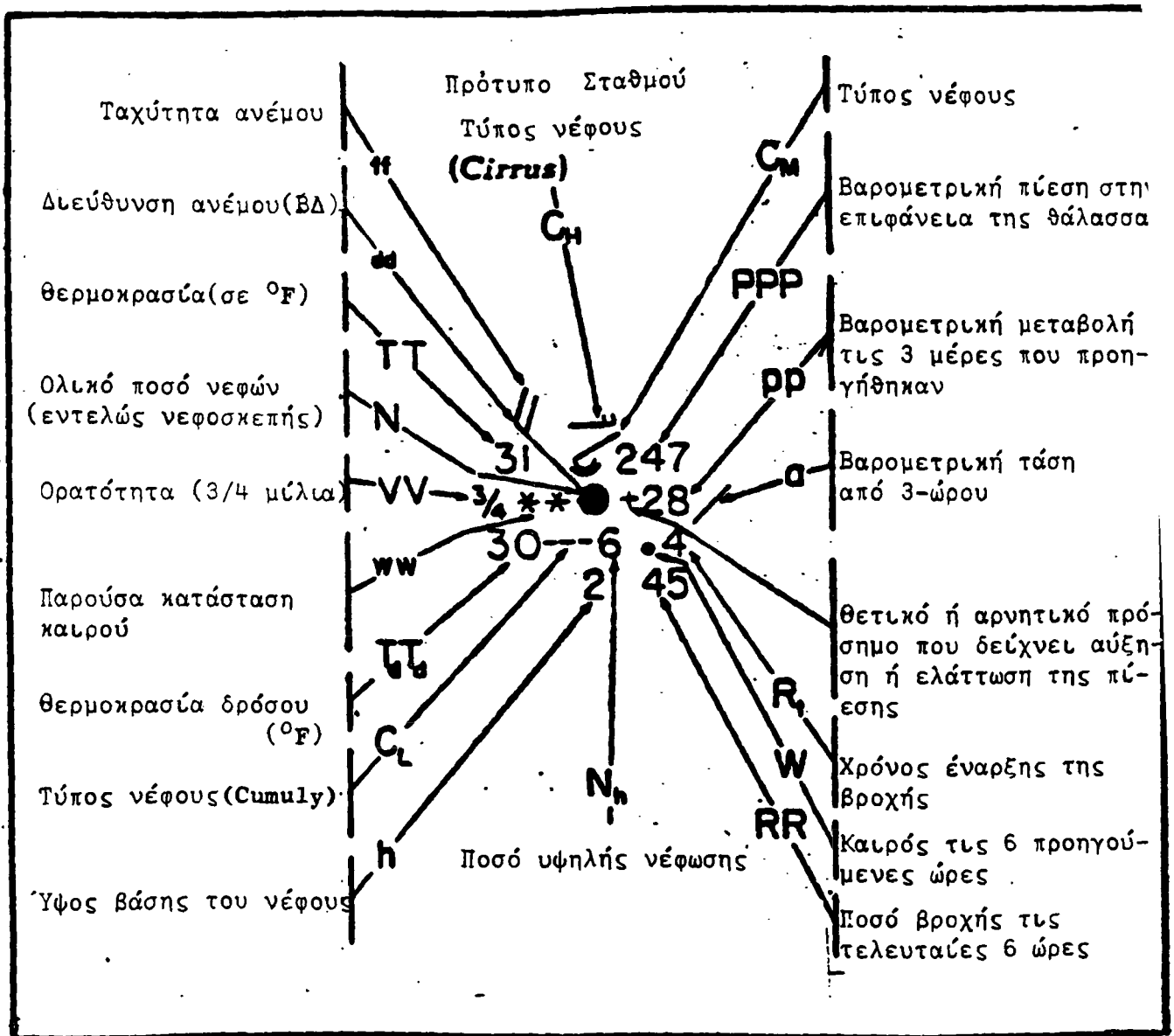
με τη μορφή αριθμητικού κώδικα, ο οποίος είναι γνωστός ως Κώδικας του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού. Κατωτέρω δίνεται ένα παράδειγμα σήματος που έχει κωδικοποιηθεί, με τα αντίστοιχα σύμβολα και τη διευκρίνιση της σημασίας τους:

IIiii	Nddff	VVwwW	PPPTT	N _h C _L h C _m C _H
72405	83220	12716	24702	67292
T _d T _d app	7RRR _s			
01228	74542			

Η σημασία των συμβόλων των γραμμάτων για το παράδειγμα αυτό έχει ως ακολούθως:

- II Ο αριθμός του τομέα του κόσμου: 72 σημαίνει U.S.A. και Καναδάς.
- iii Αριθμός του Σταθμού: 405 είναι η Ουάσιγκτων.
- N Ολικό ποσό νέφωσης: 8 σημαίνει ουρανό πλήρως νεφοσκεπή.
- dd Διεύθυνση από την οποία πνέει ο άνεμος: 32 σημαίνει 320°, δηλαδή από NW.
- ff Ταχύτητα του ανέμου σε κόμβους: 20 σημαίνει 20 κόμβοι.
- VV Ορατότητα σε μίλια και κλάσμα: 12 σημαίνει 12/16 ή 3/4 μιλίου.
- ww Παρών καιρός: 71 σημαίνει ελαφρό συνεχές χιόνι.
- W Παρελθών καιρός: 6 σημαίνει βροχή.
- PPP Βαρομετρική πίεση σε mb η οποία ανάγεται στην επιφάνεια της θάλασσας; 247 σημαίνει 1024.7 mb.
- TT Τρέχουσα θερμοκρασία του αέρα σε βαθμούς Κελσίου: 02 σημαίνει 2 °C.
- N_h Τμήμα του ουρανού που καλύπτεται από χαμηλό ή μέσο νέφος: 6 σημαίνει 7/10 ή 8/10.
- CL Τύπος χαμηλού νέφους: 7 σημαίνει *fracostratus* και *fractocumulus* νέφη άσχημου καιρού.
- h Ύψος της βάσεως του νέφους: 2 σημαίνει 100-200 M.
- C_m Νέφος μέσου ύψους: 9 σημαίνει Ac χαώδους ουρανού.
- C_H Νέφος ανώτερου ύψους, 2 σημαίνει πυκνό νέφος Ci.
- T_dT_d Θερμοκρασία δρόσου: 01 σημαίνει 1 °C.
- a Χαρακτηριστική πορεία βαρογράφου: 2 σημαίνει πορεία (του βαρογράφου) που ανέρχεται σταθερά ή ακανόνιστα.
- PP Μεταβολή της πίεσης κατά το τρίωρο πριν από την παρατήρηση: 28 σημαίνει 2.8 mb.
- 7 Ενδεικτικός αριθμός της ομάδας (δεν σχεδιάζεται).
- RR Ποσό βροχής για το παρελθόν 6ωρο: 45 σημαίνει 0.45 ίντσες.
- R_t Χρόνος κατά τον οποίο αρχίζει ή τελειώνει η βροχή: 4 σημαίνει 3 ως 4 ώρες πριν.





Σχ. 35 Πρότυπο Σταθμού, με σχεδιασμένα τα συνοπτικά δεδομένα σε χάρτη καιρού.

5 Ύψος χιονιού πάνω στο έδαφος: 2 σημαίνει 2 ίντσες.

Τα δεδομένα που έχουν αποκωδικοποιηθεί σχεδιάζονται πάνω σ' ένα χάρτη καιρού και δείχνουν τη θέση του Σταθμού πάνω στο χάρτη. Ένα πρότυπο συνοπτικού Σταθμού δίνεται κατωτέρω. Στο Σχ. 35 δίδονται τα τυπικά σύμβολα ενός Σταθμού σ' ένα χάρτη (Σχ. 35α).

Στο χάρτη που έχει σχεδιαστεί, ο αναλυτής σχεδιάζει καμπύλες για να αναπαραστήσει τα μέτωπα και τις ισοβαρείς, για να δείξει τη διανομή της πίεσης. Οι περιοχές υετού σκιάζονται και παρατίθενται επίσης, οι ισόθερμες ή άλλες ειδικές πληροφορίες. Τέλος, μετά από τη μελέτη των χαρτών της ανώτερης Ατμόσφαιρας καταγράφονται οι τύποι των αέριων μαζών. Όταν π.χ. συμπληρωθεί ο τυπικός χάρτης καιρού για την Ευρώπη, αυτός (ο χάρτης δηλαδή), δείχνει τα μέτωπα, τις αέριες μάζες, τη διανομή της πίεσης και επιπλέον λεπτομερή κλιματικά δεδομένα για όλους τους Σταθμούς που συνεργάζονται μέσω σημάτων.

Οι συνοπτικοί χάρτες που έχουν αναλυθεί, καθώς και μερικοί προγνωστικοί τύποι χαρτών ανώτερης Ατμόσφαιρας, μεταβιβάζονται στα κέντρα πρόγνωσης κάθε περιοχής με τηλεφωτογραφικά συστήματα. Ο συνοπτικός χάρτης που έχει σχεδιαστεί, δείχνει πρωταρχικά τις παρατηρηθείσες συνθήκες στο έδαφος. Για να έχουμε μία πιο ολοκληρωμένη εικόνα της ατμόσφαιρας προπαρασκευάζονται και άλλοι βοηθητικοί χάρτες. Οι χάρτες αυτοί περιλαμβάνουν τις κατακόρυφες τομές της Ατμόσφαιρας, τους ανέμους καθ' ύψος, τις πιέσεις σε ορισμένες στάθμες, θερμοδυναμικά διαγράμματα και μία σειρά βοηθητικών διαγραμμάτων, τα οποία υιοθετήθηκαν για τα αντίστοιχα προβλήματα πρόγνωσης.

Οι λεπτομέρειες για όλα αυτά και για την τεχνική σχεδίασης, είναι πέρα από το σκοπό του βιβλίου αυτού. Πάντως, οι μετεωρολόγοι και οι κλιματολόγοι επίμονα αναζητούν μαθηματικές σχέσεις μεταξύ των ιδιοτήτων των αέριων μαζών και του καιρού, ως μία βάση για αντικειμενικότερη ανάλυση.

Η πραγματική πρόγνωση του καιρού γίνεται μετά από προσεκτική μελέτη τόσο των χαρτών επιφάνειας, όσο και των χαρτών της ανώτερης Ατμόσφαιρας. Οι υπολογισμοί και οι εκτιμήσεις γίνονται για να προσδιοριστεί ο ρυθμός κίνησης και η μελλοντική θέση των συστημάτων πίεσης, των αέριων μαζών και των μετώπων, καθώς επίσης και των σχετικών καιρικών καταστάσεων.

Εντούτοις, η βασική έρευνα επί της φυσικής του αέρα βελτιώνει συνέχεια τις μεθόδους υπολογισμού. Τελευταίες πρόοδοι έχουν επιτευχθεί με τη χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών μεγάλης ικανότητας στο να κατατάσσουν και να αναλύουν μεγάλες ποσότητες πληροφοριών και ως εκτούτου να εφοδιάζουν μία βάση για την ταχύτερη πρόγνωση. Επειδή, ως γνωστόν, δεν υπάρχουν συνοπτικές καταστάσεις επακριβώς ίδιες, βρέθηκε ότι είναι



προτιμότερο να συγκρίνονται καιρικές διαδοχές ή μάλλον σειρές καιρικών καταστάσεων παρά απλοί χάρτες. Περαιτέρω, δεν είναι απαραίτητο όμοιες συνοπτικές καταστάσεις να συνοδεύονται από τα ίδια καιρικά πρότυπα. Εξαρτάται λοιπόν, από τον προοιωνιστή να ζυγίσει όλα τα γεγονότα και αυτοβούλως να προσδιορίσει το είδος της μορφής του τρέχοντος προτύπου, το οποίο πρέπει να αναμένει. Αποτελεσματικότερα βοηθητικά μέσα πρόγνωσης αποτελούν η συσσώρευση δεδομένων περισσότερων Σταθμών και για διάφορα ύψη.

Τα δελτία πρόγνωσης των διαφόρων προηγμένων κέντρων πρόγνωσης, σχεδιάζονται να εξυπηρετούν όσο το δυνατόν περισσότερα ενδιαφέροντα. Περικλείουν πληροφορίες για τις αναμενόμενες καταιγίδες, τις κινήσεις των αέριων μαζών, τη θερμοκρασία, τον υετό, τη νέφωση, τον άνεμο και για ειδικά φαινόμενα.

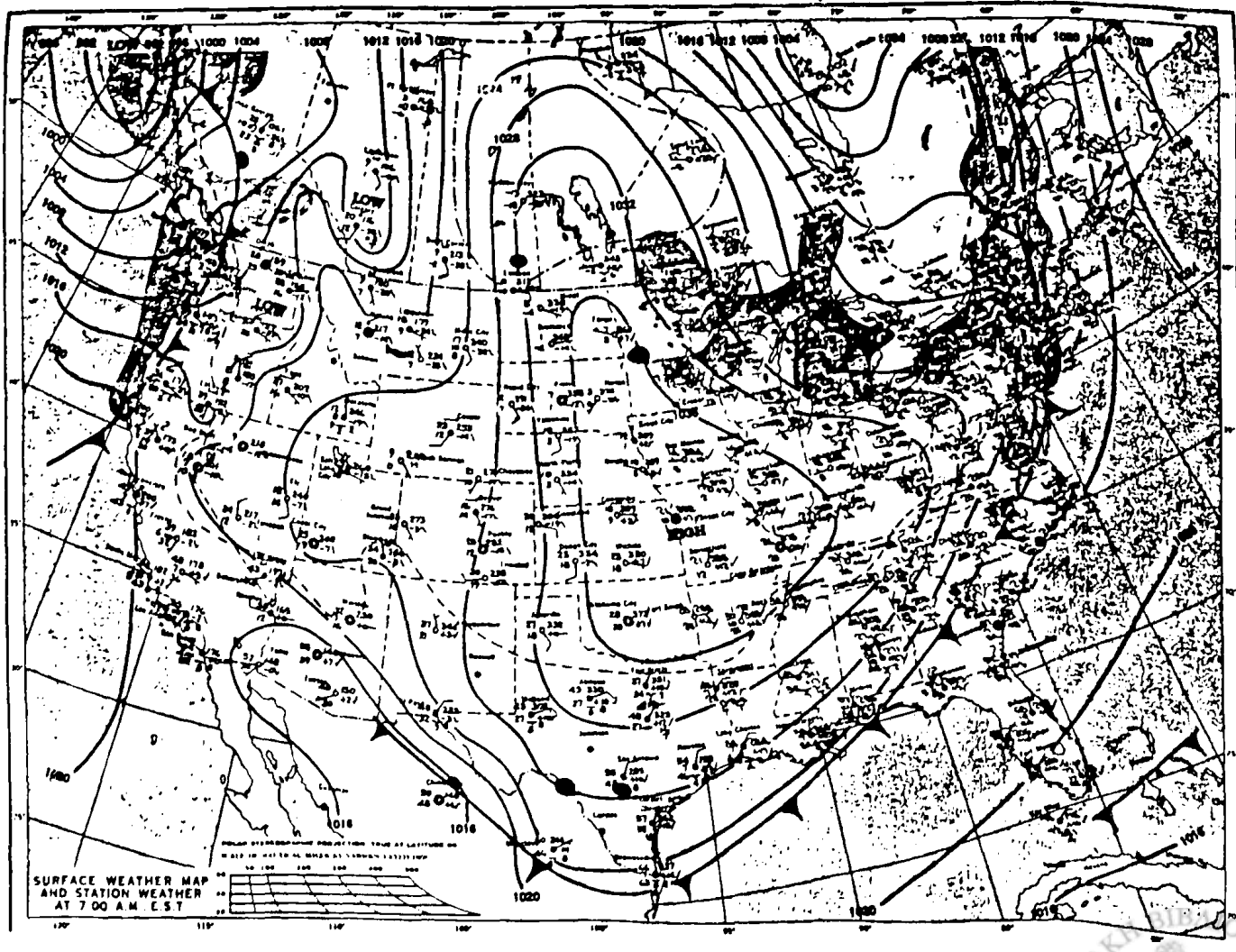
Ειδικά δελτία εκδίδονται για καταστροφικές καταιγίδες, όπως οι τυφώνες και για καιρικές μεταβολές ασυνήθιστα μεγάλες. Η πρόγνωση για την αεροπλοΐα και τη βιομηχανία συγκεντρώνει την προσοχή σ' ένα ή περισσότερα καιρικά στοιχεία. Π.χ. ο πιλότος μιας αεροπορικής γραμμής, θα ενδιαφέρεται πάρα πολύ για τους ανώτερους ανέμους παρά για την ορατότητα, ενώ την ίδια στιγμή ο κατασκευαστής μηχανών ή ο οπωροπαραγωγός θα στενοχωρείται για πιθανές θερμοκρασίες παγετού, στην επιφάνεια του εδάφους.

Οι προγνώσεις, ανάλογα με το χρόνο τον οποίο καλύπτουν, είναι δυνατόν να διαιρούνται σε προγνώσεις μικρής περιόδου για 24 ως 72 ώρες, σε προγνώσεις εκτεταμένης περιόδου, μερικών ημερών έως ενός μήνα, και σε μακροχρόνιες προγνώσεις που εκτείνονται και καλύπτουν μερικούς μήνες ή ακόμη και ολόκληρο το έτος. Όσο όμως η περίοδος πρόγνωσης είναι μακρότερη, τόσο το πρόβλημα του προοιωνιστή είναι πολύπλοκο. Οι προγνώσεις μακράς περιόδου υπεισέρχονται και στην κλιματολογική πρόγνωση.

Η λογική επέκταση κάθε ετήσιας ή περιοδικής μεταβολής του κλίματος που έχει αποδειχτεί, είναι μία πρόγνωση για τις μελλοντικές κλιματικές συνθήκες. Κυκλικές μεταβολές που ήδη έχουν παρέλθει, προσφέρουν μία από τις καλύτερες πιθανότητες για την πρόγνωση του μελλοντικού κλίματος. Μέχρι τώρα, δεν έχουν θεμελιωθεί επαρκώς καλά κλιματικοί κύκλοι που να είναι μακρότεροι από έτος, για να επιτρέψουν προγνώσεις κλίματος που να είναι αποδεκτές εκ των προτέρων για μερικά έτη. Οι προγνώσεις του κλίματος, όπως οι προγνώσεις του καιρού, δεν είναι δυνατό να επαληθευτούν πριν από το τέλος της περιόδου πρόγνωσης, αλλά είναι δυνατό να διατίθενται σύντομα δεδομένα έμμεσου ελέγχου θεωριών κλιματικών μεταβολών. Π.χ. Μετεωρολογικά και Ηλιακά Αστεροσκοπεία που έχουν εγκατασταθεί έξω από τα όρια της ατμόσφαιρας, θα είναι δυνατό να μας προμηθεύουν πληροφορίες για τις διακυμάνσεις της υπεριώδους και κοσμικής ακτινοβολίας.



Αν δεχτούμε τη θεωρία του **Plass**, η οποία αναφέρεται στα αποτελέσματα που έχει η αύξηση του CO_2 στην ατμόσφαιρα, θα πρέπει κατά τις επόμενες δεκαετίες η όλη τάση μεταβολής του κλίματος να είναι προς την κατεύθυνση των υψηλότερων θερμοκρασιών. Η θεωρία αυτή όμως δεν διαγράφει την πιθανότητα κυκλικών μεταβολών της θερμοκρασίας, οι οποίες ενσωματώνονται στις κλιματικές τάσεις μακράς κλίμακας. Είναι δυνατό το πετρέλαιο και ο άνθρακας να αντικατασταθούν με ατομική ενέργεια στο προσεχές μέλλον; Αν συμβεί αυτό, η θεωρητική επιτάχυνση στην ατμοσφαιρική θέρμανση θα εκπέσει. Κάθε πρόγνωση, η οποία βασίζεται πάνω σε θεωρητικούς επιστημονικούς παράγοντες πρέπει να λαμβάνει υπόψη την τεχνολογία που μεταβάλλεται και η οποία είναι τόσο δύσκολο να προβλεφτεί, όσο και τα φυσικά φαινόμενα. Και ποιος θα μπορούσε να μας πει, ότι οι ηφαιστειακές εκρήξεις, οι γεωμορφολογικές διαδικασίες, τα αστρονομικά ή ηλιακά αποτελέσματα ή μερικά άλλα ύποπτα ή άγνωστα αίτια κλιματικής αλλαγής, δεν θα προκαλέσουν περισσότερο χαρακτηριστικές καιρικές και κλιματικές διακυμάνσεις στους επόμενους αιώνες απ' ότι εκείνες που συνέβησαν στο παρελθόν;



Σχ. 35α Ημερήσιος επιφανειακός χάρτης καιρού
(7 Νοεμβρίου, 1971, Η.Π.Α.μερικής)



II.- ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ - ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΚΛΙΜΑΤΩΝ

1.- Γενικά

Οι πάρα πολλές διαφορές του κλίματος από περιοχή σε περιοχή, όπως έχουν προσδιοριστεί κάτω από την επίδραση διαφόρων συνδυασμών των ατμοσφαιρικών λειτουργιών, παρέχουν αντίστοιχα μεγάλο αριθμό κλιματικών τύπων. Μία περιοχή της επιφάνειας της Γης, πάνω από την οποία οι συνδυασμένες επιδράσεις των κλιματικών παραγόντων δίνουν κατά προσέγγιση μία ομοιόμορφη και ομοιογενή ομάδα κλιματικών συνθηκών, δηλαδή, ένα **κλιματικό τύπο**, χαρακτηρίζεται ως μία **κλιματική περιοχή**. Για να διευκολύνουμε την περιγραφή και να χαρτογραφήσουμε τις κλιματικές περιοχές, είναι απαραίτητο να ορίσουμε και να ταξινομήσουμε τους αντίστοιχους τύπους. Η κλιματολογία για να επιτύχει το σκοπό της, χρησιμοποιεί αναλυτικές και περιγραφικές τεχνικές και έτσι, με την έρευνά της κατατάσσει τα κλιματικά πρότυπα της Γης.

Υπάρχουν πολυάριθμες ταξινομήσεις του κλίματος, γιατί η ταξινόμηση είναι μάλλον προϊόν της ανθρώπινης σκέψης παρά ένα φυσικό φαινόμενο. Η αξία μιας συστηματικής κατατάξεως των κλιμάτων καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από το σκοπό για τον οποίο σχεδιάστηκε. Ένα σύστημα που ικανοποιεί ένα σκοπό δεν είναι αναγκαστικά χρήσιμο για έναν άλλο. Για παράδειγμα, μία ταξινόμηση που βασίζεται πάνω στις κρίσιμες τιμές της θερμοκρασίας και της υγρασίας για την ανάπτυξη ενός συγκεκριμένου φυτικού ή ζωικού οργανισμού, είναι δυνατό να είναι ικανοποιητική για μία λεπτομερειακή βιολογική μελέτη, αλλά είναι δυνατό να μην ικανοποιεί τις απαιτήσεις της πρόγνωσης του καιρού, η οποία σχετίζεται περισσότερο με παράγοντες όπως η γενική κυκλοφορία, οι τύποι των καταιγίδων παρά με τις πιθανότητες καιρού. Καθένα από τα στοιχεία του κλίματος, είναι δυνατό μεμονωμένα ή σε συνδυασμό να θεμελιώσει κριτήρια για κλιματικούς τύπους. Οι σχέσεις που εκφράζουν την αναλογία της θερμότητας και υγρασίας, επικράτησαν στις κλιματικές ταξινομήσεις, αν και όλα γενικά τα στοιχεία είναι αναπότρεπτα σημαντικά για την περιγραφή του κλίματος. Ο THORNTHWAITE διατύπωσε την άποψη ότι σκοπός της ταξινόμησης είναι να δώσει μία περιεκτική περιγραφή των κλιματικών τύπων ως προς τους πραγματικούς ενεργούς παράγοντες, κυρίως της υγρασίας και της θερμότητας. Άλλοι παράγοντες, ενεργοί για ειδικούς σκοπούς, είναι ο άνεμος, η ηλιοφάνεια ή οι μεταβολές της πίεσης.

Μία πλήρης ταξινόμηση του κλίματος θα πρέπει να εξασφαλίζει μία σειρά κατηγοριών κλιμάτων, η οποία εκτείνεται από τα μικροκλίματα των πολύ μικρών περιοχών να διέρχεται μέσω των μακροκλιμάτων και να φθάνει μέχρι τις μεγάλες γήινες κλιματικές υποδιαρέσεις. Όμως, η περιγραφή των κλιμάτων των διαφόρων περιοχών του κόσμου δεν



επιτυγχάνεται εύκολα με την άθροιση των μικροκλιμάτων, ούτε και τα μικροκλίματα συμφωνούν με τα πρότυπα των μεγάλων κλιματικών περιοχών.

Για να έχουμε αντικειμενικότητα στον προσδιορισμό των κατηγοριών ενός συστήματος, είναι χρήσιμο να έχουμε ποσοτικές μετρήσεις των κλιματικών στοιχείων. Η συλλογή των μετρήσεων, κυρίως, πρέπει να γίνεται από τις διαθέσιμες καταγραφές και παρατηρήσεις. Σοβαρό πρόβλημα αποτελεί η έλλειψη επαρκών παρατηρήσεων ως προς το χρόνο και την παγκόσμια κατανομή τους. Υπάρχουν περισσότεροι από 100.000 επιφανειακοί σταθμοί όλων των τόπων στη Γη, πλην όμως δεν είναι άρτια κατανεμημένοι και πολλοί απ' αυτούς καταγράφουν μόνο ένα ή δύο κλιματικά στοιχεία κατά τη διάρκεια μικρών ή ακανόνιστων περιόδων. Αν και 3500 πλοία λαμβάνουν μετεωρολογικές παρατηρήσεις, οι οποίες έχουν μεγάλη αξία για την πρόγνωση του καιρού, η μεταβατική φύση των Σταθμών αυτών προσδιορίζει τη μικρή χρησιμότητά τους για κλιματικές αναλύσεις. Ο μικρός αριθμός των μονίμων θαλασσιών Σταθμών στο Β. Ατλαντικό και Ειρηνικό, δίνει περιορισμένα δεδομένα για αχανείς υδάτινες εκτάσεις. Αυτή είναι η πρωταρχική αιτία, η οποία δικαιολογεί, γιατί έχουν γίνει τόσα λίγα προς την κατεύθυνση του προσδιορισμού και της χαρτογράφησης των κλιμάτων πάνω από τους ωκεανούς. Ένα ορισμένο κλίμα είναι σύνθεση όλων των κλιματικών στοιχείων σ' ένα μοναδικό συνδυασμό. Αυτός ο συνδυασμός προκύπτει από τις σχέσεις μεταξύ των κλιματικών διεργασιών. Για την ταξινόμηση είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν παράγοντες οι οποίοι προσδιορίζουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Τα αίτια που καθορίζουν το κλίμα είναι πάρα πολύ δύσκολο να μετρηθούν απ' ό,τι τα κλιματικά στοιχεία και σε πολλές περιπτώσεις η γνώση των επιδράσεών τους είναι ακόμη θεωρητική. Εντούτοις, θεωρητικά τα κριτήρια τα οποία υιοθετούνται για τη διαφοροποίηση των κλιματικών τύπων, θα πρέπει να αντανakλούν τα αίτια του κλίματος, αν θέλουμε να είναι η Κλιματολογία ερμηνευτική και περιγραφική. Οι αρχαίοι Έλληνες, αναγνώρισαν ότι υπάρχει μία σχέση μεταξύ γεωγρ. πλάτους και θερμοκρασίας και έτσι, επινόησαν ένα σύστημα κλίματος ή ζώνες κλίματος (θερμό, εύκρατο και ψυχρό), το οποίο ισχύει μέχρι σήμερα. Εντούτοις, γνωρίζουμε ότι η ενεργός ακτινοβολία δε μεταβάλλεται μόνο με το γεωγρ. πλάτος, αλλά υπάρχουν και άλλοι παράγοντες που επηρεάζουν τη θερμοκρασία.

Ανάμεσα στις νεότερες προσπάθειες για την κλιματική ταξινόμηση, εξέχουσα θέση κατέχουν εκείνες που έχουν κάνει οι βιολόγοι και οι φυσιολόγοι, οι οποίοι ανακάλυψαν μία συστηματική σχέση μεταξύ των κλιματικών παραγόντων και της παγκόσμιας διανομής της βλάστησης. Η φυσική βλάστηση ολοκληρώνει τις κλιματικές επιδράσεις καλύτερα από κάθε όργανο και συνεπώς, είναι ένας δείκτης κλιματικών συνθηκών. Οι βιολόγοι αναφερόμενοι στις κύριες φυτικές συνομοταξίες, προσπάθησαν να προσδιορίσουν τους κλιματικούς παράγοντες, οι οποίοι αντιστοιχούν στις διαφορές βλάστησης που παρατηρούνται κατά



περιφέρεια. Πολυάριθμες συσχετίσεις μεταξύ βλάστησης και θερμότητας ή υγρασίας, αποκάλυψαν παράγοντες οι οποίοι επιτρέπουν τη χρήση της θερμοκρασίας ή της υγρασίας, ως ενδεικτικών στοιχείων για τους κλιματικούς τύπους. Οι τύποι οι οποίοι προκύπτουν και τα όρια των περιοχών τους προσεγγίζουν την πραγματικότητα ως προς τη βλάστηση, η οποία τους συνοδεύει και έτσι, δίνουν μία κλιματική βάση. Συνήθως, οι ταξινομήσεις αυτού του είδους διαλαμβάνουν όρους βλάστησης όπως, βροχερά δάση, έρημοι, στέπες και γυμνές αρκτικές περιοχές. Με τη σχέση που έχει διαπιστωθεί μεταξύ των παραγόντων θερμότητας και υγρασίας έχει πραγματοποιηθεί μία πρόοδος στην κλιματική ταξινόμηση για τη χρήση των απλών ορίων βροχής ή θερμοκρασίας. Κάτω από υψηλές θερμοκρασίες, τα φυτά, για να αντιμετωπίσουν τις ανάγκες της εξατμισοδιαπνοής, απαιτούν μεγαλύτερο υετό. Έτσι, η φυσική βλάστηση είναι έκφραση της επάρκειας της υγρασίας για δεδομένες θερμοκρασιακές συνθήκες. Τα πηλίκια υετού-εξάτμισης και η έννοια της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής χρησιμοποιήθηκαν για να υποδηλώσουν την πολύπλοκη αυτή σχέση και να θεμελιώσουν κριτήρια για κλιματικούς τύπους. Η μεταβλητότητα και η εποχική κατανομή του υετού και της θερμοκρασίας είναι, επιπλέον, παράγοντες, οι οποίοι επηρεάζουν την ανάπτυξη του φυτού και πρέπει να λαμβάνονται υπόψη σε κάθε ταξινόμηση, η οποία απορρέει από τις σχέσεις κλίματος-βλάστησης. Η ανθρώπινη υγεία και ευφορία, προτείνει μία άλλη πιθανή προσέγγιση για τον προσδιορισμό των κλιματικών τύπων. Ο καθένας γνωρίζει ότι η αντίδραση του σώματος σε μία δεδομένη θερμοκρασία εξαρτάται από τις συνθήκες ανέμου, υγρασίας και ηλιοφάνειας που επικρατούν. Επίσης, την προσωπική αντίδραση στο κλίμα επηρεάζουν η ατομική κατάσταση της υγείας, η συναισθηματική συμπεριφορά, ο τρόπος ένδυσης, ο βαθμός εγκλιματισμού και πλήθος άλλων παραγόντων. Η μεμονωμένη αντίδραση ενός ατόμου σ' ένα κλίμα, είναι ίσως μία ικανοποιητική βάση για μία υποκειμενική ταξινόμηση, αλλά ως επιστημονική προσέγγιση του προβλήματος συνοδεύεται από μεγάλες περιπλοκές. Το ανθρώπινο σώμα, φαίνεται ότι είναι ένα όργανο, το οποίο εξαρτάται λιγότερο από τις κλιματικές συνθήκες παρά ένα φυτό. Εντούτοις, έχουν πραγματοποιηθεί εξαιρετικές μελέτες για την Εφηρμοσμένη Κλιματολογία, οι οποίες συσχέτισαν το κλίμα με την υγεία, την ένδυση, τη διαίτα κλπ.

Προφανώς, είναι αναγκαία μία κάποια γνώση των κοινών ταξινομήσεων του κλίματος, για να κατανοήσουμε τις μεθόδους και τους αντικειμενικούς σκοπούς της Περιφερειακής Κλιματολογίας. Τα συστήματα που χρησιμοποιούνται ευρύτερα, υπογραμμίζονται στα επόμενα μέρη του κεφαλαίου αυτού.



2. Παράγοντες ελέγχου του μεγάλης κλίμακας κλίματος

Στο τμήμα της Κλιματολογίας που εξετάστηκε μέχρι τώρα, είναι φανερό ότι τρεις παράγοντες ελέγχουν τη γενική κυκλοφορία και τελικώς τα κλίματα μεγάλης κλίμακας:

- 1) Η σχετική ένταση των πηγών θερμότητας στα μικρά και μεγάλα γεωγρ. πλάτη.
- 2) Ο ρυθμός με τον οποίο η Γη περιστρέφεται περί τον άξονά της στον Ισημερινό.
- 3) Ο ρυθμός με τον οποίο η επιφάνεια της Γης περιστρέφεται περί τον άξονά της σε διάφορα γεωγρ. πλάτη. Στους παράγοντες αυτούς πρέπει να προστεθούν και οι:
- 4) Οι διαφορές μεταξύ ξηρών και θαλασσίων επιφανειών στην απορρόφηση, την ανάκλαση και την εκπομπή της ακτινοβολίας και στην ανταλλαγή θερμότητας με αγωγή και εξάτμιση.
- 5) Οι επιδράσεις του εμποδίου των μεγάλων ορεινών εκτάσεων.

Πράγματι, η θερμοκρασία της επιφάνειας των θαλασσών παραμένει σχεδόν σταθερή κατά το 24ώρο και μεταβάλλεται ελάχιστα συγκρινόμενη προς τη θερμοκρασία της ξηράς. Συνεπώς και τα ημερήσια και ετήσια θερμομετρικά εύρη είναι πολύ μεγαλύτερα πάνω από την ξηρά παρά πάνω από τη θάλασσα. Επομένως, ένα θαλάσσιο κλίμα είναι πάντοτε εύκρατο, ενώ ένα ηπειρωτικό βρίθκει ακραίων καταστάσεων.

Επίσης, η προεξοχή των μεγάλων ορεινών συστημάτων μέσα στην ατμόσφαιρα επηρεάζει τα κλίματα μεγάλης κλίμακας κατά πολλούς τρόπους, ακόμη και σε περιοχές που βρίσκονται μακριά από τα όρη. Η ισχυρότερη επίδραση πάνω στη γενική κυκλοφορία προέρχεται από οροσειρές, όπως τα Βραχώδη Όρη και οι Άνδεις, οι οποίες εκτείνουν κατακόρυφα προς τα επάνω και κάθετα, στη δυτική ροή στην ανώτερη ατμόσφαιρα κατά χιλιάδες μίλια.

3. Θαλάσσια ρεύματα και επιδράσεις τους πάνω στα κλίματα της Γης

Όπως γνωρίζουμε, οι κινήσεις των υδάτων των ωκεανών έχουν σημαντικές επιδράσεις πάνω στο κλίμα των ξηρών που γειτνιάζουν με τη θάλασσα. Είναι απαραίτητη λοιπόν, μία γνώση των κινήσεων των ρευμάτων προκειμένου να κατανοήσουμε μερικούς τύπους κλιμάτων. Έτσι, ενώ η ατμόσφαιρα ελέγχει σε μεγάλη έκταση την ωκεάνεια κυκλοφορία, η τελευταία με τη σειρά της έχει κάποια επίδραση σημαντική στα γήινα κλίματα. Η προέλευση των κινήσεων του ύδατος δεν αποτελεί σκοπό του παρόντος βιβλίου. Είναι όμως απαραίτητη η γνώση των αιτιών, οι οποίες προκαλούν τις κινήσεις αυτές. Οι πρωταρχικές αιτίες της θαλάσσιας κυκλοφορίας είναι οι εξής:

- 1) Οι επιδράσεις της τριβής των ανέμων στην επιφάνεια της θάλασσας, οδηγούν το ανώτερο λεπτό στρώμα του ύδατος προς τη γενική διεύθυνση της κίνησης του αέρα.



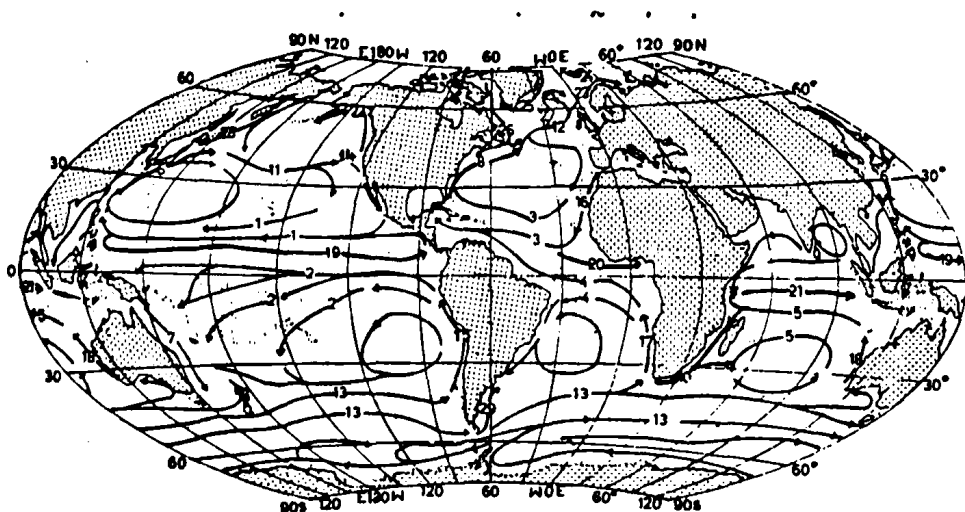
2) Οι διαφορές των πυκνοτήτων του θαλασσίου ύδατος, λόγω των διαφορών θερμοκρασίας και αλατότητας, είναι υπεύθυνες για τις βραδείες κινήσεις των ρευμάτων εντός της μεγάλης μάζας του ύδατος.

Τα ύδατα που ρέουν προς τους πόλους είναι θερμότερα από τα ύδατα που κινούνται προς τον Ισημερινό, και τα οποία συνήθως είναι ψυχρότερα. Συνεπώς, τα ωκεάνεια ρεύματα είναι δυνατό να ταξινομηθούν χονδρικώς σε τρεις κατηγορίες:

- 1) Ρεύματα θερμού ύδατος, που κινούνται προς τους πόλους.
- 2) Ρεύματα ψυχρού ύδατος, που κινούνται προς τον Ισημερινό.
- 3) Ρεύματα επιστροφής ή αντισταθμιστικά.

Ένα ρεύμα ύδατος θερμαίνει ή ψύχει το σύστημα ανέμων που επικρατεί και το οποίο διέρχεται πάνω απ' αυτό. Αν δε οι άνεμοι αυτοί πνέουν προς τη διεύθυνση της ξηράς, έμμεσα επηρεάζεται το κλίμα των ξηρών πάνω από τις οποίες πνέουν.

Περίληπτικά, οι κυριότερες κλιματικές επιδράσεις των θαλασσίων ρευμάτων συνοψίζονται ως εξής:



Σχ. 36. Τα θαλάσσια ρεύματα του κόσμου (N=B, S=N, W=Δ, E=Α).

1) Οι δυτικές ακτές των τροπικών πλατών, συνορεύουν με ψυχρά ύδατα. Επομένως, έχουν χαμηλές μέσες θερμοκρασίες, με μικρά ημερήσια και ετήσια θερμομετρικά εύρη. Οι γενικές συνθήκες είναι ξηρές και ομχλώδεις.

2) Οι δυτικές ακτές των μέσων και ανωτέρων πλατών, επηρεάζονται από τα θερμά ύδατα και έχουν ωκεάνεια κλίματα. Τα μέτρια ποσά βροχής συνοδεύονται από δυτικούς ανέμους. Οι χειμώνες είναι ήπιοι και τα θέρη δροσερά.



3) Οι ανατολικές ακτές των χαμηλών πλατών, συνορεύουν με θερμά ρεύματα, τα οποία δίνουν θερμά βροχερά κλίματα, ως αποτέλεσμα των υγρών αληγών ανέμων που κινούνται προς τη διεύθυνση των ξηρών.

4) Οι ανατολικές ακτές στα μέσα πλάτη, συνορεύουν με θερμά ύδατα, αλλά έχουν τροποποιημένα ηπειρωτικά κλίματα, με σχετικώς ψυχρούς χειμώνες και θερμά θέρη.

5) Οι ανατολικές ακτές των ανωτέρων πλατών συνορεύουν με ρεύματα ψυχρού ύδατος. Οι ακτές αυτές χαρακτηρίζονται από μακρούς, ψυχρούς χειμώνες και δροσερές, θερινές περιόδους.

Στο Σχ. 36 δίδεται η γενική μορφή της κυκλοφορίας των ρευμάτων μεγάλης κλίμακας της Γης.

4. Ταξινόμηση κλιμάτων κατά KÖPPEN

Το συνηθέστερο σύστημα ταξινόμησης στην αρχική του μορφή ή με τροποποιήσεις, είναι εκείνο του W. KÖPPEN (1846-1940), Γερμανού βιολόγου, ο οποίος ανέλυνε τη ζωή του στα κλιματικά προβλήματα. Ο KÖPPEN σκόπευε σ' ένα σχήμα, το οποίο θα μπορούσε να συσχετίσει το κλίμα με τη βλάστηση. Μπορεί όμως να προμηθεύσει και μία αντικειμενική αριθμητική βάση για τον ορισμό των κλιματικών τύπων ως προς τα κλιματικά στοιχεία. Αφού χρησιμοποίησε τον παγκόσμιο χάρτη της βλάστησης του DE CANDOLLE, ενός Γάλλου φυτολόγου, επινόησε την πρώτη του ταξινόμηση (1900), αφού βασίστηκε κυρίως πάνω στις ζώνες βλάστησης και αργότερα (1918) την αναθεώρησε δίνοντας μεγαλύτερη προσοχή στη θερμοκρασία, τη βροχή και τα εποχικά τους χαρακτηριστικά.

Το σύστημα του KÖPPEN περιλαμβάνει πέντε μεγάλες κατηγορίες, οι οποίες χαρακτηρίζονται από κεφαλαία γράμματα ως ακολούθως:

- A. Κλίματα των τροπικών δασών, θερμά κατά τη διάρκεια όλων των εποχών
- B. Ξηρά κλίματα (Στέπες, S και Έρημοι, W)
- C. Θερμά βροχερά εύκρατα κλίματα, με ήπιους χειμώνες
- D. Κλίματα ψυχρών δασών, με δριμείς χειμώνες
- E. Πολικά κλίματα (Τούντρα, T, Παγετώνες, F)

Για να παρασταθούν οι κύριοι κλιματικοί τύποι χρησιμοποιούνται επιπρόσθετα σύμβολα. Έτσι, εκτός από τα ξηρά κλίματα, το δεύτερο γράμμα αναφέρεται στο καθεστώς της βροχής (f = βροχερό και υγρό, w = ξηρός χειμώνας, S = ξηρό θέρος), το τρίτο στα χαρακτηριστικά της θερμοκρασίας (a = μέση θερμοκρασία ($\bar{T}$) θερμότερου μήνα $> 22^{\circ}\text{C}$, b = μέση θερμοκρασία ($\bar{T}$) θερμότερου μήνα $< 22^{\circ}\text{C}$, αλλά τουλάχιστον 4 μήνες με $\bar{T} > 10^{\circ}\text{C}$, c = μέση θερμοκρασία για λιγότερους των 4 μηνών, $\bar{T} > 10^{\circ}\text{C}$, αλλά με θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα $> -38^{\circ}\text{C}$, d = θερμοκρασία ψυχρότερου



μήνα $< -38^{\circ}\text{C}$, h = ετήσια θερμοκρασία $> 18^{\circ}\text{C}$, k = ετήσια θερμοκρασία $< 18^{\circ}\text{C}$) και το **τέταρτο σε ειδικά χαρακτηριστικά του κλίματος**. Στον πίνακα 5, δεικνύονται οι κύριοι κλιματικοί τύποι και τα σύμβολα ενός συστήματος που έχει τροποποιηθεί κατά ΚÖRPEN (παραλείπονται τα οριακά κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν για το σχεδιασμό των υποδιαρέσεων).

Οι εφαρμογές της Στατιστικής Κλιματολογίας στο σύστημα του ΚÖRPEN, έδωσαν μεγάλο αριθμό κλιματικών υποδιαρέσεων, με τη χρήση των συμβόλων που παρατίθενται στους πίνακες. Για ορισμένες από τις υποδιαρέσεις, τα αριθμητικά όρια είναι διαφορετικά για κάθε κατηγορία, κάνοντας αρκετά περίπλοκη τη λεπτομερή χρήση του συστήματος. Μερικοί γεωγράφοι και κλιματολόγοι πρότειναν και πραγματοποίησαν τροποποιήσεις στην ταξινόμηση κατά ΚÖRPEN. Ο Γερμανός κλιματολόγος R. GEIGER, εργάστηκε μαζί με τον ΚÖRPEN πάνω στις εκδόσεις του κλιματικού χάρτη τον οποίον αναθεώρησαν. Ο ίδιος, μαζί με μερικούς άλλους, συνέχισε να τροποποιεί το χάρτη και μετά το θάνατο του ΚÖRPEN. Είναι φανερό ότι τέτοιες αναθεωρήσεις θα χρειαστεί να γίνονται καθώς νέα κλιματικά δεδομένα θα υπάρχουν στη διάθεσή μας. Μία από τις πιο γνωστές τροποποιήσεις είναι αυτή που πρότεινε ο G. TREWARTHA, ο οποίος απλοποίησε τον κλιματικό χάρτη, δίνοντας πρωταρχική έμφαση στα χαρακτηριστικά των κεντρικών τμημάτων των κλιματικών περιοχών.

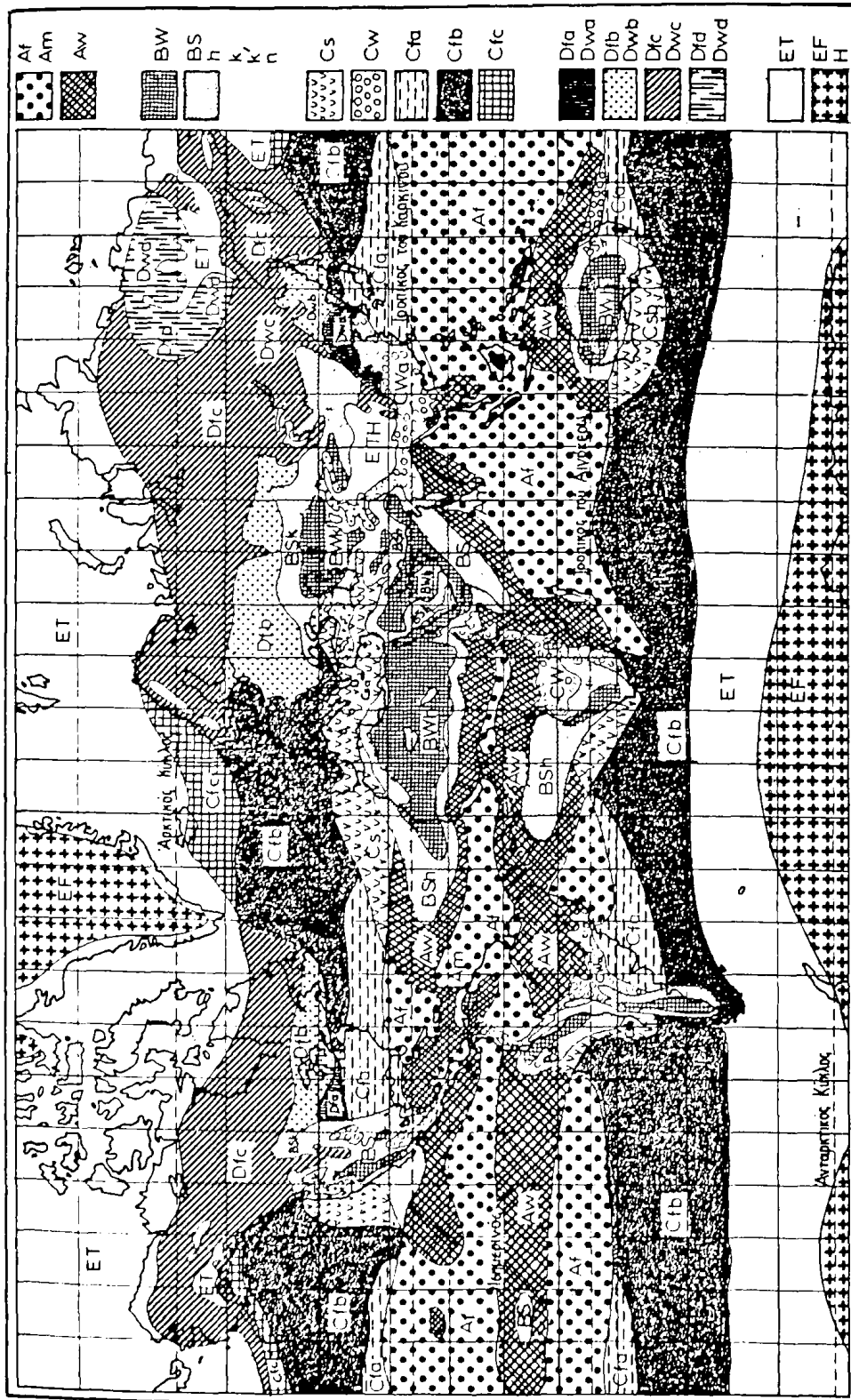
Π Ι Ν Α Κ Α Σ 5: Κυριότεροι κλιματικοί τύποι της ταξινόμησης ΚÖRPEN

- Af Βροχερό κλίμα των τροπικών δασών.** Θερμό και βροχερό όλες τις εποχές, με υετό τον ξηρότερο μήνα τουλάχιστον 60 mm.
- Am Τροπικό μουσωνικό.** Θερμό με πολλές εποχικές βροχές, με υετό τον ξηρότερο μήνα μικρότερο των 60 mm.
- Aw Τροπικό θαμνωδών περιοχών (σαβάννα).** Θερμό και εποχικώς ξηρό (κυρίως κατά το χειμώνα).
- BSh Τροπικό κλίμα των στεππών.** Ημίξηρο, θερμό, με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 18°C .
- BSk Κλίμα των στεππών των μέσων πλατών.** Ημίξηρο, δροσερό ή ψυχρό, με θερμοκρασίες μικρότερες των 18°C .
- BWh Τροπικό ερημικό.** Ξηρό και θερμό, με θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 18°C .
- BWk Κλίμα των ερήμων των μέσων πλατών.** Ξηρό, δροσερό ή ψυχρό, με θερμοκρασίες μικρότερες των 18°C .
- Cfa Υγρό υποτροπικό.** Ήπιος χειμώνας, υγρό όλες τις εποχές, θερμό θέρος μεγάλης διάρκειας, με μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα ίση ή μεγαλύτερη των 22°C .



- Cfb Θαλάσσιο.** Ήπιος χειμώνας, υγρό όλες τις εποχές, θερμό θέρος, με μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα κάτω των 22 °C.
- Cfc Θαλάσσιο.** Ήπιος χειμώνας, υγρό όλες τις εποχές, βραχύ δροσερό θέρος, με μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα κάτω των 22 °C.
- Csa Κλίμα του εσωτερικού της Μεσογείου.** Ήπιος χειμώνας, ξηρό και θερμό θέρος, με μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα μεγαλύτερη των 22 °C και υετό λιγότερο των 40 mm.
- Csb Κλίμα των Μεσογειακών ακτών.** Ήπιος χειμώνας. Ξηρό βραχύ και θερμό θέρος, με υετό του ξηρότερου μήνα λιγότερο των 40 mm και θερμοκρασία του θερμότερου μήνα κάτω των 22 °C..
- Cwa Υποτροπικό μουσωνικό.** Ήπιος και ξηρός χειμώνας, θερμό θέρος, με μέση θερμοκρασία άνω των 22 °C.
- Cwb Τροπικό των υψιπέδων.** Ήπιος ξηρός χειμώνας, βραχύ και θερμό θέρος, με μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα κάτω των 22 °C.
- Dfa Υγρό ηπειρωτικό.** Δριμύς χειμώνας, υγρό όλες τις εποχές, μεγάλο και θερμό θέρος, με μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα κάτω των 0 °C και του θερμότερου άνω των 22 °C.
- Dfb Υγρό ηπειρωτικό.** Δριμύς χειμώνας, υγρό όλες τις εποχές. Βραχύ δροσερό θέρος, με μέση θερμοκρασία κάτω των 22 °C.
- Dfc Υποαρκτικό.** Δριμύς χειμώνας, υγρό όλες τις εποχές, βραχύ δροσερό θέρος, με μέσες θερμοκρασίες το χειμώνα κάτω των 0 °C και το θέρος κάτω των 22 °C..
- Dfd Υποαρκτικό.** Εξαιρετικά ψυχρός χειμώνας, υγρό όλες τις εποχές, βραχύ θέρος. Μέσες θερμοκρασίες του ψυχρότερου μήνα κάτω των -38 °C.
- Dwa Υγρό ηπειρωτικό.** Δριμύς, ξηρός χειμώνας. Παρατεταμένο θερμό θέρος, με θερμοκρασίες κάτω των 22 °C.
- Dwb Υγρό ηπειρωτικό.** Δριμύς ξηρός χειμώνας, θερμό θέρος, με μέση θερμοκρασία κάτω των 22 °C.
- Dwc Υποαρκτικό.** Δριμύς ξηρός χειμώνας, βραχύ δροσερό θέρος, με θερμοκρασίες κάτω των 10 °C το θέρος και κάτω των 0 °C το χειμώνα.
- Dwd Υποαρκτικό.** Εξαιρετικά ψυχρός και ξηρός χειμώνας, βραχύ δροσερό θέρος, με θερμοκρασίες κάτω των -38 °C.
- ET Γυμνό θλαστήσεως (Τούντρα),** μεταξύ υποαρκτικών περιοχών και ανωτέρων πλατών. Πολύ βραχύ θέρος, με μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα μεταξύ 0 °C και 10 °C.
- EF Κλίμα των περιοχών που έχουν καλυφθεί από πάγο και παγετό,** με μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα κάτω των 0 °C.





Σχ. 37 γ. Οι κύριες κλιματικές περιοχές του κόσμου κατά Köppen.

Η Πολικό κλίμα που οφείλεται στα μεγάλα υψόμετρα των ορεινών υψιπέδων.

Στο Σχ. 37 δίδονται οι κύριες κλιματικές περιοχές του κόσμου κατά KÖPPEN.

5. Οι ταξινομήσεις του THORNTHWAITE

Ο αμερικανός κλιματολόγος W. THORNTHWAITE (1899-1963) εισήγαγε την πρώτη του ταξινόμηση των κλιμάτων το 1931, εφαρμόζοντάς την στη Β. Αμερική. Το 1933 επεξέτεινε το σύστημά του για όλη τη Γη. Η ταξινόμησή του, είναι παρόμοια με εκείνη του KÖPPEN με την έννοια ότι προσπαθεί να ορίσει τις οριακές περιοχές ποσοτικά, βασίζεται πάνω στη βλάστηση και διαλαμβάνει συνδυασμούς συμβόλων για να διαχωρίσει τους κλιματικούς τύπους. Διαφέρει πρωταρχικά από το σύστημα του KÖPPEN στο ότι χρησιμοποιεί εκφράσεις για την αποτελεσματικότητα του υετού και την δραστικότητα της θερμοκρασίας. Η αποτελεσματικότητα του υετού, θεωρείται ως συνάρτηση του υετού και της εξάτμισης και υπολογίζεται με τη διαίρεση του μηνιαίου υετού δια της μηνιαίας εξάτμισης προκειμένου να εξαχθεί ο λόγος $\frac{P}{E}$. Το άθροισμα των δώδεκα μηνιαίων λόγων $\frac{P}{E}$, δίνει το δείκτη P-E. Ο THORNTHWAITE, αφού αντιμετώπισε ευρεία έλλειψη δεδομένων για την εξάτμιση, ανέπτυξε έναν τύπο, για να εκφράσει το δείκτη P-E ως προς τον υετό και τη θερμοκρασία. Εφήρμοσε τον τύπο για τους διάφορους σταθμούς της Γης, και προσδιόρισε αριθμητικά όρια για πέντε υδρομετρικές κατηγορίες, οι οποίες αντιστοιχούν σε πέντε βασικούς τύπους βλάστησης. **Δάση βροχερών περιοχών, δάση, λειμώνες, στέπες και έρημοι.**

Ομοίως, το άθροισμα των δώδεκα μηνιαίων λόγων της δραστικότητας της θερμοκρασίας $\frac{T}{E}$, αφού υπολογίστηκε ως συνάρτηση των μηνιαίων θερμοκρασιών και εξατμίσεων, έδωσε το δείκτη T-E. Οι κατηγορίες δραστικότητας της θερμοκρασίας χαρακτηρίζονται ως **τροπικές, μεσοθερμικές, μικροθερμικές, ψυχρές πολικές, ψυχρές τούντρα και παγετού.** Περαιτέρω υποδιαιρέσεις προκύπτουν από τη χρήση ενός όρου που εκφράζει την εποχική κατανομή του υετού. Συνδυασμοί των συμβόλων που παριστάνουν τους δείκτες P-E, T-E αφενός και την εποχική κατανομή του υετού αφετέρου, κατ' αυτήν την τάξη, δίνουν τριάντα δύο (32) πραγματικούς κλιματικούς τύπους (Βλ. πίνακα 6).

Το 1948, ο THORNTHWAITE πρότεινε ως βάση ταξινόμησης των κλιμάτων τη δυνητική εξατμισοδιαπνοή, δηλ. το ποσό της υγρασίας που θα εξατμιζόταν από το έδαφος και από τη διαπνοή των φυτών, εφόσον θα ήταν διαθέσιμο. Απέρριψε την ιδέα ταξινόμησης που βασιζόταν μόνο πάνω στη θερμοκρασία, στον υετό και τις εποχικές μεταβολές τους, επιμένοντας ότι η δυνητική εξατμισοδιαπνοή είναι ένας κλιματικός παράγοντας που έχει ίση σπουδαιότητα με τον υετό. Αν σε μία θερμή έρημο υπήρχε περισσότερο διαθέσιμο νερό θα



ΠΙΝΑΚΑΣ 6: Πρώτη ταξινόμηση του κλίματος από τον THORNTHWAIT**Αποτελεσματικότητα υετού**

P - E δείκτης : $I = \text{άθροισμα των 12 μηνιαίων τιμών της } 115 \left(\frac{P}{T-10} \right)^{10/9}$

P = Μέσος μηνιαίος υετός

T = Μέση μηνιαία θερμοκρασία

Κατάσταση υγρασίας	Βλάστηση	P-E δείκτης
A πολύ υγρή	δάση βροχερών περιοχών	128 ή ανώτερος
B υγρή	δάσος	64 - 127
C ημίυγρη	λειμώνες	32 - 63
D ημίξηρη	στέππες	16 - 31
E ξηρή	έρημοι	μικρότερος από το 16

Δραστικότητα θερμοκρασίας

T - E δείκτης : $I = \text{άθροισμα των 12 μηνιαίων τιμών της } \left(\frac{T-32}{4} \right)$

T = μέση μηνιαία θερμοκρασία

Κατάσταση θερμοκρασίας	T-E δείκτης
A' (τροπική)	128 ή ανώτερος
B' (μεσοθερμική)	64 - 127
C' (μικροθερμική)	32 - 63
D' (ψυχρή πολική)	16 - 31
E' (ψυχρή τούντρα)	1 - 15
F' (συνεχής παγετός)	0

Εποχική διανομή του υετού

τ βροχόπτωση επαρκής κατά τη διάρκεια όλων των εποχών

s βροχόπτωση ελλειμματική κατά το θέρος

w βροχόπτωση ελλειμματική κατά το χειμώνα

d βροχόπτωση ελλειμματική σ' όλες τις εποχές

Κλιματικοί τύποι

AA'τ	BA'τ	CA'τ	DA'w	EA'd	D'	E'	F'
AB'τ	BA'w	CA'w	DA'd	EB'd			
AC'τ	BB'τ	CA'd	DB'w	EC'd			
	BB'w	CB'τ	DB's				



BB's	CB'w	DB'd
BC't	CB's	DC'd
BC's	CB'd	
	CC't	
	CC's	
	CC'd	

Πραγματικές μετρήσεις δυνητικής εξατμισοδιαπνοής είναι ακόμα ανεπαρκείς στον αριθμό και στη διάρκεια για περιφερειακή ταξινόμηση του κλίματος. Σε πολλά μέρη του κόσμου έχουν πραγματοποιηθεί υπολογισμοί τιμών μέσης δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, με τη χρήση της θερμοκρασίας και του μήκους της ημέρας ως μεταβλητών. Ο THORNTHWAITE χρησιμοποιώντας δείκτες υγρασίας και θερμοκρασίας που έχουν υπολογιστεί, περιόρισε τις κατηγορίες των υγρών και θερμών περιφερειών και στη μελέτη του που δημοσιεύτηκε το 1948, παρουσίασε χάρτες των U.S.A., οι οποίοι δείχνουν τη μέση δυνητική εξατμισοδιαπνοή, τη μέση ετήσια θερμική δραστηριότητα, την εποχική μεταβολή της ενεργού υγρασίας και τη θερινή συγκέντρωση της θερμικής δραστηριότητας. Χάρτες που έχουν προπαρασκευαστεί από τον THORNTHWAITE και άλλους, δείχνουν επίσης, τα μέσα ετήσια ελλείμματα ή πλεονάσματα ύδατος για διάφορα μέρη του κόσμου. Ίσως οι σημαντικότερες εφαρμογές της έννοιας της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής υπήρξαν εκείνες που έγιναν πάνω στις πρακτικές μελέτες του ισοζυγίου του ύδατος σε συσχετισμό με τα προβλήματα χρήσεώς του.

6. Άλλες ταξινομήσεις

Μεταξύ των πολλών κλιματικών ταξινομήσεων που προτάθηκαν, πάρα πολλές είναι γενικές και ποιοτικές. Κυρίως, έτειναν να δώσουν έμφαση σ' ένα ή δύο κλιματικά στοιχεία, ιδιαίτερα στη θερμοκρασία και τον υετό, ή σ' έναν ή περισσότερους κλιματικούς παράγοντες συσχέτισης, όπως το γεωγρ. πλάτος ή οι επιδράσεις των ξηρών και θαλάσσιων επιφανειών. Συνήθως, διαλαμβάνουν λέξεις ή φράσεις οι οποίες υποδηλώνουν τους κυριότερους κλιματικούς τύπους και δεν παρέχουν μαθηματικούς προσδιορισμούς των κλιματικών ορίων. Μερικές γενικευμένες κλιματικές ταξινομήσεις έχουν αναπτυχθεί από γεωγράφους με πρωταρχικό σκοπό την οικολογική έρευνα ή την καλύτερη αξιοποίηση των διαφόρων περιοχών.

Μία από τις παλαιότερες ίσως διαιρέσεις του κόσμου σε φυσικές περιοχές οφείλεται στον SUPAN, ο οποίος χρησιμοποίησε μόνο τιμές θερμοκρασίας. Όρισε τα θερμά κλίματα με τη χρήση της μέσης ετήσιας ισόθερμης της θερμοκρασίας των 20 °C, η οποία αποτελεί κατά προσέγγιση το όριο για την ευδοκίμηση και ανάπτυξη των φοινίκων.



Οι 10°C προς την πλευρά των πόλων, για το θερμότερο μήνα, είναι το κατά προσέγγιση όριο ανάπτυξης των δέντρων και αυτό διαχωρίζει τα ψυχρά και εύκρατα κλίματα κατά τον SUPAN. Το Σχ. 39 δείχνει τη διαίρεση που προκύπτει σε θερμές, εύκρατες και ψυχρές περιοχές. Άλλοι ερευνητές, χρησιμοποίησαν την τιμή 17.8°C στη θέση της τιμής 20°C του SUPAN, προκειμένου να ορίσουν τα τροπικά όρια, δεδομένου ότι πολλά τροπικά φυτά δεν ευδοκιμούν όταν η θερμοκρασία κάθε μήνα κατέβει κάτω από τους 17.8°C . Ο MILLER και άλλοι, επίσης, προτίμησαν μία μέση μηνιαία θερμοκρασία των 6.1°C στη θέση των 10°C , δεδομένου ότι η προηγούμενη τιμή είναι το κατά προσέγγιση όριο ανάπτυξης όλων των φυτών.

Τέτοιες ταξινομήσεις που βασίζονται μόνο σ' ένα κλιματικό στοιχείο, έχουν προφανείς ελλείψεις και περιορισμούς, αλλά ήδη έγινε μία πολύ καλή προσπάθεια πάνω σ' αυτή τη βάση με ιδιαίτερη αναφορά στην οριακή επίδραση που έχουν οι υψηλές ή χαμηλές θερμοκρασίες για την ανάπτυξη των φυτών.



Σχ. 39 . Θερμή, εύκρατη και ψυχρή ζώνες κατά Supan.

Για παράδειγμα, τα φυτά που απαιτούν θερμό θέρος, δύσκολα ευδοκιμούν σε περιοχές όπου και κατά τους δώδεκα μήνες επικρατεί μέση θερμοκρασία κάτω των 22°C . Ένα όριο επαρκές μεταξύ των τροπικών και εύκρατων τόπων είναι η γραμμή προς τις πολικές διευθύνσεις, στην οποία συμβαίνει οι τέσσερες μήνες να έχουν μέση θερμοκρασία μεγαλύτερη των 22°C και οκτώ μήνες με θερμοκρασία μικρότερη των 22°C . Έχει παρατηρηθεί επίσης, ότι ένας τύπος βλάστησης λιγότερο πλούσιος, εμφανίζεται αν ακόμα και ένας μήνας έχει μικρότερη μέση θερμοκρασία των 18°C .



Από τον RUBNER προτάθηκε μία ταξινόμηση για ένα τμήμα της Γης και βασίζεται στον αριθμό των θερμών ημερών του έτους. Δηλαδή, σε ημέρες με μέση θερμοκρασία μεγαλύτερη των 10°C και περιλαμβάνει τις ακόλουθες υποδιαρέσεις:

Υπο-αρκτικός τύπος, με	1 - 60	θερμές	ημέρες
Δροσερός τύπος, με	61 - 120	"	"
Εύκρατος τύπος, με	121 - 180	"	"
Θερμός εύκρατος τύπος, με	181 - 240	"	"
Θερμός τύπος, με	241 - 300	"	"

Ο MILLER παρατήρησε και υπέδειξε τη σχέση που υπάρχει σε πολλά τμήματα του Β. Ημισφαιρίου μεταξύ της γραμμής των δασών και της γραμμής των θερμοκρασιών των μηνών με 18 τουλάχιστον ημέρες με μεγαλύτερη μέση θερμοκρασία των 6.1°C . Το σύστημα κλιμάτων του MILLER, είναι δυνατό να εφαρμοστεί σε όλα τα μέρη της Γης. Παρακάτω, πολλές φορές θα αναφερθούμε στη μέθοδο του MILLER, οι λεπτομέρειες της οποίας έχουν ως εξής:

A' θερμά κλίματα. Πάντοτε (όλο το έτος) θερμά. Δεν υπάρχει μήνας με θερμοκρασία κατώτερη από τους 17.8°C .

A₁ Ισημερινός τύπος, με διπλό μέγιστο βροχής.

A_{1M} Ισημερινός μουσωνικός τύπος

A₂ Θαλάσσιος τροπικός τύπος, χωρίς πραγματική ξηρή εποχή.

A_{2M} Θαλάσσιος τροπικός, με μουσωνική απόκλιση

A₃ Τροπικός ηπειρωτικός, με θερινές βροχές

A_{3M} Τροπικός ηπειρωτικός, με μουσωνικού τύπου βροχές.

B Θερμά εύκρατα (υποτροπικά) κλίματα, χωρίς ψυχρή περίοδο. Όλοι οι μήνες, με θερμοκρασία πάνω από 6.1°C .

B₁ Μεσογειακός τύπος (των δυτικών παρυφών), με χειμερινές βροχές.

B₂ Τύπος κλίματος, ανατολικών παρυφών, με ομοιόμορφη βροχή ολόκληρο το έτος.

B_{2M} Τύπος μουσωνικός ανατολικών παρυφών, με θερινό μέγιστο βροχών.

C Ψυχρά εύκρατα κλίματα, με ψυχρή περίοδο 1-5 μηνών, των οποίων η θερμοκρασία είναι κάτω από 6.1°C .

C₁ Θαλάσσιος τύπος, με ομοιόμορφο ή χειμερινό μέγιστο βροχής.

C₂ Ηπειρωτικός τύπος, με θερινό μέγιστο βροχής.

C_{2M} Ηπειρωτικός τύπος με μουσωνική μορφή, με ισχυρό μέγιστο βροχής κατά το θέρος.



- D **Ψυχρά κλίματα**, με μακρά ψυχρή περίοδο 6-9 μηνών και θερμοκρασία κάτω από 6.1°C .
- D₁ **Θαλάσσιος** τύπος, ομοιόμορφης βροχής ή με χειμερινό μέγιστο.
- D₂ **Ηπειρωτικός**, με θερινό μέγιστο βροχής.
- D_{2M} **Ηπειρωτικός μουσωνικού χαρακτήρα**, με ισχυρό θερινό μέγιστο βροχής.
- E **Αρκτικά κλίματα**, με βραχεία θερμή περίοδο μικρότερη των 3 μηνών με θερμοκρασία ανώτερη των 6.1°C . Παγωμένα κλίματα, πάντοτε ψυχρά με χωρίς κανένα μήνα να έχει θερμοκρασία μεγαλύτερη από 6.1°C .
- F **Ερημικά κλίματα**, με βροχή μικρότερη αριθμητικά από το 1/5 της θερμοκρασίας.
- F₁ **Θερμές έρημοι**, χωρίς ψυχρή εποχή (κανένας μήνας με θερμοκρασία κάτω από τους 6.1°C).
- F₂ **Ψυχρές έρημοι**, με ψυχρή εποχή και μερικές φορές με θερμοκρασία κάτω από τους 6.1°C .
- G **Ορεινά κλίματα**.

7. Κλιματικές περιοχές της Γης

Είναι γνωστό ότι, οι ανά τον κόσμο κλιματικοί τύποι είναι πρωταρχικά αποτέλεσμα των καθεστώτων της θερμότητας και της υγρασίας. Έτσι, το κλίμα είναι δυνατό να ταξινομηθεί σε ευρείες κατηγορίες που βασίζονται στις αλληλεπιδράσεις αυτών πάνω στις αέριες μάζες, οι οποίες με τη σειρά τους διέπουν και χαρακτηρίζουν τα κλίματα των διαφόρων περιοχών. Οι κλιματικοί τύποι, που ορίζονται με τον τρόπο αυτό είναι:

- (I) **Κλίματα που κυριαρχούνται από ισημερινές και τροπικές αέριες μάζες.**
- (II) **Κλίματα που κυριαρχούνται από τροπικές και πολικές αέριες μάζες και**
- (III) **Κλίματα που χαρακτηρίζονται από πολικό και αρκτικό τύπο αερίων μαζών.**
- (IV) **Ορεινά κλίματα.**

Η τελευταία ομάδα (IV), είναι μία βασική κατηγορία. Τα ορεινά κλίματα έχουν διακεκριμένα χαρακτηριστικά που προκύπτουν από τις επιδράσεις του υψομέτρου. Οι υποδιαιρέσεις των τεσσάρων αυτών κλιματικών ομάδων σε κλιματικούς τύπους, βασίστηκαν στη διανομή ανά περιοχή των κλιματικών στοιχείων - κυρίως θερμοκρασίας και υετού - και των εποχικών τους μεταβολών. Η διάταξη των κλιματικών τύπων που ακολουθεί, αποτελεί τον οργανισμό των κλιμάτων της Γης που έχει υιοθετηθεί. Ο οργανισμός αυτός αρχίζει από τον Ισημερινό και προχωρεί προς την κατεύθυνση των Πόλων.

I.- Κλίματα που κυριαρχούνται από ισημερινές και τροπικές αέριες μάζες.

- 1) **Βροχερά τροπικά**



2) Μουσσωνικά τροπικά

3) Υγρά και ξηρά τροπικά

4) Τροπικά ξηρά

5) Τροπικά ημίξηρα

II.- Κλίματα που κυριαρχούνται από τροπικές και πολικές αέριες μάζες

6) Θερινά ξηρά υποτροπικά

7) Υγρά υποτροπικά

8) Θαλάσσια

9) Κλίματα μέσου πλάτους, λίγων βροχών

10) Κλίματα μέσου πλάτους, ημίξηρα

11) Υγρά ηπειρωτικά, θερμού θέρους

12) Υγρά ηπειρωτικά, δροσερού θέρους

III.- Κλίματα που χαρακτηρίζονται από πολικό και αρκτικό τύπο αερίων μαζών

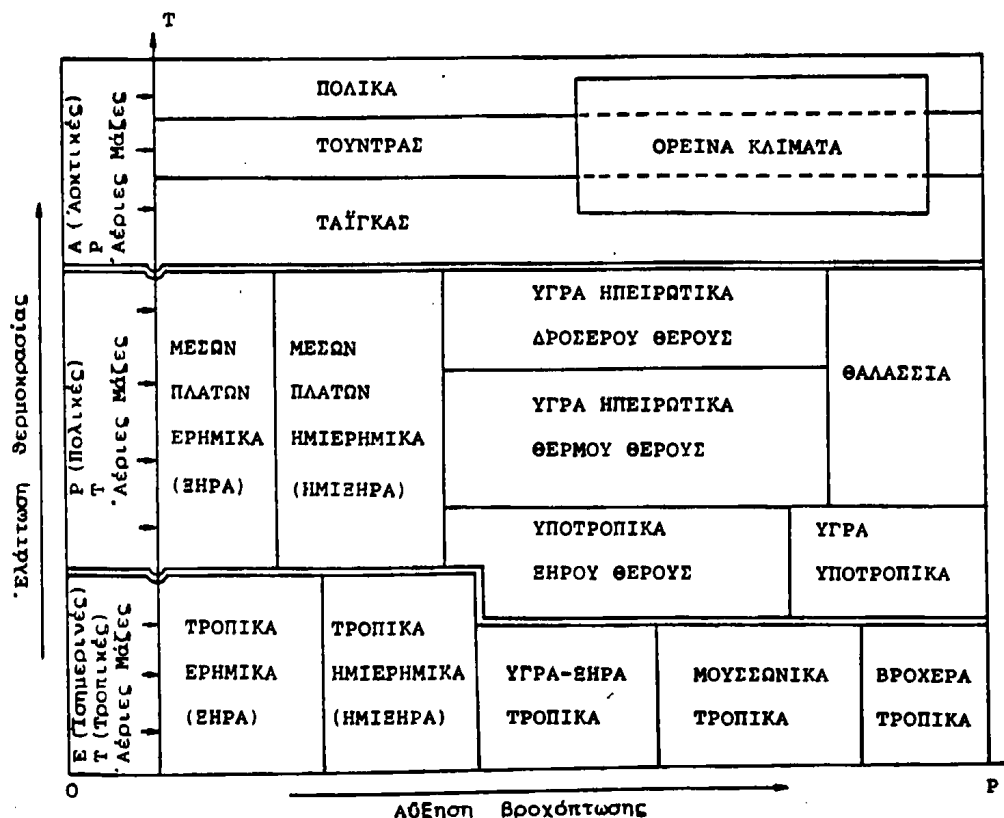
13) Υποαρκτικά ή βορείων δασών - Τάϊγκα

14) Κλίματα των στεππών, πλησίον των αρκτικών ακτών - Τούντρα

15) Πολικά κλίματα

IV.- Κλίματα που ελέγχονται κυρίως από το υψόμετρο

16) Κλίματα των ορεινών περιοχών



Σχηματική ποιοτική σχετική θέση των κυριότερων κλιμάτων της γης στο επίπεδο (T,P).



Το σύστημα αυτό των ξηρών κλιματικών τύπων έγινε για να διευκολύνει την ερμηνευτική περιγραφή των κλιμάτων του κόσμου. Είναι φανερό, ότι ακολουθεί την ταξινόμηση κατά KÖPPEN, όσον αφορά στις βασικές κατηγορίες. Βασίζεται σε μεγάλο βαθμό στη θερμοκρασία και τον υετό, στην εποχική κατανομή τους και στη σχέση τους με τη φυσική βλάστηση. Αυτά αποτελούν και κριτήρια για τους επιμέρους κλιματικούς τύπους.

Στο **διάγραμμα**, δίνεται σχηματικά η σχέση των κλιματικών τύπων προς τη θερμοκρασία και τον υετό.

Η ταξινόμηση αυτού του συστήματος, δεν προέκυψε από λογική σκέψη και μαθηματικό υπολογισμό. Ταξινομήσεις αυτού του είδους χρησιμοποιήθηκαν ευρέως από τους γεωγράφους και τους κλιματολόγους, αν και αυτοί δε συμφωνούν πάντοτε για τα όρια και τις υποδιαιρέσεις των διαφόρων τύπων. Όμως, τα βασικά πρότυπα των κλιμάτων συναντώνται σε όλους, γιατί πράγματι υπάρχει μία φυσική διάταξη των κλιμάτων πάνω στη Γη.

7.1. Θερμά κλίματα

Σύμφωνα με την ταξινόμηση του MILLER, **θερμά κλίματα** θεωρούνται εκείνα που έχουν κατά τη διάρκεια όλων των μηνών μέση θερμοκρασία τουλάχιστον 17.8 °C. Τέτοια κλίματα έχουν οι περιοχές με μικρά γεωγρ. πλάτη.

Οι παράγοντες που ελέγχουν το χαρακτήρα των κλιμάτων αυτών είναι:

- (1) Η υψηλή τιμή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια όλου του έτους.
- (2) Η μικρή μεταβολή της διάρκειας της ημέρας
- (3) Η ζώνη σύγκλισης - το ενδοτροπικό μέτωπο - των αερίων μαζών που κινούνται προς την ισημερινή ζώνη χαμηλής πίεσης. Αυτή συντηρεί μία συνεχή προμήθεια ύδατος.
- (4) Οι ισχυρές επιδράσεις των κατακορύφων ρευμάτων.
- (5) Η εποχική μετακίνηση της ζώνης χαμηλής πίεσης και των δύο ζωνών βροχής κατακόρυφης μεταφοράς, με την κατ' απόκλιση κίνηση του Ηλίου.

Αποτέλεσμα αυτών των παραγόντων, είναι ότι οι περιοχές αυτές έχουν υψηλές θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια όλου του έτους και επομένως, μεγάλες τιμές δυνητικής εξατμισοδιαπνοής. Ο θερμικός ισημερινός είναι συνήθως βορείως του αληθούς ισημερινού, λόγω της ακανόνιστης διανομής ξηρών και θαλασσών.

Επομένως, οι ακόλουθοι διαφορετικοί τύποι θερμών κλιμάτων είναι δυνατό να διαχωριστούν ως εξής:

1. **Ισημερινός τύπος.** Κατά τη διάρκεια ολόκληρου του έτους παρατηρούνται βροχές μεταφοράς.



2. **Θαλάσσιος τροπικός τύπος.** Χαρακτηρίζεται από βροχές κατακόρυφης μεταφοράς η οποία συνοδεύεται από την επίδραση της θάλασσας.

3. **Τροπικός ηπειρωτικός τύπος.** Βροχές κατά το θέρος.

4. **Θερμός ερημικός.** Ξηρασία κατά τη διάρκεια όλου του έτους.

Περιοχές με κλίμα ισημερινού τύπου στη Ν. Αμερική, είναι η Βραζιλία και η Κολομβία, στη Β. Αφρική το Κογκό, οι ακτές της Γουινέας και τμήμα της ανατολικής αφρικανικής ακτής. Στην Ασία, είναι τα νησιά του ανατολικού Ινδικού Ωκεανού, τα οποία έχουν ένα διαφοροποιημένο ισημερινό κλίμα.

7.2. Τροπικά κλίματα

Τα τροπικά κλίματα συνδέονται άμεσα με τα ισημερινά, μοιάζουν σε πολλά σημεία με αυτά και είναι δυνατό να υποδιαιρεθούν σε διακεκριμένους τύπους. Δηλαδή, στα **θαλάσσια** και **ηπειρωτικά**, A_2 και A_3 , αντίστοιχα, σύμφωνα με την ταξινόμηση του MILLER. Ο **θαλάσσιος τροπικός** (A_2), παίρνει τη βροχή του από τους Αληγείς ανέμους και τη μετακινούμενη ζώνη βροχών κατακόρυφης μεταφοράς. Είναι ο τύπος των ανατολικών ακτών χωρίς ξηρή εποχή. Μεγάλο μέρος της βροχής των αληγών οφείλεται και σε ορογραφικές επιδράσεις, έτσι ώστε το ανάγλυφο και ο προσανατολισμός της περιοχής που είναι αντικείμενο μελέτης μας να είναι σημαντικά. Οι περισσότερες περιοχές τείνουν να παρουσιάσουν ένα θερινό μέγιστο βροχής, που οφείλεται είτε σε ισχυρές επιδράσεις κατακόρυφης μεταφοράς, είτε στη μεγαλύτερη διείσδυση και ένταση των Αληγών.

Οι συνθήκες είναι παρόμοιες των ισημερινών κλιμάτων (A_1).

(1) **Υψηλές θερμοκρασίες**, με μικρό ετήσιο θερμομετρικό εύρος, κατανεμημένες κατά τρόπο ομοιόμορφο.

(2) **Όλο το έτος βροχές**, συχνά καταρρακτώδεις.

Το τροπικό θαλάσσιο κλίμα παρατηρείται σε ορισμένες περιοχές της Ν. και Κ. Αμερικής, στις ανατολικές ακτές της Αφρικής και στις ακτές της Βασιλικής Γης της Αυστραλίας.

Ο τροπικός ηπειρωτικός (A_3), είναι ο τύπος που παρατηρείται μακριά από τις ακτές των τροπικών περιοχών, όπου οι αληγείς δεν είναι πλέον βροχοφόροι και η βροχή των περιοχών που κάπως επηρεάζονται εμφανίζεται μόνο κατά το θέρος όταν κυριαρχεί η ζώνη των βροχών μεταφοράς. Η θερμοκρασία είναι υψηλή και κατά την ξηρή περίοδο, συνήθως, είναι μεγαλύτερη των $37.8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Τη νύχτα πέφτει και πολλές φορές παρατηρείται και παγετός. Η βροχή έχει μία τάση να ελαττώνεται προς δυσμάς και προς την κατεύθυνση των πόλων. Η βλάστηση κατανέμεται ανάλογα προς την κατανομή των βροχών.



Περιοχές με αυτό τον τύπο του κλίματος παρατηρούνται στη Ν. και Κ. Αμερική, στην Αφρική και τη Β. Αυστραλία.

7.3. Μουσσωνικά κλίματα

Μερικά μουσσωνικά χαρακτηριστικά παρατηρούνται σε πάρα πολλά μέρη του κόσμου, αλλά μόνο στη ΝΑ. Ασία η μουσσωνική επίδραση είναι σημαντική. Ως γνωστόν, βασική αιτία είναι ο διαφορετικός ρυθμός θέρμανσης της ξηράς και της θάλασσας, αλλά λόγω της μεγάλης κλίμακας κατά την οποία παρατηρείται το φαινόμενο αυτό έχει εποχικές επιδράσεις.

Ο υψηλός ρυθμός θέρμανσης με συνθήκες υψηλής εισηλίας πάνω από επιφάνειες ξηράς, δημιουργεί μία περιοχή χαμηλής πίεσης, η οποία με τη σειρά της, προκαλεί μία μετακίνηση υγρών αερίων μαζών από τη θάλασσα προς την ξηρά. Την ψυχρή εποχή, όταν η εισηλία ελαττώνεται, παρατηρείται μία αντίθετη κίνηση του αέρα, με αποτέλεσμα να δημιουργείται μία ξηρότητα στην περιοχή της ΝΑ. Ασίας.

Αν και η μουσσωνική επιρροή επεκτείνεται πάνω από μία αχανή περιοχή, η Ινδική χερσόνησος είναι τόσο χαρακτηριστική, ώστε να μελετάται ιδιαίτερα.

Στην Ινδία παρατηρούνται τρεις διακεκριμένες εποχές:

- (1) Η ξηρή ψυχρή εποχή, από τα μέσα Δεκεμβρίου ως το τέλος Φεβρουαρίου.
- (2) Η ξηρή θερμή εποχή, από το Μάρτιο ως το τέλος Μαΐου.
- (3) Η υγρή θερμή εποχή, από τον Ιούνιο ως τα μέσα Δεκεμβρίου

Η υγρή θερμή εποχή, διαιρείται σε δύο υποπεριόδους:

- (α) Στην προμουσσωνική περίοδο, από τον Ιούνιο ως τα μέσα Σεπτεμβρίου
- (β) Στην περίοδο υποχώρησης των μουσώνων, από τα μέσα Σεπτεμβρίου ως τα μέσα Δεκεμβρίου.

Η βλάστηση ακολουθεί μάλλον τη διανομή των βροχών και ποικίλλει αφού περιλαμβάνει από πυκνά δάση μέχρι ερημικές περιοχές. Εξαρτάται και ελέγχεται σε μεγάλο βαθμό από το ισοζύγιο του νερού και την ανάγκη σε νερό ανά περιοχή. Παρόμοια μορφή έχει η μουσσωνική δράση και στην Ινδοκίνα και τις Φιλιππίνες. Όμως παρατηρούνται και διαφορές, οι σπουδαιότερες των οποίων είναι:

- (α) Υπάρχει κανονικότερη διανομή των βροχών, δεδομένου ότι το ανάγλυφο επιδρά σε μικρότερο βαθμό.
- (β) Η βροχή γενικά είναι λιγότερη από τη βροχή των Ινδίων, λόγω των ανέμων οι οποίοι συμβάλλουν στην αποβολή ποσών υγρασίας πάνω από τη χερσόνησο, προτού επηρεάσουν το κεντρικό τμήμα της περιοχής.



Άλλες περιοχές μουssonικού κλίματος είναι οι περιοχές της Αν. Αφρικής, όπως η Αβησσυνία, η Υεμένη κλπ.

Στη Β. Αυστραλία, επίσης, παρατηρείται αξιοσημείωτη μουssonική δράση, με δύο περιόδους την υγρή και την ξηρή.

7.4. Ερημικά κλίματα

Οι έρημοι είναι εξαιρετικά δύσκολο να προσδιορισθούν κλιματικά, γιατί υπεισέρχονται πολλοί παράγοντες και οι συνθήκες μεταβάλλονται από έτος σε έτος. Ο MILLER, πρότεινε έναν απλό ορισμό της ερήμου, που ορίζει τα ερημικά όρια ως εκείνα στα οποία η μέση ετήσια βροχή είναι 250 χιλιοστόμετρα, περίπου. Ένας τέτοιος ορισμός δε λαμβάνει υπόψη την αποτελεσματικότητα ή δραστηριότητα του υετού, η οποία εξαρτάται από πολλούς άλλους παράγοντες όπως η θερμοκρασία, η υγρασία, ο άνεμος, ο τύπος του εδάφους και τα χαρακτηριστικά του ανάγλυφου. Μία περιοχή που έχει 500 χιλιοστ. ύψος βροχής, υψηλές θερμοκρασίες και συνεπώς, μεγάλες τιμές σε ανάγκες νερού, είναι δυνατόν να είναι ξηρότερη από μία άλλη που έχει 300 χιλιοστ. βροχής, αλλά χαμηλότερες τιμές θερμοκρασίας και ανάγκες σε νερό.

Τελευταίως, ο ορισμός των κλιματικών ορίων του MILLER τροποποιήθηκε, για να λάβει υπόψη τις επιδράσεις της θερμοκρασίας και έτσι, τώρα έχει ως εξής: $R = \frac{T}{5}$, όπου R είναι η ετήσια βροχόπτωση (σε ίντσες) και T η θερμοκρασία σε (°K).

Οι έρημοι της Γης κατατάσσονται σε δύο κατηγορίες:

- (1) Οι έρημοι των Αληγών ανέμων.
- (2) Οι ενδοηπειρωτικές έρημοι, η ξηρότητα των οποίων οφείλεται στα ορεινά συγκροτήματα, στην απόσταση από τη θάλασσα και στις υψηλές πιέσεις του χειμώνα. Έτσι, δημιουργούνται αποκλίνουσες κινήσεις του αέρα.

Ο ορισμός του MILLER, υποδιαιρεί τις ερήμους σε θερμές, με μέση μηνιαία θερμοκρασία μεγαλύτερη από 6.1 °C (χωρίς ψυχρή εποχή) και σε ψυχρές, στις οποίες τουλάχιστον ένας μήνας έχει μέση θερμοκρασία κατώτερη από 6.1 °C.

Οι θερμές έρημοι, υποδιαιρούνται στις θερμές ερήμους θαλάσσιου τύπου, τα κλιματικά στοιχεία των οποίων επηρεάζονται από τη θάλασσα, και στις θερμές ερήμους ενδοηπειρωτικού τύπου, με μεγαλύτερο θερμομετρικό εύρος, μικρότερο ύψος βροχής και χαμηλότερη υγρασία, εκείνων του θαλάσσιου τύπου.

Οι θερμές έρημοι παρατηρούνται ανά τη Γη στη Σαχάρα και τη ΝΔ. Ασία, στην Καλιφόρνια, τη Ν. Αμερική (Περού, Χιλή), τη Ν. Αφρική, τη Δ. Αυστραλία κλπ.

Οι ψυχρές έρημοι παρατηρούνται, κυρίως, στο Βόρειο Ημισφαίριο (εσωτερικά της Ασίας και της Β. Αμερικής) και χαρακτηρίζονται από πάρα πολύ χαμηλές θερμοκρασίες



κατά το χειμώνα και υψηλές κατά το θέρος, ενώ λείπουν σχεδόν οι μεταβατικές περίοδοι. Η βροχή είναι ελάχιστη, διανέμεται ακανόνιστα και εξαρτάται από τη θέση της ερήμου. Στην Ασία, οι έρημοι υποδιαιρούνται από τις ορεινές εξάρσεις σε ερήμους διαφορετικών κλιματολογικών συνθηκών. Στο Νότιο Ημισφαίριο, χαρακτηριστική ψυχρή έρημος είναι η Παταγονία, πλησίον των Άνδεων.

7.5. Θερμά εύκρατα κλίματα

Οι περιοχές με τα θερμά εύκρατα κλίματα ή οι λεγόμενες υποτροπικές περιοχές της Γης, βρίσκονται βορειότερα των τροπικών κλιμάτων και μεταξύ αυτών και των ψυχρών εύκρατων κλιμάτων με την χαρακτηριστική ψυχρή περίοδο. Οι περιοχές αυτές με τα θερμά εύκρατα κλίματα παρουσιάζουν χαρακτηριστικές διαφορές θερινής και χειμερινής εποχής. Η χειμερινή όμως, δεν είναι αρκετά ψυχρή (μέση μηνιαία θερμοκρασία ανώτερη από τους 6.1°C). Οι περιοχές αυτές είναι μεταβατικές με τη έννοια, ότι η εποχική μετατόπιση των ζωνών πίεσης υπόκειται εναλλακτικώς στις επιδράσεις των Αληγών (κατά το θέρος) και των Δυτικών (κατά το χειμώνα).

Στα θερμά εύκρατα κλίματα, υπάγεται κυρίως ο μεσογειακός τύπος κλίματος (των δυτικών παρυφών των θερμών εύκρατων περιοχών).

Τα χαρακτηριστικά του τύπου αυτού είναι:

- α) Οι χειμώνες, οι οποίοι επηρεάζονται από τους Δυτικούς και τις υφέσεις, επειδή προέρχονται από τους ωκεανούς μεταφέρουν υγρές και ήπιες συνθήκες.
- β) Τα θέρη, είναι ξηρά και θερμά, λόγω των ηπειρωτικών επιδράσεων

Η μέση θερινή θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 21.1°C και 26.7°C , με αξιοσημείωτο ημερήσιο εύρος.

Η μέση χειμερινή θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη των 6.1°C και συχνά άνω των 10°C , με μικρό ημερήσιο εύρος.

Η βροχή οφείλεται, κυρίως, στη διέλευση των υφέσεων, κατά τους χειμερινούς μήνες κυρίως, αλλά και στο ανάγλυφο. Τυπικό ύψος βροχής είναι το ύψος των 750 χιλιοστομέτρων Ένα από τα σπουδαιότερα χαρακτηριστικά του κλίματος αυτού είναι η μεγάλη διάρκεια ηλιοφάνειας. Η υγρασία δεν είναι συνήθως υψηλή, με εξαίρεση το φθινόπωρο. Είναι ένα κλίμα που έχει ευνοηθεί από τη φύση, με ποικιλία γεωργικών φυτών και οπωροφόρων δέντρων και συγκεντρώνει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον για διακοπές.

Ο τύπος αυτός του κλίματος είναι χαρακτηριστικός των παραμεσογειακών χωρών, με ορισμένες διαφοροποιήσεις από περιοχή σε περιοχή, που οφείλονται στη γεωγραφική θέση, το ανάγλυφο και την εποχή. Ο τύπος αυτός του κλίματος παρατηρείται στην



Καλιφόρνια της Β. Αμερικής, στις νότιες ακτές της Αυστραλίας, στη Ν. Αφρική, σε τμήματα της Ν. Αμερικής (Χιλή) κλπ.

Στις ανατολικές παρυφές των θερμών εύκρατων περιοχών και μέσα στα γεωγρ. πλάτη που επηρεάζονται από τους Δυτικούς κατά το χειμώνα και τους Αληγείς κατά το θέρος, παρατηρείται ένας τύπος κλίματος, ο οποίος διαφέρει από τον μεσογειακό τύπο στα εξής:

- (1) Παρατηρείται άφθονη θερινή βροχή, λόγω της διεύθυνσης των Αληγών ανέμων προς τις ακτές.
- (2) Η θερινή βροχή είναι ασθενέστερη από εκείνη των δυτικών ακτών (του μεσογειακού τύπου).
- (3) Οι ζώνες των τροπικών καταιγίδων, οι οποίες βρίσκονται μακριά από τις ανατολικές ακτές πάνω από τις θάλασσες, φαίνεται ότι επηρεάζουν τις περιοχές αυτές.

Οι μέσες θερινές θερμοκρασίες είναι μεγαλύτερες των 26.7°C και το ημερήσιο μέγιστο συχνά είναι ανώτερο των 37.8°C , παρά τις θερινές βροχές και την υψηλή υγρασία. Πράγματι, οι παράγοντες αυτοί καθιστούν τις συνθήκες δυσάρεστες. Οι μέσες χειμερινές θερμοκρασίες είναι, συνήθως, άνω των 10°C , αλλά αυτό δεν αποκλείει τη δυνατότητα παγετού μακριά από τις ακτές.

Κατά την εποχή αυτή παρατηρείται μία τάση για ένα θερινό ή φθινοπωρινό μέγιστο βροχής, λόγω των Αληγών ανέμων που πνέουν από τη θάλασσα κατά την εποχή αυτή. Οι χειμερινές βροχές είναι υφειακές, αλλά πολλές φορές αποτελεσματικότερες από τις θερινές.

Η βλάστηση ευνοείται παρά πολύ από το κλίμα του τύπου αυτού, καθώς και οι καλλιέργειες. Γι αυτό οι περιοχές αυτές είναι πυκνοκατοικημένες.

Ο τύπος του κλίματος αυτού παρατηρείται κυρίως στις Πολιτείες της Αμερικής που είναι γύρω από το Κόλπο του Μεξικού, στα περισσότερα τμήματα της Αυστραλίας, στη Ν. Αφρική, στη Ν. Αμερική (Αργεντινή), στην Αν. Ασία (Κίνα) κλπ.

Στην Κίνα, ο τύπος αυτός του κλίματος, κατά τι διαφορετικός, έχει δική του ονομασία ως Κινεζικό κλίμα.

7.6. Ψυχρά εύκρατα κλίματα

Οι ψυχρές εύκρατες περιοχές της Γης είναι εκείνες οι οποίες χαρακτηρίζονται από ψυχρή περίοδο μέτριας διάρκειας. Βρίσκονται στη ζώνη των μόνιμων Δυτικών ανέμων και των υφέσεων που κινούνται προς ανατολάς κατά μήκος του Πολικού Μετώπου. Οι υφέσεις επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τις περιοχές των δυτικών ακτών. Έτσι, υπάρχει αισθητή διαφορά μεταξύ του κλίματος με θαλάσσιο τύπο των δυτικών παρυφών και του ηπειρωτικού



κλίματος του εσωτερικού και των ανατολικών παρυφών. Τα εσωτερικά των ηπείρων παρουσιάζουν την τάση να δημιουργήσουν κυψέλες με υψηλή πίεση κατά το χειμώνα. Οι κυψέλες αυτές αποκλείουν τις υφέσεις. Κατά το θέρος, η χαμηλή πίεση διευκολύνει την είσοδο υγρού αέρα εκ δυσμών και - στις μουσσωνικές περιοχές - εξ ανατολών.

Στο διάγραμμα, δίνονται τα γενικά χαρακτηριστικά των ψυχρών εύκρατων κλιμάτων.

Θάλασσα Δυτικοί άνεμοι	Θαλάσσιος (ισομέτρως) Θερμά θέρη	Ηπειρωτικός (άκρως) Πολύ θερμά θέρη	Ξηρά - θάλασσα
Υφέσεις	Ήπιοι χειμώνες. Βροχή κατά τη διάρκεια όλων των εποχών	Ψυχροί χειμώνες. Βροχή κυρίως κατά το θέρος	Ανατολικές περιοχές της Ασίας είναι οι Μουσσωνικές. Υγρά και θερμά θέρη, Ξηροί και ψυχροί χειμώνες
	Το θερμομετρικό εύρος αυξάνει Η βροχή ελαττώνεται		Η βροχή ελαττώνεται

Η βροχή κατά μήκος των δυτικών παρυφών είναι, κυρίως, υφεσιακής προέλευσης αν και υπάρχει μία ισχυρή επίδραση του ανάγλυφου με βροχερότερες περιοχές εκείνες που βρίσκονται στις πλευρές των ορέων με δυτικό προσανατολισμό. Τέτοιες είναι οι δυτικές περιοχές της Σκωτίας και οι δυτικές ακτές της Ν. Ζηλανδίας. Τα ποσά της βροχής παρουσιάζουν μία τάση σταθερής ελάττωσης προς το εσωτερικό των ηπείρων, καθώς υπάρχει η ορογραφική επίδραση. Επειδή, όμως, οι υφέσεις είναι περισσότερες και ενεργές κατά το χειμώνα, συχνά παρατηρούνται μέγιστα βροχής και κατά το χειμώνα. Επίσης, σ' αυτά τα γεωγρ. πλάτη σύνηθες είναι το χιόνι. Τέλος, η ομίχλη είναι συνήθης το φθινόπωρο και κατά τις αρχές του χειμώνα, οπότε ο αέρας είναι ιδιαίτερα υγρός.

Οι εύκρατες συνθήκες επικρατούν κυρίως, στις δυτικές περιοχές, όπου το ετήσιο θερμομετρικό εύρος είναι της τάξης των 8-11 °C. Στο εσωτερικό των ηπείρων, αυτό αυξάνει και η θερμοκρασία φθάνει τις εξαιρετικές τιμές των 37.8 °C το θέρος και τούς - 28 °C κατά το χειμώνα.

Η βλάστηση αποτελείται από φυλλοφόρα δάση και λειμώνες, καθώς και από κωνοφόρα δέντρα. Οι ξηρότερες εσωτερικές περιοχές της Ευρώπης, της Ασίας και της Β. Αμερικής είναι κυρίως αχανείς περιοχές λειμώνων.

Τα ψυχρά εύκρατα κλίματα είναι δυνατό, επομένως, να υποδιαιρεθούν στους ακόλουθους τύπους:

α) Εύκρατος θαλάσσιος τύπος (C₁)



β) Εύκρατος ηπειρωτικός τύπος (C_2)

γ) Εύκρατος ηπειρωτικός τύπος, μουσσωνικών χαρακτηριστικών (C_2M)

Περιοχές ψυχρών εύκρατων κλιμάτων είναι:

A. Οι Βρετανικές νήσοι και το μεγαλύτερο τμήμα της Ευρώπης (κεντρική)

B. Η Β. Αμερική (πλην ορισμένων τμημάτων).

C. Οι νήσοι της Ν. Ζηλανδίας

D. Η Τασμανία

E. Τμήμα της Ν. Αμερικής (Χιλή)

F. Η Ανατολική Ασία (η περιοχή από τις τροπικές ως τις ψυχρές ζώνες) και κυρίως η Ν. Κίνα και η Ιαπωνία. Τα κλιματικά χαρακτηριστικά εδώ είναι:

α) Ένα ισχυρό θερινό μέγιστο βροχής

β) Ένα μεγάλο θερμομετρικό εύρος, με ιδιαίτερα ψυχρούς χειμώνες.

γ) Μία ταχεία μετάβαση από το χειμώνα στο θέρος. Τα κλιματικά χαρακτηριστικά της Ιαπωνίας διαφοροποιούνται κάπως, λόγω της επίδρασης της θάλασσας και της ορογραφίας. Κατά το θέρος δε βρίσκεται υπό την επιρροή των τυφώνων του Ειρηνικού.

7.7. Ψυχρά και Αρκτικά κλίματα

I. Ψυχρά

Τα ψυχρά κλίματα της Γης, διαφέρουν από τα ψυχρά εύκρατα, γιατί έχουν δριμείς χειμώνες και με μεγαλύτερη διάρκεια. Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες κατά τη χειμερινή περίοδο είναι χαμηλότερες των 6.1°C . Διακρίνονται σε κλίματα θαλάσσιου και ηπειρωτικού τύπου και οι καιρικές συνθήκες τους διέπονται από τις ίδιες διανομές πίεσης με τα ψυχρά εύκρατα κλίματα. Παρατηρούνται όμως χαρακτηριστικές διαφορές μεταξύ αυτών, όσον αφορά την επίδρασή τους πάνω στη ζωή των φυτών και των ζώων, καθώς και στις δραστηριότητες του ανθρώπου. Η τυπική βλάστηση αποτελείται από κωνοφόρα δάση και στέπες.

Ο MILLER υποδιαιρεί τα ψυχρά κλίματα:

α) Σε θαλάσσιο τύπο (D_1), με μέγιστο βροχής το χειμώνα, μικρό θερμομετρικό εύρος και ήπιο χειμώνα.

β) Σε ηπειρωτικό τύπο (D_2), με μέγιστο βροχής το θέρος και μεγάλο θερμομετρικό εύρος, λόγω του ψυχρού χειμώνα.

Υπάρχει και ένας μουσσωνικός τύπος (D_2M) στην Ανατολική Ασία, με ισχυρό μέγιστο βροχής κατά το θέρος. Όλες οι περιοχές των ψυχρών κλιμάτων έχουν μεγάλες θερινές ημέρες και μικρές χειμερινές, λόγω του γεωγρ. πλάτους. Περιοχές με ψυχρά κλίματα στην Ευρώπη και την Ασία είναι οι δυτικές ακτές της Σκανδιναβίας, μεγάλο τμήμα



της Σιβηρίας και η Ματζουρία. Στη Β. Αμερική, είναι οι λειμώνες του Καναδά και μερικές περιοχές πλησίον των Βραχωδών Ορέων.

II. Αρκτικά κλίματα

Πλησίον των πόλων, βρίσκονται οι περιοχές που έχουν μικρή ή καθόλου θερμή περίοδο. Οι ξηρές που κάπως επηρεάζονται, είναι οι βόρειες παρυφές της Ευρώπης και της Ασίας, το βορειότατο τμήμα της Β. Αμερικής και οι γειτονικές νήσοι, καθώς και η Ανταρκτική ήπειρος. Σπάνια, κατά το θέρος, παρατηρείται ασθενής βλάστηση σε τμήματα γης, στα οποία λιώνει το χιόνι. Τα περισσότερα τμήματα των περιοχών αυτών καλύπτονται μόνιμα από πάγους.

Συχνά παρατηρούνται δριμείες χιονοθύελλες που συνοδεύονται από ισχυρούς ανέμους (Ανταρκτική). Η Αρκτική εμφανίζει μερικές φορές υφέσεις που προέρχονται από το νότο, αν και οι πολικές περιοχές βρίσκονται υπό την επίδραση υψηλών πιέσεων.

Οι θερμοκρασίες είναι ιδιαίτερα χαμηλές, ιδίως κατά τις μακρές πολικές νύχτες, οπότε για έξη (6) μήνες, δεν προσπίπτει ηλιακή ακτινοβολία.

Ο υετός είναι ασθενής και συνήθως, πέφτει με τη μορφή του χιονιού. Πηγές υγρασίας είναι η εξάτμιση και οι υφέσεις, όταν εισχωρούν σε περιοχές με μικρότερα κυρίως πλάτη.

Η καλλιέργεια και η βλάστηση σχεδόν λείπουν εντελώς, και οι λίγοι κάτοικοι συντηρούνται από την αλιεία και το κυνήγι.

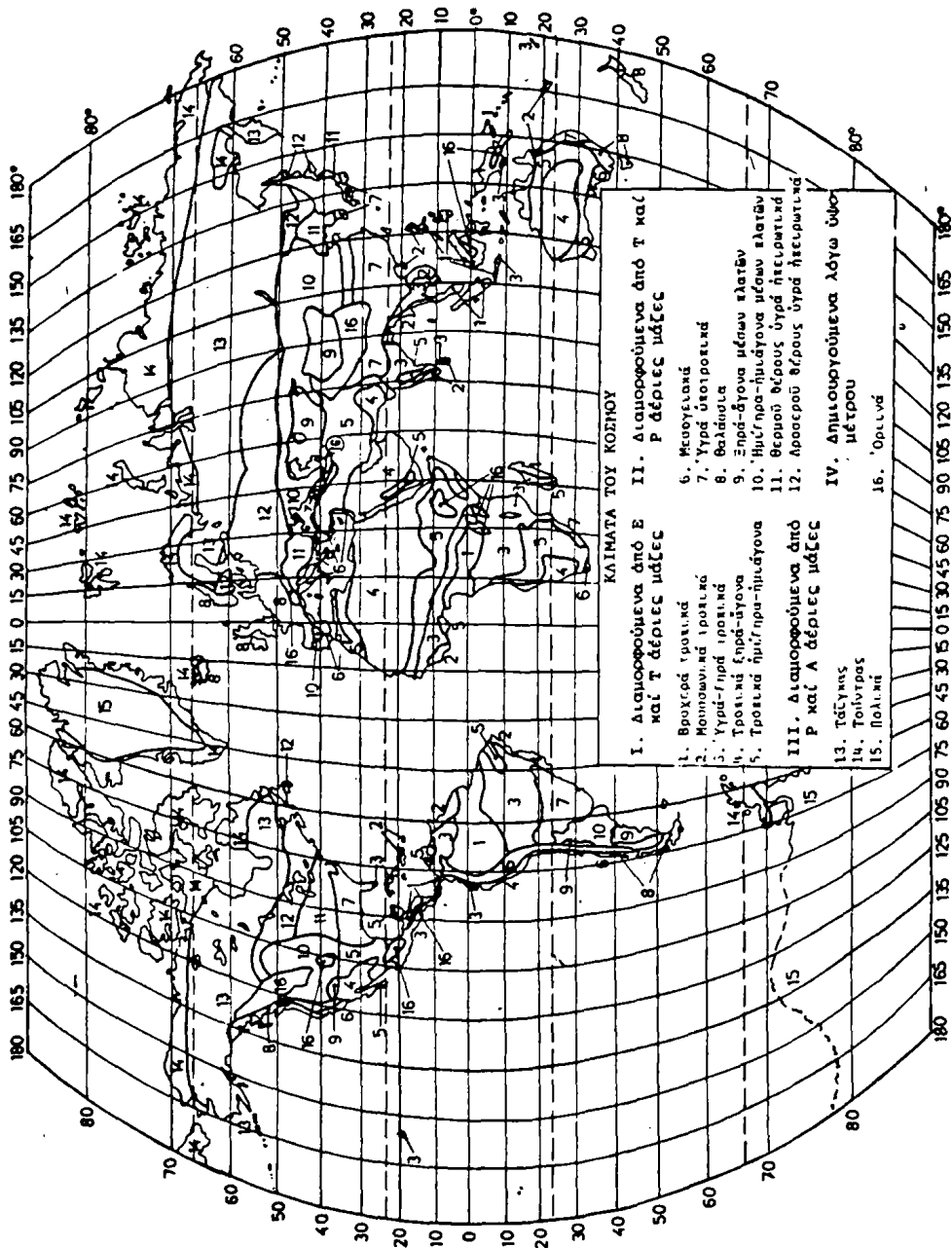
8. Τα κλίματα των ορέων

Το υψόμετρο τροποποιεί το κλίμα κατά πολλούς τρόπους και καθένας κλιματικός τύπος που μελετήθηκε ανωτέρω, είναι δυνατό να αλλάξει κάτω από την επίδραση του υψηλού ανάγλυφου. Π.χ. ένας ισημερινός Σταθμός, είναι δυνατό να έχει τυπικά ένα μικρό θερμομετρικό εύρος και διπλά μέγιστα. Έχει όμως μία μέση ετήσια θερμοκρασία 11 °C κατώτερη της συνήθους, λόγω της ψύξης που οφείλεται στο μεγάλο υψόμετρο. Αν λοιπόν, το υψόμετρο είναι αρκετά μεγάλο, το κλίμα έχει χαρακτηριστικά που δεν συναντώνται στις περιοχές χαμηλού ύψους, δηλαδή υπάρχει ένας διακεκριμένος τύπος κλίματος των ορεινών υψιπέδων.

Οι άμεσες επιδράσεις του υψομέτρου περιλαμβάνουν:

- (1) Μία αραιώση της ατμόσφαιρας με αποτέλεσμα την πτώση της πίεσης
- (2) Μία ψυχρότερη και συνεπώς ξηρότερη ατμόσφαιρα
- (3) Μεγάλες τιμές εισηλίας, λόγω του λεπτού και καθαρού αέρα





Σχ. 40 . Γεωγραφική διανομή κλιματικών τύπων

(4) Μία ταχεία ακτινοβολία ενέργειας τη νύχτα, που οφείλεται επίσης, στον ξηρότερο και αραιότερο αέρα - ένα λεπτότερο ατμοσφαιρικό "πάπλωμα"

(5) Ένα υψηλό ποσοστό υπεριώδους φωτός, που είναι χαρακτηριστικό και το οποίο για τους επιφανειακούς Σταθμούς ανακόπτεται από την ατμόσφαιρα.

Αυτές οι άμεσες επιδράσεις επηρεάζουν με τη σειρά τους άλλα κλιματικά χαρακτηριστικά, ειδικώς τη βροχή και τη θερμοκρασία.

Η θερμοκρασία πλησίον του εδάφους των ορέων κατά την ημέρα είναι μεγαλύτερη από τη θερμοκρασία του αέρα, ενώ κατά τη νύχτα μικρότερη λόγω της νυχτερινής ακτινοβολίας του ανάγλυφου.

Οι άνεμοι είναι γενικά ισχυροί στις ορεινές περιοχές, όπου πέρα από τους ανέμους των συστημάτων πίεσης παρατηρούνται και οι τοπικοί καταβατοί (κατά τη νύχτα) και αναβατοί κατά την ημέρα.

Ο υετός και ειδικότερα η βροχή, επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από το ανάγλυφο, γιατί το ανάγλυφο τροποποιεί τα φυσικά χαρακτηριστικά των αερίων μαζών, οι οποίες διασχίζουν τις ορεινές εξάρσεις. Έτσι, παρατηρείται μεγαλύτερη πτώση βροχής στις υψηλές προσήνεμες πλευρές παρά στις κοιλάδες. Κατά τον χειμώνα, ο υετός εμφανίζεται με τη μορφή του χιονιού. Κάτω από τη γραμμή του χιονιού, η βλάστηση ποικίλλει με το υψόμετρο και τον προσανατολισμό.

Οι σπουδαιότερες περιοχές με ορεινό κλίμα ανά τη Γη είναι, στην Ευρώπη, οι Άλπεις, στην Ασία, το συγκρότημα των Ιμαλαΐων, στη Β. Αμερική τα Βραχώδη Όρη και στη Ν. Αμερική, οι Άνδεις.

Στο Σχ. 40 δίδεται η γεωγραφική διανομή των κλιματικών τύπων της Γης.

9. Κλίμα και βλάστηση

Υπάρχει στενή σχέση μεταξύ της μορφής του κλίματος και της διανομής της βλάστησης. Μερικές κλιματικές ταξινομήσεις βασίστηκαν στα όρια της φυτικής βλάστησης, επειδή το φυτό όντως θεωρείται ως ένα ευαίσθητο μετεωρολογικό όργανο που ανταποκρίνεται σε μία σειρά κλιματικών επιδράσεων. Η επίδραση της θερμότητας, της υγρασίας και του ηλιακού φωτός είναι εμφανής στη φυτική ανάπτυξη.

Το κλίμα δεν είναι η μόνη επίδραση, η οποία επηρεάζει τη διανομή της βλάστησης. Ο τύπος των πετρωμάτων, η εδαφική κάλυψη και τα χαρακτηριστικά του ανάγλυφου, παίζουν σημαντικό ρόλο, όπως και η επέμβαση του ανθρώπου.

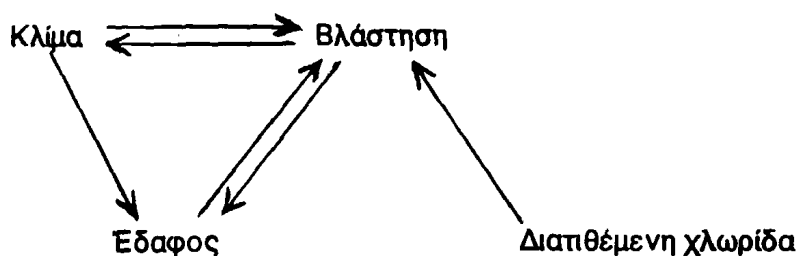
Για κάθε περιοχή, είναι δυνατό να επιτευχθεί ένας κάλλιστος (optimum) τύπος βλάστησης, ο οποίος εξαρτάται από μία ποικιλία παραγόντων, οι σπουδαιότεροι των οποίων είναι:



- (1) Οι **κλιματικοί παράγοντες**
- (2) Οι **εδαφικοί παράγοντες**, δηλαδή εκείνοι που διέπουν τις εδαφικές συνθήκες.
- (3) Οι **φυσικογεωγραφικοί παράγοντες**, όπως η κλίση, ο προσανατολισμός και το ανάγλυφο

Εκείνο που μας ενδιαφέρει εδώ είναι οι κλιματικοί παράγοντες.

Το κλίμα όχι μόνο επηρεάζει αλλά και επηρεάζεται από τη βλάστηση. Συνήθως, τα πυκνά δάση αυξάνουν το ποσό των υδατμών που περιέχονται στον αέρα, με την εξατμισοδιαπνοή. Η σκιά των δέντρων ελαττώνει τη θερμοκρασία του αέρα και επομένως, ελαττώνει και το ρυθμό εξάτμισης. Το έδαφος ως προς τα χαρακτηριστικά του, εξαρτάται κατά κάποιο τρόπο από το κλίμα και υπάρχει ένας σύνδεσμος μεταξύ εδάφους και τύπου φυτού. Υπάρχει συνεπώς, μία περίπλοκη σχέση, η οποία είναι δυνατό να εκφραστεί κάπως έτσι:



Η διεύθυνση των βελών δηλώνει τη διεύθυνση της επίδρασης. Η χλωρίδα δεν είναι η ίδια σε όλες τις περιοχές του ίδιου κλίματος. Τα βροχερά δάση της Αφρικής αποτελούνται από διαφορετικά είδη απ' ό,τι εκείνα της Ν. Αμερικής, αν και ο άνθρωπος μεταφύτευσε είδη από τη μία περιοχή στην άλλη με αρκετή επιτυχία.

Οι σπουδαιότεροι κλιματικοί παράγοντες που επηρεάζουν την ανάπτυξη είναι, προφανώς, η βροχή και η θερμοκρασία. Η υγρασία, ο άνεμος και η ηλιοφάνεια είναι, επίσης, σημαντικά και η σύνθετη επίδραση η γνωστή ως εξατμισοδιαπνοή είναι ένας σπουδαίος δείκτης κλιματικής επίδρασης.

(α) Η **βροχή** βοηθεί την ευρύτερη διαίρεση του τύπου βλάστησης (δάσος, λειμώνας, θαμνώδης έκταση ή έρημος). Τα φυτά διαιρούνται σε τρεις κύριες ομάδες, οι οποίες εξαρτώνται από την ανάγκη σε υγρασία: (1) **Υγρόφυτα**, (2) **Μεσόφυτα**, (3) **Ξηρόφυτα**.

(β) Η **μέση μηνιαία θερμοκρασία** των 6.1 °C παρουσιάζεται ως το κατώτερο όριο ανάπτυξης. Το ανώτερο όριο εξαρτάται από την εξατμισοδιαπνοή (η οποία είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας).

Όπως η βλάστηση εξαρτάται από την ανάγκη σε νερό και ταξινομείται πάνω σ' αυτή τη βάση, το ίδιο είναι δυνατό να γίνει με βάση τις ανάγκες σε θερμοκρασία. Έτσι, η ταξινόμηση του DE CANDOLLE έχει ως εξής:



Μεγάθερμα, με μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα μεγαλύτερη των 18 °C.

Μεσόθερμα, με μέση θερμοκρασία μικρότερη των 18 °C και μεγαλύτερη των -3 °C και το θερμό-τερο μήνα με μέση θερμοκρασία ανώτερη των 10 °C.

Μικρόθερμα, με θερμοκρασία του θερμότερου μήνα άνω των 10 °C και του ψυχρότερου μικρότερη των -3 °C και μακρόχρονο χειμώνα.

Ηκιστόθερμα, με θερμότερο μήνα κάτω των 10 °C. Ανυπαρξία θερμής περιόδου.

(c) Ο **άνεμος**, αυξάνει την εξάτμιση και τη διαπνοή και συνεπώς, έχει μία αποξηραντική δράση πάνω στη βλάστηση. Ένας ψυχρός αέρας επίσης, μπορεί να καταστρέψει τα φυτά και σε μερικά τμήματα της Γης, τα οποία είναι αρκετά υγρά, ώστε να δικαιολογείται δασική βλάστηση, παρατηρείται λόγω του ανέμου βλάστηση από χλόη.

(d) Η **ηλιοφάνεια**, είναι σημαντικός παράγοντας γιατί είναι θεμελιώδης για την παραγωγή της χλωροφύλλης.

(ε) Η **υγρασία**, αναμφίβολα επηρεάζει την εξάτμιση και τη διαπνοή και συμπληρώνει έτσι τον υδρολογικό κύκλο, ο οποίος είναι σημαντικός για την ανάπτυξη της βλάστησης.

Συνδυασμός των παραγόντων αυτών ή μερικών εξ αυτών ελέγχει τη φυτική βλάστηση. Έτσι, εσχάτως ο MILLER έδειξε ότι η εξίσωση $R = \frac{3T}{4} - 12$, όπου R = ετήσια

βροχόπτωση σε ίντσες, T = μέση μηνιαία θερμοκρασία σε °F, δίνει ένα λογικό όριο ανάπτυξης δάσους και η $R = \frac{T}{5}$, δίνει αριθμητικά αρκετά καλά το όριο για τις ερήμους (το R σε ίντσες και το T σε °F).

10. Ταξινόμηση κλιμάτων κατά BROOKS

Όπως είδαμε, οι περισσότερες ταξινομήσεις του κλίματος βασίζονται πάνω στη βλάστηση. Τούτο αποτέλεσε μία πολύ καλή αρχή, αλλά για σκοπούς που συνδέονται με τις ανθρώπινες δραστηριότητες οι ταξινομήσεις αυτές χρειάζονται κάποια τροποποίηση. Έτσι, ο BROOKS διαίρεσε τον κόσμο σε εννέα περιοχές και ταξινόμησε το κλίμα με βάση την ανθρώπινη δραστηριότητα και την οικονομική όψη του, ως εξής:

(1) **Πολικές περιοχές και Τούνδρες**. Αυτές οι περιοχές κατοικούνται - αν κατοικούνται - από διάσπαρτες φυλές από κυνηγούς και αλιείς. Το κύριο οικονομικό προϊόν τους είναι η γούνα. Ένα όριο που είναι κατάλληλο για οριοθέτηση προς την κατεύθυνση των πόλων είναι το όριο της γεωργικής δραστηριότητας.

(2) **Ορεινές περιοχές** (άνω των 3000 m). Εκτός των κέντρων των χειμερινών αθλημάτων και διακοπών και των περιοχών με μεταλλεύματα, οι περιοχές αυτές κατοικούνται σπάνια. Τα μεγάλα υψίπεδα των τροπικών αποτελούν μία εξαίρεση, λόγω της υγιεινής διαβίωσης που προσφέρουν.



(3) **Έρημοι** (ετήσια βροχόπτωση κάτω των 250 χιλστ.). Εκτός από τις εκτάσεις που αρδεύονται, όπως είναι η κοιλάδα του Νείλου και μερικές περιοχές με ορυκτά μεταλλεύματα, οι έρημοι είναι περιοχές αραά κατοικημένες.

Οι επόμενες τρεις κλιματικές περιοχές, αν και είναι πυκνοκατοικημένες, όμως υποφέρουν από ορισμένα κλιματικά μειονεκτήματα.

(4) **Ηλιακά κλίματα**. Σ' αυτά το κύριο χαρακτηριστικό της ζωής είναι η έντονη ηλιακή ακτινοβολία. Τουλάχιστον μία φορά κάθε δύο χρόνια η θερμοκρασία υπερβαίνει τους 60°C.

Οι περιοχές αυτές είναι πολύ ξηρές και κονιορτώδεις κατά το θέρος, αλλά γενικά έχουν αρκετό νερό για τη γεωργία είτε από τις χειμερινές βροχές, είτε από την αρδευτική οικονομία. Οι υψηλές ημερήσιες θερμοκρασίες μαλακώνουν τα υλικά και το κακό αυτό χειροτερεύει με τη νυχτερινή συμπύκνωση και ψύξη, λόγω του μεγάλου ημερήσιου θερμομετρικού εύρους. Οι περιοχές αυτές βρίσκονται υπό την επίδραση ισχυρών ανέμων, οι οποίοι μεταφέρουν κονιορτό. Κατά τη διάρκεια του θερμότερου μέρους της ημέρας η δραστηριότητα είναι αδύνατη και υπάρχει κίνδυνος ηλίαςσης. Παρά τα μειονεκτήματα αυτά, οι περιοχές αυτές είναι οικονομικά σημαντικές, λόγω της μεγάλης γεωργικής παραγωγής (υπό άρδευση). Η Αίγυπτος είναι ένα εξέχον παράδειγμα.

(5) **Φθοροποιά κλίματα**. Τέτοιο κλίμα έχουν οι περιοχές με υψηλή υγρασία που συνδυάζεται με σταθερά υψηλή θερμοκρασία. Τα μέταλλα διαβρώνονται γρήγορα και τα δερμάτινα αντικείμενα, τα ενδύματα, ο χάρτης κλπ., μouxλιάζουν. Οι Ιθαγενείς πληθυσμοί δε διακρίνονται για την ενεργητικότητα, ενώ οι λευκοί μετανάστες δεν μπορούν να διατηρήσουν την αποτελεσματικότητα και δραστηριότητά τους χωρίς να αναζωογονηθούν κατά διαστήματα σε πιο ευχάριστα κλίματα. Οι τροπικές επιδημίες είναι συνήθεις. Η βλάστηση είναι άφθονη, όπως τα ισημερινά δάση της Βραζιλίας και του Κογκό. Οι περιοχές αυτές έχουν μεγάλη σπουδαιότητα γιατί προμηθεύουν τον κόσμο με τροπικά γεωργικά προϊόντα.

(6) **Κλίματα τυφώνων και σιφώνων**. Τέτοιο κλίμα έχουν οι περιοχές όπως οι Δ. Ινδίες, οι ΝΑ. U.S.A., τμήματα των παρακτίων περιοχών των Ινδιών και της Κίνας και οι πλησίον του Ισημερινού νήσοι, όπως οι Φιλιππίνες, οι οποίες έχουν κλίματα που ευνοούν την εκδήλωση καταστροφικών ανέμων (ταχύτητα 120 μίλια την ώρα). Αν και τα διαστήματα μεταξύ των καταστροφών αυτών είναι μεγάλα, εντούτοις, υπάρχει πάντα ο κίνδυνος και πρέπει τα μόνιμα οικήματα να είναι ειδικά κατασκευασμένα, ώστε να είναι ανθεκτικά έναντι αυτών.

(7) **Μεσογειακά κλίματα**. Οι περιοχές αυτές είναι πάρα πολύ ευχάριστες. Το χειμερινό κλίμα είναι ιδανικό, αλλά τα θέρη είναι πολύ θερμά και ανακόπτουν τη δραστηριότητα. Τα κλίματα αυτά κυριαρχούν κυρίως στις ακτές της Μεσογείου, από την οποία πήραν και το



όνομά τους, αλλά απαντούν και στην Καλιφόρνια, καθώς και σε μερικά άλλα μέρη της Γης. Οι περιοχές αυτές παράγουν οίνο, έλαια και γεωργικά προϊόντα.

(8) **Εύκρατα υφαιστικά κλίματα.** Το κύριο χαρακτηριστικό τους είναι η μεταβλητότητα. Η διέλευση των κυκλωνικών υφέσεων συντηρεί μία συνεχή διαδοχή γρήγορων αλλαγών της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια όλων των εποχών με νέφη, βροχή και άνεμο, που εναλλάσσονται με διαλείμματα εξαιρετικού αίθριου καιρού. Η βροχόπτωση γενικά, είναι επαρκής όλες τις εποχές. Διαρκείς υψηλές ή χαμηλές θερμοκρασίες είναι σπάνιες. Το κλίμα αυτό είναι πολύ διεγερτικό και οι άνθρωποι των περιοχών αυτών είναι οι ενεργητικότεροι και προοδευτικότεροι του κόσμου. Οι κυριότερες περιοχές που έχουν τέτοια κλίματα είναι τμήματα των δυτικών και ανατολικών U.S.A. και του Καναδά, η ΒΔ Ευρώπη, η Ιαπωνία, τμήματα της Χιλής, η ΝΑ Αυστραλία και η Ν. Ζηλανδία. Η σπουδαιότητα των περιοχών αυτών στην οικονομία του κόσμου είναι σε όλους γνωστή.

(9) **Κλίματα χειμερινού παγετού και χιονιού.** Τα κλίματα αυτά περιλαμβάνουν τα εσωτερικά της Β. Αμερικής και της Ευρασίας. Τα κυριότερα χαρακτηριστικά είναι ο μακροχρόνιος ψυχρός χειμώνας, κατά τον οποίον το έδαφος είναι για μερικούς μήνες σκεπασμένο με χιόνια. Στις ορεινές περιοχές το χιόνι είναι δυνατό να εμποδίζει τη διακίνηση και τις μεταφορές, αλλά στις πεδιάδες η μεγάλη χιονόπτωση δεν είναι και τόσο συχνή. Εντούτοις, είναι αναγκαία τα μέτρα προστασίας των οικιών και των χώρων εργασίας από το ψύχος και οπωσδήποτε απαιτείται κάποια μορφή κεντρικής θέρμανσης. Τα θέρη είναι αρκετά θερμά με ένα μέτριο ποσό βροχών.

11. Το κλίμα της Ελλάδας

Η Ελλάδα γενικώς ανήκει στον Μεσογειακό τύπο κλίματος αλλά αποτελεί κλιματικό μωσαϊκό λόγω του πολυσχιδούς και πολύπλοκου οριζόντιου και κατακόρυφου διαμελισμού της χώρας, των πολυάριθμων νήσων, των πολλών θαλάσσιων κόλπων και κυρίως των ατμοσφαιρικών διαταράξεων της γενικής κυκλοφορίας στην περιοχή αυτή.

Τέσσερες ζώνες, με έντονα αισθητά κλιματικά χαρακτηριστικά, διακρίνονται:

- α) Η **Ορεινή**: Περιλαμβάνει τον από ΒΒΔ προς ΝΝΑ ορεινό όγκο, ο οποίος διαιρεί τη χώρα σε δυτικό και ανατολικό με διαφορετικά και διακεκριμένα κλιματικά χαρακτηριστικά.
- β) Η **Ηπειρωτική**: Αυτή περιλαμβάνει την Ήπειρο, τη Μακεδονία, τη Θράκη και μεγάλο μέρος της Θεσσαλίας, με κλίμα το οποίο βαθμιαία αφίσταται του μεσογειακού και προσεγγίζει προς τον ηπειρωτικό (μέση Ευρώπη) τύπο.
- γ) Η **Θαλάσσια Μεσογειακή**: Σ' αυτή ανήκει η Δυτική Ελλάδα και τα νησιά του Ιονίου Πελάγους με γλυκύτατο εύκρατο κλίμα προς το θαλάσσιο κλίμα.



δ) Η **Χερσαία Μεσογειακή**: Σ' αυτή ανήκει η Νοτιοανατολική Ελλάδα και μέρος της Θεσσαλίας, τα νησιά του Αιγαίου Πελάγους και η Κρήτη. Βρίσκεται κάτω από την επίδραση των Ετήσιων ανέμων κατά το θέρος και παρουσιάζει μεγάλη ξηρασία καθόσον οι ΒΑ αέριες μάζες κινούμενες προς νότον αφίστανται του κόρου. Γενικά, παρουσιάζουν θαλάσσιο μεσογειακό κλίμα με χαμηλότερες θερμοκρασίες ή η αντίστοιχη Δυτική περιοχή κατά τον χειμώνα.

Από δυναμικής πλευράς η Ελλάδα βρίσκεται στη ζώνη των Δυτικών ανέμων και τα συστήματα καιρού κινούνται κατά κανόνα εκ δυσμών προς ανατολάς. Η προαναφερθείσα οροσειρά της Ελληνικής Χερσονήσου, καθέτως περίπου διατεθειμένη προς την κίνηση των κυκλωνικών κυμάτων, διαιρεί τη χώρα στα πολύομβρα δυτικά διαμερίσματα και στα κείμενα ανατολικά εντός της ζώνης της ορεινής ομβροσκιάς. Τοπικοί άνεμοι παίζουν σημαίνοντα διαμορφωτικό κλιματικό ρόλο. Κυριώτεροι είναι οι Ετήσιοι, ο ΝΔ θερμός και υγρός Σιρόκος, η θαλάσσια και απόγεια αύρα, καθώς και οι αύρες των κοιλάδων και των ορέων λόγω των ορεινών όγκων. Οι επεκτάσεις του Σιβηρικού αντικυκλώνα και του θερμικού ελάχιστου επηρεάζουν κυρίως τα ανατολικά τμήματα της χώρας.

Από θερμομετρικής πλευράς η Ελλάδα βρίσκεται μεταξύ των ετήσιων ισοθέρμων 19.5°C και 14.5°C . Κατά την ψυχρή εποχή οι θερμοκρασίες ελαττώνονται με την αύξηση του γεωγρ. πλάτους φ, ενώ κατά τη θερμή οι θερμοκρασίες ελαττώνονται εκ του εσωτερικού της χώρας προς τα παράλια. Οι ελάχιστες θερμοκρασίες των βορείων διαμερισμάτων κατέρχονται μερικές φορές μέχρι -20°C και σπάνια κατέρχονται του 0°C στα νοτιότατα τμήματα της χώρας. Οι μέγιστες σημειώνονται στο εσωτερικό της χώρας, όπου ο θερινός καύσωνας καθίσταται ακόρητος και υπερβαίνουν τους 40°C .

Η μέση ετήσια σχετική υγρασία κυμαίνεται στη χώρα μεταξύ 60 και 70%.

Η βροχόπτωση ελαττώνεται εκ δυσμών προς ανατολάς. Κατά το χειμώνα ελαττώνεται από βορρά προς νότο κατά μέσον όρο, μόνο στα ανατολικά διαμερίσματα, ενώ στα δυτικά και παντού κατά το θέρος αυξάνει. Λαμβανομένου υπόψιν του ορογραφικού αιτίου η βροχή αυξάνει εκ των δυτικών παραλίων προς την κεντρική κορυφογραμμή και έπειτα ελαττώνεται προς τα ανατολικά παράκτια τμήματα. Επικρατεί το υποτροπικό ή μεσογειακό βροχομετρικό σύστημα με βροχερότερους μήνες το Δεκέμβριο και τον Ιανουάριο και ξηρότερους τον Ιούλιο και τον Αύγουστο. Η βροχερή περίοδος αρχίζει από το Νοέμβριο στα βόρεια διαμερίσματα και από το Δεκέμβριο στα νότια. Κατά το Δεκέμβριο και ιδίως τον Ιανουάριο αρχίζει και συχνή πτώση χιονιού στα ορεινά και το εσωτερικό της χώρας. Οι λίγες τοπικές βροχές κατά τους ξηρότερους μήνες είναι κυρίως βροχές θερμικών καταιγίδων. Ως προς την ημερήσια πορεία της βροχής επικρατεί σαφώς ο ηπειρωτικός τύπος με μέγιστο κατά τις απογευματινές ώρες και μόνο κατά τους ψυχρούς μήνες εμφανίζεται τάση



νυκτερινού μέγιστου αποκλίνουν το σύστημα προς μία των ποικιλιών θαλασσίου τύπου. Γενικώς τα ύψη βροχής είναι μεγάλα εγγίζοντα τα 2.000 mm σε μερικούς σταθμούς της ομβροπλευράς και μικρά κατερχόμενα κάποτε των 400 mm, στην ομβροσκά.

Το χαλάζι είναι συχνότερο στη δυτική πλευρά της χερσονήσου παρά στην ανατολική και ελαττώνεται αυξανόμενου του γεωγρ. πλάτους.

Από ανεμολογικής άποψης η χώρα είναι σχετικά ανεμώδης λόγω της φύσης των δυναμικών παραγόντων., του πολυσχιδούς διαμελισμού της και της θάλασσας. Κατά τους μήνες Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο, λόγω της υφεσιακής δράσης, συχνότεροι άνεμοι είναι οι του νοτίου τομέα και ακολουθούν οι βόρειοι. Κατά τους μήνες Ιανουάριο και Φεβρουάριο υπερέχουν σε συχνότητα οι βόρειοι και ακολουθούν οι νότιοι λόγω αύξησης της αντικυκλωνικής δράσης. Κατά τους μήνες Μάρτιο και Απρίλιο είναι ίσης συχνότητας βόρειοι και νότιοι. Από τον Μάιο μέχρι τον Οκτώβριο επικρατούν οι ΒΑ οι λεγόμενοι Ετήσιοι.

Η νέφωση στη χώρα είναι γενικά μικρή με μέγιστο κατά το Δεκέμβριο^ο και ελάχιστο κατά τον Αύγουστο. Η διανομή της παρουσιάζει μέγιστο στην Ήπειρο και ελάχιστο στο νότιο Ιόνιο.

Ο ουρανός της Ελλάδας από άποψη ηλιοφάνειας είναι παροιμώδης στην Ευρώπη. Σε καμιά περιοχή η ετήσια ηλιοφάνεια δεν κατέρχεται κάτω των 2.300 ωρών και υπερβαίνει τις 3.000 ώρες σε αρκετές περιοχές με μεγάλη συμβολή στην υγιεινότητα του κλίματος.

Ως προς την εξέλιξη του κλίματος της Ελληνικής χερσονήσου, εμπεριστατωμένες μελέτες έδειξαν ότι το κλίμα παρέμεινε αμετάβλητο τουλάχιστον κατά τα τελευταία 2.500 χρόνια. Πιθανόν δε απερίσκεπτα ή και κακόβουλα μερικοί επιστήμονες διατάθσαν ότι το κλίμα έγινε θερμότερο. Από τα κείμενα αρχαίων συγγραφέων συνάγεται ότι ο φοίνικας δεν ορίμαζε τους καρπούς του κατά την εποχή του Περικλέους όπως συμβαίνει και σήμερα στην Αθήνα, ενώ στην Κύπρο, όπου η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι κατά 1 °C μεγαλύτερη της θερμοκρασίας της Αθήνας οι καρποί τοι Φοίνικα οριμάζουν και σήμερα και κατά την αρχαιότητα. Η θερμοκρασία δεν αυξήθηκε συνεπώς, ούτε κατά 1 °C. Οι συγκομιδές και η σπορά των δημητριακών κατά τον Ησίοδο γινόταν στην Βοιωτία ακριβώς κατά τις ίδιες όπως και σήμερα ημερομηνίες.

12. Μεταβλητότητα του κλίματος

12.1. Γενικά

Στα προηγούμενα, εξετάστηκαν μερικές από τις πολλές σχέσεις μεταξύ του κλίματος και των δραστηριοτήτων του ανθρώπου πάνω στη Γη. Στο μεγαλύτερο μέρος, ασχοληθήκαμε με τη σύγχρονη μορφή του κλίματος και τις επιδράσεις τους πάνω στις μορφές της ζωής. Ο καιρός μεταβάλλεται και κάπως έτσι συμβαίνει και με το κλίμα.



Πράγματι, το μόνο σταθερό πράγμα για τον καιρό και το κλίμα είναι η μεταβολή. Κανείς δεν αρνείται ημερήσιους και εποχικούς, καιρικούς και κλιματικούς κύκλους και οι κυκλωνικές (υφειακές) καταιγίδες σχηματίζονται και εξασθενούν με μία δεδομένη κανονικότητα. Οι ενδείξεις μιας ταχείας ανθρωπογενούς μεταβολής του κλίματος είναι τόσο πολλές και τρομερές, ώστε να εξάπτουν και να προκαλούν τη φαντασία. Η γεωργία, η βιομηχανία, οι επιχειρήσεις και οι λοιπές ανθρώπινες δραστηριότητες, θα χρειαστεί να επωμιστούν δραματικές προσαρμογές, αν το κλίμα της Γης μεταβληθεί σε μεγάλο βαθμό κατά τη διάρκεια μιας γενεάς. Βαθμιαία ανοδική τάση της μέσης θερμοκρασίας μόνον λίγων βαθμών, είναι δυνατό να αλλάξει τη μορφή και τον τρόπο διανομής της βλάστησης της Γης και να γίνουν μετακινήσεις ζωικών υπάρξεων. Είναι δυνατόν μερικά είδη φυτών και ζώων να εξαφανιστούν. Συνεχής θέρμανση των πολικών περιοχών, θα προκαλέσει τήξη των πολικών παγετώνων που υπάρχουν και θα ανυψώσουν τη στάθμη των ωκεανών. Μερικοί άνθρωποι βρίσκονται σε εγρήγορση και εξετάζουν τον τρόπο αντιμετώπισης και εκμετάλλευσης του τελευταίου αυτού ενδεχόμενου. Υπολογίζεται ότι το νερό των παγετώνων είναι δυνατό να ανυψώσει τη στάθμη της θάλασσας κατά 60-70 μ. Μελέτες που έχουν γίνει, αποδεικνύουν ότι οι θερμοκρασίες που αυξήθηκαν κατά την τάξη μεγέθους του περασμένου αιώνα, θα πρέπει να επικρατήσουν για 10.000 έτη για να διαμορφωθούν συνθήκες ώστε να λυώσουν όλοι οι πολικοί παγετώνες.

Προκειμένου να μελετηθούν οι κλιματικές μεταβολές του παρελθόντος, οι χρονικές περίοδοι και οι σχετικές μαρτυρίες είναι δυνατό να διαρευθούν σε τρεις γενικές κατηγορίες:

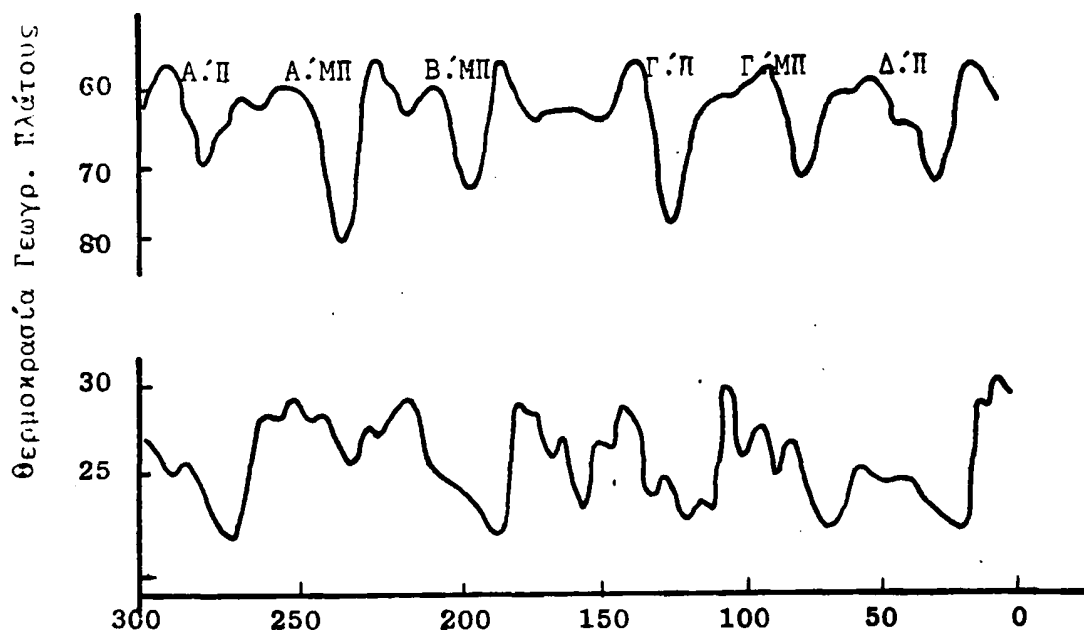
- 1) **Περίοδοι της τάξης εκατομμυρίων.** Με αυτές ασχολείται η Παλαιοκλιματολογία, η οποία μελετά τα Παλαιοκλίματα.
- 2) **Περίοδοι των τελευταίων μερικών χιλιάδων ετών,** των οποίων η σπουδαιότητα μπορεί να ερμηνευτεί ως προς τις μορφές ζωής των τελευταίων γεωλογικών εποχών. Ανήκουν στην περιοχή της Γεωχρονολογίας.
- 3) **Ιστορικοί χρόνοι,** το τελευταίο τμήμα των οποίων συνεργάζεται με την περίοδο των κλιματικών μετρήσεων.

12.2. Κλιματικές αλλαγές

Στα διάφορα μέρη της Γης, τις μεγάλες κλιματικές αλλαγές που έχουν επισυμβεί τις αποδεικνύουν τα απωλεσθέντα απομεινάρια των τροπικών και ημιτροπικών φυτών, τα σημάδια του ύψους του νερού των λιμνών εκατοντάδες μέτρα πάνω από την παρούσα στάθμη, οι συσσωρευμένοι παγετώνες των παγωμένων εποχών και οι μεταβαλλόμενες μορφές των δακτυλίων των κορμών των δέντρων. Η επιστήμη των παρελθόντων κλιμάτων είναι γνωστή ως Παλαιοκλιματολογία.



Περισσότερες σύγχρονες πληροφορίες για τα αρχαία κλίματα προέκυψαν από τη μελέτη των γεωλογικών ευρημάτων. Για παράδειγμα, η παρουσία βλάστησης προϋποθέτει απουσία μονίμων πάγων. Η αφθονία ερπετών σχετίζεται με ήπιους χειμώνες κ.ο.κ. Ένα δεύτερο είδος μαρτυρίας έρχεται από την ανόργανη καθίζηση, η οποία δείχνει αν η διάβρωση οφείλεται στον άνεμο, το νερό ή τον πάγο. Η μαρτυρία καταδεικνύει ότι σε μακρυσμένους χρόνους η τροπική και υποτροπική βλάστηση κάλυπτε τις εύκρατες ζώνες της Β. Αμερικής και της Ευρώπης. Η Γροιλανδία και η Ανταρκτική δεν καλύπτονταν όλο το έτος από παγετώνες. Οι κοραλλιογενείς ύφαλοι έφθαναν προς βορρά μέχρι του Spritzbergen της Νορβηγίας. Κατά το τελευταίο εκατομμύριο ετών ή λιγότερο, υπήρξαν τέσσερες διακεκριμένες περίοδοι παγετώνων. Στο Σχ. 41 δίνεται μία παράσταση των μέσων θερμοκρασιών κατά τη διάρκεια των τεσσάρων περιόδων, όπως τη φαντάστηκε ένας ερευνητής. Οι εποχές - κάθε μία ίσως έχει διάρκεια ενός εκατομμυρίου ετών - στις οποίες συνέβησαν παγετώνες, επεκτάθηκαν προφανώς από πολύ μακρότερες τροπικές περιόδους, οι οποίες αφού υπολογίστηκαν ποικιλοτρόπως, βρέθηκαν ότι είχαν διάρκεια της τάξης των 250 εκατομμυρίων ετών.



Σχ. 41: Χιλιάδες έτη πριν

Παρότι έχουν συγκεντρωθεί πάρα πολλές γνώσεις, που αφορούν στις μεγάλης κλίμακας μεταβολές για εκατοντάδες χιλιάδες έτη, σχεδόν τίποτε δεν είναι γνωστό για τα αίτιά τους. Οι θεωρίες αυξάνουν, αλλά καμία δεν είναι πλήρως αποδεκτή. Οι θεωρίες περιλαμβάνουν και αναπτύσσουν τις ακόλουθες ιδέες:

1) Η **μετάθεση των πόλων**, υποθέτει ότι ο Β. Πόλος έλαβε διάφορες θέσεις ως προς το φλοιό της Γης. Η κυριότερη αντίθετη γνώμη προς τη θεωρία αυτή είναι ότι τέτοια



μετατόπιση θα δημιουργούσε παγετώνες σε διάφορες περιοχές σε διαφορετικούς χρόνους, ενώ στην τελευταία τουλάχιστον περίοδο ο παγετώνας εμφανίζεται ότι δημιουργήθηκε ταυτόχρονα πάνω σ' όλη τη Γη.

2) Η δημιουργία των ορέων, είναι δυνατό να είναι ένας σημαντικός παράγοντας στη μακρά σειρά της κλιματικής αλλαγής. Σύμφωνα με τη γνώμη μερικών γεωλόγων, υπάρχει μία έξοχη συσχέτιση μεταξύ των περιόδων της δημιουργίας των ορέων και των παγετώνων. Πρώτον, όρη που εκτείνονται από ανατολών προς δυσμάς, προκαλούν μία ελάττωση στην ελεύθερη κυκλοφορία του αέρα από τον Ισημερινό προς τους Πόλους, κάνοντας θερμότερο τον Ισημερινό και ψυχρότερους τους Πόλους. Η ψύξη της Αρκτικής περιοχής οδηγεί στην αύξηση των παγετώνων, στη μεγαλύτερη ανάκλαση του φωτός από τον πάγο και τελικά, στο ψυχρότερο κλίμα πάνω σ' όλη τη Γη. Δεύτερον, λόγω του ύψους τους οι κορυφογραμμές είναι ψυχρότερες από τις περιοχές που βρίσκονται πλησίον της στάθμης της θάλασσας και συνεπώς, δημιουργούν ένα μέρος για την απαρχή παγετώνων.

3) Η ηφαιστιογένεια, έγινε υπεύθυνη για την κλιματική μεταβολή, με την αποβολή εντός της ατμόσφαιρας μεγάλων ποσοτήτων λεπτής σκόνης. Αν η σκόνη αυτή αιωρείτο για μεγάλο χρονικό διάστημα εντός της ατμόσφαιρας σε μεγάλα ύψη, η θερμοκρασία της Γης θα μπορούσε να ελαττωθεί ουσιαδώς. Η μαρτυρία που υποστηρίζει τη θεωρία αυτή, προέρχεται από το γεγονός ότι κατά τα τελευταία έτη, είχαμε την ευκαιρία να παρατηρήσουμε και να μετρήσουμε την ελάττωση του ηλιακού φωτός και της από αυτό θερμότητας που φθάνει στη Γη, μετά από σημαντικές ηφαιστιακές δράσεις.

4) Το διοξείδιο του άνθρακα, απορροφά ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη και ένα μέρος της ενέργειας αυτής επανεκπέμπεται προς αυτήν. Μία λοιπόν αύξηση του διοξειδίου του άνθρακα θα παρουσίαζε την τάση να ανυψώσει τις θερμοκρασίες της Γης, ενώ μία ελάττωσή του να τις χαμηλώσει. Η περιοχή του φάσματος της ακτινοβολίας, για την οποία το διοξείδιο του άνθρακα είναι καλός απορροφητής, είναι τόσο βραχεία, ώστε μία αύξηση ή ελάττωση αυτού να μη φαίνεται ικανή να πραγματοποιήσει αξιόλογες διαφορές στη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας. Παρόλα αυτά, η θεωρία οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η αλλοίωση των πετρωμάτων μετά από μία περίοδο δημιουργίας ορέων είναι δυνατό να ελαττώσει το περιεχόμενο διοξείδιο του άνθρακα της ατμόσφαιρας κατά 50% και να προκύψει μία πτώση της γενικής πλανητικής θερμοκρασίας της τάξης των 4 °C, θερμοκρασία που είναι επαρκής να αρχίσει ο παγετώνας.

5) Οι μεταβαλλόμενες πορείες των ωκεάνειων ρευμάτων. Προφανώς, προκαλούνται από την αλλαγή των μορφών και των θέσεων των ηπείρων δια μέσου των αιώνων και άλλαξαν το κλίμα των γειτονικών ξηρών.



6) Τα **ενδοαστρικά νέφη**. Αυτά έχουν ένα μέσο πλάτος που υπολογίστηκε και είναι της τάξης των 10^{14} km. Αποτελούνται από αραιά αέρια και από εξαιρετικώς λεπτά μόρια κονιορτού. Υφίστανται στον ενδοαστρικό χώρο, έχουν μία πυκνότητα της τάξεως των 10^{-12} gr/cm³, η οποία εντούτοις είναι εκατοντάδες φορές μεγαλύτερη από το ενδοαστρικό υλικό. Η διέλευση του ηλιακού μας συστήματος μέσω ενός τέτοιου νέφους, η οποία απαιτεί 10^9 ως 10^{10} sec για να συμπληρωθεί, θα μπορούσε να απορροφήσει ένα μέρος της ακτινοβολίας που λαμβάνεται από τη Γη. Αν τα νέφη ήσαν ιδιαίτερος ικανά να απορροφήσουν ορισμένη από την εντονότερη ακτινοβολία του Ηλίου, η αφαίμαξη θα ήταν σημαντική. Για τη θεωρία όμως αυτή δεν πρέπει να μας διαφεύγει ότι ελάχιστα είναι γνωστά για την ενδοαστρική ύλη.

7) Οι **ηλιακές διαταραχές**. Εμφανίζονται ως μία αύξηση του αριθμού ή του μεγέθους των ηλιακών κηλίδων, θα μπορούσαν να ελαττώσουν την ηλιακή ακτινοβολία που εκπέμπεται σε τέτοια έκταση, ώστε η Γη να είχε περιόδους σημαντικής ψύξης.

8) Οι **τροχιακές μεταβολές της Γης**. Παράγουν τρία είδη επιδράσεων, οι οποίες θα μπορούσαν να απολήξουν σε κλιματικές μεταβολές: (α) Η γωνία μεταξύ της τροχιάς της Γης και του Ισημερινού επιπέδου, η οποία είναι υπεύθυνη για τις εποχές, αλλάζει κατά 2.5° περίπου κάθε 45.000 έτη. Όσο περισσότερο λοξή είναι η γωνία, τόσο περισσότερο εκπεφρασμένες είναι οι εποχές, αφού η αντίθεση μεταξύ Ισημερινού και Πόλων κατά το χειμώνα είναι αυξημένη. (b) Η εκκεντρότητα της τροχιάς της Γης, έχει μία περίοδο 90.000 ετών, περίπου και μπορεί να πάρει την τιμή 0.05, η οποία είναι αρκετά μεγάλη, αν συγκριθεί με την παρούσα τιμή της των 0.016. Η μεταβολή αυτή αποτελεί μία πολύ σημαντική διαφορά - πιθανώς του μεγέθους των 20% - μεταξύ της ηλιακής ακτινοβολίας που λαμβάνεται από τη Γη, όταν αυτή είναι πλησιέστερα προς τον Ήλιο και εκείνης η οποία λαμβάνεται, όταν βρίσκεται μακριά. (c) Επί του παρόντος η Γη είναι πλησιέστερα προς τον Ήλιο κατά τον Ιανουάριο. Μετά 10.000 έτη, αυτό θα συμβαίνει κατά τον Ιούλιο και μετά 21.000 έτη, πάλι τον Ιανουάριο. Η μεταβολή αυτή έχει αντίθετες επιδράσεις πάνω στα δύο Ημισφαίρια. Δηλαδή, το Βόρειο Ημισφαίριο τώρα έχει σχετικώς ήπιες εποχές αν τις συγκρίνουμε με εκείνες που επικρατούσαν προ 10.000 ετών, ενώ στο Νότιο Ημισφαίριο ισχύει το αντίστροφο. Καμία από τις τροχιακές αυτές μεταβολές, δεν επηρεάζει το ολικό ποσό της ακτινοβολίας που λαμβάνεται από τη Γη, ετησίως. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, οι παγετώνες ελάχιστα επηρεάστηκαν από θερμούς χειμώνες. Ψυχρά θέρη, έχουμε όταν τα χιόνια του προηγούμενου χειμώνα δεν λιώνουν πλήρως. Επιτρέπουν κατά τα ψυχρά θέρη την αύξηση των παγετώνων και την αλλαγή προς ένα κλίμα ψυχρότερο.

Καμία από τις θεωρίες αυτές ή και πολλές άλλες, οι οποίες προτάθηκαν δεν υποστηρίχτηκαν από επαρκώς παρατηρηθέντα φαινόμενα, ώστε να δικαιολογήσουν τις μεταβολές του κλίματος στο μέγεθος που συνέβησαν.



12.3. Κλιματικοί κύκλοι

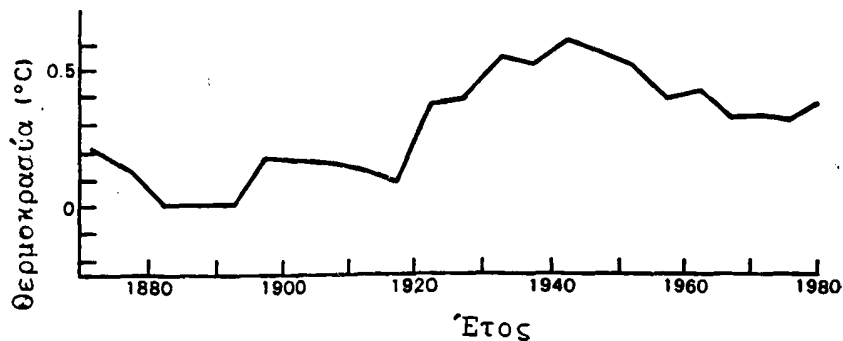
Αν και είναι φανερό ότι σε ιστορικούς χρόνους υπήρξαν κλιματικές ταλαντώσεις, υπάρχει μικρότερη βεβαιότητα για την περιοδικότητα των κλιματικών κύκλων. Ακόμη και οι καλώς αναγνωριζόμενοι ημερήσιοι και εποχικοί κύκλοι ποικίλλουν σε χρονικό μήκος κατά πολύ επί τοις εκατό. Για παράδειγμα, τα ημερήσια μέγιστα της θερμοκρασίας, σπάνια διαδέχονται τα μεν τα δε σε διαστήματα 24 ωρών, ακριβώς. Σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, ο ημερήσιος κύκλος λαμβάνει ένα χαρακτήρα πολύ διαφορετικό το θέρος παρά κατά το χειμώνα. Συχνά, ο ετήσιος κύκλος έχει εποχές οι οποίες εμφανίζονται νωρίς ή αργά. Ο Ιανουάριος και ο Ιούλιος είναι, χωρίς αντίρρηση, οι ακραίοι μήνες στα μέσα και ανώτερα πλάτη. Η αντιστροφή της διεύθυνσης του μουσσώνα στη νότια και ανατολική Ασία θεωρείται γενικώς, ως ένα φαινόμενο ετήσιο, αλλά συμβαίνει σε ευρέως μεταβαλλόμενες ημερομηνίες. Πολυάριθμοι υποτιθέμενοι κύκλοι με περιόδους μεγαλύτερες του έτους δεν καλύφθηκαν ακόμη με στατιστικό τρόπο. Καμία απ' αυτές δεν έχει εξαρτημένη κανονικότητα και οι περισσότερες διακρίνονται δύσκολα από τις τυχαίες μεταβολές μακρών περιόδων.

Οι κυριότερες θεωρίες οι οποίες προσπαθούν να εξηγήσουν τις κλιματικές αλλαγές των τελευταίων δεκαετιών, αποδίδουν τις μεταβολές στην επίδραση των ηλιακών διαταραχών επί των ατμοσφαιρικών συνθηκών. Μελέτη των μεταβολών του αριθμού των ηλιακών κηλίδων (ηλιακές καταιγίδες) για μερικές δεκαετίες, καταδεικνύει ένα κύκλο ηλιακών κηλίδων περίπου 11.3 ετών, αλλά ο κύκλος αυτός άλλοτε ήταν 7 και άλλοτε 16 έτη. Μία αύξηση του αριθμού των κηλίδων συνοδευόταν γενικά από ψυχρότερο και υγρότερο καιρό και από μεγαλύτερη δραστηριότητα καταιγίδων. Μία ελάττωση συνοδεύεται από θερμότερες και ξηρότερες συνθήκες. Επομένως, φαίνεται ότι μεγαλύτερη ηλιακή δραστηριότητα παράγει χαμηλότερες γήινες θερμοκρασίες. Η ερμηνεία αυτού του παράδοξου μπορεί να τοποθετείται στις επιδράσεις της μεταβαλλόμενης εισηλίας πάνω στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας.

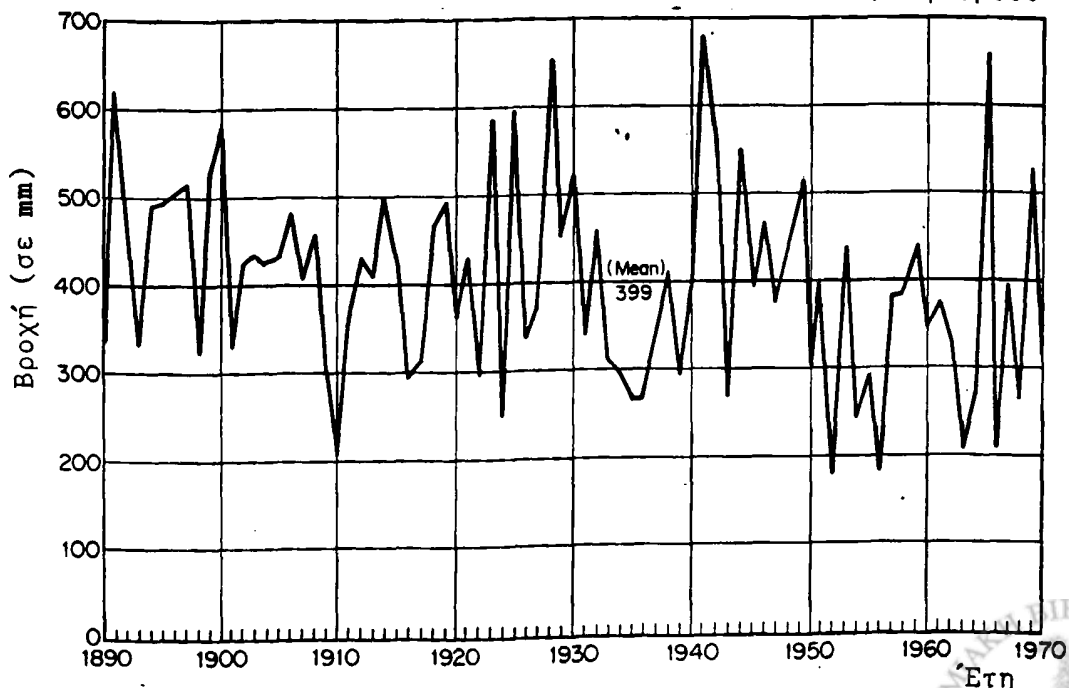
Καμία θεωρία πλήρως αποδεκτή δεν εξελίχτηκε για να εξηγήσει πως οι ηλιακές μεταβολές μετασχηματίζονται σε κλιματικούς κύκλους, αν πράγματι υπάρχουν. Μία από τις ερμηνείες σχετίζει τις ηλιακές διαταραχές προς τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και δόθηκε από τον WILLET. Πιστεύεται ότι βραχείες χρονικά εκρήξεις υπεριώδους και κοσμικής ενέργειας που εκπέμπονται από τον Ήλιο, απορροφώνται από την ανώτερη ατμόσφαιρα και οι μεταβολές της θερμοκρασίας που προκύπτουν στις υψηλές στάθμες, εκφράζονται ως διαφορές πίεσης και εναλλαγής του κλιματικού "Κανονικού Προτύπου" της γενικής κυκλοφορίας της τροπόσφαιρας. Σύμφωνα προς τον WILLET, οι έντονες εκρήξεις της υπεριώδους ακτινοβολίας, έχουν τη μεγαλύτερη δράση τους στα χαμηλά πλάτη. Έτσι, αφήνουν τις πολικές περιοχές σχετικώς ψυχρές και παράγουν ένα γωνιακό πρότυπο γενικής



κυκλοφορίας που μοιάζει προς τους υποθετικούς πλανητικούς ανέμους και τις ζώνες πίεσης. Η κοσμική ακτινοβολία αποτελείται κυρίως, από εκφορτισμένα πρωτόνια και ηλεκτρόνια και η μέγιστη εκπομπή της συμπίπτει με τις ηλιακές διαταραχές. Οι κοσμικές εκρήξεις εκπέμπονται από το μαγνητικό πεδίο της Γης προς τους μαγνητικούς πόλους και συνεπώς, θα θερμαίνουν τον ανώτερο αέρα των πολικών περιοχών περισσότερο απ' ό τι εκείνον των τροπικών περιοχών, ειδικά κατά το χειμώνα. Ως επακόλουθο αυτού, η γωνιακή κυκλοφορία διακόπτεται σποραδικά και υπάρχει μεγαλύτερη μεσημβρινή μεταφορά αέρα με ταυτόχρονη αύξηση δραστηριότητας των καταιγίδων και των άκρων θερμοκρασιών. Η θεωρία αυτή δεν απαιτεί αξιόλογη μεταβολή των μέσων ατμοσφαιρικών θερμοκρασιών, αλλά μάλλον τροποποίηση της γενικής κυκλοφορίας, ενώ η γωνιακή κυκλοφορία διανθίζεται από μη γωνιακές κινήσεις του αέρα και ακραίων καιρικών συνθηκών. Στο Σχ. 42 δίνονται οι μέσες ετήσιες μεταβολές της βροχής και της θερμοκρασίας σε 2 Σταθμούς του Βορείου Ημισφαιρίου, με ενδείξεις περιοδικότητας.



Σχ. 42α Οι μέσες θερμοκρασίες του Β. Ημισφαιρίου



Σχ. 42β Μεταβολές της ετήσιας βροχής σ' ένα Σταθμό των μέσων πλατών, του Β. Ημισφαιρίου

13. Μέθοδοι Κλιματικής ανάλυσης. Στατιστική Κλιματολογία.

13.1. Γενικά

Στο τμήμα αυτό της Κλιματολογίας, θα περιγραφούν μερικές από τις γνωστότερες μεθόδους της στατιστικής, οι οποίες χρησιμοποιούνται για να δώσουν απάντηση στα πρακτικά προβλήματα για το κλίμα. Επομένως, τα περιεχόμενα αυτού του τμήματος υπηρετούν δύο σκοπούς: α) Να δώσουν στο σπουδαστή μία ευρύτερη εκτίμηση για την εργασία της επιστημονικής κλιματολογικής ανάλυσης και β) να τον προπαρασκευάσουν για μία καλύτερη κατανόηση ή ερμηνεία των ειδικών μεθόδων, οι οποίες βοηθούν στη φυσική γνώση της συμπεριφοράς των κλιματικών στοιχείων και έτσι, να τεθεί η βάση της κατανόησης των αιτιών, οι οποίες προκαλούν την τέτοιου είδους συμπεριφορά τους. Οι σκοποί της κλιματικής ανάλυσης επιτυγχάνονται με την Περιγραφική και Συμπερασματική Στατιστική.

Η Περιγραφική Στατιστική - μέσοι, διάμεσοι, διαστήματα, τυπικές αποκλίσεις κλπ. περιορίζεται στο να απαντά σχετικά για τις μορφές του κλίματος, όπως αυτές υπάρχουν. Η Συμπερασματική Στατιστική έχει σκοπό να απαντά στο ερώτημα, γιατί έχουμε τα πρότυπα αυτά του κλίματος.

Η κλιματική ανάλυση, περιγράφεται με λέξεις, αριθμούς, πίνακες, διαγράμματα και ακόμη με μοντέλα. Γενικά, τα είδη των αναλύσεων είναι μαθηματικά, γραφικά και φυσικά.

Οι μαθηματικές αναλύσεις, συνίστανται στην παρουσίαση των τιμών των κλιματικών στοιχείων σε πίνακες, εξισώσεις ή σε άλλες μορφές οι οποίες χρησιμοποιούν μαθηματικά σύμβολα.

Οι γραφικές αναλύσεις, συνίστανται στην παρουσίαση των τιμών των κλιματικών στοιχείων σε χάρτες ή διαγράμματα.

Οι φυσικές αναλύσεις, δεν χρησιμοποιούνται τόσο συχνά, αλλά είναι μεγάλης αξίας.

Τα κλιματικά στοιχεία, εκφράζονται με τις κλιματικές μεταβλητές. Οι μεταβλητές έχουν ορισμένα χαρακτηριστικά τα οποία πρέπει να τα θυμόμαστε πριν αρχίσει κάθε κλιματική ανάλυση. Αν μία μεταβλητή δύναται να λαμβάνει κάθε τιμή εντός της κλίμακας των ορίων της, καλείται συνεχής. Αν όμως αυτή λαμβάνει μόνο ορισμένες τιμές, λέγεται ασυνεχής (απαριθμητή). Αν οι δυνατές τιμές μιας μεταβλητής είναι περιορισμένες, αυτή είναι φραγμένη. Στην αντίθετη περίπτωση, λέγουμε ότι είναι μη φραγμένη (απεριόριστη). Οι μεταβλητές δύνανται να είναι διανυσματικές ή αριθμητικές και τυχαίες ή όχι. Εξάλλου, άλλες μεταβλητές είναι μονότιμες ή δυαδικές και αριθμητικές ή μη αριθμητικές.



Τέλος, ο κλιματολόγος οφείλει να έχει τη δυνατότητα να περιγράφει κάθε κλιματική μεταβλητή, επειδή έχει τη μία ή την άλλη από τις χαρακτηριστικές ιδιότητες που ακολουθούν:

- α) Αριθμητική ή μη αριθμητική
- β) Μονότιμη ή δυαδική
- γ) Συνεχής ή διακεκριμένη (ασυνεχής, απαριθμητή)
- δ) Φραγμένη ή μη φραγμένη (τα όρια δυνατόν να είναι ανώτερα ή κατώτερα)
- ε) Διανυσματική ή αριθμητική και
- στ) Τυχαία ή μη τυχαία

Γνωρίζοντας ποια είναι τα χαρακτηριστικά της μεταβλητής βοηθούμεθα στο να αποφασίσουμε ποια μέθοδο ανάλυσης πρέπει να χρησιμοποιήσουμε.

13.2. Πληθυσμοί και δειγματοληψίες. Μερικοί στατιστικοί ορισμοί

Ο όρος πληθυσμός (population), αναφέρεται στη συλλογή όλων των μεμονωμένων μελών τα οποία έχουν ένα κοινό χαρακτηριστικό και είναι ανάλογη του όρου που χρησιμοποιείται στα μαθηματικά.

Ο κλιματολόγος πρέπει να είναι πολύ προσεκτικός κατά τον ορισμό του πληθυσμού για τον οποίο ομιλεί ή με τον οποίο εργάζεται. Για παράδειγμα, για το πλήθος των τιμών της σχετικής υγρασίας, θα πρέπει να προσδιορίζεται αν αναφερόμαστε σ' όλες τις τιμές, οι οποίες μετρήθηκαν πάνω στη Γη, ή σε όλες τις τιμές, οι οποίες ελήφθησαν σ' ένα συγκεκριμένο Σταθμό, ή σ' όλες τις ελάχιστες τιμές της που μετρήθηκαν κατά τις ημέρες του Αυγούστου στον αναφερόμενο Σταθμό κλπ.

Ένα δείγμα από έναν πληθυσμό, αποτελείται από ένα ορισμένο αριθμό μεμονωμένων στοιχείων συνήθως μικρότερο από τον αριθμό των μελών του πληθυσμού από τον οποίο λαμβάνεται.

Ο πληθυσμός, ανεξάρτητα του είδους του, θα έχει μερικούς αριθμούς με τους οποίους αυτός δύναται να περιγραφεί. Είναι η τιμή του μεγίστου, του ελαχίστου, της διαφοράς μεταξύ αυτών των δύο, η τιμή την οποία υπερβαίνουν οι μισοί αριθμοί κλπ. Αν αυτές περιγράφουν έναν πληθυσμό καλούνται παράμετροι. Αν περιγράφουν ένα δείγμα, καλούνται στατιστικές. Ο στατιστικός υπολογισμός συνεπώς, είναι ένας τρόπος για να εκτιμήσουμε τις παραμέτρους. Τα δείγματα, είναι ένας τρόπος εκμάθησης μερικών πραγμάτων για τη φύση του πληθυσμού. Όταν ο πληθυσμός είναι μεγάλος, τα στοιχεία του ταξινομούνται εντός διαστημάτων, τα οποία θα πρέπει, αν είναι δυνατόν, να λαμβάνονται ίσα. Ο αριθμός των μελών για κάθε διάστημα καλείται **συχνότητα**. Το σύνολο των διαστημάτων και οι σχετικές συχνότητές τους, καλείται **κατανομή συχνότητας**.



Δυνάμεθα να παραστήσουμε την κατανομή αυτή γραφικώς κατά δύο τρόπους. Αμφότεροι έχουν τις μεταβαλλόμενες τιμές κατά μήκος του άξονα X και την συχνότητα κατά μήκος του άξονα Ψ . Αν, και μόνο αν, τα διαστήματα είναι ίσα, τότε σχεδιάζεται η συχνότητα ως προς το κέντρο του διαστήματος της τάξης αυτής και παρέχεται το **πολύγωνο συχνότητας**. Ανεξάρτητα προς την ισότητα ή μη των διαστημάτων, δυνάμεθα να σχεδιάσουμε ένα ορθογώνιο παραλληλόγραμμο για κάθε διάστημα, του οποίου η επιφάνεια είναι ανάλογη προς τη συχνότητα, οπότε λαμβάνεται το **ιστόγραμμα**. Έχει βρεθεί, ότι οι περισσότερες κατανομές συχνοτήτων παρέχουν ένα βαθμό κανονικότητας. Έτσι, είναι χρήσιμο να τις προσεγγίζουμε με μαθηματικές εκφράσεις. Είναι όμως σημαντικό να παρατηρήσουμε ότι βάσει των ορισμών, δεν ορίζονται αλγεβρικές κατανομές, αλλά μόνον αριθμητικές. Οι μαθηματικές εκφράσεις είναι απλώς χρήσιμες προσεγγίσεις.

Συμβολίζουμε τη μεταβλητή με x και τη συχνότητά της με $f(x)$. Όταν η μεταβλητή, για τη μετρούμενη διαδικασία είναι συνεχής, αντιλαμβανόμαστε ότι η διαδικασία κινείται σε ορισμένα όρια. Το στοιχείο τότε της συχνότητας, το οποίο βρίσκεται μεταξύ του διαστήματος $x - \frac{1}{2} dx$ και $x + \frac{1}{2} dx$, είναι $f(x)dx$. Χρησιμοποιούμε τα ολοκληρώματα του Stieltjes έτσι ώστε, να περιλαμβάνεται η περίπτωση της ασυνέχειας εντός της συνεχούς.

Εισάγουμε τη συμβατική συνθήκη, ότι οι συχνότητες εκφράζονται ως αναλογικές συχνότητες και ότι αυτές είναι μηδέν έξω από το ορισθέν διάστημα της μεταβλητής. Ορίζουμε τη συνάρτηση κατανομής F με τη $dF = f(x) dx$ και γράφουμε:

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx, \quad \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) dx = F(\infty) - F(-\infty)$$

όπου $F(+\infty) = 1$ και $F(-\infty) = 0$

Είναι χρήσιμο να δυνάμεθα να περιγράψουμε τα κύρια χαρακτηριστικά μιας κατανομής και έτσι να ορίσουμε ορισμένα σημαντικά χαρακτηριστικά. Για απλούστευση, αυτά ορίζονται μαθηματικώς, αλλά η ερμηνεία τους ως προς τις κατανομές του πληθυσμού είναι εμφανής. Τα χαρακτηριστικά είναι τα μετρικά μεγέθη της θέσης και της διασποράς. Τα μετρικά στοιχεία της θέσης είναι ο μέσος, ο διάμεσος και η τιμή που επικρατεί.

Ο αριθμητικός μέσος ή απλώς μέσος μ_1' περί ένα σημείο $x = a$ ορίζεται από την:

$$\mu_1' = \int_{-\infty}^{+\infty} (x-a) f(x) dx$$

όταν το a είναι ορισμένο, λαμβάνεται ότι είναι η αρχή των αξόνων.

Ο διάμεσος μ_0 ορίζεται ως ο μέσος θέσης της x και διαιρεί τη συχνότητα σε δύο ίσα μέρη, δηλαδή:



$$\int_{-\infty}^{\mu_0} f(x) dx = \int_{\mu_0}^{+\infty} f(x) dx = \frac{1}{2}$$

Η επικρατούσα τιμή, ορίζεται ως η τιμή της x με τη μεγαλύτερη συχνότητα.

Είναι η λύση των

$$\frac{d}{dx} f(x) = 0$$

$$\frac{d^2}{dx^2} f(x) < 0$$

Ένα σύνολο μεγεθών, τα οποία κατά κάποιο τρόπο συνδυάζουν τη θέση και τη διασπορά είναι οι ποσοστιαίοι, μία επέκταση της έννοιας του διαμέσου.

Ορίζουμε ως ποσοστιαίους (ή ποσοστημορίους) τάξεως n , τις $(n-1)$ τιμές της x οι οποίες διαρούν την ολική συχνότητα σε n ίσα τμήματα. Οι συνήθως χρησιμοποιούμενοι ποσοστιαίοι είναι ο διάμεσος, οι τέσσερες τεταρτημόριοι και οι εννέα δεκατημόριοι. Ο j^{th} ποσοστιαίος ορίζεται από τη σχέση:

$$\frac{j}{n} = \int_{-\infty}^x f(x) dx$$

Στην πράξη, οι ποσοστιαίοι (ή ποσοστοιαία σημεία), λαμβάνονται ευκολότερα γραφικώς αν σχεδιάσουμε την καμπύλη $x = f(x)$, η οποία καλείται καμπύλη κατανομής.

Τα μετρικά μεγέθη της διασποράς είναι:

Οι ροπές. Δυνάμεθα να καλέσουμε το μέσο ως την πρώτη ροπή και να ορίσουμε τη ροπή δευτέρας τάξεως με την

$$\mu_2' = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - a)^2 dF$$

Η ροπή δευτέρας τάξεως περί το μέσον γράφεται χωρίς τόνο:

$$\mu_2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - \mu_1')^2 dF$$

και ορίζεται ως η διασπορά.

Η θετική τετραγωνική ρίζα της διασποράς καλείται τυπική απόκλιση και συμβολίζεται με σ .

Εύκολα παρατηρούμε ότι:

$$\mu_2 = \mu_2' (\text{περί το } a) - (\mu_1' - a)^2$$

Γενικεύουμε τον ορισμό για τη ροπή r τάξεως με τη σχέση:

$$\mu_r' = \int_{-\infty}^{+\infty} (x-a)^r dF$$

και

$$\mu_r = \int_{-\infty}^{+\infty} (x-\mu_1')^r dF$$

εξ ορισμού

$$\mu_1 = 0 \quad \text{και} \quad \mu_0' = 1 = \mu_0$$



14. Κατανομή συχνοτήτων

14.1. Η Διωνυμική κατανομή

Υποθέτουμε ότι ο πληθυσμός διχοτομείται, κάθε μέλος του οποίου έχει ή δεν έχει μία ιδιότητα. Το μέλος με την ιδιότητα καλούμε μία επιτυχία. Έστω ότι η συχνότητα των επιτυχιών είναι p και των μη επιτυχιών q , τότε $p+q = 1$. Άρα, η συχνότητα κατανομής θα είναι q στο $x=0$ (μηδέν επιτυχίες) και p στο $x=1$ (μία επιτυχία). Τώρα, ας υποθέσουμε ότι ο πληθυσμός μας αποτελείται από ζεύγη, μέλη του αρχικού πληθυσμού. Τότε κάθε ζεύγος ως μέλος μπορεί να εκτεθεί είτε σε 0, 1 ή 2 επιτυχίες με συχνότητες q^2 , $2qR$ και p^2 . Επομένως, δυνάμεθα να γράψουμε $F = (q+p)^2$, με κάθε όρο στη συνέχεια που θα αντιστοιχεί σε $x = 0, 1, 2$.

Γενικά, αν λάβουμε από τον αρχικό πληθυσμό ένα πλήθος ομάδων από n μέλη, οι συχνότητες των 0, 1, 2, ..., επιτυχιών, ή των $x = 0, 1, 2, \dots$, θα είναι οι διαδοχικοί όροι του διωνυμικού αναπτύγματος $(q+p)^n$.

Η κατανομή αυτή δύναται να χρησιμοποιείται σε κάθε διαδικασία, όπου κάθε γεγονός ή μέλος έχει την ίδια τύχη να κατέχει κάποια ιδιότητα. Γράφεται ως εξής:

$$b(j; n, p) = \frac{n!}{j! (n-j)! p^j (1-p)^{n-j}}$$

Μπορούμε να λάβουμε τις ροπές: $\mu_1' = np$, $\mu_2 = npq$ κλπ.

Η συχνότητα δια $x = j$ είναι $\frac{n!}{j! (n-j)!} q^{n-j} p^j = F_j$.

Αυτή ικανοποιεί την $\sum_{j=0}^n F_j = 1$.

13.2. Η κατανομή του Poisson

Θεωρούμε μία διωνυμική κατανομή, στην οποία η συχνότητα των επιτυχιών p είναι πολύ μικρή, αλλά ο πραγματικός $\dots \lambda = np$ είναι ορισμένος. Τότε ο τ^{th} όρος στο διωνυμικό ανάπτυγμα μπορεί να γραφεί:

$$\frac{n}{\tau! (n-\tau)!} \frac{\lambda^\tau}{n^\tau} \left(1 - \frac{\lambda}{n}\right)^{n-\tau}$$

Χρησιμοποιώντας τον προσεγγιστικό τύπο για μεγάλα n τότε:

$$n! = \sqrt{2\pi} e^{-n} n^{n+\frac{1}{2}} \quad \text{και} \quad \left(1 - \frac{\lambda}{n}\right)^n = e^{-\lambda}$$

ο όρος αυτός είναι προσεγγιστικά ίσος προς $\frac{\lambda^\tau}{\tau!} e^{-\lambda}$. Επομένως, οι όροι της διωνυμικής κατανομής γίνονται όροι της κατανομής του Poisson.



$$p(\tau; n\tau) = \frac{(n\tau)^{\tau} e^{-n\tau}}{\tau!} \quad \text{ή} \quad e^{-\lambda} \left(1, \frac{\lambda}{1!}, \frac{\lambda^2}{2!}, \dots, \frac{\lambda^{\tau}}{\tau!} \dots \right)$$

Βρίσκουμε το μέσο $\mu_1 = \lambda$ και τη διασπορά $\mu_2 = \lambda$.

14.3. Κανονική κατανομή

Αν στη διωνυμική κατανομή εφαρμόσουμε τον μετασχηματισμό $\xi = \frac{x - \mu_1}{\sigma}$, έτσι ώστε αυτή να δίνει μηδενικό μέσο και μοναδιαία διασπορά και το n πολύ μεγάλο ($n \rightarrow \infty$), η κατανομή γίνεται συνεχής και δίνεται από τον τύπο:

$$N(x; \mu_1', \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\frac{x - \mu_1'}{2\sigma^2}\right)} dx \quad \text{ή} \quad dF = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}} dx$$

Η γενικότερη κατανομή $dF = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma^2} (x - \mu_1')^2 \right\} dx$ καλείται η **κανονική κατανομή**.

Βρίσκουμε ότι (όπως αναμένεται από τη γραφή της κατανομής), ο μέσος είναι μ_1' και η διασπορά είναι σ^2 . Η κανονική κατανομή είναι συχνά μία χρήσιμη προσέγγιση των κατανομών που παρατηρούνται και μαθηματικώς είναι χειριστή.

14.4. Η κατανομή Γάμμα (γ)

Δεδομένου ότι στην Κλιματολογία υπάρχει ένας αριθμός συνεχών μεταβλητών που φράσσονται από το μηδέν είναι μεγάλης σημασίας να δοθεί μία κατανομή, η οποία δύναται να χρησιμοποιηθεί γι' αυτές τις μεταβλητές. Η κατανομή γάμμα, η οποία έχει ένα κατώτερο φράγμα, το μηδέν, βρέθηκε ότι προσαρμόζεται καλώς σε μερικές από τις μεταβλητές αυτές. Ορίζεται από τη συνάρτηση συχνότητας ή πυκνότητας πιθανότητας.

$$g(x) = \frac{1}{\beta^{\gamma} \Gamma(\gamma)} x^{\gamma-1} e^{-\frac{x}{\beta}}$$

όπου β είναι μία αριθμητική παράμετρος, γ είναι μία σχηματική παράμετρος και $\Gamma(\gamma)$ είναι η συνήθης συνάρτηση του γ .

Οι ροπές στην περίπτωση αυτή δίνουν φτωχούς υπολογισμούς των παραμέτρων. Υπάρχουν, εντούτοις επαρκείς τρόποι υπολογισμού και προσεγγίζονται καλώς από τις παραμέτρους:

$$\hat{\gamma} = \frac{+1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad \text{και} \quad \hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\gamma}}$$

όπου το A δίνεται από τη σχέση

$$A = \ln \bar{x} - \frac{\sum \ln x}{n}$$

Η συνάρτηση κατανομής, από την οποία δύναται να ληφθούν πιθανότητες, είναι:



$$G(x) = \int_0^x g(t) dt.$$

Οι πίνακες της ελλιπούς Γ - συναρτήσεως, του Pearson δίνουν $G(u)$ όπου $u = \frac{x}{\beta\sqrt{\gamma}}$, $\gamma = \rho+1$ και $x = \frac{x}{\sigma}$. Η κατανομή γάμμα βρέθηκε, ότι δίνει καλές προσαρμογές για τις βροχομετρικές κλιματολογικές σειρές.

Στις περιπτώσεις κατά τις οποίες αυτές περιλαμβάνουν μηδενικά είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί η μικτή συνάρτηση κατανομής των μηδενικών και να εφαρμοσθεί για τα συνεχή ποσά βροχής. Αυτή δίνεται με τη σχέση:

$$H(x) = q \rho G(x)$$

όπου q είναι η πιθανότητα για μία μηδενική τιμή και $\rho = 1 - q$. Συνεπώς, όταν $x = 0$, $H(0) = q$, όπως θα έπρεπε να είναι. Αν m είναι ο αριθμός των μηδενικών τιμών μιας κλιματολογικής σειράς, το q δύναται να υπολογιστεί από τη $\frac{m}{n}$.

14.5 Διμεταβλητές κατανομές

Είναι βεβαίως, δυνατόν για κάθε μέλος του πληθυσμού να έχει μερικές ιδιότητες που συνδέονται με αυτό και συνεπώς περιγράφεται με τις αντίστοιχες προς κάθε ιδιότητα μεταβλητές. Ας δούμε περιπτώσεις όπου έχουμε δύο μεταβλητές x και y . Τότε γράφουμε τη διμεταβλητή κατανομή ως εξής:

$$dF = f(x,y) dx dy$$

η οποία εκφράζει τη συχνότητα των μελών με μεταβαλλόμενες τιμές που κείνται μεταξύ των $x - \frac{1}{2} dx$ και $x + \frac{1}{2} dx$ και $y - \frac{1}{2} dy$ και $y + \frac{1}{2} dy$. Συναφώς, λοιπόν, θα έχουμε:

$$F(x,y) = \iint f(x,y) dx dy$$

Δυνάμεθα επίσης να ορίσουμε τις διμεταβλητές ροπές της κατανομής περί τα $x=a$ και $y=b$ τάξεως t, s με τη

$$\mu_{ts} = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x,y) (x-a)^t (y-b)^s dx dy$$

Αν ένα από τα t, s είναι μηδέν, έχουμε την κανονική ροπή της συνοριακής κατανομής. Ειδικότερα μ_{20} είναι η διασπορά της x και μ_{02} η διασπορά της y .

Η πρώτη παραγοντική ροπή γύρω από τους μέσους μ_{11} καλείται **συνδιακύμανση**.

Για να εξειδικεύσουμε τις μεταβλητές ρητώς θα γράψουμε μ_{20} = διακύμανση της x , μ_{02} = διακύμανση της y και μ_{11} = συνδιακύμανση (x,y) .



Κατά τον ίδιο τρόπο με τον οποίο ταξινομήσαμε την κατανομή μιας μεταβλητής σε διαστήματα συχνοτήτων, έτσι κάπως δυνάμεθα να ταξινομήσουμε τη διμεταβλητή κατανομή σε διαστήματα συχνοτήτων και των δύο μεταβλητών, λαμβάνοντας ένα ορθογώνιο πίνακα.

Εστώσαν τα μέσα σημεία των διαστημάτων της μεταβλητής x ότι είναι $x_1, x_2, \dots, x_m$ και της μεταβλητής y ότι είναι $y_1, y_2, \dots, y_n$. Εστω, ότι ο πραγματικός αριθμός των μελών σε κάθε διάστημα των δύο μεταβλητών $x_1 y_j$, είναι g_{1j} και έστω, ότι ο ολικός αριθμός σε όλο το διάστημα κάθε μεταβλητής χωριστά για την x_j είναι n_j και για τη y_j είναι n_j .

Λαμβάνουμε κάθε διάστημα y_j της y και βρίσκουμε τον μέσον των τιμών της x στο διάστημα αυτό τον $\bar{x}_j$. Αυτός δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{x}_j = \frac{(-1)^m}{n_j} g_{1j} x_j$$

Στη συνέχεια, δυνάμεθα να σχεδιάσουμε ένα διάγραμμα των $\bar{x}_j$ ως προς y_j . Συναφώς, δυνάμεθα να σχεδιάσουμε τον μέσον των τιμών της y τον $\bar{y}_j$ ως προς το ειδικό διάστημα της x , το x_j .

Το διάγραμμα που λαμβάνεται κατ' αυτόν τον τρόπο, της $\bar{x}_j$ ως προς y_j καλείται **παλινδρόμηση της x επί της y** . Ομοίως, το διάγραμμα της y ως προς x είναι η **παλινδρόμηση της y επί της x** . Γενικά, αυτά δεν θά είναι τα ίδια. Είναι δυνατόν να λάβουμε μαθηματικές εκφράσεις οι οποίες προσεγγίζουν τα διαγράμματα και αυτές είναι οι εξισώσεις της παλινδρόμησης $\bar{x} = f(y)$ και $\bar{y} = g(x)$. Συνήθως, οι εξισώσεις αυτές είναι γραμμικές και δίνουν την ευθεία παλινδρόμησης. Η γραμμική παλινδρόμηση είναι εκείνη η οποία κυρίως μας αφορά. Για να λάβουμε την ευθεία παλινδρόμησης της x επί της y , ας πούμε $\bar{x} = \beta y + a$. Χρησιμοποιούμε τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων και ελαχιστοποιούμε τη σχέση:

$$U = \sum_{j=1}^n n_j (\bar{x}_j - \beta y_j - a)^2,$$

η οποία δίνει:

$$-\frac{\partial U}{\partial a} = 2 \sum n_j (\bar{x}_j - \beta y_j - a) = 0$$

$$-\frac{\partial U}{\partial \beta} = 2 \sum n_j y_j (\bar{x}_j - \beta y_j - a) = 0$$

Μεταφέρουμε τις συντεταγμένες έτσι ώστε η αρχή τους να είναι στους μέσους της x και y της κατανομής. Τότε, $\sum n_j \bar{x}_j = 0$ και $\sum n_j y_j = 0$ και άρα, $a=0$. Επίσης, $\sum n_j y_j \bar{x}_j = N$ συνδιακύμανση (x, y) και $\sum n_j y_j^2 = N$ διακύμανση της y .

Ετσι, βρίσκουμε ότι $\beta = \frac{\text{συνδιακύμανση } (x, y)}{\text{διακύμανση της } y}$.

Η εξίσωση της ευθείας παλινδρόμησης συνεπώς, θα είναι:

$$x - \bar{x} = \frac{\text{συνδιακύμανση } (x, y)}{\text{διακύμανση της } y} \cdot (y - \bar{y})$$



Ομοίως, η παλινδρόμηση της y επί της x δίδεται από τη σχέση

$$Y - \bar{y} = \frac{\text{συνδιακύμανση}(x, y)}{\text{διακύμανση της } x} \cdot (X - \bar{x})$$

Οι συντελεστές $\frac{\text{συνδιακύμανση}(x, y)}{\text{διακύμανση της } y}$ και $\frac{\text{συνδιακύμανση}(x, y)}{\text{διακύμανση της } x}$ καλούνται συντελεστές παλινδρόμησης β_1 και β_2 . Ορίζουμε με $\rho = (\beta_1 \beta_2)^{1/2} = \frac{\text{συνδ.}(x, y)}{(\text{διακ. } x \cdot \text{διακ. } y)^{1/2}}$ και το καλούμε συντελεστή συσχέτισης.

Είναι μία στατιστική ποσότητα η οποία χρησιμοποιείται πολλές φορές κατά λανθασμένο τρόπο από τους στατιστικούς. Ο συντελεστής συσχέτισης ορίζεται για δύο μόνο μεταβλητές, οι οποίες αντιστοιχούν σε ζεύγη τιμών από το αυτό μέλος ενός πληθυσμού. Είναι φανερό ότι $|\rho| < 1$. Εάν $\rho = \pm 1$, οι μεταβλητές είναι γραφικά συσχετιζόμενες με την εξίσωση $X = \beta_1 y$. Εάν $\rho = 0$, οι εξισώσεις της παλινδρόμησης είναι $X = 0$, $Y = 0$. Αν λάβουμε μία αυθαίρετη αρχή τότε ισχύει,

$$\text{διακ.}(x, y) = \frac{1}{N} \sum xy - \bar{x} \bar{y}$$

Χρονοσειρές

Εάν τα μέλη του πληθυσμού λαμβάνονται σε ίσα διαστήματα χρόνου, τότε οι μεταβλητές τιμές $\dots, u_{-1}, \dots, u_{-3}, u_{-2}, u_{-1}, u_0, u_1, u_2, u_3, \dots, u_t, \dots$ σχηματίζουν μία ακολουθία. Γενικά, μία ακολουθία μπορεί να θεωρηθεί ότι συνίσταται από τρία μέρη: (i) μιας τάσης μεταβολής, (ii) ενός αριθμού ταλαντώσεων και (iii) ενός τυχαία κατανεμημένου στοιχείου.

Τάση είναι μία ομαλή ευρεία πορεία του συστήματος για μία κλίμακα χρόνου συγκρίσιμη με το μήκος της ακολουθίας. Συνιθίζεται η τάση να προσδιορίζεται με εφαρμογή ενός κινητού μέσου στα στοιχεία της ακολουθίας. Αυτό σημαίνει ότι αντικαθιστούμε τη μεταβαλλόμενη τιμή της u_m (το m είναι η τάξη μεγέθους του κινητού μέσου) με το μέσο που δίδεται από τη σχέση,

$$u_m = \frac{P_1 u_{m-p} + P_2 u_{m-p-1} + \dots + P_m u_m + \dots + P_{2m+1} u_{m+p}}{k}$$

όπου $k = P_1 + P_2 + \dots + P_{2m+1}$. Άρα, p όροι παραλείπονται από την αρχή και το τέλος της ακολουθίας.

Σταθερές είναι οι ακολουθίες, οι οποίες δεν παρουσιάζουν τάση και άρα, ταλαντεύονται γύρω από μία σταθερή τιμή, η οποία συμβατικά λαμβάνεται ότι είναι το 0. Η ακολουθία τότε θα συνίσταται από ένα ταλαντευόμενο τμήμα και από ένα τυχαίο. Το τμήμα που ταλαντεύεται μπορεί να λάβει τρεις πιθανές μορφές:

(i) Μία αρμονική συνιστώσα, στην οποία $u_t = \text{asin} \left(\frac{2\pi t}{\lambda} + \phi \right) bt$

(ii) Μία κυκλική συνιστώσα, στην οποία $u_t = u_{t+n\lambda}$, οπότε όλα τα ολοκληρώματα είναι n

(iii) Μία ταλαντευόμενη συνιστώσα, στην οποία το u_t υπόκειται σε κάποια κανονικότητα.

Είναι προφανές ότι η (iii) περιλαμβάνει τις δύο πρώτες και η (ii) την πρώτη.

