



ΤΕΙ ΚΡΗΤΗΣ - Σχολή Εφαρμοσμένων Επιστημών

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΜΑ: Στατιστική επεξεργασία μετεωρολογικών δεδομένων (βροχοπτώσεων και θερμοκρασιών) για την περίοδο 1958-2013 για τους σταθμούς της ΕΜΥ στα Χανιά

Statistical analysis of the rainfall and temperature time series for the time period 1958-2013 for the National Meteorological of Chania

ΣΥΓΓΡΑΦΗ ΕΡΓΑΣΙΑΣ:

ΚΑΛΥΒΑΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ

Η επίβλεψη της Πτυχιακής Εργασίας : Σουπιός Παντελής



ΚΡΗΤΗ-ΧΑΝΙΑ ΙΟΥΝΙΟΣ 2014

Πρόλογος.....	Σελ.3
---------------	-------

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: Θεωρητικό υπόβαθρο

1.1 Βροχή.....	Σελ.3
1.1.1 τύποι βροχής.....	Σελ. 4
1.2 Μηχανισμοί δημιουργίας βροχής.....	Σελ.7
1.3 Ημερήσια πορεία της βροχής στην Ελλάδα.....	Σελ. 8
1.4 Ετήσια πορεία της βροχής στην Ελλάδα.....	Σελ.8
1.5 Μεταβλητότητα της βροχής.....	Σελ. 9
1.6 Υδρολογικό έτος.....	Σελ.10
1.7 Καταιγίδες.....	Σελ. 10
1.8 Κλιματολογία της Κρήτης.....	Σελ.11
1.9 Θερμοκρασία.....	Σελ. 11
1.9.1 Θερμομετρικά όργανα.....	Σελ. 11
1.9.2 Θερμοκρασία ατμόσφαιρας.....	Σελ. 13
1.9.3 Μετάδοση θερμότητας.....	Σελ. 13
1.9.4 Θερμοκρασία αέριας μάζας.....	Σελ.13
1.9.5 Θερμοκρασία πάνω από ξηρά.....	Σελ. 14
1.9.6 Θερμοκρασία πάνω από θάλασσα.....	Σελ. 15
1.9.7 Επίρεια τοπικής θέρμανσης.....	Σελ.15
1.9.8 Μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος.....	Σελ.16
1.10 Αναστροφή της θερμοκρασίας.....	Σελ.16

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: Δεδομένα

2.1 Στατιστική επεξεργασία βροχοπτώσεων.....	Σελ.17
2.2 Στατιστική επεξεργασία θερμοκρασιών.....	Σελ.19

Πρόλογος

Η μελέτη αυτή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της πτυχιακής εργασίας της Σχολής Εφαρμοσμένων Επιστημών και περιλαμβάνει στατιστική επεξεργασία δεδομένων των θερμοκρασιακών και βροχοπτώσεων του μετεωρολογικού σταθμού της Σούδας Χανίων (Κρήτη) με σκοπό να μελετηθούν οι μέγιστες, οι ελάχιστες τιμές και μέσες τιμές της θερμοκρασίας και βροχόπτωσης και να προσδιοριστούν οι περίοδοι επαναφοράς των τιμών αυτών.

Λαμβάνοντας υπόψη τη γενικότερη κλιματική μεταβολή και τη σταδιακή αύξηση της θερμοκρασίας δώσαμε ιδιαίτερη έμφαση στη μελέτη των μεγίστων τιμών της, μέσης τιμής με σκοπό να προσδιορίσουμε τις περιοχές όπου εμφανίζονται οι υψηλότερες θερμοκρασίες και βροχόπτωσης να υπολογίσουμε την πιθανότητα επανεμφάνισης των τιμών αυτών.

Τα πρωτογενή δεδομένα που χρησιμοποιήσαμε είναι από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία. Κάνοντας χρήση Excel τροποποιήσαμε τα δεδομένα μας λαμβάνοντας τις μέγιστες, τις ελάχιστες τιμές και την μέση θερμοκρασία και βροχοπτώσεων.

Abstract

This study includes statistical data processing temperature and rainfall of the meteorological station of Souda (Crete) to study the maximum, minimum and average values of temperature and precipitation and identify periods restore those values. Given the overall climate change and the gradual warming gave special attention to the maximum price, the average price in order to identify areas where there is the highest temperatures and rainfall to calculate the likelihood of recurrence in these prices. The primary data used are from the National Weather Service. Making use Excel we modified our data taking the maximum, minimum prices and average temperature and rainfall.

1. ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

1.1 Βροχή

Σε περίπτωση που τα υδροσταγονίδια που υπάρχουν σε ένα νέφος ενώνονται μεταξύ τους ή μεγαλώνουν, σχηματίζουν πιο μεγάλες υδροσταγόνες που εισέρχονται μέσα στο σύννεφο. Αυτές οι υδροσταγόνες κατά την κάθοδο τους, εξαιτίας του βάρους τους, παρασύρουν κι άλλα υδροσταγονίδια, γίνονται ακόμη μεγαλύτερες και τελικά εγκαταλείπουν το σύννεφο. Αν φθάσουν στην επιφάνεια της γης χωρίς να εξατμιστούν δημιουργείται το φαινόμενο της βροχής (rain). Για τη δημιουργία βροχής από ένα νέφος παίζουν σημαντικό ρόλο τέσσερις παράγοντες:

1. Η ύπαρξη διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ των γειτονικών στοιχείων του νέφους,
2. Η συνύπαρξη των τριών φάσεων του νερού στο σύννεφο,
3. Η ύπαρξη αναταρακτικών κινήσεων και
4. Η ύπαρξη ανομοιόμορφου ηλεκτρικού φορτίου στα στοιχεία του νέφους.

Η διάμετρος των σταγονιδίων της βροχής που φθάνουν έως την επιφάνεια της γης κυμαίνονται από 0,05 – 0,6 εκατοστά. Τα νέφη που δημιουργούν βροχόπτωση είναι οι σωρειτομελανίες (Cumulonimbus), οι στρωματοσωρείτες (Stratocumulus), τα μελανοστρώματα (Nimbostratus), τα στρώματα (Stratus) και τα υψιστρώματα

(Altostratus). Η βροχή, ανάλογα με την ένταση της διακρίνεται από τους μετρολόγους σε:

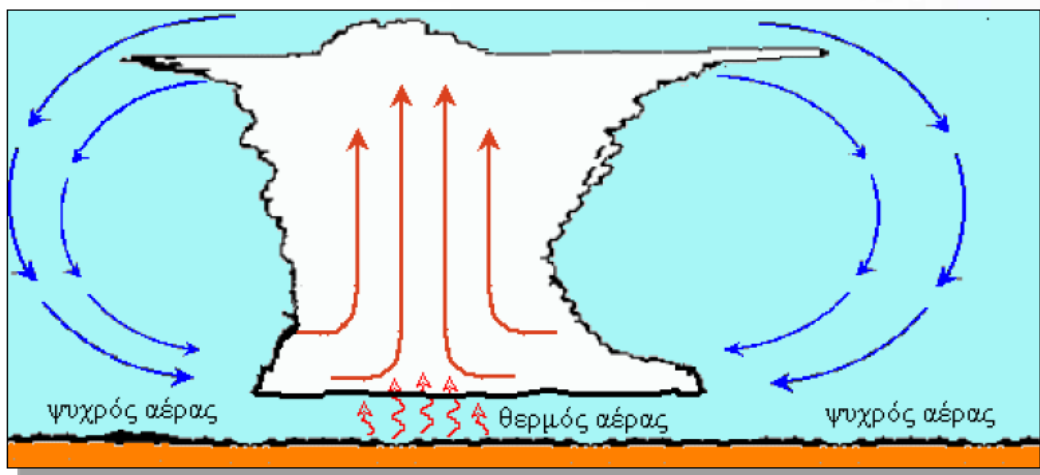
- 1). Ασθενή βροχή, όταν το ύψος βροχής φθάνει τα 0,5 mm/h. Η βροχή αυτή της εντάσεως προέρχεται από στρωματοειδή νέφη με πάχος μικρότερο από 2 km.
- 2). Μέτρια βροχόπτωση, όταν το ύψος βροχής φθάνει τα 0,5 – 4 mm/h και
- 3). Ισχυρή βροχόπτωση, όταν το ύψος βροχής μέσα σε μισή ώρα είναι μεγαλύτερο από 4 mm/h. Αυτή η βροχόπτωση είναι απότομη σε μεγάλες σταγόνες και είναι δυνατόν να συνοδεύεται και από χαλάζι.

Τα καταιγιδοφόρα νέφη δίνουν ισχυρή βροχόπτωση που φθάνει και τα 15 mm ή και περισσότερα σε μια ώρα.

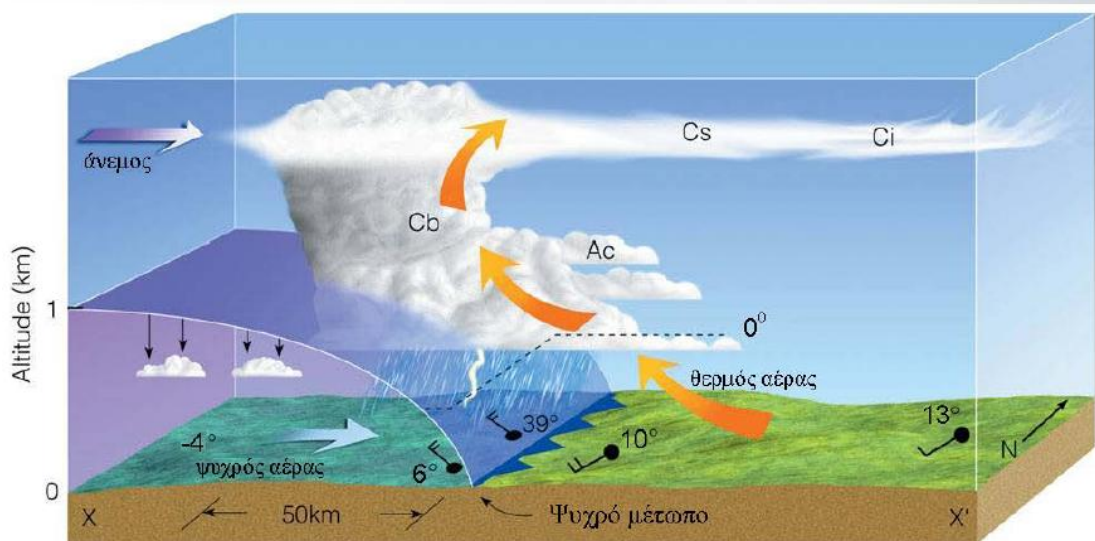
1.1.1. Τύποι βροχής

Κυρία αιτία για τη δημιουργία βροχής είναι η ανοδική κίνηση μιας αέριας μάζας. Κατά την άνοδο της μια αέρια μάζα, η οποία είναι ακόρεστη, ψύχεται διαβατικά, ενώ σε περίπτωση που η θερμοκρασία της φθάσει τη θερμοκρασία δρόσου του αέρα T_d ($T = T_d$), η αέρια μάζα αρχίζει και συμπυκνώνει τους υδρατμούς που περιέχει, γίνεται κορεσμένη και σχηματίζεται νέφος. Ανοδικές κινήσεις μια αέριας μάζας σχηματίζονται, είτε με τη θέρμανση της από την επιφάνεια του εδάφους, είτε από την ανοδική κίνηση στα ψυχρά και θερμά μέτωπα της θερμής αέριας μάζας, η οποία ψύχεται αδιαβατικά. Οι βροχές, ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού των ανοδικών κινήσεων των αέριων μαζών χωρίζονται σε κατηγορίες που εμφανίζονται, είτε μεμονωμένα, είτε σε συνδυασμό μεταξύ τους.

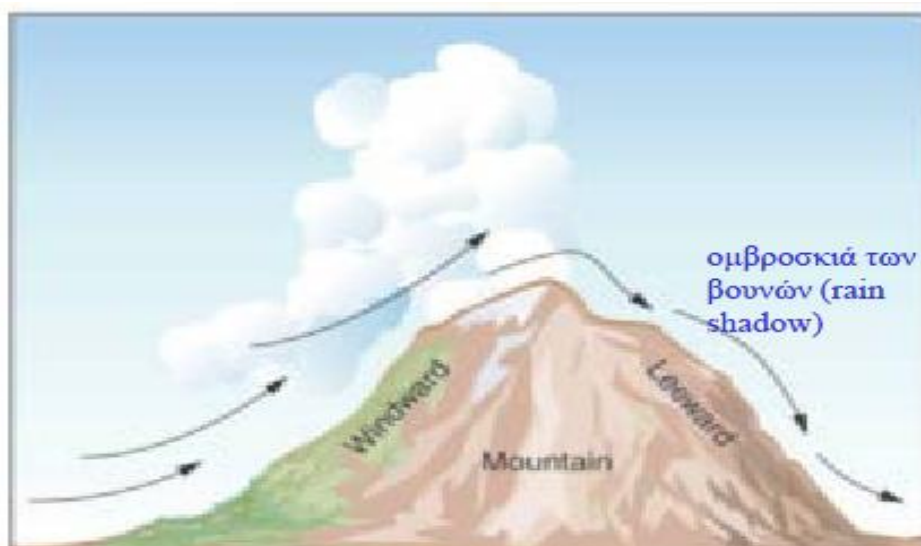
❖ **Οι βροχές κατακόρυφης μεταφοράς (convective precipitation).** Αυτές σχηματίζονται όταν στην ατμόσφαιρα επικρατούν ισχυρές ανοδικές κινήσεις, ιδίως λόγω ισχυρής θέρμανσης του εδάφους. η ανομοιόμορφη θέρμανση του εδάφους καθιστά θερμότερη την αέρια μάζα που βρίσκεται πάνω από αυτό, σε σχέση με τη θερμοκρασία του αέρα, με αποτέλεσμα τη δημιουργία συνθηκών αστάθειας, όποτε η αέρια μάζα αρχίζει να ανέρχεται. Στη στάθμη συμπύκνωσης (LCL) δημιουργείται η βάση του νέφους, συνήθως τύπου Σωρείτη (Cumulus, Cu). Σε περίπτωση που η αστάθεια της ατμόσφαιρας είναι έντονη και η υγρασία υψηλή, τότε σχηματίζεται ένα σύννεφο με μεγάλο όγκο, τύπου Σωρειτομελανία (Cumulonimbus, Cb) και η βροχή που προκαλεί έχει μεγάλη ένταση και συνήθως μικρή διάρκεια, ενώ ενδέχεται να συνοδεύεται και από χαλάζι.



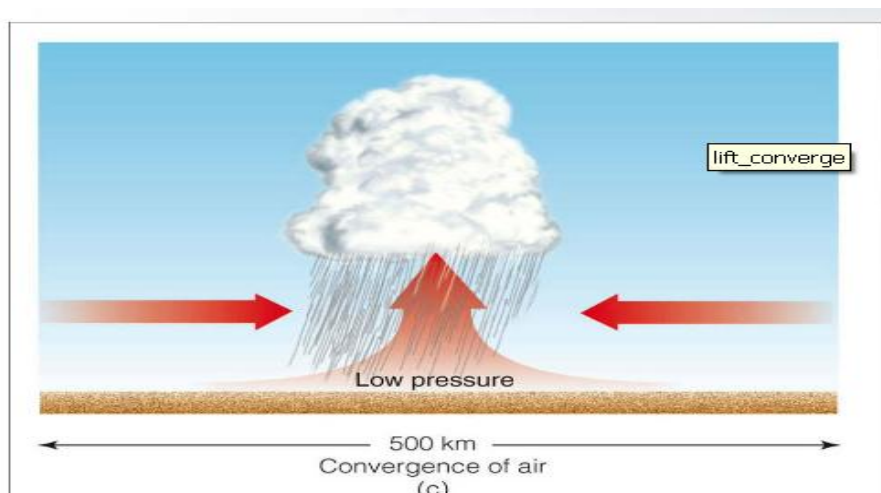
❖ **Κοκλωνικές ή μετωπικές βροχές** (frontal precipitation). Οι βροχές αυτές σχηματίζονται κατά την ανάμειξη ή εκτόνωση των αερίων μαζών που σημειώνεται κατά τις ανοδικές κινήσεις στα ψυχρά και θερμά μέτωπα, καθώς ο θερμός αέρας αναγκάζεται να ανέβει τη μετωπική επιφάνεια. Αυτές οι βροχοπτώσεις τείνουν να έχουν μεγάλη διάρκεια και έκταση και αρκετές φορές αποκτούν χαρακτηριστικά βροχών κατακόρυφης μεταφοράς. Οι μετωπικές βροχές πάνω από τον ελλαδικό χώρο παρουσιάζουν μέγιστη συχνότητα τη χειμερινή περίοδο καθώς η υφεσιακή δραστηριότητα μετατοπίζεται νοτιότερα, με τη μετατόπιση του Πολικού Αεροχείμαρου (Jet Stream) προς το νότο με αποτέλεσμα να είναι συχνές οι υφέσεις αυτή την περίοδο.



❖ **Ορογραφικές βροχές ή βροχές ανάγλυφου** (orographic precipitation). Αυτές οι βροχές σχηματίζονται από τις ανοδικές κινήσεις που δημιουργούνται στις προσήνεμες πλευρές των ορέων. Οι βροχές αυτής της κατηγορίας πέφτουν στην προσήνεμη πλευρά του βουνού (ομβροπλευρά) και η βροχοπτώση αυξάνεται με το υψόμετρο, έως τα 2500 m, περίπου. Πάνω από το ύψος αυτό η βροχή ελαττώνεται, εξαιτίας της ελάττωσης της αέριας μάζας σε υδρατμούς. Είναι αντιληπτό ότι τα ποσά βροχοπτώσεων αυξάνονται στην περίπτωση κατά την οποία ο άξονας της οροσειράς είναι κάθετος στην κίνηση των αερίων μαζών κατά τη διέλευσή τους, ήτοι της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Χαρακτηριστικό παράδειγμα στην Ελλάδα αποτελεί η οροσειρά της Πίνδου, καθώς στις δυτικές πλαγιές της δέχεται υψηλότερα ποσά βροχοπτώσεων και επειδή διατάσσεται εγκάρσια στην κίνηση των υγρών δυτικών, νοτιοδυτικών ανέμων, κατά τη χειμερινή περίοδο του έτους. Η ανατολικές κλιτύες της δέχονται, σταδιακά, αρκετά χαμηλότερα ύψη βροχής και αποτελούν χαρακτηριστική περίπτωση ομβροσκιάς (rain shadow).



❖ **Οι βροχές σύγκλισης** (convective precipitation). Αυτές οι βροχές σχηματίζονται λόγω των ανοδικών κινήσεων που δημιουργεί η σύγκλιση των αερίων μαζών σε μια περιοχή. Οι βροχές σύγκλισης δημιουργούνται στα κέντρα των χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων και εμφανίζονται ιδιαίτερα στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη. Αυτή η κατηγορία τύπου βροχής δεν παρατηρείται πάνω από τον ελληνικό χώρο. Οι προηγούμενοι τύποι βροχής εμφανίζονται είτε μεμονωμένα, είτε σε συνδυασμό μεταξύ τους.



Η βροχή αποτελεί μια από τις σπουδαιότερες μετεωρολογικές παραμέτρους και παρουσιάζει μεγάλο πρακτικό ενδιαφέρον. Ιδιαίτερη σημασία για τη βροχή παρουσιάζει η ποσότητα του νερού που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους, το οποίο εκφράζεται με το ύψος βροχής. Ύψος βροχής ορίζεται το ύψος που θα έφθανε η στάθμη του νερού της βροχής πάνω σε μια οριζόντια επιφάνεια ή σε ένα σωλήνα εμβαδού 1m², αποκλείοντας τους παράγοντες της διαπνοής, της απορρόφησης και της εξάτμισης και εκφράζεται σε mm βροχής. Το ύψος βροχής προσδιορίζεται από βροχόμετρα και τους βροχογράφους.

1.2 Μηχανισμοί δημιουργίας βροχής

Όλοι οι τύποι βροχής δημιουργούνται από νέφη, κυρίως κατακόρυφης ανάπτυξης (ανοδικών ρευμάτων) (Cb, Cu) αλλά και από στρωματοειδή κατώτερα και μέσα νέφη (St, Sc, Ns, As). Μια μέση σταγόνα βροχής έχει 100 φορές μεγαλύτερη διάμετρο (2000 μm) από μια μέση νεφοσταγόνα (<20 μm). Οι σταγόνες βροχής μέσα στα νέφη δημιουργούνται με τη συνένωση πολλών νεφοσταγονιδίων ή και παγοκρυστάλλων με σκοπό η βαρύτητα να υπερνικήσει τις αναταρακτικές κινήσεις και την εξάτμιση των σταγόνων. Αρχικά, για τη δημιουργία των νεφοσταγόνων θα πρέπει να υπάρχουν στην ατμόσφαιρα πυρήνες συμπύκνωσης (υδρόφιλα σωματίδια). Το ρόλο αυτών των πυρήνων συμπύκνωσης παίζουν πάνω από θαλάσσιες και παράκτιες περιοχές μόρια χλωριούχου νατρίου, στο εσωτερικό των ηπείρων διάφορα αιωρούμενα σωματίδια, Ιδίως η σκόνη, ενώ πάνω από βιομηχανικές περιοχές διάφορα οξείδια του αζώτου, του θείου, του μόλυβδου κ.ά. (NO_x, SO_x). Οι πυρήνες συμπύκνωσης είναι απαραίτητοι για το σχηματισμό και την εξέλιξη αρκετά μικρών νεφοσταγόνων (< 1 μm) με συμπύκνωση σε σχετική υγρασία του αέρα μικρότερη από 100%.

Οι δυο μηχανισμοί που είναι οι κυριότεροι υπεύθυνοι για τη δημιουργία βροχής είναι:

1. Η παγοποίηση (διαδικασία Bergeron) και
2. Η σύγκρουση και συνένωση των υδροσταγόνων.

Οποιοσδήποτε μηχανισμός κι αν επικρατεί η απαραίτητη προϋπόθεση για τη δημιουργία βροχής είναι η παρουσία πυρήνων συμπύκνωσης.

1. Η παγοποίηση (διαδικασία Bergeron). Αρκετά νέφη ή τμήματα αυτών των νεφών βρίσκονται σε μεγάλο ύψος στην τροπόσφαιρα, οπότε έχουν θερμοκρασίες αρκετά χαμηλότερες από 0°C (ψυχρά νέφη). Όταν η θερμοκρασία βρίσκεται μεταξύ 0°C μέχρι -10°C υπάρχουν εντός του νέφους παγοκρυστάλλοι και υδροσταγόνες που βρίσκονται σε υγρή μορφή (σταγόνες σε υπέρτηξη). Αυτή η συνύπαρξη αποτελεί και το σημαντικότερο παράγοντα για τη δημιουργία ισχυρών βροχοπτώσεων.

2. Η σύγκρουση και συνένωση των υδροσταγόνων. Σε περίπτωση που εντός ενός νέφους υπάρχουν μόνο υδροσταγονίδια ισχύει αυτός ο μηχανισμός δημιουργίας βροχής. Σε αρκετές περιπτώσεις και ιδιαίτερα στις τροπικές περιοχές, οι θερμοκρασίες των νεφών είναι μεγαλύτερες από 0°C για το σχηματισμό παγοκρυστάλλων. Σε αυτού του είδους τα νέφη (θερμά νέφη) η βροχή δημιουργείται από τη σύγκρουση και τη συνένωση των υδροσταγόνων.

Η συμπύκνωση των υδρατμών δεν αποτελεί ικανή και μόνο συνθήκη να προκαλέσει το φαινόμενο της βροχής καθώς παράγει πολλές μικρές νεφοσταγόνες (< 20 μm) αλλά δεν προκαλεί μεγάλες σταγόνες βροχής (> 2000 μm), οπότε, είτε πολλές μικρές υδροσταγόνες (< 20 μm), οι οποίες δημιουργήθηκαν από τη συμπύκνωση των υδρατμών πρέπει να συνενωθούν για να αυξήσουν το μέγεθος τους, είτε μεγάλες υδροσταγόνες με μικρότερες, για να φράσουν σε κάποιο όριο στο οποίο θα σχηματιστεί η σταγόνα βροχής. Η διαδικασία της σύγκρουσης και συνένωσης των υδροσταγόνων εξαρτάται από το μέγεθος της υδροσταγονας, το ηλεκτρικό φορτίο τους, το πάχος του νέφους και το μέγεθος των αναταρακτικών κινήσεων στην ατμόσφαιρα.

1.3. Ημερήσια πορεία της βροχής στην Ελλάδα

Η ημερήσια πορεία της βροχής παρουσιάζει τρεις τύπους:

❖ **Ο θαλάσσιος τύπος.** Αυτός σημειώνεται πάνω από θαλάσσιες περιοχές και παρουσιάζει ένα μέγιστο που σημειώνεται στη διάρκεια των νυχτερινών ή πρώτων πρωινών ωρών. Η θερμοκρασία του αέρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας δε μειώνεται αρκετά κατά τη διάρκεια της νύχτας, εξαιτίας της επαφής του με τη

θερμότερη υποκείμενη υδάτινη επιφάνεια με αποτέλεσμα να υπάρχει μια σχετική αστάθεια για τη δημιουργία βροχής, οπότε και αποδίδεται το μέγιστο. Η νυχτερινή αυτή αστάθεια ενισχύει τις βροχοπτώσεις πάνω από τη θάλασσα ή και τις δημιουργεί σε περίπτωση που είναι έντονη. Στον ελλαδικό χώρο αστάθεια πάνω από τη θάλασσα δημιουργείται τη χειμερινή περίοδο όπου ψυχρές αέριες μάζες διέρχονται πάνω από τη θερμότερη θάλασσα.

❖ **Ο ηπειρωτικός τύπος.** Αυτός ο τύπος παρουσιάζει μέγιστο κατά τις πρώτες απογευματινές ώρες (μετά το μεσημέρι) εξαιτίας της θέρμανσης του εδάφους. Αξίζει να σημειωθεί ότι στην Ελλάδα αυτός ο τύπος εμφανίζεται κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές.

❖ **Ο πολύπλοκος τύπος.** Αυτός ο τύπος παρουσιάζει κάποιες αποκλίσεις ή και συνδυασμό των δύο παραπάνω ημερήσιων τύπων βροχής. Μερικοί τύποι παρουσιάζουν και τους δύο τύπους μέγιστων (νυχτερινό, απογευματινό), ενώ άλλοι τύποι είναι δυνατό να εμφανίζουν θαλάσσιο τύπο το χειμώνα και ηπειρωτικό το καλοκαίρι, ιδίως σε παραθαλάσσιες περιοχές της βόρειας Ελλάδας (άνω των 390 βόρειου γεωγραφικού πλάτους).

1.4. Ετήσια πορεία της βροχής στην Ελλάδα

Από μελέτες του Μαριολόπουλου η ετήσια πορεία της βροχής στην Ελλάδα διακρίνεται σε τέσσερις τύπους, εξαιτίας της ποικιλομορφίας του αναγλύφου (οριζόντιος και κατακόρυφος διαμελισμός), σύμφωνα με σχετικές μελέτες. Οι τύποι αυτοί είναι οι ακόλουθοι:

• **Τύπος Α.** Ο τύπος αυτός χαρακτηρίζεται από απλή κύμανση του ύψους βροχής, το οποίο παρουσιάζει μέγιστο κατά τους χειμερινούς μήνες κι ελάχιστο κατά τους θερινούς μήνες (κυρίως Ιούλιο κι Αύγουστο). Σε αυτόν τον τύπο ανήκουν όλες οι νησιωτικές περιοχές της Ελλάδας που βρίσκονται νότια του παραλλήλου των 390B, οι ακτές της Δυτικής Ελλάδας, η Πελοπόννησος καθώς και οι παράλιες και πεδινές περιοχές της Στερεάς Ελλάδας.

• **Τύπος Β.** Η ετήσια πορεία του ύψους βροχής σε αυτόν τον τύπο παρουσιάζει διπλή κύμανση, δηλαδή με δύο μέγιστα και δύο ελάχιστα. Το πρωτεύον μέγιστο παρουσιάζεται τη χειμερινή περίοδο (Νοέμβριος-Δεκέμβριος) και το δευτερεύον μέγιστο, κατά τους μήνες Μάιο και Ιούνιο, το οποίο οφείλεται στην εκδήλωση θερμικών καταιγίδων εξαιτίας της θέρμανσης του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία. Το πρωτεύον ελάχιστο εμφανίζεται κατά το δίμηνο Ιούλιο κι Αύγουστο και το δευτερεύον ελάχιστο κατά τους μήνες Ιανουάριο ή Φεβρουάριο έως Απρίλιο. Ο τύπος αυτός επικρατεί στην ορεινή και ανατολική Στερεά Ελλάδα, τη Θεσσαλία, τη Μακεδονία και τα νησιά που βρίσκονται βορειότερα του παραλλήλου των 390B.

• **Τύπος Γ.** Ο τύπος αυτός παρουσιάζει τριπλή κύμανση. Το πρωτεύον μέγιστο στο ύψος βροχής εμφανίζεται το χειμώνα (Νοέμβριο-Δεκέμβριο), το δευτερεύον μέγιστο εμφανίζεται στις αρχές του φθινοπώρου (Σεπτέμβριος) και το τριτεύον μέγιστο, στο δίμηνο Μαΐου - Ιουνίου. Το πρωτεύον ελάχιστο εμφανίζεται το δίμηνο Ιουλίου – Αυγούστου, το δευτερεύον ελάχιστο εμφανίζεται το φθινόπωρο (Οκτώβριος) και το τριτεύον ελάχιστο κατά τις αρχές της άνοιξης (Φεβρουάριο – Μάρτιο). Οι περιοχές επικράτησης του τύπου Γ βρίσκονται στα ορεινά της Μακεδονίας (με εξαίρεση την ορεινή Ροδόπη) και Θεσσαλίας καθώς και στις ηπειρωτικές πεδινές περιοχές της Μακεδονίας και της Θράκης.

• **Τύπος Δ.** Ο τύπος αυτός χαρακτηρίζεται από μια τάση ισοκατανομής της βροχής κατά τη διάρκεια του έτους καθώς εμφανίζει τέσσερα μέγιστα και ελάχιστα ετησίως. Ο τύπος Δ επικρατεί στα βόρεια ορεινά της Μακεδονίας και της Θράκης και κυρίως

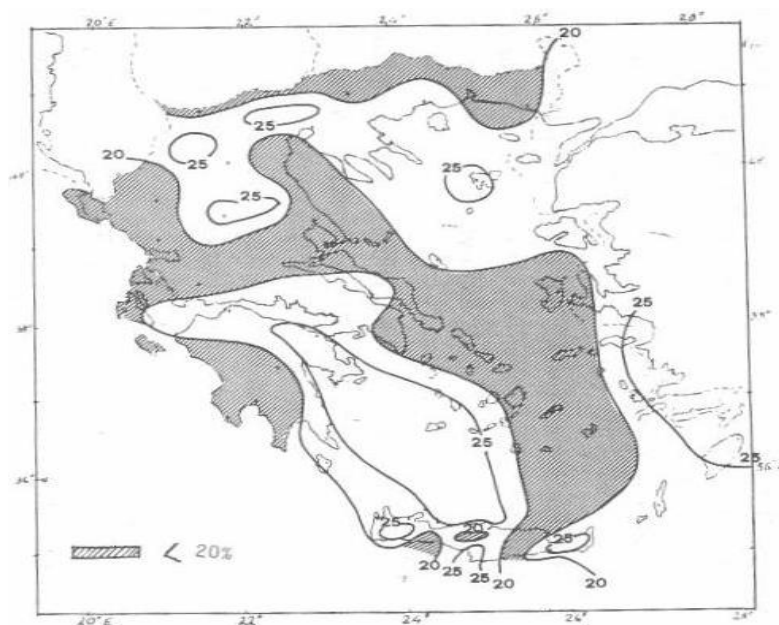
στην ορεινή Ροδόπη. Ωστόσο, χαρακτηρίζεται από μια προοδευτική ελάττωση της βροχόπτωσης στο καλοκαιρινό δίμηνο του Ιουλίου – Αυγούστου.

1.5 Μεταβλητότητα της βροχής

Η απόκλιση των ετήσιων τιμών βροχής από το μέσο όρο των ετήσιων τιμών της βροχόπτωσης για μια μακρά χρονοσειρά (π.χ. 20-30 ετών) καλείται μεταβλητότητα της βροχής. Η μεταβλητότητα της βροχής αποτελεί μια σημαντική παράμετρο που δίνει πληροφορίες για τις ξηρές περιοχές στις οποίες οι μεγάλες αποκλίσεις προς τα κάτω από τη μέση τιμή του ύψους βροχής ενδέχεται να είναι σημαντικές και για μια μεγάλη χρονική περίοδο, προκαλώντας παρατεταμένη ξηρασία. Η μεταβλητότητα της βροχής μπορεί να εκφραστεί με το συντελεστή μεταβλητότητας (coefficient of variability), δηλαδή ισχύει $CV = 100 * \sigma / X \text{ mean}$, όπου:

- ❖ $X \text{ mean}$ = ο μέσος τιμή του ύψους βροχής της χρονοσειράς
- ❖ σ = η αντίστοιχη τυπική απόκλιση της $X \text{ mean}$

Στην Ελλάδα υπάρχει μεταβλητότητα σε ετήσιες και μηνιαίες τιμές του ύψους βροχής, γύρω από τη μέση τιμή αυτού για μια μεγάλη χρονική περίοδο. Αξίζει να σημειωθεί ότι το μέσο ετήσιο ύψος βροχής πάνω από τον ελλαδικό χώρο, έχει υπολογιστεί πως είναι ίσο με 823,1 mm (Φλόκας, 1997).



Γεωγραφική κατανομή του συντελεστή μεταβλητότητας (CV) του μέσου ετήσιου ύψους βροχής πάνω από την Ελλάδα. Πηγή: Φλόκας Απόστολος, Μαθήματα Μετεωρολογίας και κλιματολογίας.

1.6. Υδρολογικό έτος

Στις υδρολογικές μελέτες συνήθως χρησιμοποιείται ο όρος υδρολογικό έτος αντί του ημερολογιακού έτους, επειδή ανταποκρίνεται καλύτερα στη φυσική διαδοχή των εποχών σχετικά με τη μεταβολή των υδατικών αποθεμάτων.

Υδρολογικό έτος ορίζεται μια συνεχής 12μηνη περίοδος επιλεγμένη με τέτοιο τρόπο ώστε οι αλλαγές γενικά στα διαθέσιμα υδατικά αποθέματα να είναι ελάχιστες και τα εναπομείναντα αποθέματα υδάτινων πόρων στο τέλος της περιόδου αυτής να μειώνονται στο ελάχιστο (Παπαπέτρου, 2007).

Η περίοδος αυτή, για τις περιοχές του Βορείου Ημισφαιρίου με εύκρατο κλίμα, στις οποίες ανήκει και η Ελλάδα, ξεκινά τον Οκτώβριο κάθε έτους και τελειώνει το Σεπτέμβριο του επόμενου.

Διακρίνονται δύο περίοδοι:

- **Η υγρή περίοδος (Οκτώβριος - Απρίλιος)**, κατά την οποία σημειώνονται τα μεγαλύτερα ποσά ύετου στον Ελλαδικό χώρο με συνέπεια να υπάρχει αυξητική τάση των υδατικών αποθεμάτων και

- **Η ξηρή ή άνομβρη περίοδος (Μάιος - Σεπτέμβριος)**, κατά την οποία οι βροχοπτώσεις είναι κατά κανόνα μειωμένες και περιορίζονται κυρίως στις ηπειρωτικές και ορεινές περιοχές της Ελλάδας, ενώ παράλληλα υπάρχει αύξηση της εξατμισοδιαπνοής και της χρήσης των αποθεμάτων εδαφικής υγρασίας, με αποτέλεσμα τη μείωση στο ελάχιστο των αποθεμάτων νερού.

Με τον τρόπο αυτό ολοκληρώνεται ο ετήσιος κύκλος μεταβολής των υδατικών αποθεμάτων μιας ευρύτερης περιοχής.

1.7. Καταιγίδες

Οι καταιγίδες (thunderstorms) είναι από τα πιο εντυπωσιακά και βίαια φαινόμενα της ατμόσφαιρας και χαρακτηρίζονται όσον αφορά τα αίτια δημιουργίας τους και τα καιρικά φαινόμενα που τις συνοδεύουν, από ογκώδη νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης τύπου Cb ή σε μια ομάδα από τέτοια νέφη των οποίων οι κορυφές τους φθάνουν ακόμη και την τροπόπαυση (ύψη $> 5 - 10$ km), με ραγδαίες διαλείπουσες βροχές, οι οποίες πολλές φορές συνοδεύονται και από χαλάζι, από ισχυρούς ανέμους μεταβλητής έντασης και διεύθυνσης και από ισχυρές ηλεκτρικές εκκενώσεις (αστραπές, βροντές, κεραυνούς). Ο σχηματισμός αυτών των νεφών οφείλεται στις ισχυρές ανοδικές κινήσεις, οι οποίες δημιουργούνται από την ατμοσφαιρική αστάθεια και τα μεγάλα ποσά υδρατμών στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Αυτές οι ατμοσφαιρικές συνθήκες ευνοούνται στα θερμά και ειδικότερα στα ψυχρά μέτωπα. Η διάρκεια μιας απομονωμένης καταιγίδας σπάνια υπερβαίνει τις δυο ώρες σε διάρκεια. Αρχικά, η βροχή είναι ραγδαία, ωστόσο ύστερα από τις ηλεκτρικές εκκενώσεις γίνεται ασθενής μέχρι μέτριας εντάσεως.

1.8 Κλιματολογία της Κρήτης

Η Κρήτη ανήκει κλιματολογικά στο Χερσαίο Μεσογειακό τύπο κλίματος σύμφωνα με την ταξινόμηση Köppen (Ζαμπάκας, 1981). Ο χειμώνας είναι ήπιος στα πεδινά

και τα παράκτια και δριμύτερος στα ορεινά , όπου συχνά χιονίζει με τις ‘ ψυ-χρές εισβολές ’ βορείων ανέμων . Βαρομετρικά η περιοχή χαρακτηρίζεται από άνομοβρη θερινή περίοδο και βροχερή κατά τους φθινοπωρινούς και χειμερινούς μήνες , οπότε , λόγω της διέλευσης μετωπικών υφέσεων της Μεσογείου , συχνά εκδηλώνονται καταιγίδες . Το καλοκαίρι είναι σχετικά δροσερό , λόγω της επικράτησης των ετησίων και της θαλάσσιας αύρας . Ψυχρότερος μήνας είναι ο Ιανουάριος και θερμότερος ο Ιούλιος. Τα μεγαλύτερα ύψη νετού σημειώνονται στα δυτικά καθώς και στην ορεινή ενδοχώρα . Βροχερότερος μήνας είναι ο Ιανουάριος (Μαρσιολόπουλος , 1960, Ζαμπά-κας 1981).

1.9 Θερμοκρασία

Με τον όρο θερμοκρασία εννοούμε τη φυσική ποσότητα που μετρά την ενέργεια κίνησης ή ταλάντωσης της ύλης σε ατομικό επίπεδο. Η ανταλλαγή της ενέργειας αυτής μας δίνει την αίσθηση του ζεστού και του κρύου με την κατάσταση μεγαλύτερης ενέργειας να αντιστοιχεί στο «ζεστό» ή «θερμό», όταν συνολικά παίρνουμε ενέργεια, και την κατάσταση μικρότερης ενέργειας, κατά την οποία αντιλαμβανόμαστε να χάνουμε συνολικά ενέργεια, να αντιστοιχεί στο «κρύο». Η θερμοκρασία στη πράξη είναι ακριβώς το μέτρο εκείνο με το οποίο προσδιορίζεται η "θερμική κατάσταση" των διαφόρων σωμάτων, είναι δηλαδή ένα φυσικό μέγεθος που συνδέεται με τη μέση κινητική ενέργεια των σωματιδίων ενός συστατικού, το οποίο και χαρακτηρίζει πόσο θερμό ή πόσο ψυχρό είναι αυτό. Το αίτιο που δημιουργεί το αίσθημα του θερμού ή ψυχρού είναι η θερμότητα που όταν χορηγείται (απορροφάται) ή αφαιρείται (εκλύεται) από ένα σώμα προκαλεί "μεταβολή θερμοκρασίας" (ύψωση ή υποβιβασμό). Συνεπώς θερμότητα και θερμοκρασία είναι διαφορετικές έννοιες. Η μεν θερμότητα είναι μορφή ενέργειας, η δε θερμοκρασία ιδιότητα και μέγεθος.

1.9.1 Θερμομετρικά όργανα

Η θερμοκρασία μετριέται με ειδικά όργανα, τα γνωστά θερμόμετρα. Η αρχή λειτουργίας αυτών βασίζεται συνήθως στη μεταβολή του όγκου ή του σχήματος ορισμένων σωμάτων όταν αυτά θερμαίνονται ή ψύχονται. Τα θερμόμετρα που χρησιμοποιούνται για τη παρακολούθηση της θερμοκρασίας αέρος ονομάζονται "ξηρά θερμόμετρα" σε αντίθεση εκείνων που μετρούν την υγρασία ατμοσφαιράς, που ονομάζονται "υγρά θερμόμετρα". (Η μόνη διαφορά τους είναι ότι τα «υγρά θερμόμετρα» απολήγουν σε δοχείο αποσταγμένου ή βρόχινου ύδατος). Με την παρατήρηση της διαστολής ή συστολής του υδραργύρου, που χρησιμοποιείται συνήθως στα θερμόμετρα, διαπιστώνεται και η μεταβολή της θερμοκρασίας η οποία αναγιγνώσκεται στη κατάλληλα



βαθμολογημένη σε βαθμούς θερμοκρασίας κλίμακα του θερμομέτρου. Γενικώς τα θερμομέτρα διακρίνονται σε "κοινά" ή "υδραργυρικά" και σε "θερμομέτρα οινόπνευματος" (για χαμηλότερες θερμοκρασίες). Χρησιμοποιούνται επίσης και "ηλεκτρικά θερμομέτρα" που βασίζονται στην αρχή του θερμοηλεκτρικού στοιχείου, επίσης τα "οπτικά" ή ηλεκτρικά "πυρόμετρα" καθώς και άλλα ειδικών κατηγοριών. Η βαθμολογία των θερμομέτρων γίνεται σε βαθμούς Celsius (Κελσίου) °C στο μετρικό σύστημα, και σε βαθμούς Fahrenheit (Φαρενάιτ) °F στο αγγλικό σύστημα. Στο θερμομέτρο Κελσίου το μηδέν της κλίμακας (0°C) αντιστοιχεί στη θερμοκρασία τήξεως του πάγου, το δε 100 (100°C) στη θερμοκρασία βρασμού του ύδατος. Η ενδιάμεση αυτών απόσταση υποδιαιρείται σε 100 ίσα μέρη που καλούνται "βαθμοί Κελσίου".

Στο θερμομέτρο Φαρενάιτ η θερμοκρασία τήξεως του πάγου αντιστοιχεί στους 32°F, η δε θερμοκρασία βρασμού στους 212°F. Το ενδιάμεσο αυτών διάστημα υποδιαιρείται σε 180 ίσα μέρη που καλούνται "βαθμοί Φαρενάιτ".

Εκ των παραπάνω συμπεραίνεται ότι οι 180 βαθμοί Φαρενάιτ που περιέχονται μεταξύ 32°F και 212°F, αντιστοιχούν στους 100 βαθμούς Κελσίου, που περιέχονται μεταξύ 0°C και 100°C. Επομένως ένας βαθμός Κελσίου ισούται με 1,8 βαθμούς Φαρενάιτ και ισχύουν οι σχέσεις:

$$C = (F - 32)100/180 \text{ ή } C = (F - 32)/1,8$$

$$F = 180/100 X C + 32 \text{ ή } F = 1,8 C + 32$$

Εκτός των παραπάνω κλιμάκων Κελσίου και Φαρενάιτ υπάρχει και η κλίμακα Kelvin για μέτρηση της απόλυτης θερμοκρασίας καθώς επίσης και η ογδοντάβαθμη κλίμακα Ρεωμούρου (Réaumur) που δίνει την θερμοκρασία σε βαθμούς Ρεωμούρου (°R) χωρίς όμως πρακτική αξία αν και χρησιμοποιείται μόνο σε εργαστηριακές μετρήσεις.

Με τον όρο **θερμοκρασία** χαρακτηρίζεται, πιο ποσοτικά, η τάξη μεγέθους των διακυμάνσεων της ενέργειας που συνδέονται με ένα άτομο, μόριο ή κάποιο άλλο στοιχειώδες συστατικό ενός φυσικού συστήματος που είναι $k_B T$, όπου k_B είναι η σταθερά του Boltzmann και T η θερμοκρασία εκπεφρασμένη σε Kelvin. Οι τυπικές ιδιότητες της θερμοκρασίας μελετώνται στην θερμοδυναμική και στην στατιστική μηχανική. Η θερμοκρασία ενός συστήματος σε θερμοδυναμική ισορροπία ορίζεται από τη σχέση μεταξύ της θερμότητας δQ που προσφέρεται σε ένα σύστημα στην διάρκεια μιας απειροστά μικρής αντιστρεπτής μεταβολής και τη μεταβολή dS της εντροπίας του κατά τη μεταβολή.

$$dS = \delta Q/T.$$

Σε αντίθεση με την εντροπία και τη θερμότητα, των οποίων οι μικροσκοπικοί ορισμοί ισχύουν ακόμα και μακριά από την θερμοδυναμική ισορροπία, η θερμοκρασία μπορεί να οριστεί μόνο σε θερμοδυναμική ισορροπία ή τοπική θερμοδυναμική ισορροπία. Καθώς ένα σύστημα προσλαμβάνει θερμότητα, η θερμοκρασία του ανεβαίνει και ομοίως απώλεια θερμότητας προκαλεί πτώση της θερμοκρασίας. Όταν δυο συστήματα βρίσκονται στην ίδια θερμοκρασία δεν παρατηρείται ροή θερμότητας μεταξύ τους. Όταν υπάρχει διαφορά θερμοκρασίας, θερμότητα θα τείνει να κινηθεί από το υψηλότερης θερμοκρασίας σύστημα στο χαμηλότερης θερμοκρασίας μέχρι την αποκατάσταση θερμικής ισορροπίας. Η μεταφορά θερμότητας μπορεί να γίνει με επαφή, μεταφορά (ύλης) ή ακτινοβολία.

Η θερμοκρασία είναι εντατική παράμετρος ενός συστήματος δηλαδή δεν εξαρτάται από το μέγεθος του συστήματος. Άλλες εντατικές παράμετροι είναι η πίεση και η πυκνότητα. Σε αντίθεση η μάζα, ο όγκος και η εντροπία είναι εκτατικές παράμετροι και εξαρτώνται από το μέγεθος του συστήματος (συνήθως είναι ανάλογες με το μέγεθός του).

1.9.2 Θερμοκρασία ατμόσφαιρας

Θερμοκρασία ατμόσφαιρας είναι η θερμοκρασία την οποία έχει ο ατμοσφαιρικός αέρας πάνω από μια περιοχή. Η πρόγνωση του καιρού σε μια περιοχή βασίζεται κυρίως στη γνώση της εκάστοτε ατμοσφαιρικής πίεσης και της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας της υπ' όψιν περιοχής και των γύρω από αυτήν εκτάσεων. Συνεπώς η αναφορά αυτής της έννοιας σχετίζεται πάντα με κάποια περιοχή, είτε μικρή, είτε μεγάλη. Η αναφορά δε, σε παγκόσμια κλίμακα ανάγεται σε αντικείμενο άλλης επιστήμης.

1.9.3 Μετάδοση θερμότητας

Η μετάδοση θερμότητας στην ατμόσφαιρα γίνεται με τους ακόλουθους τρόπους: Αγωγιμότητα, δηλαδή μεταφορά θερμότητας από μόριο σε μόριο. Γενικά η μεταφορά θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα δι' αγωγιμότητας είναι πολύ μικρή.

Κατακόρυφη μεταφορά. Λέγεται η μεταφορά θερμότητας εντός υγρού ή αερίου σώματος μέσω ανοδικών ή καθοδικών ρευμάτων εντός του σώματος. Η μετάδοση θερμότητας στην ατμόσφαιρα με αυτό το τρόπο είναι πολύ μεγάλη.

Οριζόντια μεταφορά. Λέγεται η μεταφορά θερμότητας εντός υγρού ή αερίου σώματος μέσω οριζοντίων ρευμάτων εντός του ίδιου του σώματος. Και με αυτό το τρόπο η μετάδοση θερμότητας στην ατμόσφαιρα είναι επίσης πολύ μεγάλη.

Ακτινοβολία. Λέγεται η μεταφορά της θερμότητας υπό μορφή κυμάτων ενέργειας, όπως π.χ. του Ηλίου προς τη Γη ή εκ της Γης προς τον υπερκείμενο ενός τόπου αέρα και το διάστημα.

Κυριότεροι συνεπώς τρόποι μεταφοράς θερμότητας στην ατμόσφαιρα από την επιφάνεια της Γης, που θερμαίνεται περισσότερο από τον Ήλιο, είναι η κατακόρυφη μεταφορά και η οριζόντια μεταφορά.

1.9.4 Θερμοκρασία αέριας μάζας

Ο ατμοσφαιρικός αέρας θερμαίνεται αφενός μεν από τις ηλιακές ακτίνες που τον διαπερνούν και αφετέρου από την επιφάνεια του εδάφους που θερμαίνεται και αυτή επίσης από την ηλιακή ακτινοβολία, πολύ όμως ισχυρότερα από τον αέρα. Γι αυτό και τα κατώτερα στρώματα της ατμοσφαιρας είναι θερμότερα των υπερκειμένων.

Η ένταση αυτή της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους, είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερο είναι το ύψος του Ηλίου (κάθετα). Επίσης η θερμοκρασία αυτή ελαττώνεται "καθ' ύψος" μέσα στην τροπόσφαιρα κατά $0,64^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ (Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα). Έτσι, για παράδειγμα, αν η θερμοκρασία στην επιφάνεια της ξηράς ή της θάλασσας είναι 20°C , τότε σε ύψος 1000 μέτρα (m) η θερμοκρασία θα είναι 14°C .

Κατά τις ανέφελες νύκτες η επιφάνεια του εδάφους λόγω έντονης ακτινοβολίας αρχίζει και ψύχεται πολύ περισσότερο από τον υπερκείμενο αέρα. Τα κατώτερα επομένως στρώματα θα έχουν θερμοκρασία μικρότερη των υπερκειμένων τους, δηλαδή η θερμοκρασία καθ' ύψος μέχρι ενός σημείου θα αυξάνει αντί να μειώνεται. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται "αναστροφή της θερμοκρασίας" ή θερμοκρασιακή αναστροφή. Η αναστροφή αυτή είναι η αιτία της διατήρησης της ομίχλης.

1.9.5 Θερμοκρασία πάνω από ξηρά

Η επιφάνεια της Γης μέχρι μερικά εκατοστά σε βάθος θερμαίνεται την ημέρα από τον Ήλιο. Αυτό όμως δε σημαίνει ότι μέρα με τη μέρα η επιφάνεια της Γης γίνεται και πιο θερμή, και αυτό διότι μεγάλο μέρος της προσλαμβανόμενης ηλιακής θερμότητας ακτινοβολείται προς την ατμόσφαιρα ή μεταφέρεται σ' αυτήν δια αγωγιμότητας και κατακόρυφης μεταφοράς. Με την αγωγιμότητα ένα μέρος αυτής της ακτινοβολίας μεταδίδεται στο άμεσα υπερκείμενο του εδάφους στρώμα αέρα. Η μεταφορά αυτή περιορίζεται σε ένα πολύ λεπτό στρώμα αέρα που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος εκτός και αν δημιουργούνται ανοδικά ή καθοδικά ρεύματα ή στρόβιλοι. Γενικά η μεταφορά αυτή δεν είναι μικρή σε σύγκριση με τη δια ακτινοβολίας μεταφορά θερμότητας.

Το αποτέλεσμα της δι' ακτινοβολίας μεταφοράς της θερμότητας από τη Γη προς την ατμόσφαιρα είναι περισσότερο χαρακτηριστικό κατά τη νύχτα και μάλιστα όταν ο ουρανός είναι ανέφελος. Τότε η επιφάνεια της γης ψύχεται πολύ ταχύτερα. Τα νέφη όταν υπάρχουν περιορίζουν αυτή την πτώση της θερμοκρασίας δεδομένου ότι και αυτά αντανακλούν την προσλαμβανόμενη από το έδαφος ακτινοβολία πάλι προς το έδαφος. Το αντίθετο συμβαίνει κατά τη διάρκεια της ημέρας, δηλαδή τα νέφη εμποδίζουν κατά πολύ τη θέρμανση της επιφάνειας της Γης, διότι ανακόπτουν τη κάθοδο των ηλιακών ακτίνων προς αυτή.

Γενικά η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας πάνω από την ξηρά αυξάνει τάχιστα καθώς το ύψος του Ηλίου αυξάνει. Η μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας ενός τόπου κατά τη διάρκεια της ημέρας συμβαίνει περίπου 1 έως 2 ώρες μετά τη μεσουράνηση του Ηλίου και η ελάχιστη περίπου 1 έως 2 ώρες πριν την ανατολή.

1.9.6 Θερμοκρασία πάνω από θάλασσα

Η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας, και κατά συνέπεια του ευρισκομένου σε επαφή με αυτή αέρα, είναι πολύ μικρή. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στη θάλασσα η ηλιακή ακτινοβολία εισχωρεί σε σημαντικό βάθος με αποτέλεσμα η αύξηση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια να είναι μικρή. Ακόμα όμως και η ανατάραξη της επιφάνειας λόγω των κυμάτων και των ανέμων ως και των θαλασσιών ρευμάτων μεταβάλλει τη θερμοκρασία του αέρα που βρίσκεται πάνω από τη θάλασσα. Συνεπώς η επίδραση των νεφών στη θερμοκρασία του αέρα που βρίσκεται πάνω από τη θάλασσα στις μεν «ανοικτές θάλασσες» θεωρείται αμελητέα, εν αντιθέσει με τις «κλειστές θάλασσες» και τις λίμνες που είναι υπολογίσιμη λόγω γειννίας της ξηράς.

1.9.7 Επήρεια τοπικής θέρμανσης

Η επιφάνεια της Γης ως γνωστόν δεν είναι ομοιόμορφη. Οι διάφοροι τόποι διαφέρουν. Ως εκ τούτου η επήρεια των ηλιακών ακτίνων ποικίλει ανάλογα, για παράδειγμα η ασφαλτοστρωμένη οδός θερμαίνεται ταχύτερα από ένα χλοερό κάμπο, όπως και η ξηρά έναντι της θάλασσας με συνέπεια ο υπερκείμενος αέρας να θερμαίνεται διαφοροτρόπως. Η αναλογία της ακτινοβολίας (ακτινοβόλος ή φωτεινή ενέργεια) μεταξύ της ανακλώμενης από την επιφάνεια σώματος με εκείνη της προσπίπτουσας σ' αυτό ονομάζεται λευκαύγεια (albedo) του σώματος.

1.9.8 Μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος

Επειδή ο ατμοσφαιρικός αέρας είναι αραιός, από τις ηλιακές ακτίνες που περνούν μέσα από αυτόν δεν απορροφώνται παρά μικρές μόνο ποσότητες θερμότητας. Αντίθετα η επιφάνεια του εδάφους θερμαίνεται ισχυρότερα και έτσι τα στρώματα του αέρα που βρίσκονται κοντά στο έδαφος θερμαίνονται πιο γρήγορα και πιο πολύ από εκείνα που βρίσκονται ψηλότερα. Καθώς όμως θερμαίνονται γίνονται ελαφρύτερα, ανεβαίνουν μέσα στην ατμόσφαιρα και μεταφέρουν έτσι ποσότητες θερμότητας στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

Την ίδια στιγμή όμως και η ανομοιομορφία της γήινης επιφάνειας καθώς και η άνιση θέρμανση του εδάφους, δημιουργούν ανοδικές, καθοδικές και οριζόντιες κινήσεις του αέρα, οι οποίες έχουν σαν αποτέλεσμα την ανάμιξη θερμών και ψυχρών αερίων μαζών και γενικά τη μεταφορά θερμότητας. Ο ατμοσφαιρικός αέρας μπορεί να θερμανθεί και να ψυχθεί και μόνο από μηχανικά αίτια. Οι μεταβολές αυτές ονομάζονται αδιαβατικές μεταβολές της θερμοκρασίας. Η αύξηση ή ελάττωση της θερμοκρασίας που προκαλείται με τον τρόπο αυτό, ονομάζεται δυναμική θέρμανση ή ψύξη.

Οι αδιαβατικές μεταβολές της θερμοκρασίας λαμβάνουν χώρα διαρκώς μέσα στην ατμόσφαιρα κατά τον ακόλουθο τρόπο : όταν μία μάζα αέρα ανεβαίνει μέσα στην ατμόσφαιρα, τότε μεταφέρεται στην ουσία σε περιοχή με μικρότερη πίεση οπότε διαστέλλεται, εκτονώνεται και ψύχεται. Στην πραγματικότητα δηλαδή η ψύξη της αέριας μάζας είναι αποτέλεσμα της διαστολής της μέχρι να εκτονωθεί (οπότε καταναλώνεται θερμική ενέργεια η οποία μετατρέπεται σε κινητική). Στη φάση αυτή η μάζα δε συναλλάσσεται καθόλου σχεδόν θερμότητα με τον εξωτερικό ατμοσφαιρικό αέρα που την περιβάλλει. Αντίθετα όταν η αέρια μάζα μεταφέρεται σε περιοχή με μεγαλύτερη πίεση (κάθοδος της αέριας μάζας μέσα στην ατμόσφαιρα) τότε συμπιέζεται, συστέλλεται και θερμαίνεται και στην περίπτωση αυτή δεν υπάρχει καμία συνδιαλλαγή θερμότητας της αέριας μάζας με το εξωτερικό περιβάλλον.

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος εκφράζεται με την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Αυτή ορίζεται σαν την ελάττωση της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα στη μονάδα ύψους και συμβολίζεται με γ , οπότε θα έχουμε:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}.$$

Το αρνητικό πρόσημο (-) τίθεται για να δηλώσει ότι αύξηση του ύψους αντιστοιχεί σε ελάττωση της θερμοκρασίας για το στρώμα της τροπόσφαιρας. Ως μονάδα ύψους, συνήθως, χρησιμοποιούνται τα 100 m ή 1 km, δηλαδή η γ εκφράζεται σε $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ή $^{\circ}\text{C}/1\text{ km}$.

Αξίζει να σημειωθεί ότι η θερμοκρασία του αέρα δε μπορεί να μετρηθεί πειραματικά με τα συνηθισμένα θερμομέτρα πάνω από το ύψος των 60 km περίπου. Στην περίπτωση αυτή η θερμοκρασία υπολογίζεται από την αντίστοιχη τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης (P), της πυκνότητας (ρ) και του μοριακού βάρους (M) του αέρα, χρησιμοποιώντας τη μορφή της καταστατικής εξίσωσης των ιδανικών αερίων:

$$P = \rho \frac{R^*}{M} \cdot T \quad \text{και} \quad P = \rho R_a T$$

όπου: R^* = η παγκόσμια σταθερά των αερίων.

R_a = η ειδική σταθερά των αερίων που για τον ξηρό αέρα η τιμή είναι ίση με $287,05 \text{ Joule} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{K}^{-1}$.

Η υγρασία της ατμόσφαιρας επηρεάζει σημαντικά το ρυθμό μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος και για αυτό η κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα ορίζεται ως ακολούθως:

α). Ξηρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Η ξηρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι ίση με $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Στην περίπτωση αυτή, θεωρητικά, η αέρια μάζα που ανέρχεται στην ατμόσφαιρα και ψύχεται αδιαβατικά δε περιέχει καθόλου υδρατμούς. Επειδή όμως στις αέριες μάζες της τροπόσφαιρας περιλαμβάνονται, έστω και μικρές ποσότητες υδρατμών έχει επικρατήσει ότι η κατά μέσο όρο τιμή της κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στην τροπόσφαιρα είναι : $\gamma = -0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ή $\gamma = - 6^{\circ}\text{C} /1\text{km}$. Σημειώνεται επίσης, ότι στα παρεδάφια στρώματα της ατμόσφαιρας (σε πάχος μερικών εκατοστών) έχουμε, συνήθως, θερμοβαθμίδες με πολύ μεγάλες τιμές:
 $\gamma = -1,8^{\circ}\text{C}/10\text{m}$.

β). Υγρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

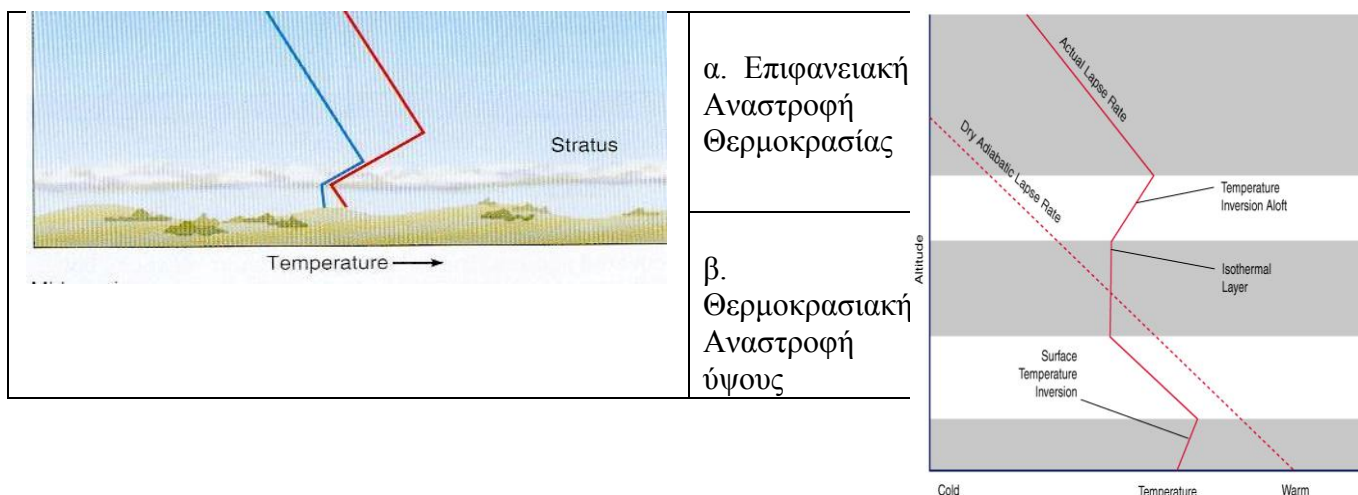
Η υγρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα λαμβάνει χώρα σε μία αέρια μάζα η οποία είναι κορεσμένη από υδρατμούς και κατά την άνοδο της συνεχίζει να ψύχεται μόνο αδιαβατικά. Αυτή είναι μικρότερη από την ξηρή θερμοβαθμίδα, γιατί κατά τη διεργασία συμπίκνωσης των υδρατμών, μέσα στην αέρια μάζα, ελευθερώνονται ποσά θερμότητας και έτσι ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας με το ύψος μικραίνει. Η μέση τιμή της υγρής κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας είναι:

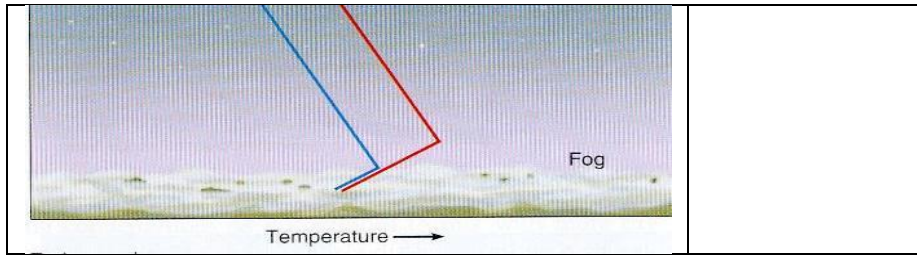
$$\gamma = -0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}.$$

Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα βρίσκεται σε στενή σχέση με την ατμοσφαιρική ευστάθεια ή αστάθεια.

1.10 Αναστροφή της θερμοκρασίας

Αναφέρθηκε στα προηγούμενα ότι συμβαίνει πολλές φορές, σε ορισμένες περιοχές της τροπόσφαιρας, η θερμοκρασία του αέρα αντί να ελαττώνεται με το ύψος για διάφορους λόγους να αυξάνεται. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται αναστροφή της θερμοκρασίας (εικόνα 1.1). Το στρώμα του αέρα μέσα στο οποίο συμβαίνει το φαινόμενο αυτό ονομάζεται στρώμα αναστροφής. Το ύψος στο οποίο βρίσκεται η βάση του καλείται ύψος της αναστροφής και το πάχος του βάθος της αναστροφής. Οι αναστροφές ανάλογα με το ύψος στο οποίο δημιουργούνται, χωρίζονται σε αναστροφές επιφάνειας (εικόνα 1.1α), όταν το φαινόμενο αρχίζει αμέσως από την επιφάνεια της Γης, και σε αναστροφές ύψους όταν εμφανίζονται σε κάποιο ύψος πάνω από την επιφάνεια της Γης (εικόνα 1.1β). Το βάθος των θερμοκρασιακών αναστροφών, κατά κανόνα, δεν είναι μεγάλο.





Εικόνα 1.1: Συνθήκες Θερμοκρασιακής Αναστροφής (C.D. Ahrens)

Ανάλογα με τους παράγοντες που δημιουργούν τις αναστροφές, αυτές διακρίνονται, σε αναστροφές : ακτινοβολίας, ορογραφικές, θερμού αέρα, μετωπικές, αντικυκλωνικές, δυναμικές, τριβής, χιονοσκεπούς εδάφους κ.α.

Τα στρώματα αναστροφής της θερμοκρασίας από δυναμικής άποψης είναι ευσταθή και εμποδίζουν τις ανοδικές κινήσεις ή με άλλα λόγια τον εξαερισμό των κατώτερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας. Δημιουργούν έτσι συνθήκες εγκλωβισμού των αέριων μαζών, κάτω από το στρώμα αναστροφής που είναι υπεύθυνες για την αύξηση της ρύπανσης ή μόλυνσης των κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας. Οι αναστροφές θερμοκρασίας ευνοούν επίσης την δημιουργία ομίχλης ή στρωματόμορφων νεφών (stratus) πλησίον της επιφάνειας του εδάφους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: Δεδομένα

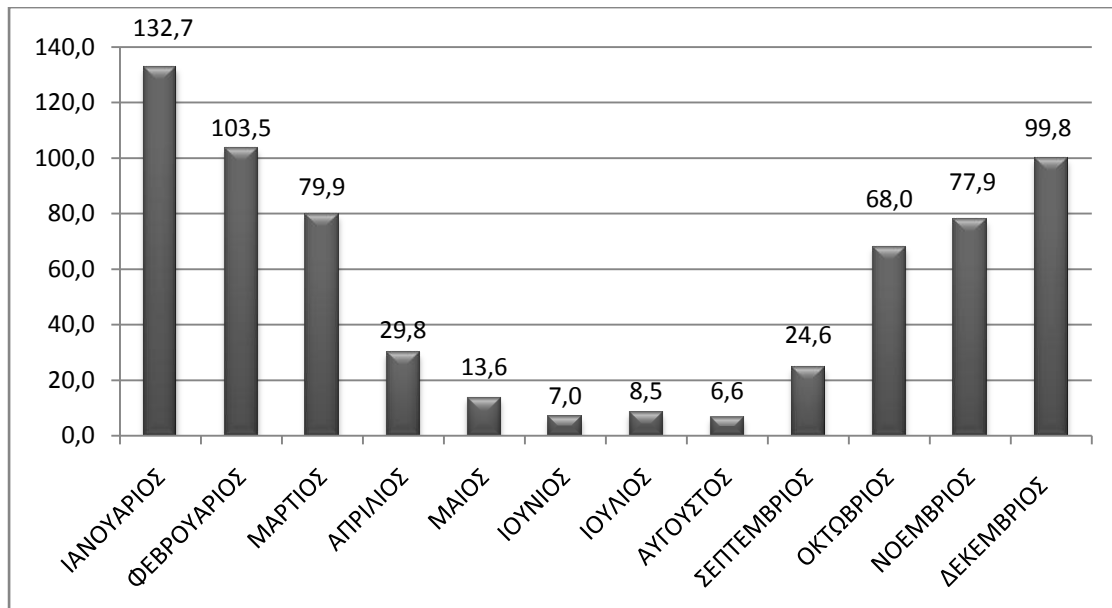
2.1 Στατιστική επεξεργασία βροχοπτώσεων

Τα παρακάτω δεδομένα επεξεργάστηκαν με την χρήση του προγράμματος Excel. Τα δεδομένα υπάρχουν και σε ψηφιακή μορφή.

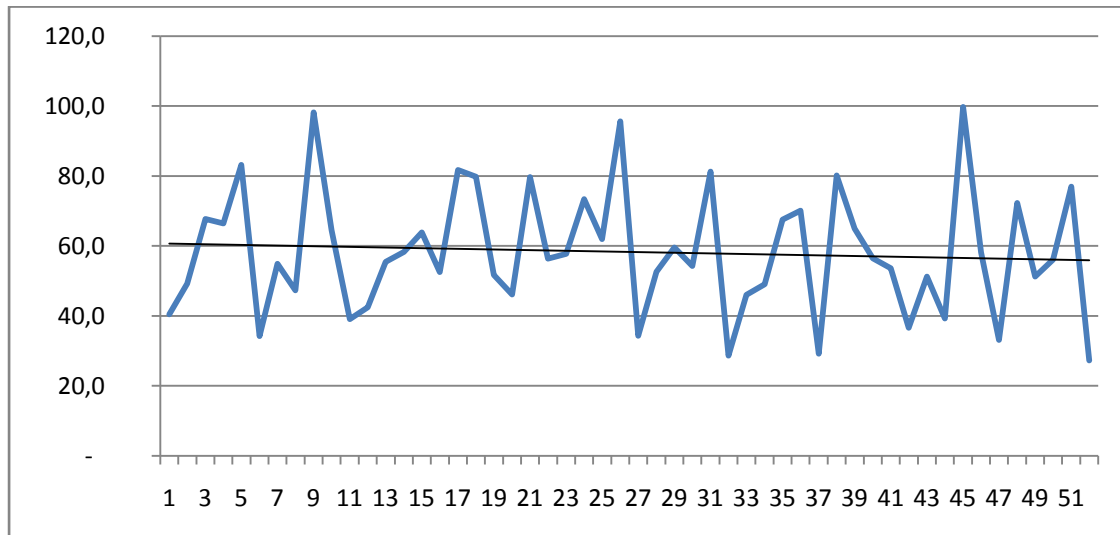
ΕΘΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ Γ/ ΤΜΗΜΑ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ															ΚΙΤΡΙΝΟ	ΚΟΚΚΙΝΟ				
ΣΤΑΘΜΟΣ: ΣΟΥΔΑ															WMO No 16 746					
ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΠΛΑΤΟΣ Β 35° 33'															ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΜΗΚΟΣ Α 24° 07'			ΥΨΟΜΕΤΡΟ ΤΟΥ ΒΑΡΟΜΕΤΡΟΥ 152 ΜΕΤΡΑ		
ΜΕΤΕΩΡ. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ: ΜΗΝΙΑΙΟ ΥΨΟΣ ΥΕΤΟΥ σε χιλιοστά																				
ΕΤΟΣ	ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	ΜΑΡΤΟΣ	ΑΠΡΙΛΙΟΣ	ΜΑΙΟΣ	ΙΟΥΝΙΟΣ	ΙΟΥΛΙΟΣ	ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	ΟΛΙΚΟ	MIN	MAX	AVERAGE				
1959	161,3	67,8	30,6	63,6	9,7	5,6	1,5			1,3	71,5	55,4	97,4	565,7	1,3	161,3	40,4			
1960	158	34,8	150,5	124,1	13,5	15,7			10,3	2,2	41,1	50,9	601,1	2,2	158	49,2				
1961	95,3	196	49	4,9	10,3	15,4			0,2	167,6	5,1	160,8	704,6	0,2	196	67,7				
1962	118,8	128,3	7,5	4,5	36,5	1,5			24,8	229,5	12,2	153,3	716,9	1,5	229,5	66,5				
1963	171,3	188,9	138,3	64,4	41,4	0,3				163,4	25,8	43,1	836,9	0,3	188,9	83,2				
1964	207,5	69,2	64,4	23,8	14,3	19,1			12,8	4,8	38	65,4	515,3	4,8	207,5	34,2				
1965	195,3	144	139,4	60,2	11,4	11,6				2,6	11,9	58,2	634,6	2,6	195,3	54,9				
1966	166,4	10,7	115,2	28,5	24,6	26,7			94,8	8,3	34,4	82,9	592,5	8,3	166,4	47,3				
1967	147,4	129,2	133,3	49,5	9,8				0,5	215,4	39,6	208,3	933,0	0,5	215,4	98,2				
1968	190,8	211,1	31,7	5,2	5,2	10		4	7,1	114,7	173	83,5	836,3	4	211,1	64,6				
1969	180,7	26,9	109	52,7	11,1	0,1			0,3	8,6	14,4	128,7	532,5	0,1	180,7	39,1				
1970	85	59,2	38	36	9,6	1,3			51,8	82,7	67,5	36,3	467,4	1,3	85	42,5				
1971	288	268,1	52,4	34,7	2,1	0,4		2,8	22,6	43,5	100,1	28	822,7	0,4	268,1	55,5				
1972	61,9	61,4	66,4	16,9	14,9			3,9	2	187,2	66,7	101,9	586,2	2	187,2	58,3				
1973	120,5	98,5	51,5	58,3			1,2			135,8	74	27,9	567,7	1,2	135,8	63,9				
1974	152,4	71,7	92,5	3	2,1			0,7	51	19,7	123,6	108,5	625,2	0,7	152,4	52,5				
1975	177,4	166,2	15	33,5	2,4	8,2				117	132,6	178,6	830,9	2,4	178,6	81,7				
1976	239,2	136,1	274,5	49,3	9,2	2,8		5		83,4	88	69,6	957,1	2,8	274,5	79,8				
1977		31	54,7	54,6	0,4		1,8		101,9	19,7	21,9	179,4	465,4	0,4	179,4	51,7				
1978	140,6	65,5	116,1	20,5	2,2				34,3	51,3	21,4	57,6	509,5	2,2	140,6	46,1				
1979	99,9	138,8	110,3	34,2	47,8	14,9			0,8	116,5	124,6	132,6	817,4	0,8	135,8	79,7				
1980	95,1	202,1	46,9	27,5	2,3			3,6	2,6	105,8	16,3	100,5	602,7	2,3	202,1	56,4				
1981	516,1	137,4	22,7	20,1	4,7					5,3	148,2	65,6	920,1	4,7	516,1	57,7				
1982	72,5	209,5	101,6	44,6	46,9			2,9		14,3	35,2	132	659,5	2,9	209,5	73,4				
1983	63	81,4	60,7	25,8	10,5	20,6	11,7		13,1	209,2	146,7	39,6	682,3	10,5	209,2	61,9				
1984	97	231	80,8	69,1	1,5		25			21,2	184,2	152,3	862,1	1,5	231	95,6				
1985	119,8	29,4	46,3	13,6	6,4					65,6	25,9	53,3	360,3	6,4	119,8	34,4				
1986	61,2	55,9	21,8	0,4	34,4	3,9			115,5	52,6	88,6	100,3	534,6	0,4	115,5	52,6				
1987	77,4	66,4	97,2	97,2	1,1					16,8	62,3	76,1	494,5	1,1	97,2	59,6				
1988	80	86,4	84,9	8,5	6,9				1	67,2	83,1	96,1	514,1	1	96,1	54,3				
1989	83,8	23,9	200,1		20,4					51,5	164,5	27,2	571,4	20,4	200,1	81,3				
1990	26	49,7	1	13,2		1,9		21,2	24,6	21,5	54,5	69,8	283,4	1	69,8	28,6				
1991	111,2	64,4	30,1	36,6	16,4			1,3	1,5	43,1	24	197,2	525,8	1,3	197,2	46,1				
1992	33,7	121,2	115,7	10,5	4,2	0,3				0,2	33,3	106,7	425,8	0,2	121,2	49,0				
1993	98,3	187,4	46,5	15,2	70,6	6,4			1,2	6,8	168,4	105,1	705,9	1,2	187,4	67,5				
1994	172,6	91,4	29,4	11,8	3,8					159,3	92,7	61,3	420,3	3,8	159,3	70,1				
1995	106,9	16,8	89,6	13,9	7,2	0,4	3		8,5	10,1	92,8	49,5	398,7	0,4	106,9	29,2				
1996	205,5	179,8	94	10,5	4,8				42,1	89,1	39,1	181,6	641,0	4,8	181,6	80,1				
1997	82,3	71,6	221,1	26,3	1,1	1,4			2,8	70,4	146,4	44	667,4	1,1	221,1	65,0				
1998	68,9	5,2	97,4	36,9	7,4	0,1				25,5	64,8	214,3	520,5	0,1	214,3	56,5				
1999	107,3	48,6	66,1	11					31,3	0,5	110,4	107,2	482,4	0,5	110,4	53,6				
2000	183,5	64,6	33,2	8,6	5,3				0,1	5,8	68,6	106,7	476,4	0,1	183,5	36,6				
2001	185,3	103,3	2,9	41,0	20,7				4,9	2,9	182,9		543,9	2,9	185,3	51,2				
2002	87,4	22,8	55,4	43,8	0,2		8,3	20,6	36	40,8	66,1	98,9	480,3	0,2	98,9	39,3				
2003	79,5	313,0	183,3	80,1	23,5			8,5	1,5	1,3	107,9	178,6	977,2	1,3	313	99,7				
2004	138,3	55,9	23,3	13,6	6,1					18,3	234,9	55,3	545,7	6,1	234,9	58,2				
2005	102,8	70,5	47,4	2,8	0		1,6		25,8	43,9	55	51,2	401,0	0	102,8	33,1				
2006	131,6	142	31,9	18	1,7	8,8	0,5		14,6	371,2	105,4	28,9	854,6	0,5	371,2	72,3				
2007	46,8	85,5	25,2	3	63,9				2,4	18,5	39,1	172,2	456,6	2,4	172,2	51,2				
2008	51,5	99,3	32,6	42,4	8,6				24,8	10	30	201,1	500,3	8,6	201,1	56,1				
2009	79,2	159,5	56,6	55,9	32,3				41,9	129	63,2	77,4	695,0	32,3	159,5	77,0				
2010	220,3	35,4	21,8	12,3	8,5	1,2			0,6	48,2	25	92,4	465,7	0,6	220,3	27,3				

Μέση τιμή κάθε μήνα από το έτος 1959 έως 2010.

AVG	132,7	103,5	79,9	29,8	13,6	7,0	8,5	6,6	24,6	68,0	77,9	99,8
-----	-------	-------	------	------	------	-----	-----	-----	------	------	------	------



Από το σχήμα φαίνεται ότι κατά τον μήνα Ιανουάριο και Φεβρουάριο έχουμε τις υψηλότερες τιμές βροχοπτώσεων. Παρατηρούμαι στο σχήμα ότι το ποσό της βροχόπτωσης από τον Ιανουάριο μέχρι τον Μάιο φθίνει, κατά τους μήνες Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο έχουμε σταθερές τιμές και από τον Σεπτέμβριο μέχρι τον Δεκέμβριο ανοδική αύξηση στις τιμές των βροχοπτώσεων.



Στο σχήμα αυτό έχουμε τις μέσες ετήσιες τιμές κάθε χρόνου με την γραμμή τάσης. Παρατηρούμε ότι σύμφωνα με την γραμμή τάσης έχουμε μια σταδιακή μείωση των ψών βροχής όσο περνούν τα χρόνια.

2.2 Στατιστική επεξεργασία θερμοκρασιών

Τα παρακάτω δεδομένα επεξεργάστηκαν με την χρήση του προγράμματος Excel. Τα δεδομένα υπάρχουν και σε ψηφιακή μορφή.

