



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Μελέτη της Θαλάσσιας Αύρας του Σαρωνικού

Βασίλειος Π. Καλογιάννης – Λαμπρόπουλος

Επιβλέπουσα: Έλενα Φλόκα, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια

ΑΘΗΝΑ
ΙΟΥΝΙΟΣ 2017

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Μελέτη της Θαλάσσιας Αύρας του Σαρωνικού

Βασίλειος Π. Καλογιάννης – Λαμπρόπουλος

A.M.: 200800063

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ: Έλενα Φλόκα, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	3
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ	4
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ.....	5
2.1 Δημιουργία της Θαλάσσιας Αύρας	5
2.2 Παράγοντες που επηρεάζουν την Θαλάσσια Αύρα	8
2.2.1 Συνοπτικός Άνεμος	8
2.2.2 Τριβή.....	9
2.2.3 Δύναμη Coriolis.....	10
2.2.4 Τοπογραφία	12
2.3 Ετησίες στον Σαρωνικό (Μελτέμια).....	13
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΔΕΔΟΜΕΝΑ-ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	14
3.1 Δεδομένα.....	14
3.2 Χαρακτηρισμός Ημέρας Αύρας	14
3.3 Μεθοδολογία	16
3.3.1 Ευθεία παλινδρόμησης των ημερών αύρας στην πάροδο της τριακονταετίας.....	17
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ	19
4.1 Συχνότητα ημερών αύρας	19
4.2 Ενδοετήσια Συχνότητα Ημερών Αύρας	20
4.2 Υπερετήσια Συχνότητα Ημερών Αύρας	21
4.3 Μέση Ταχύτητα Ανέμου.....	23
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	26
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	27

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει αντικείμενο την κλιματολογική μελέτη της εμφάνισης και των χαρακτηριστικών, της θαλάσσιας αύρας στον Σαρωνικό κόλπο και συγκεκριμένα στην περιοχή του Ελληνικού, όπως τη συχνότητα και τις χρονικές μεταβολές της και την ένταση για την περίοδο 1975 – 2004, με τη βοήθεια δεδομένων από το αρχείο της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας στο σταθμό του Ελληνικού.

Τα δεδομένα που μελετώνται αφορούν την ταχύτητα και την διεύθυνση του ανέμου στο σταθμό του Ελληνικού, κάθε τρεις ώρες, για τα έτη 1975 – 2004. Η εργασία βασίζεται στη μελέτη των ημερών αύρας, οι οποίες ορίζονται αντικειμενικά με τη βοήθεια κριτηρίων που προκύπτουν από προηγούμενες εργασίες για την αύρα του Σαρωνικού.

Οι περισσότερες ημέρες αύρας εμφανίζονται τον Μάιο και τον Ιούνιο. Από την ενδοετήσια μελέτη της συχνότητας, επιβεβαιώνεται η αλληλεπίδραση της θαλάσσιας αύρας του Σαρωνικού με τις ετησίες. Ο μέσος όρος εμφάνισης ημερών αύρας είναι 27 ημέρες αύρας ανά έτος. Παρουσιάστηκε μια μικρή αυξητική τάση των ημερών αύρας, η οποία όμως αποδείχθηκε ότι δεν είναι στατιστικά σημαντική. Μέσα από την μέγιστη ταχύτητα του ανέμου ανά ημέρα αύρας, μελετάται η ένταση της αύρας. Προκύπτει ότι η μέση μέγιστη ταχύτητα ανέμου τις ημέρες αύρας είναι 9,35 Knots, με μέγιστο τον Αύγουστο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η θαλάσσια αύρα είναι ο ημερήσιος άνεμος που πνέει με φορά από την θάλασσα προς την στεριά. Οφείλεται στην διαφορά πίεσης που εμφανίζεται, λόγω της διαφορετικής θερμοχωρητικότητας στεριάς και θάλασσας. Είναι τοπικός άνεμος και όταν τα συνοπτικά φαινόμενα είναι ήπια και η θερμοκρασιακή διαφορά ξηράς - θάλασσας αισθητή, ευνοείται η δημιουργία του. Επίσης ο μηχανισμός δημιουργίας του, τον καθιστά αρκετά προβλέψιμο, αφού η διεύθυνσή του είναι συγκεκριμένη και εξαρτάται από διάφορους παράγοντες που θα αναλύσουμε παρακάτω. Αυτή ακριβώς η «προβλεψιμότητα» του και ο τοπικός χαρακτήρας του είναι που τον καθιστούν ιδιαίτερα σημαντικό, καθώς στην περιοχή που σχηματίζεται και με την απουσία συνοπτικών φαινομένων θα είναι ο κυρίαρχος άνεμος.

Στην περιοχή της Αττικής σχηματίζονται τρία διαφορετικά κύτταρα αύρας. Ένα από τον Ευβοϊκό κόλπο στα Μεσόγεια, ένα από τον κόλπο της Ελευσίνας στην περιοχή του Θριασείου και τρίτον ένα κύτταρο θαλάσσιας αύρας από τον Σαρωνικό, στην νότια πλευρά της Αττικής. Το τελευταίο ειδικά, από διάφορες μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί, έχει αποδειχθεί ότι υπό κατάλληλες συνθήκες έχει πολύ μεγάλη διείδυση στο εσωτερικό της Αττικής και συμβάλλει καθοριστικά στο κλίμα της πόλης της Αθήνας. Ιδιαίτερα τις καλοκαιρινές μέρες, όπου τα συνοπτικά φαινόμενα είναι ήπια, η θαλάσσια αύρα που δημιουργείται από το Σαρωνικό και κυριαρχεί κλιματολογικά - μαζί με άλλα μέσης κλίμακας φαινόμενα όπως αναβάτες, καταβάτες άνεμοι - είναι υπεύθυνη για τον τρόπο διασποράς των ρύπων στο λεκανοπέδιο της Αττικής. Μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η μελέτη αυτής της αύρας καθώς από την μια τα νερά του Σαρωνικού αλληλεπιδρούν άμεσα με το Αιγαίο πέλαγος και από την άλλη το κύτταρο που σχηματίζεται συναντά την πολύ ιδιαίτερη κλιματολογία – τοπογραφία της Αττικής (Prezerakos, 1986; Helmis et al., 1986;1994)

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει αντικείμενο την κλιματολογική μελέτη της εμφάνισης και των χαρακτηριστικών, της θαλάσσιας αύρας στον Σαρωνικό κόλπο και συγκεκριμένα στην περιοχή του Ελληνικού, όπως τη συχνότητα και τις χρονικές μεταβολές της και την ένταση για την περίοδο 1975 – 2004, με τη βοήθεια δεδομένων από το αρχείο της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας στο σταθμό του Ελληνικού.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

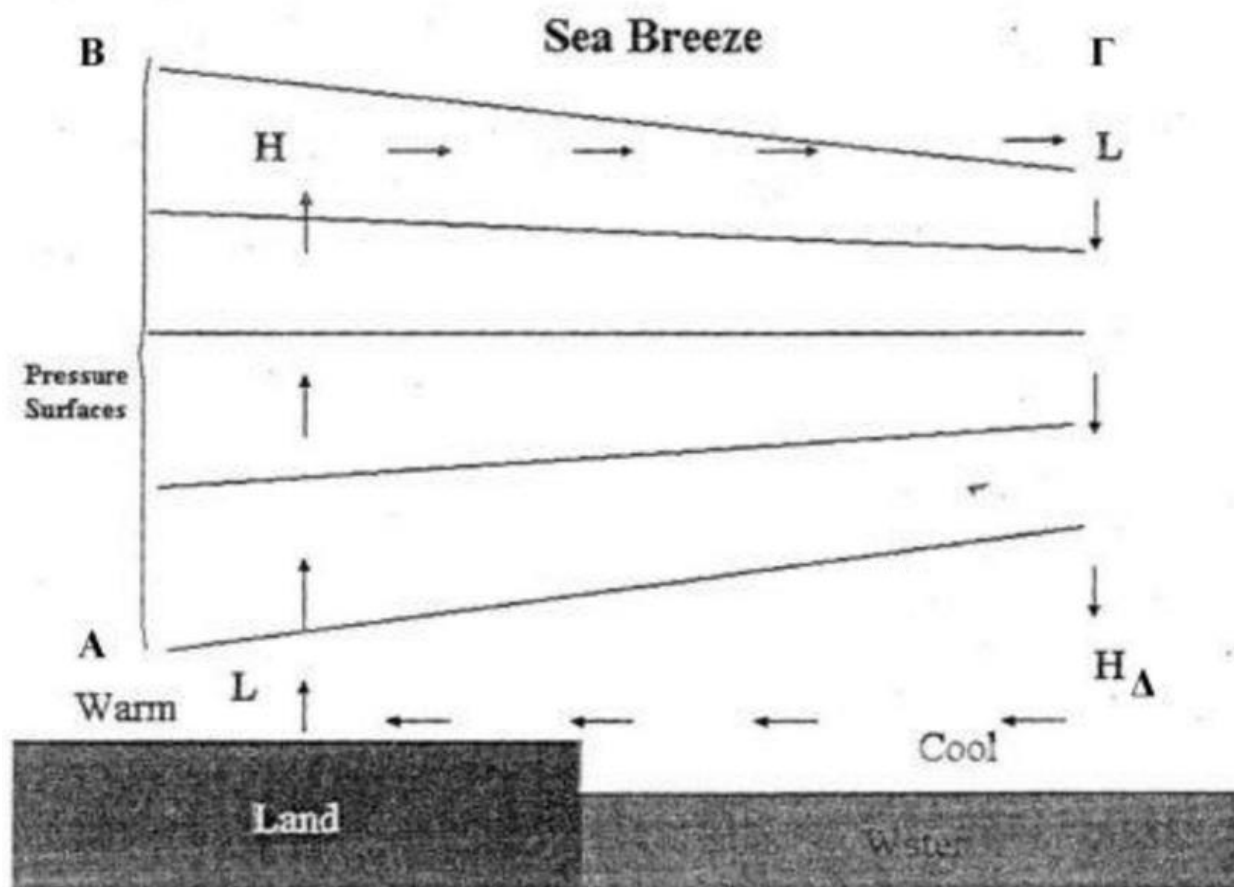
2.1 Δημιουργία της Θαλάσσιας Αύρας

Η θαλάσσια αύρα ανήκει στην κατηγορία των ημερήσιων ανέμων και δημιουργείται λόγω της θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ ξηράς και θάλασσας. Όσο μεγαλύτερη είναι αυτή η διαφορά τόσο πιο έντονα εκδηλώνεται το φαινόμενο.

Η θάλασσα έχει μεγαλύτερη θερμοχωρητικότητα από τη στεριά, έτσι η επιφάνεια της θερμαίνεται πιο αργά από την αντίστοιχη στην στεριά. Το ίδιο θα συμβεί και με τις στήλες αέρα πάνω από τις εν λόγω επιφάνειες. Η στήλη αέρα που είναι σε επαφή με το έδαφος θα αναπτύξει μεγαλύτερη θερμοκρασία από αυτή που είναι σε επαφή με την θάλασσα.

Ο θερμός αέρας πάνω από τη στεριά θα διασταλεί και τελικά σε επίπεδο *h* πάνω από την επιφάνεια, η πίεση πάνω από την ξηρά θα είναι μεγαλύτερη της αντίστοιχης πάνω από την θάλασσα. Αυτή η διαφορά στην βαθμίδα της πίεσης θα δημιουργήσει μια ροή από τα ανώτερα στρώματα πάνω από την ξηρά προς τα αντίστοιχα πάνω από την θάλασσα. Η μετακίνηση όμως αυτή θα έχει αλυσιδωτά αποτελέσματα. Λόγω της μεταφοράς αυτής, το βάρος της στήλης αέρα πάνω από τη στεριά θα μικραίνει. Άρα στα χαμηλά στρώματα η πίεση θα μικραίνει. Στην θάλασσα όμως θα συμβεί το αντίστροφο. Στα υψηλά στρώματα θα έχουμε συγκέντρωση αερίων μαζών (άρα αύξηση του βάρους) και σε εκείνα κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας η πίεση θα αυξάνεται. Λόγω αυτής της διαφοράς στην βαθμίδα της πίεσης, θα δημιουργηθεί μια δεύτερη ροή με κατεύθυνση από την θάλασσα προς την ξηρά. Την ροή αυτή την αποκαλούμε **θαλάσσια αύρα**.

Λόγω της δημιουργίας αυτών των οριζόντιων ροών, θα προκληθούν και κατακόρυφες μεταβολές, όπου ο αέρας που συσσωρεύεται πάνω από την στεριά θα ανέλθει για να καλύψει το κενό αυτού που εκτοπίζεται και στα υψηλά επίπεδα πάνω από τη θάλασσα, θα κατέλθει για το ίδιο λόγο. Τελικά θα έχει σχηματιστεί ένα ολοκληρωμένο κύκλωμα κλειστής κυκλοφορίας (Σχήμα 2.1).



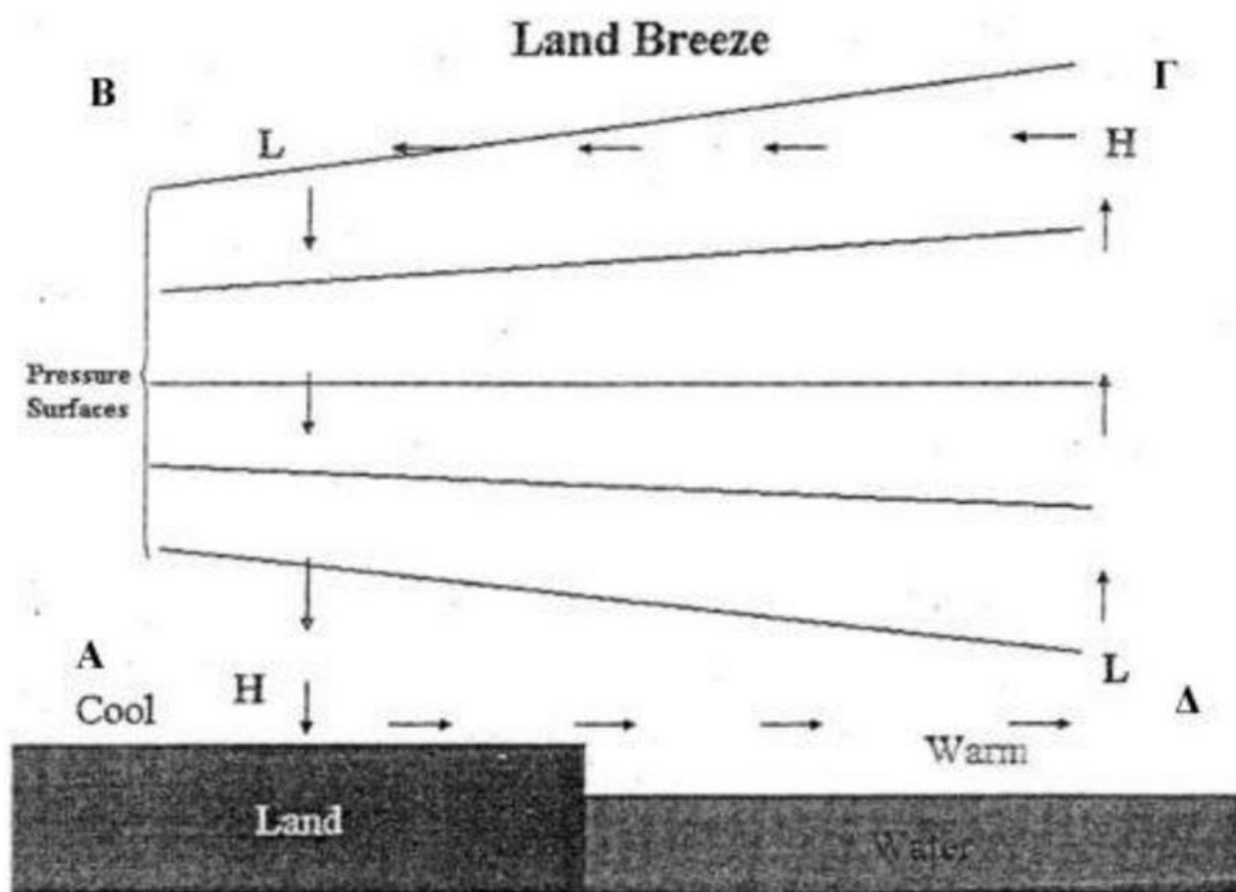
Σχήμα 2.1: Σχηματική απεικόνιση των ισοβαρών και των ροών που δημιουργούν την κλειστή κυκλοφορία του συστήματος της θαλάσσιας αύρας (Sterbis, 2000)

Αντίθετα, κατά τη δύση του ηλίου θα δημιουργηθεί το αντίστροφο φαινόμενο. Η ξηρά και η θάλασσα θα ξεκινήσουν να ψύχονται όμως πάλι λόγω της μικρότερης θερμοχωρητικότητας της στεριάς, θα χάνει γρηγορότερα θερμοκρασία από την θάλασσα. Καθώς συμβαίνει αυτό αρχικά η θερμοκρασία των δύο επιφανειών θα εξισωθεί (οριζόντιες ισοβαρείς) και στο σημείο αυτό θα έχει εξαφανιστεί πλήρως η θαλάσσια αύρα. Στην πορεία της νύχτας όμως και καθώς η ξηρά χάνει όλο και περισσότερη θερμοκρασία. Σε επίπεδο *h* πάνω από την επιφάνεια, η πίεση θα είναι μεγαλύτερη πάνω από την θάλασσα πλέον. Η διαφορά αυτή στην βαθμίδα της πίεσης θα δημιουργήσει μια ροή αντίθετη από την προηγούμενη, όπου κατευθύνεται από την θάλασσα προς την στεριά.

Το βάρος μιας στήλης αέρα πάνω από την θάλασσα θα μικραίνει, άρα και η πίεση στα χαμηλά στρώματα. Η πίεση στα χαμηλά στρώματα της στεριάς αντίθετα θα αυξάνει (λόγω

της αύξησης του βάρους της στήλης) και θα είναι αυτή η διαφορά στην βαθμίδα της πίεσης που θα δημιουργήσει μια δεύτερη ροή στα χαμηλά στρώματα με φορά από την ξηρά προς την θάλασσα. Την αντίστροφη αυτή ροή, από την θαλάσσια αύρα, την ονομάζουμε **απόγειος αύρα**.

Λόγω της δημιουργίας αυτών των οριζόντιων ροών, θα προκληθούν πάλι κατακόρυφες μεταβολές, όπου ο αέρας που συσσωρεύεται πάνω από την θάλασσα θα ανέλθει για να καλύψει το κενό αυτού που εκτοπίζεται και στα υψηλά επίπεδα πάνω από τη στεριά, θα κατέλθει για το ίδιο λόγο. Τελικά θα έχει σχηματιστεί ένα ολοκληρωμένο κύκλωμα κλειστής κυκλοφορίας (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2: Σχηματική απεικόνιση των ισοβαρών και των ροών που δημιουργούν την κλειστή κυκλοφορία του συστήματος της απόγειου αύρας (Sterbis, 2000)

Τέλος να συμπληρώσουμε ότι λόγω της μικρότερης διαφοράς θερμοκρασίας των επιφανειών τη νύχτα, η απόγειος αύρα είναι πάντα ασθενέστερη από την θαλάσσια αύρα.

2.2 Παράγοντες που επηρεάζουν την Θαλάσσια Αύρα

Η θαλάσσια αύρα όπως είπαμε, δημιουργείται λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και θάλασσας. Πέρα από τον μηχανισμό αυτό, που εξαιτίας της οριζόντιας βαροβαθμίδας επιτρέπει τον σχηματισμό και την κυκλοφορία της αύρας, υπάρχουν αρκετοί παράγοντες που την επηρεάζουν. Αρχικά αναφέρουμε την δύναμη τριβής που θα αναλύσουμε παρακάτω και η οποία επιβραδύνει την ανάπτυξη και την κυκλοφορία της αύρας. Επίσης η δύναμη Coriolis που στρέφει το διάνυσμα του ανέμου προς τα δεξιά στο Βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Νότιο. Η ύπαρξη συνοπτικού ανέμου είναι ένας ακόμα σημαντικός παράγοντας, που μπορεί η ύπαρξη του να επισκιάσει την διαφορά της θερμοκρασίας και τελικά να μην επιτρέψει καν την δημιουργία αύρας, να καθυστερήσει τον σχηματισμό της μέσα στην μέρα ή αν έχει κατάλληλη μικρή τιμή να βοηθήσει την αύρα να φτάσει την μέγιστη τιμή της (Arritt, 1993). Στην περίπτωση του Σαρωνικού εμείς θα αναλύσουμε και την επίδραση των ετήσιων ανέμων (μελέτμια). Τέλος η τοπογραφία με τη σειρά της συμβάλλει και επηρεάζει την αύρα σε συνάρτηση και με όλα τα παραπάνω.

2.2.1 Συνοπτικός Άνεμος

Ένας από τους κύριους παράγοντες που επηρεάζουν την δημιουργία και την εξέλιξη της θαλάσσιας αύρας είναι ο συνοπτικός άνεμος.

Το θέμα έχει απασχολήσει αρκετούς ερευνητές μέσα στα χρόνια. Κοινή αφετηρία για πολλούς είναι η μελέτη του Estoque (1962) που εντόπισε ότι η ύπαρξη συνοπτικού ανέμου με φορά από την στεριά προς την θάλασσα, ενισχύει την κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας, μέσω της ενίσχυσης της οριζόντιας θερμοβαθμίδας, ενώ αντίθετα συνοπτικό άνεμος ομόρροπος με την θαλάσσια αύρα δεν την αφήνει να δημιουργηθεί.

Στην μεταγενέστερη μελέτη του ο Arritt (1993), χρησιμοποιεί προσομοιώσεις με συνοπτικό άνεμο διάφορων κατευθύνσεων και καταλήγει σε πολύ συγκεκριμένα

συμπεράσματα. Σε συμφωνία με τον Estoque (1962), όταν ο συνοπτικός άνεμος είναι ομόρροπος της αύρας, η θαλάσσια αύρα δεν αναπτύσσεται. Στην περίπτωση που ο συνοπτικός άνεμος είναι αντίρροπος τότε αν είναι ασθενής προς μέτριος θα ενισχύσει την θαλάσσια αύρα. Για την ακρίβεια οι μεγαλύτερες ταχύτητες (οριζόντιες και κάθετες) στο κύτταρο της θαλάσσιας αύρας μιας περιοχής θα καταγραφούν όταν υπάρχει τέτοιος συνοπτικός άνεμος. Για ισχυρό άνεμο θα ισχύει η προηγούμενη περίπτωση, η διάφορά είναι όμως ότι οι κάθετες μετακινήσεις στο κύτταρο της αύρας μειώνονται δραματικά και μια μικρότερη αλλά αισθητή μείωση θα υποστούν και οι οριζόντιες. Η αύρα θα συνεχίσει να υπάρχει πάντως. Τέλος για πολύ ισχυρούς ανέμους άνω των 11 ms^{-1} η αύρα δεν θα αναπτυχθεί ακόμα και αν η θερμοβαθμίδα είναι μεγάλη. Αυτά σύμφωνα με το θεωρητικό μοντέλο που δεν ελήφθησαν υπόψη άλλοι παράγοντες.

Σύμφωνα με την μελέτη των Helmis et al.(1993), σε πραγματικές συνθήκες, εντοπίστηκε ότι η θαλάσσια αύρα θα ξεκινήσει να πνέει με κατεύθυνση αυτήν του συνοπτικού ανέμου (π.χ. παράλληλα στην ακτή) και καθώς η θερμοβαθμίδα μεγαλώνει μέσα στην μέρα, αυτή θα στρέφεται σιγά σιγά προς την κατεύθυνσή της.

Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας δεν έχουμε λάβει υπόψη το θέμα που προκύπτει με την ύπαρξη συνοπτικού ανέμου. Τα κριτήρια που έχουμε χρησιμοποιήσει για να εντοπίσουμε την ημέρες αύρας (Prezerakos, 1986) έχουν ως προϋπόθεση να επικρατούν ήπιες συνθήκες και η αύρα να εξελίσσεται ομαλά καθ' όλη την διάρκεια της ημέρας.

2.2.2 Τριβή

Η ξηρά λίγο μετά την ανατολή έχει αποκτήσει μεγαλύτερη διαφορά θερμοκρασίας ΔT από την θάλασσα, οπότε από εκείνη την στιγμή και μετά η αύρα θα έπρεπε να δυναμώνει συνεχώς μέχρι τη στιγμή που η θερμοκρασία της ξηράς θα ήταν μικρότερη από αυτή της θάλασσας, λόγω της επιτάχυνσης που υφίσταται. Η πραγματικότητα όμως είναι αρκετά διαφορετική.

Η αύρα θα έχει συνήθως το μέγιστό της, την στιγμή που έχουμε την μέγιστη διαφορά ΔT μεταξύ ξηράς-θάλασσας, δηλαδή περίπου 2 ώρες μετά το μεσημέρι (Haurwitz, 1946). Από εκεί και πέρα θα ξεκινήσει να επιβραδύνεται και στην δύση του ηλίου θα έχει εξαφανιστεί. Ο κυριότερος παράγοντας που συμβάλλει σε αυτό είναι η δύναμη της τριβής.

Μια χονδροειδής προσέγγιση για το διάνυσμα της Τριβής, η οποία όμως δίνει μια καλή προσέγγιση στο επιφανειακό στρώμα, είναι ότι θα είναι ανάλογο και αντίρροπο της ταχύτητας του ανέμου.

$$\vec{F}_T = -k \cdot \vec{u}_{ανέμου} \quad (2.1)$$

Όπου k είναι ο συντελεστής τριβής και σε μεγάλο βαθμό εξαρτάται από το ανάγλυφο της επιφάνειας, το ύψος, τα εμπόδια, κλπ.

Είναι προφανές λοιπόν από την τριβή εξαρτάται και η μέγιστη ταχύτητα που μπορεί να αποκτήσει η αύρα αλλά και ο βαθμός που αυτή θα διεισδύσει στην ξηρά.

2.2.3 Δύναμη Coriolis

Η κατεύθυνση του ανέμου της θαλάσσιας αύρας, θα περιστρέφεται σε σχέση με το μέτωπο της ακτής κατά τη διάρκεια της μέρας (Atkinson, 1981). Για το Βόρειο ημισφαίριο η στροφή που θα υφίσταται λόγω της δύναμης Coriolis η θαλάσσια αύρα θα είναι δεξιόστροφη, ενώ για το Νότιο αριστερόστροφη. Αυτό συμβαίνει φυσικά όταν δεν υπάρχουν άλλοι παράγοντες που επηρεάζουν την αύρα, όπως η τοπογραφία, η Τριβή ή οι συνοπτικές ροές αέρα.

Άρα η δύναμη Coriolis θα στρίβει την αύρα σιγά σιγά μέσα στην διάρκεια της ημέρας. Η στροφή αυτή θα είναι πιο έντονη όσο αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος και επίσης έχει παρατηρηθεί ότι θα είναι πιο σημαντική τις απογευματινές ώρες (Yan & Anthes, 1987).

Ξεκινώντας με μια διεύθυνση ανέμου κάθετη στην ακτή, ο Neumann (1977) υπολόγισε τον ρυθμό μεταβολής της διεύθυνσης της αύρας (γωνία φ σε σχέση με την κάθετη στην ακτή), χρησιμοποιώντας δισδιάστατες εξισώσεις διατήρησης της ορμής, με γραμμικούς όρους για την περιγραφή της τύρβης.

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -f + \frac{1}{V^2} \left[\frac{\nu}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} + f(u \cdot u_g + v \cdot v_g) \right] \quad (2.2)$$

Όπου f είναι η δύναμη Coriolis, ο δεύτερος όρος είναι η στροφή που προκαλείται από την δύναμη βαροβαθμίδας – η οποία όπως εξηγούμε παραπάνω δημιουργείται από την

διαφορά θερμοβαθμίδας – και το πρόσημο μπορεί να είναι θετικό ή αρνητικό ανάλογα την κατεύθυνση της δύναμης σε σχέση με το διάνυσμα του ανέμου, δηλαδή μπορεί ακόμα και να ακυρώσει την συνεισφορά της Coriolis και να στρέψει το διάνυσμα προς την αντίθετη φορά. Εφόσον πηγαίνοντας προς το εσωτερικό της ξηράς μειώνεται η θερμοβαθμίδα, ο όρος αυτός επίσης θα εξασθενεί. Τέλος ο τρίτος όρος περιγράφει την επίδραση του συνοπτικού ανέμου αλλά σύμφωνα με τους Steyn & Kallos (1992) έχει μικρή συνεισφορά.

Οι Lecluyse & Neumann (1986) θα αναπτύξουν ένα πιο ολοκληρωμένο μοντέλο για το ρυθμό μεταβολής της γωνίας φ στο οποίο θα συμπεριλαμβάνουν και την Τριβή. Το συμπέρασμά τους είναι ότι ο όρος αυτός θα έχει ίδια σημαντικότητα με αυτόν της βαροβαθμίδας όσον αφορά την στρέψη, οπότε το ανάγλυφο του εδάφους μπορεί να επηρεάσει αισθητά την στρόφη της αύρας.

Η τοπογραφία και συγκεκριμένα η ύπαρξη ορεινών όγκων θα επηρεάσουν την στρόφη του διανύσματος. Έτσι έχει παρατηρηθεί ακόμα και σε σχετικά κοντινούς σταθμούς, στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος, διαφορετική στρόφη της αύρας (δεξιόστροφη και αριστερόστροφη). Φαινόμενο που αποδίδεται στην ύπαρξη ορεινών όγκων (Orlic, 1988).

Στην περίπτωση του Σαρωνικού η κατάσταση είναι αρκετά σύνθετη. Όλοι οι παραπάνω παράγοντες συναντώνται στην περίπτωση της συγκεκριμένης θαλάσσιας αύρας. Στο λεκανοπέδιο της Αττικής υπάρχει έντονη τοπογραφία με την ύπαρξη βουνών περιμετρικά του. Η Αττική περιβάλλεται από θάλασσα οπότε στα Βόρεια της σχηματίζονται αύρες από τον Ευβοϊκό κόλπο. Τέλος λόγω της αστικής δόμησης ακόμα και κοντά στην θάλασσα ο παράγοντας τριβής είναι σημαντικός.

Όπως αναφέρει ο Prezerakos (1986) υπάρχουν ημέρες που η θαλάσσια αύρα του Σαρωνικού, ενώ θα ξεκινήσει κάθετη στην ακτή και θα περιμέναμε σιγά σιγά να στρίβει λόγω της Coriolis, τελικά την παρατήρησε να υποχωρεί συνεχώς, ώσπου στις 20:00 τοπική ώρα, ο άνεμος είχε φορά Νοτιοανατολική. Λίγο αργότερα το βράδυ θα έχει μετατραπεί σε απόγειο αύρα. Αυτήν την ιδιόμορφη συμπεριφορά, ο ίδιος, την αποδίδει στα νερά του Σαρωνικού. Θεωρεί πως όταν η συνοπτική βαροβαθμίδα είναι πολύ ασθενής, η τοπική ανεμογενής κυκλοφορία εξαρτάται από την βαροβαθμίδα που δημιουργείται μεταξύ του Αιγαίου και της στεριάς. Το συμπέρασμα του φαίνεται να είναι σε συμφωνία με τις θεωρητικές αναλύσεις που γράφουμε παραπάνω και την συνεισφορά της βαροβαθμίδας στην στρόφη του ανέμου.

Και άλλες μελέτες πάνω στην ιδιομορφία της Αττικής, που συμπεριλαμβάνουν τα δύο κύτταρα αύρας που σχηματίζονται από Σαρωνικό και Ευβοϊκό, υποδεικνύουν πως η στροφή της αύρας του Σαρωνικού είναι κυρίως αριστερόστροφη.

Το τελικό συμπέρασμα συμπεριλαμβάνει και τις δύο παρατηρήσεις. Στην Αττική η στροφή της αύρας εξαιτίας όλων των παραπάνω παραγόντων είναι κυρίως αριστερόστροφη και το απόγευμα η φορά του ανέμου συνήθως θα είναι Νοτιοδυτική. Όταν όμως η βαροβαθμίδα είναι ασθενής (και όπως αναφέρει η Pezzoli, 2005, μικρότερη κατά 2hPa από την αντίστοιχη στο Σούνιο), η αύρα θα κάνει απότομη στροφή προς τα Νοτιοανατολικά.

2.2.4 Τοπογραφία

Η τοπογραφία, η ακτογραμμή είναι και αυτοί παράγοντες που επηρεάζουν την θαλάσσια αύρα. Η ακτογραμμή αν αυτή σχηματίζει νησίδες - κατάλληλου μεγέθους - μπορεί να δημιουργήσει μια συμπύκνωση στην ροή της αύρας ή σε αντίθετη περίπτωση μια απόκλιση. Ιδιαίτερα δε στην περίπτωση της σύγκλισης της αύρας θα έχουμε περίσσειμα ψυχρού ανέμου το οποίο αναγκαστικά θα κινηθεί ανοδικά και μπορεί να δημιουργήσει νεφώσεις ή ακόμα και βροχή.

Οι ορεινοί όγκοι έχουν και αυτοί σημαντική επίδραση. Αν μιλάμε για μικρού ύψους όγκους και κοντά στην ακτή θα παρατηρήσουμε να βοηθούν στο σχηματισμό της αύρας γρηγορότερα λόγω την γρήγορης θέρμανσης του εδάφους. Στην περίπτωση της Αττικής οι ορεινοί όγκοι συμβάλλουν στην ανακατεύθυνση της αύρας καθώς αυτή προωθείται στο εσωτερικό. Για την ακρίβεια, όπως έχουμε περιγράψει και παραπάνω, οι όγκοι αυτοί λειτουργούν ως φραγμός ανάμεσα στις αύρες που σχηματίζονται γύρω από την Αττική και τις οδηγούν από διαφορετικές μεριές στο εσωτερικό όπου τελικά θα συναντηθούν, εφόσον είναι αρκετά ισχυρές, ανάμεσα στην Πάρνηθα και την Πεντέλη.

Τέλος να αναφέρουμε και την επίδραση και της αστικής νησίδας. Ανάλογα με την θέση της και την πυκνότητα της μπορεί να οδηγήσει την αύρα να έχει πολύ χαμηλότερες τιμές σε μικρό ύψος (λόγω τριβής) ή και να απλώνεται σε πολύ μεγαλύτερο ύψος λόγω σύγκλισης με την κυκλοφορία της νησίδας.

2.3 Ετησίες στον Σαρωνικό (Μελτέμια)

Στα πλαίσια της επίδρασης του συνοπτικού ανέμου στη θαλάσσια αύρα, θα δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στην επίδραση των ετησίων. Οι ετησίες (Μελτέμια) σχηματίζονται στο Αιγαίο κατά τους θερινούς μήνες με κατεύθυνση Νότια (από Νοτιοανατολική έως Νοτιοδυτική).

Είναι το αποτέλεσμα ενός συστήματος χαμηλής πίεσης, το οποίο δημιουργείται από την έντονη θέρμανση της περιοχής της Ανατολίας μέχρι την περιοχή της Νοτιοδυτικής Ινδίας, και του συστήματος υψηλής πίεσης που σχηματίζεται στα Βαλκάνια. Ειδικά για το σύστημα χαμηλών πιέσεων να προσθέσουμε ότι είναι απότοκο των ανοδικών ρευμάτων που δημιουργούνται σε αυτήν την τεράστια έκτασης περιοχή, λόγω της ανόδου της θερμοκρασίας του εδάφους.

Είναι σύνηθες προς το τέλος Μαΐου, αρχές Ιουνίου να πρωτοεμφανίζονται οι άνεμοι αυτοί στο Αιγαίο. Η ένταση τους δεν θα είναι ιδιαίτερα μεγάλη και θα διακοπούν προσωρινά τον Ιούνιο, για αυτό και ονομάζονται πρόδρομοι. Μετά από λίγες εβδομάδες σποραδικών Βόρειων ανέμων, θα επανέλθουν κανονικά και θα κρατήσουν μέχρι το πολύ τις αρχές Οκτωβρίου. Το μέγιστο τους παρατηρείται τον Αύγουστο όπου η μέση $u = 8 \text{ ms}^{-1}$ και η μέση μέγιστη ταχύτητα είναι της τάξης των $15 - 17 \text{ ms}^{-1}$ (Pezzoli, 2005).

Η ιδιαιτερότητα τους η οποία θα μας απασχολήσει και στα πλαίσια αυτής της εργασίας είναι η Διεύθυνση τους. Οι άνεμοι αυτοί διαπνέουν όλο το Αιγαίο και κατευθύνονται προς τα Νότια, περνώντας την Αττική και τον Σαρωνικό. Η φορά που έχουν, είναι ακριβώς αντίθετη από αυτήν της θαλάσσιας αύρας και η ένταση τους αρκετά μεγάλη ώστε τους μήνες που κυριαρχούν να μπορεί να επηρεάσει άμεσα τη δημιουργία αλλά και την διατήρηση μέσα στην ημέρα, της αύρας.

Συγκεκριμένα όταν τα μελτέμια έχουν $u < 5 \text{ ms}^{-1}$ δεν φαίνεται να μπορούν να επηρεάσουν την δημιουργία και εξέλιξη της αύρας (Pezzoli, 2005). Ακόμα και τότε όμως, όταν τις απογευματινές ώρες η θερμοβαθμίδα μειώνεται, οι ετήσιοι άνεμοι μπορούν να κυριαρχήσουν της θαλάσσιας αύρας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΔΕΔΟΜΕΝΑ-ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

3.1 Δεδομένα

Τα δεδομένα ανέμου (διεύθυνση και ταχύτητα) που χρησιμοποιήθηκαν, ελήφθησαν από το αρχείο της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας και αφορούν τον παράκτιο κλιματολογικό σταθμό στο Ελληνικό για τα έτη 1975 - 2004. Η μελέτη θα περιοριστεί στον εντοπισμό και την αξιολόγηση της θαλάσσιας αύρας που ανιχνεύθηκε βάσει των στοιχείων αυτού του σταθμού. Ο σταθμός βρίσκεται στο νοτιοανατολικό κομμάτι του λεκανοπεδίου Αττικής ($37^{\circ}54' \text{ N}$, $23^{\circ} 44' \text{ E}$, Σχήμα 3.1), στο ανατολικό άκρο του πρώην διεθνούς αερολιμένα Αθηνών, είναι υπέργειος, σε απόσταση 300m από την θάλασσα και 10 km από το κέντρο της πόλης. Το έδαφος στην άμεση περιφέρεια του είναι επίπεδο.

3.2 Χαρακτηρισμός Ημέρας Αύρας

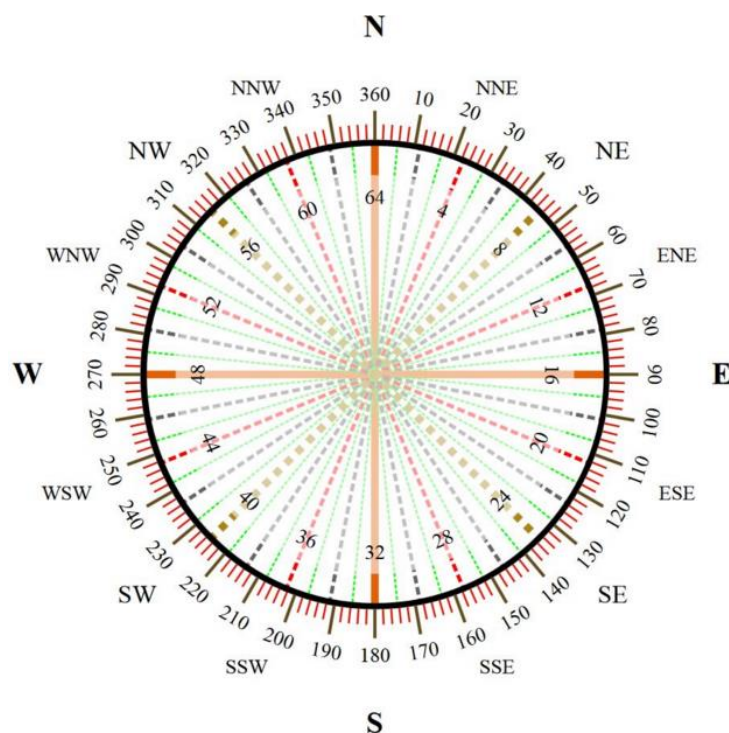
Όπως εξηγήθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο η δημιουργία της αύρας εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας, για τον χαρακτηρισμό μιας μέρας ως μέρας αύρας, θα χρησιμοποιήσουμε τα κριτήρια που έθεσε ο Prezerakos (1986), για την περιοχή της Αττικής. Τα δεδομένα είναι διαθέσιμα κάθε τρεις ώρες και περιέχουν την ταχύτητα και την διεύθυνση του ανέμου. Μελετώντας την κάθε μέρα ξεχωριστά και χωρίς να αποκλειστούν οι χειμερινοί μήνες θα αναζητηθούν οι ημέρες όπου:

- i. Η παρατήρηση στις 00:00 UTC (02:00 LST) θα πρέπει να δείχνει νηνεμία ή ο άνεμος που επικρατεί να είναι με κατεύθυνση προς τη θάλασσα, διεύθυνση $300^{\circ} - 130^{\circ}$ και η ταχύτητά του μικρότερη, ίση από 5 knots
- ii. Η παρατήρηση στις 03:00 UTC (05:00 LST) θα πρέπει να δείχνει νηνεμία
- iii. Η παρατήρηση στις 06:00 UTC (08:00 LST) θα πρέπει να δείχνει νηνεμία ή ο άνεμος που επικρατεί να είναι με κατεύθυνση προς τη στεριά, διεύθυνση $150^{\circ} - 280^{\circ}$ και η ταχύτητά του μικρότερη, ίση από 10 knots
- iv. Οι παρατηρήσεις στις 09:00, 12:00, 13:00 UTC (11:00, 14:00, 17:00 LST) θα πρέπει να δείχνουν άνεμο που φυσάει με κατεύθυνση προς τη στεριά, διεύθυνση $150^{\circ} - 280^{\circ}$ και η ταχύτητά του μικρότερη, ίση από 20 knots

- ν. Η παρατήρηση στις 21:00 UTC (23:00 LST) θα πρέπει να δείχνει νηνεμία ή ο άνεμος που επικρατεί να είναι με κατεύθυνση προς τη θάλασσα, διεύθυνση $300^{\circ} - 130^{\circ}$ και η ταχύτητά του μικρότερη, ίση από 5 knots.



Σχήμα3.1: Μετεωρολογικός σταθμός Ελληνικού (Googlemaps)



Σχήμα3.2: Παρατηρώντας το μέτωπο της ακτής του λεκανοπεδίου είναι δυνατόν να προσδιοριστεί και εμπειρικά η διεύθυνση του ανέμου που πηγαίνει προς την στεριά (150° - 280°) αλλά και το αντίθετο (300° - 130°)

3.3 Μεθοδολογία

Αφού έχουν καθοριστεί τα κριτήρια που θα ορίζουν μια ημέρα ως ημέρα αύρας, εφαρμόστηκαν στα δεδομένα για κάθε πενταετία που ήταν διαθέσιμα από την ΕΜΥ. Όσες ημερολογιακές ημέρες πληρούσαν όλα τα κριτήρια, καταχωρούνταν ως ημέρες αύρας. Από την επεξεργασία αυτή και μέσα στην τριακονταετία 1975 - 2004, εντοπίστηκαν 806 ημέρες αύρας.

Κατόπιν υπολογίζεται η σχετική συχνότητα των ημερών αύρας ανά μήνα ώστε να διερευνηθούν οι ενδοετήσιες μεταβολές της.

Επίσης υπολογίζεται η συχνότητα των ημερών αύρας ανά έτος, μελετώνται οι υπερετήσιες μεταβολές της συχνότητας και διερευνάται η ύπαρξη κάποια τάσης μέσα στην πάροδο των τριάντα ετών.

Τέλος σε κάθε ημέρα αύρας εντοπίζεται η μέγιστη ταχύτητα που σημειώνει ο άνεμος καθ' όλη την διάρκειά της. Με δεδομένο ότι οι μετρήσεις έχουν διακριτές τιμές για την ταχύτητα του ανέμου από 0-25 knots, διερευνάται η κατανομή της σχετικής συχνότητας των μεγίστων της ταχύτητας για τις ημέρες αύρας. Επίσης υπολογίζεται η μέση τιμή των ταχυτήτων αυτών ανά μήνα, προκειμένου να μελετηθούν τυχόν μεταβολές της έντασης της αύρας για κάθε μήνα του χρόνου.

3.3.1 Ευθεία παλινδρόμησης των ημερών αύρας στην πάροδο της τριακονταετίας

Μετά την δημιουργία διαγράμματος για την συχνότητα των ημερών αύρας ανά έτος, θα διερευνηθεί αν τα δεδομένα μας μέσα στην πάροδο των ετών εμφανίζουν κάποια τάση. Για το σκοπό αυτό πρέπει να βρεθεί η ευθεία γραμμικής παλινδρόμησης:

$$y = bx + a \quad (3.1)$$

Όπου βάση κριτηρίου ελαχίστων τετραγώνων:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \cdot (\sum_{i=1}^n x_i^2) - \sum_{i=1}^n x_i (\sum_{i=1}^n x_i y_i)}{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} = \bar{y} - b \cdot \bar{x} \quad (3.2)$$

και

$$b = \frac{n \cdot (\sum_{i=1}^n x_i y_i) - \sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n y_i}{n \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad (3.3)$$

Στη συνέχεια θα πραγματοποιηθεί δίπλευρος έλεγχος στην στάθμη σημαντικότητας $\alpha = 0,05$ για $N = n - 2$ βαθμούς ελευθερίας.

Ορίζεται:

- Η μηδενική υπόθεση $H_0: b = 0$
- Η εναλλακτική υπόθεση $H_1: b \neq 0$

Και τελικά υπολογίζεται η τιμή:

$$t = \frac{b}{s_b} \quad (3.5)$$

Όπου:

$$s_b^2 = \frac{\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n y_i)^2}{n} - \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{\sum_{i=1}^n x_i \cdot \sum_{i=1}^n y_i}{n} \right)^2}{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n}}}{(n-2) \left(\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n} \right)} \quad (3.6)$$

Θα γίνει σύγκριση της τιμής t με την κρίσιμη τιμή της t -κατανομής, σε δίπλευρο έλεγχο, για N βαθμούς ελευθερίας και στην στάθμη σημαντικότητας $\alpha = 0,05$.

Αν $-t_{\alpha(2)} < t < t_{\alpha(2)}$ τότε η μηδενική υπόθεση θα γίνει αποδεκτή και άρα η ευθεία παλινδρόμησης θα θεωρηθεί μη στατιστικά σημαντική. Στην αντίθετη περίπτωση θα διερευνηθεί η τάση που εμφανίζουν οι ημέρες αύρας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

4.1 Συχνότητα ημερών αύρας

Με βάση τα κριτήρια που αναλύθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο, ορίστηκαν οι μέρες αύρας στο σταθμό του Ελληνικού για τη χρονική περίοδο 1975 - 2004 και η συχνότητα των ημερών συνοψίστηκε στον Πίνακα 4.1 ανά μήνα και ανά έτος. Από τον Πίνακα αυτό γίνεται φανερό ότι υπάρχει ενδοετήσια και υπερετήσια μεταβολή της συχνότητας των ημερών αύρας που οφείλεται τόσο στα αίτια δημιουργίας της αύρας, την τοπογραφία της περιοχής και την μεταβολή του συνοπτικού ανέμου

Πίνακας 4.1: Συχνότητα των ημερών αύρας ανά μήνα, 1975 - 2004

Ε/Μ	Ιανουάριος	Φεβρουάριος	Μάρτιος	Απρίλιος	Μάιος	Ιούνιος	Ιούλιος	Αύγουστος	Σεπτέμβριος	Οκτώβριος	Νοέμβριος	Δεκέμβριος
1975	0	0	0	6	5	7	1	1	2	1	0	0
1976	0	0	0	3	4	3	5	6	3	2	0	0
1977	0	0	5	2	5	4	2	1	1	1	0	0
1978	0	0	3	3	7	3	3	3	6	1	0	0
1979	0	0	1	0	6	2	4	5	1	3	0	0
1980	0	0	2	3	2	4	6	3	5	0	0	0
1981	0	0	2	3	1	10	3	4	5	1	1	0
1982	1	0	3	3	3	6	4	4	4	3	1	0
1983	0	0	0	10	4	5	1	4	1	4	0	0
1984	1	0	3	0	6	6	1	1	3	1	0	0
1985	1	0	4	6	7	1	4	1	3	1	0	0
1986	0	0	1	4	3	2	3	1	6	0	0	0
1987	0	1	2	0	4	5	2	1	3	1	2	0
1988	0	2	1	1	2	6	5	1	0	0	0	0
1989	0	1	2	2	4	2	0	2	3	1	0	0
1990	0	0	2	2	6	2	1	2	3	1	1	1
1991	1	2	1	3	1	4	1	1	6	3	2	0
1992	0	0	0	1	2	1	1	2	0	3	0	1
1993	0	0	3	1	12	4	5	2	6	6	1	1
1994	0	0	7	5	6	2	3	2	2	1	0	0
1995	0	0	2	6	4	9	4	5	1	1	1	0
1996	0	0	2	5	8	4	5	7	5	1	1	0
1997	0	0	3	2	1	8	5	2	1	7	2	0
1998	1	1	1	1	7	10	3	3	4	4	1	0
1999	0	0	2	3	2	2	1	3	4	3	0	1
2000	0	1	3	3	5	5	3	0	3	5	1	0

2001	0	1	6	3	5	5	7	2	6	0	0	0
2002	0	1	1	6	7	3	5	5	9	2	0	0
2003	1	1	1	1	2	3	7	5	6	2	0	0
2004	1	0	3	4	5	7	4	2	0	0	0	0

4.2 Ενδοετήσια Συχνότητα Ημερών Αύρας

Αφότου συγκεντρώθηκαν οι ημέρες αύρας, ήταν σκόπιμο να μελετηθεί η συχνότητα τους μέσα στο έτος. Για τον σκοπό αυτό δημιουργήθηκε ιστόγραμμα σχετικών συχνοτήτων % (Σχήμα 4.1) που παρουσιάζει την κατανομή ανά μήνα μέσα σε αυτά τα τριάντα χρόνια.

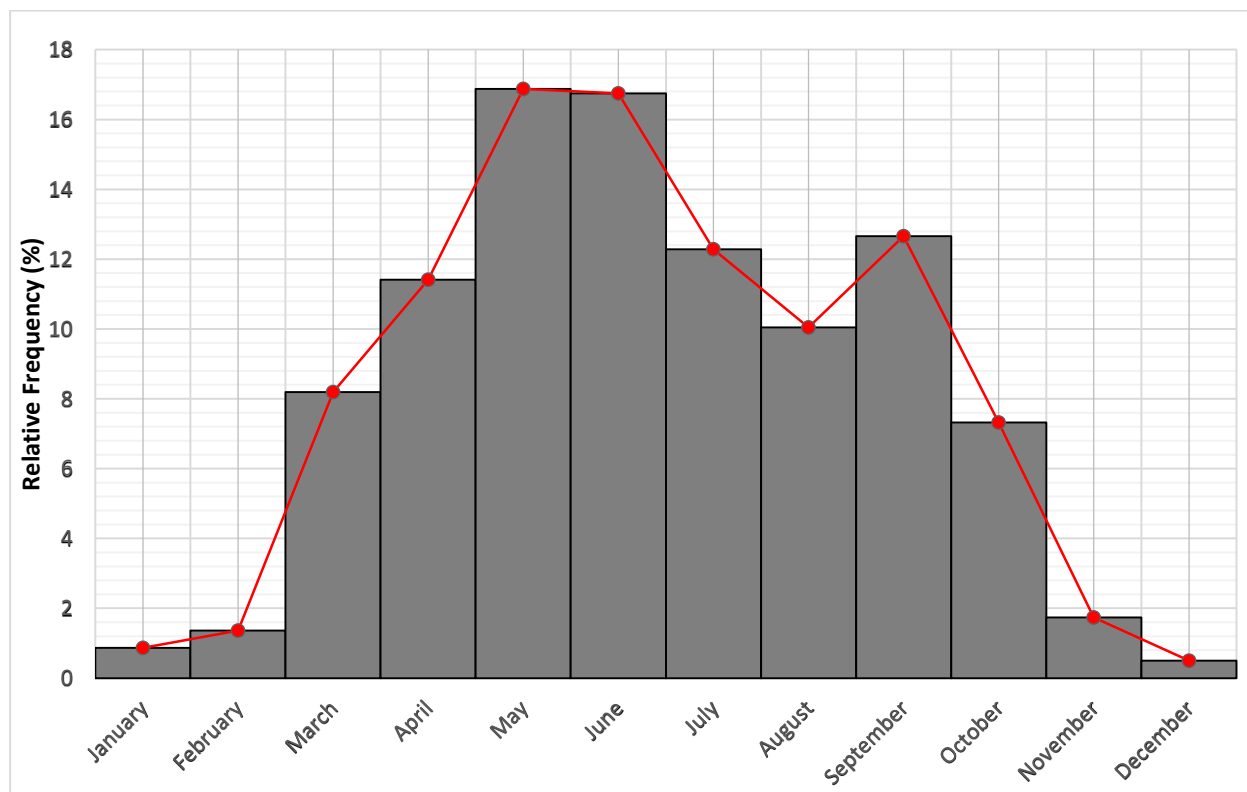
Από το θεωρητικό υπόβαθρο πάνω στην θαλάσσια αύρα, είναι γνωστό ότι η θαλάσσια αύρα δημιουργείται λόγω της θερμοβαθμίδας. Όσο πιο μεγάλη αυτή, τόσο πιο εύκολα σχηματίζεται και διατηρείται η αύρα.

Απόρροια των παραπάνω είναι πως από τον Μάιο έως τον Αύγουστο παρατηρούνται οι περισσότερες ημέρες αύρες, με έμφαση τους καλοκαιρινούς μήνες .

Ωστόσο, στα δεδομένα που παρουσιάζονται, παρατηρείται μια διαφορετική κατανομή. Από Ιανουάριο μέχρι Απρίλιο επιβεβαιώνεται η αναμενόμενη μικρή συχνότητα των ημερών αύρας, με μέγιστο τον Μάιο και Ιούνιο (16,873% και 16,749% αντίστοιχα). Κατόπιν παρατηρείται μια πτώση τους μήνες Ιούλιο (12,283%) και κυρίως τον Αύγουστο (10,05%) και στη συνέχεια, τον Σεπτέμβριο, επανέρχεται στα αναμενόμενα επίπεδα (12,655%). Από Οκτώβριο έως Δεκέμβριο η πτώση που παρουσιάζεται είναι η αναμενόμενη. Το ελάχιστο (0,496%) παρατηρείται τον Δεκέμβριο.

Η κατανομή αυτή σχετίζεται με την επικράτηση των μετεμιών στη διάρκεια του καλοκαιριού. Τα μελέμια και η αλληλεπίδραση τους με την θαλάσσια, που περιγράφονται αναλυτικά στο 2^ο κεφάλαιο, παρουσιάζονται στον Σαρωνικό αυτούς ακριβώς τους μήνες. Συμπερασματικά, τον Αύγουστο που οι ετησίες παρουσιάζουν το μέγιστο τους (Tyrllis & Lelieveld, 2013), οι ημέρες αύρας παρουσιάζουν την ελάχιστη συχνότητα, για τους θερινούς μήνες. Η ένταση των μετεμιών γενικά αποτρέπει την δημιουργία αύρας ή την διακόπτει στην πορεία της ημέρας, όποτε δεν καταμετράται.

Επίσης επιβεβαιώνονται προηγούμενες μελέτες που περιγράφουν ότι στον Σαρωνικό κόλπο είναι δύο αντίρροπα ανεμογενή ρεύματα που κυριαρχούν τους θερινούς μήνες. Από την μια η θαλάσσια αύρα, από την άλλη τα μελέμια (Prezerakos, 1986; Helmis et al., 1986; 1994).



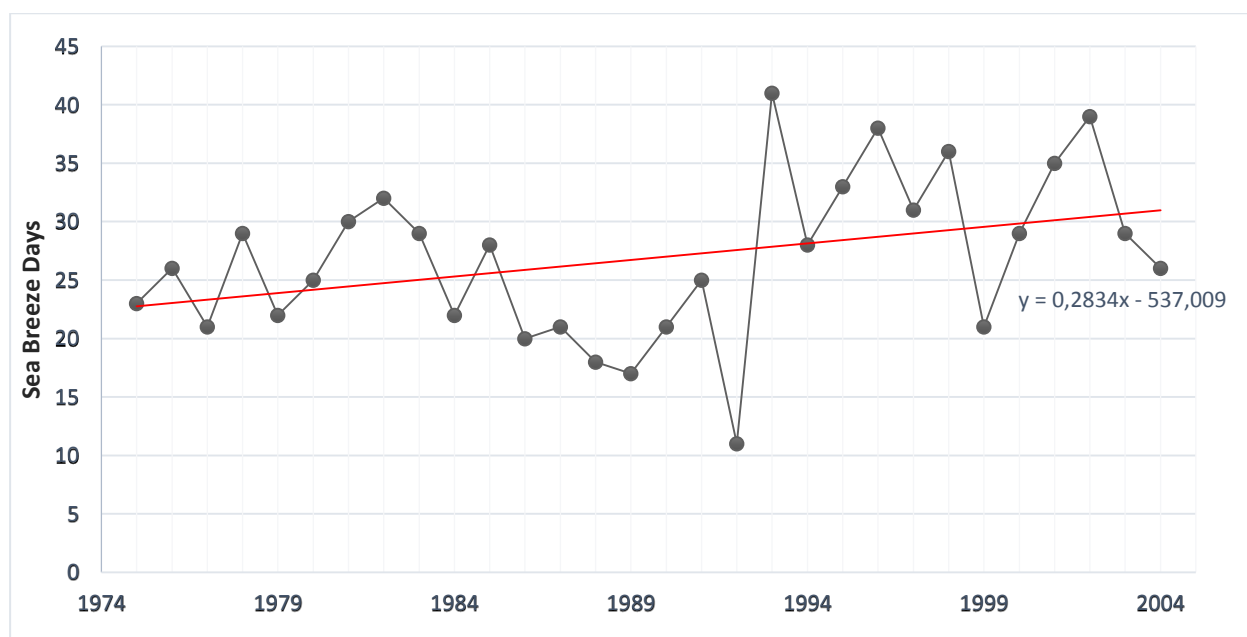
Σχήμα 4.1: Ενδοετήσια Σχετική Συχνότητα % των ημερών αύρας, 1975 - 2004

4.2 Υπερετήσια Συχνότητα Ημερών Αύρας

Από το Σχήμα 4.2 προκύπτει πως υπάρχουν αξιόλογες μεταβολές της συχνότητας των ημερών αύρας από έτος σε έτος, που φαίνονται να γίνονται εντονότερες τα τελευταία έτη της εξεταζόμενης περιόδου.

Όπως βλέπουμε από σχήμα 4.3, υπάρχουν χρονιές που η συχνότητα φτάνει 41 ημέρες αύρας (1993) και άλλες που έχουμε μόνο 11 (1992). Ο μέσος όρος των ημερών αύρας είναι περίπου 27 ημέρες ανά έτος.

Από το Σχήμα 4.2 επίσης φαίνεται πως υπάρχει μια μικρή αυξητική τάση στην εμφάνιση των ημερών αύρας.



Σχήμα 4.2: Ετήσια συχνότητα των ημερών αύρας και η τάση τους, 1975 - 2004

Η εξίσωση της γραμμής τάσης, είναι:

$$y = 0,2834x - 537,009 \quad (4.1)$$

Η τάση αυτή εμφανίζεται αυξητική αλλά είναι απαραίτητο να ελεγχθεί η σημαντικότητα του συντελεστή παλινδρόμησης b , πριν πραγματοποιηθεί περαιτέρω ανάλυση.

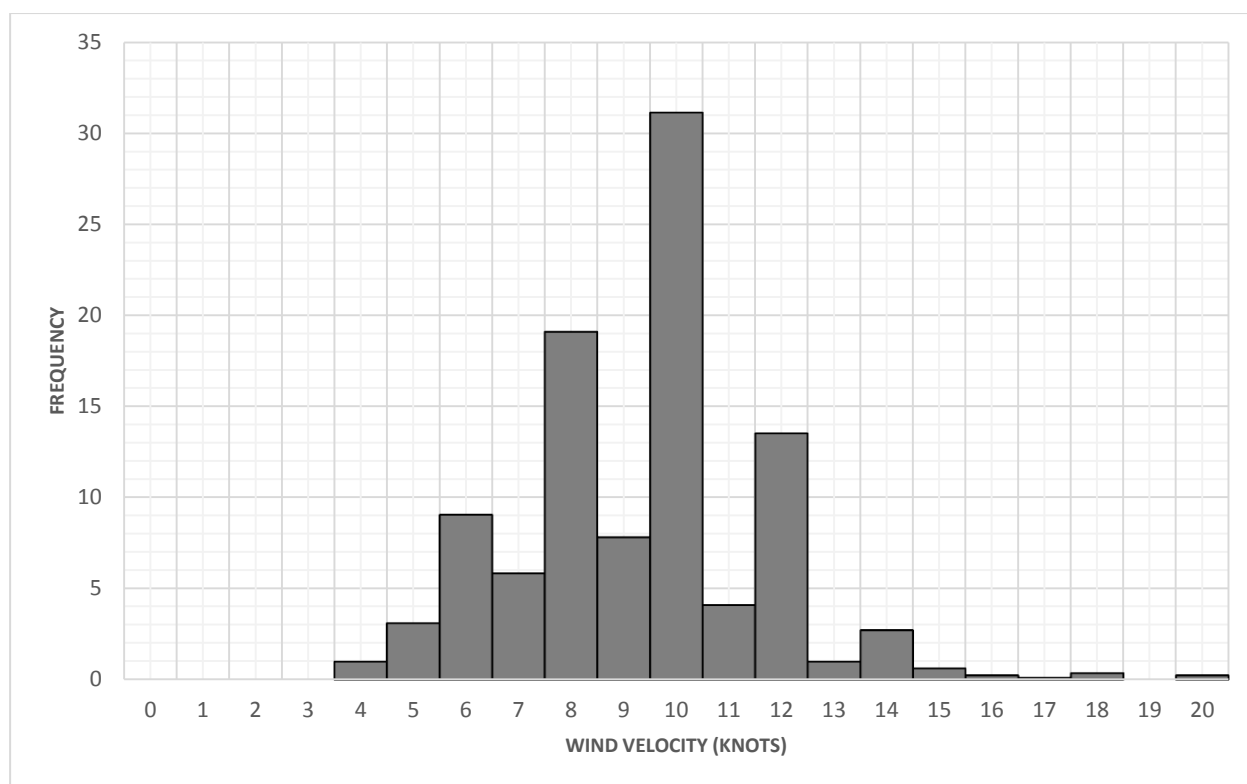
Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε δίπλευρος έλεγχος στην στάθμη σημαντικότητας $\alpha = 0,05$ για 28 βαθμούς ελευθερίας ($n = 30$). Από την σχέση 3.5 τελικά έχουμε ότι $t = 2,023245$. Η κρίσιμη τιμή της t -κατανομής, σε δίπλευρο έλεγχο, για 28 βαθμούς ελευθερίας και στην στάθμη σημαντικότητας $\alpha = 0,05$ είναι $t_{\alpha} = 2,048$. Άρα $-t_{\alpha(2)} < t < t_{\alpha(2)}$ και η μηδενική υπόθεση είναι αποδεκτή. Ο συντελεστής παλινδρόμησης δεν είναι στατιστικά σημαντικός. Βάσει του συμπεράσματος αυτού η γραμμή τάσης αγνοείται ως μη στατιστικά σημαντική.

4.3 Μέση Ταχύτητα Ανέμου

Στην παράγραφο αυτή θα μελετηθεί η ταχύτητα του ανέμου τις ημέρες αύρας ως μέτρο της έντασής της.

Το Σχήμα 4.3 αναπαριστά την κατανομή σχετικής συχνότητας της μέγιστης ταχύτητας των ημερών αύρας. Από το Σχήμα αυτό γίνεται φανερό ότι το 31,14% του συνόλου του ημερών αύρας παρουσίασε μέγιστη ταχύτητα ανέμου 10 knots. Η μέση μέγιστη ταχύτητα ανέμου κατά της ημέρες αύρας ανέρχεται στα 9,35 knots $\approx 5 \text{ ms}^{-1}$. Οι μεγαλύτερες τιμές μέγιστης ταχύτητας παρουσιάζουν πολύ μικρά ποσοστά εμφάνισης.

Εκείνο που παρατηρούμε είναι πως η ταχύτητα της αύρας δεν είναι ιδιαίτερα μεγάλη και εν μέρει αυτό εξηγεί, όπως γράφουμε και στο κεφάλαιο 2, την επίδραση του συνοπτικού ανέμου.

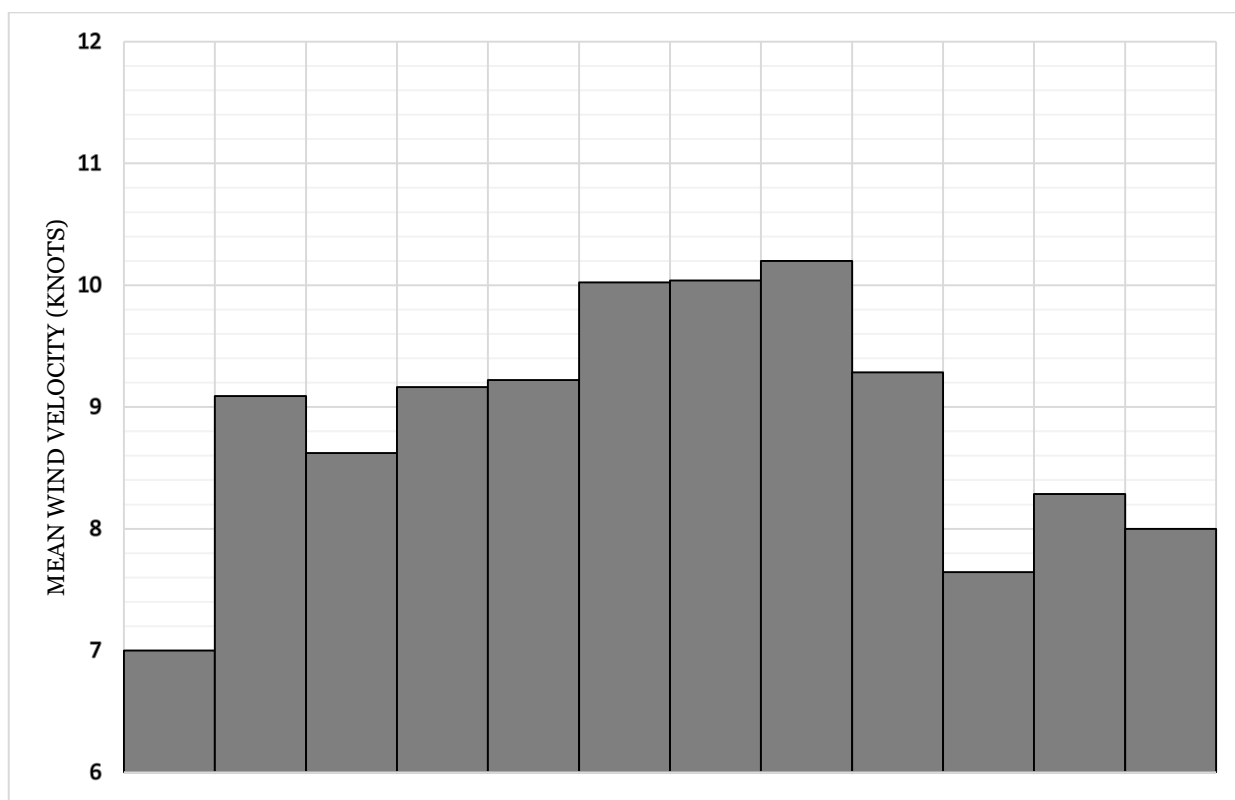


Σχήμα 4.3: Σχετική συχνότητα % της μέγιστης ταχύτητας που παρατηρήθηκε τις ημέρες αύρας, 1975 - 2004

Το παράδοξο που συναντήσαμε στο ιστόγραμμα είναι η «προτίμηση» των ημερών αύρας στις ζυγές ταχύτητες. Παρατηρώντας το διάγραμμα ενώ θα περιμέναμε μια σχετικά ομοιόμορφη κατανομή γύρω από την μέση τιμή, βλέπουμε ότι οι ζυγές τιμές της ταχύτητας

(2,4,6,... Knots) εμφανίζονται πολύ περισσότερες φορές από τις αντίστοιχες περιπτώσεις. Ενδεικτικά για την τάξη μεγέθους να σημειωθεί ότι από τις 806 ημέρες αύρας που εντοπίστηκαν στα τριάντα χρόνια, το 80% παρουσιάζει μέγιστη ταχύτητα ανέμου ζυγό αριθμό. Η συγκεκριμένη παρατήρηση δεν φαίνεται να έχει κάποια φυσική εξήγηση και αποδίδεται κατά κύριο λόγο στον εξοπλισμό που χρησιμοποιήθηκε για τις μετρήσεις.

Τέλος, δημιουργήθηκε ιστόγραμμα των μέσων μηνιαίων μέγιστων ταχυτήτων για το σύνολο της τριακονταετίας (Σχήμα 4.4). Μέσα από αυτό θα φανούν οι μηνιαίες διακυμάνσεις που παρουσιάζει η αύρα του Σαρωνικού. Γενικά δεν εμφανίζονται αξιόλογες μεταβολές της μέσης μέγιστης ταχύτητας σε όλη τη διάρκεια του έτους, εκτός από τον Ιανουάριο, Μάρτιο, Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο. Η ελάχιστη μέση ταχύτητα ανέμου είναι 7 Knots ($3,601 \text{ ms}^{-1}$) και παρουσιάζεται τον Ιανουάριο. Η μέγιστη μέση ταχύτητα ανέμου παρουσιάζεται τον Αύγουστο και είναι 10,198 Knots ($5,246 \text{ ms}^{-1}$).



Σχήμα 4.4: Μέση μηνιαία μέγιστη ταχύτητα ανέμου (Knots), 1975 – 2004

Όπως φαίνεται και από το Σχήμα 4.4, η ετήσια διακύμανση της μέσης ταχύτητας δεν είναι ιδιαίτερα μεγάλη. Τους χειμερινούς μήνες όπου η θερμοβαθμίδα είναι μικρή, η αύρα είναι

πιο ασθενής και η ταχύτητα μικρή. Αντίθετα τον Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο παρατηρούνται οι μεγαλύτερες ταχύτητες.

Και σε αυτή την περίπτωση αναμένονταν μια κανονική κατανομή των ταχυτήτων. Για την περίπτωση του Φεβρουαρίου όπου έχουμε ιδιαίτερα μεγάλη ισχύς αύρας για την εποχή, σημειώνουμε ότι στα στοιχεία μας έχουν εντοπιστεί μόλις 12 ημέρες αύρας οπότε ο μικρός αριθμός τους δεν μπορεί να δώσει αντιπροσωπευτικό αποτέλεσμα. Από την άλλη, για την απότομη μείωση του Οκτωβρίου δεν έχουμε κάποιο συμπέρασμα, αλλά πρέπει και πάλι να σημειωθεί πως είναι πολύ μικρό το ετήσιο εύρος μέγιστου – ελάχιστου (3Knots), για να προκύψει ασφαλές συμπέρασμα εξ αυτού.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία διερευνήθηκε το φαινόμενο της θαλάσσιας αύρας και μελετήθηκαν τα φυσικά χαρακτηριστικά (ταχύτητα – διεύθυνση) της θαλάσσιας αύρας του Σαρωνικού από το 1975 - 2004. Μέσα από μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν από τον σταθμό του Ελληνικού της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, εντοπίστηκαν οι μέρες που στην περιοχή αναπτύχθηκε και εξελίχθηκε ανεμπόδιστα η θαλάσσια αύρα. Αυτές οι ημέρες κατηγοριοποιήθηκαν και με κατάλληλη επεξεργασία έγινε απόπειρα να εξαχθούν συμπεράσματα για την ένταση και τη συχνότητα. Μέσα από την παρούσα μελέτη καταλήξαμε στα εξής συμπεράσματα:

- i. Οι περισσότερες ημέρες αύρας εμφανίζονται τον Μάιο και τον Ιούνιο. Τον Ιούλιο, τον Αύγουστο και τον Σεπτέμβριο οι ημέρες αύρας εμφανίζονται μειωμένες σε σχέση με το αναμενόμενο, γεγονός που οφείλεται στην επικράτηση των ετησίων στο Αιγαίο. Οι ετησίες καθυστερούν την έναρξη, διακόπτουν εσπευσμένα ή και δεν επιτρέπουν καθόλου τον σχηματισμό της αύρας στο Σαρωνικό.
- ii. Μέσα στην πάροδο των τριάντα ετών η συχνότητα των ημερών αύρας έχει αυξομειώσεις αλλά τελικά αποδείχτηκε ότι κυμαίνονται γύρω από έναν μέσο όρο, δηλαδή 27 ημέρες αύρας ανά έτος. Συνολικά καταμετρήθηκαν 806 ημέρες αύρας από το 1975 έως το 2004.
- iii. Παρουσιάστηκε μια μικρή αυξητική τάση των ημερών αύρας στο σταθμό του Ελληνικού, η οποία όμως αποδείχθηκε ότι δεν είναι στατιστικά σημαντική
- iv. Η μέση μέγιστη ταχύτητα ανέμου τις ημέρες αύρας είναι 9,35 knots ($\approx 5 \text{ ms}^{-1}$). Το 31,14% των ημερών παρουσίασε μέγιστη ημερήσια ταχύτητα αύρας ίση με 10 Knots.
- v. Η διακύμανση της μέσης μηνιαίας μέγιστης ταχύτητας, των ημερών αύρας είναι 3 Knots, όπου η ελάχιστη τιμή παρουσιάζεται τον Ιανουάριο με 7 Knots και η μέγιστη τον Αύγουστο με 10,198 Knots.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Arritt R. W., 1993: Effects of the Large-Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze, *Journal of Applied Meteorology*, 32, 116-125
- Atkinson B. W., 1981: Meso-Scale Atmospheric Circulations, *Academic Press (London)*
- Estoque M. A., 1962: The Sea Breeze as a Function of the Prevailing Synoptic Situation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19, 244-250
- Haurwitz B., 1946: Comments on the Sea-Breeze Circulation, *Journal of Meteorology*, 4, 1-8
- Helmis C. G., Asimakopoulos D. N., Deligiorgi D. G. and Lalas D. P., 1986: Observations of Sea-Breeze Fronts near the Shoreline, *Boundary-Layer Meteorology*, 38, 395-410
- Helmis C. G., Papadopoulos K. H., Kalogiros J. A., Soilemes A. T. and Asimakopoulos D. N., 1994: Influence of Background Flow on Evolution of Saronic Gulf Sea Breeze, *Atmospheric Environment*, 29, 3689-3701
- Lecluyse A. and Neumann J., 1986: On the local rate of turning of wind direction, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, 285-288
- Neumann J. and Mahrer Y., 1971: A Theoretical Study of the Land and Sea Breeze Circulation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 532-542
- Neumann J., 1977: On the rotation rate of the direction of sea and land breezes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 1913-1917
- Pezzoli A., 2005: Observation and Analysis of Etesian Wind Storms in the Saroniko Gulf, *Advances in Geosciences*, 2, 187-194
- Prezerakos, N. G., 1986: Characteristics of the Sea Breeze in Attica, Greece. *Boundary Layer Meteorology*, 36, 245-266
- Sterbis C. J., 2000: An Analysis of Short-Term Meso-Scale Forecasts in the Los Angeles Basin Using SCOS97 Data, *Master's thesis, Naval Postgraduate School Monterey*
- Steyn D. G. and Kallos G., 1992: A study of the dynamics of hodograph rotation in the sea breezes of Attica, Greece, *Boundary Layer Meteorology*, 58, 215-228
- Tyrlis E. and Lelieveld J., 2013: Climatology and Dynamics of the Summer Etesian Winds over the Eastern Mediterranean. *Journal of Atmospheric Sciences*, 70, 3374-3396.
- Yan H. and Anthes R. A., 1987: The effect of latitude on the sea breeze, *Monthly Weather Review*, 115, 936-956
- Λιώκη-Λειβαδά Η. και Ασημακόπουλος Δ. Ν., 2007: Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Στατιστική, *Εκδόσεις Συμμετρία*
- Μπουκουβάλα Δ. Γ., 2012: Μελέτη της Θαλάσσιας Αύρας σε Περιοχές με Ανώμαλη Τοπογραφία, *Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών*