

ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ-ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΔΙΠΛΩΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

'ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ- ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ'

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

"ΦΑΣΜΑΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΥ ΟΡΙΑΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΩΝ ΣΠΑΤΩΝ"



ΚΑΡΑΜΠΑΤΣΟΣ ΗΛΙΑΣ Α.Μ. 201018 ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ: ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΧΕΛΜΗΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΑΣΗΜΑΚΟΠΟΥΛΟΣ ΔΗΜΟΣΘΕΝΗΣ ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΡΙΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ ΦΛΟΚΑ ΕΛΕΝΑ ΑΘΗΝΑ 2014

Πρόλογος

Η παρούσα εργασία με θέμα "Μελέτη της τυρβώδους δομής και των φασματικών χαρακτηριστικών του Ατμοσφαιρικού Επιφανειακού Οριακού Στρώματος πάνω από ξηρά" εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Μεταπτυχιακού Διπλώματος Ειδίκευσης Φυσικής Περιβάλλοντος, του Τομέα Εφαρμογών του Τμήματος Φυσικής του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών.

Αντικειμενικός στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη των μικρομετεωρολογικών χαρακτηριστικών καθώς και των φασματικών χαρακτηριστικών του επιφανειακού οριακού στρώματος. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τη πειραματική αποστολή του Πανεπιστημίου Αθηνών στη περιοχή του αεροδρομίου των Αθηνών Ελ. Βενιζέλος στα πλαίσια του ευρωπαικού προγράμματος EU FP6 Network of excellence με τίτλο Environmentally Compatible Air Transport System (ECATS).

Για την ολοκλήρωση της εργασίας αυτής θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Καθηγητή Κωνσταντίνο Χέλμη για την πολύτιμη καθοδήγηση και την αμέριστη συμπαράστασή του. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τους υποψήφιους διδάκτορες Βασίλη Κωστόπουλο και Πάνο Ράπτη για την πολύτιμη βοήθειά τους και τις εύστοχες παρατηρήσεις και συμβουλές τους σε θέματα του επιστημονικού πεδίου της εργασίας.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. Εισαγωγή 5

2. Θεωρία 9

- 2.1. Ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα 9
 - 2.1.1. Δομή και καταστάσεις του Α.Ο.Σ. 9
 - 2.1.2. Η τύρβη στο Α.Ο.Σ. 14
 - 2.1.3. Υπόθεση Taylor 15
 - 2.1.4. Μεταφορές ορμής, θερμότητας και υγρασίας 16
 - 2.1.5. Θεωρία Monin Obukhov 17
- 2.2. Φασματικά χαρακτηριστικά του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος 20
 - 2.2.1 Αδρανειακή περιοχή του φάσματος 22
 - 2.2.2. Από το χώρο των κυματαριθμών στο χώρο των συχνοτήτων 24
 - 2.2.3. Φάσματα διασυσχέτισης της τύρβης 24

3. Περιγραφή πειράματος 26

- 3.1. Περιοχή μελέτης 26
- 3.2. Εξοπλισμός 28

4. Μεθοδολογία ανάλυσης δεδομένων 33

4.1. Εφαρμογή κριτηρίου στατικότητας 33

4.2. Ανάλυση Reynolds και υπολογισμός χαρακτηριστικών παραμέτρων του Α.Ο.Σ. 34

4.3. Υπολογισμός φασμάτων 35

5. Αποτελέσματα 36

- 5.1 Μελέτη μικρομετεωρολογικών χαρακτηριστικών 36
 - 5.1.1 Αρμονική ανάλυση χρονοσειρών 36
 - 5.1.2. Χαρακτηριστικά μεγέθη τύρβης 39

5.1.3 Φαινόμενα μέσης κλίμακας τοπικά χαρακτηριστικά και αντίστοιχα μεγέθη τύρβης 43

5.1.4 Παράθεση τυρβωδών χαρακτηριστικών όταν λαμβάνει χώρα αύρα και μελτέμι 45

5.2 Φασματική ανάλυση 48

5.2.1. Κλίση της αδρανειακής περιοχής φασμάτων των εξεταζόμενων παραμέτρων 48

5.2.2. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με διάφορες παραμέτρους 51

5.2.2.1. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με τη παράμετρο ευστάθειας z/L. -Μέση ημερήσια διακύμανση των κλίσεων των 4 παραμέτρων 51

5.2.2.2. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με τη παράμετρο της ταχύτητας U. 62

5.2.2.3. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με τη παράμετρο της ροής ορμής u*. 68

5.2.2.4. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με το μήκος τραχύτητας. 74

5.2.3 Παράθεση κλίσεων φασμάτων όταν λαμβάνει χώρα αύρα και μελτέμι 80

6. Συμπεράσματα 82

7.Παράρτημα 85

7.1 Σύγκριση μετρήσεων των οργάνων με τη γρήγορη απόκριση και των οργάνων με την αργή απόκριση 85

Βιβλιογραφία 88

1.Εισαγωγή

Η μελέτη του Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (Α.Ο.Σ.) είναι μεγάλης σημασίας καθώς αποτελεί τα πρώτα 1000 με 1500 μέτρα της ατμόσφαιρας πάνω από την επιφάνεια του εδάφους όπου εκεί λαμβάνουν χώρα όλες οι ανθρώπινες δραστηριότητες.

Το Επιφανειακό Οριακό Στρώμα (Ε.Ο.Σ). είναι τμήμα του Α.Ο.Σ. και περιλαμβάνει τα πρώτα 50 με 100 μέτρα. Η άμεση επαφή του στρώματος αυτού με το έδαφος έχει ως αποτέλεσμα πρώτον την άμεση θερμανσή του από το έδαφος, την ημέρα, και δεύτερον τη διάτμηση του ανέμου που πνέει πάνω από το έδαφος. Τόσο το Ε.Ο.Σ όσο και το Α.Ο.Σ. χαρακτηρίζονται από τη τυρβώδη τους δομή. Η μελέτη του εσωτερικού οριακού στρώματος πρέπει να προηγείται πριν από την υλοποίηση υποδομών όπως εγκαταστάσεις αιολικών πάρκων αλλά και σύγχρονων οικιστικών συγκροτημάτων. Επίσης η μελέτη της δομής του Ε.Ο.Σ. βοηθάει στην ανάπτυξη και βελτίωση αριθμητικών μοντέλων τύρβης και προσομοιώσεων.

Το Ε.Ο.Σ. όπως και το Α.Ο.Σ χαρακτηρίζεται από τη τυρβώδη του δομή. Η τύρβη προκύπτει από τη τυχαία διακύμανση μετεωρολογικών παραμέτρων όπως της ταχύτητας και της θερμοκρασίας και παράγεται είτε θερμικά (λόγω θέρμανσης του αέρα από το έδαφος) είτε μηχανικά από τη τραχύτητα του εδάφους. Η δημιουργία της τύρβης είναι αποτέλεσμα των στροβίλων που δημιουργούνται από τον αέρα, όταν ο αέρας συναντά ένα μηχανικό εμπόδιο ή στροβίλων που δημιουργούνται από τη θέρμανση αέρα από το έδαφος (θερμάλες). Οι στρόβιλοι αυτοί έχουν διαστάσεις και σε κάθε έναν αντιστοιχεί ένας κυματάριθμος αντίστοιχος της διάστασης της στροβίλωσης και μία συχνότητα που προκύπτει από το κυματάριθμο αλλά και από τη ταχύτητα του ανέμου. Δεδομένου ότι οι μετρήσεις μπορούν να γίνουν στο χρόνο από έναν μετεωρολογικό ιστό ισχύει η υπόθεση Taylor που εξασφαλίζει ότι οι επιτόπιες μετρήσεις μας αντιστοιχίζονται στα χαρακτηριστικά του στροβίλου. Οι στρόβιλοι αυτοί ωστόσο σπάνε σε όλο και μικρότερους σε μια διαδικασία κατά την οποία λέμε ότι η τύρβη αποδομείται.

Για τη μελέτη της δομής του επιφανειακού στρώματος η πιο διαδεδομένη θεωρία είναι η θεωρία ομοιότητας των Monin-Obukhov (M-O). Μεγέθη χαρακτηριστικά της τυρβώδους δομής όπως η ροή θερμότητας w'T', η ροή ορμής u^{*2}, η παράμετρος ευστάθειας z/L κ.α. καθώς και ο τρόπος που συσχετίζονται αυτά μεταξύ τους μπορούν να μας δώσουν μία καλή εικόνα για τη δομή του Α.Ο.Σ. Στην εργασία αυτή παράμετροι που σχετίζονται με τη τύρβη έχουν εξεταστεί εκτενώς σε σχέση με την εξάρτηση που έχουν από άλλα μεγέθη όπως η ταχύτητα του ανέμου και η κατάσταση ευστάθειας.

Η φασματική ανάλυση είναι το καταλληλότερο εργαλείο που μπορεί να περιγράψει τη συνεισφορά που έχει η κάθε στροβίλωση σε κάποιο διάστημα που έχουμε λάβει μετρήσεις μίας παραμέτρου. Τα φάσματα όμως κάτω από ορισμένες προυποθέσεις έχουν συγκεκριμένη δομή όπως προκύπτει από τη θεωρία ομοιότητας.

Τα πειράματα του Kansas (1968) και της Minessota (1973) έδειξαν ότι οι φασματικές απεικονίσεις τόσο στο πεδίο των κυμματάριθμων όσο και στο πεδίο των συχνοτήτων ακολουθούν τις θεωρίες ομοιότητας, για το Α.Ο.Σ. πάνω από ξηρά. Από τα πειράματα αυτά επιβεβαιώθηκε ότι η κλίση της αδρανειακής περιοχής του φάσματος είναι -5/3. Η θεωρία αυτή είχε θεμελιωθεί από τον Kolmogorov το 1941 (Kolmogorov 1941).

To 1978 οι R.A. Antonia και A.J. Chambers μελέτησαν τα φάσματα της θερμοκρασίας που προκύπτουν για τη διευθύνση που πνέει ο άνεμος θχ και τις κάθετες διευθύνσεις στον άνεμο θγ και θz και έδειξαν ότι οι φασματικές πυκνότητες ισχύος των θερμοκρασιών θz και θψ είναι σχεδόν ίδιες αλλά διαφέρουν σημαντικά από τη φασματική πυκνότητα ισχύος της θερμοκρασίας θχ.

Η μελέτη του Ε.Ο.Σ γρήγορα επικεντρώθηκε πάνω από εκτάσεις με διαφορετική βλάστηση. Το 1990 οι B.D. Amiro et al μέτρησαν τους συντελεστές τραχύτητας και μελέτησαν τα φάσματα που προέκυψαν πάνω από τρία δάση με διαφορετική φυτοκάλυψη το πρώτο ήταν καλυμένο με έλατα, το δεύτερο με πέυκα και το τρίτο με λεύκες στη νοτιοδυτική Manitoba στον Καναδά. Από τη μελέτη αυτή όσον αφορά τα φάσματα της ταχύτητας προέκυψαν αποκλίσεις από τη θεωρία. Συγκεκριμένα τα φάσματα που προέκυψαν από μετρήσεις σε χαμηλό ύψος έδειξαν ότι για τις οριζόντιες συνιστώσες προκύπτει ενεργειακό έλλειμα ενώ για τη κατακόρυφη συνιστώσα προκύπτει ενεργειακό πλεόνασμα.

Μία από τις πιο πρόσφατες μελέτες που εξετάζουν την ισχύ της θεωρίας των M-O είναι και των Jun Asanuma, et al το 2007 όπου μελέτησαν την ομοιότητα μεταξύ των βαθμωτών μεγεθών της θερμοκρασίας και της υγρασίας στις πολύ χαμηλές συχνότητες στο επιφανειακό στρώμα υπο ασταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες στο οροπέδιο του Θιβέτ. Η μελέτη αυτή έδειξε ότι οι στρόβιλοι που έχουν μέγεθος μέχρι και 100z (z είναι το ύψος) έχουν παρόμοια χαρακτηριστικά μεταξύ των βαθμωτών μεγεθών. Τα βαθμωτά μεγέθη παραμένουν δηλαδή σε αυτή τη κλίμακα καλά συσχετισμένα. Από την άλλη η ομοιότητα αυτή δεν υπάρχει σε κλίμακες μεγαλύτερες από 1000z.

Την ίδια χρονιά οι Wei Li et al παρουσιάσαν τα φάσματα ισχύος της ταχύτητας του ανέμου και τα φάσματα διασυσχέτισης της ορμής και της ροής θερμότητας που παρατηρούνται για διαφορετικές διευθύνσεις ανέμου πάνω από επίπεδο έδαφος σε μία μεγάλη κοιλάδα στο οροπέδιο Loess. Παρατήρησαν ότι τα φάσματα ισχύος των συνιστωσών υ και ν ικανοποιούν το νόμο -5/3 στην αδρανειακή περιοχή. Οι μετρήσεις από ύψος 32 μέτρων δείχνουν ενεργειακό έλλειμα για τη θ συνιστώσα ενώ το φάσμα της ν συνιστώσας εμφανίζει μία έξαρση στις χαμηλές συχνότητες όπως και το φάσμα της u. Τον επόμενο χρόνο οι Davide Poggi και Gabriel G Katul (2008) μελέτησαν τις εντάσεις της τύρβης και των φασμάτων της ταχύτητας για ροές ανέμου πάνω από δύο λόφους, ο ένας ήταν χωρίς φυτοκάλυψη και ο δεύτερος είχε ήπια δασική φυτοκάλυψη. Στην εργασία τους βρήκαν ότι η κλίση της αδρανειακής περιοχής αποκλίνει από τη τιμή -5/3 κυρίως λόγω διαφορετικής τραχύτητας της επιφάνειας. Η φασματική ανάλυση τα τελευταία χρόνια έχει αποτελέσει εργαλείο ακόμα και για τη κατανόηση της τυρβώδους δομής του επιφανειακού στρώματος κατά το πέρασμα τυφώνων (B. Yu et al 2008)

To 2009 οι J.Laubach και G. McNaughton μελέτησαν το φάσμα της θερμοκρασίας σε ασταθές επιφανειακό στρώμα. Η διακύμανση της θερμοκρασίας στο ασταθές επιφανειακό στρώμα δε συμφωνούσε με τη θεωρία M-O. Στη μελέτη αυτή εξετάσθηκε η συμπεριφορά των δύο εξάρσεων που εμφανίζονται στα φάσματα της θερμοκρασίας και της θερμότητας σε ένα επιφανειακό στρώμα τριβής και πως μεταβάλλονται οι κυματαριθμοί των εξάρσεων σε σχέση με συγκεκριμένη κλίμακα μήκους για τα φάσματα της θερμοκρασίας και της θερμότητας.

Η αμφισβήτηση της θεωρίας Monin –Obukov τα τελευταία χρόνια έχει αλλάξει τη γενική άποψη για τα φάσματα. Ένας αριθμός μελετών έδειξε ότι γενικότερα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα εντοπίζονται στοιχεία όσον αφορά τη μορφή των φασμάτων που δε συμφωνούν με τη θεωρία ομοιότητας των Monin-Obukov (Smedman 1988, Andreas 1987; Hogstrom 1990; Mc Naughton and Laubach 2000; Smeets et al 2000; Hogstrom et al 2002; Mc Naughton and Brunet; Hong et al 2004; Mc Naughton 2004 a,b 2006; Li et al 2007;Mc Naughton et al 2007; Smedman et al 2007. Οι αποκλίσεις αυτές από τη θεωρία ομοιότητας μπορεί να οφείλονται σε επιμένοντες μεγάλους στροβίλους που μπορούν να επηρεάζουν τη γνωστή μέχρι τώρα μορφή των φασμάτων και των φασμάτων διασυσχέτισης. Αποτελέσματα των μεγάλων αυτών δινών είναι ακανόνιστες διακυμάνσεις σε όλα τα φάσματα των συνιστωσών της ταχύτητας ανέμου, όπως επίσης και των βαθμωτών μεγεθών της θερμοκρασίας και υγρασίας (Zhang et al, 2010).

Στην εργασία που ακολουθεί έχουν ληφθεί δεδομένα από όργανα τοποθετημένα στα 10 μέτρα σε μετεωρολογικό ιστό, στη περιοχή του αερολιμένος Ελ. Βενιζέλος, για 16 μέρες από τις 10 έως τις 26 Σεπτεμβρίου και γίνεται προσπάθεια να μελετηθούν μικρομετεωρολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής, τοπικές κυκλοφορίες που αναπτύσσονται αλλά επίσης και πως επηρεάζεται η δομή των φασμάτων των μετεωρολογικών παραμέτρων όπως της ταχύτητας και της θερμοκρασίας από διάφορες μικρομετεωρολογικές παραμέτρους. Στο κεφάλαιο 2 αναλύονται οι τυρβώδεις δομές και οι καταστάσεις που μπορεί να έχει το Α.Ο.Σ., διατυπώνονται βασικές παράμετροι από τη θεωρία των Μ-Ο και στη συνέχεια περιγράφονται τα φάσματα ως προς τη σημασία τους και τη δομή τους. Στο κεφάλαιο 3 δίνεται περιγραφή της περιοχής του πειράματος αλλά και του εξοπλισμού που χρησιμοποιήθηκε. Στη συνέχεια στο κεφάλαιο 4 παρουσιάζεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε. Στο κεφάλαιο 5 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την εργασία ως αναφορά τις μικρομετεωρολογικές παραμέτρους, τις τοπικές κυκλοφορίες και τα φάσματα στις διάφορες συνθήκες ευστάθειας.

2.Θεωρία

2.1. Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (Α.Ο.Σ.) περιλαμβάνει τα πρώτα 2 km της ατμόσφαιρας συνεπώς ενδιαφέρει ιδιαίτερα η κατανόηση των μηχανισμών που διαμορφώνουν τη δομή του καθώς αναπτύσσονται μέσα σε αυτό όλες οι ανθρώπινες δραστηριότητες.

Βασικό χαρακτηριστικό του Α.Ο.Σ. είναι η τυρβώδης κατάσταση στην οποία βρίσκεται. Γι αυτό για τη μελέτη του χρησιμόποιείται τόσο η στατιστική επιστήμη όσο και η μέθοδος του πειράματος.

2.1.1 Δομή και καταστάσεις του Α.Ο.Σ.

Αν και η τροπόσφαιρα εκτείνεται από το έδαφος μέχρι ένα μέσο ύψος 11km, συνήθως μόνο τα κατώτερα δύο χιλιόμετρα επηρεάζονται άμεσα από την επιφάνεια του εδάφους.

Μπορούμε να ορίσουμε το ΑΟΣ ως το μέρος εκείνο της τροπόσφαιρας το οποίο επηρεάζεται άμεσα από την παρουσία της επιφάνειας της Γης και αντιδρά στις επιδράσεις της επιφάνειας σε μια χρονική κλίμακα της μιας ώρας ή λιγότερο.

Οι επιδράσεις αυτές οφείλονται στη τριβή, στην εξάτμιση και στη διαπνοή, στη μεταφορά θερμότητας, στις εκπομπές ρύπων και στη τροποποίηση της ροής λόγω της τοπογραφίας.

Το βάθος του ΑΟΣ είναι αρκετά ευμετάβλητο στο χρόνο και το χώρο και κυμαίνεται από εκατοντάδες μέτρα μέχρι δύο χιλιόμετρα. (Stull 1988).

Το οριακό στρώμα μπορεί να χωριστεί σε δύο περιοχές:

1. Ένα επιφανειακό στρώμα βάθους 50-100 m όπου οι κατακόρυφες τάσεις διάτμησης είναι σταθερές και όπου η ροή δεν επηρεάζεται από τη περιστροφή της Γης και η δομή του ανέμου καθορίζεται κυρίως από την επιφανειακή τριβή και τη βαθμίδα της θερμοκρασίας.

 Μία περιοχή πάνω από αυτό το στρώμα που εκτείνεται έως 1000m, όπου οι τάσεις διάτμησης είναι μεταβλητές και η δομή του ανέμου επηρεάζεται από την επιφανειακή τριβή, τη βαθμίδα θερμοκρασίας και τη περιστροφή της Γης (Sutton 1953).

Αναλυτικότερα το επιφανειακό στρώμα είναι η περιοχή στο κατώτερο ΑΟΣ στην οποία η τυρβώδης ροή και η διάτμηση μεταβάλλονται λιγότερο από το 10 % του

μεγέθους τους. Έτσι, το κατώτερο 10% του οριακού στρώματος ονομάζεται επιφανειακό στρώμα. (Stull 1988)

Το έδαφος μπορεί να επηρεάζει τη ροή στο οριακό στρώμα με δύο τρόπους. Αρχικά, εξαιτίας της εναλλαγής του ανάγλυφου που συναντά ο άνεμος στην επιφάνεια, δημιουργείται τυρβώδης ροή, η οποία πρέπει να σημειωθεί ότι μπορεί να εμφανίζεται και σε εξαιρετικά επίπεδες περιοχές με μεγάλη έκταση.

Ο δεύτερος τρόπος με τον οποίο το έδαφος επηρεάζει τη ροή είναι το γεγονός ότι η επιφάνεια ενεργεί σαν πηγή ή καταβόθρα θερμότητας ανάλογα με το αν είναι ημέρα ή νύχτα αντίστοιχα.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας η επιφάνεια του εδάφους θερμαίνεται από την ηλιακή ακτινοβολία περισσότερο από τον αέρα, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη θερμικών ανοδικών κινήσεων. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, το έδαφος εκπέμπει μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και έτσι ψύχεται περισσότερο από τον υπερκείμενο αέρα και εμφανίζονται έτσι οι νυχτερινές επιφανειακές θερμοκρασιακές αναστροφές.

Η κατηγοριοποίηση ωστόσο των καταστάσεων του ΑΟΣ στηρίζεται κύρια στην επίδραση των δυνάμεων λόγω διαφοράς πυκνότητας.

Ανάλογα με τη θερμοβαθμίδα που επικρατεί το Α.Ο.Σ. χαρακτηρίζεται ως ασταθές, ουδέτερο και ευσταθές.



Temperature

Εικόνα 2.1.1 Μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος για ουδέτερες, ευσταθείς και ασταθείς συνθήκες

Επάνω από τη ξηρά σε περιοχές υψηλών πιέσεων το οριακό στρώμα έχει μια καλά καθορισμένη δομή που εξελίσσεται κατά τη διάρκεια του ημερήσιου κύκλου. Τα

τρία κύρια μέρη αυτής της δομής είναι το στρώμα ανάμειξης, το υπολοιπόμενο στρώμα και το ευσταθές οριακό στρώμα. Όταν υπάρχουν νέφη στο στρώμα ανάμειξης, αυτό διαιρείται παραπέρα σε ένα στρώμα νεφών και ένα στρώμα κάτω από τα νέφη.



Εικόνα 2.2.2 Ημερήσια εξέλιξη του Α.Ο.Σ. (Stull 1988)

Στρώμα ανάμιξης

Αρχικά και κατά τη διάρκεια ανέφελων ημερών, η ανάπτυξη του στρώματος ανάμιξης συνδέεται στενά με την θέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία. Ξεκινώντας περίπου μισή ώρα μετά την ανατολή του ηλίου, αρχίζει να σχηματίζεται σε βάθος ένα τυρβώδες στρώμα ανάμιξης. Αυτό χαρακτηρίζεται από έντονη ανάμιξη σε κατάσταση αστάθειας στην οποία θερμάλες ζεστού αέρα ανέρχονται από το έδαφος. Το στρώμα ανάμιξης φτάνει το μέγιστο βάθος του αργά το απόγευμα. Αναπτύσσεται με κατακόρυφη ανάμιξη με τον λιγότερο τυρβώδη αέρα που βρίσκεται πάνω από αυτό. Η προκύπτουσα τυρβώδης κατάσταση, αναμιγνύει ομοιόμορφα θερμότητα, υγρασία και ορμή στην κατακόρυφη διάσταση.

Ένα ευσταθές στρώμα πάνω από το στρώμα ανάμιξης δρα ως κάλυμμα για τις ανερχόμενες θερμάλες περιορίζοντας έτσι την επικράτεια της τύρβης. Ονομάζεται ζώνη κατακόρυφης ανάμιξης (entrainment zone) γιατί σε αυτή την περιοχή παρατηρείται κατακόρυφη ανάμιξη μέσα στο στρώμα ανάμιξης. Σε πολλές περιπτώσεις το κάλυμμα του ευσταθούς στρώματος είναι αρκετά ισχυρό ώστε να χαρακτηριστεί ως θερμοκρασιακή αναστροφή, δηλαδή η απόλυτη θερμοκρασία στην περίπτωση αυτή, αυξάνεται με το ύψος. Συχνά καλείται στρώμα αναστροφής, άσχετα με το μέγεθος της ευστάθειας. Το πιο σύνηθες σύμβολο για το βάθος του στρώματος ανάμιξης είναι το zi, το οποίο αντιπροσωπεύει το μέσο ύψος της βάσης της αναστροφής.

Οι ταχύτητες του ανέμου είναι υπόγεωστροφικές σε όλο το βάθος του στρώματος ανάμιξης, με τα ανύσματα του ανέμου να τέμνουν τις ισοβαρείς με μικρή γωνία προς τη χαμηλή πίεση. Το μέσο τμήμα του στρώματος ανάμιξης συχνά έχει σχεδόν σταθερή ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου. Η ταχύτητα του ανέμου μηδενίζεται κοντά στο έδαφος, δημιουργώντας έτσι ένα προφίλ ανέμου σχεδόν λογαριθμικό με το ύψος στο επιφανειακό στρώμα. Τα ανύσματα του ανέμου τέμνουν τις ισοβαρείς με αυξανόμενη γωνία καθώς προσεγγίζεται το έδαφος, με γωνίες 45 μοιρών να εμφανίζονται συχνά κοντά στην επιφάνεια.

Οι αναλογίες μείγματος τείνουν να μειώνονται με το ύψος, ακόμα και μέσα στο κεντρικό τμήμα του στρώματος ανάμιξης. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει την εξάτμιση της υγρασίας του εδάφους και των φυτών χαμηλά, και την κατακόρυφη ανάμιξη ξηρότερου αέρα από μεγαλύτερα ύψη πάνω από στο στρώμα ανάμιξης. Η μείωση της υγρασίας στην κορυφή του στρώματος ανάμιξης συχνά χρησιμοποιείται μαζί με τα προφίλ της δυνητικής θερμοκρασίας για τον προσδιορισμό της κορυφής του στρώματος ανάμιξης από δεδομένα ραδιοβολίσεων.

Καθώς οι κορυφές των υψηλότερων κυττάρων θερμού αέρα φτάνουν σε μεγαλύτερα ύψη κατά τη διάρκεια της ημέρας, οι θερμάλες μπορούν να φτάσουν στη στάθμη συμπύκνωσης (Lifting Condensation Level – LCL), αν υπάρχει αρκετή υγρασία. Η νεφοκάλυψη μπορεί να μειώσει την έκθεση του εδάφους στις ηλιακές ακτίνες. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της έντασης των θερμικών ανοδικών κινήσεων. Σε αυτές τις ημέρες το στρώμα ανάμιξης μπορεί να παρουσιάζει βραδύτερη ανάπτυξη και μπορεί ακόμα να μετατραπεί σε μη τυρβώδες με ουδέτερη στρωμάτωση, αν τα νέφη είναι αρκετά πυκνά (Stull, 1988).

Υπολοιπόμενο στρώμα

Περίπου μισή ώρα πριν τη δύση του ηλίου οι θερμάλες παύουν να αναπτύσσονται προκαλώντας εξασθένιση της τύρβης. Το στρώμα του αέρα που δημιουργείται ονομάζεται υπολοιπόμενο ή ουδέτερο στρώμα, επειδή οι αρχικές μεταβλητές της μέσης κατάστασης και οι μεταβλητές της συγκέντρωσης είναι ίδιες με αυτές του πρόσφατα εξασθενημένου στρώματος ανάμιξης. Το υπολοιπόμενο στρώμα παρουσιάζει ουδέτερη στρωμάτωση με την προκύπτουσα τύρβη να έχει περίπου ίση ένταση προς όλες τις διευθύνσεις.

Η υγρασία συχνά παρουσιάζει παθητική συμπεριφορά. Κατά τη διάρκεια της ημέρας, περισσότερη υγρασία μπορεί να εξατμίζεται μέσα στο στρώμα ανάμιξης και να διατηρείται στο υπολοιπόμενο στρώμα. Κατά τη διάρκεια συνεχόμενων ημερών, η συνεχιζόμενη κατακόρυφη ανάμιξη του υγρού αέρα

μέσα στο στρώμα ανάμιξης μπορεί να επιτρέψει το σχηματισμό νεφών εκεί που σε κάθε άλλη περίπτωση δεν θα ήταν δυνατό.

Μεταβλητές όπως αυτή της αληθούς δυνητικής θερμοκρασίας συνήθως μειώνονται αργά κατά τη διάρκεια της νύχτας, εξαιτίας της απόκλισης της ακτινοβολίας. Αυτός ο ρυθμός ψύξης είναι λίγο ή πολύ ομοιόμορφος μέσα σε όλο το βάθος του υπολοιπόμενου στρώματος, επιτρέποντας έτσι στο προφίλ της αληθούς δυνητικής θερμοκρασίας του στρώματος αυτού να παραμένει σχεδόν αδιαβατικό. Όταν η κορυφή του στρώματος ανάμειξης της επόμενης μέρας φτάσει τη βάση του υπολοιπόμενου στρώματος, η ανάπτυξη του στρώματος ανάμειξης γίνεται πολύ γρήγορα.

Ευσταθές οριακο στρώμα

Καθώς προχωρά η νύχτα, το κατώτερο μέρος του υπολοιπόμενου στρώματος μετασχηματίζεται από την επαφή του με το έδαφος σε ένα ευσταθές οριακό στρώμα. Αυτό χαρακτηρίζεται από ευσταθείς αέριες μάζες με ασθενέστερη και σποραδική τύρβη. Αν και ο άνεμος στην επιφάνεια του εδάφους συχνά γίνεται πιο ασθενής τη νύχτα, οι άνεμοι στα μεγαλύτερα ύψη μπορούν να επιταχυνθούν σε υπεργεωστροφικές ταχύτητες, σε ένα φαινόμενο που ονομάζεται αεροχείμαρος χαμηλού ύψους ή νυχτερινό jet (Low Level Jet – LLJ).

Ο στατικά ευσταθής αέρας τείνει να καταστείλει τη τύρβη, ενώ το εξελισσόμενο νυχτερινό jet ενισχύει τη διάτμηση του ανέμου που τείνει να δημιουργήσει τύρβη. Αποτέλεσμα αυτού είναι ότι η τύρβη μερικές φορές εμφανίζεται για σχετικά μικρή διάρκεια και μπορεί να επιφέρει ανάμειξη σε όλο το βάθος του ευσταθούς οριακού στρώματος.

Σε αντίθεση με το ημερήσιο στρώμα ανάμιξης το οποίο χαρακτηρίζεται από μια καλά καθορισμένη κορυφή, το ευσταθές οριακό στρώμα έχει μια αχνά οριοθετημένη κορυφή η οποία σιγά σιγά αναμιγνύεται μέσα στο υπολοιπόμενο στρώμα που βρίσκεται από πάνω.

Ο άνεμος παρουσιάζει μια εξαιρετικά πολύπλοκη συμπεριφορά κατά τη διάρκεια της νύχτας. Ακριβώς πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, οι ταχύτητες του ανέμου γίνονται συχνά ασθενείς ή πολλές φορές επικρατεί άπνοια. Σε υψόμετρα της τάξης των 200m πάνω από το έδαφος ο άνεμος μπορεί να φτάσει τα 10-30m/sec στο νυχτερινό jet. Ακόμα ψηλότερα, οι ταχύτητες του ανέμου είναι μικρότερες και πιο κοντά στη γεωστροφική τους τιμή.

Η ισχυρή διάτμηση κάτω από το επίπεδο του νυχτερινού jet συνοδεύεται από μια απότομη μεταβολή στη διεύθυνση του ανέμου, όπου οι άνεμοι των χαμηλότερων επιπέδων έχουν διεύθυνση κάθετη στις ισοβαρείς προς τις χαμηλές πιέσεις.

Ωστόσο, κοντά στο έδαφος σε περιοχές που εμφανίζουν κλίση, υπάρχει ένα λεπτό (της τάξης μερικών μέτρων) στρώμα καταβατικών ή αποστραγγιστικών ανέμων. Αυτοί οι άνεμοι οφείλονται στον ψυχρότερο αέρα, κοντά στο έδαφος, που ρέει προς τα κάτω με την επίδραση της βαρύτητας. Ο κρύος αυτός αέρας συσσωρεύεται στις κοιλάδες και στις χαμηλές περιοχές και λιμνάζει σε αυτά τα σημεία. Οι μετρήσεις που δίνουν μετεωρολογικοί σταθμοί που βρίσκονται σε αυτά τα σημεία κοντά στις κοιλάδες λίγη σχέση έχουν με τους συνοπτικής κλίμακας ανέμους κατά τη διάρκεια της νύχτας.

Τα κύματα παρουσιάζουν συχνή εμφάνιση στο ευσταθές οριακό στρώμα. Το πολύ ευσταθές νυχτερινό οριακό στρώμα όχι μόνο υποστηρίζει τα κύματα βαρύτητας, αλλά πολλές φορές μπορεί να παγιδεύσει μεγαλύτερης συχνότητας κύματα κοντά στο έδαφος. Έχουν παρατηρηθεί κατακόρυφες μετατοπίσεις κυμάτων της τάξης των 100m, αν και οι κυμάνσεις του ανέμου και της θερμοκρασίας είναι σχετικά μικρές και είναι δύσκολο να παρατηρηθούν χωρίς ευαίσθητα όργανα. Το ευσταθές οριακό στρώμα μπορεί επίσης να δημιουργηθεί και κατά τη διάρκεια της ημέρας, εφ' όσον η επιφάνεια του εδάφους είναι ψυχρότερη από τον αέρα. Αυτές οι καταστάσεις εμφανίζονται συχνά πάνω από τη θάλασσα ή κατά τη διάρκεια εισβολών θερμού αέρα πάνω από ψυχρές επιφάνειες, για παράδειγμα μετά το πέρασμα ενός θερμού μετώπου.

2.1.2 Η τύρβη στο Α.Ο.Σ.

Το Α.Ο.Σ χαρακτηρίζεται από μια ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας που δεν φαίνεται σε μεγαλύτερα ύψη. Αυτή η ημερήσια μεταβολή δεν προκαλείται από την άμεση επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας στο Α.Ο.Σ. Πολύ μικρό μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από το οριακό στρώμα. Το μεγαλύτερο μέρος διαδίδεται στο έδαφος στο οποίο τυπικές απορροφητικότητες της τάξης του 90 % έχουν ως αποτέλεσμα την απορρόφηση του μεγαλύτερου μέρους της ηλιακής ενέργειας. Το έδαφος είναι αυτό που θερμαίνεται και ψύχεται αντιδρώντας στην ακτινοβολία και το οποίο στη συνέχεια προκαλεί αλλαγές στο οριακό στρώμα μέσω διεργασιών μεταφοράς. Η τύρβη είναι μια από τις σημαντικότερες διεργασίες μεταφοράς και συχνά χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό του Α.Ο.Σ.

Μια εικόνα της τύρβης (η διαταραχή που επικάθεται στο μέσο άνεμο) μπορεί να σχηματιστεί με την σύνθεση ακανόνιστων δινών κίνησης που ονομάζονται στρόβιλοι. Συνήθως η τύρβη αποτελείται από πολλά διαφορετικά μεγέθη στροβίλων που συνυπάρχουν. Η σχετική ενέργεια αυτών των διαφορετικής κλίμακας στροβίλων προσδιορίζουν το φάσμα της τύρβης.

Ένα μεγάλο μέρος της τύρβης του οριακού στρώματος δημιουργείται από την επίδραση του εδάφους. Για παράδειγμα, η θέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της ημέρας προκαλεί την ανοδική κίνηση κυττάρων θερμότερου αέρα (θερμάλες). Αυτές οι θερμάλες αποτελούν μεγάλης κλίμακας στροβιλώσεις. Η ύπαρξη τριβής στον αέρα που ρέει πάνω από το έδαφος προκαλεί την ανάπτυξη διατμήσεων στον άνεμο που γίνονται στροβιλώσεις. Τα εμπόδια, όπως τα δέντρα και τα κτίρια, εκτρέπουν τη ροή προκαλώντας τη δημιουργία τυρβώδους ροής δίπλα στην υπήνεμη πλευρά του εμποδίου.

Το μέγεθος των μεγαλύτερων στροβίλων του οριακού στρώματος είναι περίπου ίσο με το βάθος του οριακού στρώματος 100m με 2.000m σε διάμετρο. Αυτοί είναι και οι πιο έντονοι στρόβιλοι επειδή παράγονται κατευθείαν από την επίδραση του εδάφους και των στοιχείων που το χαρακτηρίζουν. Μικρότερου μεγέθους στρόβιλοι είναι εμφανείς στην κυματική κίνηση που εμφανίζεται στο γρασίδι και στον στροβιλισμό των φύλλων των δέντρων. Οι μικρότεροι από αυτούς, της τάξης μερικών χιλιοστών σε μέγεθος, είναι πολύ ασθενείς εξαιτίας των φαινομένων διάχυσης που οφείλεται στο μοριακό ιξώδες.

Η τύρβη είναι αρκετές τάξεις μεγέθους πιο αποτελεσματική στη μεταφορά ποσοτήτων από τη μοριακή διάχυση. Στην τύρβη οφείλεται ότι το Α.Ο.Σ. αποκρίνεται σε οποιαδήποτε αλλαγή που συμβαίνει στην επιφάνεια.

2.1.3 Υπόθεση Taylor

Συχνά απαιτούνται πληροφορίες σχετικές με το μέγεθος των στροβιλώσεων και τις κλίμακες της κίνησης στο Α.Ο.Σ. Δυστυχώς, είναι δύσκολη η δημιουργία ενός στιγμιότυπου του οριακού στρώματος. Αντί να μελετάται μια μεγάλη περιοχή σε μια χρονική στιγμή, είναι ευκολότερη η μέτρηση σε ένα σημείο στο χώρο για μια μεγάλη χρονική περίοδο. Για παράδειγμα μετεωρολογικά όργανα που τοποθετούνται πάνω σε ένα πύργο παρατήρησης μπορούν να δώσουν ένα αρχείο χρόνου του οριακού στρώματος.

To 1938 o G. I. Taylor, πρότεινε ότι για μερικές ειδικές περιπτώσεις, η τύρβη μπορεί vα θεωρηθεί ότι είναι "παγωμένη" καθώς περνά από έναν αισθητήρα. Με αυτόν τον τρόπο, η ταχύτητα του ανέμου μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη ερμηνεία των μετρήσεων της τύρβης ως μια συνάρτηση του χρόνου με τις αντίστοιχες μετρήσεις στο χώρο. Πρέπει να σημειωθεί ότι η τύρβη δεν είναι πραγματικά "παγωμένη". Η απλοποίηση του Taylor είναι έτσι χρήσιμη μόνο για τις περιπτώσεις στις οποίες οι στροβιλώσεις της τύρβης εξελίσσονται με μια χρονική κλίμακα μεγαλύτερη από το χρόνο που χρειάζεται η στροβίλωση να μεταφερθεί πέρα από τον αισθητήρα (Powell and Elderkin, 1974).

2.1.4. Μεταφορές ορμής και θερμότητας

Μια πολύ σημαντική ιδιότητα του ΑΟΣ είναι η τυρβώδης διάχυση της ορμής, της θερμότητας και της μάζας που το χαρακτηρίζει. Σε μια στρωτή ροή η διάχυση των παραπάνω γίνεται με τη μοριακή διάχυση.

Για παράδειγμα, σε μια στρωτή ροή η οποία έχει βαθμίδες μόνο κατά την κατακόρυφη διεύθυνση (z), οι κατακόρυφες ροές ορμής και θερμότητας δίνονται από τις σχέσεις:

$$\tau = -v \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \cdot \rho \quad (2.1.4.1)$$
$$H = -\kappa \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \cdot \rho \cdot C_{p} \quad (2.1.4.2)$$

Όπου ν το ιξώδες (kinematic viscosity), κ ο συντελεστής μοριακής διάχυσης της θερμότητας, u η οριζόντια ταχύτητα, T η θερμοκρασία, ρ η πυκνότητα και C_p η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση. Οι συντελεστές ν και κ είναι ιδιότητες του ρευστού. Αντίθετα στο τυρβώδες οριακό στρώμα η μεταφορά θερμότητας και ορμής οφείλεται κύρια στην τυρβώδη κατάσταση που βρίσκεται το μέσο. Για να φανεί η διαφορά μπορούμε να θεωρήσουμε ότι:

$$U = \overline{U} + u'$$
 (2.1.4.3)

$$W = W + w'$$
 (2.1.4.4)

$$T = \overline{T} + \theta'$$
 (2.1.4.5)

Όπου \overline{U} , \overline{W} και \overline{T} οι μέσες τιμές και u', w' και θ' οι διακυμάνσεις της οριζόντιας και της κατακόρυφης ταχύτητας ανέμου και της θερμοκρασίας αντίστοιχα. Αν θεωρήσουμε ότι οι διακυμάνσεις των u' και θ' συσχετίζονται με τις μεταβολές στην κατακόρυφη ταχύτητα w' τότε θα υπάρχουν τυρβώδεις ροές ορμής και θερμότητας και οι σχέσεις 2.1.4.1. και 2.1.4.2. θα γράφονται:

$$\tau = (-\nu \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} + \overline{u'w'}) \cdot \rho \quad (2.1.4.6)$$
$$H = (-\kappa \cdot \frac{\partial \overline{T}}{\partial \overline{z}} + \overline{\theta'w'}) \cdot \rho \cdot C_p \quad (2.1.4.7)$$

όπου η γραμμή πάνω από τα μεγέθη αναφέρεται στη μέση τιμή.

Θα πρέπει να τονίσουμε εδώ ότι θα πρέπει οι μεταβολές υ` και θ` να συσχετίζονται με τις μεταβολές w`. Επίσης για ισοτροπική τύρβη θα πρέπει να ισχύει $\overline{u^2} = \overline{v^2}$ $= \overline{w^2}$. Αξίζει να σημειωθεί επίσης ότι αν και οι μέσες τιμές $\overline{u^2} = \overline{w^2}$ μπορούν να είναι είναι μηδέν η μέση τιμή $\overline{u^2w^2}$ είναι διάφορη του μηδενός.

Το γινόμενο ρ C_p $\overline{\theta`w`}$ εκφράζει τη ροή θερμότητας και η διεύθυνση που ακολουθεί καθορίζεται από την κατάσταση ευστάθειας της ατμόσφαιρας.

2.1.5. Θεωρία Monin – Obukhov

Το επιφανειακό στρώμα περιλαμβάνει τα πρώτα 50m έως 100m του ΑΟΣ και θεωρείται ότι είναι το στρώμα στο οποίο εφαρμόζονται ικανοποιητικά οι προσεγγίσεις οριζόντιας ομοιογένειας και στατικότητας. Λόγω της πρώτης προσέγγισης μπορεί να θεωρηθεί ότι οι μέσες τιμές των διαφόρων παραμέτρων είναι ανεξάρτητες από την οριζόντια θέση και εξαρτώνται μόνο από το χρόνο και το ύψος z. Η υπόθεση αυτή απαιτεί την επιφάνεια του εδάφους να είναι ομοιόμορφη και επίπεδη σε μεγάλη έκταση. Κάτι τέτοιο συμβαίνει σε πολλές περιπτώσεις πάνω από ξηρά, καθώς επίσης και πάνω από θάλασσες ή μεγάλες λίμνες (τοπικά ομοιογενείς επιφάνειες). Η δεύτερη προσέγγιση (στατικότητα) είναι περισσότερο δύσκολο να θεωρηθεί ότι ισχύει, εξαιτίας των συνεχών αλλαγών των οριακών συνθηκών με το χρόνο. Παρ' όλα αυτά, μπορεί να θεωρηθεί ότι οι αλλαγές στη δομή του Α.Ο.Σ οφείλονται σε μια διαδοχική σειρά στατικών καταστάσεων, που η κάθε μια χαρακτηρίζεται από αλλαγές στο χρόνο τόσο μικρές που να θεωρούνται αμελητέες (ημιστατική κατάσταση).

Υπήρξε ιδιαίτερο ενδιαφέρον από τους μικρομετεωρολόγους, ώστε να βρουν ένα κατάλληλο θεωρητικό ή ημιεμπειρικό πλαίσιο, που να περιγράφει ποσοτικά την μέση και τυρβώδη δομή του στρωματοποιημένου επιφανειακού στρώματος. Η θεωρία ομοιότητας Monin-Obukhov παρέχει το καταλληλότερο και πιο αποδεκτό πλαίσιο για την οργάνωση και παρουσίαση των μικρομετεωρολογικών δεδομένων καθως επίσης και για τη πρόβλεψη πληροφοριών μικρομετεωρολογίας μέσω της μεθόδου extrapolation όταν άμεσες μετρήσεις δεν είναι διαθέσιμες.

Η βασική θεωρία ομοιότητας που προτάθηκε πρώτα από τον Monin και Obukhov (1954) υποστηρίζει ότι σε ένα οριζόντια ομογενές επιφανειακό στρώμα η μέση ροή και τα χαρακτηριστικά της τύρβης εξαρτώνται μόνο από τέσσερις ανεξάρτητες

μεταβλητές: το ύψος από την επιφάνεια του εδάφους z,τη ταχύτητα τριβής u*, την επιφανειακή ροή θερμότητας H_o/pc_p και τη μεταβλητή g/ T_o (buoyancy). Οι παραδοχές στη θεωρία αυτή είναι ότι η ροή είναι οριζόντια ομογενής και ημιστατική, οι τυρβώδεις ροές της ορμής και της θερμότητας είναι σταθερές (ανεξάρτητες του ύψους), οι μοριακές ανταλλαγές είναι ασήμαντες σε αντίθεση με τις τυρβώδεις ανταλλαγές, οι επιδράσεις περιστροφής αγνοούνται στο επιφανειακό στρώμα και ότι επίδραση της επιφανειακής τραχύτητας, το ύψος από το u*.

Επειδή οι ανεξάρτητες μεταβλητές στη θεωρία ομοιότητας M-O εμπεριέχουν τρεις θεμελιώδεις διαστάσεις (μήκος, χρόνο, και θερμοκρασία), σύμφωνα με το θεώρημα Buckingham, μπορεί να προκύψει μόνο ένας αδιάστατος συνδυασμός από αυτές. Ο συνδυασμός που επιλέγεται στη θεωρία ομοιότητας M-O είναι η παράμετρος

$$\zeta = \frac{z}{L}$$
 (2.1.5.1)

όπου
$$L = -u_*^3/[k\left(\frac{g}{T_o}\right)\left(\frac{H_o}{\rho c_p}\right)]$$
 (2.1.5.2)

Η παράμετρος L είναι μία σημαντική κλίμακα μήκους γνωστή ως μήκος Obukhov. O Obukhov εισήγαγε το L σαν το χαρακτηριστικό ύψος του υποστρώματος της δυναμικής τύρβης. Επίσης γενίκευσε την ημιεμπειρική θεωρία της τύρβης σε στρωματομένο ατμοσφαιρικό επιφανειακό στρώμα και χρησιμοποίησε αυτή τη προσέγγιση για να περιγράψει θεωρητικά τα προφίλ του μέσου ανέμου και της θερμοκρασίας στο στρώμα επιφανείας με τη βοήθεια της παραμέτρου ευστάθειας z/L.

Το L μπορεί να πάρει τιμές από -∞ έως ∞, οι μεγάλες τιμές αντιστοιχούν στο όριο που η ροή θερμότητας προσεγγίζει το μηδέν. Το μέγεθος |L| αναπαριστά το πάχος του στρώματος της δυναμικής επίδρασης κοντά στην επιφάνεια όπου η διάτμηση ή η επίδραση της τριβής είναι σημαντική. Τα αποτελέσματα της διάτμησης του ανέμου συνήθως κυριαρχούν και τα αποτελέσματα της ροής θερμότητας ουσιαστικά είναι ασήμαντα στη κατώτερο στρώμα κοντά στην επιφάνεια για z<<|L|. Από την άλλη η επίδραση της ροής θερμότητας μπορεί να επικρατήσει της διάτμησης για z>>|L|.

Οι ακόλουθες χαρακτηριστικές κλίμακες μήκους, ταχύτητας, και θερμοκρασίας χρησημοποιούνται για να σχηματίσουν αδιάστατες ομάδες στη θεωρία ομοιότητας των M-O:

z και L κλίμακες μήκους

u_{*} κλίμακα ταχύτητας

 $θ_* \square - H_o / (\rho c_p u_*)$ κλίμακα θερμοκρασίας (2.1.5.3)

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι από πολλούς ερευνητές χρησιμοποιείται στις εξισώσεις (2.1.5.2) και (2.1.5.3) αντί της πραγματικής δυνητικής θερμοκρασίας θ, η αληθής δυνητική θερμοκρασία θ_v και η αληθής ροή θερμότητας Η_{ov}, ώστε να συμπεριληφθεί και η επίδραση της υγρασίας. Η διόρθωση αυτή δε δημιουργεί ουσιαστική διαφορά για μετρήσεις πάνω από το έδαφος, αντίθετα είναι πολύ σημαντική για μετρήσεις πάνω από θάλασσα.

Σύμφωνα με τη θεωρία ομοιότητας κάθε μέση ροή ή μέση τυρβώδη ποσότητα στην επιφάνεια του εδάφους, όταν κανονικοποιείται από έναν κατάλληλο συνδυασμό των παραπάνω κλιμάκων πρέπει να είναι συνάρτηση μόνο της παραμέτρου z/L. Έτσι ένας αριθμός σχέσεων ομοιότητας μπορεί να γραφτεί για διάφορες ποσότητες (εξαρτημένες μεταβλητές) που ενδιαφέρουν. Για παράδειγμα αν ο άξονας χ τοποθετηθεί παράλληλα στην επιφανειακή διάτμηση ή στον άνεμο τότε η αδιάστατη διάτμηση του ανέμου και η βαθμίδα της δυνητικής θερμοκρασίας συνήθως εκφράζονται ως

$$\begin{pmatrix} \frac{kz}{u_*} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial U}{\partial z} \end{pmatrix} = \Phi_m(\zeta) \quad (2.1.5.4)$$
$$\begin{pmatrix} \frac{kz}{\theta_*} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial \Theta}{\partial z} \end{pmatrix} = \Phi_h(\zeta) \quad (2.1.5.5)$$

Όπου η σταθερά von Karman k εισάγεται για λόγους ευκολίας ώστε $\phi_m(0)=1$, και $\phi_m(\zeta)$ και $\phi_h(\zeta)$ είναι οι βασικές παγκόσμιες συναρτήσεις ομοιότητας που σχετίζουν τις σταθερές ροές τ=τ_o=p u_*^2 και H=H_o=-ρc_p $u_*\theta_*$ με τις μέσες βαθμίδες του επιφανειακού στρώματος.

Εμπειρικές φόρμες συναρτήσεων ομοιότητας

Οι συναρτήσεις ομοιότητας καθορίζονται εμπειρικά από ακριβείς παρατηρήσεις κατά τη διάρκεια πειραμάτων ειδικά σχεδιασμένων γι'αυτό το σκοπό. Πειράματα έχουν διεξαχθεί σε διάφορες περιοχές όπου είναι επίπεδες έχουν ομογενές έδαφος με ίδια και χαμηλής τραχύτητας στοιχεία και κάτω από αίθριες καιρικές συνθήκες (ώστε να ικανοποιούνται συνθήκες ημιστατικότητας και οριζόντιας ομογένειας). Ισως το καλύτερο μικρομετεωρολογικό πείραμα που έχει διεξαχθεί έως τώρα,για το καθορισμό των συναρτήσεων ομοιότητας της θεωρίας M-O είναι το πείραμα του Κανσας το 1968 (Izumi, 1971). Οι συναρτήσεις αυτές είναι:

 $φ_m = (1-γ_1ζ)^{-1/4}$ για ζ<0 (αστάθεια) (2.1.5.6) $φ_m = 1+βζ$ για ζ>0 (ευστάθεια) (2.1.5.7) $φ_h=\alpha(1-\gamma_2\zeta)^{-1/2}$ για ζ<0 (αστάθεια) (2.1.5.8)

 $φ_h=α+βζ$ για ζ>0 (ευστάθεια) (2.1.5.9)

Οι καλύτερες εκτιμήσεις των παραμέτρων α,β,γ1,γ2 είναι (Businger et al.,1971)

 α =0,74; β =4,7; γ_1 =15; γ_2 =9;

Τα μικρομετεωρολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για το καθορισμό των παραπάνω συναρτήσεων ομοιότητας περιορίστηκαν στο εύρος ευστάθειας -5<ζ<2. (Arya 1988)

Μήκος τραχύτητας z_o

Το μήκος τραχύτητας z_o είναι μία παράμετρος που επηρεάζει το λόγο των ταχυτήτων του ανέμου σε δύο ύψη σύμφωνα με τη σχέση:

$$\frac{u(z)}{u(h)} = \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{h}{z_0}\right)} (2.1.5.10.)$$

Το z_0 είναι χαρακτηριστικό της τραχύτητας μιας επιφάνειας και όπως προκύπτει από τη σχέση 2.1.5.10. είναι το ύψος που μηδενίζεται η ταχύτητα του ανέμου.

2.2 Φασματικά χαρακτηριστικά του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

Οι τυρβώδεις ροές όπως αυτές στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα μπορούν να θεωρηθούν σαν υπέρθεση στροβίλων, συνεκτικών προτύπων της ταχύτητας του στροβιλισμού και της πίεσης, διαφόρων μεγεθών. Αυτοί οι στροβιλοι αλληλεπιδρούν συνεχώς τόσο με τη μέση ροή, από όπου και παίρνουν ενέργεια, όσο και μεταξύ τους.

Οι στρόβιλοι υπόκεινται σε αστάθειες που προκαλούνται από άλλους στροβίλους. Γι'αυτό σπάνε σε μικρότερους με αποτέλεσμα να έχουν πεπερασμένη ζωή. Αυτό συμβαίνει σε όλες τις κλίμακες έως ότου οι στρόβιλοι γίνουν αρκετά μικροί ώστε το ιξώδες να μπορεί να επιδράσει σε αυτούς και να μετατρέψει τη κινητική τους ενέργεια σε εσωτερική ενέργεια.

Για να καταλάβουμε τη μετατροπή της μέσης κινητικής ενέργειας σε τυρβώδη κινητική ενέργεια στους μεγάλους στροβίλους και την αποδόμηση αυτής της ενέργειας σε όλο και μικρότερους στροβίλους και τη τελική μετατροπή τους σε θερμότητα θα πρέπει να απομονώσουμε τις διάφορες κλίμακες της τυρβώδους κίνησης και ξεχωριστά να παρατηρήσουμε τη συμπεριφορά τους. Αυτό μπορεί να γίνει με την φασματική ανάλυση. Το φάσμα των διακυμάνσεων του οριακού στρώματος καλύπτει ένα εύρος από χιλιοστά έως χιλιόμετρα σε χωρικές κλίμακες και κλάσματα του δευτερολέπτου μέχρι ώρες σε χρονικές κλίμακες.

Πειράματα επι δεκαετίες έδειξαν ότι οι φασματικές αναπαραστάσεις ως συνάρτηση του κυματάριθμου ή της συχνότητας ακολουθούν νόμους της θεωρίας ομοιότητας.

Οι τυρβώδεις στρόβιλοι που παρατηρούνται στο οριακό στρώμα είναι χωρικά εκτενείς δομές και η ανάλυση τους απαιτεί πληροφορίες από πολλά σημεία στο χώρο. Ωστόσο το σύνηθες είναι τα δεδομένα να παίρνονται από σημειακές μετρήσεις στο χώρο σαν συνάρτηση του χρόνου.

Για να μετατρέψουμε τις χρονικές αυτές μετρήσεις σε χωρικά δεδομένα θα πρέπει να ισχύει η υπόθεση του Taylor για το παγωμένο πεδίο που θεωρεί ότι οι στρόβιλοι αλλάζουν ανεπαίσθητα καθώς μεταφέρονται από το μέσο άνεμο μπροστά από τον επιτόπιο αισθητήρα.

Με δύο αισθητήρες σε απόσταση r μπορεί να υπολογιστεί η συνδιακύμανση

 $R_{ij}(x,r) = \overline{u'_i(x)u'_j(x+r)}$ (2.2.1.)

Ο μετασχηματισμός Fourier της προηγούμενης συνδιακύμανσης τη μετατρέπει σε ένα φασματικό tensor δύο σημείων E_{ij}(x,κ) ο οποίος περιέχει πληροφορίες για το πώς κατανέμεται η τυρβώδης διακύμανση στο χώρο κυματαρίθμων.(Kaimal 1994)

Για τον κυματάριθμο κ ισχύει η σχέση κ=2π/Ι όπου Ι εκφράζει τη πραγματική διάσταση μίας στροβίλωσης. Έτσι το ενεργειακό φάσμα δείχνει πως κατανέμεται η ενέργεια στους διάφορους στροβίλους.

Όταν η τύρβη είναι ομογενής στο χώρο τότε το ενεργειακό φάσμα ως συνάρτηση του κυματάριθμου δίνεται από το παρακάτω σχήμα



Εικόνα 2.2.1 Ενεργειακό φάσμα ως συνάρτηση του κυματαρίθμου

To E(κ) αναπαριστά τη συνεισφορά στην ολική κινητική ενέργεια για κυματάριθμο από κ έως κ+dκ.

Στο προηγούμενο σχήμα φαίνονται τρείς φασματικές περιοχές Α,Β,C.

Η περιοχή Α είναι η περιοχή εισοδου ενέργειας όπου ενέργεια παράγεται από θερμικές ανοδικές κινήσεις και από τη διάτμηση του ανέμου καθώς επίσης και από τοπικές παραμέτρους, όπως μετεωρολογικές συνθήκες, ανάγλυφο εδάφους και ύψος από την επιφάνεια του εδάφους. Η κλίμακα εισόδου Λ αντιστοιχεί σε χρονική κλίμακα Τ όπου η τύρβη παραμένει συσχετισμένη ώστε να ισχύει η υπόθεση Taylor. Το Λ παίρνει τιμές από 10 έως 500 m. Κοντά στην επιφάνεια του εδάφους θεωρείται συχνά ότι η τιμή του Λ είναι της τάξης μεγέθους του ύψους που βρισκόμαστε. Η τύρβη θεωρείται ανισοτροπική, για κλίμακες μεγέθους μεγαλύτερες από Λ.

Η περιοχή Β είναι η αδρανειακή περιοχή όπου η τυρβώδης κινητική ενέργεια μεταφέρεται από τις μεγαλύτερες στροβιλώσεις στις μικρότερες, χωρίς ουσιαστικές απώλειες.

Η περιοχή C είναι η περιοχή κατανάλωσης όπου η κινητική ενέργεια μετατρέπεται σε εσωτερική ενέργεια. Η μικροκλίμακα Kolmogorov η εξόδου δίνεται από τη σχέση

$$\eta = (\frac{\nu^3}{\epsilon})^{1/4}$$
 (2.2.2)

όπου το ν είναι το κινηματικό ιξώδες και ε είναι ο ρυθμός κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Το η είναι της τάξεως του 0,001m. Στη περιοχή κατανάλωσης το φάσμα πέφτει γρηγορότερα από την αδρανειακή περιοχή.

2.2.1. Αδρανειακή περιοχή του φάσματος

Μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η αδρανειακή περιοχή του φάσματος των διανυσματικών και βαθμωτών μεγεθών του Α.Ο.Σ. η οποία αντιστοιχεί σε μεγαλύτερες τιμές συχνοτήτων ή κυματαρίθμων από το κυματάριθμο που αντιστοιχεί στη κλίμακα εισόδου. Στη περιοχή αυτή η υπόθεση της τοπικής ισοτροπίας θεωρείται ικανοποιητική για όλες τις συνθήκες ευστάθειας.

Ο Kolmogorov πρώτος συνέλαβε την ιδέα μίας αδρανειακής περιοχής που χωρίζει τη περιοχή εισόδου ενέργειας και τη περιοχή κατανάλωσης. Υποστήριξε από τη θεωρία ομοιότητας ότι η ενέργεια Ε(κ) σε αυτή τη περιοχή είναι ανάλογη του όρου ε^{2/3}κ^{-5/3}.

Το φάσμα της u συνιστώσας της ταχύτητας δίνεται από τη σχέση:

 $F_u(\kappa_1) = \alpha_1 \epsilon^{2/3} \kappa_1^{-5/3}$ (2.2.1.1.)

όπου α₁ είναι σταθερά Kolmogorov και εκτιμάται ότι παίρνει τιμές από 0.5 έως 0.6 και κ₁ ο κυματικός αριθμός κατά τη διεύθυνση του ανέμου και ε ο ρυθμός κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας.

Στην αδρανειακή περιοχή η τύρβη θεωρείται ισοτροπική. Με δεδομένη και τη προηγούμενη θεώρηση αποδεικνύεται ότι ισχύει η παρακάτω σχέση για τα φάσματα των συνιστωσών της ταχύτητας, η οποία αναπαρίσταται και στο παρακάτω σχήμα.

 $F_v(\kappa_1) = F_w(\kappa_1) = (4/3) F_u(\kappa_1)$ (2.2.1.2.)



Εικόνα 2.2.1.1. Σχετική θέση των φασμάτων των συνιστωσών της ταχύτητας.

Ο Corrsin (1951) πρότεινε το σχηματισμό αδρανειακής περιοχής και για το φάσμα της θερμοκρασίας που φαίνεται να ισχύει και για άλλες παραμέτρους όπως η υγρασία.

 $F_{\theta}(\kappa_1) = \beta_1 \epsilon^{-1/3} N_{\theta} \kappa_1^{-5/3}$ (2.2.1.3)

όπου N_θ είναι ο ρυθμός κατανάλωσης των ανομοιογενειών της θερμοκρασίας και το β_1 είναι σταθερά με τιμή γύρω στο 0.8 .

Σημειώνεται ότι στους μεγάλους κυματάριθμους που πλησιάζουν τη περιοχή κατανάλωσης το φάσμα της θερμοκρασίας επιδεικνύει κάποια έξαρση 'bump' εξ'αιτίας επιδράσεων γνωστών ως 'straining effects' στους στροβίλους της θερμοκρασίας. Οι εξάρσεις αυτές δε παρατηρούνται στα φάσματα της ταχύτητας.

Ο προσδιορισμός της φασματικής περιοχής συχνοτήτων ενός ατμοσφαιρικού μεγέθους ,στην οποία αναμένουμε τοπική ομογένειά και ισοτροπία, είναι κάτι πολύ δύσκολο. Αφού η ανισοτροπία οφείλεται σε φαινόμενα μεγάλης κλίμακας, όπως η

κατακόρυφη βαθμίδα του οριζόντιου ανέμου (wind shear) καθώς και δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας (buoyancy), υποθέτουμε ότι μόνο στροβιλώσεις με κλίμακες χρόνου μικρές, συγκριτικά με τις κλίμακες χρόνου των παραπάνω φαινομένων, θα είναι απαλλαγμένες από κάθε έννοια προσανατολισμού, δηλαδή στατιστικά ισότροπες.

Η εφαρμογή της υπόθεσης αυτής οδηγεί στα παρακάτω ποσοτικά συμπεράσματα:

- Κάτω από ασταθείς συνθήκες, καθοριστικές είναι οι δυνάμεις λόγω buoyancy. Τότε αναμένεται ισοτροπία για συχνότητες f=K_d.u/z όπου K_d είναι μία σταθερά >>0.1, z το ύψος στο οποίο βρισκόμαστε από την επιφάνεια του εδάφους και u η ταχύτητα του ανέμου.
- II. Κάτω από ουδέτερες συνθήκες, οι δυνάμεις λόγω buoyancy μηδενίζονται και το κριτήριο ισοτροπίας καθορίζεται μόνο από τη κατακόρυφη βαθμίδα ανέμου. Αναμένεται ισοτροπία για συχνότητες f=K_d.u/z όπου K_d>>0.3
- III. Τέλος κάτω από ευσταθείς συνθήκες, η εύρεση κριτηρίου προυποθέτει ταυτόχρονη γνώση πολλών και δύσκολα μετρούμενων παραμέτρων.

2.2.2. Από το χώρο των κυματαριθμών στο χώρο των συχνοτήτων

Παραπάνω είδαμε ότι η φασματική θεωρία διατυπώνεται στο χώρο των κυματικών αριθμών. Ωστόσο οι περισσότερες μετρήσεις λαμβάνονται στο χώρο των συχνοτήτων. Θεωρώντας όμως οτι ισχύει η υπόθεση Taylor μπορούμε να μετατρέψουμε τις χωρικές κλίμακες σε κλίμακες συχνοτήτων όπως υποδεικνύει η σχέση κ=2πf/u. Αποδεικνύεται επίσης οτι ισχύει

κF(κ)=fS(f) (2.2.2.1.)

Μπορεί να δειχθεί επίσης ότι η προηγούμενη σχέση αληθεύει για κάθε μορφή της συχνότητας, συμπεριλαμβανομένης και της αδιάστατης συχνότητας n(=fz/ū) που είναι ο λόγος του ύψους z προς το κυματάριθμο λ.(Kaimal 1994)

2.2.3. Φάσματα διασυσχέτισης της κατακόρυφης ροής ορμής και της κατακόρυφης ροής θερμότητας

Τα φάσματα διασυσχέτισης ή co-spectra των uw και wθ μας δίνουν πολύτιμες πληροφορίες στους χρόνους ολοκλήρωσης και τις συχνότητες απόκρισης που απαιτούνται για την εκτίμηση της ροής ορμής και θερμότητας (οι ροές είναι τα ολοκληρώματα των co-spectra για συχνότητες από f=0 έως f= ∞).

Στην αδρανειακή περιοχή τα σχήματα για τις ροές uw και wθ που προτάθηκαν από τους Wyngaard και Cote (1972) δείχνουν τις καμπύλες να πέφτουν όπως ο όρος n^{-7/3} όπου n είναι αδιαστοποιημένη συχνότητα.



Εικόνα 2.2.3.1. Κανονικοποιημένα Φάσματα διασυσχέτισης επιφανειακού στρώματος των uw και wθ σε σχέση με τη παράμετρο z/L.(kaimal 1994)

Στη περιοχή του -7/3 περιμένουμε οι κανονικοποιημένες cospectral τιμές να είναι συναρτήσεις μόνο της παραμέτρου ευστάθειας και της συχνότητας n.

Οι λογαριθμικές μορφές τους όταν αδιαστατοποιούνται γίνονται

$$\frac{-fC_{uw}(f)}{u_*^2} \sim G(z/L) n^{-4/3} (2.2.3.1)$$
$$\frac{-fC_{w\theta}(f)}{u_*T_*} \sim H(z/L) n^{-4/3} (2.2.3.2)$$

Όπου G(z/L) και H(z/L) είναι συναρτήσεις των z/L, που καθορίζονται από πειράματα.

3.Περιγραφή πειράματος

3.1.Περιοχή μελέτης

Ο μετεωρολογικός ιστός από όπου πάρθηκαν οι μετρήσεις τοποθετήθηκε βορειοανατολικά του αερολιμένος «Ελευθέριος Βενιζέλος». Οι ακριβείς συντεταγμένες της τοποθεσίας είναι (37°56′42.80′′N, 23°58′09.42′′E),



Εικόνα 3.1.1. Περιοχή τοποθέτησης ιστού.

Η καταγραφή ξεκίνησε στις 10 Σεπτεμβρίου και σταμάτησε στις 26 Σεπτεμβρίου 2007, ενώ τα όργανα ήταν τοποθετημένα στα δέκα και στα τέσσερα μέτρα πάνω από το έδαφος.

Ο ιστός τοποθετήθηκε σε χώρο με πολύ μικρή κατωφέρεια και υψόμετρο 79m. Η περιοχή ωστόσο είναι στο μεγαλύτερο μέρος της επίπεδη και σχετικά ομοιογενής. Βορειοδυτικά του σημείου εγκατάστασης της πειραματικής μας διάταξης αναγνωρίζεται ένα χαμηλού ύψους κτίσμα και ένα SODAR. Ανατολικά υπάρχει συρμάτινη περίφραξη ύψους περίπου 3m, από όπου και ξεκινά μια σχετικά ομοιογενής έκταση με ελαιόδεντρα. Δυτικά της θέσης του ιστού, η τοπογραφία είναι σχετικά ομοιόμορφη ενώ εν γένει χαρακτηρίζεται από αραιή, χαμηλή θαμνώδη βλάστηση.



Εικόνα 3.1.2 Τοπογραφία περιοχής εγκατάστασης ιστού.

3.2.Εξοπλισμός

Στο επίπεδο των 10m εγκαταστάθηκαν το ηχητικό ανεμόμετρο της Campbell Scientifics και ένα υγρόμετρο LICOR. Στα 4m τοποθετήθηκαν το ηχητικό ανεμόμετρο της Gill Instruments και ένα υγρόμετρο Krypton. Χρησιμοποιήθηκαν επίσης δεδομένα από όργανα χαμηλότερης απόκρισης του μετεωρολογικού ιστού του αεροδρομίου (ύψους 20m), παρέχοντας μετρήσεις στα 20, 10 και 2 μέτρα από το έδαφος της απόλυτης υγρασίας, της θερμοκρασίας και της ταχύτητας ανέμου (κυπελοφόροι) ανά μισή ώρα.



Εικόνα 3.2.1. Ο μετεωρολογικός ιστός του πανεπιστημίου στα αριστερά και του αεροδρομίου στα δεξιά.

Τα υψηλής απόκρισης μετεωρολογικά όργανα που χρησιμοποιήθηκαν για τις ανάγκες του πειράματος είναι τα Gill Research Ultrasonic Anemometer R3-50 (τοποθετήθηκε στα 4m) και CSAT3 Three Dimensional Sonic Anemometer της εταιρείας Campbell Scientific, INC (10m). Τα παραπάνω όργανα είναι κατάλληλα για μετρήσεις τύρβης λόγω της υψηλής απόκρισής τους. Στην ουσία είναι τριαξονικοί (ηλεκτρονικοί) ανεμογράφοι που χρησιμοποιούνται για μικρομετεωρολογικές εφαρμογές και αποτελούνται από έναν κατακόρυφο άξονα η κεφαλή του οποίου φέρει σύστημα τριών αξόνων κάθετων ανά δύο μεταξύ τους, με τον κάθε άξονα να έχει πομπό-δέκτη.



Εικόνα 3.2.2. Γεωμετρία του Sonic ανεμόμετρο CSAT3 της Campell Scientific INC

Η αρχή λειτουργίας του Sonic βασίζεται σε θεμελιώδεις φυσικές αρχές και παρέχει ανυσματικές μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου που εξαρτώνται κυρίως από τις διαστάσεις και τη γεωμετρία της διάταξης των πομπο-δεκτών. Ζεύγη από μεταδότες λειτουργούν κατ' εναλλαγή ως πομποί και δέκτες, στέλνοντας παλμούς υψηλής συχνότητας υπερήχων μεταξύ τους. Στη συνέχεια μετράται ο χρόνος της διαδρομής σε κάθε διεύθυνση (π.χ. t1 και t2). Αν c είναι η ταχύτητα του ήχου, d η απόσταση μεταξύ των μεταδοτών και u_a ταχύτητα του ανέμου κατά μήκος του άξονα των μεταδοτών, μπορούν να εξαχθούν οι παρακάτω σχέσεις:

$$t_1 = \frac{d}{c+u_a}$$
 (3.2.1.)
 $t_2 = \frac{d}{c-u_a}$ (3.2.2.)

Η ταχύτητα τελικά προκύπτει από τη σχέση

$$u_a = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right]$$
 (3.2.3.)

Η ταχύτητα του ανέμου μετράται και στους τρεις μη ορθογώνιους άξονες για να δώσουν τα u_a , u_b και u_c , όπου τα a, b και c αναφέρονται στους μη ορθογώνιους άξονες του ανεμομέτρου. Κατόπιν, οι μη ορθογώνιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου μετατρέπονται σε ορθογώνιες συνιστώσες, u_x , u_y και u_z ως ακολούθως:

$$u_x \qquad u_a \\ u_y = A \quad u_b \quad (3.2.4.) \\ u_z \qquad u_c$$

όπου Α είναι ένας 3x3 πίνακας στροφής συντεταγμένων ανάλογος με τη γωνία που σχηματίζουν οι άξονες του Sonic με το οριζόντιο επίπεδο (45ο για το Gill, 60ο για το Campbell).

Η ταχύτητα του ήχου υπολογίζεται από το όργανο με την παρακάτω σχέση:

$$c = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right]$$
 (3.2.5)

Gill Research Ultrasonic Anemometer R3-50

Το ανεμόμετρο της Gill Instruments Ltd χρησιμοποιεί το χρόνο διαδρομής του παλμού και στους τρεις άξονές του για την εξαγωγή της θερμοκρασίας. Με τον τρόπο αυτό εξασφαλίζεται:

- Μείωση θορύβου
- Μείωση σφαλμάτων που προκαλούνται από φαινόμενα σκίασης του ανέμου σε μόνον έναν άξονα μέτρησης σε συγκεκριμένες διευθύνσεις ανέμου
- Ακύρωση σφαλμάτων μέτρησης που προκαλούνται από την κάμψη της κεφαλής του οργάνου
- Καλύτερη συσχέτιση μεταξύ των μετρήσεων θερμοκρασίας και ταχύτητας του ανέμου

 Απλούστερη εφαρμογή καθώς η διόρθωση για τη διεύθυνση κάθετα στον άνεμο μπορεί να γίνει χωρίς πολύπλοκες εξισώσεις

Από τη σχέση υπολογίζονται οι ταχύτητες του ήχου για τους τρεις άξονες c₁,c₂ και c₃, ενώ για τη μέση θερμοκρασία χρησιμοποιείται η παρακάτω σχέση:

$$T_{s(corrected)} = \frac{1}{3} \left(\frac{c_1^2}{403} + \frac{c_2^2}{403} + \frac{c_3^2}{403} \right) + \frac{1}{3} \left(\frac{v_{n_1}^2}{403} + \frac{v_{n_2}^2}{403} + \frac{v_{n_3}^2}{403} \right)$$
(3.2.6)

όπου : c_1 , c_2 και c_3 είναι οι ταχύτητες του ήχου κατά μήκος των τριών αξόνων, v_{n1} , v_{n2} και v_{n3} είναι οι συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου κάθετα στους άξονες 1, 2 και 3 αντίστοιχα. Ο πρώτος όρος της εξίσωσης είναι η μέση θερμοκρασία για τους τρεις άξονες μέτρησης του οργάνου χωρίς την επίδραση της κάθετης συνιστώσας. Ο όρος αυτός διορθώνεται με τον δεύτερο όρο της παραπάνω εξίσωσης ο οποίος είναι ο παράγοντας διόρθωσης κάθετης συνιστώσας.

Η συχνότητα δειγματοληψίας των μετεωρολογικών παραμέτρων u, v, wκαι T είναι δυνατόν να ορισθεί μέσα σε ένα εύρος συχνοτήτων από 0.4 έως 50 Hz. Οι μέγιστες ταχύτητες ανέμου που μπορεί να μετρήσει φτάνουν τα 45 m/sec, με ανάλυση 0.01 m/secκαι ικανότητα ανάλυσης της διεύθυνσης του ανέμου 1°. Επίσης το εύρος των ταχυτήτων του ήχου είναι από 300 έως 370 m/sec με ανάλυση 0.01 m/sec. Τέλος οι 30 περιβαλλοντικές συνθήκες λειτουργίας του είναι: θερμοκρασία από –40°C έως 60°C, σχετική υγρασία από 5 έως 100 % και υψόμετρο από 0 έως 3000m.

CSAT3 Three Dimensional Sonic Anemometer - Campbell Scientific, INC

Το ανεμόμετρο της Campbell Scientific INC υπολογίζει τη δυνητική θερμοκρασία (C) χρησιμοποιώντας τον έναν από τους τρεις άξονες της κεφαλής σύμφωνα με τον τύπο:

 $T_S = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273,15$ (3.2.7)

όπου γd = 1.4 (λόγος της ειδικής θερμότητας του ξηρού αέρα σε σταθερή πίεση προς αυτήν σε σταθερό όγκο) και Rd = 287.04 JK-1kg-1 (σταθερά αερίων για τον ξηρό αέρα). Σημειώνεται ότι στη δυνητική θερμοκρασία περιλαμβάνεται η επίδραση της υγρασίας στην ταχύτητα του ήχου. Αντίστοιχα για το ανεμόμετρο της Campbell η συχνότητα δειγματοληψίας είναι δυνατόν να ορισθεί μέσα σε ένα εύρος συχνοτήτων από 1 έως 60 Hz. Οι μέγιστες ταχύτητες ανέμου που μπορεί να μετρήσει φτάνουν τα 65.5 m/sec, με ανάλυση 2 mm/sec. Επίσης το εύρος των ταχυτήτων του ήχου είναι από 300 έως 366 m/sec με ανάλυση 1 mm/sec. Τέλος το εύρος της θερμοκρασίας λειτουργίας είναι από –30 έως 50 °C.

Το υγρόμετρο που χρησιμοποιήθηκε ήταν το μοντέλο KH20 στα 10 m και το Li-7500 στα 4m της Campbell Scientific INC. Το KH20 είναι ένα εξαιρετικά ευαίσθητο υγρόμετρο ειδικά σχεδιασμένο για τη μέτρηση πολύ γρήγορων μεταβολών των υδρατμών της ατμόσφαιρας. Χρησιμοποιείται συνήθως μαζί με θερμοζεύγη και το ηχητικό ανεμόμετρο CSAT3 για μετρήσεις τύρβης. Ανήκει στην κατηγορία των υγρομέτρων Krypton υπεριώδους ακτινοβολίας, με μέγιστη συχνότητα δειγματοληψίας 100 Hz. Το Li-7500 με μεγαλύτερη συχνότητα αυτή των 20 Hz, καταγράφει επιπρόσθετα και CO₂, ωστόσο αποδεικνύεται εξαιρετικά ευαίσθητο στην παρουσία πάχνης, η οποία όταν υγροποιείται επάνω στον αισθητήρα





Εικόνα 3.2.3. Όργανα στον ιστό CSAT3, Li-7500 στα 10m(αριστερά), και R3-50, KH-20 στα 4m(δεξιά)

4.Μεθοδολογία ανάλυσης δεδομένων

Στα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στη παρούσα εργασία είχε ήδη εφαρμοστεί έλεγχος ποιότητας. Συνοπτικά αναφέρεται ότι ο έλεγχος αυτός περιλαμβάνει τα εξής στάδια: εντοπισμός και αφαίρεση ακραίων τιμών (spikes), αναπλήρωση κενών με στατιστικές μεθόδους, διόρθωση των συστηματικών λαθών λόγω της κλίσης του οργάνου (tilt correction).

Όπως ήδη έχει αναφερθεί κοντά στη περιοχή τοποθέτησης του ιστού υπήρχε και ένας δεύτερος ιστός είκοσι μέτρων που είχε τοποθετημένα όργανα αργής απόκρισης. Έτσι χάριν μίας πρώτης ανασκόπησης των δεδομένων έγινε σύγκριση των μετρήσεων που δίνουν τα αργής απόκρισης όργανα με τα γρήγορης απόκρισης όργανα όπου και διαπιστώθηκε συμφωνία των δύο οργάνων (παράρτημα)

Οι τιμές των παραμέτρων χωρίστηκαν σε δεκάλεπτες και εφαρμόστηκε για κάθε δεκάλεπτο το κριτήρο στατικότητας που αναλύεται παρακάτω.

Τα αρχικά μας δεδομένα ήταν τρεις συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου και η αληθής θερμοκρασία. Στην επεξεργασία ωστόσο χρησιμοποιήθηκε η κανονική θερμοκρασία, η οποία δε συμπεριλαμβάνει την επίδραση της υγρασίας.

Όλες οι προηγούμενες μετρήσεις αφορούν το ύψος των δέκα μέτρων.

4.1. Εφαρμογή κριτηρίου στατικότητας

Η κατηγοριοποίηση των δεδομένων σε στατικά και μη, κατατάσσει τις καταστάσεις ως στάσιμες όταν το μέτρο της ταχύτητας και η διακύμανση από τη μέση τιμή παραμένουν σταθερά στο χρονικό διάστημα που θεωρούνται κάθε φορά οι υπολογισμοί (π.χ. 5, 10, 20 min). Το κριτήριο επιλογής των στατικών δεδομένων είναι η τιμή β, να μην ξεπερνά την τιμή 0,1, με :

$$\beta = \frac{(\sigma_u^2 + \sigma_v^2)^{1/2}}{\langle V \rangle}$$
(4.1.1)

όπου σ_u και σ_v είναι οι τυπικές αποκλίσεις των μέσων τιμών έξι δεκάλεπτων από την μέση τιμή της ταχύτητας της μίας ώρας (V). Με τον τρόπο αυτό χαρακτηρίζονται συνολικά τα δεδομένα για κάθε μία ώρα. (L. Mahrt 1996). Από το διάγραμμα 4.1.1. παρατηρούμε ότι οι στατικές συνθήκες υφίστανται με ταχύτητες ανέμου που χαρακτηρίζονται από σχετικά μέσες ή και υψηλές τιμές. Αντίθετα οι χαμηλές ταχύτητες ανέμου οδηγούν στη πλειοψηφία των περιπτώσεων σε μή στατικές συνθήκες. Το προηγούμενο γεγονός εξηγείται αν σκεφτούμαι ότι όσο μικρότερη είναι η ταχύτητα των στροβίλων τόσο μεγαλύτερος είναι ο χρόνος που χρειάζονται οι στρόβιλοι για να περάσουν μπροστά από τον ιστό με αποτέλεσμα να αλλάζουν όποτε αυξάνει η πιθανότητα να μην ισχύει το κριτήριο στατικότητας. Σημειώνεται ότι με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία η χρονική περίοδος των 5 λεπτών θεωρείται αρκετά περιορισμένη ώστε να συμπεριλάβει όλες τις χαρακτηριστικές τυρβώδεις δομές ενώ η περίοδος των 20 λεπτών είναι αρκετά μεγάλη ώστε να χαρακτηρίζεται από στατικότητα. Με βάση τα παραπάνω επιλέχθηκε ως περίοδος ολοκλήρωσης τα 10 λεπτά.



Εικόνα 4.1.1 Χρονοσειρά της ταχύτητας του ανέμου, τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν σε στατικά δεκάλεπτα και τα μπλέ σημεία αντιστοιχούν σε μη στατικά δεκάλεπτα.

4.2. Ανάλυση Reynolds και υπολογισμός χαρακτηριστικών παραμέτρων του Α.Ο.Σ.

Για την εφαρμογή της ανάλυσης Reynolds σε κάθε παράμετρο (u,v,w,T) υπολογίζεται για κάθε δεκάλεπτο η μέση τιμή της παραμέτρου και αφαιρείται άπο κάθε μέτρηση (η συχνότητα δειγματοληψίας είναι 20 Hz) με αποτέλεσμα η ποσότητα που απομένει από τη διαφορά να χαρακτηρίζεται ως το τυρβώδες μέρος της μέτρησης ή αλλιώς η διακύμανση από τη μέση τιμή.

Στη μελέτη που έγινε απαραίτητος ήταν ο υπολογισμός των ροών ορμής u`w` και v`w` και θερμότητας w`t` καθώς και της ταχύτητα τριβής u* ,του ύψους τραχύτητας z_o, και του συντελεστή αντίστασης Cd. Οι τελευταίες τρεις παράμετροι ορίζονται από τις παρακάτω σχέσεις:

$$u_* = (u w^2 + v w^2)^{1/4}$$
 (4.2.1.)

 $z_o = z_{10} e^{-k V/u_*}$ (4.2.2.)

$$C_d = \frac{u_*^2}{V^2}$$
 (4.2.3.)

όπου z₁₀το ύψος μέτρησης (10 μέτρα στη περίπτωση μας), k=0,4 η σταθερά Von Karman, και V η μέση οριζόντια ταχύτητα.

4.3. Υπολογισμός φασμάτων

Ο αλγόριθμος που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό των φασμάτων περιλαμβάνει τα παρακάτω:

- Εφαρμογή μετασχηματισμού Fourier τύπου Fast Fourier Transform (FFT) με 1024 σημεία για συχνότητα δειγματοληψίας 20Hz.
- II. Εφαρμογή ψηφιακού χαμηλοπέρατου φίλτρου για την αντιμετώπιση της αναδίπλωσης του φάσματος στις ψηλές συχνότητες.
- III. Η φασματική πυκνότητα ισχύος (Power Spectrum Density PSD) δίνεται από το τετράγωνο του πραγματικού μέρους της μετασχηματισμένης κατά Fourier χρονοσειράς στο χώρο των συχνοτήτων.
- IV. Το εύρος των συχνοτήτων για το οποίο υπολογίζεται η κλίση του φάσματος είναι από 0.5Hz-5Hz
- Η φασματική πυκνότητα ισχύος απεικονίζεται σε λογαριθμική κλίμακα για κάθε συχνότητα

5.Αποτελέσματα

Τα αποτελέσματα από την εργασία παρουσιάζονται σε δύο κεφάλαια. Το πρώτο εξετάζει μικρομετεωρολογικά χαρακτηριστικά και πως αυτά επηρεάζονται από φαινόμενα μέσης κλίμακας. Το δεύτερο κεφάλαιο εξετάζει τα φάσματα των συνιστωσών της ταχύτητας και της θερμοκρασίας.

5.1 Μελέτη μικρομετεωρολογικών χαρακτηριστικών

Στο κεφάλαιο αυτό αρχικά έγινε μία πρώτη επισκόπηση των χρονοσειρών ως προς το μέγεθος των τιμών τους και την αρμονικότητα τους ως προς το χρόνο και την αποτύπωση της συνοπτικής κατάστασης σε αυτά. Στη συνέχεια εξετάζεται η συσχέτιση παραμέτρων όπως η ροή ορμής με την ένταση του ανέμου και τη παράμετρο ευστάθειας και η παράμετρος z_o με τη διεύθυνση του ανέμου. Περιγράφονται έπειτα τα φαινόμενα μέσης κλίμακας που αναπτύχθηκαν.

Συνοπτική κατάσταση

Στις 10 και στις 11 Σεπτεμβρίου 2007, όπως προκύπτει από τους χάρτες επιφανείας, το πεδίο της ατμοσφαιρικής πίεσης στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο ήταν σχετικά ομαλό, με τάση για επικράτηση υψηλών πιέσεων στα δυτικά και χαμηλών στα ανατολικά της χώρας μας. Η συγκεκριμένη χωρική κατανομή της πίεσης στην επιφάνεια συνεπάγεται την επικράτηση βορειοανατολικού ρεύματος κυρίως στο Αιγαίο. Σταδιακά από τις 11 Σεπτεμβρίου η κατάσταση τείνει να αλλάξει από τα βόρεια, αλλά κυρίως το τριήμερο 12, 13 και 14 Σεπτεμβρίου παρατηρείται μετωπική δραστηριότητα, αρχικά με συνεσφιγμένο μέτωπο στα βόρεια και έπειτα με ψυχρό μέτωπο στην υπόλοιπη χώρα, καθώς και εμφάνιση βαρομετρικού χαμηλού στο Αιγαίο, πιθανώς λόγω κυκλογένεσης στην περιοχή. Τις επόμενες μέρες, κυρίως από τις 16 Σεπτεμβρίου και έπειτα το πεδίο της πίεσης ομαλοποιείται και η συνοπτική κατάσταση παίρνει ξανά την κλασική μορφή, όπως προηγουμένως, που προκαλεί το βορειοανατολικό ρεύμα, με τάση για επικράτηση υψηλότερης πίεσης στον ελλαδικό χώρο. Από τις 20/9 όπως αναφέρθηκε βορειοδυτικά διαμορφώθηκε αντικυκλωνική κατάσταση και νοτιοανατολικά τοπικός αντικυκλώνας και από τις 21 σεπτεμβρίου πέρασε ψυχρό μέτωπο με αποτέλεσμα μέχρι και τις επόμενες 4 μέρες όπως αποτυπώνεται και στα διαγράμματα της επόμενης παραγράφου οι τιμές της θερμοκρασίας να είναι χαμηλές οι τιμές της έντασης πιο υψηλές και η ειδική υγρασία να ανεβαίνει στις 21 και να πέφτει τις επόμενες μέρες. Από τις 24 έως τις 26 Σεπτεμβρίου η συνοπτική κατάσταση επανέρχεται, όμως με βαθμιαία τάση για δημιουργία νέου βαρομετρικού χαμηλού στη νότια Ιταλία, δυτικά της χώρας μας. Επιπροσθέτως, χαρακτηριστική είναι η κατάσταση του ανεμολογικού πεδίου στην Αττική, καθώς όπως φαίνεται από έναν ενδεικτικό επίγειο σταθμό στο Μαρκόπουλο, σε υψόμετρο 100μ η επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου είναι η ανατολική-βορειοανατολική και η μέση τιμή της έντασης του 8 Km/h. Επιπλέον,
όπως φαίνεται από τη μηνιαία σύνοψη των μετρήσεων, η συνοπτική κατάσταση συμφωνεί με την επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου, καθώς από τις 10 έως τις 26 Σεπτεμβρίου, μόλις 2 μέρες (11/9 και 15/9) δεν ήταν στην περιοχή διευθύνσεων από ανατολικά έως βορειοανατολικά, που συσχετίζονται με τον καιρό βορειοανατολικού ρεύματος, λόγω της αλλαγής της συνοπτικής κατάστασης όπως περιγράφτηκε παραπάνω.

5.1.1 Αρμονική ανάλυση χρονοσειρών

Είναι φανερό από την εικόνα 5.1.1.1. ότι η ένταση του ανέμου ακολουθεί τον ημερήσιο κύκλο με τον άνεμο να παίρνει μεγάλες τιμές το μεσημέρι όπου και επικρατούν τις περισσότερες φορές μελτέμια. Σημειώνεται επίσης ότι η μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου για την εξεταζόμενη περίοδο ήταν 5m/s ενώ η μέγιστη τιμή 13.4 m/s σημειώθηκε το μέσημέρι στις 22 Σεπτεμβρίου.



Εικόνα 5.1.1.1. Χρονοσειρά της ταχύτητας του ανέμου, η μαύρη καμπύλη έχει προκύψει από αρμονική ανάλυση και δείχνει την ύπαρξη ημερήσιου κύκλου.

Η θερμοκρασία κυμάνθηκε από 14,9°C έως 30,4°C και είχε μέση τιμή 22,5°C. Από το διάγραμμα 5.1.1.2 φαίνεται ο ημερήσιος κύκλος της θερμοκρασίας.



Εικόνα 5.1.1.2. Χρονοσειρά της θερμοκρασίας, η μαύρη καμπύλη έχει προκύψει από αρμονική ανάλυση και δείχνει την ύπαρξη ημερήσιου κύκλου.

5.1.2. Χαρακτηριστικά μεγέθη τύρβης

Στο διάγραμμα 5.1.2.1. φαίνεται πως το τετράγωνο της ταχύτητας τριβής (κατακόρυφη ροη ορμής) αυξάνεται καθώς αυξάνεται η ένταση του ανέμου για όλες της συνθήκες ευστάθειας, λόγω αύξησης της μηχανικά παραγόμενης τύρβης. Παρατηρούμε επίσης ότι στα δεκάλεπτα που αντιστοιχούν στην ίδια ταχύτητα η ροή ορμής παίρνει υψηλότερες τιμές κάτω από συνθήκες αστάθειας από ότι στις ουδέτερες, και υψηλότερες τιμές στις ουδέτερες από ότι στις ευσταθείς. Είναι επίσης φανερό ότι για μεγάλες τιμές της έντασης του ανέμου (πάνω από 10m/s) δεν επικρατούν συνθήκες ευστάθειας, ενώ για χαμηλές ταχύτητες δε παρατηρούνται ουδέτερες συνθήκες. Επίσης οι περισσότερες ευσταθείς συνθήκες παρατηρούνται για ταχύτητες έως 5m/s.



Εικόνα 5.1.2.1. Διάγραμμα διασυσχέτισης του τετραγώνου της ταχύτητας τριβής και της ταχύτητας του ανέμου. Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν στα ασταθή δεκάλεπτα, τα πράσινα σημεία αντιστοιχούν στα ουδέτερα δεκάλεπτα και τα μπλέ σημεία στα ευσταθή δεκάλεπτα.

Η ροή ορμής όπως φαίνεται από το διαγράμμα 5.1.2.2. παίρνει πάντα θετικές τιμές. Το προηγούμενο εξηγείται εύκολα αν σκεφτούμε ότι μία μάζα αέρα που ανέρχεται (w`>0) έχει ταχύτητα μικρότερη από τη ταχύτητα που υπάρχει στο σημείο που φτάνει (u`<0) (αντίστροφα πρόσημα παίρνουν τα w` και u` στη περίπτωση που η μάζα αέρα κατεβαίνει).



Εικόνα 5.1.2.2. Διάγραμμα διασποράς της ροής ορμής με τη παράμετρο ευστάθειας z/L.

Για συνθήκες ευστάθειας η ροή ορμής παίρνει μικρότερες τιμές από ότι παίρνει για τις ουδέτερες και τις ασταθείς. Συγκεκριμένα στη περίπτωση ευστάθειας οι τιμές της ροής ορμής κυμαίνονται από 0 έως $0.4m^2/s^2$, στη περίπτωση ουδέτερων συνθηκών από $0.1m^2/s^2$ έως $0.7m^2/s^2$ και στη περίπτωση ασταθών συνθηκών από $0.1m^2/s^2$ έως $1.2m^2/s^2$. Οι τιμές αυτές είναι λογικές αν σκεφτούμε ότι ο μηχανικός παράγοντας σε γενικές γραμμές είναι πιο σημαντικός τη μέρα, που ο άνεμος είναι πιο έντονος, και επικρατεί κυρίως αστάθεια.

Στο διάγραμμα 5.1.2.3.α) φαίνεται η ροή ορμής για τις διάφορες τιμές του z/L για τη περίπτωση των ευσταθών δεκαλέπτων. Παρατηρούμε ότι η τιμές της ροής ορμής αυξάνουν καθώς το z/L μικραίνει πλησιάζοντας τις ουδέτερες ενώ η διασπορά των τιμών είναι μικρή.

Από το διάγραμμα 5.1.2.3. β) για τα δεκάλεπτα που έχουν χαρακτηριστεί ως ασταθή παρατηρούμε ότι ενώ αρχικά αυξάνει η τιμή της ροής καθώς αυξάνει η αστάθεια έως ότου πάρει μία μέγιστη τιμή στη συνέχεια πέφτουν οι τιμές, ενώ επίσης η διασπορά είναι σημαντική. Φαίνεται δηλαδή από το διάγραμμα 5.1.2.5. β) ότι δεν είναι η ροή ορμής που καθορίζει το συντελεστή z/L όταν υπάρχει αστάθεια.



Εικόνα 5.1.2.3 Διάγραμμα της ροής ορμής ως συνάρτηση της παραμέτρου z/L για δεκάλεπτα που είναι α) ευσταθή και β) ασταθή.

Στο διάγραμμα 5.1.2.4 βλέπουμε τις τιμές που παίρνει η τραχύτητα z_o του πεδίου παρατήρησης για τις διάφορες διευθύνσεις του ανέμου. Παρατηρούμε ότι το z_o αυξάνει κάθως ο άνεμος γίνεται από βόρειος βορειοανατολικός και στη συνέχεια πάλι πέφτει όταν ο άνεμος γίνεται ανατολικός ή νοτιοανατολικός. Οι μεγάλες τιμές που παίρνει το μήκος τραχύτητας στις διευθύνσεις αυτές οφείλονται στη περίφραξη που υπάρχει βορειοανατολικά, στο έντονο ανάγλυφο, στα ελαιόδεντρα που υπάρχουν και σε ένα κτίσμα που υπάρχει επίσης βορειοαβατολικά 50 μέτρα περίπου από τον ιστό περίπου (εικόνα 5.1.2.9).



Εικόνα 5.1.2.4 Διάγραμμα διασυσχέτισης της παραμέτρου z₀ και της διεύθυνσης του ανέμου.



Εικόνα 5.1.2.5 Φωτογραφία προς βορειοανατολικά

5.1.3 Φαινόμενα μέσης κλίμακας στη περιοχή, τοπικές κυκλοφορίες και αντίστοιχα μεγέθη τύρβης

Στις 11, 12 και 19 Σεπτεμβρίου παρατηρήθηκε ανάπτυξη θαλλάσιας αύρας. Ως αύρες χαρακτηρίστικαν καταστάσεις όπου ο άνεμος στρέφεται, είναι έως 5 m/s και έχει διεύθυνση από τα ανατολικά αν πρόκειται για αύρα Ευβοικού και νοτιοδυτική αν πρόκειται για αύρα από τον Σαρώνικο. Επίσης λάβαμε υπ'όψιν ότι οι αύρες αναπτύσσονται από το πρωί έως το απόγευμα.

Αναλυτικότερα στις 11 /9 (Εικόνα 5.1.3.1) η μέρα χαρακτηρίζεται από χαμηλές ταχύτητες βόρειου τομέα κατά τη διάρκεια της νύκτας, ενώ κατά τη διάρκεια της ημέρας ο άνεμος στρέφεται σε ανατολικές διευθύνσεις (από τον Ευβοικό) με ταχύτητες μεγαλύτερες από 3m/s. Ταυτόχρονα η υγρασία αυξήθηκε στο χρονικό αυτό διάστημα. Μετα τις 16.00 ο άνεμος έχει γίνει νοτιοδυτικός με ταχύτητα που φτάνει τα 7 m/s και παρατηρείται επίσης ότι η υγρασία αυξάνει πάλι, απότομα όμως, γεγονός που μας οδηγεί στην υπόθεση ότι έχει επικρατήσει στην περιοχή η αύρα από τον Σαρωνικό.



Εικόνα 5.1.3.1. Χρονική εξέλιξη της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας για τις 11 Σεπτέμβρη.

Στις 12/9 (Εικόνα 5.1.3.2.) η ανάπτυξη της αύρας από τον Ευβοικό διήρκησε περισσότερο, από τις 10.00 έως τις 17.00 το απόγευμα, ενώ δε παρατηρείται κάποια αυξητική τάση στην υγρασία.



Εικόνα 5.1.3.2. Χρονική εξέλιξη της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας για τις 12 Σεπτέμβρη.

Τέλος στις 19 Σεπτεμβρίου αναπτύχθηκε αύρα από τον Ευβοικό κόλπο από τις 12.00 μέχρι τις 18.00 (Εικόνα 5.1.3.3.) όπου ο άνεμος πνέει από ανατολικά με ταχύτητα που φτάνει τα 5m/s, στη συνέχεια παρατηρήθηκε και αύρα από τον Σαρωνικό κόλπο κατά τις 19.00 έως το βράδυ κοντά στις 22.00 (Εικόνα 5.1.3.3.) όπου φαίνεται ότι ο άνεμος πνέει από νοτιοδυτικά με χαμηλές εντάσεις που κυμαίνονται στα 2m/s.



Εικόνα 5.1.3.3. Χρονική εξέλιξη της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας για τις 19 Σεπτέμβρη.

Τις υπόλοιπες μέρες κατά τη διάρκεια της μέρας κυρίως επικράτησε η παρουσία των Μελτεμιών. Στο διάγραμμα 5.1.3.4. φαίνεται πως διαμορφώνονται οι τιμές της διεύθυνσης, της ταχύτητας, της θερμοκρασίας και της υγρασίας για τις 13 Σεπτεμβρίου που επικρατεί Μελτέμι. Ο άνεμος είναι κυρίως βόρειος με ένταση που το μεσημέρι φτάνει τα 7m/s.



Εικόνα 5.1.3.4. Χρονική εξέλιξη της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας για τις 13 Σεπτέμβρη.

5.1.4 Παράθεση τυρβωδών χαρακτηριστικών όταν λαμβάνει χώρα αύρα και μελτέμι

Παρακάτω συγκρίνονται οι τιμές της παραμέτρου ευστάθειας z/L και των ροών ορμής όταν επικρατεί Αύρα και όταν επικρατεί Μελτέμι. Συγκεκριμένα έχουν υπολογιστεί οι μέσες τιμές των δεκαλέπτων διαφορετικών ημερών που αντιστοιχούν όμως στην ίδια ώρα για τη περίπτωση Μελτεμιού και για τη περίπτωση Αύρας. Η χρονική περίοδος που έγινε η σύγκριση είναι από τις 11.00 το πρωί έως τις 15.00 το μεσημέρι.

Από το διάγραμμα 5.1.4.1. βλέπουμε ότι στις μέρες Αύρας η αστάθεια είναι πιο έντονη από τις μέρες Μελτεμιού. Στο διάγραμμα της ροής θερμότητας 5.1.4.2 φαίνεται ότι παρατηρούνται ανάλογες τιμές ενώ στο διάγραμμα της ροής ορμής 5.1.4.3 είναι ξεξάθαρο ότι στα επεισόδια Αύρας το u_*^2 είναι μικρότερο. Το τελευταίο οφείλεται στο γεγονός ότι στα επεισόδια αύρας εν γένει ο άνεμος είναι ηπιότερος με αποτέλεσμα όπως φαίνεται από το διάγραμμα 5.1.2.1. αυτό να οδηγεί σε μείωση τη ροή ορμής. Από τον ορισμό όμως του μήκους M-O $L = -u_*^3/$

 $[k\left(\frac{g}{T_{O}}\right)\left(\frac{H_{O}}{\rho c_{p}}\right)]$ προκύπτει ότι μικρό u^{*2} οδηγεί σε μικρότερο L άρα μεγάλυτερη απόλυτη τιμή στο z/L άρα αυξάνει η αστάθεια.

Η έντονη διακύμανση των τιμών στη περίπτωση της Αύρας οφείλεται μάλλον στο περιορισμένο δείγμα των ημερών που έχουμε Αύρα και η ύπαρξη κενού από τις 11.30 έως τις 12.30 στο γεγονός ότι και στις τρεις μέρες που επικρατεί Αύρα εκείνη η ώρα χαρακτηρίστηκε ως μη στατική.



Εικόνα 5.1.4.1. Χρονική εξέλιξη της μέσης τιμής της παράμετρου ευστάθειας z/L για αύρα και μελτέμι.



Εικόνα 5.1.4.2. Χρονική εξέλιξη της μέσης τιμής της ροής θερμότητας για αύρα και μελτέμι.



Εικόνα 5.1.4.3. Χρονική εξέλιξη της μέσης τιμής της ροής ορμής u² για αύρα και μελτέμι.

5.2. Φάσματα

Σε κάθε στατικό δεκάλεπτο και για τις διακυμάνσεις των τριών παραμέτρων της ταχύτητας και της θερμοκρασίας έγινε φασματική ανάλυση και υπόλογίστηκε η κλίση του φάσματος στην αδρανειακή περιοχή. Η αδρανειακή περιοχή των φασμάτων προσεγγίστηκε στο παράθυρο από 0.5Hz έως 5Hz.

5.2.1. Κλίση της αδρανειακής περιοχής φασμάτων των εξεταζόμενων παραμέτρων

Στα παρακάτω σχήματα φαίνονται τα φάσματα των τεσσάρων παραμέτρων για το ίδιο δεκάλεπτο που αντιστοιχεί στις 19.30 στις 11 Σεπτεμβρίου. Σημειώνεται ότι ενώ για τις διακυμάνσεις των συνιστωσών της ταχύτητας οι κλίσεις των φασμάτων είναι σύμφωνες με τη θεωρία (5.2.1.1-5.2.1.3.), για τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας



Εικόνα 5.2.1.1. Φάσμα της u συνιστώσας της ταχύτητας για το δεκάλεπτο που αντιστοιχεί στις 11 Σεπτεμβρίου, ώρα: 19.30, παράθυρο 0.5Hz-5Hz. Η κλίση είναι -1,66.



Εικόνα 5.2.1.2. Φάσμα της ν συνιστώσας της ταχύτητας για το δεκάλεπτο που αντιστοιχεί στις 11 Σεπτεμβρίου, ώρα: 19.30, παράθυρο 0.5Hz-5Hz. Η κλίση είναι -1,66.



Εικόνα 5.2.1.3. Φάσμα της w συνιστώσας της ταχύτητας για το δεκάλεπτο που αντιστοιχεί στις 11 Σεπτεμβρίου, ώρα: 19.30, παράθυρο 0.5Hz-5Hz. Η κλίση είναι -1,63.



Εικόνα 5.2.1.4. Φάσμα για τη παράμετρο της θερμοκρασίας Τ για το δεκάλεπτο που αντιστοιχεί στις 11 Σεπτεμβρίου, ώρα: 19.30, παράθυρο 0.5Hz-5Hz. Η κλίση είναι -0.77.

Στο πίνακα παρακάτω παρουσιάζονται οι μέσες κλίσεις των φασμάτων για κάθε παράμετρο και για τις τρεις συνθήκες ευστάθειας.Για τις συνιστώσες της ταχύτητας τα αποτελέσματα είναι ικανοποιητικά ενώ για τη θερμοκρασία οι αποκλίσεις είναι σημαντικές με πιο έντονη τη περίπτωση στις ουδέτερες συνθήκες.

	ουδέτερες	ευσταθείς	ασταθείς
u`	-1.66±0.01	-1.7±0.02	-1.63±0.01
v`	-1.65±0.01	-1.69±0.02	-1.64±0.01
w`	-1.61±0.01	-1.65±0.01	-1.59±0.01
ť	-0.9±0.04	-1.53±0.02	-1.55±0.01

Πίνακας 5.2.1. Μέσες τιμές φασματικών κλίσεων για τις πέντε παραμέτρους και για τις τρεις συνθήκες ευστάθειας.

Παρατηρούμε επίσης ότι για τα φάσματα που αντιστοιχούν και στις τρεις διακυμάνσεις της ταχύτητας στις ευσταθείς συνθήκες η μέση κλίση προέκυψε μεγαλύτερη από τη μέση κλίση για τις ουδέτερες και η μέση κλίση για τις ουδέτερες μεγαλύτερη απ'ότι για τις ασταθείς συνθήκες. Στις ουδέτερες συνθήκες και για τις διακυμάνσεις των οριζόντιων συνιστωσών οι μέσες τιμές των κλίσεων που προέκυψαν είναι απολύτως ικανοποιητικές, ωστόσο όπως θα φανεί παρακάτω η διασπορά γύρω από τη μέση τιμή είναι σημαντική ακόμα και για αυτές τις περιπτώσεις.

5.2.2. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με διάφορες παραμέτρους.

Παρακάτω γίνεται μία προσπάθεια να δούμε αν και πως σχετίζεται η κλίση της αδρανειακής περιοχής με παραμέτρους όπως ο συντελεστής ευστάθειας z/L, η μέση ταχύτητα του ανέμου u, η ταχύτητα τριβής u*, και το μήκος τραχύτητας z_o.

5.2.2.1. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με τη παράμετρο ευστάθειας z/L.

Εδω εξετάζεται αναλυτικά η συμπεριφορά της αδρανειακής περιοχής του φάσματος για ασταθείς, ουδέτερες και ευσταθείς συνθήκες για τις διάφορες τιμές του z/L.

Επίσης από την εικόνα 5.2.2.1.1. παρατηρούμε ότι η διασπορά γύρω από τη θεωρητική τιμή είναι μικρότερη στις οριζόντιες συνιστώσες απ'ότι στη κατακόρυφη συνιστώσα και στη παράμετρο της θερμοκρασίας. Επίσης στα διαγράμματα γ,δ φαίνεται μία τάση μείωσης της απόλυτης τιμής της κλίσης καθώς η παράμετρος z/L τείνει προς το μηδέν.







β

γ



Εικόνα 5.2.2.1.1. Διαγράμματα διασποράς α,β,γ,δ κλίσεων με τη παράμετρο ευστάθειας z/L για ασταθείς συνθήκες για τις παραμέτρους u,v,w,T.

Από τα ιστογράμματα της εικόνας 5.2.2.1.2. παρατηρούμε ότι για όλες τις παραμέτρους στις ασταθείς συνθήκες στα περισσότερα δεκάλεπτα η απόλυτη τιμη της κλίσης είναι μικρότερη από τη θεωρητικά αναμενόμενη -1.66.





Εικόνα 5.2.2.1.2. Κατανομή των δεκαλέπτων ανάλογα με τη κλίση του φάσματος για ασταθείς συνθήκες για τις παραμέτρους u,v,w,T.

Στις ουδέτερες συνθήκες από τα διαγράμματα Εικόνα 5.2.2.1.1 α,β,γ, και Εικόνα 5.2.2.1.3 α,β,γ, παρατηρόυμε ότι η διασπορά των κλίσεων ,των φασμάτων των συνιστωσών της ταχύτητας, γύρω από τη μέση τιμή είναι μικρότερη από τις ασταθείς συνθήκες. Λαμβάνοντας υπ'όψιν και τον πίνακα 5.2.1. απ'όπου προκύπτει ότι η μέση τιμή των κλίσεων στις ουδέτερες είναι πιο κόντα στη θεωρητικά αναμενόμενη συμπεραίνουμε ότι στις συνθήκες αυτές ισχύει με μεγαλύτερη ακρίβεια η θεωρία.

Άπό το διάγραμμα διασποράς στην εικόνα 5.2.2.1.3 δ βλέπουμε τη περίπτωση της θερμοκρασίας στις ουδέτερες όπου καθώς η παράμετρος z/L παίρνει τη τιμή μηδέν η κλίση της αδρανειακής περιοχής τείνει και αυτή προς το μηδέν. Στις ουδέτερες συνθήκες το τυρβώδες μέρος της θερμοκρασίας είναι κοντά στο μηδέν καθώς η ροή θερμότητας είναι κοντά στο μηδέν. Έτσι εφ'όσον η τύρβη είναι μηχανικά παραγόμενη η αποδόμηση των στροβίλων δεν απεικονίζεται στο φάσμα της θερμοκρασίας στις συνθήκες αυτές.



0.002

0.004

0.006

-1.75

-1.8

-1.85 -0.01

-0.008

-0.006

-0.004

-0.002

0 z/L



β

0.01

0.008



Εικόνα 5.2.2.1.3. Διαγράμματα διασποράς α,β,γ,δ κλίσεων με τη παράμετρο ευστάθειας z/L για ουδέτερες συνθήκες για τις παραμέτρους u,v,w,T.

Από τα ιστογράμματα της εικόνας 5.2.2.1.4. για τις υ και ν συνιστώσες βλέπουμε πώς ισοκατανέμονται οι τιμές μας γύρω από τη θεωρητικά ανεμενόμενη τιμή ακολουθώντας μια κατανομή γκαουσιανή.



Εικόνα 5.2.2.1.4. Κατανομή των δεκαλέπτων ανάλογα με τη κλίση του φάσματος για ουδέτερες συνθήκες για τις παραμέτρους u,v,w,T.

Από τις εικόνες 5.2.2.1.5. και 5.2.2.1.6. στις ευσταθείς συνθήκες για τις συνιστώσες της ταχύτητας οι περισσότερες κλίσεις έχουν μεγαλύτερη απόλυτη τιμή από τη θεωρητική. Στο διάγραμμα διασποράς της θερμοκρασίας βλέπουμε ότι μικρές απόλυτες τιμές έχουν οι κλίσεις για τιμές του z/L που πλησιάζουν τη περιοχή που έχουμε ορίσει να είναι οι ουδέτερες συνθήκες.











Εικόνα 5.2.2.1.5 Διαγράμματα διασποράς α,β,γ,δ κλίσεων με τη παράμετρο ευστάθειας z/L για ευσταθείς συνθήκες για τις παραμέτρους u,v,w,T.



Εικόνα 5.2.2.1.6. Κατανομή των δεκαλέπτων ανάλογα με τη κλίση του φάσματος για ευσταθείς συνθήκες για τις παραμέτρους u,v,w,T.

Σε γενικές γραμμές αυτό που μπορούμε να συμπεράνουμε είναι ότι τα αποτελέσματα είναι καλύτερα για τις συνιστώσες της ταχύτητας ειδικά στις ουδέτερες συνθήκες. Τα φάσματα της θερμοκρασίας αποκλίνουν όταν οι συνθήκες είναι ουδέτερες.

Μέση ημερήσια διακύμανση των κλίσεων των συνιστωσών της ταχύτητας

Παρακάτω παρουσιάζεται η χρονική εξέλιξη της μέσης τιμής της κλίσης του φάσματος κάθε παραμέτρου. Παρατηρούμε ότι τα σημεία που αντιστοιχούν στις κλίσεις των φασμάτων των διακυμάνσεων των συνιστωσών της ταχύτητας ακολουθούν παρόμοια καμπύλη (5.2.2.1,7-5.2.2.1.9). Συγκεκριμένα παρατηρούμε ότι το πρωί γύρω στις 09.00 που οι συνθήκες είναι ουδέτερες οι μέσες τιμές της κλίσης κυμαίνονται γυρω από τη θεωρητικά αναμενόμενη τιμή ωστόσο καθώς προχωράει το μεσημέρι ,που αυξάνει η αστάθεια, έως νωρίς το απόγευμα οι τιμές που παίρνει η κλίση του φάσματος είναι όλο και μικρότερες κατ'απόλυτη τιμή. Το απόγευμα, που οι συνθήκες είναι ουδέτερες, όπως το πρωί οι κλίσεις πλησιάζουν πάλι τη θεωρητική τιμή. Από τα μεσάνυχτα μέχρι τις πρώτες πρωινές ώρες που επικρατεί κυρίως ευστάθεια οι τιμές που παίρνει η κλίση είναι κατ'απόλυτη τιμη μεγαλύτερη από τη θεωρητικά αναμενόμενη.



5.2.2.1.7 Χρονική εξέλιξη της μέσης τιμής της κλίσης των φασμάτων της υ συνιστώσας της ταχύτητας.



5.2.2.1.8 Χρονική εξέλιξη της μέσης τιμής της κλίσης των φασμάτων της ν συνιστώσας της ταχύτητας.



5.2.2.1.9 Χρονική εξέλιξη της μέσης τιμής της κλίσης των φασμάτων της w συνιστώσας της ταχύτητας.

5.2.2.2. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με τη παράμετρο της ταχύτητας U.

Από τον πίνακα 5.2.2.3.1. συμπεραίνουμε ότι η ταχύτητα του ανέμου συσχετίζεται με τη κλίση του φάσματος στην αδρανειακή περιοχή για τη παράμετρο της διακύμανσης της θερμοκρασίας στις συνθήκες ευστάθειας και αστάθειας με συντελεστή συσχέτισης 0.5 και 0.4. Άξια λόγου είναι και η συσχέτιση για τις συνιστώσες ν' και w' όπου ο συντελεστής συσχέτισης είναι 0.33.

U	u`	v`	w`	ť
ουδέτερες	0,06	0,17	0,15	
ευστάθεια	0,17	0,11	0,25	0,5
αστάθεια	0,11	0,33	0,33	0,4

Πίνακας 5.2.2.2.1. Συντελεστές συσχέτισης κλίσης φάσματος αδρανειακής περιοχής και ταχύτητας ανέμου.

Παρατηρώντας τις κλίσεις των ευθειών γραμμικής παλινδρόμησης μπορούμε να συμπεράνουμε ότι υπάρχει τάση η κλίση στην αδρανειακή περιοχή να γίνεται πιο ομαλή, να μικραίνει δηλαδή η απόλυτη τιμή της κλίσης, καθώς αυξάνει η ταχύτητα του ανέμου. Οι πιο ομαλές κλίσεις όμως πέραν της θεωρητικής τιμής οφείλονται ίσως και σε φαινόμενα σκίασης που γίνονται πιο σημαντικά σε υψηλές ταχύτητες του ανέμου.

	ουδέτερες	ευστάθεια	αστάθεια
u'	Slope=0.003u-1.7	Slope=0.01u-1.8	Slope=0.005u-1.66
v`	Slope=0.01u-1.7	Slope=0.01u-1.73	Slope=0.01u-1.73
w`	Slope=0.01u-1.7	Slope=0.02u-1.74	Slope=0.02u-1.71
ť		Slope=0.05u-1.77	Slope=0.02u-1.72

Πίνακας 5.2.2.2. Προσεγγιστικές γραμμικές σχέσεις που συνδέεουν τη ταχύτητα με τη κλίση.

Στις ασταθείς συνθήκες επικρατεί η τάση ιδιαίτερα στις κάθετες διακυμάνσεις της ταχύτητας και για τη διακύμανση της θερμοκρασίας να μειώνεται η απόλυτη τιμή της κλίσης καθώς αυξάνει η ταχύτητα του ανέμου.



scatter diagram for psd diagram's slope of v' parameter & wind speed, unstable conditions







Εικόνες 5.2.2.3.3. α.β.γ.δ. Διαγράμματα διασποράς κλίσης και ταχύτητας ανέμου, για όλες τις παραμέτρους στις ασταθείς συνθήκες.

Στις ουδέτερες συνθήκες η κλίση των φασμάτων φαίνεται ασυσχέτιστη με τη ταχύτητα του ανέμου.





β



Εικόνα 5.2.2.2.4. α.β.γ. Διαγράμματα διασποράς κλίσης και ταχύτητας ανέμου, για τις συνιστώσες της ταχύτητας στις ουδέτερες συνθήκες.

Στις ευσταθείς συνθήκες η συσχέτιση είναι ισχυρή μόνο για τη κατακόρυφη διακύμανση του ανέμου και για τη θερμοκρασία ιδιαίτερα. Συγκεκριμένα με την αύξηση της έντασης του ανέμου οι τιμές της κλίσης μικραίνουν κατ'απόλυτη τιμή. Η προηγούμενη συμπεριφορά όμως εξηγείται αν σκεφτούμαι ότι για υψηλές ταχύτητες οι συνθήκες μας γίνονται ουδέτερες όπου εκεί οι κλίσεις των φασμάτων προέκυψαν πολύ μικρότερες της θεωρητικής κατ'απόλυτη τιμή.





Εικόνες 5.2.2.2.5. α.β.γ.δ. Διαγράμματα διασποράς κλίσης και ταχύτητας ανέμου, για όλες τις παραμέτρους στις ευσταθείς συνθήκες.

5.2.2.3. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με τη παράμετρο της ταχύτητας τριβής u*.

Η ταχύτητα τριβής είναι ένα μέγεθος που σχετίζεται με τη ροή ορμής. Όπως φάνηκε στη παράγραφο 5.1.3. η ταχύτητα τριβής συσχετίζεται θετικά με τη ταχύτητα του ανέμου. Επίσης πρέπει να λάβουμε υπ'όψιν ότι η παράμετρος ευστάθειας z/L εξ'ορισμού σχετίζεται με τη ροή ορμής η αύξηση της οποίας σημαίνει ανάπτυξη της μηχανικά παραγόμενης τύρβης. Στον πίνακα 5.2.2.3.1. οι συντελεστές συσχέτισης είναι θετικοί σε κάθε περίπτωση αν και είναι σχετικά μικροί.

U*	u`	v`	w`	ť
ουδέτερες	0.23	0.29	0.33	
ευστάθεια	0.18	0.04	0.19	0.47
αστάθεια	0.09	0.25	0.34	0.21

Πίνακας 5.2.2.3.1. Συντελεστές συσχέτισης κλίσης φάσματος αδρανειακής περιοχής και ροής ορμής.

	ουδέτερες	ευστάθεια	αστάθεια
u'	Slope=0.15u*-1.75	Slope=0.16u*-1.74	Slope=0.05u*-1.66
v`	Slope=0.17u*-1.75	Slope=0.03u*-1.7	Slope=0.14u*-1.73
w`	Slope=0.28u*-1.79	Slope=0.15u*-1.7	Slope=0.23u*-1.75
ť		Slope=0.52u*-1.68	Slope=0.17u*-1.67

Πίνακας 5.2.2.3.2. Προσεγγιστικές γραμμικές σχέσεις που συνδέεουν τη ταχύτητα τριβής με τη κλίση.

Αναλυτικότερα στις ασταθείς συνθήκες από την εικόνα 5.2.2.3.3 προκύπτεί ότι καθώς η ταχύτητα τριβής αυξάνει έχουμε απόκλιση από τη θεωρητικά αναμενόμενη τιμή -1.66 έτσι ώστε να μικραίνει η απόλυτη τιμή. Εδώ πρέπει να λάβουμε υπ'όψιν τη θετική συσχέτιση που έχει η ροή ορμής με τη ταχύτητα η αύξηση της οποίας οδηγεί σε πίθανά φαινόμενα σκίασης.











Εικόνα 5.2.2.3.3. Διαγράμματα διασποράς α,β,γ,δ κλίσης και ροής ορμής, για όλες τις παραμέτρους στις ασταθείς συνθήκες.

Στις ουδέτερες συνθήκες η ροή ορμής φαίνεται να σχετίζεται με τις φασματικές κλίσεις των αδρανειακών περιοχών των φασμάτων των διακυμάνσεων των συνιστωσών της ταχύτητας, κάτι που δεν ισχύει για τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας (Πίνακας 5.2.2.3.1.).







β



Εικόνα 5.2.2.4.4.. Διαγράμματα διασποράς α,β,γ κλίσης και ροής ορμής, για όλες τις παραμέτρους στις ουδέτερες συνθήκες.

γ

Για τις ευσταθείς συνθήκες ωστόσο βλέπουμε ο μεγαλύτερος συντελεστής συσχέτισης αντιστοιχεί στη παράμετρο της θερμοκρασίας(Πίνακας 5.2.2.3.1.). Ο μεγάλος αυτός θετικός συντελεστής συντελεστής συσχέτισης πρέπει να συνδέεται και με τη θετική συσχέτιση που έχει η ροή ορμής με τη ταχύτητα του ανέμου (σχήμα 5.1.2.1.) η οποία για μεγάλες τιμές οδηγεί σε ουδέτερες συνθήκες όπου εκεί οι κλίσεις του φάσματος συμβαίνει να έχουν μικρή απόλυτη τιμή.






scatter diagram for psd diagram`s slope of w` parameter & u*, stable conditions





Εικόνα 5.2.2.4.5. Διαγράμματα διασποράς α,β,γ,δ κλίσης και ροής ορμής, για όλες τις παραμέτρους στις ευσταθείς συνθήκες.

5.2.2.4. Συσχέτιση κλίσης φάσματος της αδρανειακής περιοχής με το μήκος τραχύτητας.

Όπως ήδη έχει αναφερθεί το μήκος τραχύτητας είναι χαρακτηριστικό του είδους της επιφάνειας πάνω από την οποία φυσά ο άνεμος. Στους παρακάτω πίνακες φαίνεται ότι ο συντελεστής συσχέτισης του μήκους τραχύτητας με τις φασματικές κλίσεις μπορεί να είναι θετικός ή αρνητικός ανάλογα με τις συνθήκες ευστάθειας.

Z _o	u`	v`	w`	ť
ουδέτερες	0,32	0,24	0,33	
ευστάθεια	-0,03	-0,17	-0,11	0,03
αστάθεια	-0,22	-0,35	-0,29	-0,29

Πίνακας 5.2.2.6.1. Συντελεστές συσχέτισης κλίσης φάσματος αδρανειακής περιοχής και ταχύτητας ανέμου.

	ουδέτερες	ευστάθεια	αστάθεια
u'	Slope=0.5z _o -1.69	Slope=-0.09z _o -1.7	Slope=-0.1z _o -1.61
v`	Slope=0.36z _o -1.67	Slope=-0.54z _o -1.67	Slope=-0.16z _o -1.6
w`	Slope=0.7z _o -1.65	Slope=-0.31z _o -1.64	Slope=-0.16z _o -1.56
ť		Slope=0.1z _o -1.53	Slope=-0.18z _o -1.51

Πίνακας 5.2.2.6.2. Προσεγγιστικές γραμμικές σχέσεις που συνδέεουν τη ταχύτητα με τη κλίση.

Στις ασταθείς συνθήκες η συσχέτιση βάση του πίνακα 5.2.2.6.1. είναι αρνητική και οι συντελεστές συσχέτισης παίρνουν τιμές από -0.22 έως -0.35 εκτός από τη παράμετρο της υγρασίας που δεν εμφανίζεται κάποια συσχέτιση μεταξύ των μεγεθών. Από τα διαγράμματα 5.2.2.6.3. ωστόσο αυτό που φαίνεται καθαρά είναι ότι για μήκη τραχύτητας κάτω από 0.5cm οι περισσότερες κλίσεις έχουν απόλυτη τιμή κάτω από την αναμενόμενη θεωρητική τιμή. Πέραν αυτού δε διαφένεται κάποια τάση συσχέτισης.



α



β

Y

scatter diagram for psd diagram's slope of w' parameter & zo(cm), unstable conditions





Εικόνα 5.2.2.6.3. Διαγράμματα διασποράς κλίσης των u,v,w,T,q και μήκους τραχύτητας z_0 στις ασταθείς συνθήκες για όλες τις παραμέτρους α)u , β)v , γ) w, δ) Τ.

Για τις ουδέτερες συνθήκες αυτό που μπορούμε να πούμε με ασφάλεια είναι ότι για τις συνιστώσες της ταχύτητας όταν το z_0 παίρνει τιμές πάνω από 0.1 cm τότε οι κλίσεις έχουν απόλυτη τιμή πιο κάτω από 1.66.



α

δ



Εικόνα 5.2.2.6.4. Διαγράμματα διασποράς κλίσης των u,v,w και μήκους τραχύτητας z_o στις ουδέτερες συνθήκες για όλες τις παραμέτρους α)u , β)v , γ) w.

Για τις ευσταθείς συνθήκες δε προκύπτει κάποια συσχέτιση όπως βλέπουμε από τον πινακά 5.2.2.6.1. αλλά και από τα διαγράμματα 5.2.2.6.9.



Εικόνα 5.2.2.4.5. Διαγράμματα διασποράς κλίσης των u,v,w,T,q και μήκους τραχύτητας z_0 στις ευσταθείς συνθήκες για όλες τις παραμέτρους α)u , β)v , γ) w, δ) Τ.

Σε γενικές γραμμές μπορούμε να πούμε ότι δε συσχετίζεται έντονα το μήκος τραχύτητας με τη κλίση της αδρανειακής περιοχής, τουλάχιστον για τις τιμές το z_o που προκύπτουν για τη πειραματική μας περιοχή.

5.2.3 Παράθεση κλίσεων φασμάτων όταν λαμβάνει χώρα αύρα και μελτέμι

Στη συνέχεια συγκρίνονται οι τιμές των κλίσεων των φασμάτων των τεσσάρων παραμέτρων, όταν λαμβάνει χώρα αύρα και μελτέμι. Για το σκοπό αυτό έχει απομονωθεί το χρονικό διάστημα από τις 11.00 έως τις 15.00 όπου και αναπτύσσονται τα φαινόμενα αυτά και έχει υπολογιστεί η μέση κλίση για κάθε δεκάλεπτο από τα δεκάλεπτα των ημερών που αναπτύσσονται τα φαινόμενα. Όπως έχει αναφερθεί αύρα εμφανίστηκε στις 11,12 και 19 Σεπτέμβρη και τυχαίνει στις μέρες αυτές από τις 11.40 έως τις 12.40 να μην είναι στατική η ώρα γι'αυτό και υπάρχει κενό στα διαγράμματα που ακολουθούν την ώρα αυτή στις τιμές που αντιστοιχούν στην αύρα. Από τα διαγράμματα που ακολουθούν (5.2.3.1.-5.2.3.5.) παρατηρούμε ότι σχεδόν για κάθε δεκάλεπτο οι κλίσεις των φασμάτων που αντιστοιχούν στα μελτέμια. Επίσης η διασπορά των κλίσεων που αντιστοιχούν σε αύρα είναι πολύ μεγαλύτερη από τη διασπορά των κλίσεων που αντιστοιχούν σε μελτέμι.

Η προσέγγιση της θεωρητικής τιμής, για τις κλίσεις των αδρανειακών περιοχών των φασμάτων των συνιστωσών της ταχύτητας, όταν λαμβάνει χώρα μελτέμι είναι καλύτερη απ'ότι στη περίπτωση της αύρας. Το τελευταίο φαίνεται να σχετίζεται με την ένταση του ανέμου η οποία όταν είναι μεγάλη ,όπως στα μελτέμια, ισχύει με μεγαλύτερη ακρίβεια το κριτήριο στατικότητας

Όσον αφορά όμως φάσματα που αντιστοιχούν στη παράμετρο της θερμοκρασίας στα περιστατικά αύρας που ό άνεμος είναι ηπιότερος η θεωρητική τιμή της κλίσης προσεγγίζεται καλύτερα ίσως γιατι φαινόμενα σκίασης (που όπως είδαμε είναι πιθανή αιτία που επηρεάζει το φάσμα της θερμοκρασίας σε όλες τις συνθήκες ευστάθειας) έχουν μικρότερη επίδραση σε μικρότερες ταχύτητες ανέμου.



80



5.2.3. Χρονική εξέλιξη της μέσης κλίσης των φασμάτων των παραμέτρων υ,ν,w,T στα διαγράμματα α,β,γ,δ αντίστοιχα. Τα κόκκινα σημεία αντιστοιχούν στις αύρες, και τα μαύρα στα μελτέμια.

6. Συμπεράσματα

Στη παρούσα εργασία μελετήθηκε το επιφανειακό οριακό στρώμα πάνω από ξηρά στη περιοχή του αερολιμένα Ελ. Βενιζέλος. Μελετήθηκαν τυρβώδη χαρακτηριστικά , τοπικές κυκλοφορίες και κατά βάση έγινε φασματική ανάλυση των συνιστωσών της ταχύτητας και της θερμοκρασίας όπου και εξετάσθηκε κατά πόσο συσχετίζεται η κλίση του φάσματος στην αδρανειακή περιοχή με βασικές παραμέτρους που χαρακτηρίζουν τη τυρβώδη δομή του Ε.Ο.Σ.

Όσον αφορά τη μελέτη τυρβωδών χαρακτηριστικών είναι αναμενόμενη η θετική και έντονη συσχέτιση που έχουν μεταξύ τους η ροή ορμής και η ταχύτητα του ανέμου σε όλες τις συνθήκες ευστάθειας. Ο μηχανικός παράγοντας ενισχύεται καθώς αυξάνει η ένταση του ανέμου και είναι επίσης χαρακτηριστικό ότι η κλίση του διαγράμματος διασυσχέτισης ροής ορμής και έντασης ανέμου είναι ίδια σε όλες τις καταστάσεις ευστάθειας.Επίσης η ροή ορμής παίρνει υψηλότερες τιμές όταν το δεκάλεπτο χαρακτηρίζεται ως ασταθές απ'ότι στις άλλες συνθήκες ευστάθειας και στις ουδέτερες παίρνει μεγαλύτερες τιμές απ'ότι στις ευσταθείς. Το τελευταίο ίσως οφείλεται και στη πυκνότητα του αέρα που στις ασταθείς συνθήκες είναι μικρότερη λόγω της μεγαλύτερης θερμοκρασίας του με αποτέλεσμα η τύρβώδες μεταφορά της θερμότητας να είναι ενεργειακά πιο αποτελεσματική.

Επιπλέον όταν οι συνθήκες είναι ευσταθείς η ροή ορμής φαίνεται να συσχετίζεται με τη τιμή του συντελεστή ευστάθειας z/L με τέτοιο τρόπο ώστε όταν η ροή ορμής μικραίνει η παράμετρος ευστάθειας z/L να αυξάνει. Αυτό είναι θεμιτό καθώς μεγάλες τιμές ευστάθειας σημαίνουν όλο και λιγότερη τύρβη που στις ευσταθείς είναι εξ'ορισμού περιορισμένη. Στη περίπτωση των ασταθών συνθηκών ωστόσο οι τιμές της παραμέτρου z/L δε φαίνεται να συσχετίζονται με τη ροή ορμής με ξεκάθαρο τρόπο καθώς είναι πολύ σημαντική και η θερμικά παραγόμενη τύρβη.

Στη συνέχεια φάνηκε ότι το συρματόπλεγμα, το έντονο ανάγλυφο και ένα οίκημα στα 50 μέτρα περίπου άπο τον ιστό που υπάρχουν βορειοανατολικά επηρεάζουν το μήκος τραχύτητας στις διευθύνσεις αυτές με αποτέλεσμα αυτό να αυξάνει όταν ο άνεμος πνέει από αυτές τις διευθύνσεις.

Μελετώντας τα φάσματα της ταχύτητας του ανέμου και της θερμοκρασίας καθώς και της κλίσης που έχει η αδρανειακή περιοχή και τους παράγοντες που την επηρεάζουν προέκυψαν τα παρακάτω συμπεράσματα. Κατ' αρχήν οι μέσες τιμές της κλίσης της αδρανειακής περιοχής του φάσματος βγαίνουν πολύ κοντά στην αναμενόμενη θεωρητική τιμή. Οι διαφορές σε σχέση με την τιμή -5/3 έχουν σχέση με την ισοτροπία, τη στατικότητα (που θεωρητικά έχουμε ελέγξει) και επι πλέον τη συνεισφορά ή τη καταστροφή ενέργειας (π.χ. στις ασταθείς συνθήκες έχουμε επι πλέον συνεισφορά ενέργειας).

Για τα φάσματα που αντιστοιχούν και στις τρεις διακυμάνσεις της ταχύτητας η διασπορά γύρω από τη μέση τιμή ήταν σημαντική σε όλες τις συνθήκες ευστάθειας. Επιπλέον υπήρξε τάση για τα φάσματα των συνιστωσών της ταχύτητας στις ασταθείς συνθήκες να έχουμε μικρότερες κλίσεις κατ'απόλυτη τιμή από τη θεωρητικά αναμενόμενη ενώ στις ευσταθείς μεγαλύτερες τιμές από τη θεωρητικά αναμενόμενη.

Ξεκάθαρη ήταν η εξάρτηση της κλίσης των φασμάτων ειδικά των συνιστωσών της ταχύτητας με την ώρα της μέρας και παράλληλα με τη κατάσταση ευστάθειας. Συγκεκριμένα τη μέρα και κυρίως το μεσημέρι οι κλίσεις έχουν γενικά απόλυτη τιμή μικρότερη από -5/3. Το πρωί και το απόγευμα οι κλίσεις είναι πιο κοντά στη θεωρητικά αναμενόμενη τιμή ενώ το βράδυ που επικρατεί ευστάθεια οι απόλυτες τιμές των κλίσεων των αδρανειακών περιοχών των φασμάτων είναι συνήθως μεγαλύτερες από -5/3.

Από τα διαγράμματα διασυσχέτισης της ταχύτητας του ανέμου με τη κλίση της αδρανειακής περιοχής παρατηρούμε ότι η ταχύτητα του ανέμου συσχετίζεται θετικά με τη κλίση της αδρανειακής περιοχής των φασμάτων της διακύμανσης της θερμοκρασίας στις ασταθείς και στις ευσταθείς (δηλαδή όσο αυξάνει η ένταση του ανέμου μικραίνει η κλίση της αδρανειακής περιοχής). Όσον αφορά την εξάρτηση που έχει η κλίση της αδρανειακής περιοχής με τη ταχύτητα του ανέμου συνιστωσών της ταχύτητας παρατηρήθηκε μεγαλύτερη συσχέτιση στα φάσματα των κάθετων συνιστωσών της ταχύτητας απ'ότι στα φάσματα της συνιστώσας που έχει τη κατεύθυνση του ανέμου την οποία μπορούμε να χαρακτηρίσουμε ασθενή. Από τα διαγράμματα ωστόσο μόνο οι κλίσεις των φασμάτων της ν συνιστώσας της ταχύτητας στις ασταθείς συνθήκες φαίνεται να συσχετίζονται ξεκάθαρα με τη ταχύτητα του ανέμου.

Όσον αφορά τη συσχέτιση των κλίσεων της αδρανειακής περιοχής με τη ταχύτητα τριβής παρατηρήσαμε ότι στις ουδέτερες και ασταθείς συνθήκες οι κλίσεις των φασμάτων των συνιστωσών της ταχύτητας συσχετίζονται θετικά με τη ταχύτητα τριβής και μάλιστα πιο έντονα απ'ότι στις ευσταθείς συνθήκες. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η έντονη θετική συσχέτιση που έχει η ταχύτητα τριβής με τη κλίση του φάσματος της θερμοκρασίας στις ευσταθείς συνθήκες.

Για το πεδίο τιμών του μήκους τραχύτητας που προκύπτει στη δεδομένη περιοχή παρατηρούμε ότι στις ασταθείς συνθήκες για τα φάσματα των συνιστωσών της ταχύτητας όταν το z₀ παίρνει μεγάλες τιμές τότε η κλίση παίρνει μεγαλύτερες απόλυτες τιμές ενώ για μικρές τιμές του z₀ η διασπορά πάνω και κάτω από τη θεωρητική τιμή -5/3 είναι το ίδιο σημαντική. Το αντίστροφο ωστόσο έχουμε να παρατηρήσουμε στις ουδέτερες συνθήκες όπου όταν το μήκος τραχύτητας αυξάνει έχουμε μόνο μικρές απόλυτες τιμές κλίσης. Στις ευσταθείς συνθήκες η διασπορά είναι συμμετρική γύρω από τη θεωρητικά αναμενόμενη για όλες τις τιμές του z_o.

Τέλος παρατηρήσαμε ότι όταν αναπτύσσονται Μελτέμια οι κλίσεις των φασμάτων των συνιστωσών της ταχύτητας είναι πιο κοντά στη θεωρητική τιμή σε σχέση με τις κλίσεις των αντίστοιχων φασμάτων όταν αναπτύσσονται Αύρες ενώ όταν αναπτύσσονται Αύρες οι κλίσεις των φασμάτων της θερμοκρασίας είναι πιο κοντά στη θεωρητική τιμή απ'ότι όταν αναπτύσσονται Μελτέμια.

7.Παράρτημα

7.1 Σύγκριση μετρήσεων των οργάνων με τη γρήγορη απόκριση και των οργάνων με την αργή απόκριση



Εικόνα 7.1.1. Διάγραμμα διασκόρπισης για τη ταχύτητα μετρημένη από τα αργής και γρήγορης απόκρισης όργανα.

Στο διάγραμμα των ταχυτήτων φαίνεται η συμφωνία των δύο ανεμόμετρων που βρίσκονται σε ύψος 10m. Οι συντελεστές της ευθείας δείχνουν ότι το κυπελοφόρο ανεμόμετρο για ταχύτητες πάνω από 3m/s υπερτιμά τον άνεμο σε σχέση με τον κυπελοφόρο. Ο συντελεστης συσχέτισης για τα δύο μεγέθη προκύπτει 97%.



Εικόνα 7.1.2. Διάγραμμα διασκόρπισης για τη θερμοκρασία μετρημένη από τα αργής και γρήγορης απόκρισης όργανα.

Όσον αφορά τις θερμοκρασίες υπάρχει καλή συμφωνία ,ωστόσο το όργανο χαμηλής απόκρισης δείχνει μερικά δέκατα του βαθμού παραπάνω. Ο συντελεστης συσχέτισης για τις δύο παραμέτρους είναι 99%.



Εικόνα 7.1.3. Διάγραμμα διασκόρπισης για την υγρασία μετρημένη από τα αργής και γρήγορης απόκρισης όργανα.

Στα υγρόμετρα υπάρχει σχεδόν ταύτιση όπως φαίνεται και από το γραμμικό συντελεστή της ευθείας.Ο συντελεστης συσχέτισης είναι 98 %.



Εικόνα 4.1.4. Διάγραμμα διασκόρπισης για τη διεύθυνση μετρημένη από τα αργής και γρήγορης απόκρισης όργανα.

Υπάρχει γενική συμφωνία των δύο οργάνων εκτός από τις διευθύνσεις κοντά στις 360 μοίρες όπου το αργό διευθυνσιόμετρο από κατασκευής έχει την ιδιαιτερότητα να τις συγκαταλέγει σε αυτές κοντά στις μηδέν μοίρες.

Βιβλιογραφία

Amiro B.D. et al, 1990 : Drag coefficients and turbulent spectra within three boreal forest canopies, Boundary –Layer Meteorol.

Andreas, E 1987: 'Spectral measurements in a disturbed boundary layer over snow J. Atmos Sci 44 1912-193

Arya, S. Pal, 1988: Introduction to micrometeorology, Academic Press

Bo Yu, Arindman Gan Chowdhury and Forrest James Masters, 2008: 'Hurricane wind power spectra, cospectra and integral wind scales', Boundary Layer Meteorology

Corrsin, S., 1951: "On the Spectrum of the Isotopic Temperature Fluctuation in an Isotopic Turbulence, J. Appl. Phys., **22**, 469-473.

Hill, 1978: Models of the scalar spectrum for turbulence advections, J.fluid Mechanics.

Hogstrom U., 2002: Theory and Measurements for turbulence spectra and variance in the atmospheric neutral surface layer'. Boundary –Layer Meteorol,103,101-124.

Jun Asanuma et al, 2007: 'Spectral similarity between scalars at very low frequencies in the unstable atmospheric surface layer over Tibetan plateau', Boundary –Layer Meteorology

Kaimal, J. C., and J. J. Finnigan, 1994: "Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement^D, *Oxford University Press*, New York.

Kolmogorov, A.N., 1941: "The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds Numbers?", *Do lady* AN SSSR, **32**: 22-24.

Laubach J. and Mc Naughton K.G. 2009: 'Scaling properties of temperature spectra and heat flux cospectra in the surface friction layer beneath an unstable outer layer.' Boundary Layer Meteorology

Li Wei, Tetsuya Hiyama and Nakako Kobayashi, 2007:Turbulence spectra in the near neutral surface layer over the Loess plateau in China, Boundary –Layer Meteorology.

Lumley, J. L., H.A. Panofsky, 1964: '*The Structure of Atmospheric Turbulence*', Wiley Inter-science Publishers, New York

L. Mahrt, 1996: Sea surface drag coefficients in the Riso Air Sea Experiment

Mc Naughton K.G. and J. Laubach. 2000:Power Spectra and Cospectra for wind and scalars in a disturbed surface layer at the base of an advective inversion: Boundary Layer Meteorology, 96 143-185

Mc Naughton K.G. and Y.Brunet, 2002:Townsend's hypothesis, coherent structure and monin obukhov similarity' Bound. Layer Meteorol. 102, 161-175

Mc Naughton K.G., 2004a: 'Turbulence structure of the unstable atmospheric surface layer and transition to outer layers, Bound. Layer Meteoral., 112, 199-121

Mc Naughton K.G. 2004b: attached eddied and production spectra in the atmospheric logarithmic layer', Bound. Layer Meteorol., 111, 1-18

Mestayer, P., 1982: "Local Isotrophy and Anisotropy in a high renolds number Turbulent Boundary Layer", J. Fluid. Mech., 125, 475-503.

Monin, A.S. and A. M. Obukhov, 1954: "Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremesivanija v prizemnom sloe atmosfery. Trudy geofiz. inst. AN SSSR, 24 (151): 163-187.

Newberger P. A. and D. R. Caldwell, 1981: "An inertial Subrange in microstructure spectra[®], J. Geophys. Res., 86, 4265-4268

Panofsky A. H., and R. A. McCormick, 1954: Properties of Spectra of Atmospheric Turbulence at 100 metres. Turbulence spectra, 546-564.

Powell, D.C. and C.E. Elderkin, 1974: An investigation of the application of Taylor's hypothesis to atmospheric boubdary layer turbulence. J. Atmos. Sci., 31, 990-1002.

Poggi, D. and Katul, G, 2008: Turbulent intensitiesand velocity spectra for bare and forested gentle hills, Flume experiments. Bound. Layer Meteorol.,

Stull, R. B., 1988: "An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.

Smedman A-S, 1998 'Observation of a multi-level turbulence structure in a very stable atmospheric boundary layer'Bound. Layer Meteorological 44 231-253

Smedman A-s,U.Hogstrom, J.C.R. Hunt, E. Sahlee, 2007: Heat/mass transfer in the slightly unstable atmospheric syrface Layer' Quart J, Roy Meteorol. Soc 133 37-51 Sutton, O. G., 1953: Micrometeorology. McGraw-Hill, New York, 333pp.

Wyngaard, J. C., and O.R. Cote, 1972:Cospectral similarity in the atmospheric surface layer.Quart.J.Roy.Meteor.Soc.,98, 590-603