



**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**

**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ**

**ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**Παραμετροποίηση των συντελεστών  
μεταφοράς ορμής, θερμότητας και υγρασίας  
του Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος  
και εφαρμογή σε ατμοσφαιρικό ή/και σε ωκεανογραφικό  
μοντέλο**

**Βασίλειος Ε. Κωστόπουλος**

Φυσικός (BSc)

*Πανεπιστήμιο Κρήτης*

Φυσικός Περιβάλλοντος, Μετεωρολόγος (MSc)

*Πανεπιστήμιο Αθήνας*

**ΑΘΗΝΑ**

**Οκτώβριος 2015**



**NATIONAL AND KAPODISTRIAN UNIVERSITY OF ATHENS**  
**SCHOOL OF SCIENCES**  
**PHYSICS DEPARTMENT**  
**DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL PHYSICS AND METEOROLOGY**

**PhD THESIS**

**Parameterization of the coefficients for momentum, heat  
and humidity turbulent fluxes within the surface Marine  
Atmospheric Boundary Layer and implementation in an  
atmospheric or/and an oceanographic model**

**Vassilios E. Kostopoulos**

Physicist (BSc)  
*University of Crete*

Environmental Physics and Meteorology (MSc)  
*University of Athens*

**ATHENS**

**October 2015**

**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**  
**ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ**  
**ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ**  
**ΑΘΗΝΑ 2015**

**Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή**

Κ. Χέλμης, Καθηγητής ΕΚΠΑ, Επιβλέπων

Δ. Ασημακόπουλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ

Γ. Κάλλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ

**Επταμελής Εξεταστική Επιτροπή**

Κ. Χέλμης, Καθηγητής ΕΚΠΑ

Δ. Ασημακόπουλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ

Γ. Κάλλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ

Μ. Τόμπρου-Τζέλλα, Αναπλ. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ

Ε. Φλόκα, Αναπλ. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ

Γ. Παπαϊωάννου-Κερκίδου, Επικ. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ

Σ. Σοφιανός, Επικ. Καθηγητής ΕΚΠΑ

**Ημερομηνία εξέτασης 02/10/2015**

Η διατριβή υλοποιήθηκε στο πλαίσιο της χρηματοδότησης υποτροφίας του Υπουργείου Παιδείας (ΕΣΠΑ) «Ηράκλειτος II: Ενίσχυση Ανθρώπινου Ερευνητικού Δυναμικού μέσω της Υλοποίησης Διδακτορικής Έρευνας».



## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι βασικοί στόχοι της παρούσας διατριβής υπήρξαν (α) η πειραματική μελέτη των τυρβωδών ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο επιφανειακό Θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΘΑΟΣ) πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου και (β) η αξιολόγηση μιας προκύπτουσας παραμετροποίησης για τη ροή ορμής, μέσω του συντελεστή αεροδυναμικής αντίστασης ( $C_D$ ), με την εφαρμογή της στο ωκεανογραφικό μοντέλο ALERMO και την σύγκριση των προγνώσεων για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας με δορυφορικές παρατηρήσεις στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου.

Πραγματοποιήθηκαν μικρομετεωρολογικές μετρήσεις των τυρβωδών ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο επιφανειακό ΘΑΟΣ με την χρήση αισθητήρων πάνω σε μετεωρολογικούς ιστούς οι οποίοι τοποθετήθηκαν πλησίον της ακτογραμμής δύο νήσων στο βόρειο (Σκύρος) και στο νοτιοανατολικό (Κάρπαθος) Αιγαίο, το καλοκαίρι του 2011 και 2012 αντίστοιχα. Βασικός στόχος των πειραμάτων αυτών υπήρξε η μελέτη των τυρβωδών ροών πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου, το οποίο έχει διαφορετικά χαρακτηριστικά και χωρική κλίμακα (έως  $10^2$  km) σε σχέση με τους ωκεανούς αλλά και με τη περισσότερο ανοιχτή θάλασσα της δυτικής Μεσογείου. Πρόκειται για μια ημίκλειστη θάλασσα η οποία χαρακτηρίζεται από την έντονη τοπογραφία της περιοχής, γεγονός το οποίο θα μπορούσε να επηρεάζει τις ανταλλαγές μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας ενώ σχετικές καταγραφές στην περιοχή αυτή δεν έχουν αναφερθεί μέχρι σήμερα στην διεθνή βιβλιογραφία. Για τις ανάγκες της διατριβής, αξιοποιήθηκαν επίσης μετρήσεις της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από διαθέσιμες δορυφορικές παρατηρήσεις αλλά και καταγραφές μετεωρολογικών και θαλάσσιων χαρακτηριστικών από πέντε επιχειρησιακές σημαδούρες του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε στο βόρειο, στο κεντρικό και στο νότιο Αιγαίο στην διάρκεια της πρώτης πειραματικής περιόδου. Αξίζει να αναφερθεί ότι οι σχετικές καταγραφές της περιόδου των κυμάτων της θάλασσας βρέθηκε να είναι στην περιοχή από 2 έως 8 sec, αντικατοπτρίζοντας την κυρίαρχη ανεμογενή τους φύση στην ευρύτερη περιοχή, κατά τη διάρκεια των ετησίων ανέμων.

Για την ανάλυση των καταγραφών των μετρήσεων τύρβης χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Eddy Correlation. Το επιφανειακό ΘΑΟΣ βρέθηκε να βρίσκεται κυρίως κάτω από ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας και στις δύο πειραματικές περιοχές ( $0.04 < z/L < 0.5$ ). Η θερμοκρασία του αέρα βρέθηκε να παρουσιάζει περιοδική (ημερήσια) διακύμανση τιμών πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου παρόμοια με αυτήν πάνω από την ξηρά, η οποία συνδυάζεται με την απόσταση από τις ακτές της Μικράς Ασίας. Η διακύμανση αυτή, σε συνδυασμό με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε τοπικό επίπεδο φαίνεται ότι καθορίζει σε μεγάλο βαθμό τόσο την διεύθυνση όσο και την ένταση των τιμών της επιφανειακής ροής θερμότητας ιδιαίτερα στο κεντρικό και βόρειο Αιγαίο. Η ροή θερμότητας βρέθηκε να αυξάνεται ανάλογα με τη διαφορά της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας και του υπερκείμενου αέρα, η οποία κυμάνθηκε από  $-0.5^{\circ}\text{C}$  έως  $1.5^{\circ}\text{C}$  στην βόρεια και από  $-4^{\circ}\text{C}$  έως  $1^{\circ}\text{C}$  στην νότια πειραματική περιοχή αποδίδοντας καταγραφόμενες ροές θερμότητας αντίστοιχα από  $-10$  έως  $40 \text{ W/m}^2$  και από  $-60$  έως λιγότερο από  $10 \text{ W/m}^2$  στην νότια πειραματική περιοχή. Η ροή λανθάνουσας θερμότητας εμφανίστηκε να λαμβάνει πολύ μικρές τιμές, οι οποίες σε ελάχιστες περιπτώσεις βρέθηκαν να ξεπερνούν τα  $10 \text{ W/m}^2$  ενώ κατεγράφησαν και ροές υγρασίας προς την θάλασσα, γεγονός το οποίο πιθανότατα οφείλεται στην ροή του αέρα τοπικά πάνω από περιοχές έντονης χωρικής διακύμανσης της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας κάτω από συνθήκες αυξανόμενης ευστάθειας. Οι προκύπτουσες τιμές των αδιάστατων συντελεστών τυρβώσους μεταφοράς θερμότητας και υγρασίας δεν παρουσίασαν κάποια ιδιαίτερη τάση με την αύξηση του ανέμου, εμφανίζοντας σχετικά μεγάλη διασπορά περί των μέσων τιμών τους  $C_H = 1.45 \cdot 10^{-3}$  και  $C_E = 0.07 \cdot 10^{-3}$  αντίστοιχα και συγκρίθηκαν με σχετικές μετρήσεις και παραμετροποιήσεις οι οποίες συχνά χρησιμοποιούνται κυρίως από ωκεανογραφικά προγνωστικά μοντέλα. Υπολογίστηκε επίσης η ροή αισθητής θερμότητας χρησιμοποιώντας τη θεωρία του ιξώδους στρώματος κοντά στη διεπιφάνεια και οι προκύπτουσες τιμές συγκρίθηκαν με τις μετρούμενες με στόχο την αξιολόγηση τεσσάρων διαφορετικών προσεγγίσεων για το ύψος  $z_T$ , οι οποίες συχνά χρησιμοποιούνται σε ατμοσφαιρικά προγνωστικά μοντέλα μέσης κλίμακας.

Η ταχύτητα τριβής κυμάνθηκε σε εύρος τιμών 0.15-0.6m/s και παρουσίασε υψηλή συσχέτιση με την ταχύτητα του ανέμου στο ύψος των 10m ( $u^* \approx 0.04 \cdot U_{10}$ ) και στις δύο πειραματικές περιοχές ενώ εμφανίστηκε να μειώνεται με την αύξηση της ευστάθειας. Το σύνολο των υπολογιζόμενων τιμών του ουδέτερου συντελεστή ( $C_{DN}$ ) στο ίδιο ύψος εμφανίστηκαν και στις δύο πειραματικές περιοχές σχεδόν σταθερές με την αύξηση του ανέμου, του οποίου η ένταση κυμάνθηκε μεταξύ 4 και 12 m/s σε κάθε περίπτωση. Ο συντελεστής και στις δύο πειραματικές περιοχές βρέθηκε να λαμβάνει αυξημένες τιμές σε σχέση με αντίστοιχες μετρήσεις πάνω από ανοιχτές θάλασσες και ωκεανούς, σχεδόν διπλάσιες. Οι υψηλές τιμές μεταφοράς ορμής αλλά και του αντίστοιχου συντελεστή τυρβώδους μεταφοράς ορμής ( $C_{D10}$ ) οι οποίες βρέθηκαν πάνω από τα νερά του Αιγαίου, μπορούν να αποδοθούν στην κυρίαρχη ανεμογενή φύση των κυμάτων, λόγω της περιορισμένης έκτασης της αλληλεπίδρασης αέρα-θάλασσας στην περιοχή. Η παραμετροποίηση του συντελεστή για τις ανάγκες του μοντέλου, χαρακτηρίζεται από στάθμη εμπιστοσύνης  $\alpha=0.01$ , χρησιμοποιώντας δεδομένα από το πείραμα στο νοτιοανατολικό Αιγαίο. Χρησιμοποιώντας 92 ώρες καταγραφών υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας, οι τιμές του συντελεστή δίδονται σαν γραμμικά αυξανόμενη συνάρτηση της έντασης του ανέμου ( $U_{10}$ ).

Η εφαρμογή της νέας παραμετροποίησης αξιολογήθηκε με την σύγκριση των προγνώσεων του μοντέλου ALERMO για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας με δορυφορικές παρατηρήσεις, με την χρήση της νέας παραμετροποίησης αλλά και με το σχήμα παραμετροποίησης που χρησιμοποιείται σήμερα από το μοντέλο, υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας. Συνολικά, εξετάστηκαν τα αποτελέσματα εκατόν πενήντα (150) ημερών, από τριάντα (30) πενταήμερες προγνώσεις του μοντέλου, για τα έτη 2012 και 2013, με στόχο να ληφθούν υπ' όψιν όλες οι εποχές του έτους και τα αντίστοιχα πεδία ανέμου στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Επιπρόσθετα, οι προγνώσεις επαναλήφθηκαν με σκοπό την εξέταση της επίδρασης της ευστάθειας της ατμόσφαιρας στις τιμές του συντελεστή  $C_D$  και για τα δύο σχήματα

παραμετροποίησης, χρησιμοποιώντας τις τιμές των συντελεστών συναρτήσει της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας.

Η νέα παραμετροποίηση δίνει τιμές του συντελεστή  $C_D$  κατά 30% περίπου μεγαλύτερες σε σχέση με την χρησιμοποιούμενη, για ταχύτητες ανέμου έως 20 m/s υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας. Με την εφαρμογή της νέας παραμετροποίησης, προέκυψε αύξηση των τιμών της κινητικής ενέργειας του οριακού στρώματος (των πρώτων 10m) της θάλασσας στις προγνώσεις του μοντέλου σε όλη την Ανατολική Μεσόγειο συνολικά κατά 20%, χωρίς ωστόσο να παρατηρηθούν αλλαγές στις δομές της επιφανειακής κυκλοφορίας. Όσον αφορά την μέση τυπική απόκλιση των τιμών του μοντέλου από τις δορυφορικές παρατηρήσεις, βρέθηκε πως αυξάνει κατά την διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού λόγω της πολυπλοκότητας τόσο της επιφανειακής κυκλοφορίας όσο και της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων την περίοδο αυτή. Αρκετές διαφορές βρέθηκαν στις προγνώσεις του μοντέλου με την χρήση της νέα παραμετροποίησης στην διάρκεια της περιόδου αυτής, πιθανότατα από τον συνδυασμό αλλαγών στην οριζόντια μεταφορά και στην ανάμιξη των επιφανειακών υδάτων ακόμα και μακριά από πηγές νερών διαφορετικών χαρακτηριστικών, όπως περιοχές ανάβλησης. Εμφανίστηκε βελτίωση των σχετικών προγνώσεων την άνοιξη σχεδόν σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, τοπικά σε ποσοστό έως 25% στις πενταήμερες προβλέψεις του μοντέλου σε περιοχές αυξημένου σφάλματος πρόγνωσης με την χρήση του χρησιμοποιούμενου σχήματος, κυρίως στον Αργοσαρωνικό στο Αιγαίο αλλά και στη θάλασσα της Λεβαντίνης, νότια της Κρήτης και στα βορειοανατολικά παράλια της Αφρικής. Αντίθετα παρουσιάστηκε αύξηση του σφάλματος (πιο κρύα επιφανειακά νερά) κυρίως στις περιοχές ανάβλησης όπως τα ανατολικά παράλια του Αιγαίου και τα νότια της Κύπρου, ιδιαίτερα κατά την διάρκεια του καλοκαιριού, φτάνοντας έως και το 30% του σφάλματος με την χρήση του χρησιμοποιούμενου σχήματος την περίοδο αυτή. Χρησιμοποιώντας τις σχέσεις για την επίδραση της ευστάθειας στις τιμές και των δύο σχημάτων παραμετροποίησης, η μείωση τιμών του συντελεστή  $C_{D10}$  κατάντι έντονων βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων τόσο στις περιοχές

ανάβλησης όσο και στην περιοχή του θερμοκρασιακού μετώπου στο βόρειο Αιγαίο (λόγω της εισροής σχετικά κρύων υδάτων από την Μαύρη θάλασσα) είχε ως αποτέλεσμα την μείωση του σφάλματος πρόγνωσης τοπικά έως και 15% στις πενταήμερες προβλέψεις του μοντέλου.

Η διατριβή αυτή ανέδειξε συνολικά ότι: (α) οι ανταλλαγές θερμότητας επηρεάζονται από την σχετικά μικρή χωροχρονική κλίμακα αλληλεπίδρασης μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας πάνω από το Αιγαίο (β) καταγράφησαν υψηλές τιμές ροής ορμής κάτω από μέτριους έως ισχυρούς ανέμους στην περιοχή (γ) η προγνωστική ικανότητα του μοντέλου θαλάσσιας κυκλοφορίας ALERMO σχετικά με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, επηρεάστηκε από την εφαρμογή της νέας παραμετροποίησης του συντελεστή αεροδυναμικής αντίστασης και προέκυψε βελτίωση των προγνώσεων τοπικά έως και 25% την άνοιξη και το αντίθετο το καλοκαίρι. Τέλος σημειώνεται ότι θεωρείται αναγκαία περαιτέρω διερεύνηση των διαδικασιών ανάβλησης καθώς και της επίδρασης της τάσης του ανέμου σε παράκτιες περιοχές καθώς και πραγματοποίηση περισσότερων μετρήσεων των τυρβωδών ροών πάνω από το Αιγαίο, υπό μεγαλύτερο εύρος ταχύτητας του ανέμου, ευστάθειας της ατμόσφαιρας και κατάστασης κυματισμού της θαλάσσιας επιφάνειας.



## ABSTRACT

The main objectives of this thesis are (a) the experimental study of the turbulent fluxes of momentum, heat and humidity within the surface Marine Atmospheric Boundary Layer (MABL) over the Aegean Sea in the Eastern Mediterranean and (b) the impact from the implementation of a new parameterization of the drag coefficient ( $C_D$ ) for the momentum flux on the estimation of the sea surface temperature (SST) forecast skill of the oceanographic model ALERMO (Aegean and Levantine Eddy Resolving Model) over this area.

Micro-meteorological measurements within the surface MABL took place at the shoreline of two islands at northern (Skyros) and south-eastern (Karpathos) Aegean Sea of Greece, during summer 2011 and 2012. The primary goal of these experimental campaigns was to study turbulent fluxes over this part of the north-eastern Mediterranean Sea. The complex topography of the Aegean Sea and the special oceanographic features that consist of different spatial (up to  $10^2$  km) and temporal scales, is expected to have different impact on the exchanges at the air-sea interface while there are no reports of previous relevant studies over the region. During the first campaign additional meteorological and sea state data from five buoys of the Hellenic Centre of Marine Research, that were scattered over the Aegean Sea were obtained as well as daily SST satellite observations of 1/16 degrees resolution during both campaigns. It is worth to mention that the recorded mean wave periods at all buoys locations ranged from 2 to 8 sec and revealed the dominance of wind driven waves over the Aegean under etesian winds.

Eddy correlation analysis was applied to the turbulence records. The atmospheric conditions during both experiments were found to correspond mostly to neutral conditions at both sites ( $-0.04 < z/L < 0.5$ ). According to the results, it became evident that the short fetch of the air flow especially over the centre and northern Aegean, leads to diurnal air temperature variations which depending on the local SST, drive the magnitude as well as the sign of the surface heat fluxes. The recorded fluxes augmented mainly with increasing

temperature differences ( $T_{\text{air}}-T_{\text{sea}}$ ) that ranged from -1.5 to 4°C in total at the two sites and varied from -10 to 40 W/m<sup>2</sup> at the north and from -60 to 10 W/m<sup>2</sup> at the south site. Moisture fluxes were also found affected by the limited spatial and temporal scales of the responding air-sea interaction mechanism, when air flows from warmer to cooler waters resulted to small downward moisture fluxes that ranged up to few W/m<sup>2</sup>, under very weak stable conditions. The calculated turbulent exchange coefficients neutral values for heat and humidity presented increased scatter towards wind speed around their mean values,  $C_H = 1.45 \cdot 10^{-3}$  and  $C_E = 0.07 \cdot 10^{-3}$  respectively and were compared with other measurements results and known parameterizations mostly used from oceanographic models. The sensible heat flux was also estimated, based on calculations according to the viscous sublayer theory and compared with the measurements, in order to evaluate four different approaches for the length  $z_T$ , commonly used in the parameterization of atmospheric mesoscale models.

Friction velocity values from both campaigns varied within the same range (0.15-0.6 m/s), presented strong correlation with the wind speed at 10 m height ( $u_* \approx 0.04 \cdot U_{10}$ ) and were found to decrease with increasing stability. The calculated neutral drag coefficient ( $C_{DN}$ ) values at the same height for both sites was found to be constant in relation with the wind speed that ranged from 4 to 12 m/s in both sites records. The great majority of the obtained records from both sites gave higher values up to factor of two, compared with the estimations from the most widely used parametric formulas that came mostly from measurements over open seas and oceans. These enhanced values of drag coefficient should be attributed probably to the limited and variable fetch conditions within the complex topography of the semi-closed sea of the Aegean Sea. Regarding the model's implementation, a drag coefficient formula of wind speed for momentum transfer at the air-sea interface resulted in 0.01 confidence level, based on the available data from the southern-eastern Aegean expedition. With 92 hours of observations under near neutral conditions,  $C_{DN10}$  is given as an increasing linear function of the wind speed ( $U_{10}$ ).

The new parameterization is evaluated through the comparison of the model's predictions with satellite data regarding the sea surface temperature (SST). Thirty twin simulation experiments of 5-days, using two different drag coefficient parameterizations were carried out by the Aegean-Levantine Eddy Resolving Model (ALERMO) in a forecasting mode, covering all seasons and different wind field patterns for the year 2013, using the formula (HR) that is currently used by the model and the new  $C_D$  scheme (KH). Also two more, twin simulation experiments were performed, implementing the two formulas as functions of the air-sea temperature difference, according to HR scheme, in addition to the wind speed in order to investigate the influence of the stability at the model's forecast accuracy.

The new parameterization (KH) results to stronger surface forcing compared to HR scheme, with 30% higher values for winds up to 20m/s, under neutral conditions. A general enhancement of the kinetic energy of surface circulation (first 10m) of the order of 20% was observed while the circulation patterns did not present changes. Regarding the RMSE values between the model estimations and the SST observations, it was found that they increase during spring and summer due to the complexity of the circulation and the associated SST during this period of the year. Numerous differences were found in the forecast skill using both schemes during these periods, presumably as the result of horizontal advection and mixing of different temperature surface waters, far from intense SST variability sources, like coastal upwelling areas. During spring, the forecast skill was improved in the whole domain and in some areas the improvement reach locally up to 25%, in single 5-days runs, for example over Saronikos gulf in the Aegean and in the open Levantine Sea, south from Crete Island and the north-east Africa coasts. It should be noticed that over these areas increased errors were found with the wind forcing parameterization that is currently used by the model. On the contrary, during summer the new scheme induced increased seasonal errors up to 30% in the vicinity of coastal upwelling areas (even colder surface waters) mostly at the eastern coasts of the Aegean and the south coasts of Cyprus. Over these regions and near the north Aegean temperature front (due

to the inflow of the relatively cold Black Sea waters), the stability was found to improve locally the model's accuracy up to 15% in single 5-days runs.

This thesis highlights the following facts: (a) heat exchanges were found to be affected by the limited spatial and temporal scales of the responding air-sea interaction mechanism over the Aegean Sea. (b) increased momentum fluxes were found over the Aegean under moderate to strong winds (c) the SST forecast skill of the ALERMO ocean model over the Eastern Mediterranean was affected from the change in momentum transfer at the air-sea interface using an observational based parameterization for the drag coefficient; improved forecasts were found during spring and the opposite during summer (d) further investigation of coastal processes and the oceanic response to intense wind forcing in shallow areas is needed along with (e) additional turbulence measurements within the surface MABL over the Aegean Sea, under wider range of wind speed, stability and sea wave conditions.

# ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>ΠΡΟΛΟΓΟΣ</b>	<b>29</b>
<b>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b>	<b>31</b>
<b>2. ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ-ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ-ΘΑΛΑΣΣΑΣ</b>	<b>38</b>
2.1 Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα	38
2.1.1 Το Θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα	39
2.2 Θεωρητική προσέγγιση των τυρβωδών ροών στο ΑΟΣ	42
2.3 Το επιφανειακό ΘΑΟΣ	46
2.4 Η διεπιφάνεια ατμόσφαιρας-θάλασσας	49
2.5 Παραμετροποίηση των επιφανειακών ροών του ΘΑΟΣ	55
2.5.1 Ο αεροδυναμικός συντελεστής $C_D$	58
2.6 Το Οριακό Στρώμα της Θάλασσας	64
<b>3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΙ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ</b>	<b>68</b>
3.1 Πειραματικές Περιοχές	68
3.2 Πειραματικός Εξοπλισμός	71
3.3 Μετρήσεις Πεδίου	73
<b>4. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ</b>	<b>76</b>
4.1 Έλεγχος Ποιότητας Δεδομένων	76
4.2 Διόρθωση Δεδομένων λόγω κλίσης του ανεμομέτρου	84
4.3 Έλεγχος Υπόθεσης Στατικότητας	89
4.4 Υπολογισμοί Τυρβωδών Ροών	91
4.5 Το Ωκεανογραφικό Μοντέλο ALERMO (Aegean-Levantine Eddy Resolving Model)	95

4.5.1	Χρήση – Υπολογισμοί Μοντέλου.....	95
4.5.2	Επεξεργασία Δορυφορικών Δεδομένων .....	97
<b>5.</b>	<b>ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΘΑΟΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΟ ΑΙΓΑΙΟ.....</b>	<b>98</b>
5.1	Ανάπτυξη Εσωτερικού Οριακού Στρώματος.....	98
5.2	Μετεωρολογικές συνθήκες και κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας στην διάρκεια των πειραμάτων .....	104
5.3	Χαρακτηριστικά του επιφανειακού Θαλάσσιου ΑΟΣ.....	108
5.4	Μεταφορά Θερμότητας και Υγρασίας .....	115
5.5	Μεταφορά Ορμής.....	118
5.6	Συντελεστές Μεταφοράς Θερμότητας και Υγρασίας.....	122
5.6.1	Υπολογισμός των συντελεστών τυρβώδους μεταφοράς αισθητής ( $C_H$ ) και λανθάνουσας θερμότητας ( $C_E$ ).....	122
5.6.2	Σύγκριση υπολογισμών για την μεταφορά αισθητής θερμότητας ( $w'T'$ ) με την χρήση γνωστών παραμετροποιήσεων του ύψους $z_T$ .....	125
5.7	Ο Συντελεστής Μεταφοράς Ορμής ( $C_D$ ).....	132
5.7.1	Παραμετροποίηση του συντελεστή $C_D$ από τα δεδομένα των μετρήσεων .....	134
<b>6.</b>	<b>ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΑΕΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ (<math>C_D</math>) ΣΤΟ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ALERMO .....</b>	<b>141</b>
6.1	Περιοχή Μελέτης.....	142
6.1.1	Χαρακτηριστικά της θάλασσας του Αιγαίου .....	142
6.1.2	Η θάλασσα της Λεβαντίνης .....	146
6.2	Διαφορές των τιμών του συντελεστή $C_{DN10}$ στην περιοχή μελέτης .....	147
6.3	Επίδραση στην επιφανειακή κυκλοφορία.....	151
6.4	Σύγκριση προγνώσεων με δορυφορικές παρατηρήσεις.....	154

6.4.1 Μελέτη της επίδρασης της κατάστασης ευστάθειας της ατμόσφαιρας στην παραμετροποίηση του συντελεστή $C_{D10}$ , στην πρόγνωση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας .....	163
<b>7. ΓΕΝΙΚΗ ΣΥΖΗΤΗΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....</b>	<b>167</b>
7.1 Προτάσεις για μελλοντική έρευνα .....	174
<b>Βιβλιογραφία.....</b>	<b>176</b>

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 2.1.1: Τυπικό προφίλ θερμοκρασίας για την ατμόσφαιρα και τα ανώτερα στρώματα του ωκεανού (σχήμα από Jones and Toba, 2009).....	40
Σχήμα 2.3.1: Σχηματική απεικόνιση του κατακόρυφου (λογαριθμικού) προφίλ της ταχύτητας του ανέμου στο επιφανειακό ΘΑΟΣ (ύψους $\delta \sim 10^0\text{m}$ ) και του ιξώδους στρώματος (viscous sublayer, πάχους $10^{-3}\text{m}$ στην θάλασσα και $10^{-2}\text{m}$ στον αέρα).....	49
Σχήμα 2.4.1: Το κατακόρυφο προφίλ του ανέμου στο ιξώδες στρώμα (καμπύλη γραμμή) βάσει του μοντέλου LKB και στο επιφανειακό ΘΑΟΣ (ευθεία γραμμή), μαζί με σχετικές πειραματικές μετρήσεις (Recichardt 1940) (σχήμα από Liu et al 1979).....	51
Σχήμα 2.4.2: Το κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας στο ιξώδες στρώμα (καμπύλη γραμμή) βάσει του μοντέλου LKB και στο επιφανειακό ΘΑΟΣ (ευθεία γραμμή), μαζί με μετρήσεις από σχετικά πειράματα (Deissler and Eian 1952) (σχήμα από Liu et al 1979) .....	51
Σχήμα 2.4.3: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών του ύψους τραχύτητας $z_0$ (cm) στην επιφάνεια της θάλασσας και της ποσότητας $u_*^2/g$ (cm). Τα δεδομένα με τον δείκτη (S) προκύπτουν από μετρήσεις σε περιπτώσεις αεροδυναμικά λείας επιφάνειας και οι υπόλοιπες σε αεροδυναμικά τραχεία επιφάνεια. Στην τελευταία περίπτωση, η προκύπτουσα ευθεία αντιστοιχεί στην περίπτωση $z_0/(u_*^2/g) = a = 0.018$ (Charnock) (σχήμα από Wu 1980).....	54
Σχήμα 2.5.1: Οι καμπύλες ανταποκρίνονται στις τιμές του συντελεστή μεταφοράς θερμότητας ( $C_H$ ) που προκύπτουν με την χρήση των εξισώσεων του μοντέλου LKB, συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου στα 10m, για διαφορετικές τιμές διαφοράς θερμοκρασίας θάλασσας- αέρα ( $T_s-T$ ), σε συνθήκες θερμοκρασίας θάλασσας $10^\circ\text{C}$ και σχετικής υγρασίας 70% (σχήμα από Liu et al. 1978).....	58
Σχήμα 2.5.2: Διάγραμμα διασκόρπισης τιμών του αεροδυναμικού συντελεστή και του αριθμού $R_r$ (σχήμα από Sethuraman and Raynor 1975).....	59
Σχήμα 2.5.3: Ο συντελεστής αντίστασης παρουσιάζει αύξηση σε ασθενές πεδίο ανέμων λόγω του ιξώδους βάσει μετρήσεων από διάφορα πειράματα.....	60



Σχήμα 2.5.4: Σε χαμηλές ταχύτητες ανέμου, η τιμή του συντελεστή αντίστασης ελαττώνεται με την αύξηση του χρόνου ολοκλήρωσης .....	61
Σχήμα 2.5.5: Μέσες τιμές του ουδέτερου συντελεστή αντίστασης ( $C_{D10N}$ ) σαν συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου για 7 κατηγορίες ηλικίας κύματος ( $C_p/u^*$ ) στο ύψος των 10m. (σχήμα από Vickers and Mahrt, 1997)	63
Σχήμα 2.6.1: Το κατακόρυφο προφίλ της ταχύτητας των ανεμογενών ρευμάτων (σπείρα Eckman) .....	65
Σχήμα 4.1.1: Τα στάδια ελέγχου ποιότητας και επεξεργασίας των μετρήσεων, για την εκτίμηση των τυρβωδών ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο επιφανειακό ΘΑΟΣ. Ο έλεγχος ποιότητας βασίστηκε επίσης στην οπτική επιθεώρηση των θεωρούμενων (από τα κριτήρια ελέγχου) προβληματικών δεκάλεπτων εγγραφών (βλ. σχήμα 4.1.3).....	77
Σχήμα 4.1.2: Χαρακτηριστικά παραδείγματα spikes σε δεκάλεπτες χρονοσειρές δεδομένων (10Hz), για n=7 στην σχέση 4.1.1.....	79
Σχήμα 4.1.3: Καταγραφή με πρόβλημα resolution του ηχητικού ανεμομέτρου [sonic, w συνιστώσα (m/s)], σε παράθυρο ελέγχου δέκα λεπτών εγγραφών στα 20Hz .....	80
Σχήμα 4.2.1: Αριστερά: Παράδειγμα πολλαπλής παλινδρόμησης (Paw U et al., 2000). Δεξιά: Οι στροφές περί των αξόνων y (pitch), x (roll), and z (yaw) .....	86
Σχήμα 4.2.2: Οι συσχετισμένες λόγω κλίσης του ιστού μέσες δεκάλεπτες τιμές των τριών συνιστωσών του ανέμου πριν την εφαρμογή της διόρθωσης (μπλε σημεία), από το πείραμα της Σκύρου. Με κόκκινα σημεία παρουσιάζονται οι διορθωμένες τιμές.....	88
Σχήμα 4.3.1: Η χρονοσειρά του συντελεστή $\beta$ για τα στατικά και τα μη στατικά δεδομένα από το πείραμα στην νήσο Κάρπαθο .....	90
Σχήμα 5.1.1: Η δομή του ΕΟΣ που αναπτύχθηκε μετά την αλλαγή της επιφανειακής τραχύτητας, $\delta$ το βάθος του σε απόσταση x από το όριο (Savel'yev and Taylor, 2004).....	96

Σχήμα 5.1.2: Το ύψος ( $\delta$ ) του ΕΟΣ υπό αδιαβατικές συνθήκες, κατά την μετάβαση από λεία σε τραχεία επιφάνεια βάσει των σχέσεων 3.1.1 και 3.1.2, σύμφωνα με τους Schofield (1975), Wood 1982, Pendergrass and Aria (1984) , Jegede and Fokenu (1999) και Cheng and Castro (2002).....	100
Σχήμα 5.1.3: Η δομή του θερμικού ΕΟΣ που αναπτύσσεται πάνω από την ξηρά, όταν ο αέρας πάνω από την θάλασσα χαρακτηρίζεται από ευσταθείς (a, πάνω) και ουδέτερες (b, κάτω) συνθήκες ευστάθειας (σχήμα από Stunder and Sethurman 1985) .....	101
Σχήμα 5.1.4: Οι χρονοσειρές των θερμοκρασιών στην Κάρπαθο (από 12:00 03/08/2012 έως 12:00 04/08/2012), στα τρία (3) επίπεδα, της παραμέτρου ευστάθειας $z/L$ και της διεύθυνσης του ανέμου στα 14.5m, για ταχύτητες ανέμου από 5 έως 8m/s. Με διακεκομμένες οριζόντιες γραμμές πλαισιώνονται οι τιμές του συντελεστή $z/L$ , οι οποίες θεωρείται ότι αντιστοιχούν σε ουδέτερες συνθήκες ( $ z/L  < 0.02$ ).....	102
Σχήμα 5.1.6: Οι χρονοσειρές των θερμοκρασιών ( $\pm 0.1C$ ) στην Σκύρο (από 01:00 πμ έως 07:00 πμ στις 04/09/2011), στα τρία (3) επίπεδα, της παραμέτρου ευστάθειας $z/L$ και της διεύθυνσης του ανέμου στα 10m, για ταχύτητες ανέμου από 8 έως 11m/s .....	103
Σχήμα 5.2.1: Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σημαδούρας κοντά στο βόρειο άκρο της Σκύρου .....	105
Σχήμα 5.2.2: Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σημαδούρας στη Μύκονο.....	105
Σχήμα 5.2.3: Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της	

θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σημαδούρας δυτικά της Λήμνου.....	106
Σχήμα 5.2.4: Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σημαδούρας νοτιοδυτικά της Λέσβου .....	106
Σχήμα 5.2.5: Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σημαδούρας στο βόρειο Κρητικό Πέλαγος.....	107
Σχήμα 5.3.1: Πάνω: Οι χρονοσειρές της ταχύτητας του ανέμου, της ταχύτητας τριβής και της αληθούς θερμοκρασίας. Κάτω : Οι χρονοσειρές της θερμοκρασίας του αέρα και της θάλασσας στα 3m πάνω και κάτω από την επιφάνεια από την σημαδούρα ανάντη του ιστού, η μεταφορά αληθούς θερμότητας (αισθητής και λανθάνουσας) και ο συντελεστής ευστάθειας στην πειραματική περιοχή της Σκύρου. Οι σημειωμένες τιμές στο άξονα του χρόνου ανταποκρίνονται στις 18:00 (ΤΩ).....	109
Σχήμα 5.3.2: Πάνω: Οι χρονοσειρές της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου και της ταχύτητας τριβής. Κάτω : Οι χρονοσειρές της θερμοκρασίας του αέρα στον ιστό, της επιφάνειας της θάλασσας, η πυκνότητα υδρατμών, η μεταφορά αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στην πειραματική περιοχή της Καρπάθου. Οι σημειωμένες τιμές στο άξονα του χρόνου ανταποκρίνονται στις 00:00 (ΤΩ) οι μεγάλες και στις 12:00 (ΤΩ) οι μικρές.....	110
Σχήμα 5.3.3: Ισοβαρικός χάρτης επιφάνειας (2mbar) στο επίπεδο της θάλασσας (MSL), στις 12:00 (ΤΩ) την 02/08/2012. Σημειωμένες στο χάρτη είναι επίσης η τοποθεσίες των buoys στην διάρκεια του πρώτου πειράματος : Σκύρος-1, Λήμνος-2, Λέσβος-3, Μύκονος-4, βόρειο Κρητικό Πέλαγος-5 και με σταυρό οι δύο πειραματικές περιοχές .....	112

Σχήμα 5.3.4: Ισοβαρικός χάρτης επιφάνειας (2mbar) στο επίπεδο της θάλασσας (MSL), στις 12:00 (ΤΩ) την 06/08/2012. Σημειωμένες στο χάρτη είναι επίσης η τοποθεσίες των buoys στην διάρκεια του πρώτου πειράματος : Σκύρος-1, Λήμνος-2, Λέσβος-3, Μύκονος-4, βόρειο Κρητικό πέλαγος-5 και με σταυρό οι δύο πειραματικές περιοχές .....	112
Σχήμα 5.3.5: Αποτέλεσμα δορυφορικών μετρήσεων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (a) στις 05/09/2011, (b) στις 01/08/12, (c) στις 03/08/12, (d) στις 05/08/12 και (e) στις 08/08/12. Η περιοχή των σχημάτων b, c, d και e αντιστοιχεί στην επιλεγμένη περιοχή του σχήματος (a). Το κελί το οποίο αντιστοιχεί στην περιοχή ανάντη του ιστού είναι σημειωμένο στα σχήματα b, c, d, e.....	114
Σχήμα 5.4.1: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς αληθούς θερμότητας με την διαφορά θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας, από τα δύο πειράματα στο βόρειο και νοτιοανατολικό Αιγαίο .....	115
Σχήμα 5.4.2.: Διάγραμμα διασκόρπισης της μεταφοράς αληθούς και λανθάνουσας θερμότητας με την παράμετρο ευστάθειας στις δύο πειραματικές περιοχές. Στο διάγραμμα δεν παρουσιάζονται δεδομένα για τιμές για του συντελεστή ευστάθειας πάνω από την τιμή 0.5 (6 δεκάλεπτες τιμές) από το πείραμα στην Κάρπαθο. ....	116
Σχήμα 5.4.3: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας με τις τιμές της μεταφοράς αισθητής θερμότητας στο νότιο-ανατολικό Αιγαίο. Με διαφορετικά χρώματα παρουσιάζονται οι τιμές που αντιστοιχούν σε ευσταθείς (μπλε), ουδέτερες (μαύρο) και ελαφρώς ασταθείς (κόκκινο) συνθήκες ευστάθειας. ....	117
Σχήμα 5.5.1: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς ορμής στις δύο πειραματικές περιοχές με την παράμετρο ευστάθειας. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι τιμές στην Κάρπαθο και με μπλε στην Σκύρο. Οι διακεκομμένες γραμμές ορίζουν την περιοχή στην οποία η κατάσταση ευστάθειας της ατμόσφαιρας θεωρείται ουδέτερη ( $ z/L  < 0.02$ ) .....	119

Σχήμα 5.5.2: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς ορμής στις δύο πειραματικές περιοχές με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι τιμές στην Κάρπαθο και με μπλε στην Σκύρο. Οι γραμμές αντιστοιχούν στις γραμμές παλινδρόμησης στα δεδομένα του κάθε πειράματος (πίνακας 3.5.2).....	120
Σχήμα 5.6.1.1: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των συντελεστών μεταφοράς θερμότητας (μαύρο) και υγρασίας (μπλε) με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m στην Κάρπαθο, για $\Delta T_{a-s} > 1^{\circ}\text{C}$ . Οι δύο καμπύλες αντιστοιχούν στις αντίστοιχες προβλέψεις του μοντέλου LKB για τις τιμές των συντελεστών ενώ η διακεκομμένη ευθεία γραμμή αντιστοιχεί στην σταθερή τιμή των Kondo 1975.....	123
Σχήμα 5.6.1.2: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των συντελεστών μεταφοράς υγρασίας με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m στην Κάρπαθο, για $\Delta T_{a-s} > 1^{\circ}\text{C}$ .....	123
Σχήμα 5.6.2.1: Διαγράμματα διασκόρπισης των μετρήσεων και της εκτίμησης του μοντέλου LKB (viscous, a) ή ελλείπει υπολογισμών (No viscous, b) για το ιξώδες στρώμα της διεπιφάνειας, για $\Delta T_{a-s} > 1^{\circ}\text{C}$ . Η ευθεία γραμμή αντιπροσωπεύει την ευθεία $y=x$ .....	128
Σχήμα 5.6.2.2: Διαγράμματα διασκόρπισης των μετρήσεων και της εκτίμησης του μοντέλου LKB της μεταφοράς αισθητής θερμότητας για όλα τα σενάρια A1B1 (a), A1B2 (b), A2B1 (c), A2B2 (d) στα δεδομένα της Καρπάθου για $\Delta T_{a-s} > 1^{\circ}\text{C}$ . Η ευθεία γραμμή αντιπροσωπεύει την ευθεία $y=x$ .....	129
Σχήμα 5.6.2.3: Οι χρονοσειρές των μετρήσεων (κόκκινη γραμμή) και της εκτίμησης του μοντέλου LKB (μπλε γραμμή) της μεταφοράς αισθητής θερμότητας, η θερμοκρασία του αέρα (μαύρη γραμμή) και της επιφάνειας θάλασσας (μαύρη διακεκομμένη γραμμή) για την περίοδο από 10:00 (ΤΩ) στις 06/08/12 έως τις 22:00 (ΤΩ) στις 09/08/12 στην Κάρπαθο, για το σενάριο A1B1. Σημειωμένες θέσεις στον άξονα του χρόνου εμφανίζονται ανά 12 ώρες.....	130
Σχήμα 5.6.2.4: Οι χρονοσειρές των μετρήσεων (κόκκινη γραμμή) και της εκτίμησης του μοντέλου Brutsaert (μπλε γραμμή) της μεταφοράς αισθητής θερμότητας, η θερμοκρασία του αέρα (μαύρη γραμμή) και της επιφάνειας	

θάλασσας (μαύρη διακεκομμένη γραμμή) για την περίοδο α από 10:00 (ΤΩ) στις 06/08/12 έως τις 22:00 (ΤΩ) στις 09/08/12 στην Κάρπαθο, για το σενάριο A2B2. Σημειωμένες θέσεις στον άξονα του χρόνου εμφανίζονται ανά 12 ώρες.....	131
Σχήμα 1: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των αεροδυναμικού συντελεστή $C_{DN10}$ στην Σκύρο (κόκκινο) και στην Κάρπαθο (μπλε) με την παράμετρο ευστάθειας ( $z/L$ ) .....	132
Σχήμα 5.7.1: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των αεροδυναμικού συντελεστή $C_{DN10}$ στην Κάρπαθο (κόκκινο) και στη Σκύρο (μπλε) με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m. Παρουσιάζονται επίσης οι τιμές δεδομένων σε κάθε κελί εύρους 1m/s της ταχύτητας του ανέμου ενώ σημειώνεται η μέση τιμή και η εκτιμώμενη τυπική απόκλιση από την μέση τιμή σε κάθε κελί στα δεδομένα κάθε πειράματος.....	133
Σχήμα 5.7.2: Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των αεροδυναμικού συντελεστή $C_{D10}$ στην Κάρπαθο υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας ( $ z/L  < 0.02$ ) με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m και η προκύπτουσα γραμμή παλινδρόμησης σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99% (πίνακας 5.7.1.1) .....	135
Σχήμα 5.7.1.1: Η προκύπτουσα παραμετροποίηση του συντελεστή $C_{DN10}$ από τα δεδομένα της Καρπάθου (μπλε γραμμή) καθώς και οι αντίστοιχες καμπύλες των Large and Pond (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή), του Smith (γκρι διακεκομμένη), του Garrat (μαύρη γραμμή) και των Hellerman and Rosenstein (μαύρη διακεκομμένη γραμμή) συναρτήσεως της έντασης του ανέμου στο ύψος των 10m (πίνακας 3.7.2).....	137
Σχήμα 5.7.1.2: Η προκύπτουσα παραμετροποίηση του συντελεστή $C_{DN10}$ από τα δεδομένα της Καρπάθου (μπλε γραμμή) μαζί με την καμπύλη των Hellerman and Rosenstein υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας με ( $c_2 \neq 0$ , γκρι γραμμή) και χωρίς ( $c_2 = 0$ , κόκκινη γραμμή) τον δευτεροβάθμιο συντελεστή $c_2$ της εξίσωσης (πίνακας 4.5.2), συναρτήσεως της έντασης του ανέμου στο ύψος των 10m. Με διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η ποσοστιαία επί της εκατό μείωση των τιμών του συντελεστή για $c_2 \neq 0$ σε σχέση με τις τιμές για $c_2 = 0$ .....	139

Σχήμα 6.1.1.2: Η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας βάσει των δορυφορικών παρατηρήσεων για την πρώτη ημέρα κάθε πενταήμερης περιόδου πρόγνωσης του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης, το έτος 2013.....	145
Σχήμα 6.2.1: Τα πεδία των μέσων ημερήσιων τιμών του μέτρου της έντασης (b, κάτω) και του διανύσματος της ταχύτητας του ανέμου (a, πάνω) στα 10m πάνω από την θάλασσα, για την 01/08/2013 .....	147
Σχήμα 6.2.2: Τα πεδία των μέσων ημερήσιων τιμών του συντελεστή $C_{DN10}$ (a, πάνω) με την χρήση της παραμετροποίησης που προτείνεται από την διατριβή (KH) και της διαφοράς των τιμών (b, κάτω) με τις αντίστοιχες της παραμετροποίησης που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR), για την 01/08/2013.....	148
Σχήμα 6.2.3: Τα πεδία των μέσων ημερήσιων ποσοστιαίων διαφορών των τιμών του συντελεστή $C_{DN10}$ με την χρήση και χωρίς της επίδρασης της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα θάλασσας στις τιμές του συντελεστή με την χρήση της νέας παραμετροποίησης (a, πάνω) και της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από το επίπεδο $1\sigma$ του μοντέλου (b, κάτω), για την 01/08/2013.....	150
Σχήμα 6.3.1: Το πεδίο τιμών της κινητικής ενέργειας των πρώτων 10m της θάλασσας (πάνω, a) και της ποσοστιαίας διαφοράς (κάτω, b) των αντίστοιχων τιμών με την χρήση των δύο σχημάτων παραμετροποίησης (KH-HR) .....	152
Σχήμα 6.3.2: Το πεδίο τιμών της μέσης ποσοστιαίας διαφοράς για όλη την περίοδο μελέτης, της κινητικής ενέργειας των πρώτων 10m της θάλασσας με την χρήση των δύο σχημάτων παραμετροποίησης (KH-HR) σε σχέση με το σχήμα (HR) που χρησιμοποιείται.....	153
Σχήμα 6.4.1: Η χρονοσειρά των μέσων τυπικών αποκλίσεων (RMSE) των προγνώσεων του μοντέλου για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε σύγκριση με τις δορυφορικές μετρήσεις, με την χρήση του νέου σχήματος (KH, μπλε χρώμα) και του σχήματος που χρησιμοποιείται από το μοντέλο (HR, κόκκινο χρώμα), ολοκληρωμένων για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης.....	154
Σχήμα 6.4.2: Τα πεδία της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από το επίπεδο $1\sigma$ του μοντέλου (a, πάνω), για την 05/08/2012, και των μέσων	

ημερήσιων διαφορών των τιμών της πρόγνωσης από το μοντέλο, με την χρήση και των δύο σχημάτων παραμετροποίησης (KH αριστερά b, HR δεξιά c). Στα σχήματα (b) και (c), με κόκκινο χρώμα εμφανίζεται η υπερεκτίμηση και με μπλε η υποεκτίμηση της πρόγνωσης του μοντέλου.....	157
Σχήμα 6.4.3: Το πεδίο των μέσων ημερήσιων διαφορών (KH-HR) της αλατότητας στα πρώτα 10m της θάλασσας, μεταξύ των προγνώσεων του μοντέλου με την χρήση των δύο σχημάτων παραμετροποίησης, για την 05/08/2012 .....	158
Σχήμα 6.4.4: Οι μέσες τυπικές αποκλίσεις των τιμών της μέσης ημερήσιας επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, των προγνώσεων του μοντέλου από τις δορυφορικές μετρήσεις με την παραμετροποίηση του μοντέλου (a, αριστερά) και η μέση ποσοστιαία διαφορά (b, δεξιά) των αποκλίσεων του μεταξύ των δύο παραμετροποιήσεων (KH, HR) σε σχέση με αυτή που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR), ολοκληρωμένες ανά 0.5° για κάθε εποχή της περιόδου μελέτης. Σε κόκκινο χρώμα αντιστοιχεί η εισαγωγή σφάλματος και σε μπλε η βελτίωση των εκτιμήσεων του μοντέλου, με την χρήση της νέας παραμετροποίησης.....	161
Σχήμα 6.4.5: Οι μέσες ποσοστιαίες διαφορές των αποκλίσεων από τις δορυφορικές παρατηρήσεις μεταξύ των δύο παραμετροποιήσεων (KH, HR) σε σχέση με την παραμετροποίηση που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR) ολοκληρωμένες ανά 0.5° για όλη την περίοδο μελέτης. Σε κόκκινο χρώμα αντιστοιχεί η εισαγωγή σφάλματος και σε μπλε η βελτίωση των εκτιμήσεων του μοντέλου, με την χρήση της νέας παραμετροποίησης .....	162
Σχήμα 6.4.1.1: Οι μέσες ποσοστιαίες διαφορές (KH - KH <sub>ΔΤ</sub> ) των αποκλίσεων από τις δορυφορικές παρατηρήσεις με την χρήση και χωρίς των συντελεστών ευστάθειας στην παραμετροποίηση (KH) σε σχέση με την ίδια παραμετροποίηση υπό ουδέτερες συνθήκες, ολοκληρωμένες ανά 1°, για όλη την περίοδο μελέτης. Σε μπλε χρώμα αντιστοιχεί η εισαγωγή σφάλματος και σε κόκκινο η βελτίωση των εκτιμήσεων του μοντέλου .....	164



## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 3.1.1: Οι πειραματικές περιοχές στις νήσους Σκύρο στο βόρειο Αιγαίο (38°55'29.05"N 24°34'48.21"E) και Κάρπαθο στο νότιο-ανατολικό Αιγαίο (38°27'34.46"N 27°05'52.99"E) και οι θέσεις των buoys (1) Σκύρος 39°12'N 24°465'E, (2) Λήμνος 39°97'N24°72'E, (3) Λέσβος 39°16'N25°81'E, (4) Μύκονος 37°52'N25°47'E, (5) Βόρειο Κρητικό Πέλαγος 35°78'N24°92'E.....	69
Εικόνα 3.1.2: Οι πειραματικές περιοχές στην Σκύρο (a) και στην Κάρπαθο (b) .....	72
Εικόνα 3.2.1: Οι μετεωρολογικοί ιστοί στην Κάρπαθο (πάνω: αριστερά ανατολική όψη, δεξιά νότια όψη), και στην Σκύρο (κάτω: αριστερά νοτιοδυτική όψη, δεξιά νότια όψη).....	73
Εικόνα 3.3.1: Οπτική επισκόπηση εγγραφών πέντε λεπτών (5min, 20Hz) του ηχητικού ανεμογράφου Gill, μέσω του προγράμματος που δημιουργήθηκε για τις ανάγκες των πειραμάτων .....	75
Εικόνα 4.1.4: Τομείς θαλασσίων διευθύνσεων στην πειραματικής περιοχή στην Σκύρο.....	84
Εικόνα 4.1.5: Τομέας θαλασσίων διευθύνσεων στην πειραματική περιοχή στην Κάρπαθο.....	85
Εικόνα 4.5.1: Η περιοχή κάλυψης και η χωρική διακριτοποίηση (3km) του μοντέλου ALERMO, με 316 κελιά (grid) στον μεσημβρινό και 493 στον ισημερινό άξονα .....	97
Εικόνα 6.1.1.1: Η επιφανειακή κυκλοφορία στο Αιγαίο βάσει μετρήσεων από drifter buoys (διδακτορική διατριβή του Δρ. Βερβάτη Β., 2012). Με διαφορετικά χρώματα παρουσιάζεται το βάθος της θάλασσας, σύμφωνα με την αντίστοιχη κλίμακα .....	143
Εικόνα 6.1.2.1: Οι κυριότερες δομές της επιφανειακής κυκλοφορίας στη θάλασσα της Λεβαντίνης (Malanotte-Rizzoli, 2001) .....	146

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 2.4.1: Οι τιμές των συντελεστών $a_1$ , $a_2$ και $b_1$ , $b_2$ για τον υπολογισμό των λόγων $z_T \cdot u^*/v$ και $z_Q \cdot u^*/v$ από την σχέση X (πίνακας από Liu et al 1979) .....	53
Πίνακας 4.1.1: Ποσοστιαίο πλήθος spikes ανά δεκάλεπτο για κάθε ημέρα, μέσο και μέγιστο πλήθος για όλες τις ημέρες (δεδομένα πειράματος στην Κάρπαθο).....	78
Πίνακας 4.1.2: Δεκάλεπτα στα οποία εντοπίστηκαν προβληματικές εγγραφές στο πείραμα της Σκύρου. Εντός παρένθεσης παρουσιάζονται τα μέγιστα ποσοστά των προβληματικών εγγραφών επί των αντίστοιχων δεκαλέπτων.....	82
Πίνακας 4.2.1: Οι γωνίες στροφής ( $\alpha, \beta$ ) των δεδομένων ( $u, v, w$ ), λόγω κλίσης του ανεμομέτρου από την πραγματική κατακόρυφο, με την χρήση της τεχνικής Planar Fit .....	87
Πίνακας 5.5.1: Οι υπολογιζόμενες γραμμικές παραμετροποιήσεις της ταχύτητας τριβής συναρτήσει της ταχύτητας ανέμου στις δύο πειραματικές περιοχές .....	121
Πίνακας 5.5.2: Η γραμμές παλινδρόμησης των τιμών μεταφοράς ορμής συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου στα 10m ύψος από τα δύο πειράματα στο βόρειο και στο νότιο Αιγαίο μαζί με τις ευθείες βάσει της ανάλυσης των Foreman and Emeis, συνολικά αλλά και από μετρήσεις νότια των ακτών της Γαλλίας (FETCH) στην δυτική Μεσόγειο .....	121
Πίνακας 5.6.2.1: Η μέση και μέγιστη ποσοστιαία τυπική απόκλιση (RMSE) των προβλέψεων της μεταφοράς αισθητής θερμότητας με την χρήση των εξισώσεων του μοντέλου LKB, των Jancic και Brutsaert και του ύψους τραχύτητας $z_0$ , για το ύψος $z_T$ στη σχετική εξίσωση του λογαριθμικού προφίλ (σχέση 5.6.2.3) .....	127
Πίνακας 5.7.1.1: Η υπολογιζόμενη γραμμική παραμετροποίηση του συντελεστή $C_{DN10}$ συναρτήσει της ταχύτητας ανέμου, από δεδομένα του πειράματος στο νοτιοανατολικό Αιγαίο .....	135
Πίνακας 5.7.1.2: Παραμετροποιήσεις του αεροδυναμικού συντελεστή $C_{DN10}$ με την ταχύτητα ανέμου, σύμφωνα με τους Large and Pond, Smith, Garrat και από τα δεδομένα του πειράματος στην Κάρπαθο (KH).....	136

Πίνακας 5.7.1.3: Οι τιμές των συντελεστών της συναρτησιακής σχέσης του συντελεστή $C_{DN10}$ με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m ύψος υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας, της νέας παραμετροποίησης KH ( $c_0, c_1$ ) και της HR ( $c_0, c_1, c_2$ ) και οι τιμές των συντελεστών της HR συναρτήσεως της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας ( $c_3, c_4, c_5$ ).....	138
Πίνακας 6.3.1: Εποχική μέση ποσοστιαία αύξηση της κινητικής ενέργειας των πρώτων 10m της θάλασσας με την χρήση του νέου σχήματος $[(KH - HR_{\Delta T=0})/HR_{\Delta T=0}]$ για όλη την περιοχή μελέτης .....	151
Πίνακας 6.4.1: Τιμές των μέσων τυπικών αποκλίσεων (RMSE) των προγνώσεων ( $1\sigma$ ) της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από τις δορυφορικές μετρήσεις, με την χρήση των δύο παραμετροποιήσεων, με την χρήση και χωρίς της επίδρασης της ευστάθειας στις τιμές του συντελεστή $C_{DN10}$ , για όλη την περίοδο μελέτης.....	155

*Αφιερωμένο στους γονείς μου  
Θύμιο και Μαρία*

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή υλοποιήθηκε στον Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας του Τμήματος Φυσικής του ΕΚΠΑ, με αντικείμενο την παραμετροποίηση των συντελεστών μεταφοράς ορμής, θερμότητας και υγρασίας του Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος και την εφαρμογή σε ατμοσφαιρικό ή/και σε ωκεανογραφικό μοντέλο. Βασικός στόχος της διατριβής υπήρξε αρχικά η πραγματοποίηση μετρήσεων πεδίου των τυρβωδών ροών πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου, για πρώτη φορά έως σήμερα, για τη μελέτη των χαρακτηριστικών του επιφανειού ΘΑΟΣ στην περιοχή αυτή. Οι μετρήσεις έλαβαν χώρα πλησίον της ακτογραμμής των νήσων Σκύρου και Καρπάθου, τα καλοκαίρια 2011 και 2012 αντίστοιχα. Δεύτερος βασικός στόχος της διατριβής, υπήρξε η αξιολόγηση μίας προκύπτουσας παραμετροποίησης για την μεταφορά της ορμής, η οποία εφαρμόσθηκε στο ωκεανογραφικό μοντέλο ALERMO του Πανεπιστημίου Αθηνών, για την περιοχή του Αιγαίου και της Λεβαντίνης. Η αξιολόγηση έλαβε χώρα μέσω της σύγκρισης των προγνώσεων του μοντέλου με διαθέσιμες δορυφορικές παρατηρήσεις σχετικά με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, χρησιμοποιώντας τόσο το υπάρχον στο μοντέλο όσο και το νέο σχήμα παραμετροποίησης για την μεταφορά ορμής από την ατμόσφαιρα.

Η εκπόνηση της παρούσας διδακτορικής διατριβής υπήρξε μία μεγάλη πρόκληση για εμένα, η οποία έγινε πραγματικότητα με την επιστημονική καθοδήγηση και την αμέριστη βοήθεια του υπεύθυνου Καθηγητή κ. Κωνσταντίνου Γ. Χέλμη, τον οποίο ευχαριστώ θερμά. Ένα σημαντικό μέρος της διατριβής έλαβε χώρα και με την καθοδήγηση του Επίκουρου Καθηγητή κ. Σοφιανού Σαράντη, τον οποίο θα ήθελα ιδιαίτερος να ευχαριστήσω καθώς και τα μέλη της ερευνητικής ομάδας του εργαστηρίου Ωκεανογραφίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, Χρυσάυγη Ευριδίκης και Παπαποστόλου Αλέξανδρου, για την υποδειγματική συνεργασία τους. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον Καθηγητή κ. Κάλλο Γιώργο για τις επικοινωνητικές συζητήσεις μαζί του στην διάρκεια της διατριβής, τον διδάκτορα

Χριστόφορο Χαλιό για την βοήθειά του σε θέματα οργανολογίας και τον αντισμήναρχο μετεωρολόγο Αρμένη Γεράσιμο για την παροχή απαραίτητων για την μελέτη μετεωρολογικών δεδομένων από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία. Για την πολύτιμη συμβολή τους στην πραγματοποίηση των μετρήσεων θέλω να ευχαριστήσω τον διδάκτορα Σγουρό Γιώργο, τους φυσικούς Αρναούτη Σπύρο και Γιαλιτάκη Άννα καθώς και τον μεταπτυχιακό Μούσχουρα Παναγιώτη για την βοήθειά του στην επεξεργασία των δεδομένων. Το μεγαλύτερο ευχαριστώ, το οφείλω στους γονείς μου και στον αδερφό μου, οι οποίοι δεν έλλειψαν στιγμή από το πλευρό μου.

## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή έχει ως αντικείμενο την παραμετροποίηση των συντελεστών μεταφοράς ορμής, θερμότητας και υγρασίας του θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος και την εφαρμογή σε ατμοσφαιρικό ή/και σε ωκεανογραφικό μοντέλο.

Η ακριβέστερη πρόβλεψη έντονων βροχοπτώσεων και θυελλωδών ανέμων έγκειται σε μεγάλο βαθμό στην σωστή παραμετροποίηση των επιφανειακών ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας (Pastor et al. 2001, Belamari 2005, Lebeaurin et al. 2006) πάνω από την θάλασσα ενώ επηρεάζεται και από την τοπογραφία (Benjamin et al. 1986a,b). Ο στόχος της βελτιστοποίησης της πρόγνωσης καθιστά την συγκεκριμένη έρευνα επίκαιρη και εναρμονισμένη με τις ανάγκες της επιστημονικής κοινότητας για σωστότερη αποτύπωση της σύζευξης ατμοσφαιρικής και θαλάσσιας κυκλοφορίας, δεδομένης της έμφασης που δίνει τα τελευταία χρόνια η παγκόσμια επιστημονική κοινότητα στην ανάπτυξη συστημάτων σωστής πρόγνωσης, με έμφαση στο ρόλο των ωκεανών (προγράμματα GMES και ECOOP). Επίσης, η δυνατότητα εφαρμογής βελτιωμένης πρόγνωσης στο πλαίσιο Εθνικών Επιχειρησιακών Προγραμμάτων και ιδιαίτερα στον ευαίσθητο χώρο του Αιγαίου Πελάγους, συντελεί στην έγκαιρη λήψη των απαραίτητων μέτρων για την αποφυγή ανθρώπινων και υλικών απωλειών και στην χάραξη κατάλληλου σχεδιασμού των υποδομών του Ελλαδικού χώρου.

Το θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΘΑΟΣ) είναι το τμήμα της τροπόσφαιρας το οποίο επηρεάζεται άμεσα από την παρουσία της επιφάνειας της θάλασσας. Το επιφανειακό στρώμα του ΘΑΟΣ περιλαμβάνει τα πρώτα μέτρα του ΑΟΣ και παρουσιάζει μικρές αποκλίσεις από το θεωρητικό υπόδειγμα σταθερών τυρβωδών ροών των Monin-Osbuckon (1954), δεδομένου ότι πάνω από την θάλασσα πληρούνται σε μεγάλο βαθμό οι απαιτήσεις για ύπαρξη οριζόντιας ομοιογένειας και στατικότητας. Ακριβώς στην διεπιφάνεια αέρα και θάλασσας, η μοριακή διάχυση κυριαρχεί της τυρβώδους ανάμιξης. Οι ανταλλαγές μάζας και ενέργειας μέσω της διεπιφάνειας λαμβάνουν χώρα με την πιο αργή διαδικασία της μοριακής διάχυσης, σε σχέση με την πιο γρήγορη τυρβώδη διαδικασία των πλησιέστερων στρωμάτων αέρα ή νερού. Από την άλλη μεριά της διεπιφάνειας, ιδιαίτερα η ανταλλαγή ορμής με την ατμόσφαιρα είναι κατά κύριο λόγο υπεύθυνη για την ανάπτυξη και τυρβώδη ανάμιξη του αντίστοιχου οριακού στρώματος της θάλασσας, για την επιφανειακή αλλά και κατακόρυφη κυκλοφορία των υδάτων καθώς και την παραγωγή των επιφανειακών κυμάτων.

Για την προσομοίωση των παραπάνω διεργασιών και την χρησιμοποίησή τους σε μοντέλα πρόγνωσης, έχει πραγματοποιηθεί μεγάλος αριθμός πειραμάτων, κυρίως στην ανοικτή θάλασσα, με στόχο την παραμετροποίηση των ανταλλαγών ενέργειας και μάζας, με τη μορφή κατάλληλων ημι-εμπειρικών σχέσεων και τη χρήση βασικών μετεωρολογικών παραμέτρων, εύκολα μετρήσιμων. Το πείραμα TOGA (Tropical Ocean-Global Atmosphere, 1992) αποτελεί ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα πραγματοποίησης σχετικών μετρήσεων πάνω από την ανοικτή θάλασσα, πάνω από τον δυτικό Ατλαντικό Ωκεανό. Η προκύπτουσα παραμετροποίηση των επιφανειακών ροών

από το πείραμα αυτό (Fairall et al. 2003), αποτελεί έως σήμερα ίσως τον περισσότερο επιτυχημένο (Brunke et al. 2002) και ολοκληρωμένο αλγόριθμο αποτύπωσης των ανταλλαγών ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο επιφανειακό ΘΑΟΣ, για τις ανάγκες τόσο των ωκεανογραφικών όσο και των ατμοσφαιρικών μοντέλων κυκλοφορίας. Οι διαδικασίες ωστόσο ανταλλαγής ενέργειας και μάζας, έχει βρεθεί πως επηρεάζονται σε μεγάλο βαθμό από την έκταση της αλληλεπίδρασης μεταξύ αέρα και θάλασσας με συνέπεια σε περιοχές, όπως για παράδειγμα κλειστές ή ημίκλειστες λεκάνες (π.χ. θάλασσα της Βαλτικής, Μεσόγειος), οι παραμετροποιήσεις από μετρήσεις πάνω από ανοιχτές θάλασσες να μην είναι ικανοποιητικά αποτελεσματικές ή αντιπροσωπευτικές.

Πάνω από τα νερά της Μεσογείου, μόνο δύο σχετικές πειραματικές αποστολές έχουν αναφερθεί στην βιβλιογραφία και οι δύο στην δυτική πλευρά της (Hauser et al. 2003, Volcon 1970). Η πιο πρόσφατη έρευνα, το πείραμα FETCH (1998), υπήρξε και η περισσότερο ολοκληρωμένη σχετική προσπάθεια. Η μελέτη αυτή περιελάμβανε μετρήσεις τύρβης στο επιφανειακό ΘΑΟΣ από πλωτή εξέδρα, από μετρήσεις εν πλω και από αεροσκάφος, καταγραφές του ύψους του ΘΑΟΣ από ακουστικό ραντάρ, του κατακόρυφου προφίλ της υγρασίας μέσω lidar, της κατάστασης της επιφάνειας της θάλασσας (π.χ. ύψος και περίοδος κυμάτων) από κατάλληλα εξοπλισμένες σημαδούρες, της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας και της υγρασίας του αέρα πλησίον της διεπιφάνειας μέσω μικροκυματικού ραδιόμετρου καθώς και υδρολογικών χαρακτηριστικών, όπως η ένταση των θαλάσσιων ρευμάτων σε διάφορα βάθη (από 10 έως 150m ανά 4m), από αυτογραφικά όργανα (CTD).

Η παραπάνω μελέτη υπογράμμισε μεταξύ άλλων την επίδραση της ηλικίας των επιφανειακών κυμάτων στις τιμές του αδιάστατου συντελεστή μεταφοράς ορμής στα νερά της Μεσογείου (παρόμοια με την πρωθύστερη μελέτη του Volcon 1970), ανέδειξε την επίδραση της μεταφοράς θερμότητας από και προς την θάλασσα, κατάντη περιοχών έντονης ορογραφίας στον κόλπο του Λέοντος και αποτύπωσε την σύζευξη της αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας, με την καταγραφή της καταβύθισης υδάτων στην περίπτωση ψυχρών εισβολών αέρα πάνω από την περιοχή, η οποία συνοδευόταν από συνθήκες αστάθειας σχεδόν σε όλο το βάθος του ΘΑΟΣ.

Το Αιγαίο Πέλαγος έχει διαφορετικά χαρακτηριστικά σε σχέση με τους ωκεανούς αλλά και με τη περισσότερο ανοιχτή θάλασσα της δυτικής Μεσογείου. Είναι μια ημίκλειστη θάλασσα με ιδιαίτερα μορφολογικά και ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά (Sofianos et al. 2002), χαρακτηρίζεται από την έντονη τοπογραφία της περιοχής και το μικρό βάθος της θάλασσας κοντά σε παράκτιες περιοχές. Αξίζει δε να σημειωθεί ότι η θαλάσσια κυκλοφορία του Αιγαίου σαν επιμέρους λεκάνη της Μεσογείου, επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό την ευρύτερη θαλάσσια και ατμοσφαιρική κυκλοφορία καθώς και το κλίμα της Μεσογείου. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η αναγνώριση του Eastern Mediterranean Transient (Lascaratatos et al. 1999) στα νερά του Αιγαίου, το οποίο αποτελεί έως τις μέρες μας το ισχυρότερο σημάδι κλιματικής διακύμανσης στην περιοχή της Μεσογείου. Συνεπώς μετρήσεις στο Αιγαίο θεωρούνται απαραίτητες ενώ σημειώνεται ότι ανάλογες μετρήσεις της μικροδομής του επιφανειακού ΘΑΟΣ πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος, δεν αναφέρονται στην διεθνή βιβλιογραφία.



Στα ατμοσφαιρικά μοντέλα μέσης κλίμακας, οι σχετικές ροές προκύπτουν συνήθως από τις κατατομές των ατμοσφαιρικών παραμέτρων συναρτήσεων των υψών  $z_0$ ,  $z_T$ ,  $z_Q$  στα οποία η ταχύτητα, η θερμοκρασία και η υγρασία λαμβάνουν τις αντίστοιχες τιμές τους στην επιφάνεια της θάλασσας. Το ύψος τραχύτητας  $z_0$ , έχει βρεθεί ότι εξαρτάται από το ύψος του ιξώδους στρώματος όσο το μέσο ύψος των διαταραχών στην επιφάνεια (κύματα) δεν ξεπερνά ένα ορισμένο όριο, μετά το οποίο το  $z_0$  εξαρτάται από φαινόμενα που έχουν να κάνουν με την αποκόλληση της ατμοσφαιρικής ροής κατάντη μικρών επιφανειακών κυμάτων όταν αυτά σπάνε (π.χ. Wu 1980). Τότε σχετίζεται πλέον με το ύψος επιφανειακών κυμάτων όπου η δύναμη επαναφοράς είναι η βαρύτητα και η επιφάνεια της θάλασσας χαρακτηρίζεται ως αεροδυναμικά τραχεία (fully rough) ενώ όσο το ιξώδες παίζει κυρίαρχο ρόλο χαρακτηρίζεται ως αεροδυναμικά λεία (smooth).

Όταν δεν λαμβάνονται υπ' όψιν οι διεργασίες στο ιξώδες στρώμα αέρα και θάλασσας και θεωρώντας ότι το ύψος τραχύτητας της επιφάνειας της θάλασσας είναι ίδιο με το αντίστοιχο ύψος στο οποίο η θερμοκρασία και η υγρασία λαμβάνουν τις τιμές τους στο όριο της διεπιφάνειας, έχει βρεθεί ότι τα λογαριθμικά προφίλ της θερμοκρασίας και της υγρασίας δεν περιγράφουν καλά την κατάσταση κοντά στην διεπιφάνεια. Το θεωρητικό μοντέλο των Liu, Katsaros και Businger (LKB, 1979) περιλαμβάνει τις διεργασίες ανταλλαγής ορμής, θερμότητας και υδρατμών στην διεπιφάνεια και επιτρέπει τον υπολογισμό μέσω κατάλληλων εκφράσεων των υψών  $z_T$  και  $z_Q$ . Άλλοι ερευνητές, όπως ο Jancic (1994) και ο Brutsaert (1982), έχουν προτείνει διαφορετικές προσεγγίσεις στους σχετικούς υπολογισμούς, βασιζόμενοι ωστόσο στο μοντέλο LKB.

Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκαν πειραματικές μετρήσεις οι οποίες παρέχουν την δυνατότητα, με την καταγραφή των ροών ενέργειας και μάζας και των χαρακτηριστικών της θαλάσσιας επιφάνειας και της ατμόσφαιρας, να αξιολογηθούν γνωστές παραμετροποιήσεις οι οποίες χρησιμοποιούνται από περιοχικά μοντέλα πρόγνωσης της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας.

Η παραμετροποίηση των επιφανειακών ροών στο ΘΑΟΣ για χρήση σε ωκεανογραφικά μοντέλα πρόγνωσης, πραγματοποιείται συνήθως μέσω των αδιάστατων συντελεστών αντίστασης ( $C_D$ ), τυρβώδους μεταφοράς θερμότητας ( $C_H$ ) και υγρασίας ( $C_E$ ), συναρτήσεων της έντασης του ανέμου και της ευστάθειας, βάσει σχημάτων μονής κατεύθυνσης (one-way air-sea interaction schemes, Rosati and Miyakoda 1988). Άλλες μέθοδοι περιλαμβάνουν δυναμικές σχέσεις των τυρβωδών ροών (Fairall et al. 2003) ή προκαθορισμένα πεδία ροών (Korres 2002), αν και η τελευταία αποκλείει κάθε μηχανισμό αλληλεπίδρασης μεταξύ διεργασιών στον αέρα και στην θάλασσα.

Ο ακριβής υπολογισμός των σχετικών αδιάστατων συντελεστών αποτελεί αντικείμενο μελέτης τις τελευταίες δεκαετίες από αρκετές ερευνητικές ομάδες (π.χ. Smith 1980, DeCosmo et al. 1996, Fairall et al. 2003, Foreman and Emeis 2010). Οι μελέτες οι οποίες έχουν πραγματοποιηθεί έχουν αναδείξει τον σημαντικό ρόλο που παίζει η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας στον καθορισμό του ρυθμού εξάτμισης και στην τιμή του συντελεστή  $C_E$  (Hasse 1971, Skyllingstad et al. 2005), καθώς και την επίδραση της διαφοράς θερμοκρασίας

αέρα-θάλασσας αλλά και της ταχύτητας του ανέμου στις ροές αλληλεπίδρασης ιδιαίτερα στη ροή αισθητής θερμότητας (Subrahmanyam et al. 2007).

Οι ανταλλαγές θερμότητας αυξάνονται με την αύξηση της θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ αέρα και θάλασσας ενώ ενισχύονται με την αύξηση της τυρβώδους ανάμιξης στο επιφανειακό ΘΑΟΣ. Σημειώνεται επίσης πως κάτω από έντονους ανέμους και την θραύση των κυμάτων, η εμφάνιση του σπρεί πάνω από την θάλασσα μπορεί επίσης να επιδράσει σημαντικά στην μεταφορά θερμότητας (αισθητής και λανθάνουσας) πέραν των ανταλλαγών στην διεπιφάνεια (Andreas 2010), ακόμα και για μικρές θερμοκρασιακές διαφορές αέρα και θάλασσας.

Πάνω από ανοιχτές και ομογενείς θάλασσες, η κατάσταση του επιφανειακού ΘΑΟΣ ανταποκρίνεται κατά κύριο λόγο σε ουδέτερες συνθήκες και κατά συνέπεια η επιφανειακή ροή θερμότητας να είναι πολύ μικρή. Ωστόσο, κατά την ροή πάνω από έντονες επιφανειακές θερμοκρασιακές βαθμίδες, τα χαρακτηριστικά των αερίων μαζών και οι ανταλλαγές θερμότητας στην διεπιφάνεια μπορούν να μεταβληθούν εξαιτίας της μεταφοράς του αέρα πάνω από νερά με διαφορετική επιφανειακή θερμοκρασία (Small et al. 2008). Το πείραμα FASINEX (Frontal Air–Sea Interaction Experiment) μεταξύ άλλων ανέδειξε την απόκριση του επιφανειακού ΘΑΟΣ στις απότομες χωρικές αλλαγές της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας. Πιο συγκεκριμένα, οι Frieche et al. (1991) αναφέρουν πως κατά την ροή του αέρα πάνω από θερμότερα επιφανειακά νερά, μπορεί να σχηματιστεί ένα καλά αναμεμιγμένο θερμικό εσωτερικό οριακό στρώμα στο οποίο οι ροές θερμότητας είναι προς την ατμόσφαιρα, με τη θερμοκρασία, την υγρασία καθώς και το ύψος του ΘΑΟΣ να αυξάνονται τοπικά. Κατά μήκος έντονων χωρικά βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας έχουν επίσης παρατηρηθεί σημαντικές διαφορές στην ατμοσφαιρική πίεση, λόγω διαφορετικής θέρμανσης του αέρα, με αποτέλεσμα την επιτάχυνση του ανέμου προς τα θερμότερα ύδατα και την αύξηση της τύρβης. Στην περίπτωση ροής αέρα προς ψυχρότερα επιφανειακά νερά έχει παρατηρηθεί ο σχηματισμός ευσταθούς θερμικού εσωτερικού οριακού επιφανειακού στρώματος, στο οποίο η θερμοκρασία και η υγρασία τοπικά μειώνονται. Η εμφάνιση αυξημένης ευστάθειας στην περίπτωση αυτή έχει παρατηρηθεί πως μπορεί να οδηγήσει στην δημιουργία Αεροχείμαρων Χαμηλού Ύψους πάνω από το επιφανειακό ΘΑΟΣ (Vihma et al. 1998). Αυξημένες θερμοκρασιακές διαφορές μεταξύ αέρα και θάλασσας εντοπίζονται επίσης εν γένει κατάντη της ξηράς λόγω μεταφοράς. Ιδιαίτερα στην περίπτωση ψυχρών εισβολών πάνω από την θάλασσα, έχουν παρατηρηθεί συνθήκες αυξημένης αστάθειας της ατμόσφαιρας αρκετές δεκάδες χιλιόμετρα κατάντη των ακτών και καταβύθισης των επιφανειακών υδάτων, λόγω έντονης ψύξης (Robinson 2004, Salat et al. 2010).

Για τις ανάγκες της διατριβής, αξιοποιήθηκαν μετρήσεις της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από δορυφορικές παρατηρήσεις αλλά και από καταγραφές πέντε επιχειρησιακών σηματοδούρων του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε στο βόρειο, στο κεντρικό και στο νότιο Αιγαίο. Ο συνδυασμός των δεδομένων αυτών με τις μετρήσεις τύρβης στο επιφανειακό ΘΑΟΣ στο βόρειο και το νοτιοανατολικό Αιγαίο, κατέστησε δυνατή την πληρέστερη κατανόηση των διαδικασιών

αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας στην περιοχή, στην οποία ιδιαίτερα κατά την περίοδο των μετρήσεων, τα καλοκαίρια του 2011 και 2012, απαντώνται έντονες και δυναμικές βαθμίδες της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων. Τα αποτελέσματα της μελέτης αναδεικνύουν πως η περιορισμένη έκταση αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας αλλά και η έντονη χωρική διακύμανση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας επιδρούν σημαντικά στις ανταλλαγές θερμότητας καθώς και στην ευστάθεια του αέρα, κατά την ροή του πάνω από τα νερά του Αιγαίου.

Η παραμετροποίηση των αδιάστατων συντελεστών κατακόρυφης μεταφοράς υπό ουδέτερες συνθήκες, λαμβάνει χώρα συνήθως συναρτήσει των τιμών της ταχύτητας του ανέμου στα 10m πάνω από την θάλασσα, από παρόμοιες με της παρούσας διατριβής πειραματικές μετρήσεις. Αρκετά πειράματα έχουν λάβει χώρα, με στόχο την εκτίμηση των συντελεστών  $C_D$ ,  $C_H$  και  $C_E$ , για ένα ευρύ φάσμα καταστάσεων της επιφάνειας της θάλασσας και των ατμοσφαιρικών συνθηκών (Kondo 1975, Busch 1977, Smith 1980, Large and Pond 1981, DeCosmo et al. 1996, Vickers and Mahrt 1997a, Smedman et al. 2003, Lindgren 2008, Hwang et al. 2011). Κάτω από ισχυρούς ανέμους και ουδέτερες συνθήκες, τα πειραματικά αποτελέσματα συγκλίνουν σε μεγάλο βαθμό σε σταθερές τιμές των συντελεστών σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου. Κάτω από ασταθείς συνθήκες, οι συντελεστές αυξάνονται και το αντίθετο υπό ευσταθείς συνθήκες.

Αρκετά διαφορετικές τιμές για τους συντελεστές  $C_E$  και  $C_H$  έχουν βρεθεί πειραματικά, οι οποίες ωστόσο εκφράζονται επί το πλείστον σαν σταθερές συναρτήσεις του ανέμου (π.χ. Kondo 1975, DeCosmo et al. 1996, Lindgren 2008). Με βάση το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων από τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια αυτής της διατριβής, κατέστη δυνατή η εκτίμηση των αδιάστατων συντελεστών τυρβώδους μεταφοράς θερμότητας και υγρασίας συναρτήσει της έντασης του ανέμου και η σύγκρισή τους με αρκετές παραμετροποιήσεις οι οποίες αναφέρονται στην διεθνή βιβλιογραφία και χρησιμοποιούνται ευρέως, κυρίως από ωκεανογραφικά μοντέλα πρόγνωσης. Οι υπολογιζόμενες τιμές προέκυψαν ανεπηρέαστες από την ένταση του ανέμου και παρουσίασαν διαφορές με γνωστές τιμές από άλλες μελέτες, που συνδέονται άμεσα ή έμμεσα με την κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας σε τοπικό επίπεδο.

Όσον αφορά την κατακόρυφη μεταφορά ορμής, οι Foreman and Emeis (2010) χρησιμοποιώντας μία εκτενή βάση δεδομένων (28 σχετικά πειράματα) από διάφορες περιοχές όπως ανοιχτές θάλασσες έως και λίμνες, ανέδειξαν την αύξηση των τιμών της μεταφοράς, όπως αυτή εκφράζεται από την ταχύτητα τριβής, με την αύξηση της έντασης του ανέμου αλλά και τις έντονες διαφορές μεταξύ των αποτελεσμάτων σε σχέση κυρίως με την έκταση της αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας. Από την άλλη μεριά, πληθώρα πειραματικών δεδομένων του σχετικού αδιάστατου συντελεστή, για ισχυρούς ανέμους παρουσιάζουν γραμμική αυξητική τάση με τον άνεμο (π.χ. Garratt 1977, Smith 1980, Hellerman and Rosenstein 1983). Με την εξασθένηση του ανέμου, η εξάρτηση του  $C_D$  μεταβάλλεται λόγω της βαθμιαίας αλλαγής της επιφάνειας της θάλασσας από αεροδυναμικά τραχεία σε αεροδυναμικά λεία (Kilaygorodski 1973) και για ανέμους σχετικά μέτριας έντασης έχουν προταθεί σταθερές τιμές του συντελεστή

(Large and Pond 1981). Στις πολύ χαμηλές ταχύτητες, οι τιμές του συντελεστή παρουσιάζουν υψηλές τιμές και σχετίζονται με το ιξώδες της ατμόσφαιρας (Mahrt et al. 1996). Οι τιμές του συντελεστή αντίστασης θεωρείται πως διαφοροποιούνται επίσης σε σχέση με την κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας, αφού η μεταφορά ορμής έχει καταγραφεί ότι είναι μεγαλύτερη πάνω από νέα και αναπτυσσόμενα κύματα σε σχέση με γηραιότερα τα οποία βρίσκονται σε ισορροπία με τον άνεμο. (Drennan et al. 2003, Smedman et al. 2003, Hwang 2005). Πιο συγκεκριμένα θεωρείται πως ο συντελεστής αντίστασης μειώνεται καθώς αυξάνεται η ηλικία του κύματος (Vickers and Mahrt 1997) ενώ η ταχύτητα της επιφάνειας της θάλασσας (Csanady 2004) εξαιτίας των κυμάτων φαίνεται πως παίζει επίσης σημαντικό ρόλο στην μεταφορά ορμής, αφού η σχέση μεταξύ της ταχύτητας ομάδος των κυμάτων και του ανέμου μπορεί να αλλάξει σημαντικά το προφίλ του ανέμου πάνω από την θάλασσα. Τα τελευταία χρόνια έχουν αναφερθεί αρκετές προσπάθειες σχετικής παραμετροποίησης των τιμών του συντελεστή σαν συνάρτηση του ύψους, της κλίσης ή της φασικής ταχύτητας των κυμάτων (Gao et al. 2009, Hwang et al. 2011). Αξίζει τέλος να σημειωθεί η μεγαλύτερη τριβή που εμφανίζεται πάνω από κύματα σε ρηχά ύδατα (Busch 1977, Geemaert et al. 1986).

Αυξημένες τιμές μεταφοράς ορμής κατεγράφησαν πάνω από τα νερά του Αιγαίου, οι οποίες σχετίζονται πιθανότατα με την κυρίαρχη ανεμογενή φύση των κυμάτων λόγω της περιορισμένης έκτασης της αλληλεπίδρασης αέρα-θάλασσας στην περιοχή (Kostoroulos and Helmis, 2014). Ο περιοχικός χαρακτήρας των τιμών της ροής ορμής αντικατοπτρίστηκε και στις προκύπτουσες παραμετροποιήσεις της ταχύτητας τριβής με την ένταση του ανέμου στα 10m ύψος από τα δεδομένα και των δύο πειραματικών περιοχών, συγκρινόμενες με αντίστοιχες εξισώσεις στην διεθνή βιβλιογραφία.

Από την παρούσα διατριβή εισάγεται και μια νέα παραμετροποίηση του συντελεστή κατακόρυφης μεταφοράς ορμής συναρτήσει επίσης της έντασης του ανέμου, από τις μετρήσεις της τύρβης στο επιφανειακό ΘΑΟΣ πάνω από τα νερά του Αιγαίου. Η παραμετροποίηση του συντελεστή κατακόρυφης μεταφοράς ορμής έχει αποτελέσει θέμα βασικής έρευνας τις τελευταίες δεκαετίες αφού έχει βρεθεί πως επηρεάζει σημαντικά την προσομοίωση της επιφανειακής κυκλοφορίας, της τυρβώδους κινητικής ενέργειας του στρώματος ανάμιξης της θάλασσας (Liu 1996), της οριζόντιας ανεμογενούς μεταφοράς μάζας Ekman αλλά και της σύγκλισης της μεταφοράς (Hellerman et al. 1983). Αν και η αλληλεπίδραση με την ατμόσφαιρα αλλά και τα χαρακτηριστικά των διαφορετικών υδάτινων μαζών που γεινιάζουν είναι συνυπεύθυνα για την δημιουργία της επιφανειακής κυκλοφορίας της θάλασσας, η τάση του ανέμου στην επιφάνεια αποτελεί κυρίαρχη επίδραση. Η εσφαλμένη προσημείωση της μεταφοράς ορμής προς την θάλασσα, έχει βρεθεί πως εισάγει σημαντικά σφάλματα στην πρόβλεψη σε χρονικό διάστημα λίγων ημερών της θαλάσσιας κυκλοφορίας, του θερμικού περιεχομένου του ανώτερου στρώματος του ωκεανού και των οριζόντιων βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (Burrillo et al. 2002).

Η πολύπλοκη επιφανειακή κυκλοφορία των υδάτων της θάλασσας του Αιγαίου συγκεκριμένα, έχει βρεθεί ότι επηρεάζεται σημαντικά από τις διαδικασίες

ανάμιξης κοντά στην επιφάνεια και ιδιαίτερα από την ανταλλαγή ορμής στην διεπιφάνεια με την ατμόσφαιρα (Sofianos et al. 2010). Το γεγονός αυτό επιβεβαιώθηκε από εφαρμογή της νέας παραμετροποίησης στο μοντέλο θαλάσσιας κυκλοφορίας ALERMO στη περιοχή της Ανατολής Μεσογείου, η οποία αύξησε σημαντικά την κινητική ενέργεια του οριακού στρώματος της θάλασσας και των δομών της επιφανειακής κυκλοφορίας σε όλη την περιοχή. Η παραμετροποίηση αξιολογήθηκε με την σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου, όσον αφορά την πρόγνωση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, με δορυφορικές παρατηρήσεις και αποδείχθηκε πως μπορεί να βελτιώσει σε κάποιο βαθμό την προγνωστική ικανότητα του επιχειρησιακού μοντέλου, ιδιαίτερα στα παράλια πυκνοκατοικημένων περιοχών, όπως ο κόλπος του Αργοσαρωνικού, αλλά και σε περιοχές έντονου ωκεανογραφικού ενδιαφέροντος, όπως νότια των ακτών της Κρήτης.

Στο κεφάλαιο 2 παρουσιάζεται η σχετική θεωρητική προσέγγιση της αλληλεπίδρασης των δύο οριακών στρωμάτων, αέρα και θάλασσας. Στο κεφάλαιο 3, παρουσιάζονται οι πειραματικές περιοχές και ο εξοπλισμός. Ακολουθεί στο κεφάλαιο 4, η παρουσίαση του ελέγχου της ποιότητας των καταγραφών, η μεθοδολογία ανάλυσης των δεδομένων καθώς και τα χαρακτηριστικά του ωκεανογραφικού μοντέλου ALERMO, το οποίο χρησιμοποιήθηκε για την αξιολόγηση της νέας παραμετροποίησης του αδιάστατου συντελεστή μεταφοράς ορμής που προέκυψε από τις μετρήσεις πάνω από το Αιγαίο. Στο κεφάλαιο 5, παρουσιάζεται αρχικά η αναγνώριση και τα χαρακτηριστικά του επιφανειακού ΘΑΟΣ, οι μετεωρολογικές συνθήκες και οι καταγραφές σχετικά με την κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας στην διάρκεια των πειραμάτων και στην συνέχεια τα αποτελέσματα των μετρήσεων για τη μεταφοράς ορμής, θερμότητας και υγρασίας στις δύο πειραματικές περιοχές. Ακολουθεί η σύγκριση των τιμών των ροών με τις υπολογιζόμενες τιμές βάσει γνωστών παραμετροποιήσεων σε ατμοσφαιρικά μοντέλα πρόγνωσης καθώς και ευρέως χρησιμοποιούμενων παραμετροποιήσεων από ωκεανογραφικά μοντέλα σε σχέση με τις προκύπτουσες από την διατριβή. Παρουσιάζεται επίσης η παραμετροποίηση του αδιάστατου συντελεστή μεταφοράς ορμής με την ταχύτητα του ανέμου. Στο κεφάλαιο 6, παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά της θάλασσας της Ανατολικής Μεσογείου (Αιγαίο, Λεβαντίνη), τα αποτελέσματα της εφαρμογής της νέας παραμετροποίησης στο ωκεανογραφικό μοντέλο ALERMO καθώς και η σύγκριση με δορυφορικές μετρήσεις των προγνώσεων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας του μοντέλου με το υπάρχον και το νέο σχήμα παραμετροποίησης, για 150 ημέρες πρόβλεψης στη διάρκεια ενός έτους. Τέλος, στο κεφάλαιο 7 παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της διατριβής όσον αφορά τα αποτελέσματα των πειραματικών μετρήσεων σχετικά με την ανταλλαγή ορμής και θερμότητας πάνω από το Αιγαίο και αλλά της επίδρασης της νέας παραμετροποίησης στην προγνωστική ικανότητα του μοντέλου σχετικά με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

## 2. ΤΟ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ

### 2.1 Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) είναι το τμήμα της τροπόσφαιρας το οποίο επηρεάζεται άμεσα από την παρουσία της επιφάνειας της Γης. Το βάθος του ΑΟΣ είναι αρκετά ευμετάβλητο στο χώρο και το χρόνο, κυμαίνεται από εκατοντάδες μέτρα μέχρι μερικά χιλιόμετρα και αντιδρά στις επιδράσεις της επιφάνειας, σε μια χρονική κλίμακα της μίας ώρας ή λιγότερο.

Σημαντικές ημερήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας χαρακτηρίζουν τη δομή ΑΟΣ, σε αντίθεση με την ελεύθερη ατμόσφαιρα, λόγω της θέρμανσης ή της ψύξης της επιφάνειας της Γης (Stull 1988). Η επιφάνεια του εδάφους που συναντά ο άνεμος δημιουργεί τυρβώδη ροή (§2.2) ενώ παράλληλα η επιφάνεια ενεργεί σαν πηγή η καταβόθρα θερμότητας. Η κατηγοριοποίηση των καταστάσεων του ΑΟΣ στηρίζεται στην επίδραση των ανωστικών δυνάμεων λόγω διαφοράς πυκνότητας και πιο συγκεκριμένα στον λόγο μηχανικού και θερμικού τρόπου παραγωγής τύρβης.

Το ασταθές ΑΟΣ χαρακτηρίζεται από ανοδικές κινήσεις είτε λόγω θέρμανσης του αέρα από την υποκείμενη επιφάνεια είτε όταν τα κατώτερα στρώματα περιέχουν περισσότερους υδρατμούς σε σχέση με τα ανώτερα, αφού οι υδρατμοί είναι λιγότερο πυκνοί από τον ξηρό αέρα. Οι ανοδικές κινήσεις εκτείνονται έως ένα μέγιστο ύψος το οποίο καθορίζει το ύψος της θερμοκρασιακής αναστροφής (σχήμα 2.1.1). Η αναστροφή περιορίζει τις κατακόρυφες κινήσεις και καθορίζει το ύψος του ΑΟΣ, το οποίο συνήθως αυξάνεται με την πάροδο της ημέρας. Το ουδέτερο ΑΟΣ αντιστοιχεί στην περίπτωση όπου η θερμοβαθμίδα ισούται με την αδιαβατική, δηλαδή οι επιφανειακές ροές θερμότητας και υγρασίας είναι πάρα πολύ μικρές, πρακτικά αμελητέες. Σε αυτήν την περίπτωση η παραγωγή τύρβης δεν είναι αποτέλεσμα των θερμικών κινήσεων αλλά της κατακόρυφης βαθμίδας του ανέμου. Τέλος, το ευσταθές ΑΟΣ περιγράφει ουσιαστικά την περίπτωση ψύξης του αέρα από την υποκείμενη επιφάνεια, στην οποία οι ανωστικές

δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας αφαιρούν ενέργεια από το μέσο με επακόλουθο αποτέλεσμα τον περιορισμό της τύρβης.

Καθ' ύψος, διακρίνουμε το ΑΟΣ σε τρία κύρια τμήματα. Αρχικά υφίσταται το επιφανειακό στρώμα το οποίο καλύπτει τα πρώτα 50 έως 100 m του ΑΟΣ. Το στρώμα ανάμιξης βρίσκεται πάνω από το επιφανειακό στρώμα και εκτείνεται περίπου μέχρι το στρώμα αναστροφής, το οποίο περιορίζει την τύρβη. Το στρώμα ανάμιξης χαρακτηρίζεται από έντονη ανάμιξη ορμής, θερμότητας και υγρασίας, με αποτέλεσμα οι κατακόρυφες βαθμίδες των αντίστοιχων μεγεθών να είναι πολύ πιο ομαλές (σχήμα 2.1.1) σε σχέση με το επιφανειακό στρώμα το οποίο χαρακτηρίζεται από έντονες βαθμίδες.

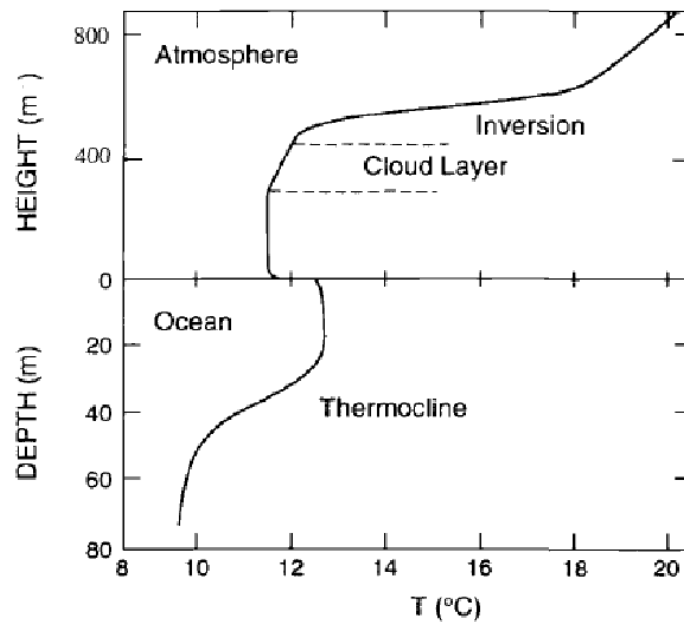
### **2.1.1 Το Θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα**

Σημαντικές ανταλλαγές ενέργειας, μάζας και ορμής λαμβάνουν χώρα δια μέσου των υδάτινων επιφανειών και επηρεάζουν τις ατμοσφαιρικές και ωκεάνιες κυκλοφορίες σε ένα μεγάλο φάσμα χρονικών και χωρικών κλιμάκων. Στην παρούσα διατριβή παρουσιάζεται η μελέτη των τυρβωδών ροών ορμής, ενέργειας και μάζας στο επιφανειακό Θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΘΑΟΣ) πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου, δηλαδή την αλληλεπίδραση ατμόσφαιρας – θάλασσας μικρής κλίμακας, η οποία επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τόσο το ΘΑΟΣ όσο και το ανώτερο ωκεάνιο στρώμα ανάμιξης (Ayra, 1988).

Στο σχήμα 2.1.1 παρουσιάζεται, το τυπικό προφίλ θερμοκρασίας τόσο για την ατμόσφαιρα (στρώματα ανάμιξης και αναστροφής ΘΑΟΣ) όσο και τα ανώτερα στρώματα του ωκεανού (θερμοκλινές). Η περιοχή του ΘΑΟΣ που γειτνιάζει άμεσα με τη διεπιφάνεια αέρα - θάλασσας ονομάζεται επιφανειακό στρώμα (§2.3) ή στρώμα σταθερών ροών (Monin and Yaglom, 1971). Πολύ κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας ξεχωρίζει επίσης ένα λεπτό μικρόστρωμα (§2.4) με ύψος της τάξης εκατοστών (cm) στο οποίο κυριαρχούν οι μοριακές διαδικασίες.

Οι θαλασσιές επιφάνειες χαρακτηρίζονται συνήθως από χωρική και χρονική ομοιογένεια της επιφανειακής θερμοκρασίας, ειδικά στις κλίμακες του ενδιαφέροντος της μικρομετεωρολογίας. Το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στις

αποτελεσματικές διαδικασίες ανάμειξης στο ανώτερο θαλάσσιο στρώμα ανάμειξης και στην μεγάλη θερμοχωρητικότητα της υδάτινης μάζας που επιτρέπει την απορρόφηση μεγάλων ποσοτήτων θερμότητας από τον Ήλιο. Υφίστανται σημαντικές διαφορές με τα οριακά στρώματα που αναπτύσσονται πάνω από την ξηρά εξαιτίας κυρίως της διαρκούς κίνησης της θαλάσσιας επιφάνειας, της ανάπτυξης των κυμάτων αλλά και των μικρών διακυμάνσεων της επιφανειακής θερμοκρασίας.



**Σχήμα 2.1.1** Τυπικό προφίλ θερμοκρασίας για την ατμόσφαιρα και τα ανώτερα στρώματα του ωκεανού (σχήμα από Jones and Toba, 2009)

Οι περισσότερες μεταβολές στο βάθος του ΘΑΟΣ οφείλονται σε συνοπτικές και μέσης κλίμακας διεργασίες κατακόρυφης κίνησης και οριζόντιας μεταφοράς διαφορετικών αέριων μαζών πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Οι αέριες μάζες με διαφορετική θερμοκρασία από αυτή του ωκεανού, υφίστανται αλλαγές μέχρι να αποκατασταθεί ισορροπία της θερμοκρασίας του με αυτήν της επιφάνειας της θάλασσας. Όταν επέλθει ισορροπία, το ύψος του ΘΑΟΣ που διαμορφώνεται μπορεί να μεταβάλλεται μόνο κατά 10% σε μια οριζόντια απόσταση του 1km. Εξαιρέση αποτελούν τα όρια μεταξύ δύο θαλάσσιων ρευμάτων διαφορετικής θερμοκρασίας (Stage and Weller, 1985).



Μια σημαντική παράμετρος στο ενεργειακό ισοζύγιο κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας είναι η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ( $H_L$ ), η οποία είναι συνήθως μία τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από την ροή αισθητής θερμότητας ( $H_S$ ). Η ροή αισθητής θερμότητας από τη άλλη μεριά είναι συνήθως πολύ μικρότερη και από τις ανταλλαγές ακτινοβολίας. Εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ αέρα και θάλασσας ( $T_a - T_s$ ), η οποία κυμαίνεται μεταξύ  $1^\circ\text{K}$  πάνω από τις περισσότερες ανοιχτές θάλασσες. Η κατάσταση αλλάζει σε θερμά ρεύματα ή ψυχρές εισβολές πάνω από θερμές θάλασσες καθώς οι διαφορές αυτές εύκολα μπορούν να ξεπεράσουν τους  $5^\circ\text{K}$  με αποτέλεσμα η ροή αισθητής θερμότητας να γίνεται σημαντική σε εξαιρετικές περιπτώσεις και να παρουσιάζει ίδια τάξη μεγέθους με τη λανθάνουσα θερμότητα. Παρόμοιες καταστάσεις παρατηρούνται επίσης κατάντη της ξηράς, λόγω οριζόντιας μεταφοράς (Robinson 2004). Επίσης, στην περίπτωση ισχυρών ανέμων οι οποίοι οδηγούν σε σπάσιμο των κυμάτων, το δημιουργούμενο θαλάσσιο σπρέι (sea spray) μπορεί να συμβάλλει σημαντικά στην μεταφορά θερμότητας πέραν των θερμικών ανταλλαγών στην διεπιφάνεια (Andreas 2010).

Πάνω από ομογενείς και ανοιχτές θάλασσες, η θερμοκρασιακή δομή στο επιφανειακό ΘΑΟΣ είναι επί το πλείστον ουδέτερη. Από την άλλη μεριά, σε περιοχές έντονης βαθμίδας της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας τα χαρακτηριστικά του επιφανειακού ΘΑΟΣ μπορούν να τροποποιηθούν από την ροή του ανέμου από και προς τα θερμότερα ύδατα (Small et al. 2008). Το πείραμα FASINEX (The Frontal Air–Sea Interaction Experiment, Stage and Weller 1985) μεταξύ άλλων ανέδειξε τα χαρακτηριστικά της τροποποίησης αυτής στο επιφανειακό ΘΑΟΣ. Οι Frieche et al. (1991) αναφέρουν πως κατά την ροή του ανέμου πάνω από θερμότερα ύδατα μπορεί να δημιουργηθεί ένα καλά αναμεμιγμένο εσωτερικό θερμικό οριακό στρώμα (ΕΘΟΣ), στο οποίο η ροή θερμότητας είναι προς τα επάνω, η υγρασία αυξάνει όπως και το ύψος εν γένει του ΘΑΟΣ. Κατά μήκος τέτοιων μετώπων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (π.χ.  $\geq 2^\circ\text{C}/100\text{km}$ ) έχουν επίσης αναγνωριστεί χωρικές διαφορές στην ατμοσφαιρική πίεση, οι οποίες έχουν σαν αποτέλεσμα την επιτάχυνση του ανέμου και την αύξηση της τύρβης (Small et al. 2008). Για ροή του ανέμου πάνω

από ψυχρότερα επιφανειακά νερά, ένα πιο ρηχό ΕΘΟΣ μπορεί να αναπτυχθεί στο οποίο τόσο η θερμοκρασία όσο και η υγρασία μειώνεται ενώ η ευστάθεια αυξάνεται. Στην περίπτωση αυτή, αεροχείμαροι χαμηλού ύψους είναι δυνατόν να αναπτυχθούν πάνω από το επιφανειακό ΘΑΟΣ (Vihma et al., 1998).

Όσον αφορά την μεταφορά ορμής από την ατμόσφαιρα στην θάλασσα, ένα μέρος της δαπανάται για την ανάπτυξη των επιφανειακών κυμάτων ενώ το υπόλοιπο συμβάλλει στην δημιουργία ρευμάτων και την ανάπτυξη τύρβης στο ανώτερο στρώμα της θάλασσας. Το ποσοστό της ορμής που κατανέμεται στις παραπάνω καταστάσεις είναι δύσκολο να εκτιμηθεί και εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως η διάρκεια του ανέμου και τα στάδια ανάπτυξης των κυμάτων (Jones and Toba, 2009).

## **2.2 Θεωρητική προσέγγιση των τυρβωδών ροών στο ΑΟΣ**

Η εμφάνιση της τύρβης κοντά στην επιφάνεια της Γης είναι ένα από τα χαρακτηριστικά που διαφοροποιεί το ΑΟΣ από την υπόλοιπη ατμόσφαιρα. Έξω από το οριακό στρώμα η τύρβη παρατηρείται κυρίως σε νέφη θερμικών ανοδικών κινήσεων και κοντά στο jet stream.

Η τύρβη μπορεί να περιγραφεί σαν ένα μίγμα από στρόβιλους διαφορετικών μεγεθών, δηλαδή ακανόνιστες δίνες κίνησης, που υφίστανται ταυτόχρονα. Η ενέργεια αυτών των στρόβιλων διαφορετικής κλίμακας προσδιορίζουν τα φάσμα της τύρβης. Οι μεγαλύτεροι στρόβιλοι έχουν μέγεθος περίπου ίσο με το βάθος του οριακού στρώματος και παράγονται άμεσα από την επίδραση ανάγλυφου. Οι μικρότεροι στρόβιλοι είναι της τάξης μερικών χιλιοστών σε μέγεθος και είναι πολύ ασταθείς εξαιτίας των φαινομένων κατανάλωσης του μοριακού ιξώδους. Η τύρβη είναι πολλές τάξεις μεγέθους πιο αποτελεσματική στη μεταφορά ποσοτήτων από τη μοριακή διάχυση και είναι αυτή που επιτρέπει στο οριακό στρώμα να αποκριθεί στις αλλαγές που συμβαίνουν στην επιφάνεια. (Stull 1988).

Η τύρβη στο ΑΟΣ απεικονίζεται συνήθως από μετρήσεις σε ένα σημείο στο χώρο για μια μεγάλη χρονική περίοδο (χρονική μεταβολή) με μετεωρολογικά όργανα, τα οποία τοποθετούνται για παράδειγμα πάνω σε ένα πύργο παρατήρησης, τα

οποία μπορούν να δώσουν μια χρονική απεικόνιση του οριακού στρώματος, όπως αυτό εξελίσσεται μπροστά από τα όργανα. Ο Taylor (1938) πρότεινε ότι για μερικές ειδικές περιπτώσεις (βλ. §4.3), η τύρβη μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι αμετάβλητη καθώς περνά από έναν αισθητήρα, μετακινούμενη από την μέση ροή. Πρέπει να σημειωθεί ότι η τύρβη δεν είναι στην πραγματικότητα αμετάβλητη. Η απλοποίηση του Taylor («παγωμένο πεδίο») είναι χρήσιμη μόνο για τις περιπτώσεις στις οποίες οι τυρβώδεις στρόβιλοι εξελίσσονται σε μια κλίμακα χρόνου μεγαλύτερη από το χρονικό διάστημα που χρειάζεται ο στρόβιλος να μεταφερθεί πέρα από τον αισθητήρα (Powell and Elderkin, 1974). Μια συνήθης προσέγγιση για τη μελέτη της τύρβης είναι ο διαχωρισμός των μεταβλητών, όπως ο άνεμος και η θερμοκρασία, σε ένα μέσο μέρος και ένα μέρος διαταραχών ( $x = \langle x \rangle + x'$ ). Το μέσο μέρος (π.χ.  $\langle u \rangle$ ) απεικονίζει την επίδραση του μέσου ανέμου και της μέσης θερμοκρασίας (ή υγρασίας), ενώ το μέρος των διαταραχών ( $u'$ ) μπορεί να αναπαριστά είτε την επίδραση κυμάτων είτε της τύρβης που επικάθεται στο μέσο άνεμο. Αυτή η τεχνική διαχωρισμού μπορεί να εφαρμοστεί στις εξισώσεις κίνησης δημιουργώντας έναν πλαίσιο νέων όρων. Κάποιοι από αυτούς τους όρους, οι οποίοι αποτελούνται από παράγωγα των διαταραχών και περιλαμβάνουν μόνο μια μεταβλητή διαταραχής περιγράφουν γραμμικές κινήσεις, σχετίζονται με τα κύματα και έχουν μικρή σημασία όταν δίνεται έμφαση στη μελέτη της τύρβης (Stull 1988).

Η τυρβώδης κατάσταση παίζει σημαντικό ρόλο στη μεταφορά ορμής και θερμότητας (αισθητής και λανθάνουσας) αλλά και στην διατήρηση της μάζας. Η εφαρμογή του 2<sup>ου</sup> νόμου του Νεύτωνα και η θεώρηση της διατήρησης της ορμής σε ένα στοιχειώδες όγκο ρευστού, οδηγεί στις εξισώσεις Navier-Stokes, οι οποίες σε Καρτεσιανό σύστημα αξόνων, μέσω ολοκλήρωσης κατά Reynolds και συνήθεις παραδοχές για το ΑΟΣ (Stull 1988), οδηγούν στις γνωστές σχέσεις

$$d\langle u \rangle / dt + d\langle u'w' \rangle / dz = -1/\rho \, dP/dx + f_v \quad 2.2.1$$

$$d\langle v \rangle / dt + d\langle v'w' \rangle / dz = -1/\rho \, dP/dy - f_u \quad 2.2.2$$

$$d\langle \theta \rangle / dt + d\langle \theta'w' \rangle / dz = 0 \quad 2.2.3$$

$$d\langle q \rangle / dt + d\langle q'w' \rangle / dz = 0 \quad 2.2.4$$

όπου  $q$  είναι η ειδική υγρασία,  $f$  ο όρος της δύναμης λόγω περιστροφής της Γης (παράμετρος Coriolis) και  $dP/dx$ ,  $dP/dy$  οι δυνάμεις βαροβαθμίδας στους οριζόντιους άξονες.

Οι δύο τελευταίες σχέσεις (2.2.3 και 2.2.4) δείχνουν ότι η μεταβολή σε ένα σημείο της μέσης θεοκρασίας ( $\theta$ ) και υγρασίας ( $q$ ) οφείλεται μόνο στην ροή θερμότητας ( $\langle \theta'w' \rangle$ ) και υγρασίας ( $\langle q'w' \rangle$ ) δηλαδή αλλάζει λόγω της τυρβώδους ανάμιξης.

Όσον αφορά την μεταφορά ορμής ( $\langle u'w' \rangle$ ), σε αναλογία με τον νόμο του Νεύτωνα για το μοριακό ιξώδες, ο J. Boussinesq το 1877 πρότεινε ότι η διατμητική τάση ( $\tau$ ) στην διεύθυνση της ροής μπορεί να εκφραστεί από τη σχέση

$$\tau = \rho \cdot \langle u'w' \rangle = \rho k_m d\langle u \rangle / dz \quad 2.2.5$$

όπου  $k_m$  καλείται συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς της ορμής ή απλά στροβιλώδες ιξώδες σε αναλογία με το μοριακό κινηματικό ιξώδες. Ανάλογα με τις πιο γενικές καταστατικές εξισώσεις που εκφράζουν τις τάσεις ιξώδους συναρτήσει των βαθμίδων του ανέμου με την μορφή

$$\tau_{xz} = \mu du/dz, \tau_{yz} = \mu dv/dz, \dots \quad 2.2.6$$

εκφράζονται οι διάφορες συνιστώσες της τάσης Reynolds σαν συνάρτηση των μέσων βαθμίδων. Θεωρώντας οριζόντια ομοιογένεια προκύπτει η σχέση της τυρβώδους εσωτερικής τριβής για την κατακόρυφη ροή της ορμής

$$\langle u'w' \rangle = k_m d\langle u \rangle / dz \quad 2.2.7$$

Παρόμοιες σχέσεις έχουν προταθεί για τις τυρβώδεις ροές της θερμότητας και υδρατμών που είναι ανάλογες με τους νόμους του Fourier και του Fick για την μοριακή διάχυση θερμότητας και μάζας αντίστοιχα. Έτσι για την κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας και υδρατμών ισχύουν αντίστοιχα οι σχέσεις

$$\langle \theta'w' \rangle = k_h d\langle \theta \rangle / dz \quad 2.2.8$$

$$\langle q'w' \rangle = k_w d\langle q \rangle / dz \quad 2.2.9$$

όπου  $k_h$  και  $k_w$  οι συντελεστές στροβιλώδους μεταφοράς της θερμότητας και της υγρασίας αντίστοιχα.

Σε αντίθεση με τους αντίστοιχους συντελεστές ιξώδους μεταφοράς, οι συντελεστές στροβιλώδους μεταφοράς δεν αποτελούν πραγματικές ιδιότητες του ρευστού αλλά χαρακτηριστικές ιδιότητες της τυρβώδους ροής και εξαρτώνται από μέγεθος-χωρική κλίμακα ( $l$ ) των στροβίλων. Δεδομένου ότι η τυρβώδης μεταφορά

ορμής εξαρτάται μόνο από την κινητική ενέργεια των στροβίλων ( $k_m = kl^{4/3}$ , όπου  $k_m$  ο δυναμικός στροβιλικός συντελεστής της ορμής, Richardson 1926) ενώ η τυρβώδης μεταφορά θερμότητας και υγρασίας απαιτούν ανάμιξη στοιχείων του ρευστού με διαφορετικές θερμοκρασίες και ποσότητα υδρατμών, οι συντελεστές στροβιλώδους μεταφοράς της θερμότητας και της υγρασίας προκύπτουν αρκετές φορές μικρότεροι από τον συντελεστή στροβιλώδους μεταφοράς της ορμής. Συνεπώς, οι λόγοι των συντελεστών στροβιλώδους μεταφοράς της θερμότητας και υγρασίας προς τον συντελεστή στροβιλώδους μεταφοράς της ορμής ή αλλιώς οι αριθμοί Prandtl και Schmidt αντίστοιχα είναι μεγαλύτεροι της μονάδας.

$$Pr = k_m/k_h > 1 \quad 2.2.10$$

$$Sc = k_m/k_w > 1 \quad 2.2.11$$

Σχετικά με το μέγεθος των στροβίλων, ο Prandtl υποθέτοντας πως οι στρόβιλοι μετακινούνται από μια θέση σε άλλη χωρίς να αναμιγνύονται με το περιβάλλον τους, τους εξομοίωσε με τα μόρια των ρευστών που κινούνται συγκρουόμενα μεταξύ τους, εισήγαγε το μήκος ανάμιξης ως το διάστημα το οποίο μετακινείται ένας στρόβιλος μέχρι να καταλήξει σε κάποιο σημείο και να διαλυθεί, αποδίδοντας την ορμή του. Το μήκος ανάμιξης ορίζεται από την σχέση

$$k_m = l^2 |d\langle u \rangle / dz| \quad 2.2.12$$

ενώ από σχετικά πειράματα έχει προκύψει η σχέση

$$l = k(z+z_0) \quad 2.2.13$$

όπου  $k$  η σταθερά von Karman και  $z_0$  το ύψος τραχύτητας μιας επιφάνειας (§2.4), δηλαδή το σημείο στο οποίο η ταχύτητα του ανέμου μηδενίζεται.

Με την χρήση των σχέσεων 2.2.7, 2.2.12 και 2.2.13 προκύπτει η θεωρητική πρόβλεψη του παρατηρούμενου *λογαριθμικού προφίλ* του ανέμου καθ' ύψος στο ΑΟΣ (για το ΘΑΟΣ, βλ. Roll 1965) υπό ουδέτερες συνθήκες, αφού

$$\langle u'w' \rangle^{1/2} = k(z+z_0)(d\langle u \rangle / dz) \quad 2.2.14$$

δηλαδή

$$\langle u(z) \rangle = (\langle u'w' \rangle^{1/2} / k) \ln(z/z_0) \quad 2.2.15$$

### 2.3 Το Επιφανειακό ΘΑΟΣ

Το επιφανειακό στρώμα του ΘΑΟΣ περιλαμβάνει τα πρώτα μέτρα (10-30m) του ΑΟΣ και παρουσιάζει μικρές αποκλίσεις από το θεωρητικό υπόδειγμα των Monin-Obuskon (M-O, 1954), δεδομένου ότι πάνω από την θάλασσα πληρούνται σε μεγάλο βαθμό οι απαιτήσεις για ύπαρξη οριζόντιας ομοιογένειας σε μεγάλη χωρική έκταση και θεωρείται ότι είναι το στρώμα στο οποίο εφαρμόζονται ικανοποιητικά και οι προσεγγίσεις της 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 τον χρόνο και το ύψος  $z$ , με την προϋπόθεση ότι η επιφάνεια είναι ομοιόμορφη και επίπεδη σε μεγάλη έκταση. Η προσέγγιση της στατικότητας είναι περισσότερο δύσκολο να θεωρηθεί ότι ισχύει εξαιτίας των συνεχών αλλαγών των οριακών συνθηκών με τον χρόνο. Ωστόσο μπορεί να θεωρηθεί ότι οι αλλαγές στην δομή του ΑΟΣ οφείλονται σε μια διαδοχική σειρά στατικών καταστάσεων, που η κάθε μία χαρακτηρίζεται από αλλαγές στο χρόνο τόσο μικρές που να θεωρούνται αμελητέες (ημιστατική κατάσταση). Για την περιγραφή και ανάλυση της δομής του τοπικά ομοιογενούς και ημιστατικού επιφανειακού στρώματος έχουν προταθεί πολλές θεωρίες, από τις οποίες η πιο γνωστή και σημαντική είναι η θεωρία ομοιότητας των M-O.

Η θεωρία των M-O ισχύει για ύψη ( $z$ ) μικρά σε σχέση με το βάθος του ΑΟΣ ( $z_0 \ll z \ll h$ , όπου  $z_0$  το επιφανειακό μήκος τραχύτητας και  $h$  το βάθος του ΑΟΣ). Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, οι τυρβώδεις ροές είναι σταθερές και ίσες με επιφανειακές τυρβώδεις ροές. Με άλλα λόγια το επιφανειακό στρώμα είναι στρώμα σταθερών ροών ορμής και θερμότητας. Οι παράμετροι οι οποίες συμβάλλουν καθοριστικά στην ανάπτυξη της δομής του επιφανειακού ΘΑΟΣ είναι το ύψος ( $z$ ), ο λόγος ( $g/\theta_v$ ) όπου  $\theta_v$  η δυνητική αληθής θερμοκρασία, η επιφανειακή τάση ( $\tau$ ) και η επιφανειακή αληθής ροή θερμότητας ( $w'T_v'$ ). Αυτές οι παράμετροι ορίζουν τις παρακάτω χαρακτηριστικές κλίμακες:

$$\text{Κλίμακα μήκους} \quad z \quad (2.3.1)$$

$$\text{Κλίμακα ταχύτητας} \quad u_* = (\langle u'w' \rangle / \rho)^{1/2} \quad (2.3.2)$$

**Κλίμακα θερμοκρασίας**  $\theta_{v^*} = -w'T_v'/u^*$  (2.3.3)

**Μήκος M-O**  $L_v = -u^{*3} \cdot \langle T_v \rangle / g \cdot k \cdot w'T_v'$  (2.3.4)

, όπου  $k = 0.4$  η σταθερά von Karman και  $\rho$  η πυκνότητα του αέρα.

Στο ΘΑΟΣ σε αντίθεση με το ΑΟΣ πάνω από την ξηρά, όπως φαίνεται στις παραπάνω εξισώσεις (2.3.3, 2.3.4), χρησιμοποιείται η αληθής ροή θερμότητας αντί της πραγματικής θερμοκρασίας, ώστε να συμπεριληφθεί και η επίδραση της υγρασίας ενώ όμοια τροποποιείται και το υπολογιζόμενο μήκος M-O με την χρήση της αληθούς θερμοκρασίας. Η κλίμακα της ειδικής υγρασίας ορίζεται από την αντίστοιχη ροή της

$$q^* = - \langle w'q' \rangle / u^* \quad (2.3.6)$$

Ο ρυθμός εξάτμισης πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας αντιπροσωπεύει τη μάζα των υδρατμών ανά μονάδα όγκου και χρόνου που δημιουργείται κατά την αλλαγή φάσης (από υγρό σε αέριο) και δίνεται από την σχέση

$$E = \rho \cdot \langle w'q' \rangle \quad (2.3.7)$$

Με την εφαρμογή της θεωρίας ομοιότητας των M-O αποδεικνύεται ότι οι βαθμίδες ροής ορμής και θερμοκρασίας στο επιφανειακό στρώμα με τη χρησιμοποίηση των παραπάνω κλιμάκων, γίνονται συναρτήσεις της παραμέτρου ευστάθειας  $z/L$ . Η τιμή  $z=L$  ορίζει το ύψος στο οποίο η μηχανική παραγωγή τυρβώδους κίνησης εξισορροπείται από την θερμική παραγωγή τύρβης (buoyancy). Όταν  $z/L < 0$  τότε η θερμική παραγωγή τυρβώδους ενέργειας προστίθεται στη μηχανική. Όταν  $z/L > 0$ , δηλαδή όταν η ροή θερμότητας είναι καθοδική, οι ανωστικές δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας αφαιρούν ενέργεια από το μέσο και οδηγούν στην δημιουργία οριακού στρώματος, το οποίο χαρακτηρίζεται από ευστάθεια.

Η βαθμίδα των μέσων τιμών του οριζόντιου ανέμου δίνεται από την σχέση

$$d\langle u \rangle / dz = u^* / kz \Phi_m(z/L) \quad (2.3.8)$$

, όπου  $\Phi_m(z/L)$  αδιάστατες συναρτήσεις του συντελεστή ευστάθειας ( $z/L$ ). Αντίστοιχες σχέσεις με την 2.3.8, ισχύουν όμοια για την θερμοκρασία και την υγρασία, στις οποίες ωστόσο αντιστοιχούν διαφορετικές σχετικές αδιάστατες συναρτήσεις  $\Phi_w$  και  $\Phi_h$ . Οι συναρτήσεις αυτές έχουν προσεγγιστεί από σχετικά πειραματικά δεδομένα, όπως για παράδειγμα από τον Businger (1971), ο οποίος

πρότεινε τις παρακάτω εκφράσεις για τους συντελεστές συναρτήσεως του συντελεστή ευστάθειας  $z/L$ .

$$\text{για } z/L > 0: \quad \Phi_m = 1 + 4.7 \cdot z/L \quad (2.3.9)$$

$$\Phi_h = 0.74 + 4.7 \cdot z/L \quad (2.3.10)$$

$$\Phi_w = 1 + 4.7 \cdot z/L \quad (2.3.11)$$

$$\text{για } z/L < 0: \quad \Phi_m = (1 - 15 \cdot z/L)^{-1/4} \quad (2.3.12)$$

$$\Phi_h = 0.74 (1 - 9 \cdot z/L)^{-1/2} \quad (2.3.13)$$

$$\text{για } -0.6 < z/L < 0: \quad \Phi_w = (1 - 1.44 \cdot z/L)^{-2} \quad (2.3.14)$$

Με την ολοκλήρωση της παραπάνω σχέσης 2.3.8 καθ' ύψος ( $z$ ), (π.χ. Businger 1971), προκύπτουν τα αδιάστατα προφίλ για το Επιφανειακό ΑΟΣ, όπως για παράδειγμα της ταχύτητας του ανέμου μέσω της σχέσης

$$U - U_s / u_* = [\ln(z/z_0) - \psi_u(z/L)] / \alpha_u \cdot k \quad (2.3.15)$$

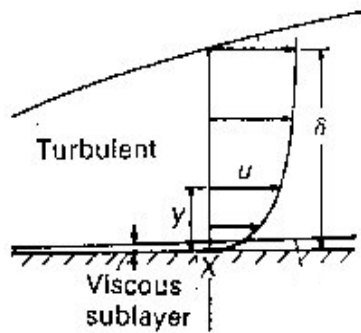
όπου  $U_s$  η ταχύτητα της επιφάνειας της θάλασσας. Το προφίλ αυτό ισχύει επίσης για την θερμοκρασία και για την υγρασία με τους αντίστοιχους συντελεστές  $\alpha$ ,  $\psi$ , την θερμοκρασία ( $T_s$ ) και την υγρασία ( $Q_s$ ) (από την τάση των ατμών στην θερμοκρασία  $T_s$ ) στην επιφάνεια. Ο εκάστοτε συντελεστής  $\alpha_x$  είναι ανάλογος του λόγου  $k_x/k_m$ , δηλαδή  $\alpha_u = 1$  για την ταχύτητα,  $\alpha_h = k_h/k_m$  για την θερμοκρασία και  $\alpha_Q/k_m$  για την υγρασία, υπό ουδέτερες συνθήκες. Αξίζει να αναφερθεί ότι οι λόγοι αυτοί βάσει της σχέσεων 2.3.8 και 2.2.7, είναι ουσιαστικά οι αντίστροφοι αριθμοί Prandtl και Schmidt αντίστοιχα των σχέσεων 2.2.10 και 2.2.11. Οι συντελεστές  $\alpha_h$  και  $\alpha_Q$  για την περίπτωση της τυρβώδους μεταφοράς θερμότητας και υγρασίας αντίστοιχα, λαμβάνουν τιμές όπως π.χ.  $\alpha_Q^{-1} = \alpha_E^{-1} = 0.74$  (Businger 1971, Eta/Skyron) ή  $\alpha_Q^{-1} = \alpha_E^{-1} = 0.88$  (Paulson 1970), έχουν προκύψει από σχετικές πειραματικές μελέτες (π.χ. Kansas 1968, Izumi 1971) και χρησιμοποιούνται ευρέως στις μέρες μας. Τέλος, οι αδιάστατες συναρτήσεις  $\psi_m(z/L)$  της σχέσης 2.3.15, προκύπτουν από την ολοκλήρωση των ίδιων των αδιάστατων συναρτήσεων  $\Phi_x$  της σχέσης 2.3.8. Ο Paulson (1970) όσον αφορά την ταχύτητα για παράδειγμα, κατέληξε στις παρακάτω εξισώσεις 2.3.16 και 2.3.17, για τις συναρτήσεις  $\Psi_m$  της σχέσης 2.3.15, συναρτήσεως του συντελεστή ευστάθειας  $z/L$ .

$$z/L > 0: \quad \Psi_u = 1 - 5 \cdot z/L \quad (2.3.16)$$

$$z/L < 0: \quad \Psi_u = 2 \cdot \ln[(1+X)/2] + \ln[(1+X^2)/2] - 2 \cdot \tan^{-1}X + \pi/2 \quad (2.3.17)$$



, όπου  $X = (1-16 \cdot z/L)^{1/4}$ .



**2.3.1 Σχηματική απεικόνιση του κατακόρυφου (λογαριθμικού) προφίλ της ταχύτητας του ανέμου στο επιφανειακό ΘΑΟΣ (ύψους  $\delta \sim 10^0\text{m}$ ) και του ιξώδους στρώματος (viscous sublayer, πάχους  $10^{-3}\text{m}$  στην θάλασσα και  $10^{-2}\text{m}$  στον αέρα).**

## 2.4 Η διεπιφάνεια ατμόσφαιρας-θάλασσας

Για τον υπολογισμό του κατακόρυφου προφίλ της θερμοκρασίας,  $\theta(z)$ , και της υγρασίας,  $q(z)$ , στο επιφανειακό ΘΑΟΣ, χρησιμοποιούνται εξισώσεις αντίστοιχες με την σχέση 2.3.15 για την ταχύτητα  $u(z)$ . Οι εξισώσεις αυτές, θεωρώντας πως το ύψος τραχύτητας της επιφάνειας της θάλασσας είναι ίδιο με το αντίστοιχο ύψος στο οποίο η θερμοκρασία και η υγρασία λαμβάνουν τις τιμές τους στο όριο της διεπιφάνειας αέρα-νερού ( $z_T = z_Q = z_0$ , βλ. §5.6.2), έχει βρεθεί ότι οδηγούν σε λογαριθμικά προφίλ της θερμοκρασίας και της υγρασίας τα οποία δεν περιγράφουν καλά την κατάσταση κοντά στην διεπιφάνεια. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι ακριβώς στην διεπιφάνεια ( $10^{-2}\text{m}$  στον αέρα,  $10^{-3}\text{m}$  στη θάλασσα), η μοριακή διάχυση κυριαρχεί της τυρβώδους ανάμιξης και οι ανταλλαγές μάζας και ενέργειας μέσω της διεπιφάνειας λαμβάνουν χώρα με την πιο αργή ταχύτητα της μοριακής διάχυσης, σε σχέση με την πιο γρήγορη τυρβώδη διαδικασία των πλησιέστερων στρωμάτων αέρα ή νερού.

Στο ενδιάμεσο αυτό ιξώδες στρώμα, η ροή θεωρείται πως είναι στρωτή για κάθε ένα από τα παραπάνω μεγέθη. Οι Liu, Katsaros και Businger (1979) πρότειναν ένα μοντέλο (LKB) το οποίο περιλαμβάνει τις διεργασίες ανταλλαγής ορμής, ενέργειας και μάζας στην διεπιφάνεια και επιτρέπει τον υπολογισμό μέσω κατάλληλων εκφράσεων των υψών  $z_T$  και  $z_Q$ . Οι ροές θερμότητας και υγρασίας

σύμφωνα με το μοντέλο LKB εξαρτώνται από τον μέσο χρόνο επαφής ( $t^*$ ) - έκθεσης των μορίων του νερού με τον αέρα, πέραν από την διαφορά θερμοκρασίας του αέρα και της θάλασσας κοντά στη διεπιφάνεια. Ο χρόνος επαφής θεωρείται σαν παράμετρος κλίμακας, όπως ακριβώς το πάχος του στρώματος στο οποίο θεωρητικά η ροή είναι στρωτή και λαμβάνει χώρα μοριακή διάχυση ορμής, ενέργειας και μάζας μεταξύ αέρα και υδρατμών. Επίσης, θεωρείται ανάλογος του πάχους ( $\delta x$ ) του αντίστοιχου ενδιάμεσου αυτού στρώματος στρωτής ροής καθώς και των μοριακών ιδιοτήτων του αέρα (π.χ.  $t^* = \delta t^2/k$ , Liu et al. 1978) δηλαδή του κινηματικού ιξώδους ( $\nu$ ), του συντελεστή μοριακής θερμικής διάχυσης ( $k$ ) και διάχυσης υδρατμών ( $\epsilon$ ).

Στο στρώμα αυτό ο λόγος των θερμοκρασιακών διαφορών αέρα - διεπιφάνειας και διεπιφάνειας - νερού  $(T_{air} - T_s) / (T_s - T_b)$  θεωρείται ότι ακολουθεί την σχέση

$$1 - \exp(-z/\delta x) = 1 - \exp(-z \cdot u^*/S \cdot k) \quad (2.4.1)$$

όπου  $S$ , ο λόγος της διαφοράς θερμοκρασίας διεπιφάνειας - νερού προς την κλίμακα θερμοκρασίας στο οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας  $(T_s - T_b)/T^*$ . Το πάχος του στρώματος όσον αφορά την διάχυση αισθητής θερμότητας ( $\delta t$ ) θεωρείται ανάλογο του λόγου αυτού βάσει της σχέσης

$$u^* \cdot \delta t / k = (T_s - T_b) / T^* \quad (2.4.2)$$

και επίσης ανάλογο του λόγου του συντελεστή μοριακής θερμικής διάχυσης προς της ταχύτητας τριβής ( $k/u^*$ ). Όσον αφορά την ταχύτητα, το πάχος ( $\delta u$ ) προτείνεται αντίστοιχα ανάλογο του λόγου του κινηματικού ιξώδους ( $\nu/u^*$ ) προς την ταχύτητα τριβής ενώ για τους υδρατμούς αντίστοιχα του συντελεστή μοριακής διάχυσης υδρατμών ( $\epsilon/u^*$ ).

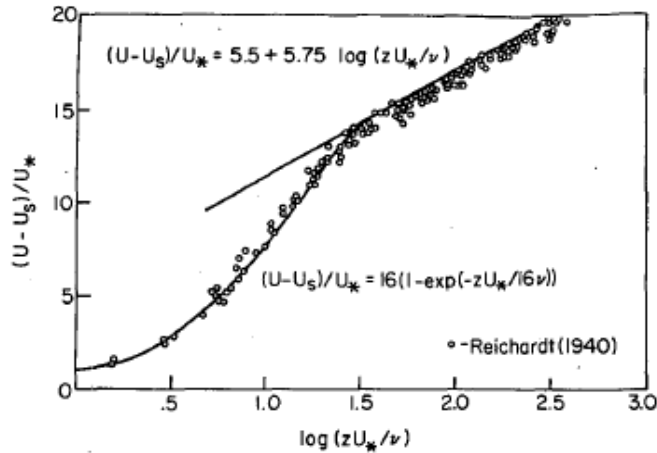
Τα αδιάστατα προφίλ για την ταχύτητα, την θερμοκρασία και την υγρασία στην διεπιφάνεια βάσει του μοντέλου LKB, παρουσιάζονται στα σχήματα 2.4.1 και 2.4.2 μαζί με αντίστοιχες πειραματικές μετρήσεις για την ταχύτητα και την θερμοκρασία και περιγράφονται από τις παρακάτω εξισώσεις

$$(T - T_s) / T^* = S [1 - \exp(-z U^* / S \kappa)] \quad (2.4.3)$$

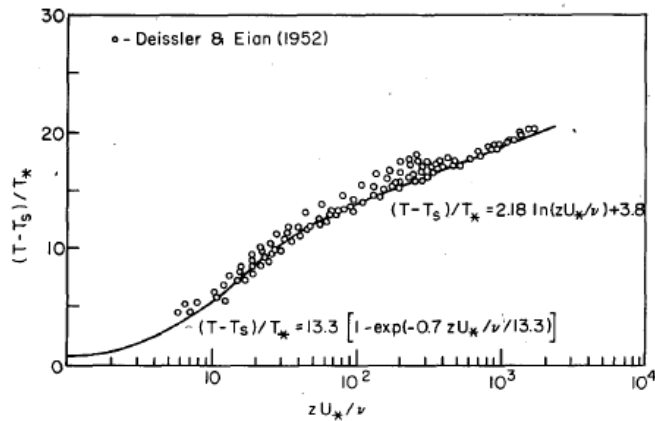
$$(Q - Q_s) / Q^* = D [1 - \exp(-z U^* / D \epsilon)] \quad (2.4.4)$$

$$(U - U_s) / U^* = C [1 - \exp(-z U^* / C \nu)] \quad (2.4.5)$$

όπου C και D οι αντίστοιχοι με τον S λόγοι, για την ταχύτητα και την υγρασία.



2.4.1 Το κατακόρυφο προφίλ του ανέμου στο ιξώδες στρώμα (καμπύλη γραμμή) βάσει του μοντέλου LKB και στο επιφανειακό ΘΑΟΣ (ευθεία γραμμή), μαζί με σχετικές πειραματικές μετρήσεις (Reichardt 1940) (σχήμα από Liu et al 1979).



2.4.2 Το κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας στο ιξώδες στρώμα (καμπύλη γραμμή) βάσει του μοντέλου LKB και στο επιφανειακό ΘΑΟΣ (ευθεία γραμμή), μαζί με μετρήσεις από σχετικά πειράματα (Deissler and Eian 1952) (σχήμα από Liu et al 1979).

Το LKB μοντέλο στην πράξη παραμετροποιεί τους συντελεστές S, D και C στις σχέσεις 2.4.3, 2.4.4 και 2.4.5, στηριζόμενο σε σχετικές μετρήσεις (σχήματα 2.4.1 και 2.4.2), απαιτώντας ομαλή μετάβαση από το ένα προφίλ στο άλλο (ιξώδες – τυρβώδες), με αποτέλεσμα να μπορούν τελικά να υπολογιστούν η ταχύτητα, η θερμοκρασία και η υγρασία σε κάθε ύψος (z) μέσα στο ιξώδες στρώμα. Η

παραμετροποίηση βασίζεται στην πρόταση του Brutsaert (1975) ότι ο χρόνος επαφής ( $t^*$ ) είναι ανάλογος της χρονικής κλίμακας των στροβίλων Kolmogorov δηλαδή

$$t^* \sim (v \cdot z_0 / u_*^3)^{1/2} \quad (2.4.6)$$

Από την σχέση αυτή, σε συνδυασμό με την θεώρηση πως  $\delta t = (\kappa \cdot t^*)^{1/2}$ ,  $\delta q = (\varepsilon \cdot t^*)^{1/2}$  και  $\delta u = (v \cdot t^*)^{1/2}$ , προκύπτουν οι παρακάτω σχέσεις από τις οποίες υπολογίζονται οι τιμές των S, D, C των σχέσεων 2.4.3 έως 2.4.5.

$$S = G \cdot Rr^{1/4} \cdot Pr^{1/2} \quad (2.4.7)$$

$$D = G \cdot Rr^{1/4} \cdot Sc^{1/2} \quad (2.4.8)$$

$$C = G \cdot Rr^{1/4} \quad (2.4.9)$$

, όπου G πειραματική σταθερά. Στις παραπάνω εξισώσεις είναι εμφανής η κοινή εξάρτηση των λόγων S, D, C από τον συντελεστή Rr, πέραν αυτής των αριθμών Prandl και Schmidt για την μοριακή ροή θερμότητας και υγρασία αντίστοιχα. Ο αριθμός Rr προκύπτει ως το γινόμενο της ταχύτητας της τριβής με το μέσο ύψος των διαταραχών στην επιφάνεια της θάλασσας, προς το κινηματικό ιξώδες του αέρα

$$Rr = u_* \cdot h_s / \nu \quad (2.4.10)$$

Η σχέση 2.4.10 προτάθηκε από τους Sethuraman et al. (1975), οι οποίοι θεωρώντας επίσης ότι το πάχος του ιξώδους στρώματος είναι ανάλογο του λόγου  $\nu / u_*$ , πρότειναν ο αριθμός αυτός να εκφράζει ουσιαστικά έναν αριθμό Reynolds. Ο Kitaygorodsky (1973) πρότεινε πως ελλείψει απευθείας μετρήσεων για το ύψος  $h_s$ , μπορεί να χρησιμοποιείται αντί αυτού το ύψος τραχύτητας ( $z_0$ ) σε σχετικούς υπολογισμούς.

Τα ύψη  $z_t$ ,  $z_q$  υπολογίζονται τελικά βάσει των σχέσεων

$$z_t \cdot u_* / \nu = a_1 \cdot Rr^{b_1} \quad (2.4.11)$$

$$z_q \cdot u_* / \nu = a_2 \cdot Rr^{b_2} \quad (2.4.12)$$

, όπου οι συντελεστές  $a_1$ ,  $a_2$  και  $b_1$ ,  $b_2$  δίνονται από τον πίνακα 2.4.1.

Άλλοι ερευνητές όπως ο Jancic (1994), θεωρώντας την αδιάστατη ποσότητα  $z_u^* / Sk$  της σχέσης 2.4.1 πολύ μικρή

$$1 - \exp(-z_u^* / Sk) \sim (z_u^* / Sk) \quad (2.4.13)$$

και ίση με τους αντίστοιχους αδιάστατους όρους όσον αφορά την θερμότητα και την υγρασία,

$$z_u \cdot u^* / C \cdot v = z_\theta \cdot u^* / S \cdot k = z_q \cdot u^* / D \cdot \varepsilon = \zeta \quad (2.4.14)$$

πρότεινε τον λόγο αυτό σταθερό ίσο με 0.35, υπολογίζοντας για τις τιμές  $z_T$ ,  $z_Q$  και  $z_\theta$  από τις σχέσεις 2.4.11, 2.4.12 και 2.4.16, για  $Rr = 1$ . Ο Brutsaert (1982), πρότεινε ότι η αδιάστατη ποσότητα  $\zeta$  μπορεί να εκφραστεί σαν συνάρτηση του αριθμού  $Rr$  βάσει της σχέσης

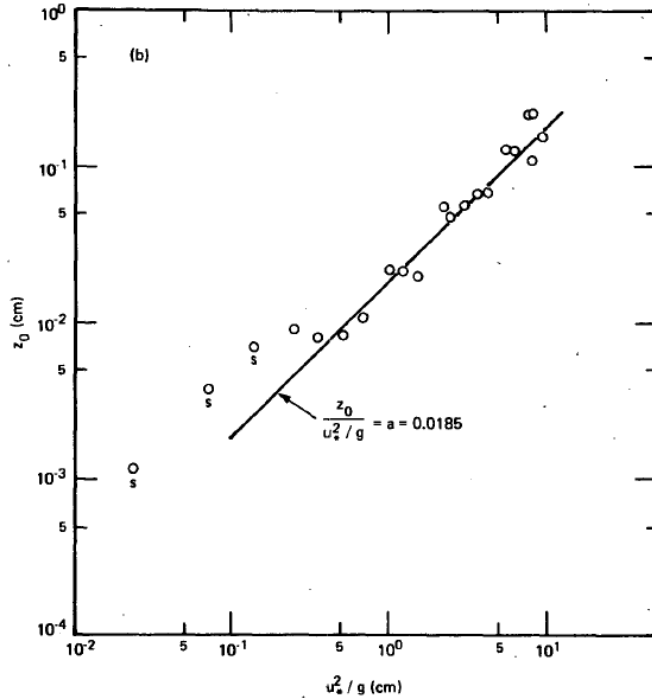
$$\zeta = 11 / (M \cdot Rr^{1/4}) \quad (2.4.15)$$

Και στις δύο αυτές περιπτώσεις, τα ύψη  $z_T$  και  $z_Q$  υπολογίζονται από την σχέση 2.4.15 για τις αντίστοιχες τιμές του αδιάστατου αριθμού  $\zeta$  (βλ. §5.6.2).

Όσον αφορά το ύψος τραχύτητας  $z_0$ , έχει βρεθεί ότι εξαρτάται από το ύψος του ιξώδους στρώματος [ $z_0(v/u^*)$ ], όσο το μέσο ύψος των διαταραχών στην επιφάνεια (κύματα, ύψους  $h_s$ ) δεν ξεπερνά ένα ορισμένο όριο, μετά το οποίο το  $z_0$  εξαρτάται από φαινόμενα που έχουν να κάνουν με την αποκόλληση της ατμοσφαιρικής ροής κατάντη μικρών επιφανειακών κυμάτων όταν αυτά σπάνε (π.χ. Wu 1980). Τότε σχετίζεται πλέον με το ύψος επιφανειακών κυμάτων όπου η δύναμη επαναφοράς είναι η βαρύτητα ( $g$ ) (σχήμα 2.4.3). Στην περίπτωση αυτή, το ύψος διαταραχών (κυμάτων) αντικαθιστά το πάχος  $\delta u(v/u^*)$  ως κυρίαρχη κλίμακα μήκους του ιξώδους στρώματος με αποτέλεσμα η σχέση  $z_0(v/u^*)$  να χάνει την ισχύ της για την μεταφορά ορμής. Τότε η επιφάνεια της θάλασσας χαρακτηρίζεται ως αεροδυναμικά τραχεία (fully rough) ενώ όσο το ιξώδες παίζει κυρίαρχο ρόλο χαρακτηρίζεται ως αεροδυναμικά λεία (smooth). Κατά την μετάβαση από την μία κατάσταση στην άλλη (transition), η επιφάνεια θεωρείται ενδιάμεσα τραχεία (moderate rough).

**Πίνακας 2.4.1** Οι τιμές των συντελεστών  $a_1$ ,  $a_2$  και  $b_1$ ,  $b_2$  για τον υπολογισμό των λόγων  $z_T \cdot u^* / v$  και  $z_Q \cdot u^* / v$  από την σχέση X (πίνακας από Liu et al 1979)

$Rr$	$a_1$	$b_1$	$a_2$	$b_2$
0 ~ 0.11	0.177	0	0.292	0
0.11 ~ 0.825	1.376	0.929	1.808	0.826
0.925 ~ 3.0	1.026	-0.599	1.393	-0.528
3.0 ~ 10.0	1.625	-1.018	1.956	-0.870
10.0 ~ 30.0	4.661	-1.475	4.994	-1.297
30.0 ~ 100.0	34.904	-2.067	30.790	-1.845



**2.4.3 Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών του ύψους τραχύτητας  $z_0$  (cm) στην επιφάνεια της θάλασσας και της ποσότητας  $u^2/g$  (cm). Τα δεδομένα με τον δείκτη (S) προκύπτουν από μετρήσεις σε περιπτώσεις αεροδυναμικά λείας επιφάνειας και οι υπόλοιπες σε αεροδυναμικά τραχεία επιφάνεια. Στην τελευταία περίπτωση, η προκύπτουσα ευθεία αντιστοιχεί στην περίπτωση  $z_0/(u^2/g) = a = 0.018$  (Charnock) (σχήμα από Wu 1980).**

Αξίζει να αναφερθεί ότι από σχετικές μελέτες έχουν προκύψει κρίσιμες τιμές του αριθμού  $Rr$  (π.χ. Schlichting 1968) για τις οποίες η επιφάνεια του νερού θεωρείται ομαλή (smooth,  $Rr < 0.17$ ), τραχεία (rough,  $Rr > 2.33$ ) ή ενδιάμεσα τραχεία (moderate rough,  $0.17 < Rr < 2.33$ ). Όσον αφορά την παραδοχή του Kitaygorodsky (1973) για τον υπολογισμό του  $Rr$  και κατ' επέκταση των  $z_T$  και  $z_Q$  χρησιμοποιώντας το  $z_0$  σαν μέσο ύψος ( $h_s$ ) των διαταραχών στην επιφάνεια της θάλασσας, προκύπτει πως για τιμές του συντελεστή  $Rr$  πολύ μεγαλύτερες του ένα ( $Rr \gg 1$ ), το ύψος τραχύτητας είναι περίπου ίσο με το χαρακτηριστικό ύψος των στοιχείων τραχύτητας ( $z_0 \sim h_s$ ) και πολύ μεγαλύτερο του ιξώδους στρώματος ( $z_0 \gg \delta_n$ ). Αντίθετα, για τιμές πολύ μικρότερες του ένα ( $Rr \ll 1$ ), το ύψος τραχύτητας προκύπτει περίπου ίσο με το ύψος του ιξώδους στρώματος ( $z_0 \sim \delta_n$ ) και πολύ μεγαλύτερο του χαρακτηριστικού ύψους των στοιχείων τραχύτητας ( $z_0 \gg h_s$ ).

Για τον υπολογισμό του  $z_0$  συχνά χρησιμοποιείται η σχέση (2.4.16), όπου αυξανόμενης της ταχύτητας τριβής ο όρος του ιξώδους γίνεται αμελητέος, σε αντίθεση με τον όρο των επιφανειακών κυμάτων  $z_0(u^*/g)$

$$z_0 = 0.11 \cdot v/u^* + \alpha \cdot u^{*2}/g \quad (2.4.16)$$

Ο Charnock (1955), πρότεινε για τον συντελεστή  $\alpha$  την τιμή 0.018 (βλ. σχήμα 2.4.3). Αρκετές διαφορετικές τιμές για το συντελεστή  $\alpha$  έχουν προκύψει από σχετικές πειραματικές μελέτες (Wu 1980), όπως η σχετικά μεγάλη τιμή  $\alpha=0.032$  (Christensen et al. 1999).

## 2.5 Παραμετροποίηση των επιφανειακών ροών στο επιφανειακό ΘΑΟΣ

Στα ατμοσφαιρικά μοντέλα μέσης κλίμακας, το ΘΑΟΣ παραμετροποιείται με σχήματα κλεισίματος της τύρβης (π.χ. Mellor-Yamada, 1982), απ' όπου και υπολογίζονται οι συντελεστές τυρβώδους διάχυσης  $k_u$ ,  $k_h$ ,  $k_q$ , των σχέσεων 2.2.7 και 2.2.9, οι οποίοι ισχύουν και στο δυναμικό, λόγω της συνεχούς αλλαγής των  $z_0$ ,  $z_Q$  και  $z_T$ , επιφανειακό οριακό στρώμα δηλαδή ανάμεσα στο πρώτο επίπεδο του μοντέλου και τα ύψη  $z_0$ ,  $z_T$  και  $z_Q$ . Υπολογίζοντας επίσης τα ύψη  $z_{0,T,Q}$ , από τις σχέσεις 2.4.11, 2.4.12 και 2.4.16 (LKB) αλλά και τις σταθερές  $S$ ,  $D$ ,  $C$  (σχέσεις 2.4.7 έως 2.4.9), σε κάθε χρονικό βήμα ώστε να χρησιμοποιηθούν για το επόμενο, προκύπτει ο υπολογισμός των μεγεθών  $u(z)$ ,  $\theta(z)$ ,  $q(z)$  σε οποιοδήποτε ύψος ( $z$ ) πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας βάσει των αντίστοιχων σχέσεων (βλ. σχέση 2.3.15), για το οριακό αλλά και για το ιξώδες στρώμα (σχέσεις 2.4.3, 2.4.4 και 2.4.5) του ΘΑΟΣ (π.χ. Eta/Skyron με  $\zeta=0.35$  για τα ύψη  $z_T$ ,  $z_Q$ ,  $\alpha=0.018$  για το ύψος  $z_0$  και  $\alpha_Q^{-1} = \alpha_E^{-1} = 0.74$ ).

Στα ωκεανογραφικά μοντέλα κυκλοφορίας από την άλλη μεριά, οι επιφανειακές ροές ορμής ( $u'w'$ ), θερμότητας ( $w'T'$ ) και υγρασίας ( $w'q'$ ) εκφράζονται συχνά συναρτήσει των αδιάστατων συντελεστών αντίστασης (drag coefficient), μεταφοράς θερμότητας (heat transfer coefficient) και υγρασίας (moisture transfer coefficient) αντίστοιχα:

$$\tau_0 = - u'w' \cdot \rho = \rho \cdot C_D \cdot U^2 \quad (2.5.1)$$

$$H_S = w'T_v' \cdot \rho = \rho \cdot C_H \cdot C_P \cdot U \cdot [\theta_0 - \theta(z)] \quad (2.5.2)$$

$$H_L = E = w'q' \cdot \rho = \rho \cdot L_C \cdot C_E \cdot U \cdot [q_s - q(z)] \quad (2.5.3)$$

, όπου  $C_D$ ,  $C_H$  και  $C_E$  είναι οι αντίστοιχοι συντελεστές αντίστασης (λόγω τριβής), μεταφοράς θερμότητας και υγρασίας αντίστοιχα και  $u$ ,  $\theta$  και  $q$  οι μέσες τιμές της ταχύτητας του ανέμου, της δυναμικής θερμοκρασίας και ειδικής υγρασίας στο επίπεδο μετρήσεων  $z$  (συνήθως 10m),  $\theta_0$  και  $q_0$  η μέση δυναμική θερμοκρασία και ειδική υγρασία στο ύψος  $z_0$ ,  $C_P$  η ειδική θερμότητα του αέρα υπό σταθερή πίεση και  $L_C$  η λανθάνουσα ενέργεια εξάτμισης αντίστοιχα. Η ταχύτητα της επιφάνειας  $U_s$  (βλ. σχέση 2.3.15) της θάλασσας προκύπτει εν γένει αρκετά μικρότερη της  $U$  και για αυτόν το λόγο συχνά παραλείπεται (σχέσεις 2.5.1, 2.5.4-2.5.6).

Από τις παραπάνω σχέσεις (2.5.1-2.5.3) γίνεται κατανοητό ότι στα μοντέλα πρόγνωσης της θαλάσσιας κυκλοφορίας, οι ροές παράγονται συνήθως με πιο άμεσο τρόπο απ' ότι στα ατμοσφαιρικά μοντέλα, χρησιμοποιώντας σε κάθε χρονικό βήμα απευθείας τις τιμές των αδιάστατων συντελεστών  $C_D$ ,  $C_H$  και  $C_E$ , σε συνδυασμό με τις τιμές των αντίστοιχων μεγεθών [συνήθως των  $u(z=10m)$ ,  $\theta(z=2m)$ ,  $q(z=2m)$ ] από το πεδίο της ατμόσφαιρας, με το οποίο είναι συζευγμένο το ωκεανογραφικό μοντέλο κυκλοφορίας (§4.5).

Ο συντελεστής  $C_D$  συνδέεται με την μεταφορά ορμής από την παραπάνω σχέση 2.5.1, η οποία γράφεται επίσης σαν

$$C_D = - \langle u'w' \rangle / U^2 \quad (2.5.4)$$

όπου  $U$  η ταχύτητα του ανέμου σε κάποιο ύψος πάνω από την επιφάνεια, συνήθως τα 10m. Οι αντίστοιχοι συντελεστές  $C_H$  και  $C_E$  συνδέονται με τις μετρούμενες μεταφορές θερμότητας και υγρασίας αντίστοιχα από τις σχέσεις 2.5.2 και 2.5.3 δηλαδή

$$C_H = - w'T_v' / C_P \cdot U \cdot (\theta - \theta_0) \quad (2.5.5)$$

$$C_E = - w'q' / L_C \cdot U \cdot (q - q_0) \quad (2.5.6)$$

Η παραμετροποίηση των συντελεστών υπό ουδέτερες συνθήκες (βλ. §5.6.1, §5.7), λαμβάνει χώρα συναρτήσει των τιμών της ταχύτητας του ανέμου στα 10m πάνω από την θάλασσα, από αντίστοιχες πειραματικές μετρήσεις. Σημειώνεται ότι έχει πραγματοποιηθεί μεγάλος αριθμός πειραμάτων, με στόχο την εκτίμηση των συντελεστών  $C_D$ ,  $C_H$  και  $C_E$ , για ένα ευρύ φάσμα καταστάσεων της

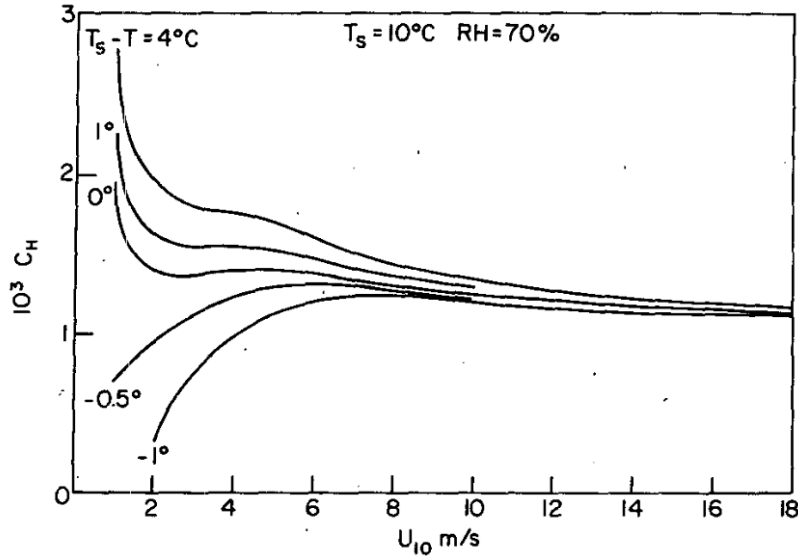


επιφάνειας της θάλασσας καθώς και ατμοσφαιρικών συνθηκών. Κάτω από ισχυρούς ανέμους ( $6\text{m} < U < 12\text{m/s}$ ) και ουδέτερες συνθήκες, τα πειραματικά αποτελέσματα συγκλίνουν σε μεγάλο βαθμό σε σταθερές τιμές των συντελεστών σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου (π.χ.  $C_D \approx C_H \approx C_E \approx 1.2 \cdot 10^{-3}$ ). Κάτω από ασταθείς συνθήκες, οι συντελεστές προσεγγίζουν την τιμή  $1.5 \cdot 10^{-3}$  (βλ. σχήμα 2.5.1) με ένα σφάλμα της τάξης του 20%. Αρκετά διαφορετικές τιμές για τους συντελεστές  $C_E$  και  $C_H$  έχουν βρεθεί πειραματικά (Smith 1980, Oost et al. 1999, Lindgren 2008), οι οποίες ωστόσο εκφράζονται επί το πλείστον σαν σταθερές συναρτήσεις του ανέμου π.χ.  $C_E = 1.5$  και  $C_H = 1.3$  (Kondo 1975).

Αξίζει να αναφερθεί ότι από το συνδυασμό των σχέσεων 2.3.15 και 2.5.4 για την ταχύτητα, προκύπτει ότι ο συντελεστής  $C_D$  και κατ'επέκταση οι  $C_H$  και  $C_E$ , είναι συναρτήσεις της κατάστασης ευστάθειας ( $z/L$ ) δηλαδή ελαττώνονται όταν ενισχύεται η ευστάθεια της ατμόσφαιρας.

$$C_D = ([\ln(z/z_0) - \psi_m(z/L)]/k)^{1/2} \quad (2.5.7)$$

Από την σχέση 2.5.7, προκύπτει ότι οι συντελεστές επίσης σχετίζονται με τα ύψη  $z_0$ ,  $z_T$  και  $z_Q$ . Στη βάση αυτή, οι τιμές του συντελεστή  $C_H$  που προκύπτουν χρησιμοποιώντας την σχέση 2.4.11 (LKB) για τον υπολογισμό του  $z_T$ , παρουσιάζονται στο παρακάτω σχήμα 2.5.1 συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου. Είναι φανερό πως οι τιμές του συντελεστή  $C_H$  προκύπτουν σχεδόν σταθερές με την ένταση του ανέμου δηλαδή συμφωνούν σε μεγάλο βαθμό με τα πειραματικά αποτελέσματα, αν και παρουσιάζουν εν γένει μια μικρή τάση ελάττωσης με την αύξηση του ανέμου. Στο σχήμα αυτό παρουσιάζεται επίσης η καμπύλη των εκτιμώμενων τιμών για καταστάσεις θετικής αλλά και αρνητικής διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ θάλασσας και αέρα ( $T_s - T_a$ ), όπου είναι εμφανής η πρόβλεψη για υψηλότερες τιμές σε συνθήκες θετικής διαφοράς (ασταθείς συνθήκες) και το αντίθετο για αρνητικές (ευσταθείς συνθήκες), γεγονός το οποίο επίσης συμφωνεί με τις παρατηρήσεις.



2.5.1 Οι καμπύλες ανταποκρίνονται στις τιμές του συντελεστή μεταφοράς θερμότητας ( $C_H$ ) που προκύπτουν με την χρήση των εξισώσεων του μοντέλου LKB, συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου στα 10m, για διαφορετικές τιμές διαφοράς θερμοκρασίας θάλασσας-αέρα ( $T_s-T$ ), σε συνθήκες θερμοκρασίας θάλασσας 10°C και σχετικής υγρασίας 70% (σχήμα από Liu et al. 1978).

### 2.5.1 Ο αεροδυναμικός συντελεστής $C_D$

Η ποιοτική ανάλυση του Kilaigorodski (1973) της τυρβώδους ροής πάνω από μία υλική επιφάνεια οδήγησε στο συμπέρασμα ότι ο συντελεστής αεροδυναμικής αντίστασης εξαρτάται από τις παρακάτω αδιάστατες ποσότητες:

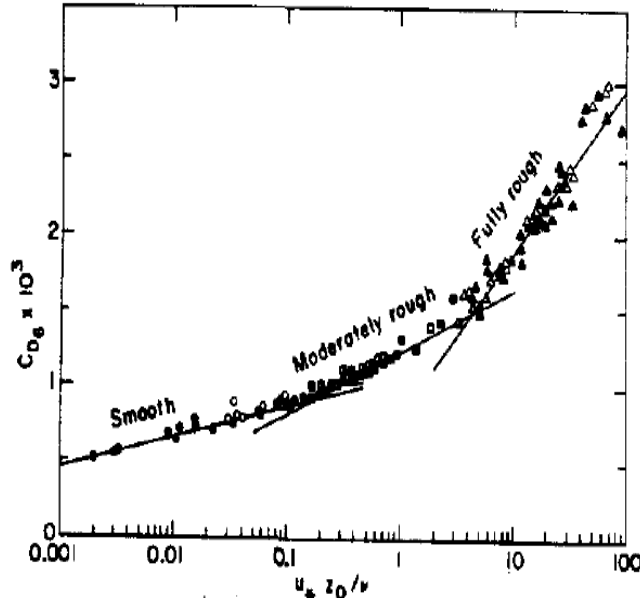
A) τον συντελεστή ευστάθειας  $z/L$

B) το λόγο ( $z/h_s$ ) του ύψους ( $z$ ) προς το χαρακτηριστικό ύψος των στοιχείων τραχύτητας στην επιφάνεια της θάλασσας ( $h_s$ )

Γ) τον λόγο ( $h_s/\delta_n$ ) του χαρακτηριστικού ύψους των στοιχείων τραχύτητας ( $h_s$ ) προς το πάχος του ιξώδους στρώματος ( $\delta_n$ ).

Δ) την θαλάσσια οριζόντια κίνηση λόγω των κυμάτων (ρευστή επιφάνεια)

Η εξάρτηση από το λόγο του ύψους ( $z$ ) προς τα στοιχεία τραχύτητας στην επιφάνεια της θάλασσας καθώς και η σχέση των τελευταίων με το ύψος τραχύτητας, αλλά και η επίδραση της ευστάθειας, αναλύθηκαν στις προηγούμενες παραγράφους (βλ. σχέση 2.5.7).

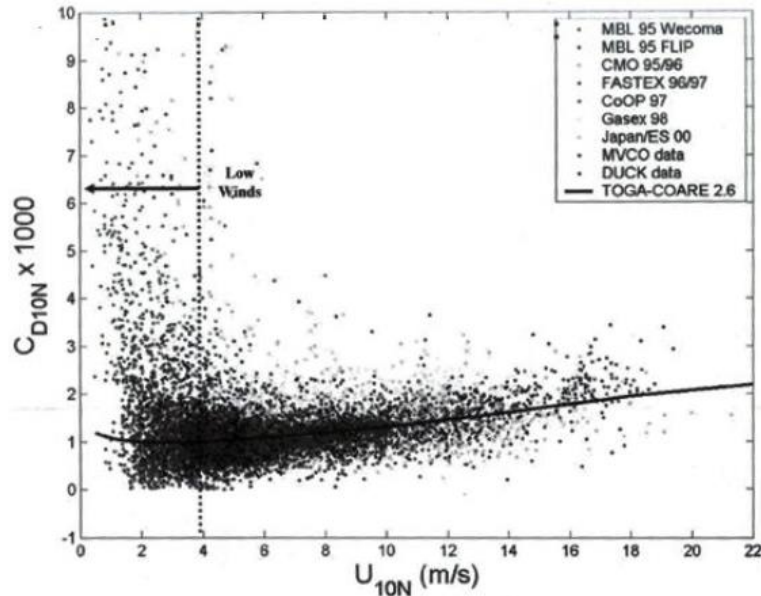


**2.5.2 Διάγραμμα διασκόρπισης τιμών του αεροδυναμικού συντελεστή και του αριθμού  $R_r$  (σχήμα από Sethuraman and Raynor 1975)**

Όσον αφορά τον λόγο  $h_s/\delta_n$ , θεωρώντας ότι το πάχος του ιζώδους στρώματος είναι ανάλογο του λόγου  $\nu/u^*$ , προκύπτει ίσος με τον αριθμό  $R_r$ . Στο σχήμα 2.5.2 φαίνονται οι διαφορετικές τάσεις των τιμών του συντελεστή  $C_D$  για διαφορετικές τιμές του  $R_r$  στο σχετικό διάγραμμα διασκόρπισης, οι οποίες αντιστοιχούν στις διαφορετικές καταστάσεις τραχύτητας της επιφάνειας της θάλασσας (smooth, transition, rough). Στην πράξη ωστόσο, ο υπολογισμός του  $C_D$  από τον  $R_r$  δεν είναι εφικτός αφού το  $R_r$  είναι επίσης συνάρτηση του  $u^*$ .

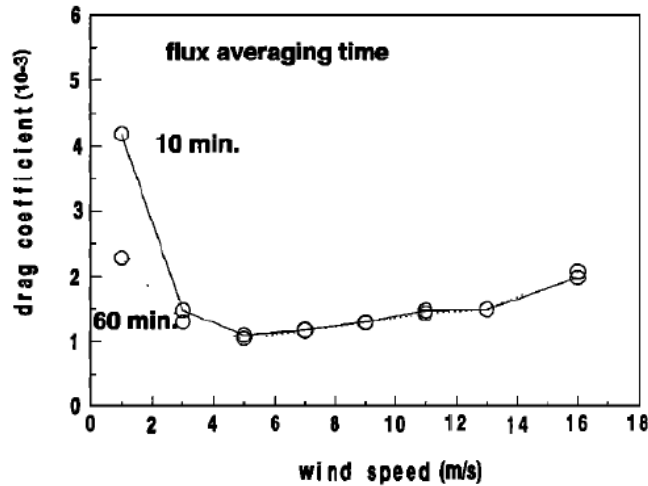
Οι τιμές για τον συντελεστή  $C_D$ , όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο (§2.5), προκύπτουν συνήθως σαν συνάρτηση της έντασης του ανέμου στο ύψος των 10m από την επιφάνεια. Για ισχυρούς ανέμους, η πληθώρα των πειραματικών δεδομένων παρουσιάζει γραμμική αυξητική τάση με τον άνεμο (σχήμα 2.5.3). Για ανέμους σχετικά μέτριας έντασης (π.χ. 4-11m/s) έχουν επίσης προταθεί και σταθερές τιμές του συντελεστή (π.χ.  $1.2 \cdot 10^{-3}$ , Large and Pond 1981). Στις πολύ χαμηλές ταχύτητες, οι τιμές του συντελεστή αυξάνονται και σχετίζονται με το ιζώδες της ατμόσφαιρας ενώ εισάγονται λάθη

στον υπολογισμό αφού αυξάνονται τα τυχαία σφάλματα στον προσδιορισμό της ροής ορμής.



### 2.5.3 Ο συντελεστής αντίστασης παρουσιάζει αύξηση σε ασθενές πεδίο ανέμων λόγω του ιξώδους βάσει μετρήσεων από διάφορα πειράματα.

Επίσης, η μεθοδολογία υπολογισμού εξαρτάται σημαντικά από την επιλογή του χρόνου ολοκλήρωσης και τον συνυπολογισμό της κάθετης στην ροή συνιστώσας της μεταφοράς ορμής. Το σχήμα 2.5.4 δείχνει την ευαισθησία του συντελεστή αντίστασης στην επιλογή του χρόνου ολοκλήρωσης της ροής μόνο για την περίπτωση χαμηλής έντασης ανέμου. Οι Mahrt et al (1996), απέδειξαν ότι αυξάνοντας τον χρόνο ολοκλήρωσης της ροής, υπάρχουν πιο πολλές πιθανότητες καταγραφής ταχυτήτων αντίθετου πρόσημου, σε τουλάχιστον μία εκ των συνιστωσών της ροής, γεγονός που μειώνει το μέγεθος της μέσης ροής. Επομένως, αυξάνοντας τον χρόνο ολοκλήρωσης, ελαττώνεται η τιμή του συντελεστή αντίστασης στην κατηγορία των χαμηλών ανέμων.



**2.5.4 Σε χαμηλές ταχύτητες ανέμου, η τιμή του συντελεστή αντίστασης ελαττώνεται με την αύξηση του χρόνου ολοκλήρωσης**

Δεδομένης της σημαντικής διασποράς των τιμών του συντελεστή με την ταχύτητα του ανέμου, οι Geernaert and Katsaros (1986) πρότειναν ότι αφού η τάση του ανέμου ( $\tau$ ) εξαρτάται από την ευστάθεια για ίδιες τιμές της ταχύτητας του ανέμου, τότε και η κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας θα πρέπει επίσης να διαφοροποιείται. Με τον τρόπο αυτό άλλωστε οι τιμές του  $C_D$  αλλά και της έντασης του ανέμου διορθώνονται και υπολογίζονται οι αντίστοιχες τιμές για ουδέτερες συνθήκες (σχέση 2.5.8, Paulson 1970) αν και από την άλλη μεριά οι Sethuraman and Raynor (1975) αναφέρουν ότι για ύψη μικρότερα από 10m από την επιφάνεια, το προφίλ του ανέμου ακολουθεί τον λογαριθμικό νόμο ακόμα και για ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες ( $z/L \sim 0.1$ ) και η εφαρμογή διορθώσεων εισάγει μεγαλύτερο σφάλμα από την αβεβαιότητα λόγω της ευστάθειας.

$$C_{DN10} = C_{D10} \cdot \{1 + (C_{D10}^{1/2}) \cdot (1/k) \cdot (\psi_m(z/L))\}^{-2} \quad (2.5.8)$$

Για ανέμους ταχύτητας  $U > 7 \text{ m/s}$ , η εξάρτηση του συντελεστή  $C_D$  από την ταχύτητα του ανέμου στα 10m ύψος κάτω από ουδέτερες συνθήκες μπορεί να δοθεί από τις παρακάτω σχέσεις (Garratt 1977).

$$C_{DN10} = 5.1 \cdot 10^{-4} \cdot U_{10}^{0.46} \quad (2.5.9)$$

$$C_{DN10} = (0.75 + 0.067 \cdot U_{10}) \cdot 10^{-3} \quad (2.5.10)$$

οι οποίες είναι σε καλή συμφωνία με τα πειραματικά δεδομένα. Για ταχύτητες κάτω από 7m/s, η εξάρτηση του  $C_D$  μεταβάλλεται λόγω της βαθμιαίας αλλαγής

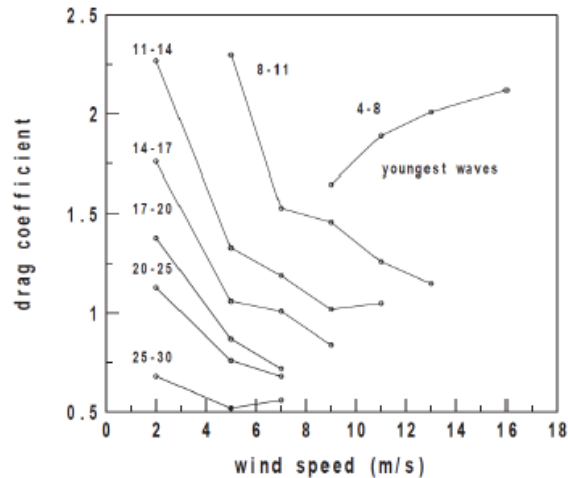
της επιφάνειας της θάλασσας από αεροδυναμικά τραχεία σε αεροδυναμικά λεία (σχήμα 2.5.2).

Μεταξύ άλλων, οι Byrne (1983) αλλά και οι Geernaert και Plant (1990) αναφέρουν ότι η επιλογή της κατάλληλης εξίσωσης για τον υπολογισμό τιμών για τον συντελεστή  $C_D$  υπό ουδέτερες συνθήκες, έχει περιοχικό χαρακτήρα ενώ υπογραμμίζουν την ανάγκη για περαιτέρω βελτίωση των σχετικών παραμετροποιήσεων. Οι διαφορές μεταξύ των αποτελεσμάτων από σχετικές πειραματικές αποστολές θεωρείται πως σχετίζονται με την διαφορετική κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας (Drennan et al. 2003, Hwang 2005, Foreman and Emeis 2010).

Είναι γνωστό ότι η χωροχρονική κλίμακα αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας παίζει σημαντικό ρόλο στην διαδικασία ανάπτυξης των επιφανειακών κυμάτων ενώ η μεταφορά ορμής έχει καταγραφεί ότι είναι μεγαλύτερη πάνω από νέα και αναπτυσσόμενα κύματα σε σχέση με γηραιότερα, τα οποία βρίσκονται σε ισορροπία με τον άνεμο. (Drennan et al. 2003, Hwang 2005, Smedman et al. 2003, Vickers and Mahrt 1997a). Για όλες σχεδόν τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου, ο συντελεστής αντίστασης μειώνεται καθώς αυξάνεται η ηλικία του κύματος. Στην κατηγορία των μικρότερων τιμών ηλικίας κύματος ( $C_p/u^*$  μεταξύ 4 και 8), ο συντελεστής αντίστασης αυξάνει με την ταχύτητα του ανέμου (σχήμα 2.5.5). Η κατηγορία αυτή παρατηρείται συνήθως με ισχυρή ροή από την θάλασσα. Η παράμετρος  $C_p$  εκφράζει την ταχύτητα φάσης του κύματος στην κορυφή του φάσματος και η ταχύτητα τριβής είναι σχετικά σταθερή για μια δεδομένη κατηγορία ηλικίας κύματος.

Η ταχύτητα της επιφάνειας της θάλασσας εξαιτίας των κυμάτων, όπως προαναφέρθηκε, παίζει επιπρόσθετα σημαντικό ρόλο στην μεταφορά ορμής αφού η σχέση μεταξύ της ταχύτητας ομάδος των κυμάτων και του ανέμου μπορεί να αλλάξει σημαντικά το προφίλ του ανέμου πάνω από την θάλασσα. Οι Vickers and Mahrt (1997a) παρατήρησαν πως το νεαρό της ηλικίας των κυμάτων μπορεί να οφείλεται και στην επιβράδυνσή τους λόγω της θραύσης τους, η οποία συνοδεύει συχνά επιταχύνσεις του ανέμου και η οποία έχει τοπικά χαρακτηριστικά. Τα κύματα σπάνε, όταν κάποια σωματίδια του ρευστού στην

επιφάνειά του, συνήθως στην κορυφή του κύματος, ταξιδεύουν γρηγορότερα από το κύμα, με αποτέλεσμα να το προσπερνούν (Csanady 2004). Τον τελευταίο καιρό έχουν αναφερθεί αρκετές προσπάθειες παραμετροποίησης των τιμών του συντελεστή σαν συνάρτηση του ύψους, της κλίσης ή της φασικής ταχύτητας του κύματος (Gao et al. 2009, Hwang et al. 2011).



**2.5.5 Μέσες τιμές του ουδέτερου συντελεστή αντίστασης ( $C_{D10N}$ ) σαν συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου για 7 κατηγορίες ηλικίας κύματος ( $C_p/u_*$ ) στο ύψος των 10m. (σχήμα από Vickers and Mahrt, 1997)**

Έως σήμερα, η μεγαλύτερη πλειοψηφία των μετρήσεων τύρβης πάνω από την θάλασσα έχουν λάβει χώρα πάνω από ανοιχτές θάλασσες και ωκεανούς ενώ μόνο δύο σχετικές πειραματικές αποστολές έχουν αναφερθεί στην βιβλιογραφία με μετρήσεις πάνω από τα νερά της δυτικής Μεσογείου (Hauser et al. 2003). Τα αποτελέσματα της τελευταίας πειραματικής αποστολής (FETCH, 1998), σε απόσταση περίπου 50km από τις νότιες ακτές της Γαλλίας, υπογράμμισαν την σημασία της ηλικίας των επιφανειακών κυμάτων στον συντελεστή  $C_D$ , ο οποίος βρέθηκε να χαρακτηρίζεται από μικρότερες τιμές, όταν η ατμοσφαιρική ροή έπνεε από νοτιοδυτικές διευθύνσεις (απόσταση  $10^2$ km) σε σχέση με ανέμους που έπνεαν από βόρειες διευθύνσεις δηλαδή μικρότερης χωροχρονικής κλίμακας αλληλεπίδρασης (απόσταση  $10^1$ km). Η επίδραση της ηλικίας των επιφανειακών κυμάτων στα νερά της Μεσογείου είχε επίσης επισημανθεί από την πρωθύστερη

μελέτη του Volkon (1970). Σε παρόμοια συμπεράσματα καταλήγει και η μελέτη των Smedman et al. 2003 στην θάλασσα της Βαλτικής, η οποία χαρακτηρίζεται από παρόμοιες χωροχρονικές κλίμακες αλληλεπίδρασης. Αξίζει ωστόσο να αναφερθεί ότι τόσο στην περιοχή της Βαλτικής όσο και της δυτικής Μεσογείου δεν απαντάται η έντονη και πολύπλοκη τοπογραφία της θάλασσας του Αιγαίου, με αποτέλεσμα οι συνθήκες να ευνοούν την ανάπτυξη μακρών κυμάτων (swell) τα οποία έχει βρεθεί ότι επιδρούν καταλυτικά στο κατακόρυφο προφίλ του ανέμου, κυρίως στην μείωση των τιμών του συντελεστή  $C_D$ .

## 2.6 Το Οριακό Στρώμα της Θάλασσας

Η κατάσταση του επιφανειακού οριακού στρώματος της θάλασσας είναι επίσης τυρβώδης, αναμιγνύοντας έντονα τα χαρακτηριστικά του ανώτερου στρώματος σε βάθος αρκετών μέτρων, αντίστοιχα με το επιφανειακό ΘΑΟΣ. Η τύρβη στο ΘΑΟΣ προκαλεί μεγάλης κλίμακας κινήσεις στις υδάτινες μάζες πέραν της ανάμιξής τους και βοηθά έμμεσα την ανταλλαγή ενέργειας και μάζας από και προς την ατμόσφαιρα, επηρεάζοντας το κλίμα της Γης.

Μέρος της μεταφερόμενης ορμής από την ατμόσφαιρα δαπανάται στην δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων. Σύμφωνα με την βιβλιογραφία, η ροή του ανέμου σε μια αρχικά ακίνητη επιφάνεια νερού δημιουργεί τυχαίες διακυμάνσεις της πίεσης (Snyder and Dobson 1981), οι οποίες προκαλούν την ταλάντωση των στοιχείων νερού της επιφάνειας, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται πολύ μικρά επιφανειακά κύματα. Στα κύματα αυτά η δύναμη επαναφοράς είναι η επιφανειακή τάση του νερού και για τον λόγο αυτό ονομάζονται τριχοειδή (capillary waves, Phillips 1981). Η ταχύτητα των κυμάτων αυτών αυξάνει με το μήκος κύματός τους ενώ η συμβολή τους δημιουργεί μεγαλύτερα κύματα, στα οποία πλέον δύναμη επαναφοράς είναι η βαρύτητα. Στην αναπόφευκτη συμβολή των τελευταίων, οφείλεται ο σχηματισμός ακόμα μεγαλύτερων κυμάτων τα οποία κινούνται με ταχύτητες οι οποίες λόγω του φαινομένου της διασποράς εξαρτώνται από το μήκος κύματός τους. Στην τελευταία κατηγορία ανήκουν τα ανεμογενή κύματα με μικρές περιόδους (π.χ.



από 0.1 έως λίγα δευτερόλεπτα) και οι απορροές με μεγαλύτερες περιόδους (swell,  $10^0$ - $10^1$ s), οι οποίες διαδίδονται και με μεγαλύτερες ταχύτητες (Hasselmann et al 1973). Η επίδραση των κυμάτων αυτών σε βάθος έως και περίπου τέσσερις φορές το ύψος τους, συμβάλει στην παραγωγή τύρβης στο θαλάσσιο οριακό στρώμα (π.χ. Thorpe 2007).

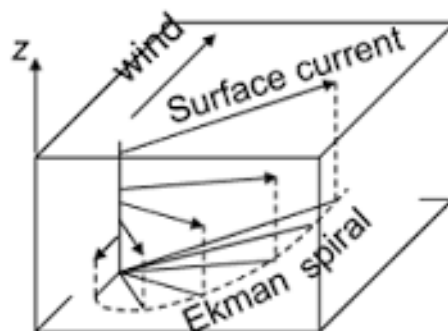
Σε κάθε περίπτωση, η τραχύτητα της επιφάνειας της θάλασσας είναι υπεύθυνη για την ανάπτυξη τύρβης στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα την εφαρμογή τάσης εφαπτομενικά προς στην επιφάνεια της θάλασσας. Στην ελεύθερη επιφάνεια του νερού, η τάση του ανέμου ( $\rho \cdot u'w'$ ) πρέπει να ισούται με την τάση τριβής του νερού στο όριο  $z=0$ m ώστε να εξασφαλίζεται η συνέχεια των τάσεων. Θα πρέπει να ισχύει δηλαδή πως

$$T_x = \mu \cdot du/dz_{z=0} \quad (2.6.1)$$

$$T_y = \mu \cdot dv/dz_{z=0} \quad (2.6.2)$$

, όπου  $\mu$  ο (μοριακός) συντελεστής δυναμικής τριβής του νερού.

Η τάση αυτή προσδίδει επιτάχυνση στο αντίστοιχο επιφανειακό θαλάσσιο οριακό στρώμα στην κατεύθυνση της ροής του ανέμου (x-y επίπεδο). Στις μάζες νερού οι οποίες τίθενται σε κίνηση, στιγμιαία εφαρμόζεται η δύναμη Coriolis, η οποία στο βόρειο ημισφαίριο τις στρέφει δεξιόστροφα έως ότου αποκατασταθεί ισορροπία, με πλευρικές δυνάμεις στην υδάτινη μάζα. Η κίνηση αυτή εφαρμόζει με την σειρά της εφαπτομενικά δυνάμεις στα υποκείμενα στρώματα νερού, με αποτέλεσμα την δημιουργία της σπείρας Ekman, η οποία εκτείνεται σε βάθος ανάλογο με την εφαρμοζόμενη τάση (σχέση 2.6.3).



**2.6.1 Το κατακόρυφο προφίλ της ταχύτητας των ανεμογενών ρευμάτων (σπείρα Ekman)**

Οι εξισώσεις οι οποίες περιγράφουν την σπειροειδή κίνηση των ανεμογενών ρευμάτων συναρτήσει του βάθους, προκύπτουν από τις αντίστοιχες εξισώσεις Navier-Stokes για την θάλασσα (π.χ. Pond and Pickard 1983). Λαμβάνοντας υπόψη τους όρους της διατμητικής τάσης στην κατακόρυφο και της δύναμης Coriolis, καταλήγουμε στις γνωστές σχέσεις για το κατακόρυφο προφίλ της ταχύτητας των ανεμογενών ρευμάτων στην θάλασσα (για το βόρειο ημισφαίριο)

$$u_E = + V_0 \cdot \cos(\pi/4 + z \cdot \pi/D_E) \cdot e^{z \cdot \pi/D_E} \quad (2.6.3)$$

με

$$V_0 = (2)^{1/2} \cdot \pi \cdot T_{xy} / D_E \cdot \rho_w \cdot |f| \quad (2.6.4)$$

, όπου  $\rho_w$  η πυκνότητα του νερού,  $|f|$  το μέτρο της παραμέτρου Coriolis,  $T_{xy}$  η τάση του ανέμου (σχέσεις 2.6.1, 2.6.2) και  $D_E$  το βάθος Ekman ή βάθος επίδρασης της τριβής του ανέμου, το βάθος στο οποίο η ταχύτητα  $u(D_E)$  του ρεύματος έχει στραφεί κατά  $180^\circ$  από την διεύθυνση στην επιφάνεια και όπως προκύπτει από την σχέση 2.6.3 ( $e^{-\pi} \approx 1/23$ ), έχει μέτρο μικρότερο από το ένα εικοστό του μέτρου της ταχύτητας στην επιφάνεια. Σημειώνεται επίσης ότι η διεύθυνση της ταχύτητας των ανεμογενών ρευμάτων στην επιφάνεια ( $z=0$ ) σύμφωνα με την εξίσωση 2.6.3 προκύπτει στις  $45^\circ$  ( $\pi/4$ ), δεξιόστροφα της διεύθυνσης του ανέμου στην επιφάνεια στο βόρειο ημισφαίριο (σχήμα 2.6.1).

Λόγω της επίδρασης της τάσης ( $T_{xy}$ ) του ανέμου στην θάλασσα, λαμβάνει χώρα μεταφορά μάζας η οποία είναι πάντα κάθετη του ανύσματος του ανέμου (για θάλασσα άπειρου βάθους) κοντά στην επιφάνεια. Το νερό που επάγεται στην λύση του Ekman, συμπληρώνεται συνεχώς από νερό που έρχεται από τις διπλανές περιοχές σε μία θάλασσα άπειρη σε οριζόντια έκταση. Στην περίπτωση ωστόσο παρουσίας ακτής, το νερό συσσωρεύεται ή επάγεται επιφανειακά από ή προς την ακτή, δημιουργώντας κυκλώματα νερού τα οποία είτε αναβλύζουν (upwelling) είτε καταυλίζουν (downwelling) υδάτινες μάζες από και προς βαθύτερα στρώματα αντίστοιχα (βλ. §6.3). Αντίστοιχες κατακόρυφες κινήσεις (Ekman rumping) προκύπτουν επίσης λόγω διαφορικής στον χώρο κατανομής της επιφανειακής τάσης του ανέμου (stress curl). Στην περίπτωση σχετικά ρηχών νερών (π.χ.  $10^0$  m), η διεύθυνση της μεταφοράς μάζας γίνεται περισσότερο πολύπλοκη αφού αλλάζει λόγω της ύπαρξης, αντίστοιχου με την επιφάνεια,

τυρβώδους οριακού στρώματος σε επαφή με το βυθό. Σε αυτές τις περιπτώσεις, η τυρβώδης κατακόρυφη μεταφορά μπορεί να εκτείνεται σε ολόκληρο το βάθος της υδάτινης στήλης.

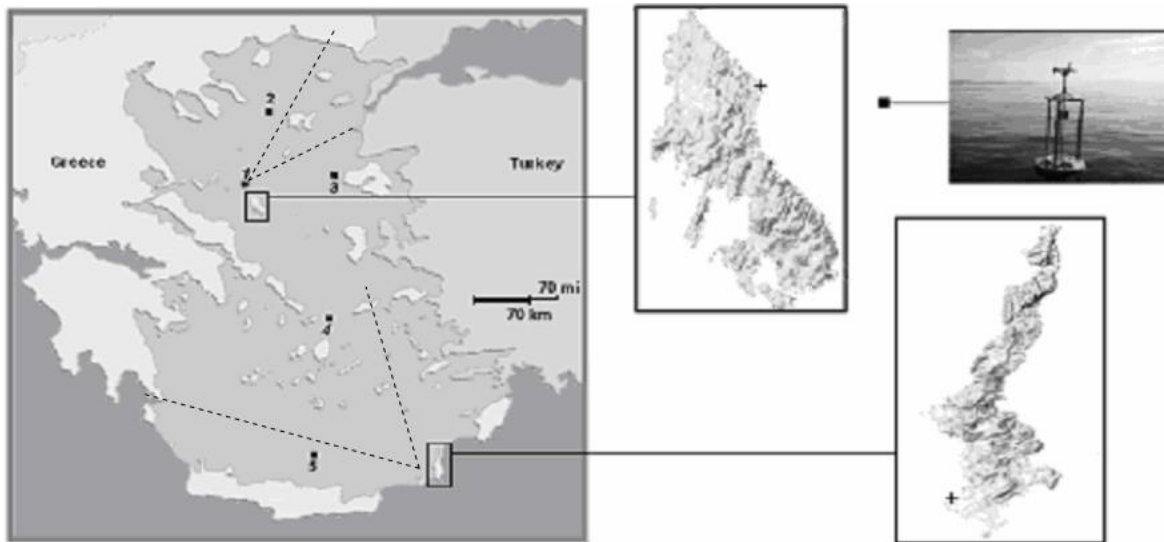
Πέραν των ανεμογενών ρευμάτων, οι θαλάσσιες κινήσεις όμοια με την ατμόσφαιρα και πέραν της γεωστροφίας, οφείλονται σε δυνάμεις βαροβαθμίδας, οι οποίες στην περίπτωση αυτή εξαρτώνται από τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά των υδάτινων μαζών (T,S) που γειτνιάζουν. Το θερμικό περιεχόμενο της επιφάνειας της θάλασσας εξαρτάται από ένα πλήθος θαλασσίων, ατμοσφαιρικών και άλλων παραγόντων. Οι θερμικές ανταλλαγές μεταξύ ωκεανού και ατμόσφαιρας όπως η αγωγή ( $w'T'$ ), η εξάτμιση ( $w'q'$ ), η απορρόφηση και η εκπομπή ακτινοβολίας σε συνδυασμό με την μίξη των επιφανειακών νερών με τα υποκείμενα στρώματα αλλά και την συνεχή κίνηση των υδάτινων μαζών (οριζόντια μεταφορά, ανάβλυση, καταύληση) συμβάλουν στην συνεχή αλλαγή της θερμοκρασίας και αλατότητας της θάλασσας στην επιφάνεια. Σημαντικό ρόλο επίσης παίζουν τόσο η βροχόπτωση όσο και η εκροή ποταμών ή άλλων θαλασσών, οι οποίες εισάγουν διαφορετικών θερμοαλατικών χαρακτηριστικών νερό στην επιφάνεια. Άλλοι παράγοντες είναι επίσης το βάθος και η ένταση του στρώματος ανάμειξης.

Η αλληλεπίδραση με την ατμόσφαιρα αλλά και τα χαρακτηριστικά των διαφορετικών υδάτινων μαζών που γειτνιάζουν είναι συνυπεύθυνα για την δημιουργία της επιφανειακής κυκλοφορίας της θάλασσας. Η τάση του ανέμου στην επιφάνεια ωστόσο αποτελεί κυρίαρχη επίδραση. Η εσφαλμένη προσομείωσή της έχει σημαντικές επιπτώσεις στην πρόβλεψη, σε χρονικό διάστημα λίγων ημερών της θαλάσσιας κυκλοφορίας, του θερμικού περιεχομένου του ανώτερου στρώματος του ωκεανού και των οριζόντιων βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (Burrilo et al. 2002).

### 3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

#### 3.1 Πειραματικές Περιοχές

Στο πλαίσιο υλοποίησης της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις πεδίου με την τοποθέτηση μετεωρολογικού ιστού πλησίον της ακτογραμμής των νήσων Σκύρου (ΒΑ άκρο) και Καρπάθου (ΝΔ άκρο), στη περιοχή του βόρειου και νότιο-ανατολικού Αιγαίου, στις περιόδους 29/08-10/09/2011 και 30/07-09/08/2012 αντίστοιχα (εικόνα 3.1.1). Σημειώνεται ότι για πρώτη φορά πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις τύρβης και υπολογισμοί ροών, στο επιφανειακό ΘΑΟΣ στην περιοχή του Αιγαίου. Αντίστοιχες μετρήσεις έχουν πραγματοποιηθεί στην δυτική Μεσόγειο, πάνω από πλοίο (Volkon 1970, Pedreros 2003) καθώς και από πλωτή εξέδρα (Pedreros 2003). Η μέτρηση των τυρβωδών ροών από σταθερό ιστό παρουσιάζει πλεονεκτήματα σε σχέση με τις κινούμενες εξέδρες (Lee et al. 2004), κυρίως λόγω του περιορισμού των σφαλμάτων που προκύπτουν από τις αναγκαίες διορθώσεις των δεδομένων λόγω της διαφοράς της κλίσης του ιστού από την κατακόρυφο (tilt correction).



Εικόνα 3.1.1. Οι πειραματικές περιοχές στις νήσους Σκύρο στο βόρειο Αιγαίο ( $38^{\circ}55'29.05''\text{N } 24^{\circ}34'48.21''\text{E}$ ) και Κάρπαθο στο νότιο-ανατολικό Αιγαίο ( $38^{\circ}27'34.46''\text{N } 27^{\circ}05'52.99''\text{E}$ ) και οι θέσεις των buoys (1) Σκύρος  $39^{\circ}12'\text{N } 24^{\circ}46'\text{E}$ , (2) Λήμνος  $39^{\circ}97'\text{N}24^{\circ}72'\text{E}$ , (3) Λέσβος  $39^{\circ}16'\text{N}25^{\circ}81'\text{E}$ , (4) Μύκονος  $37^{\circ}52'\text{N}25^{\circ}47'\text{E}$ , (5) Βόρειο Κρητικό Πέλαγος  $35^{\circ}78'\text{N}24^{\circ}92'\text{E}$ .

Οι διαστάσεις του Αιγαίου ορίζουν κλίμακα λίγων εκατοντάδων χιλιομέτρων ενώ υπάρχουν περί τα 3.000 νησιά και βραχονησίδες, διασκορπισμένα σε μεγάλη έκταση. Η κλιματολογία της περιοχής ακολουθεί σε γενικές γραμμές το κλίμα της Ελλάδας, το οποίο είναι τυπικά Μεσογειακό με ήπιους και υγρούς χειμώνες, σχετικά θερμά και ξηρά καλοκαίρια και μακρές περιόδους ηλιοφάνειας κατά την μεγαλύτερη διάρκεια του έτους. Παρουσιάζεται ποικιλία κλιματικών τύπων, στο πλαίσιο του Μεσογειακού κλίματος, που οφείλεται στην τοπογραφία της χώρας που έχει μεγάλες διαφορές υψομέτρου και εναλλαγή ξηράς και θάλασσας. Η ψυχρή και βροχερή περίοδος διαρκεί από τα μέσα του Οκτωβρίου μέχρι το τέλος Μαρτίου και η θερμή και άνομβρη εποχή διαρκεί από τον Απρίλιο έως τον Οκτώβριο. Κατά τη θερμή εποχή οι υψηλές θερμοκρασίες μετριάζονται από τη δροσερή θαλάσσια αύρα στις παράκτιες περιοχές της χώρας και από τους βόρειους ανέμους (ετησίες ή μελέμια) που φυσούν κυρίως στο Αιγαίο.

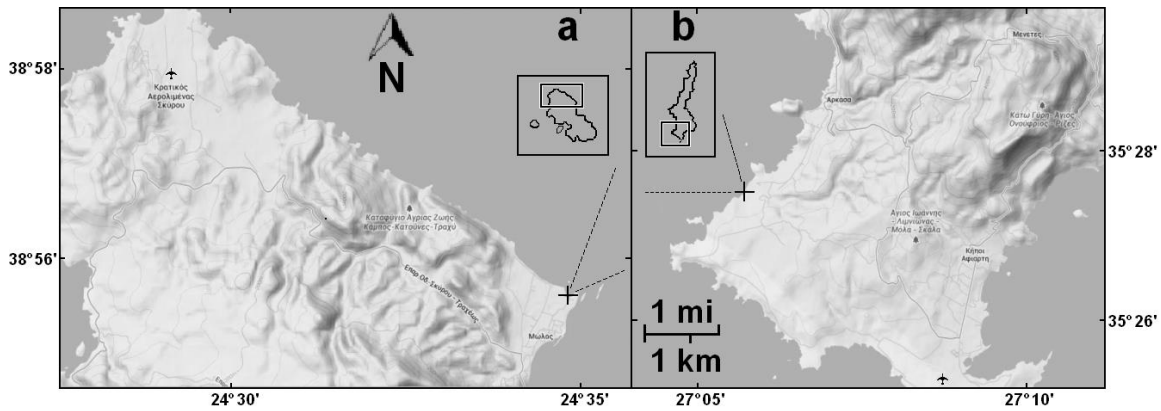
Με βάση τα παραπάνω, η επιλογή της χρονικής περιόδου των μετρήσεων και των πειραματικών περιοχών έγινε αφ' ενός για να καλύψει όσο το δυνατόν μεγαλύτερο θαλάσσιο χώρο, δεδομένης της έντονης τοπογραφίας της περιοχής, και αφετέρου να εξασφαλίσει επιθυμητές διευθύνσεις και ταχύτητες ανέμου (μελέμια), στο μεγαλύτερο μέρος των πειραμάτων. Τα μελέμια είναι εποχικοί άνεμοι που πνέουν κύρια από βόρειες-βορειοανατολικές διευθύνσεις στο βόρειο Αιγαίο και βόρειες-βορειοδυτικές στο νότιο-ανατολικό τμήμα του. Δημιουργούνται από τον συνδυασμό του αντικυκλώνα των Αζόρων και του θερμικού ελάχιστου των Ινδιών και πολλές φορές από την επικράτηση ενός εκ των δύο κέντρων δράσης (Rizou et al. 2013). Τα μελέμια εμφανίζονται από τις αρχές περίπου Μαΐου μέχρι το τέλος του Ιουνίου με μικρή συχνότητα και ένταση, ενώ από τις αρχές Ιουλίου η συχνότητα και η έντασή τους αυξάνουν και διατηρούν τις μεγάλες αυτές τιμές μέχρι τα μέσα Σεπτεμβρίου, οπότε αρχίζουν να φθίνουν συνεχώς μέχρι το τέλος του Οκτωβρίου. Την μεγαλύτερη ένταση οι ετησίες έχουν την ημέρα και κύρια τις απογευματινές ώρες, ενώ τη νύχτα η έντασή τους ελαττώνεται σημαντικά.

Η επιλογή της τοποθεσίας των πειραματικών περιοχών βασίστηκε σε αρκετούς παράγοντες. Αρχικά, οι πειραματικές περιοχές όφειλαν να είναι σε σημείο τέτοιο

ώστε να αποτυπώνουν μια χαρακτηριστική μέση κλίμακα αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας πάνω από το Αιγαίο, δεδομένης της έντονης επίδρασης (πέραν της έντασης του ανέμου) στην μεταφοράς ορμής πλησίον της διεπιφάνειας, της έκτασης της αλληλεπίδρασης λόγω του αναπτυσσόμενου κυματισμού στην επιφάνεια θάλασσας. Η σχέση αυτή έχει αναδειχθεί μεταξύ άλλων από τις εργασίες των Smedman et al. (2003) στην σχεδόν κλειστή θάλασσα της Βαλτικής αλλά και των Foreman and Emeis (2010). Οι τελευταίοι χρησιμοποίησαν ένα μεγάλο πλήθος δεδομένων τύρβης υπό μέτριους έως ισχυρούς ανέμους, καλύπτοντας κλίμακες από τον ανοιχτό ωκεανό έως μεγάλες λίμνες. Σημειώνεται ότι οι θερμικές ροές μεταξύ αέρα και θάλασσας μπορούν να επηρεαστούν στην περίπτωση έντονης ορογραφίας ανάντη των μετρήσεων, όπως αναφέρουν οι Hauser et al. (2003). Συνεπώς η θέση του ιστού θα πρέπει να είναι πολύ κοντά σε ομαλή ακτογραμμή και σε ύψος τέτοιο ώστε οι μετρήσεις να είναι ανεπηρέαστες από την δημιουργία του εσωτερικού οριακού στρώματος της ξηράς, από τυχόν επιτάχυνση της ροής λόγω έντονης κλίσης της ακτής και σε περιοχή μακριά από ορεινές εξάρσεις.

Τα νησιά του Αιγαίου, αν και πολυάριθμα παρουσιάζουν ένα κοινό χαρακτηριστικό όσον αφορά την γεωμορφολογία τους, το οποίο απαντάται εν γένει και στο ηπειρωτικό μέρος του Ελλαδικού χώρου. Εμφανίζουν ορεινές εξάρσεις, συχνά μεγάλου ύψους, οι οποίες παύουν απότομα στην ακτογραμμή τους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, οι παράκτιες περιοχές να κρίνονται στην συντριπτική τους πλειοψηφία ακατάλληλες για τις απαιτούμενες μετρήσεις.

Σαν κατάλληλες πειραματικές περιοχές κρίθηκαν τα νησιά Σκύρος και Κάρπαθος, στο βόρειο και στο νότιο-ανατολικό Αιγαίο αντίστοιχα, για μετρήσεις κατά την διάρκεια του καλοκαιριού. Στην Σκύρο επιλέχθηκε το βορειοανατολικό άκρο του νησιού ενώ στην Κάρπαθο το νοτιοδυτικό, περιοχές οι οποίες είναι σχεδόν επίπεδες με ιδιαίτερα χαμηλό υψόμετρο (εικόνα 3.1.2) και με ομαλής κλίσης αμμώδεις ακτές.



**Εικόνα 3.1.2. Οι πειραματικές περιοχές στην Σκύρο (a) και στην Κάρπαθο (b).**

Τέλος, με σκοπό την εκτίμηση της κατάστασης της επιφάνειας της θάλασσας και την μελέτη των ανταλλαγών θερμότητας μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας ευρύτερα στο Αιγαίο, χρησιμοποιήθηκαν διαθέσιμες μετρήσεις από πέντε επιχειρησιακές σημαδούρες (buoys) του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε, οι οποίες κατά την διάρκεια του πρώτου πειράματος κατέγραφαν δεδομένα στο βόρειο, στο κεντρικό αλλά και στο νότιο Αιγαίο (σχήμα 3.1.1). Μία εξ'αυτών αυτών είναι σε πολύ κοντινή απόσταση (25 km), βορειοανατολικά του μετεωρολογικού ιστού στη Σκύρου, περί τα 15 km ανοιχτά της θάλασσας βόρεια της νήσου.

### 3.2 Πειραματικός Εξοπλισμός

Οι μετεωρολογικοί ιστοί και στις δύο περιοχές τοποθετήθηκαν σε απόσταση μικρότερη των 30m από την ακτογραμμή (Εικόνα 3.2.1).

Το ύψος του ιστού είναι στην Σκύρο 10 m ενώ στην Κάρπαθο 14.5 m. Στο υψηλότερο σημείο κάθε ιστού τοποθετήθηκαν αισθητήρες υψηλής απόκρισης για μετρήσεις τύρβης: ένα ηχητικό ανεμόμετρο καταγραφής (sonic) των τριών συνιστωσών του ανέμου ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) και της αληθούς θερμοκρασίας του αέρα ( $T_v$ ) καθώς και ένα γρήγορο υγρόμετρο για την μέτρηση μεταβολών της υγρασίας της ατμόσφαιρας (πυκνότητα υδρατμών,  $\rho_w$ ).

Τα ζεύγη οργάνων μετρήσεις τύρβης στους δύο ιστούς ήταν τα Gill Wind Master (sonic) και LICOR-7500 (υγρόμετρο) στον ιστό της Σκύρου και τα Campbell Scientific CSAT3 (sonic) και KH2O (υγρόμετρο) στον ιστό της Καρπάθου, τα οποία συγχρονίστηκαν ώστε να λαμβάνουν είκοσι (20) και δέκα (10) μετρήσεις το

δευτερόλεπτο αντίστοιχα (συχνότητα δειγματοληψίας 20 Hz στην Σκύρο και 10 Hz στην Κάρπαθο). Παράλληλα, οι ιστοί ήταν εξοπλισμένοι σε τρία επίπεδα (2, 6, 10 m Σκύρος και 3, 9, 13 m Κάρπαθος) με αισθητήρες χαμηλής απόκρισης (συχνότητα δειγματοληψίας 1Hz) παρέχοντας μετρήσεις της ταχύτητας (ανεμόμετρο τύπου A101M) και διεύθυνσης του ανέμου (W200P), της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας (MP101A, Rotronic) του αέρα σε κάθε επίπεδο.



**Εικόνα 3.2.1. Οι μετεωρολογικοί ιστοί στην Κάρπαθο (πάνω: αριστερά ανατολική όψη, δεξιά νότια όψη), και στην Σκύρο (κάτω: αριστερά νοτιοδυτική όψη, δεξιά νότια όψη).**

Από την μελέτη των κατακόρυφων προφίλ της θερμοκρασίας και της υγρασίας καθώς και από τον υπολογιζόμενο συντελεστή ευστάθειας του αέρα, είναι δυνατή η αποτύπωση του δημιουργούμενου εσωτερικού οριακού στρώματος της ξηράς και στις δύο τοποθεσίες (§5.1).



Οι τιμές της θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας από τους αργούς αισθητήρες ελέγχθηκαν, μέσω πραγματοποίησης ταυτόχρονων μετρήσεων στο ίδιο ύψος για αριθμό ωρών, μετά το πέρας των μετρήσεων σε κάθε πειραματική αποστολή. Παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν αποτελέσματα βαθμονόμησης υπό εργαστηριακές συνθήκες, όλων των αισθητήρων με όργανο αναφοράς (υδραργυρικό θερμόμετρο ακρίβειας 0,1°C) για εύρος θερμοκρασιών από 10 έως 29°C.

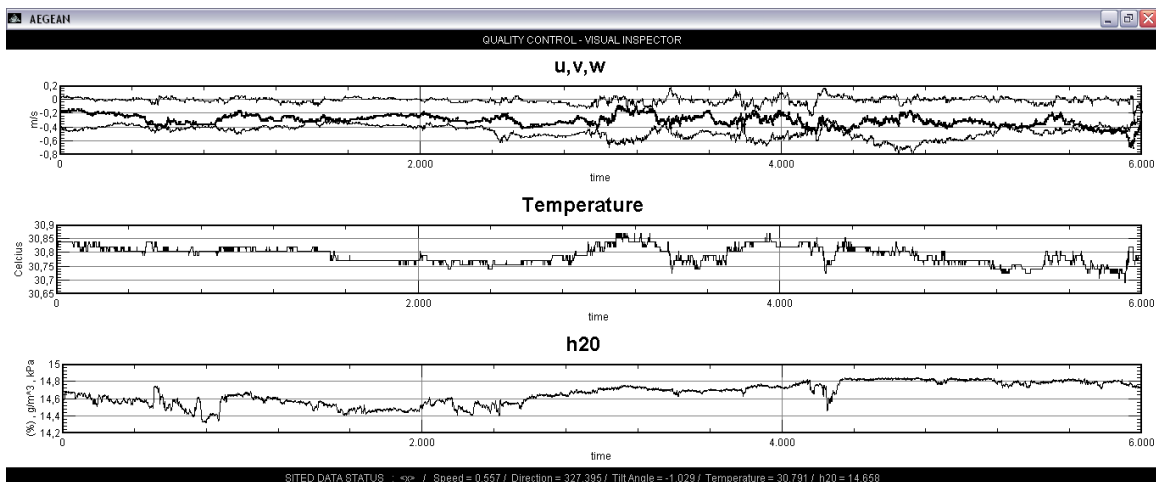
Βαθμονομήσεις πραγματοποιήθηκαν επίσης σε όλα τα ανεμόμετρα (sonic, A101M), με τη βοήθεια της αεροσήραγγας του εργαστηρίου Μετεωρολογίας του τμήματος Φυσικής του ΕΚΠΑ, με τη χρήση οργάνων αναφοράς [ανεμογράφος υπέρθερμου σύρματος (Sierra Instruments Inc.), μετρητής διαφορικής πίεσης (Pitot)]. Σημειώνεται πως η αεροσύραγγα είναι αεροδυναμική, με φυσητήρα τύπου blow down, κλειστού τμήματος δοκιμών, ανοικτής ροής και σχεδιασμένη έτσι ώστε να επιτυγχάνεται υψηλής ποιότητας ροή με εύρος περίπου 1-14 m/s.

### **3.3 Μετρήσεις Πεδίου**

Για την λήψη των δεδομένων κατά την διάρκεια της πρώτης πειραματικής αποστολής (Σκύρος), χρησιμοποιήθηκαν δύο Data Logger της Campbell Scientific, το *CR1000* για τους αισθητήρες υψηλής απόκρισης και το *CR10* για τους αισθητήρες χαμηλής απόκρισης. Κατά την διάρκεια της δεύτερης πειραματικής αποστολής (Κάρπαθος), χρησιμοποιήθηκε το Data Logger *CR1000* για όλους τους αισθητήρες. Ο έλεγχος των καταγραφών των αργών αισθητήρων από το *CR10* στο πείραμα της Σκύρου έλαβε χώρα με τη βοήθεια του λογισμικού καταγραφής *PW200W*, ενώ των γρήγορων αισθητήρων με τη χρήση ειδικού προγράμματος το οποίο αναπτύχθηκε στο πλαίσιο των αναγκών των πειραμάτων. Κατά την διάρκεια της δεύτερης πειραματικής αποστολής, χρησιμοποιήθηκε το ειδικό πρόγραμμα για τον έλεγχο όλων των καταγραφόμενων τιμών.

Το συγκεκριμένο πρόγραμμα αναπτύχθηκε σε γλώσσα Java και είχε σκοπό μέσω κατάλληλων GUI (Graphical User Interface, βλ. εικόνα 3.3.1) να προσφέρει δυνατότητα εύκολης διαχείρισης (επιλογή, αποκοπή και ένωση δεδομένων)

μεγάλου όγκου δεδομένων (π.χ. καταγραφές 12 ωρών στα 20 Hz), για είκοσι ταυτόχρονες καταγραφές. Το πρόγραμμα παρέχει επίσης την δυνατότητα άμεσης οπτικοποίησης των καταγραφών (εικόνα 3.3.1), παραγόμενων χρονοσειρών μέσω των τιμών (5min) καθώς και της εκτιμώμενης κλίσης του sonic ανεμομέτρου (double rotation method, βλ. §4.2). Με τον τρόπο αυτό είναι δυνατός ο εντοπισμός πιθανών προβλημάτων εγγραφής (§4.1), όπως θέματα resolution (σχήμα 4.1.3) και drift των καταγραφών των αισθητήρων. Το πρόγραμμα παρέχει επιτελικά την δυνατότητα εντοπισμού, σήμανσης αλλά και συμπλήρωσης κενών ή και ύποπτων εγγραφών (absolute limits, spikes), μέσω άμεσων ποσοτικών ελέγχων και αντίστοιχων διαδικασιών (§4.1), δημιουργώντας άμεσα διαχειρίσιμα δεδομένα (μέσω Matlab, Excel) για περαιτέρω ελέγχους (quality control, tilt correction κ.τ.λ) και ανάλυση (§4.1).



**Εικόνα 3.3.1. Οπτική επισκόπηση εγγραφών πέντε λεπτών (5min, 20Hz) του ηχητικού ανεμογράφου Gill, μέσω του προγράμματος που δημιουργήθηκε για τις ανάγκες των πειραμάτων**

Η συνολική διάρκεια των μετρήσεων στην Σκύρο ήταν από 12:10 τοπική ώρα (ΤΩ) 30/08/2011 έως τις 07:41 (ΤΩ) 10/09/2011, ενώ στην Κάρπαθο ήταν από 10:20 (ΤΩ) 31/07/2012 έως 09:15 (ΤΩ) 09/08/2012. Η διαδικασία εγγραφής περιελάμβανε μικρές παύσεις διάρκειας μικρότερης συνήθως από 10 λεπτά για την περιοδική συλλογή και ελέγχου των δεδομένων ανά 12 ώρες κατά βάση, με στόχο την πρόληψη και αντιμετώπιση τυχών προβλημάτων εγγραφής.

Σημειώνεται ότι προέκυψε μία μη αντιμετωπίσιμη βλάβη στο υγρόμετρο υψηλής απόκρισης (LICOR-7500), με αποτέλεσμα οι αντίστοιχες μετρήσεις στο πρώτο πείραμα να περιοριστούν έως τις 17:00 (ΤΩ) στις 03/09/2011.

Τα buoys του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε κατά την διάρκεια του πρώτου πειράματος, παρείχαν μετρήσεις της ταχύτητας και διεύθυνσης του ανέμου, θερμοκρασίας και πίεσης στο ύψος του ενός (1m) ή των τριών μέτρων (3m) πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Τα διαθέσιμα δεδομένα είναι ολοκληρωμένα σε χρονικά διαστήματα των τριών ωρών (3h). Αντίστοιχα είναι και τα διαθέσιμα μέσα ωκεανογραφικά μεγέθη που κατεγράφησαν, όπως η θερμοκρασία του νερού σε βάθος ενός (1m) ή των τριών μέτρων (3m) κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, το μέγιστο και σημαντικό ύψος και η περίοδος κυμάτων υψηλής και χαμηλής συχνότητας (συνήθως από 0.005Hz στις χαμηλές έως 0.02Hz στις υψηλές συχνότητες).

Επιπρόσθετα, συλλέχθηκαν δεδομένα για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας από δορυφορικές παρατηρήσεις (Copernicus, Nardelli et al. 2013), ολοκληρωμένες σε χρονικά διαστήματα εικοσιτεσσάρων ωρών (24h). Τα δεδομένα αυτά καλύπτουν ολόκληρη την λεκάνη της Μεσογείου, με ανάλυση 1/16 της μοίρας (περίπου 6.5 km), και ήταν διαθέσιμα τόσο για τις δύο πειραματικές περιόδους όσο και για τις ανάγκες της αξιολόγησης των αποτελεσμάτων πρόγνωσης του ωκεανογραφικού μοντέλου (§6.4).

Τέλος, συλλέχτηκαν ανεμολογικοί χάρτες (επιφάνειας και 850 hPa) από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (Ε.Μ.Υ) και μετεωρολογικά δεδομένα [METAR data ένταση και διεύθυνση του ανέμου και ατμοσφαιρική πίεση, μέσες τιμές (1h) μίας ώρας] από τα αεροδρόμια Σκύρου και Καρπάθου, για όλη την περίοδο των μετρήσεων. Σημειώνεται πως τα αεροδρόμια βρίσκονταν πλησίον των μετεωρολογικών ιστών σε απόσταση μικρότερη των 10 km (σχήμα 3.1.2).

## 4. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

### 4.1 Έλεγχος Ποιότητας Δεδομένων

Οι χρονοσειρές των συνιστωσών της ταχύτητας του ανέμου, της θερμοκρασίας και υγρασίας από το ηχητικό ανεμόμετρο και το υγρόμετρο χωρίστηκαν σε δεκάλεπτα τμήματα. Αρχικά (βλ. σχήμα 4.1.1), εφαρμόστηκε ο έλεγχος ποιότητας (quality control) στα ακατέργαστα δεδομένα ώστε να απομακρυνθούν τα κενά εγγραφής (recording gaps) και οι ακραίες τιμές (spikes).

Στην συνέχεια έγινε επιλογή των δεδομένων για ένα συγκεκριμένο εύρος διευθύνσεων ανέμου, προκειμένου να μελετηθεί η ροή από την ανοιχτή θάλασσα χωρίς πιθανή αλλοίωσή της από φυσικά εμπόδια.

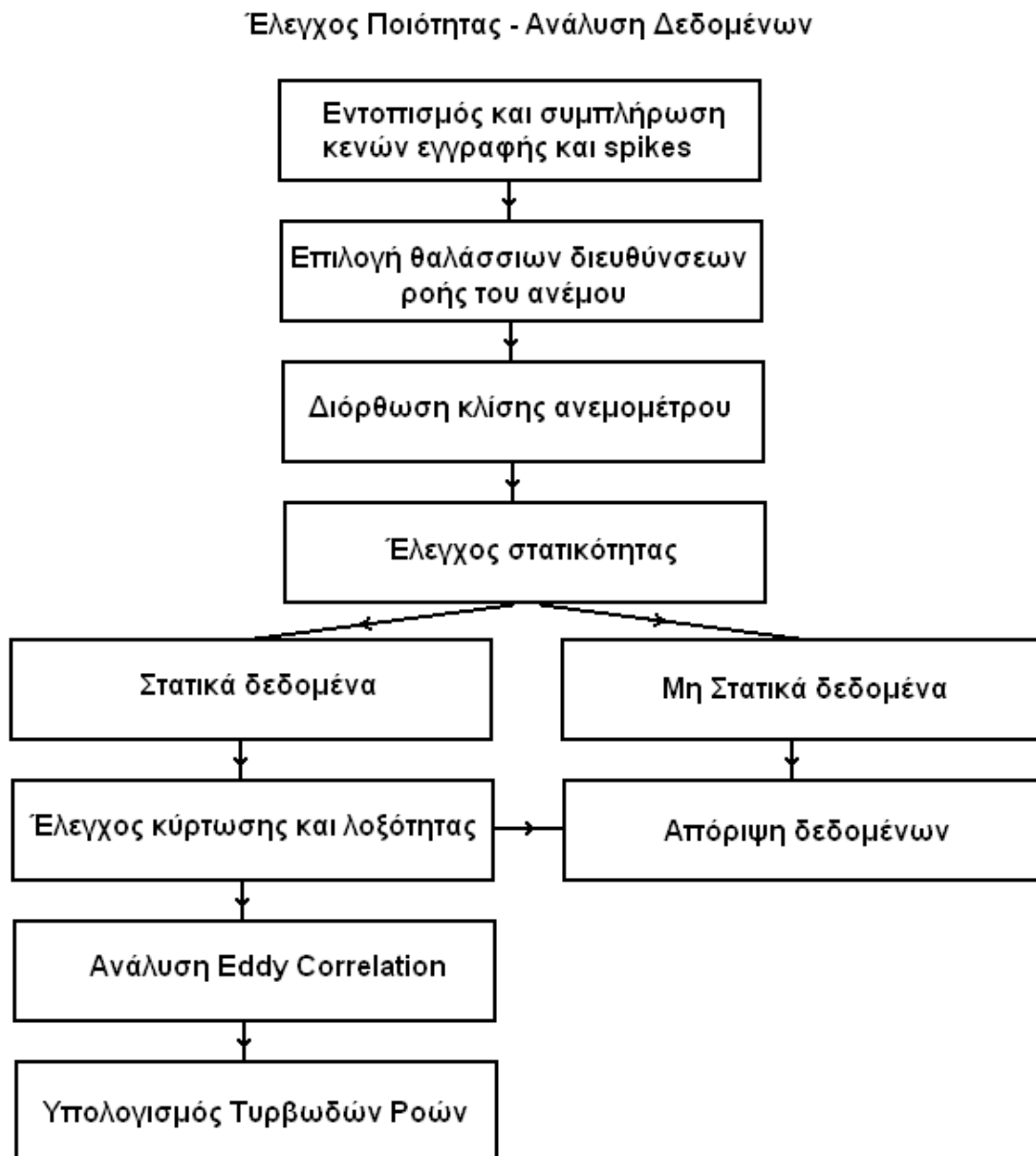
Πραγματοποιήθηκε διόρθωση των δεδομένων λόγω κλίσης του ανεμομέτρου (tilt correction) και στροφή του ανύσματος του ανέμου (streamwise rotation) με σκοπό τον μηδενισμό της κάθετης στη ροή συνιστώσας  $v$ . Ακολούθησε η εξέταση των 10λέπτων για στατικότητα (stationarity) και κατόπιν ο έλεγχος ασυμμετρίας και κυρτότητας (skewness-kurtosis). Το τελευταίο αποτελεί μέρος του quality control. Τέλος, πραγματοποιήθηκαν οι υπολογισμοί των μέσων τιμών των ροών του θαλάσσιου επιφανειακού στρώματος με την τεχνική Eddy Correlation.

#### Spikes

Τα spikes χαρακτηρίζονται ως μικρής διάρκειας και μεγάλου πλάτους διακυμάνσεις που μπορούν να προκληθούν από τυχαίο θόρυβο στα ηλεκτρονικά. Επίσης, ακανόνιστα spikes σχετίζονται με τη συλλογή σταγόνων νερού στους μεταδότες των ηχητικών ανεμομέτρων (Vickers and Mahrt, 1997) κατά την διάρκεια ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων ή από το σπρέι του νερού της θάλασσας (sea spray) το οποίο παράγεται από το σπάσιμο των επιφανειακών κυμάτων (wave breaking) που θεωρείται ότι υφίσταται στην παρούσα διατριβή αφού δεν παρατηρήθηκε βροχόπτωση.

Ο έλεγχος ποιότητας περιλαμβάνει την ανίχνευση (spikes detection), την οπτική επιθεώρηση (visual inspection) και εν τέλει την απομάκρυνση των spikes (spikes removal). Συσχετισμένα spikes στην θερμοκρασία και την κατακόρυφη ταχύτητα

μπορούν να εισάγουν σημαντικά σφάλματα στον υπολογισμό της ροής θερμότητας (Lee e al., 2004). Στην περίπτωση που το πλήθος των spikes είναι αρκετά μεγάλο, μία ολόκληρη περίοδος δεδομένων μπορεί να θεωρηθεί προβληματική και να απορριφθεί.



**Σχήμα 4.1.1.** Τα στάδια ελέγχου ποιότητας και επεξεργασίας των μετρήσεων, για την εκτίμηση των τυρβωδών ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο επιφανειακό ΘΑΟΣ. Ο έλεγχος ποιότητας βασίστηκε επίσης στην οπτική επιθεώρηση των θεωρούμενων (από τα κριτήρια ελέγχου) προβληματικών δεκάλεπτων εγγραφών (βλ. σχήμα 4.1.3).

Το στατιστικό κριτήριο απομάκρυνσης των spikes διατυπώνεται σε όρους ενός καθορισμένου αριθμού τυπικών αποκλίσεων από την μέση τιμή ή άλλες στατιστικές ιδιότητες. Θεωρούμε ως spike μια μετρούμενη τιμή  $x_i$  όπου η απόλυτη ποσότητα της διαφοράς της από την μέση τιμή  $\langle x \rangle$  ενός δείγματος είναι μεγαλύτερη από αριθμό τυπικών αποκλίσεων  $\sigma$ :

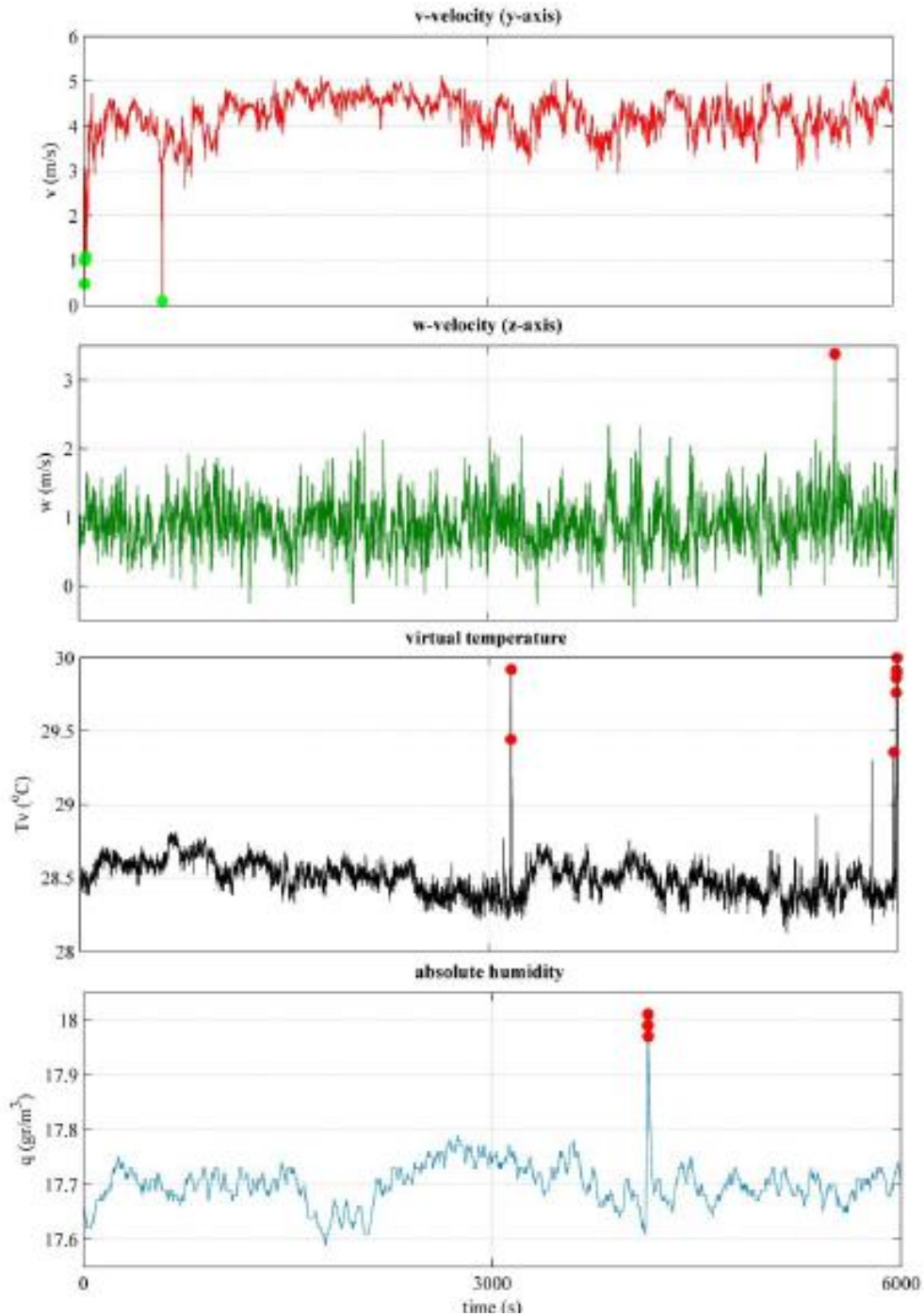
$$|x_i - \langle x \rangle| > n \cdot \sigma \quad (\text{σχέση 4.1.1})$$

όπου  $n=3, 5, 4, 7$  τα τρία βασικά κριτήρια εξέτασης μιας τιμής ενός δείγματος ως spike. Βάσει της οπτικής επιθεώρησης σε κάθε χρονικό παράθυρο των δέκα λεπτών, κρίθηκε ότι καταλληλότερο είναι το κριτήριο των επτά αποκλίσεων ( $n=7$ ). Επομένως, για κάθε δεκάλεπτο δεδομένων πραγματοποιήθηκε ανίχνευση των spikes για τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου, την αληθή θερμοκρασία και την απόλυτη υγρασία (σχήμα 4.1.2).

Στην συνέχεια, υπολογίστηκε το ποσοστιαίο πλήθος των spikes ανά δεκάλεπτο για κάθε ημέρα και από εκεί το μέσο και μέγιστο πλήθος για όλες τις ημέρες συνολικά (βλ. πίνακας 4.1.1 για πείραμα Καρπάθου). Επιπρόσθετα, προσδιορίστηκε ο ποσοστιαίος πληθυσμός των δεκαλέπτων στα οποία εντοπίζονται spikes, ενώ η ίδια στατιστική διαδικασία πραγματοποιήθηκε και για τα κενά εγγραφής. Ο αριθμός των spikes δεν ξεπέρασε το 1% του συνολικού αριθμού εγγραφών των εκάστοτε δεκάλεπτων δεδομένων, επομένως καμία δεκάλεπτη εγγραφή δεν θεωρήθηκε προβληματική προς διαγραφή.

μεταβλητές	ταχύτητα $v$ (άξονας $y$ )	ταχύτητα $w$ (άξονας $z$ )	αληθής θερμοκρασία ( $T_v$ )	απόλυτη υγρασία ( $\rho_w$ )
μέσο πλήθος (%)	0.0834	0.0459	0.0767	0.29
μέγιστο πλήθος (%)	0.1	0.0833	0.3667	0.95
πλήθος 10λέπτων (%)	0.16	0.32	1.59	1.9

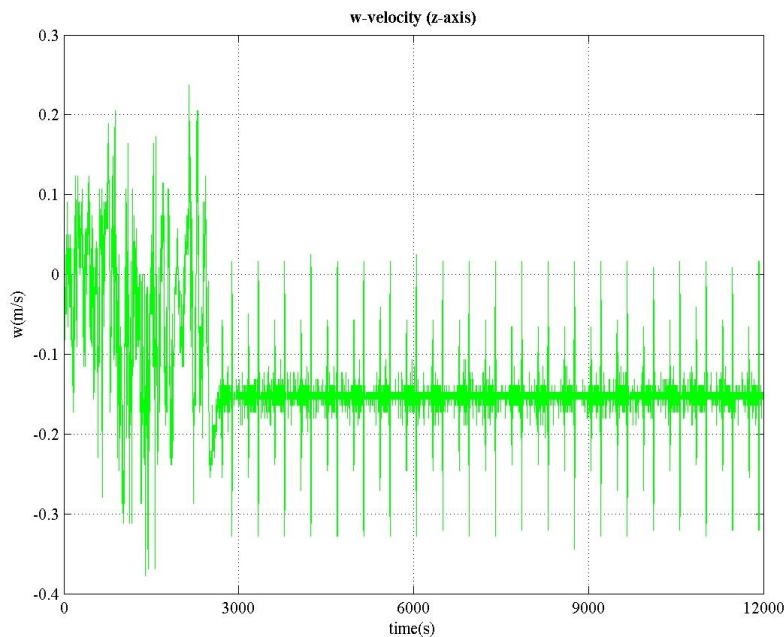
**Πίνακας 4.1.1 Ποσοστιαίο πλήθος spikes ανά δεκάλεπτο για κάθε ημέρα, μέσο και μέγιστο πλήθος για όλες τις ημέρες (δεδομένα πειράματος στην Κάρπαθο)**



**Σχήμα 4.1.2. Χαρακτηριστικά παραδείγματα spikes σε δεκάλεπτες χρονοσειρές δεδομένων (10Hz), για  $n=7$  στην σχέση 4.1.1.**

Μη ρεαλιστικές τιμές δεδομένων μπορούν να συμβούν για διάφορους λόγους συνεπώς η οπτική επιθεώρηση (visual inspection) απαιτείται (Lee et al. 2004). Επομένως, με την οπτική επιθεώρηση των δεκάλεπτων εγγραφών ανιχνεύτηκαν

ακραίες τιμές που οφείλονται είτε σε κάποιο πρόβλημα στο όργανο ή στην διαδικασία εγγραφής των μετρήσεων, είτε σε μια αληθοφανή φυσική συμπεριφορά (Vickers and Mahrt, 1997). Μέσω της διαδικασίας αυτής απορρίφθηκαν τρία (3) δεκάλεπτα τμήματα δεδομένων (πείραμα Σκύρου) με πρόβλημα resolution των τιμών (σχήμα 4.1.3).



**Σχήμα 4.1.3. Καταγραφή με πρόβλημα resolution του ηχητικού ανεμομέτρου [sonic, w συνιστώσα (m/s)], σε παράθυρο ελέγχου δέκα λεπτών εγγραφών στα 20Hz.**

Η διαδικασία ολοκληρώνεται με την απομάκρυνση των ακραίων τιμών (spikes removal). Σε κάθε δεκάλεπτο τα spikes που ανιχνεύτηκαν, συμπληρώθηκαν από τους μέσους όρους γειτονικών σημείων, ο αριθμός των οποίων επιλέχθηκε βάσει του χρονικού παραθύρου του ενός δευτερολέπτου.

### Recording Gaps

Τα κενά εγγραφής συμπληρώθηκαν με την ίδια μέθοδο που αναφέρθηκε παραπάνω. Στα κενά αυτά συμπεριλήφθηκαν και οι εντοπισμένες ακραίες ή λανθασμένες εγγραφές (absolute limits, π.χ.  $T(^{\circ}\text{C}) > 70^{\circ}\text{C}$  ή  $T(^{\circ}\text{C}) < 0$ ), από την αρχική επεξεργασία των δεδομένων με την χρήση του ειδικού προγράμματος. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι εντοπίστηκε ένα μόνο δεκάλεπτο που παρουσίασε



αριθμό κενών εγγραφής κατά ποσοστό μεγαλύτερο του 1%, στο δεύτερο πείραμα, εκτός του επιθυμητού εύρους διευθύνσεων του ανέμου.

### Higher Moment Statistics

Ακολούθησε ο έλεγχος για ασυμμετρία και κυρτότητα (Higher moment statistics) στις δεκάλεπτες χρονοσειρές των μετρούμενων παραμέτρων.

### Ασυμμετρία (Skewness)

Η κατανομή ενός πληθυσμού μπορεί να είναι είτε συμμετρική είτε μη συμμετρική. Στην πρώτη περίπτωση τα δεδομένα κατανέμονται συμμετρικά και όσο απομακρυνόμαστε από την μέση τιμή συναντάμε τον ίδιο αριθμό παρατηρήσεων, συνεπώς η επικρατούσα τιμή, η διάμεσος και η μέση τιμή συμπίπτουν. Εάν τώρα μια κατανομή είναι ασυμμετρική θα πρέπει να μελετηθεί με τη βοήθεια του συντελεστή ασυμμετρίας, ο οποίος ορίζεται ως το πηλίκο της κεντρικής ροπής 3<sup>ης</sup> τάξης προς τον κύβο της κυβικής απόκλισης και δίνεται από την σχέση

$$\gamma = \frac{\mu^3}{\sigma^3} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\left\{ \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \right\}^3} \quad (\text{σχέση 4.1.2})$$

Για  $\gamma > 0$  η κατανομή παρουσιάζει θετική συμμετρία, ενώ όταν  $\gamma < 0$  έχουμε αρνητική συμμετρία. Η κατανομή είναι συμμετρική όταν ισχύει  $\gamma = 0$ .

### Κυρτότητα (Kurtosis)

Μία κατανομή η οποία έχει μεγάλη μέγιστη συχνότητα (κορυφή) και επομένως μεγάλη συγκέντρωση τιμών γύρω από την μέσης τιμή λέγεται λεπτόκυρτη, ενώ αν η μέγιστη συχνότητά της είναι σχετικά μικρή λέγεται πλατύκυρτη. Οι κατανομές που προσεγγίζονται από την κανονική κατανομή ονομάζονται μεσόκυρτες. Ένα μέτρο που εκφράζει το βαθμό κυρτότητας μιας κατανομής είναι ο συντελεστής κυρτότητας του Pearson ( $\alpha$ ), ο οποίος ορίζεται ως το πηλίκο της κεντρικής ροπής 4<sup>ης</sup> τάξης προς την τέταρτη δύναμη της τυπικής απόκλισης και δίνεται από την σχέση

$$\alpha = \frac{\mu^4}{\sigma^4} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{\left\{ \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \right\}^4} \quad (\text{σχέση 4.1.3})$$

Ασυνήθιστα μεγάλη ασυμμετρία μπορεί να παρουσιαστεί στις τιμές της θερμοκρασίας κοντά στο έδαφος κατά την διάρκεια ισχυρής επιφανειακής θέρμανσης. Επίσης, μεγάλη κυρτότητα στο πεδίο της αληθούς θερμοκρασίας μερικές φορές μπορεί να οφείλεται σε spike το οποίο σχετίζεται με την συλλογή νερού στους μεταδότες του ηχητικού ανεμομέτρου (Lee et al. 2004).

**Πίνακας 4.1.2. Δεκάλεπτα στα οποία εντοπίστηκαν προβληματικές εγγραφές στο πείραμα της Σκύρου. Εντός παρένθεσης παρουσιάζονται τα μέγιστα ποσοστά των προβληματικών εγγραφών επί των αντίστοιχων δεκαλέπτων.**

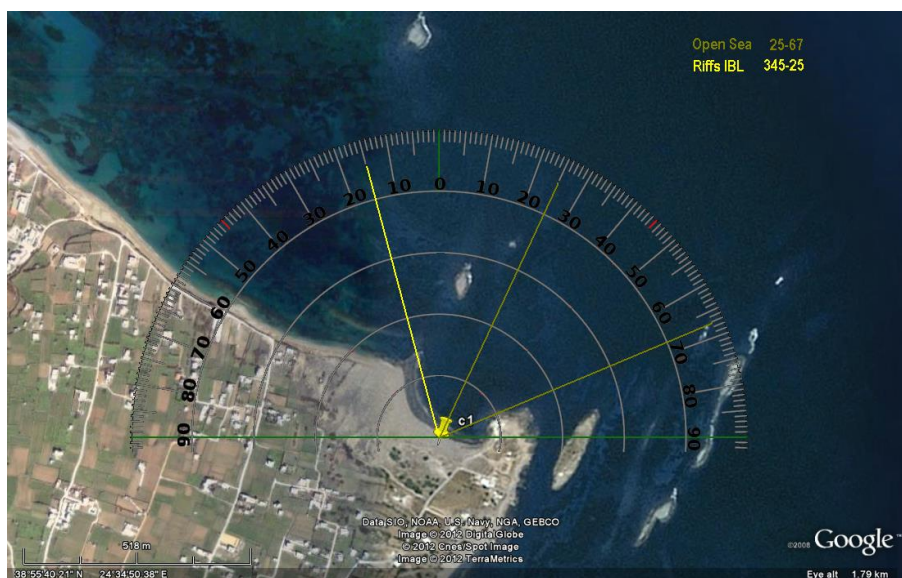
<b>Πλήθος Εγγραφών</b>	<b><i>u, v</i></b>	<b><i>w</i></b>	<b><i>T<sub>v</sub></i></b>	<b><i>H<sub>2</sub>O</i></b>
<b><i>N = 1582 (10min)</i></b>	<b><i>(m/s)</i></b>	<b><i>(m/s)</i></b>	<b><i>(C)</i></b>	<b><i>(gr<sub>w</sub>/gr<sub>a</sub>)</i></b>
<b><i>Κενά Εγγραφής</i></b>	3 (0.6%)	3 (0.6%)	3 (0.6%)	0
<b><i>Spikes</i></b>	3 (0.56%)	33 (0.47%)	90 (0.52%)	10 (0.32%)
<b><i>Κύρτωση (K)</i></b>	7	15	97	19
<b><i>Λοξότητα (S)</i></b>	2	2	85	16
<b><i>K &amp; S</i></b>	7	16	106	31
<b><i>Resolution</i></b>	3	3	3	0

Από τις παραπάνω σχέσεις (4.1.2) και (4.1.3) υπολογίστηκαν οι συντελεστές ασυμμετρίας και κυρτότητας για κάθε παράμετρο ανά δεκάλεπτο. Οι λίγες σχετικά δεκάλεπτες εγγραφές (βλ. πίνακα 4.1.2) που παρουσίασαν συντελεστές ασυμμετρίας και κυρτότητας εκτός του εύρους τιμών (-2, 2) και (1,8) αντίστοιχα, θεωρήθηκαν προβληματικές και αφαιρέθηκαν από τα δεδομένα (Vickers and Mahrt, 1997). Αυτές οι εγγραφές αντιστοιχούσαν σε δεκάλεπτα της αληθούς θερμοκρασίας και της απόλυτης υγρασίας. Οι έλεγχοι πραγματοποιήθηκαν μετά

την διόρθωση της κλίσης του ανεμομέτρου (Wilzack et al 2001). Στο πείραμα της Καρπάθου ένα ποσοστό περίπου 1.5% των συνολικών στατικών δεδομένων βρέθηκε εκτός του προτεινόμενου εύρους. Στο πείραμα της Σκύρου, εκτός των ορίων τιμές βρέθηκε ποσοστό 7% των δεκάλεπτων των συνολικών καταγραφών της θερμοκρασίας αλλά και την απόλυτης υγρασίας, ενώ μόνο 3 δεκάλεπτα αφορούσαν και τις τιμές και συνιστωσών του ανέμου. Ελάχιστα ωστόσο δεκάλεπτα ανταποκρίνονταν σε στατικά δεδομένα από θαλάσσιες διευθύνσεις.

### Εύρος Διευθύνσεων Ανέμου

Καθορίστηκαν οι τομείς θαλασσίων διευθύνσεων που αντιστοιχούν σε των καθαρή (χωρίς εμπόδια) ροή του ΘΑΟΣ ανοιχτής θάλασσας να είναι 25°-67° στις μετρήσεις της Σκύρου (εικόνα 4.1.4), και 270° έως τις 345° στο πείραμα της Καρπάθου (εικόνα 4.1.5). Για το πείραμα της Καρπάθου αποφασίστηκε το συγκεκριμένο εύρος, δεδομένου ότι οι θερμικές ροές μεταξύ αέρα και θάλασσας μπορούν να επηρεαστούν στην περίπτωση παρουσίας ορογραφίας ανάντη των μετρήσεων, λόγω του άκρου του ευρύτερου κόλπου στον ορίζοντα (βλ. νότια όψη τοποθεσίας ιστού, εικόνα 3.2.1) και λόγω της νήσου Κάσου και του συμπλέγματος Αρμαθεία Κάσου, αρκετά χιλιόμετρα δυτικά στον ορίζοντα (εικόνα 3.1.2).



Εικόνα 4.1.4. Τομείς θαλασσίων διευθύνσεων στην πειραματικής περιοχή στην Σκύρο.



Εικόνα 4.1.5. Τομέας θαλασσίων διευθύνσεων στην πειραματική περιοχή στην Κάρπαθο.

#### 4.2 Διόρθωση δεδομένων λόγω κλίσης του ανεμομέτρου

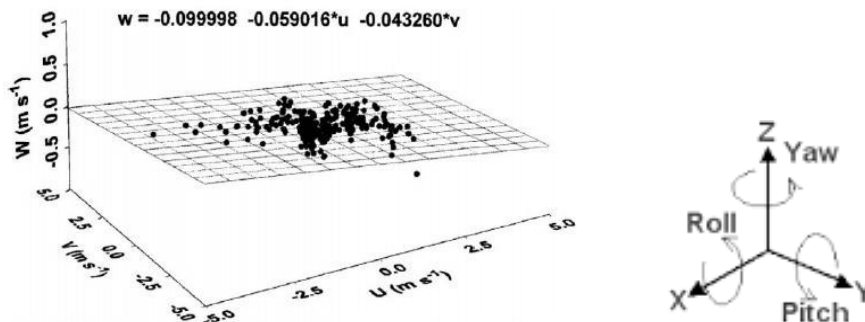
Για την διόρθωση των δεδομένων των τριών συνιστωσών της ταχύτητας του ανέμου ( $u$ ,  $v$  και  $w$ ), χρησιμοποιήθηκαν δεκάλεπτες μέσες τιμές των μεγεθών. Η διόρθωση πραγματοποιείται για να εξαλειφθεί η εξάρτηση της μέσης τιμής των δύο οριζόντιων συνιστωσών  $\langle u \rangle$  και  $\langle v \rangle$  από την κατακόρυφη συνιστώσα του ανέμου  $\langle w \rangle$  (Mahrt et al., 1996).

Αρχικά χρησιμοποιήθηκε η τεχνική double rotation (Lee et al. 2004), από το πρόγραμμα αρχικής διαχείρισης των δεδομένων (§3.3), για την επί τόπου εκτίμηση της κλίσης του ιστού με σκοπό την άμεση διόρθωσή της. Είναι η πιο απλή μέθοδος, η οποία βασίζεται αρχικά στον διανυσματικό υπολογισμό της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου και έπειτα της κλίσης της κατακόρυφης συνιστώσας σε σχέση με την οριζόντια, στον χρησιμοποιούμενο χρόνο ολοκλήρωσης. Η μέθοδος αυτή συνίσταται σε περιπτώσεις υπολογισμού των γωνιών κλίσης χρησιμοποιώντας μικρό πλήθος δεδομένων, ακόμα και σε πραγματικό χρόνο και ιδιαίτερα σε περιπτώσεις μη σταθερής κλίσης του ανεμομέτρου (π.χ. μετρήσεις εν πλω).

Η τεχνική Planar Fit από την άλλη μεριά, η οποία εφαρμόστηκε για την διόρθωση των δεδομένων, απαιτεί σταθερή κλίση του ανεμομέτρου καθώς και σχετικά μεγάλο πλήθος μετρήσεων. Οι Lee et al. 2003, αναφέρουν ότι από την σύγκριση των δύο μεθόδων η τεχνική Planar Fit είναι ακριβέστερη της απλούστερης τεχνικής του double rotation. Στο σύστημα συντεταγμένων του ανεμομέτρου η εν λόγω εξάρτηση με την χρήση της μεθόδου Planar fit, περιγράφεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\bar{w} = b_0 + b_1 \bar{u} + b_2 \bar{v} \quad (\text{σχέση 4.2.1})$$

Η παραπάνω εξίσωση στην ουσία ορίζει ένα κεκλιμένο επίπεδο (σχήμα 4.2.1). Για την εκτίμηση των άγνωστων συντελεστών  $b_0$ ,  $b_1$  και  $b_2$  εφαρμόζεται πολλαπλή παλινδρόμηση στην παραπάνω εξίσωση, με την χρήση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων.



Σχήμα 4.2.1 Αριστερά: Παράδειγμα πολλαπλής παλινδρόμησης (Paw U et al., 2000). Δεξιά: Οι στροφές περί των αξόνων y (pitch), x (roll), and z (yaw).

Ο συντελεστής παλινδρόμησης  $b_0$ , είναι το μέσο σφάλμα (offset) στην μετρούμενη κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου λόγω σφάλματος του οργάνου (sonic). Το συστηματικό σφάλμα των οργάνων υπολογίστηκε πειραματικά, με μετρήσεις υπό συνθήκες μηδενικής ροής (με την πλήρη κάλυψη των αισθητήρων με πλαστική μεμβράνη σε εσωτερικό περιβάλλον όπως υποδεικνύουν τα σχετικά εγχειρίδια λειτουργίας και συντήρησης) και λήφθηκε υπόψη στις σχετικές διορθώσεις. Τα αντίστοιχο σφάλμα και για τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας ( $u, v, w$ ), βρέθηκε να είναι  $0,065$  m/s για τις δύο οριζόντιες και  $0,03$  m/s για την

κάθετη συνιστώσα του CSAT3 (Σκύρος), ενώ ο ανεμογράφος της Gill (Κάρπαθος) εμφάνισε ελαφρώς μικρότερα σφάλματα με αντίστοιχες τιμές μικρότερες του 0,01 m/s και για τις τρεις συνιστώσες.

Οι συντελεστές  $b_1$  και  $b_2$  υπολογίστηκαν μέσω του μηδενισμού της στατιστικής επιρροής του όρου  $b_1 \cdot u + b_2 \cdot v$  στην κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας. Αυτό επιτυγχάνεται μέσω της στροφής του συστήματος συντεταγμένων του ανεμομέτρου (σχήμα 4.2.1). Συγκεκριμένα εφαρμόζονται δύο στροφές:

- μία στροφή γύρω από τον άξονα  $y$  (γωνία pitch  $\alpha$ ) με σκοπό να εξαλειφτεί η εξάρτηση της συνιστώσας  $w$  από την συνιστώσα  $u$  και
- μία στροφή γύρω από τον άξονα  $x$  (γωνία roll  $\beta$ ) με σκοπό να εξαλειφτεί η εξάρτηση της συνιστώσας  $w$  από τη συνιστώσα  $v$ .

Επιτελικά πραγματοποιείται επίσης στροφή του νέου συστήματος συντεταγμένων γύρω από τον άξονα  $z$  (γωνία yaw), έτσι ώστε ο άξονας  $x$  να οριστεί κατά μήκος της διεύθυνσης του μέσου ανέμου (streamwise rotation), με σκοπό τον μηδενισμό της κάθετης στη ροή συνιστώσας ( $\langle v \rangle = 0$ ). Η διαδικασία διόρθωσης των δεδομένων, εφαρμόστηκε στις στιγμιαίες τιμές των συνιστωσών της ταχύτητας του ανέμου.

#### Υπολογισμοί διόρθωσης δεδομένων λόγω κλίσης του ανεμόμετρου

Χρησιμοποιήθηκε χρονική ολοκλήρωση των δέκα λεπτών (10min) με την τεχνική Planar Fit. Οι στροφές pitch ( $\alpha$ ) και roll ( $\beta$ ) μπορούν να περιγραφούν από τους ακόλουθους πίνακες στροφής :

$$A = \begin{bmatrix} \cos \alpha & 0 & \sin \alpha \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha & 0 & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad B = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \beta & -\sin \beta \\ 0 & \sin \beta & \cos \beta \end{bmatrix}$$

Ο μετασχηματισμός από τις αρχικές συντεταγμένες ( $u, v, w$ ) στις νέες ( $u_1, v_1, w_1$ ) πραγματοποιείται μέσω της ακόλουθης σχέσης :

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{bmatrix} = B^{-1} A^{-1} \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix}$$

Η απαίτηση  $b_1 = b_2 = 0$ , για τα δεδομένα που έχουν υποστεί τις δύο στροφές καθορίζει τις ακόλουθες σχέσεις για τις δύο γωνίες στροφής:

$$\tan \alpha = -b_1 \quad (\text{σχέση 4.2.2})$$

$$\tan \beta = b_2 \quad (\text{σχέση 4.2.3})$$

Οι τιμές που υπολογίστηκαν ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) για τα δύο πειράματα παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα 4.2.1.

Επιπρόσθετα, η διόρθωση των δεδομένων συνεχίζεται με την αφαίρεση του συντελεστή  $b_0$  και ο νέος μετασχηματισμός λαμβάνει τη μορφή:

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{bmatrix} = P \cdot \begin{bmatrix} u \\ v \\ w - b_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \sin \beta & -\sin \alpha \sin \beta \\ 0 & \cos \beta & \sin \beta \\ \sin \alpha & -\cos \alpha \sin \beta & \cos \alpha \cos \beta \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} u \\ v \\ w - b_0 \end{bmatrix}$$

όπου  $P=B^{-1}A^{-1}$  ο συνολικός πίνακας στροφής.

**Πίνακας 4.2.1.** Οι γωνίες στροφής ( $\alpha, \beta$ ) των δεδομένων ( $u, v, w$ ), λόγω κλίσης του ανεμομέτρου από την πραγματική κατακόρυφο, με την χρήση της τεχνικής Planar Fit.

Πειραματική περιοχή	$\alpha$ (°)	$\beta$ (°)
Σκύρος	1.95	1.54
	3.86	3.47
Κάρπαθος	-9.96	2.43
	-6.35	0.93

Σύμφωνα με τον πίνακα 4.2.1 στις γραμμές 3 και 4, οι γωνίες κλίσης μπορούν να θεωρηθούν σχετικά μεγάλες. Σε αυτές τις περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε επιπρόσθετα η συνθήκη ορθογωνιότητας ( $P_{231} + P_{232} + P_{233} = 1$ ) μεταξύ των συνιστωσών του ανέμου και σε συνδυασμό με την εξίσωση (4.2.1), προσδιορίστηκαν τα στοιχεία του πίνακα P από τις ακόλουθες σχέσεις, οι οποίες συνδέουν τις γωνίες κλίσης  $\alpha$  και  $\beta$  με τους συντελεστές παλινδρόμησης (Wilzack et al., 2001) :

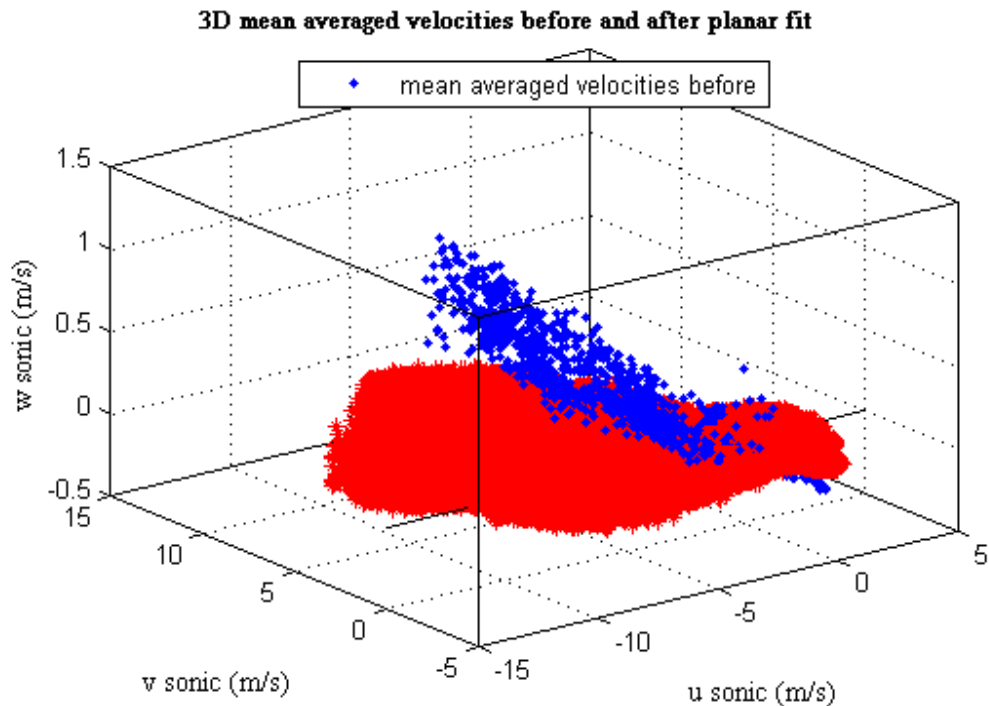
$$\sin \alpha = \frac{-b_1}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad \sin \beta = \frac{b_2}{\sqrt{b_2^2 + 1}}$$

$$\cos \alpha = \frac{\sqrt{b_2^2 + 1}}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad \cos \beta = \frac{1}{\sqrt{b_2^2 + 1}}$$

Τέλος, η στροφή του νέου συστήματος συντεταγμένων γύρω από τον άξονα z (yaw), έτσι ώστε ο άξονας x να οριστεί κατά μήκος της διεύθυνσης του μέσου ανέμου (streamwise) με σκοπό τον μηδενισμό της κάθετης στη ροή συνιστώσας ( $\langle v \rangle = 0$ ) δίνεται από την σχέση :

$$\begin{bmatrix} u_2 \\ v_2 \\ w_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{bmatrix}$$

όπου  $\gamma = \tan^{-1}(v_1/u_1)$



**Σχήμα 4.2.2.** Οι συσχετισμένες λόγω κλίσης του ιστού μέσες δεκάλεπτες τιμές των τριών συνιστωσών του ανέμου πριν την εφαρμογή της διόρθωσης (μπλε σημεία), από το πείραμα της Σκύρου. Με κόκκινα σημεία παρουσιάζονται οι διορθωμένες τιμές.



Με γνωστούς τους συντελεστές παλινδρόμησης, μπορούν να προσδιοριστούν οι γωνίες κλίσης ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) οι οποίες δεν αντιπροσωπεύουν μόνο την απόκλιση του ιστού από την πραγματική κατακόρυφο αλλά συμπεριλαμβάνουν την κλίση του βραχίονα που φέρει τους αισθητήρες γρήγορης απόκρισης.

Η κλίση του ανεμομέτρου άλλαξε μετά τις πρώτες, δύο και τρεις ημέρες, καταγραφών στην Κάρπαθο και στην Σκύρο αντίστοιχα. Στον πίνακα 4.2.1, παρουσιάζονται αναλυτικά οι γωνίες  $\alpha$ , στο επίπεδο x-z και  $\beta$ , στο επίπεδο y-z, της κλίσης των ανεμόμετρων σε κάθε περίπτωση. Στο σχήμα 4.2.2 παρουσιάζονται συσχετισμένες λόγω κλίσης του ιστού, οι μέσες δεκάλεπτες τιμές των τριών συνιστωσών του ανέμου πριν και μετά την εφαρμογή της διόρθωσης, στο πείραμα της Σκύρου. Οι εκτιμώμενες κλίσεις του ιστού κυμάνθηκαν σε σχετικά μικρές τιμές, λίγων μοιρών. Σημειώνεται ότι για γωνίες κλίσης περίπου  $10^\circ$ , μία αλλαγή στην τάξη διόρθωσης των  $\alpha$  και  $\beta$ , αναμένεται να επιφέρει μία αλλαγή στην διορθωμένη τάση, που να είναι τόσο μεγάλη όσο το 10% της πραγματικής τάσης (Wilczak et al., 2001).

### **4.3 Έλεγχος υπόθεσης Στατικότητας**

Μία κατάσταση θεωρείται στατική όταν οι στατιστικές της ιδιότητες δεν μεταβάλλονται με τον χρόνο. Η έλλειψη στατικότητας είναι ένα σημαντικό πρόβλημα στις μετρήσεις τύρβης. Η στατικότητα μπορεί να διαταραχθεί από τις διακυμάνσεις των μετρούμενων μετεωρολογικών παραμέτρων, με τις μεταβολές στις καιρικές συνθήκες, την παρουσία κινήσεων μέσης κλίμακας και τις αλλαγές του σημείου μέτρησης λόγω καταγραφής μικρομετεωρολογικών συμβάντων (αναστροφή, κύματα βαρύτητας, εσωτερικό οριακό στρώμα). (Focken and Wichura, 1996)

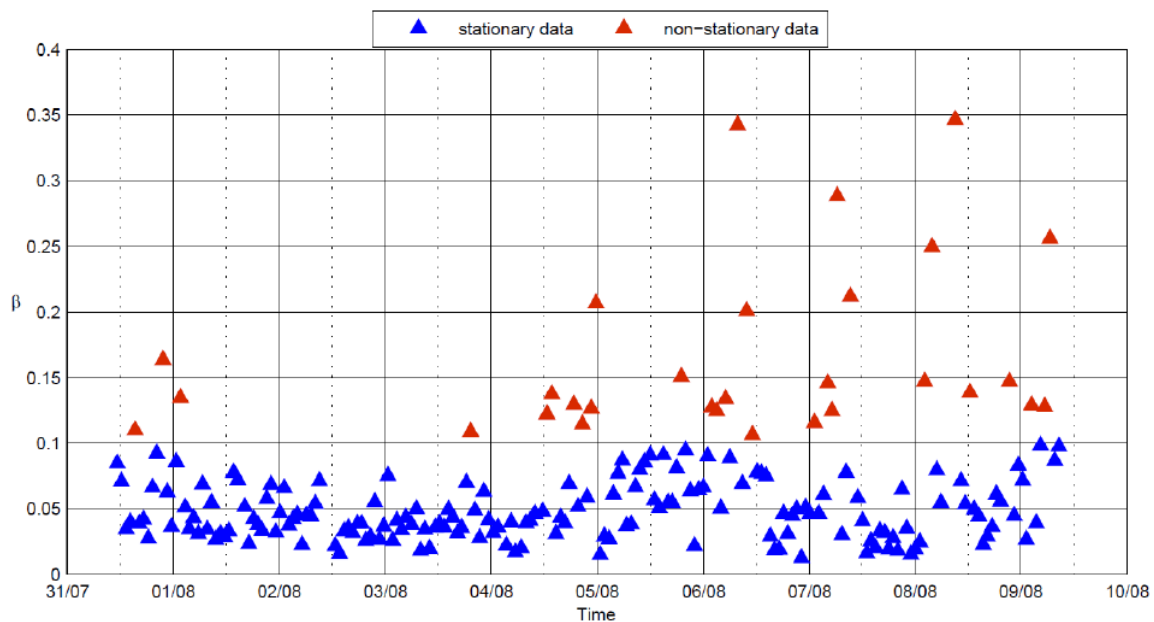
Ο χρόνος των δέκα λεπτών που επιλέχθηκε στην επεξεργασία των δεδομένων είναι αρκετά μεγάλος, ώστε η διαταραχή της ροής στο χρόνο αυτό να παρέχει ικανοποιητικό υπολογισμό της τύρβης για τη κατηγορία των στατικών καταστάσεων. Ωστόσο, οι υπολογιζόμενες ροές είναι γενικά ασθενέστερες στην περίπτωση των μη στατικών δεδομένων, γεγονός που οφείλεται συχνά σε χαμηλής έντασης ανέμους (Mahrt et al. 1996). Σημειώνεται ότι με βάση την

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.

Οι εγγραφές ταξινομήθηκαν ως στατικές ή μη στατικές με την βοήθεια της τιμής του λόγου:

$$\beta = \frac{(\sigma_u^2 + \sigma_v^2)^{1/2}}{\langle V \rangle} \quad (\text{σχέση 4.3.1})$$

όπου  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$  είναι οι τυπικές αποκλίσεις των μέσων τιμών έξι δεκαλέπτων για την περίοδο μίας ώρας και  $\langle V \rangle$  η ωριαία μέση τιμή έξι δεκαλέπτων της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου (Mahrt et al., 1996). Με τον τρόπο αυτό χαρακτηρίζονται συνολικά τα δεδομένα για κάθε μία ώρα. Το κριτήριο επιλογής των στατικών δεδομένων είναι ο συντελεστής  $\beta$ , να μην ξεπερνά την τιμή **0,1**.



**Σχήμα 4.3.1 Η χρονοσειρά του συντελεστή  $\beta$  για τα στατικά και τα μη στατικά δεδομένα από το πείραμα στην νήσο Κάρπαθο.**

Υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές και οι διακυμάνσεις των παραπάνω τιμών για το διάστημα μίας ώρας καθώς και η τιμή του  $\beta$  για κάθε περίπτωση. Το 15% των διαθέσιμων δεδομένων κάθε αποστολής αντιστοιχούσαν σε μη στατικές ωριαίες.

Οι μη στατικές καταστάσεις (βλ. κόκκινα σημεία στο σχήμα 4.3.1) αφαιρέθηκαν ώστε το προκύπτον σφάλμα που εμπεριέχεται στους ποσοτικούς υπολογισμούς να είναι μικρό ή αμελητέος (Mahrt 2007).

Τελικά, τα διαθέσιμα δεδομένα τύρβης είναι στο σύνολό τους **226 ώρες παρατηρήσεων**, 171 από το πείραμα στην Κάρπαθο και 55 ώρες από την Σκύρο. Ο σχετικά περιορισμένος όγκος δεδομένων από το πρώτο πείραμα οφείλεται τόσο στο μικρότερο διαθέσιμο εύρος διευθύνσεων του ανέμου, όσο και στην επικράτηση θαλάσσιας και απόγεια αύρας, τις τέσσερις από τις έντεκα (4/11) ημέρες καταγραφών λόγω επικράτησης χαμηλών ανέμων στην περιοχή, στην αρχή και στο τέλος της περιόδου των μετρήσεων.

#### 4.4 Υπολογισμοί Τυρβωδών Ροών

Διαθέτοντας πλέον ένα σύνολο από αξιόπιστα δεδομένα ακολούθησε το τελικό στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων. Πριν την εφαρμογή της τεχνικής Eddy Correlation, προηγήθηκε ο υπολογισμός της αισθητής θερμοκρασίας και κατόπιν ο υπολογισμός της ειδικής και της σχετικής υγρασίας προκειμένου να παραχθούν οι υπολογισμοί των χαρακτηριστικών της ροής του επιφανειακού ΘΑΟΣ.

##### Υπολογισμός Αισθητής Θερμοκρασίας

Πραγματοποιήθηκε η μετατροπή της αληθούς θερμοκρασίας  $T_v$  του ηχητικού ανεμόμετρου σε αισθητή θερμοκρασία  $T_s$ . Η αισθητή θερμοκρασία γράφεται σαν συνάρτηση της αληθούς θερμοκρασίας μέσω της σχέσης

$$T_s = T_v \left[ 1 - \frac{e}{P} (1 - \epsilon) \right] \quad (\text{σχέση 4.4.1})$$

όπου  $P$  η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια σε Pa (βάσει των δεδομένων METAR),  $e$  η τάση των υδρατμών και  $\epsilon=0.622$ , ο λόγος  $R_d/R_u$ . Η καταστατική εξίσωση για τους υδρατμούς θερμοκρασίας  $T_s$  γράφεται :

$$e = \rho_v R_u T_s \quad (\text{σχέση 4.4.2})$$

, όπου  $e$  η τάση των υδρατμών,  $\rho_v$  η απόλυτη υγρασίας και  $R_u=461.5 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$  η σταθερά αερίων για τον υγρό αέρα. Από τις σχέσεις 4.4.1 και 4.4.2 προκύπτει η ακόλουθη εξίσωση:

$$T_s = T_v \left[ 1 + T_v \frac{\rho_v R_v \cdot 10^{-3}}{P} (1 - \varepsilon) \right]^{-1} \quad (\text{σχέση 4.4.3})$$

Η διαφορά ανάμεσα στις δύο θερμοκρασίες βρέθηκε στους 2-3°K, γεγονός που συμφωνεί σε ικανοποιητικό βαθμό με την βιβλιογραφία.

#### Υπολογισμός Ειδικής Υγρασίας

Η αναλογία μίγματος (mixing ratio) είναι αδιάστατη ποσότητα και δίνεται από τη σχέση:

$$r = \varepsilon \frac{e}{P} \quad (\text{σχέση 4.4.4})$$

και εκφράζεται συνήθως σε ποσοστό επί της εκατό (%). Με συνδυασμό της καταστατικής εξίσωσης (4.4.2) η παραπάνω σχέση λαμβάνει την μορφή:

$$r = (T_s \rho_v R_v) \frac{e}{P} \quad (\text{σχέση 4.4.5})$$

Με γνωστή την αναλογία μίγματος, προσδιορίζεται η ειδική υγρασία (specific humidity) από τον τύπο:

$$q = \frac{r}{1+r} \quad (\text{σχέση 4.4.6})$$

Η ειδική υγρασία εκφράζεται σε gr/gr ή gr/Kgr. Χωρίς μεγάλο σφάλμα ισχύει  $r \approx q$ .

#### Υπολογισμός Σχετικής Υγρασίας

Η σχέση που συνδέει την απόλυτη υγρασία των υδρατμών και την τάση τους  $e$  είναι

$$\rho_v (\text{gr} / \text{m}^3) \approx e (\text{mmHg}) \quad (\text{σχέση 4.4.7})$$

δηλαδή η απόλυτη υγρασία και η τάση των υδρατμών εκφράζονται με τον ίδιο αριθμό, με την προϋπόθεση ότι η τάση έχει υπολογιστεί σε mmHg και η απόλυτη υγρασία σε  $\text{gr}/\text{m}^3$ .

Η μέγιστη τάση των κορεσμένων υδρατμών  $e_s$  μπορεί να υπολογιστεί από τον εμπειρικό τύπο των Magnus-Tetens:

$$e_s(T) = e_{s_0} \cdot 10^{\frac{\alpha T}{\beta + T}} \quad (\text{σχέση 4.4.8})$$

, όπου  $e_0=6.11\text{mb}$  η μέγιστη τάση των υδρατμών στους  $0^\circ\text{C}$  και  $T$  η θερμοκρασία του αέρα σε  $^\circ\text{C}$ . Οι συντελεστές  $\alpha$ ,  $\beta$  λαμβάνουν τις τιμές 7.5 και  $237.3^\circ\text{C}$  αντίστοιχα πάνω από το νερό. Στην σχέση 4.4.8 χρησιμοποιήθηκε η αισθητή θερμοκρασία  $T_s$ . Η σχέση 4.4.8 απαιτεί η μέγιστη τάση των υδρατμών  $e_s$  να εκφράζεται σε μονάδες mmHg ( $1\text{mb}=0.75\text{mmHg}$ ). Η σχετική υγρασία RH(%) συνδέεται με την τάση των υδρατμών μέσω της ακόλουθης σχέσης:

$$RH = \frac{e}{e_s} \quad (\text{σχέση 4.4.9})$$

### Τεχνική Eddy Correlation

Η τεχνική Eddy Correlation είναι μια μέθοδος υπολογισμού των κατακόρυφων ροών ορμής, θερμότητας, υγρασίας ή αερίων (π.χ.  $\text{CO}_2$ ). Η εκάστοτε ροή υπολογίζεται ως η συνδιακύμανση (covariance) των στιγμιαίων τιμών των διαταραχών της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου και των στιγμιαίων τιμών των διαταραχών της παραμέτρου ενδιαφέροντος.

Αρχικά, διαχωρίζονται οι μεταβλητές σε ένα μέρος και ένα μέρος διαταραχών (Reynolds decomposition) όπως παρουσιάστηκε στην παράγραφο 2.2 του 2<sup>ου</sup> κεφαλαίου. Το επόμενο βήμα είναι να προσδιοριστούν οι τιμές διαταραχής των δεδομένων. Για παράδειγμα, στις χρονοσειρές των μετρήσεων της αληθούς θερμοκρασίας, αφαιρείται η μέση αληθής θερμοκρασία από κάθε μέτρηση, ώστε να προκύψουν οι χρονοσειρές των διαταραχών [ $T_v'(t)$ ,  $T_v'(t+\Delta t)$ ,  $T_v'(t+2\cdot\Delta t)$ ,...]. Όμοια, προκύπτουν οι χρονοσειρές των διαταραχών της κατακόρυφης ταχύτητας [ $w'(t)$ ,  $w'(t+\Delta t)$ ,  $w'(t+2\cdot\Delta t)$ ,...]. Πολλαπλασιάζοντας αυτές τις τιμές μεταξύ τους υπολογίζονται οι χρονοσειρές του όρου  $w'T_v'$  [ $w'T_v'(t)$ ,  $w'T_v'(t+\Delta t)$ ,  $w'T_v'(t+2\cdot\Delta t)$ ,...]. Ο μέσος όρος  $w'T_v'$  είναι η τυρβώδης ροή αληθούς θερμότητας στην κατακόρυφη διεύθυνση. Επομένως, από τις χρονοσειρές των  $T_v'$ ,  $q'$ ,  $u'$ ,  $v'$ ,  $w'$ , μπορούν να εκτιμηθούν ποσότητες όπως ροές ( $u'w'$ ,  $w'T_v'$ ,  $w'q'$ ), διακυμάνσεις ( $w'^2$ ,  $T_v'^2$ ,  $q'^2$ ,  $u'^2$ ), τυρβώδης κινητική ενέργεια [ $\text{TKE}=0,5\cdot(u'^2+v'^2+w'^2)$ ], ροές διακυμάνσεων, ροές των τυρβωδών ροών και ροές ενέργειας (Stull, 1998).

Με την εφαρμογή της τεχνικής Eddy Correlation, πραγματοποιήθηκαν οι υπολογισμοί των τυρβωδών ροών με χρόνο ολοκλήρωσης τα δέκα λεπτά. Οι

ροές ορμής, αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, όπως αναφέρθηκαν στην παράγραφο 2.3, υπολογίζονται από τους τύπους

$$\tau = -\rho \overline{w'u'} \quad (\text{σχέση 4.4.10})$$

$$H_s = \rho C_p \overline{w'T_s'} \quad (\text{σχέση 4.4.11})$$

$$H_l = L_c \rho \overline{w'q'} \quad (\text{σχέση 4.4.12})$$

, όπου  $\rho=1.1839\text{Kg/m}^3$  η πυκνότητα του αέρα  $C_p =1005 \text{ J/Kg}\cdot\text{K}$  η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση  $L_c=2260 \text{ kJ/Kg}$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης,  $u'$ ,  $w'$ ,  $T_s'$  και  $q'$  οι διακυμάνσεις της οριζόντιας και κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου, της αισθητής θερμότητας και της ειδικής υγρασίας αντίστοιχα.

Η τάση του ανέμου (ολική ροή ορμής) ορίζεται ως:

$$\tau = \left[ \left( -\rho \overline{u'w'} \right)^2 + \left( -\rho \overline{v'w'} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{σχέση 4.4.13})$$

Η ταχύτητα τριβής (friction velocity) δίνεται από τη σχέση:

$$u_* = \left( \frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2} \quad (\text{σχέση 4.4.14})$$

και μέσω της (4.4.13) γράφεται:

$$u_* = \left( \left( \overline{u'w'} \right)^2 + \left( \overline{v'w'} \right)^2 \right)^{1/4} \quad (\text{σχέση 4.4.15})$$

Ο συντελεστής  $C_D$  (drag coefficient, §5.7), συνδέεται με την ροή ορμής σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$\tau = \rho C_D V^2 \quad (\text{σχέση 4.4.16})$$

και μέσω της (4.4.14) γράφεται:

$$C_D = \frac{u_*^2}{V^2} \quad (\text{σχέση 4.4.17})$$

, όπου  $\langle V \rangle$  η μέση ταχύτητα του ανέμου (ανά δεκάλεπτο), συνήθως στα 10m ύψος πάνω από το έδαφος ( $U_{10}$ ).

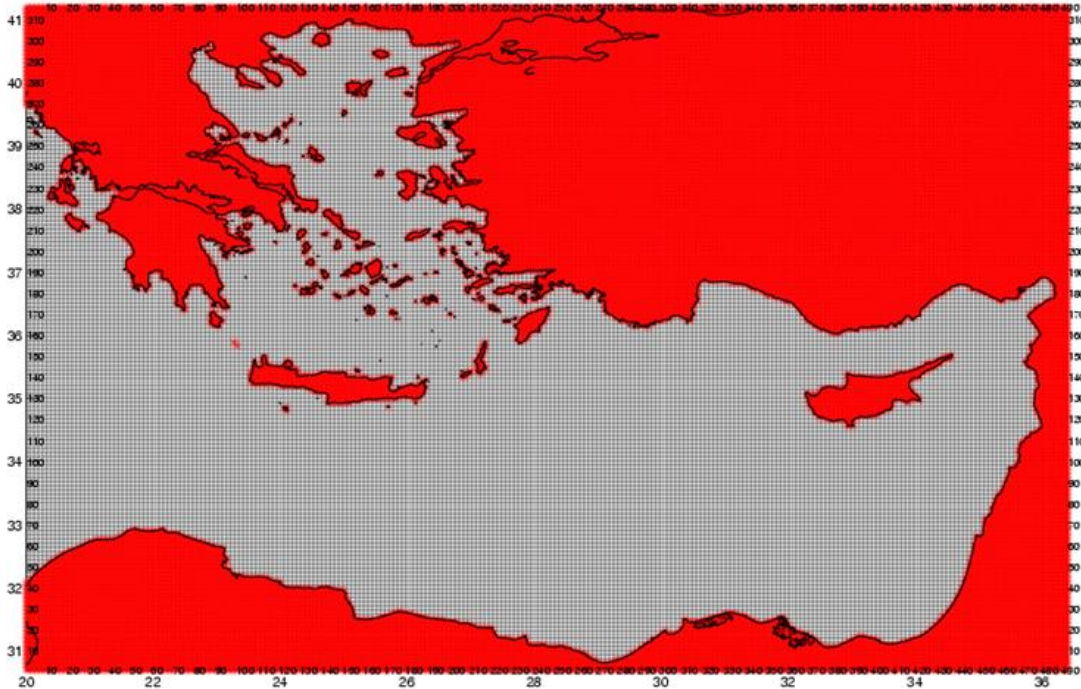
Η ατμοσφαιρική ευστάθεια εκτιμάται με την παράμετρο  $z/L$ , όπου  $z$  είναι το ύψος μέτρησης των αισθητήρων υψηλής απόκρισης και  $L$  το μήκος Monin-Obukhov που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$L = -\frac{u_*^3 \overline{T_s}}{kg w' T_s'} \quad (\text{σχέση 4.4.18})$$

, όπου  $T_s$  η αισθητή θερμοκρασία,  $k=0.41$  η σταθερά von Karman και  $g$  η επιτάχυνση λόγω βαρύτητας ( $g=9.81\text{m/s}^2$ ).

#### **4.5 Το Ωκεανογραφικό Μοντέλο ALERMO (Aegean-Levantine Eddy Resolving Model)**

Το σύστημα πρόγνωσης θαλάσσιας κυκλοφορίας ALERMO (Aegean-Levantine Eddy Resolving Model) καλύπτει την περιοχή της θάλασσας του Αιγαίου αλλά και της θάλασσας της Λεβαντίνης (38.7-41.1°N, 22.5–27.1°E, εικόνα 4.5.1), η οποία εκτείνεται νότια και ανατολικά πέραν του Αιγαίου, στην Ανατολική Μεσόγειο. Βασίζεται στο μοντέλο POM (Princeton Ocean Model - Blumberg and Mellor, 1987) το οποίο χρησιμοποιείται διεθνώς για την προσομοίωση της κυκλοφορίας ανοικτής θάλασσας και παράκτιων περιοχών. Βρίσκεται σε επιχειρησιακή λειτουργία από το 2004 (<http://www.phys.uoa.gr/oceanf.html>), αναπτύχθηκε στα πλαίσια των προγραμμάτων Mediterranean Forecasting System Pilot Project (MFSP) και Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions (MFSTEP), αποτελεί μέρος του συστήματος MyOcean και έχει εκτενώς δοκιμαστεί σε συνδυασμό με άλλα μοντέλα πρόγνωσης και παρατηρήσεις πεδίου (Zodiatis et al. 2008). Είναι συζευγμένο με το ατμοσφαιρικό μοντέλο SKYRON (Kallos et al 1997) το οποίο λειτουργεί επίσης επιχειρησιακά στο Πανεπιστήμιο Αθηνών και έχει ως κύρια συνιστώσα το μετεωρολογικό μοντέλο περιορισμένης περιοχής Eta/NCEP (<http://forecast.uoa.gr>). Τα πεδία που είναι διαθέσιμα είναι μεταξύ άλλων η ταχύτητα και η διεύθυνση του ανέμου στα 10 μέτρα, η θερμοκρασία και η υγρασία του αέρα στα 2 μέτρα.



**Εικόνα 4.5.1** Η περιοχή κάλυψης και η χωρική διακριτοποίηση (3km) του μοντέλου ALERMO, με 316 κελιά (grid) στον μεσημβρινό και 493 στον ισημερινό άξονα.

Το ALERMO έχει οριζόντια διακριτοποίηση 1/60 της μοίρας (3 km) και 25 σ-επίπεδα κατά την κατακόρυφο. Οι ροές θερμότητας και υδρατμών στη διεπιφάνεια ατμόσφαιρας-θάλασσας, υπολογίζονται βάσει των ατμοσφαιρικών προγνωστικών δεδομένων που παρέχονται από το μοντέλο πρόγνωσης καιρού για την περιοχή (SKYRON) και μέσω των σχέσεων (2.5.5) και (2.5.6) σε κάθε κελί της επιφάνειας του ωκεανογραφικού μοντέλου (εικόνα 4.5.1), για σταθερές τιμές των  $C_H$  ( $1.3 \cdot 10^{-3}$ ) και  $C_E$  ( $1.5 \cdot 10^{-3}$ ) (Konndo 1975). Όμοια η μεταφορά ορμής υπολογίζεται μέσω της σχέσης (2.5.4) και του συντελεστή  $C_D$  ο οποίος υπολογίζεται επίσης από την ένταση του ανέμου ( $U_{10}$ ) ενώ συνεκτιμάται και η διαφορά θερμοκρασίας ατμόσφαιρας και θάλασσας (Hellerman and Rosestein 1983, πίνακας 5.7.3).

#### **4.5.1 Χρήση – Υπολογισμοί Ωκεανογραφικού Μοντέλου**

Για τις ανάγκες της μελέτης υπολογίστηκαν οι ημερήσιες προγνώσεις (24h) της επιφανειακής ταχύτητας  $[(\langle u_{10m} \rangle^2 + \langle v_{10m} \rangle^2)^{1/2}]$ , της κινητικής ενέργειας



$[KE=(1/2) \cdot (\langle u_{10m} \rangle^2 + \langle v_{10m} \rangle^2)]$ , της θερμοκρασίας ( $\langle T_{10m} \rangle$ ) και της αλατότητας ( $\langle S_{10m} \rangle$ ) της θάλασσας στα πρώτα 10 m βάθος καθώς και οι αντίστοιχες τιμές της μέσης επιφανειακής τάσης του ανέμου [ $\tau_{xy} = (\tau_x^2 + \tau_y^2)^{1/2}$ ], του συντελεστή  $C_D$  και της έντασης του ανέμου ( $U_{10}$ ) στην επιφάνεια. Με στόχο την αξιολόγηση της εφαρμογής της νέας παραμετροποίησης του  $C_D$  (Kostoroulos and Helmig, 2015), υπολογίστηκε επιπρόσθετα η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας από το πρώτο σίγμα επίπεδο του μοντέλου ( $1\sigma$ ) με στόχο την σύγκριση των προγνώσεων με τις δορυφορικές μετρήσεις (SST), με την χρήση των δύο διαφορετικών παραμετροποιήσεων (βλ. §6.4). Για τον λόγο αυτό, υπολογίστηκαν οι διαφορές αλλά και η μέση τυπική απόκλιση (Root Mean Square Error, RMSE) των διαφορών σε κάθε grid για όλη την πειραματική περίοδο (βλ. §6), μεταξύ των διαφορετικών προβλέψεων του μοντέλου για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας και των δορυφορικών μετρήσεων. Οι αποκλίσεις εκτιμήθηκαν επίσης χρονικά αλλά και χωρικά, όπως και οι διαφορές σε όλα τα άλλα υπολογιζόμενα μεγέθη (π.χ. κινητική ενέργεια), στο οριακό στρώμα της θάλασσας.

#### 4.5.2 Επεξεργασία Δορυφορικών Δεδομένων

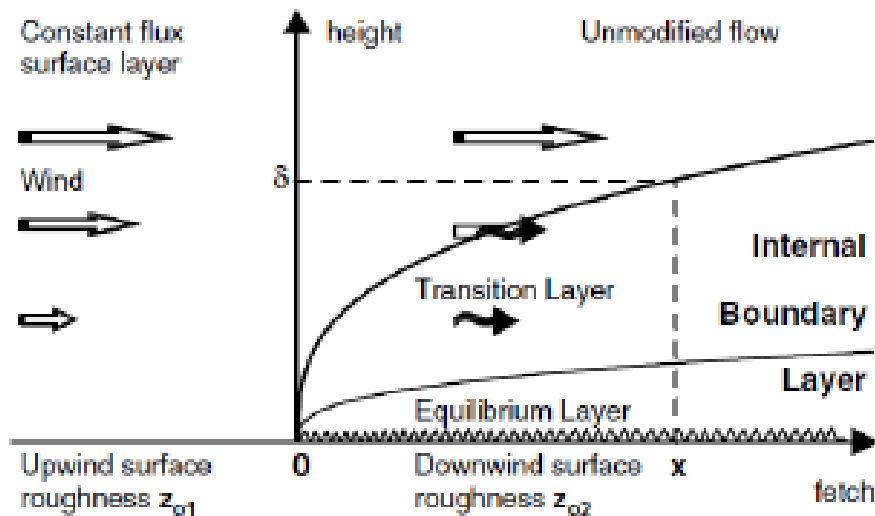
Οι μέσες ημερήσιες τιμές της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από δορυφορικά δεδομένα (Copernicus, Nardelli et al. 2013), έχουν διακριτοποίηση  $1/30$  της μοίρας ( $\approx 6.5\text{km}$ ). Λόγω του ότι το μέγεθος του κελιού (grid) του ωκεανογραφικού μοντέλου είναι κατά μισό ( $1/2$ ) της μοίρας μικρότερο του κελιού των μετρήσεων του δορυφόρου ( $1^\circ/60$ ) και με σκοπό την σύγκριση των μετρήσεων με τα αποτελέσματα του προγνωστικού μοντέλου, υπολογίστηκαν οι τιμές από το κελί των δορυφορικών δεδομένων που αντιστοιχούν στο μικρότερο κελί του μοντέλου (3km), μέσω γραμμικής παλινδρόμησης (linear interpolation).

## 5. ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΘΑΟΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΟ ΑΙΓΑΙΟ

### 5.1 Ανάπτυξη Εσωτερικού Οριακού Στρώματος

Όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 3.1, η θέση του ιστού καθώς και το ύψος τοποθέτησης των αισθητήρων γρήγορης απόκρισης επιλέχθηκαν, έτσι ώστε οι μετρήσεις να μην επηρεάζονται από το αναπτυσσόμενο Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (ΕΟΣ) πάνω από την ξηρά.

Στο υφιστάμενο στρώμα, ο αέρας φτάνοντας από τη θάλασσα πάνω από την ξηρά, τροποποιείται λόγω αλλαγής της τραχύτητας της υποκείμενης επιφάνειας αλλά και της ροής θερμότητας πάνω από αυτή (Garrat 1990). Όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 5.1.1, η κατακόρυφη δομή της ροής μετά την αλλαγή των επιφανειακών χαρακτηριστικών αποτελείται από ένα στρώμα ισορροπίας (equilibrium layer) αμέσως πάνω από την επιφάνεια, ένα στρώμα μετάβασης (transition zone) και την εξωτερική περιοχή της εισερχόμενης (αδιατάρακτης) ροής που σχηματίστηκε πάνω από την αρχική επιφάνεια, στην προκειμένη περίπτωση πάνω από την θάλασσα. Το συνολικό βάθος του ΕΟΣ περιλαμβάνει τα δύο πρώτα στρώματα.



Σχήμα 5.1.1 Η δομή του ΕΟΣ που αναπτύχθηκε μετά την αλλαγή της επιφανειακής τραχύτητας,  $\delta$  το βάθος του σε απόσταση  $x$  από το όριο (Savelyev and Taylor, 2004)

Για λόγους ασφάλειας των αισθητήρων και της εγκατάστασης και λειτουργίας του μετεωρολογικού ιστού, λαμβάνοντας υπ' όψιν και την εισχώρηση της θάλασσας προς την ξηρά στην περίπτωση κυματισμού, η θέση του ιστού επιλέχθηκε να μην βρίσκεται ακριβώς στην ακτογραμμή, αλλά να απέχει μικρή απόσταση. Η επιλογή της απόστασης του ιστού από την ακτογραμμή βασίστηκε σε υπολογισμούς σχετικά με το αναμενόμενο βάθος του αναπτυσσόμενου ΕΟΣ συναρτήσει της απόστασης από την ακτογραμμή, με τη χρήση αντιπροσωπευτικών εμπειρικών σχέσεων, όπως η 5.1.1 και η 5.1.2, οι καμπύλες τιμών των οποίων παρουσιάζονται στο σχήμα 5.1.2 για διάφορες τιμές των σχετικών πειραματικών σταθερών  $a_{IBL}$  και  $b_{IBL}$ .

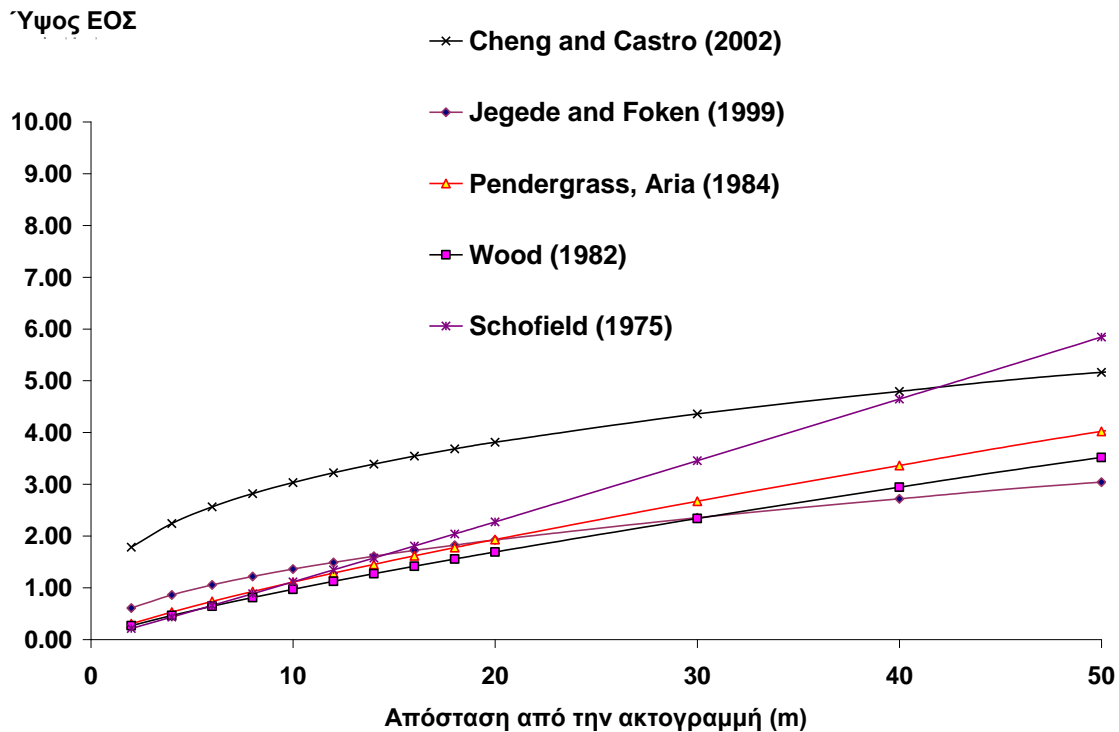
$$\delta = a_{IBL} \cdot x^{1/2} \quad \text{σχέση 5.1.1}$$

$$\frac{\delta}{z_{o2}} = a_{IBL} \left( \frac{x}{z_{o2}} \right)^{b_{IBL}} \quad \text{σχέση 5.1.2}$$

Σύμφωνα με την σχέση 5.1.1 των Jegede and Fokenu (1999) το βάθος ( $\delta$ ) του ΕΟΣ για αδιαβατικές συνθήκες, προκύπτει αποκλειστικά συναρτήσει της απόστασης ( $x$ ) από την ακτογραμμή ενώ στην προτεινόμενη σχέση 5.1.2 των Smedman and Hogstrom (1978) χρησιμοποιείται επιπρόσθετα η τιμή του ύψους τραχύτητας της ξηράς ( $z_{o2}$ ). Οι προκύπτουσες καμπύλες του σχήματος 5.1.2 των Cheng and Castro (2002), Pendergrass and Aria (1984), Wood (1982) και Schofield (1975) υπολογίζονται από την σχέση 5.1.2, χρησιμοποιώντας την τιμή  $z_{o2}=0.05\text{m}$  για το ύψος τραχύτητας της ξηράς. Η τιμή αυτή αντιπροσωπεύει συνθήκες επιφάνειας εδάφους με λίγα δέντρα κατά την διάρκεια του καλοκαιριού (Stull 1988), έτσι ώστε να ληφθεί υπόψη η τραχύτητα του εδάφους της ευρύτερης περιοχής, δηλαδή κατάντη των εκτενών αμμωδών ακτών (έκτασης λίγων δεκάδων μέτρων) στις δύο πειραματικές περιοχές (βλ. εικόνες 4.1.4, 4.1.5).

Με βάσει με τα αποτελέσματα των σχετικών υπολογισμών, όπως παρουσιάζονται στο σχήμα 5.1.2, στην απόσταση των 30 m από την ακτογραμμή στην οποία τοποθετήθηκαν οι ιστοί, το βάθος ( $\delta$ ) του ΕΟΣ υπό αδιαβατικές συνθήκες αναμένεται να χαρακτηρίζεται από ύψη μικρότερα από 5m. Αξίζει να αναφερθεί πως οι Echols and Wagner (1972) παρουσιάζοντας πληθώρα αντίστοιχων πειραματικών αποτελεσμάτων για το ύψος του ΕΟΣ σε απόσταση

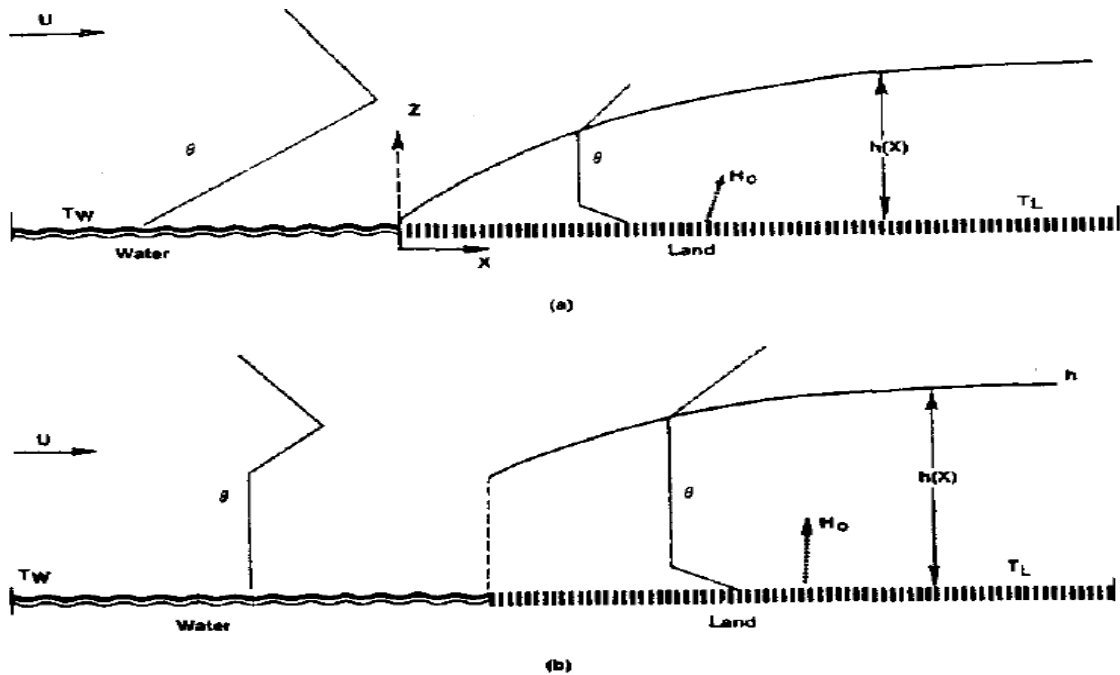
90 m από την ακτογραμμή, αναφέρουν πως το ύψος ανάπτυξης βρέθηκε να ξεπερνά οριακά τα 10m σε ελάχιστες των περιπτώσεων, λόγω της αλλαγής της τραχύτητας της υποκείμενης επιφάνειας.



Σχήμα 5.1.2 Το ύψος ( $\delta$ ) του ΕΟΣ υπό αδιαβατικές συνθήκες, κατά την μετάβαση από λεία σε τραχεία επιφάνεια βάσει των σχέσεων 3.1.1 και 3.1.2, σύμφωνα με τους Schofield (1975), Wood 1982, Pendergrass and Aria (1984), Jegede and Fokenu (1999) και Cheng and Castro (2002).

Η ανάπτυξη του ΕΟΣ στην περίπτωση μη αδιαβατικών συνθηκών, επηρεάζεται από τις συνθήκες ευστάθειας του αέρα τόσο πάνω από την θάλασσα όσο και πάνω από την ξηρά. Στην περίπτωση της ασταθούς θερμικής στρωμάτωσης προσήνεμα του ορίου αλλαγής τραχύτητας, η διεπιφάνεια είναι γενικά υψηλότερη από ότι στην περίπτωση της μετάβασης από ουδέτερες σε ουδέτερες συνθήκες, ενώ το αντίθετο ισχύει για την εισερχόμενη ροή ευσταθούς στρωμάτωσης. Ισχυρή θέρμανση του αέρα πάνω από την ξηρά οδηγεί συνήθως σε αύξηση του ύψους του αναπτυσσόμενου ΕΟΣ ενώ αρκετά ευσταθείς συνθήκες ( $L < 10m$  δηλαδή  $z/L > 1$  για  $z=10m$ ), οδηγούν σε μικρά ύψη του ΕΟΣ ακόμα και όταν η

στρωμάτωση προσήνεμα του ορίου είναι ασταθής. Ο υπολογισμός του ύψους της διεπιφάνειας στην περίπτωση μη αδιαβατικών συνθηκών είναι αρκετά πιο πολύπλοκος από τις παραπάνω σχέσεις 5.1.1 και 5.1.2 και προϋποθέτει μεταξύ άλλων μετρήσεις της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας αλλά και της ξηράς (π.χ. Raynor et al. 1975) πλησίον της ακτογραμμής.



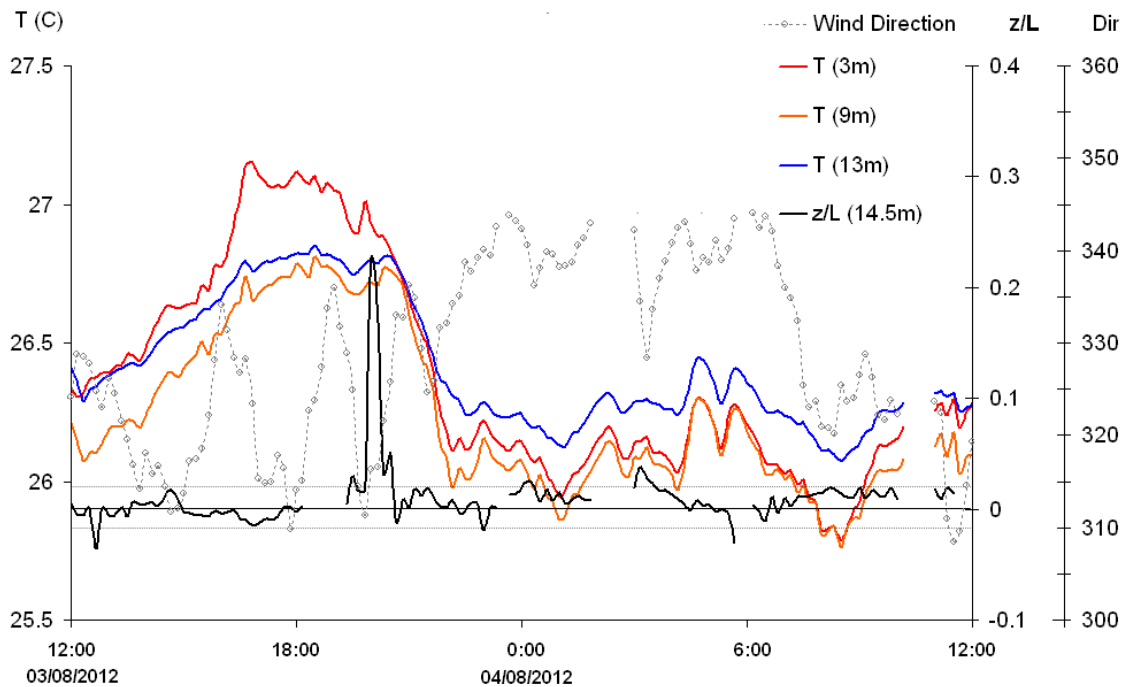
Σχήμα 5.1.3 Η δομή του θερμικού ΕΟΣ που αναπτύσσεται πάνω από την ξηρά, όταν ο αέρας πάνω από την θάλασσα χαρακτηρίζεται από ευσταθείς (α, πάνω) και ουδέτερες (β, κάτω) συνθήκες ευστάθειας (σχήμα από Stunder and Sethurman 1985)

Για τον λόγο αυτό, πέραν των εκτιμήσεων του αναμενόμενου βάθους του ΕΟΣ με τη βοήθεια εμπειρικών σχέσεων για αδιαβατικές συνθήκες, πραγματοποιήθηκε μελέτη για την ανάπτυξη του ΕΟΣ στην πειραματική περιοχή με τη βοήθεια των δεδομένων που παρήχθησαν από τους αισθητήρες αργής και γρήγορης απόκρισης. Συγκεκριμένα, από την μελέτη της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας, από την οποία μπορεί να εκτιμηθεί η στατική ευστάθεια του επιφανειακού ΑΟΣ, οι αλλαγές από την αστάθεια (αρνητική θερμοβαθμίδα) σε ευστάθεια (θετική θερμοβαθμίδα) και αντίστροφα μπορούν να αποκαλύψουν το ύψος του ΕΟΣ. Στο σχήμα 5.1.3, παρουσιάζονται τυπικά κατακόρυφα προφίλ της θερμοκρασίας του αέρα (Stunder and Sethurman 1985) κατά την μετάβασή του πάνω από την

ξηρά, στην περίπτωση που η κατάσταση ευστάθειάς του πάνω από την θάλασσα είναι ευσταθής (a) και ουδέτερη (b).

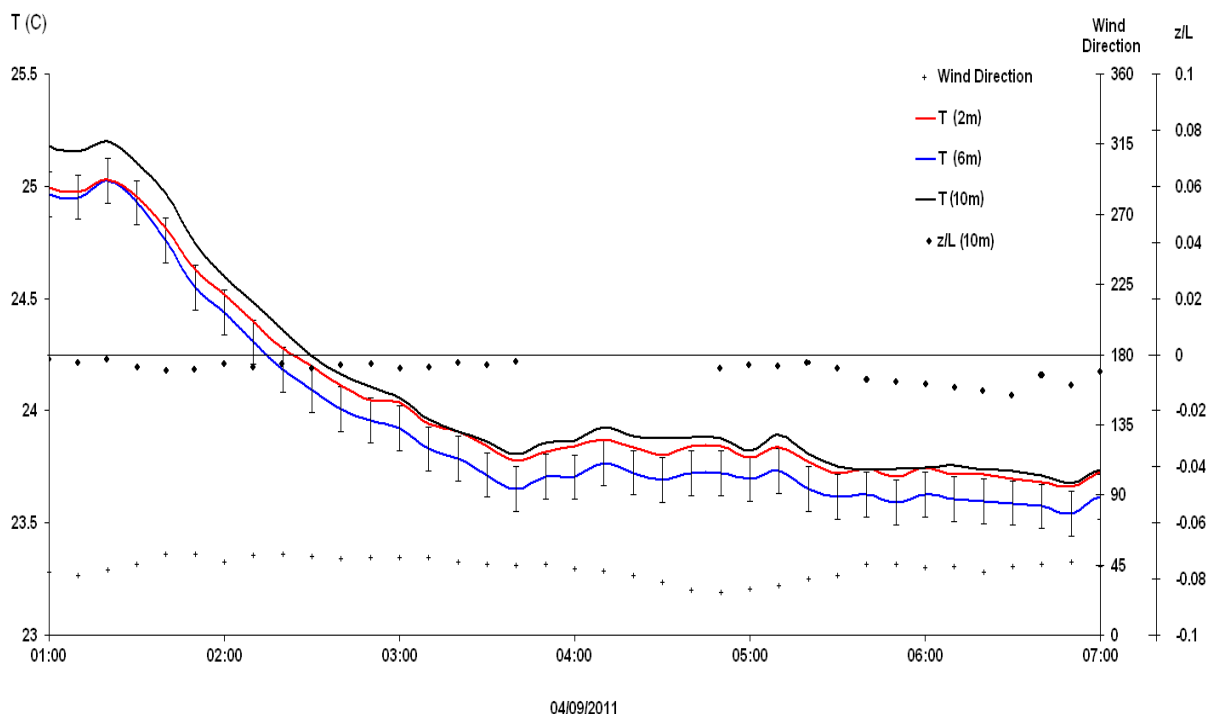
Από το σχήμα 5.1.3, γίνεται αντιληπτή η αλλαγή της κατάστασης ευστάθειας του αέρα πάνω από την ξηρά, από το κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας και στις δύο περιπτώσεις (a και b), με την ξηρά να είναι συνήθως αρκετά θερμότερη της επιφάνειας της θάλασσας και ως εκ τούτου να εμφανίζεται αρνητική θερμοβαθμίδα σε μικρά ύψη κατόντη της ακτογραμμής.

Στα σχήματα 5.1.4 και 5.1.5, από τις χρονοσειρές των θερμοκρασιών στις δύο πειραματικές περιοχές, στα τρία (3) επίπεδα μέτρησης σε συνάρτηση με την παράμετρο ευστάθειας  $z/L$  από τις μετρήσεις του ηχητικού ανεμομέτρου, μπορούν να φανούν κάποιες αντίστοιχες χαρακτηριστικές περιπτώσεις αλλαγής της ευστάθειας καθ' ύψος.



**Σχήμα 5.1.4 Οι χρονοσειρές των θερμοκρασιών στην Κάρπαθο (από 12:00 03/08/2012 έως 12:00 04/08/2012), στα τρία (3) επίπεδα, της παραμέτρου ευστάθειας  $z/L$  και της διεύθυνσης του ανέμου στα 14.5m, για ταχύτητες ανέμου από 5 έως 8m/s. Με διακεκομμένες οριζόντιες γραμμές πλαισιώνονται οι τιμές του συντελεστή  $z/L$ , οι οποίες θεωρείται ότι αντιστοιχούν σε ουδέτερες συνθήκες ( $|z/L| < 0.02$ )**

Πιο συγκεκριμένα, στο πείραμα της Καρπάθου (σχήμα 5.1.4), στο στρώμα από 9 έως 13m, παρατηρείται ευσταθής στρωμάτωση του αέρα σε αντίθεση με το στρώμα από 3 έως 9m, στο οποίο κατά την διάρκεια της ημέρας σε μεγάλο βαθμό αλλά και έως αργά τη νύχτα, παρατηρείται ασταθής στρωμάτωση, όμοια με το σχήμα 5.1.3. Αργότερα την νύχτα, η αρνητική θερμοβαθμίδα στο στρώμα αυτό παρουσιάζει εξασθένιση, πιθανότατα λόγω της σταδιακής ψύξης του εδάφους και φαίνεται να επικρατούν ουδέτερες συνθήκες έως το ξημέρωμα οπότε εμφανίζονται ξανά ασταθείς συνθήκες, λόγω της θέρμανσης του εδάφους. Στο στρώμα από 9 έως 13m από την άλλη μεριά, διατηρείται η θετική θερμοβαθμίδα τόσο κατά την διάρκεια της νύχτας αλλά και μετά το ξημέρωμα. Η κατάσταση ευστάθειας ( $z/L$ ) όπως υπολογίζεται από το ηχητικό ανεμόμετρο πάνω από το στρώμα αυτό στα 14.5m, περιγράφει ένα στρώμα υπό ουδέτερες έως ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες, το οποίο δεν φαίνεται να επηρεάζεται από τις συνθήκες που επικρατούν στο στρώμα κοντά στο έδαφος.



**Σχήμα 5.1.5** Οι χρονοσειρές των θερμοκρασιών ( $\pm 0.1\text{C}$ ) στην Σκύρο (από 01:00 πμ έως 07:00 πμ στις 04/09/2011), στα τρία (3) επίπεδα, της παραμέτρου ευστάθειας  $z/L$  και της διεύθυνσης του ανέμου στα 10m, για ταχύτητες ανέμου από 8 έως 11m/s.

Στο πείραμα στη Σκύρο, από τις αντίστοιχες καταγραφές τόσο του προφίλ της θερμοκρασίας όσο και του συντελεστή ευστάθειας, έγινε φανερό πως κατά την διάρκεια της ημέρας το ύψος του ΕΟΣ έφτανε στις περισσότερες των περιπτώσεων το ύψος καταγραφής των τυρβωδών ροών. Κατά την διάρκεια όμως κυρίως της νύχτας, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 5.1.5, το στρώμα από 6 έως 10m βρέθηκε να εμφανίζει διαφορετική θερμοβαθμίδα σε σχέση με το στρώμα από 2 έως 6m, παρόμοια τις καταγραφές στην Κάρπαθο (σχήμα 5.1.4). Η παράμετρος ευστάθειας ( $z/L$ ) στα 10m ύψος στις περιπτώσεις αυτές, παρουσίασε τιμές πολύ κοντά στο μηδέν, εμφανίζοντας ουδέτερες συνθήκες σε ποσοστό 97% των σχετικών καταγραφών, για ανέμους ταχύτητας από 4 έως 12m/s. Στα σχήματα 5.14 και 5.15, παρουσιάζεται επίσης η διεύθυνση του ανέμου, η οποία στο εύρος των θαλάσσιων διευθύνσεων σε κάθε περιοχή, δεν φάνηκε να επηρεάζει το ύψος ανάπτυξης του ΕΟΣ.

Με βάση τα παραπάνω, επιλέχθηκαν οι περιπτώσεις στις οποίες το ύψος του αναπτυσσόμενου ΕΟΣ, μηχανικά και θερμικά, εμφανίστηκε σε χαμηλότερο ύψος από το ύψος μέτρησης της τύρβης και στις δύο πειραματικές περιοχές.

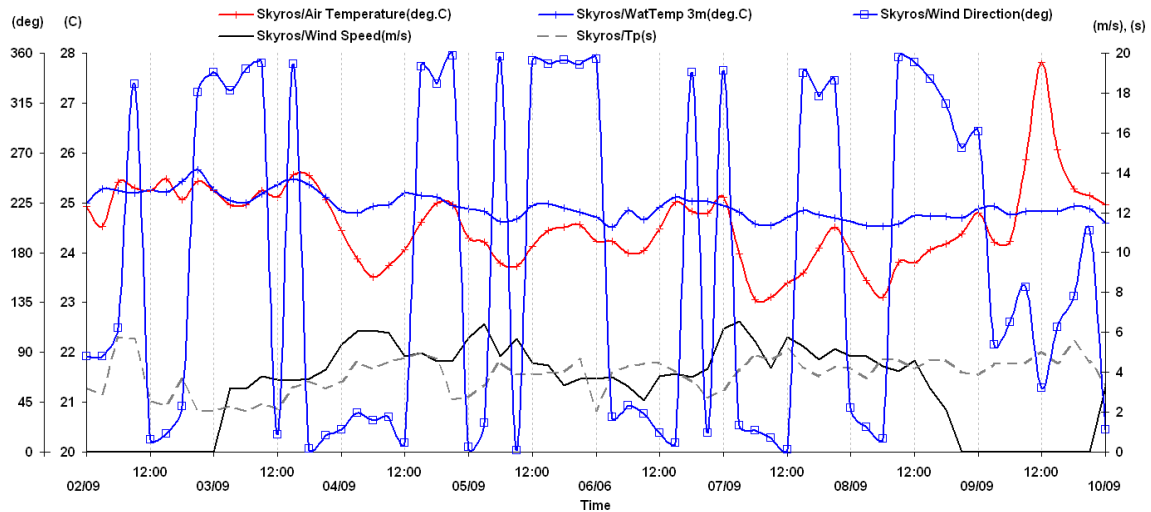
## **5.2 Μετεωρολογικές συνθήκες και κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας στην διάρκεια των πειραμάτων**

Κατά την διάρκεια των μετρήσεων και στα δύο πειράματα, ο ουρανός υπήρξε ανέφελος. Στην Κάρπαθο, το εύρος της θερμοκρασίας του αέρα στο ύψος μέτρησης των τυρβωδών ροών κυμάνθηκε από τους 24 έως τους 31°C (σχήμα 5.2.7), η σχετική υγρασία από 32 έως 89% ενώ η ειδική υγρασία έλαβε τιμές από 15 έως 20g/m<sup>3</sup>. Η διεύθυνση του ανέμου βρέθηκε να πνέει από βόρειες έως βορειοδυτικές διευθύνσεις.

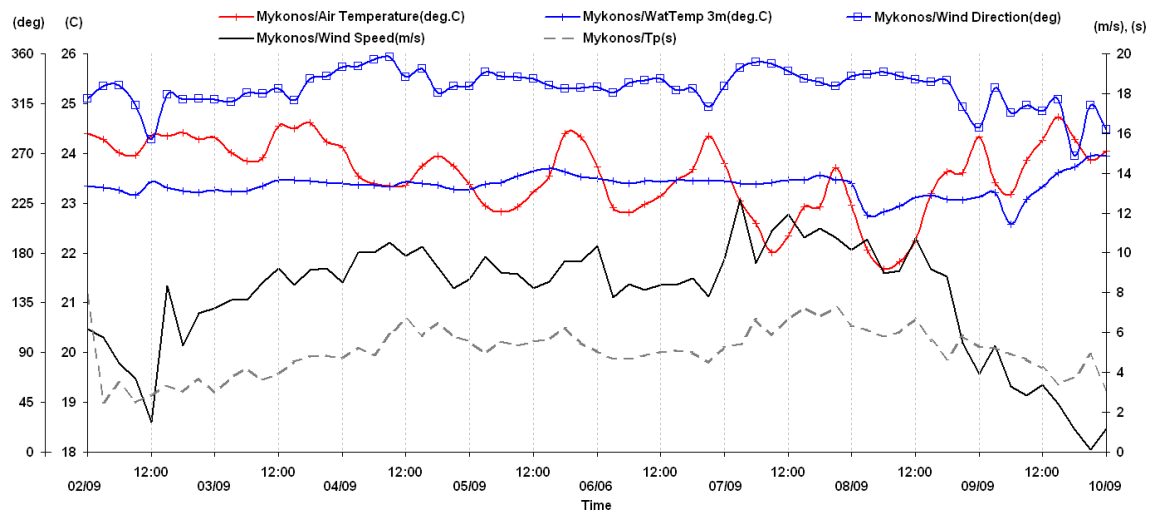
Στο πείραμα της Σκύρου, η θερμοκρασία κυμάνθηκε από τους 26 έως τους 31°C (σχήμα 5.2.6) και η σχετική υγρασία από 47% έως 83%. Η διεύθυνση του ανέμου έπνεε κυρίως από βόρειες έως βορειοανατολικές διευθύνσεις.



Στην διάρκεια των μετρήσεων και στις δύο πειραματικές περιοχές, μέτριοι έως ισχυροί άνεμοι από 4 έως κοντά 12m/s στο ύψος των 10m, κατεγράφησαν από τις αντίστοιχες θαλάσσιες διευθύνσεις.



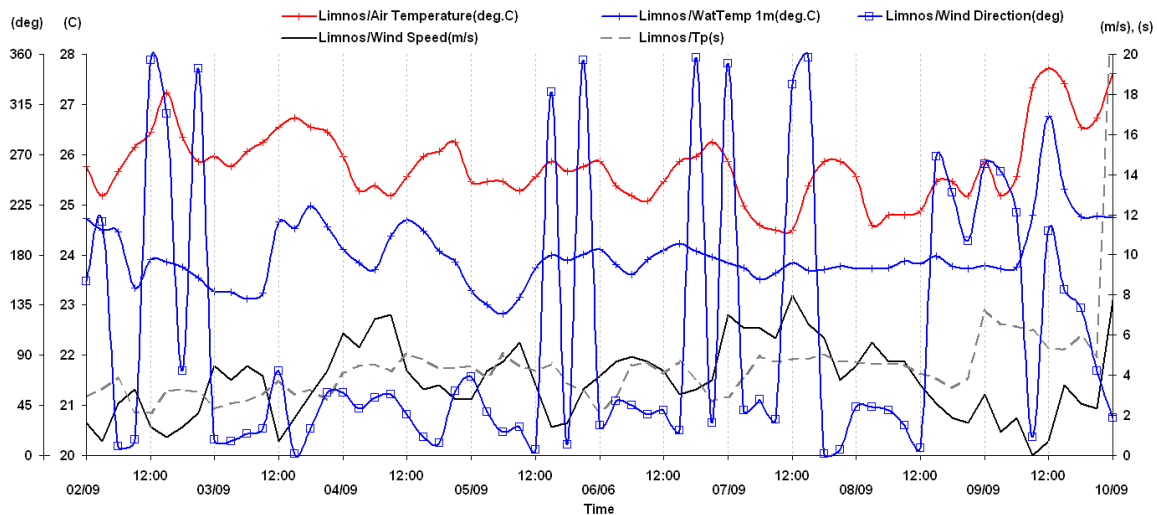
**Σχήμα 5.2.1** Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σημαδούρας κοντά στο βόρειο άκρο της Σκύρου.



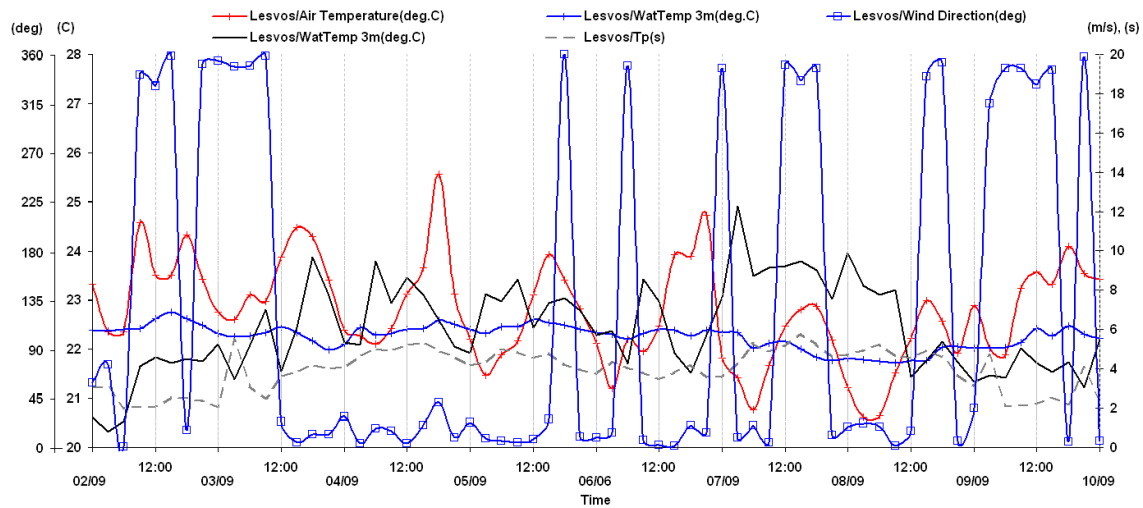
**Σχήμα 5.2.2** Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σημαδούρας στη Μύκονο.

Στα σχήματα 5.2.1-5.2.5 παρουσιάζονται οι μετρήσεις των buoys στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου (Σκύρος, Μύκονος, Λήμνος, Λέσβος και Κρητικό πέλαγος)

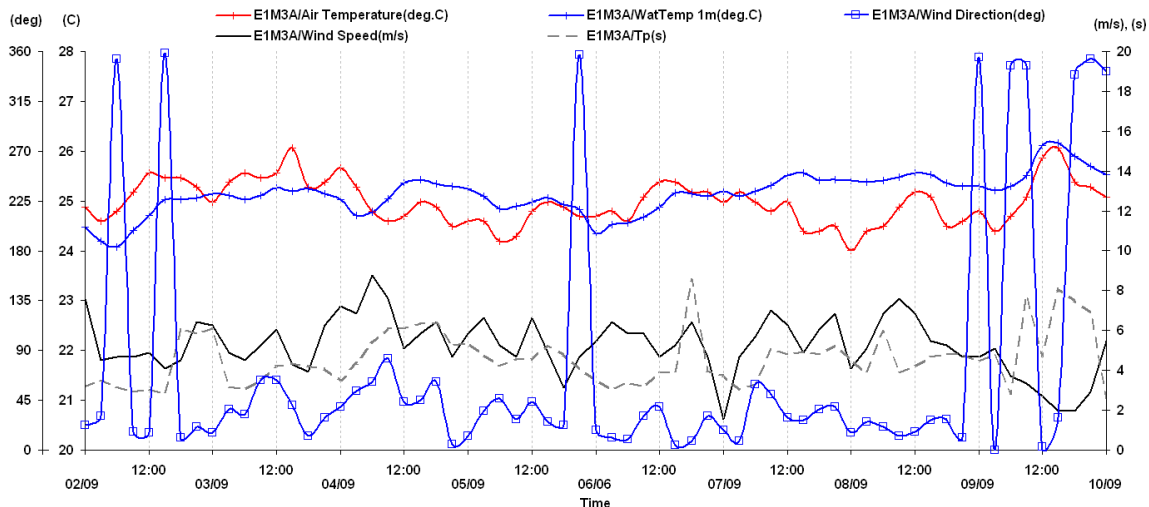
για τη θερμοκρασία αέρα και θάλασσας, τη διεύθυνση και την ένταση του ανέμου και την μέση περίοδο των επιφανειακών κυμάτων.



**Σχήμα 5.2.3** Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σηματοδούρας δυτικά της Λήμνου.



**Σχήμα 5.2.4** Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σηματοδούρας νοτιοδυτικά της Λέσβου.



**Σχήμα 5.2.5 Οι χρονοσειρές των τιμών της θερμοκρασίας του αέρα, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 3m ύψος, της θερμοκρασίας της θάλασσας στα 3m βάθος και η μέση περίοδος των κυμάτων για όλη την περίοδο, από τις μετρήσεις της σηματοδούρας στο βόρειο Κρητικό Πέλαγος.**

Οι σηματοδούρες κατά την διάρκεια της πρώτης πειραματικής περιόδου επιβεβαίωσαν την κυρίαρχη βόρεια-βορειοανατολική διεύθυνση των ετήσιων ανέμων πάνω από το Αιγαίο, βάσει των οποίων η ταχύτητα του ανέμου κυμάνθηκε έως τα 12m/s στο κεντρικό Αιγαίο, στο ύψος παρατήρησης των buoys (1m ή 3m). Παράλληλα, η περίοδος των κυμάτων της θάλασσας όπως παρουσιάζεται στα σχήματα 5.2.1-5.2.5, βρέθηκε να είναι στην περιοχή από 2 έως 8sec, αντικατοπτρίζοντας την κυρίαρχη ανεμογενή τους φύση στην ευρύτερη περιοχή (π.χ. Hasselman et al. 1973).

Όσον αφορά την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, από τις δορυφορικές παρατηρήσεις αναγνωρίστηκαν εκτενείς και μεταβαλλόμενες χωρικές βαθμίδες σχεδόν σε όλη την έκταση του Αιγαίου, με κρύα νερά να εμφανίζονται κατά μήκος των ανατολικών ακτών από το κεντρικό Αιγαίο και βορειότερα (βλ. §5.3) καθώς και ανάντη των δύο πειραματικών περιοχών. Το εύρος των θερμοκρασιών στις μετρήσεις των buoys κυμάνθηκε από 22 έως 26°C κατά την διάρκεια του πρώτου πειράματος ενώ παρόμοιο εύρος τιμών παρουσίασαν και οι δορυφορικές παρατηρήσεις κατά την διάρκεια και των δύο πειραματικών περιόδων.

Η θερμοκρασία του αέρα κυμάνθηκε από 20°C έως 28°C και με εξαίρεση το buoy 5 στο νότιο Αιγαίο (σχήμα 3.2.5), όλες οι άλλες σηματοδούρες οι οποίες βρίσκονταν πλησίον των ανατολικών ακτών, παρουσίασαν χαρακτηριστικά όμοια με αυτών

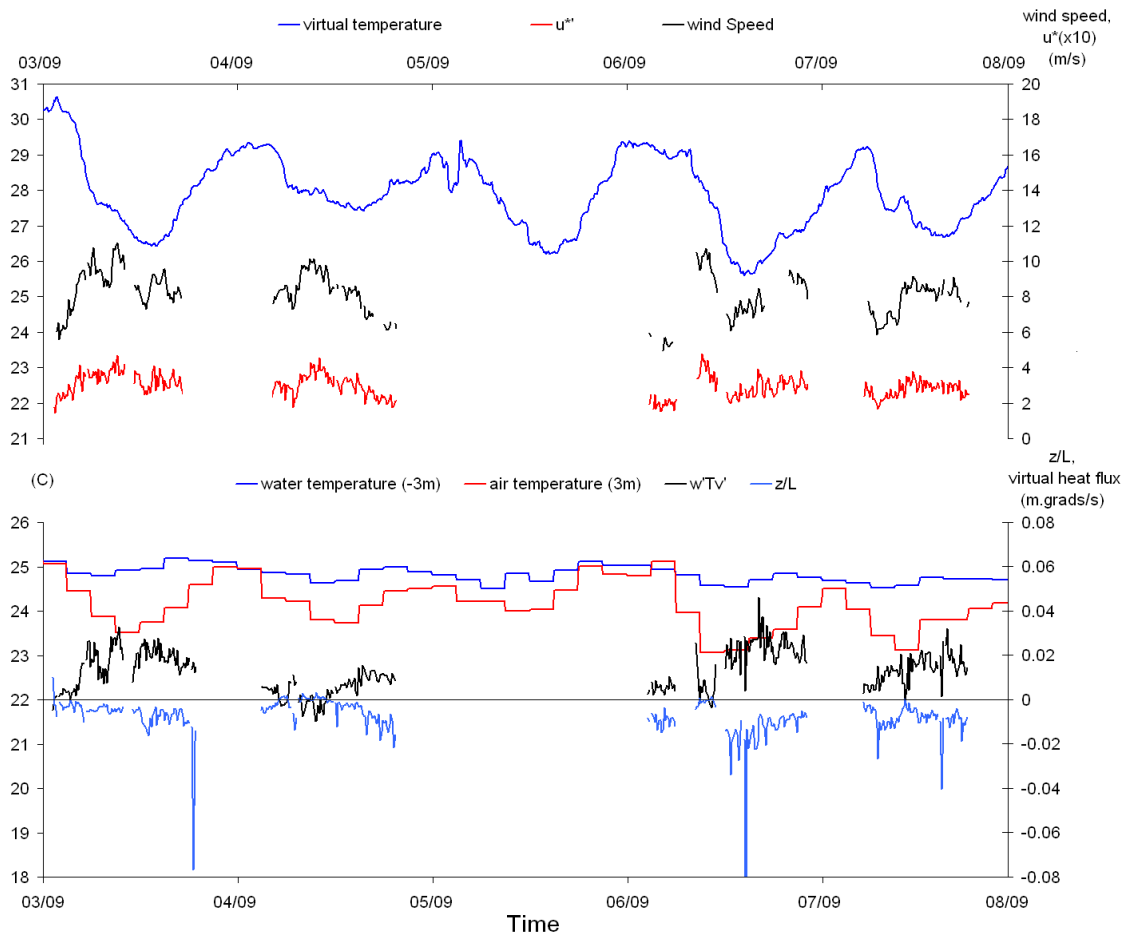
της ημερήσιας διακύμανσης της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από την ξηρά. Πιο συγκεκριμένα, στα σχήματα 5.2.1-5.2.4, η θερμοκρασία του αέρα παρουσιάζει κατά βάση μέγιστες ημερήσιες τιμές αργά το απόγευμα και ελάχιστες νωρίς το πρωί, ακολουθώντας όπως φαίνεται έναν ημερήσιο κύκλο. Η χρονική καθυστέρηση της ημερήσιας αυτής διακύμανσης σε σχέση με τις συνήθεις συνθήκες που επικρατούν πάνω από την ξηρά, όπου το μέγιστο παρουσιάζεται νωρίτερα το μεσημέρι (βλ. για παράδειγμα το μέγιστο της θερμοκρασίας στα 3m ύψος στο σχήμα 5.1.4) είναι πιθανόν να οφείλεται στην μεταφορά του αέρα πάνω από την θάλασσα, στις σχετικά μικρές αποστάσεις ( $10^1$ km) όπου απέχουν οι σημαδούρες κυρίως από τις ακτές της Μικράς Ασίας (βλ. σχήμα 3.1.1). Η άποψη αυτή ενισχύεται από το γεγονός ότι στο βόρειο Κρητικό Πέλαγος, το οποίο απέχει μεγαλύτερη απόσταση από τις ανατολικές ακτές υπό βόρειες και βορειοανατολικές διευθύνσεις του ανέμου, οι αντίστοιχες μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα δεν εμφανίζουν την ίδια συμπεριφορά (σχήμα 5.1.5) καθώς και τόσο μεγάλες διαφορές με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, όπως αυτές των μετρήσεων στο κεντρικό και βόρειο Αιγαίο.

### **5.3 Χαρακτηριστικά του Επιφανειακού Θαλάσσιου ΑΟΣ**

Η παρατηρούμενη διακύμανση της θερμοκρασίας του αέρα, σε συνδυασμό με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε τοπικό επίπεδο, έχει ως αποτέλεσμα να καταγραφούν διαφορές θερμοκρασίας μεταξύ αέρα και θάλασσας, οι οποίες κυμάνθηκαν από  $-2$  έως  $4^{\circ}\text{C}$  στις μετρήσεις των buoys. Οι διαφορές αυτές καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό την διεύθυνση και τις τιμές της επιφανειακής ροής θερμότητας, οι οποίες αυξάνονται ανάλογα με τη διαφορά της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας και του υπερκείμενου αέρα.

Τα χαρακτηριστικά αυτά επιβεβαιώθηκαν από τις καταγραφές της ροής θερμότητας (βλ. §5.4) στις πειραματικές περιοχές σε συνδυασμό με τις μετρήσεις της σημαδούρας πλησίον του ιστού στην Σκύρο καθώς και από τις μετρήσεις θερμοκρασίας του αέρα του ιστού στην Κάρπαθο σε συνδυασμό με τις

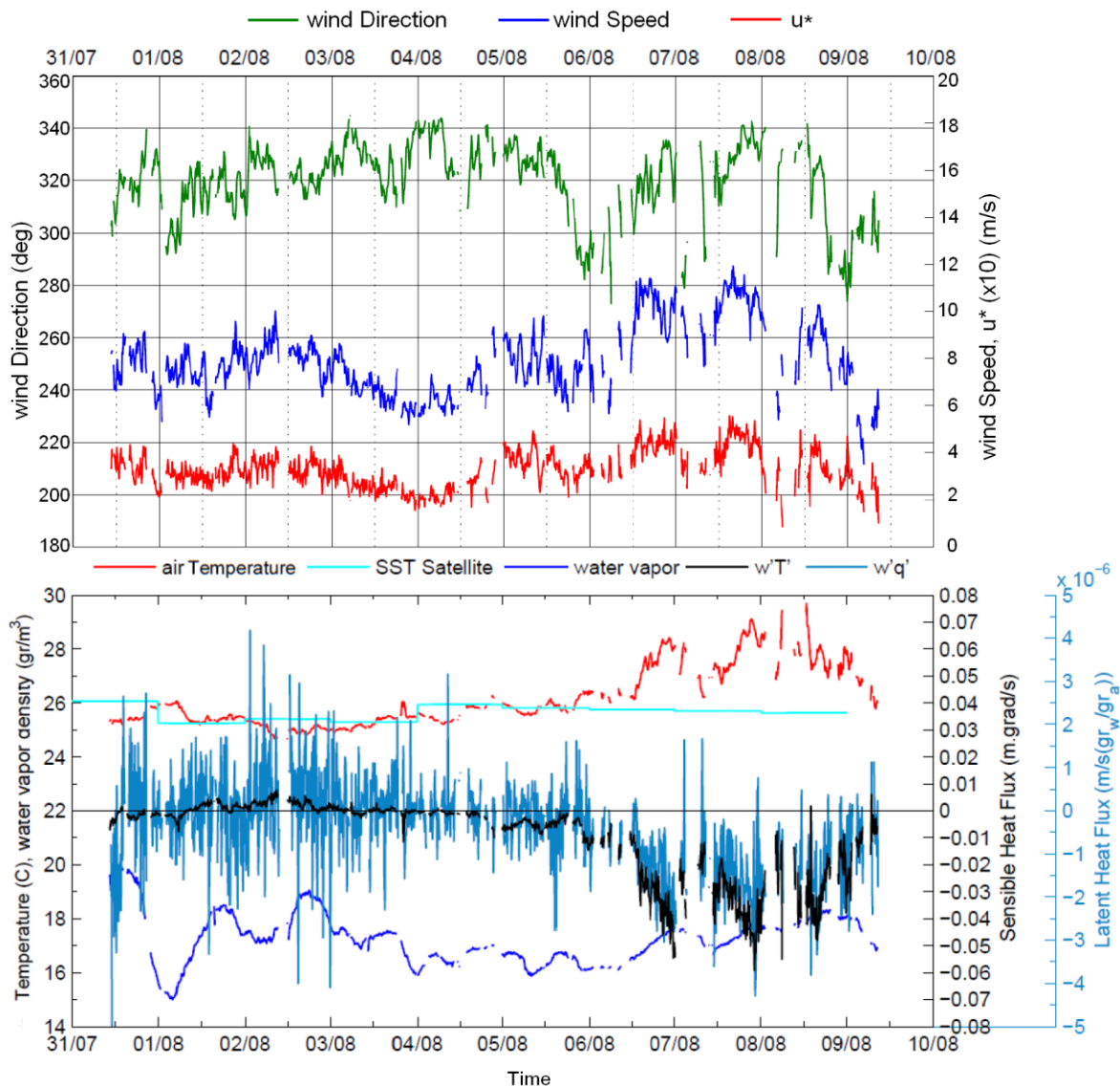
δορυφορικές μετρήσεις της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (σχήματα 5.3.1 και 5.3.2).



**Σχήμα 5.3.1 Πάνω: Οι χρονοσειρές της ταχύτητας του ανέμου, της ταχύτητας τριβής και της αληθούς θερμοκρασίας. Κάτω : Οι χρονοσειρές της θερμοκρασίας του αέρα και της θάλασσας στα 3m πάνω και κάτω από την επιφάνεια από την σημαδούρα ανάντη του ιστού, η μεταφορά αληθούς θερμότητας (αισθητής και λανθάνουσας) και ο συντελεστής ευστάθειας στην πειραματική περιοχή της Σκύρου. Οι σημειωμένες τιμές στο άξονα του χρόνου ανταποκρίνονται στις 18:00 (ΤΩ).**

Στο σχήμα 5.3.1, παρουσιάζονται οι μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου και της ταχύτητας τριβής, της αληθούς θερμοκρασίας, της ροής θερμότητας και του συντελεστή ευστάθειας στη Σκύρο, σε συνδυασμό με τις μετρήσεις της σημαδούρας ανάντη της πειραματικής περιοχής για την θερμοκρασία αέρα και θάλασσας πλησίον της διεπιφάνειας. Αρχικά, είναι εμφανές πως το μέγιστο της θερμοκρασίας του αέρα παρουσιάζεται μετά τις έξι ώρα (18:00) το απόγευμα στις μετρήσεις του ιστού. Έπειτα, η ροή θερμότητας εμφανίζει θετικές τιμές (προς την ατμόσφαιρα) κατά την διάρκεια της νύχτας, γεγονός το οποίο ανταποκρίνεται στις

αρνητικές θερμοκρασιακές διαφορές μεταξύ αέρα και θάλασσας οι οποίες καταγράφονται από την σηματοδούρα. Ο συντελεστής ευστάθειας στο σχήμα 5.3.1, εμφανίζει μικρές τιμές οι οποίες αντιστοιχούν σε ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας ενώ οι μεγαλύτερες τιμές του αντιστοιχούν σε ελαφρώς ασταθείς συνθήκες, με βάσει την κατηγοριοποίηση η οποία ακολουθείται (ασταθείς συνθήκες για  $z/L > 0.04$ ).



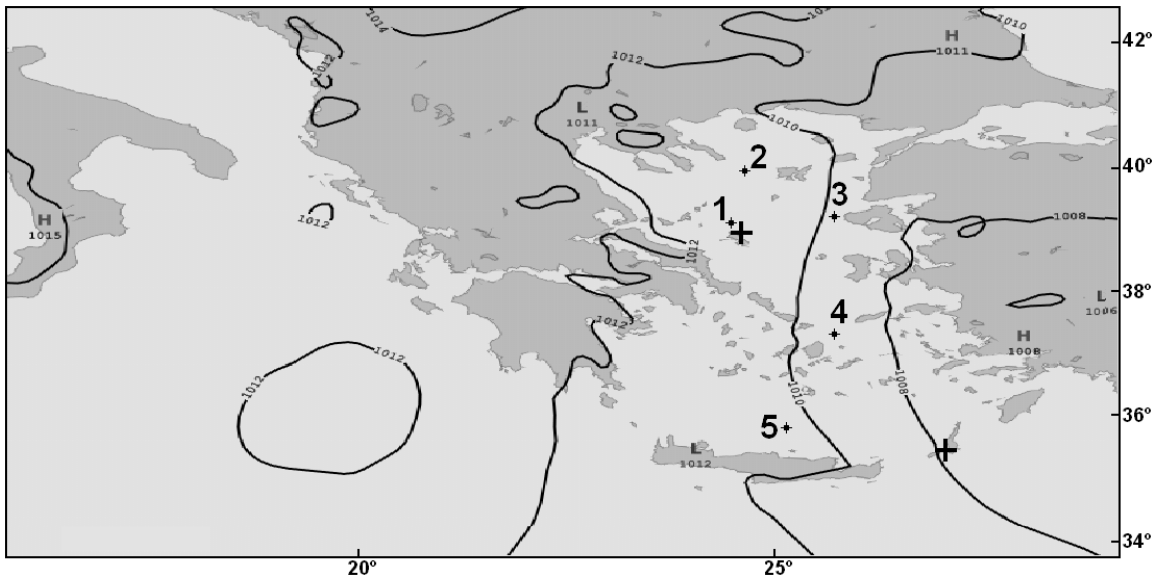
**Σχήμα 5.3.2** Πάνω: Οι χρονοσειρές της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου και της ταχύτητας τριβής. Κάτω : Οι χρονοσειρές της θερμοκρασίας του αέρα στον ιστό, της επιφάνειας της θάλασσας, η πυκνότητα υδρατμών, η μεταφορά αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στην πειραματική περιοχή της Καρπάθου. Οι σημειωμένες τιμές στο άξονα του χρόνου ανταποκρίνονται στις 00:00 (ΤΩ) οι μεγάλες και στις 12:00 (ΤΩ) οι μικρές.

Στο σχήμα 5.3.2, παρουσιάζονται οι τιμές της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου, της ταχύτητας τριβής, του συντελεστή ευστάθειας, της μεταφοράς αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, της ειδικής υγρασίας και της θερμοκρασίας του αέρα αλλά και της επιφάνειας της θάλασσας (δορυφορικές παρατηρήσεις) από το πείραμα στην Κάρπαθο.

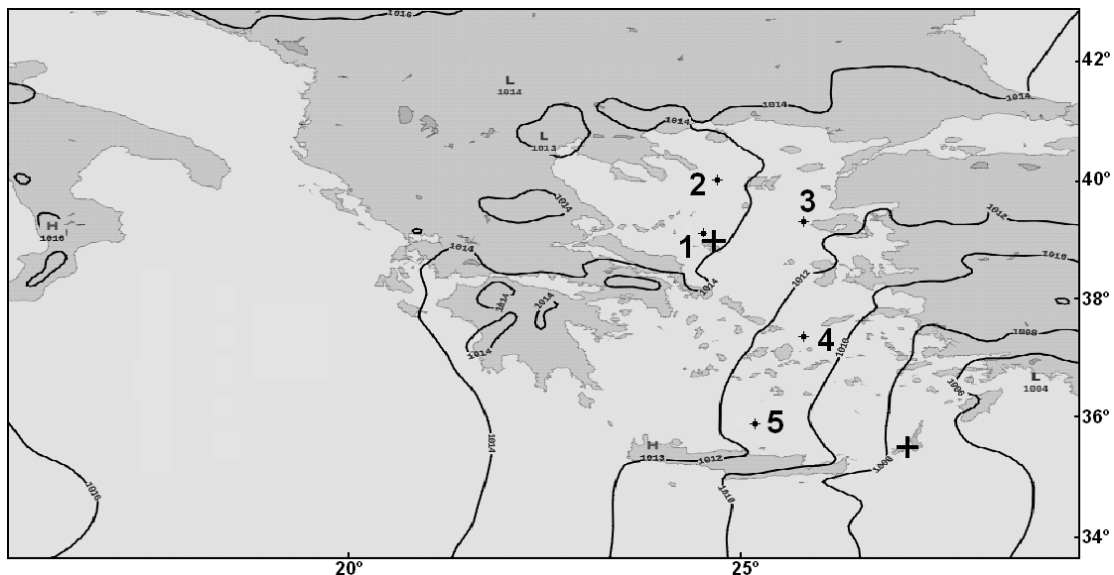
Αρχικά, σημειώνεται πως στο σχήμα 5.3.2 η εκτιμώμενη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ αέρα και θάλασσας στην Κάρπαθο παρουσιάζει χαρακτηριστικά όμοια με τις μετρήσεις της σημαδούρας στο Κρητικό Πέλαγος (με βάση τα δεδομένα της πρώτης πειραματικής περιόδου) έως τις 6 Αυγούστου και όμοια με των σημαδούρων του κεντρικού και βόρειου Αιγαίου μετά τις 6 Αυγούστου.

Στα σχήματα 5.3.3 και 5.3.4 παρουσιάζεται ο ισοβαρικός χάρτης επιφάνειας (2mbar) στο επίπεδο της θάλασσας στην περιοχή του Αιγαίου, μετά την δεύτερη (12:00 02/08/2012) και την έκτη ημέρα (12:00 06/08/2012) καταγραφών αντίστοιχα (από τις εννέα συνολικά στην νότια πειραματική περιοχή). Όσο η διεύθυνση της ροής του ανέμου ήταν παράλληλη με τις ανατολικές ακτές (έως και τις 05/08/2012, σχήμα 5.3.3), οι αέριες μάζες οι οποίες καταγράφονται στο σημείο μέτρησης, προέρχονταν από το κεντρικό Αιγαίο με θερμοκρασία αέρα πολύ κοντά στην επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας και απουσία της χαρακτηριστικής διακύμανσης των σχημάτων 5.2.1-5.2.4. Όταν ωστόσο η διεύθυνση της ροής του ανέμου προερχόταν από τις νότιο-ανατολικές ακτές του Αιγαίου (μετά τις 05/08/2012, σχήμα 5.3.4), οι αέριες μάζες οι οποίες κατέφθαναν στο σημείο μέτρησης παρουσίασαν ημερήσια διακύμανση με μέγιστες θερμοκρασίες λίγο πριν ή μετά την δύση του Ήλιου (σχήμα 5.3.2). Κατά την διάρκεια της περιόδου αυτής, επικράτησαν συνθήκες ελαφριάς ευστάθειας (44% των δεδομένων,  $z/L > 0.02$ ), από ουδέτερες συνθήκες (51%) ή συνθήκες εξαιρετικά ασθενούς αστάθειας (5%,  $-0.02 > z/L > -0.04$ ) την προγενέστερη περίοδο (σχήμα 5.3.2).

Στο σχήμα 5.3.2, παρατηρείται επίσης ότι οι καταγραφές πυκνότητας των υδρατμών παρουσιάζουν επίσης μια περιοδικότητα στην διακύμανση των τιμών, η οποία μετά την 5<sup>η</sup> Αυγούστου σχετίζεται με την παρατηρούμενη ημερήσια διακύμανση της θερμοκρασίας του αέρα.



**Σχήμα 5.3.3** Ισοβαρικός χάρτης επιφάνειας (2mbar) στο επίπεδο της θάλασσας (MSL), στις 12:00 (ΤΩ) την 02/08/2012. Σημειωμένες στο χάρτη είναι επίσης η τοποθεσίες των βουοϋς στην διάρκεια του πρώτου πειράματος : Σκύρος-1, Λήμνος-2, Λέσβος-3, Μύκονος-4, βόρειο Κρητικό Πέλαγος-5 και με σταυρό οι δύο πειραματικές περιοχές



**Σχήμα 5.3.4** Ισοβαρικός χάρτης επιφάνειας (2mbar) στο επίπεδο της θάλασσας (MSL), στις 12:00 (ΤΩ) την 06/08/2012. Σημειωμένες στο χάρτη είναι επίσης η τοποθεσίες των βουοϋς στην διάρκεια του πρώτου πειράματος : Σκύρος-1, Λήμνος-2, Λέσβος-3, Μύκονος-4, βόρειο Κρητικό πέλαγος-5 και με σταυρό οι δύο πειραματικές περιοχές

Στο πείραμα στο βόρειο Αιγαίο, στο περιορισμένο εύρος διευθύνσεων της πειραματικής περιοχής, η έκταση της αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας ανάντη της περιοχής μπορεί να θεωρηθεί σχετικά αμετάβλητη, δεδομένης της

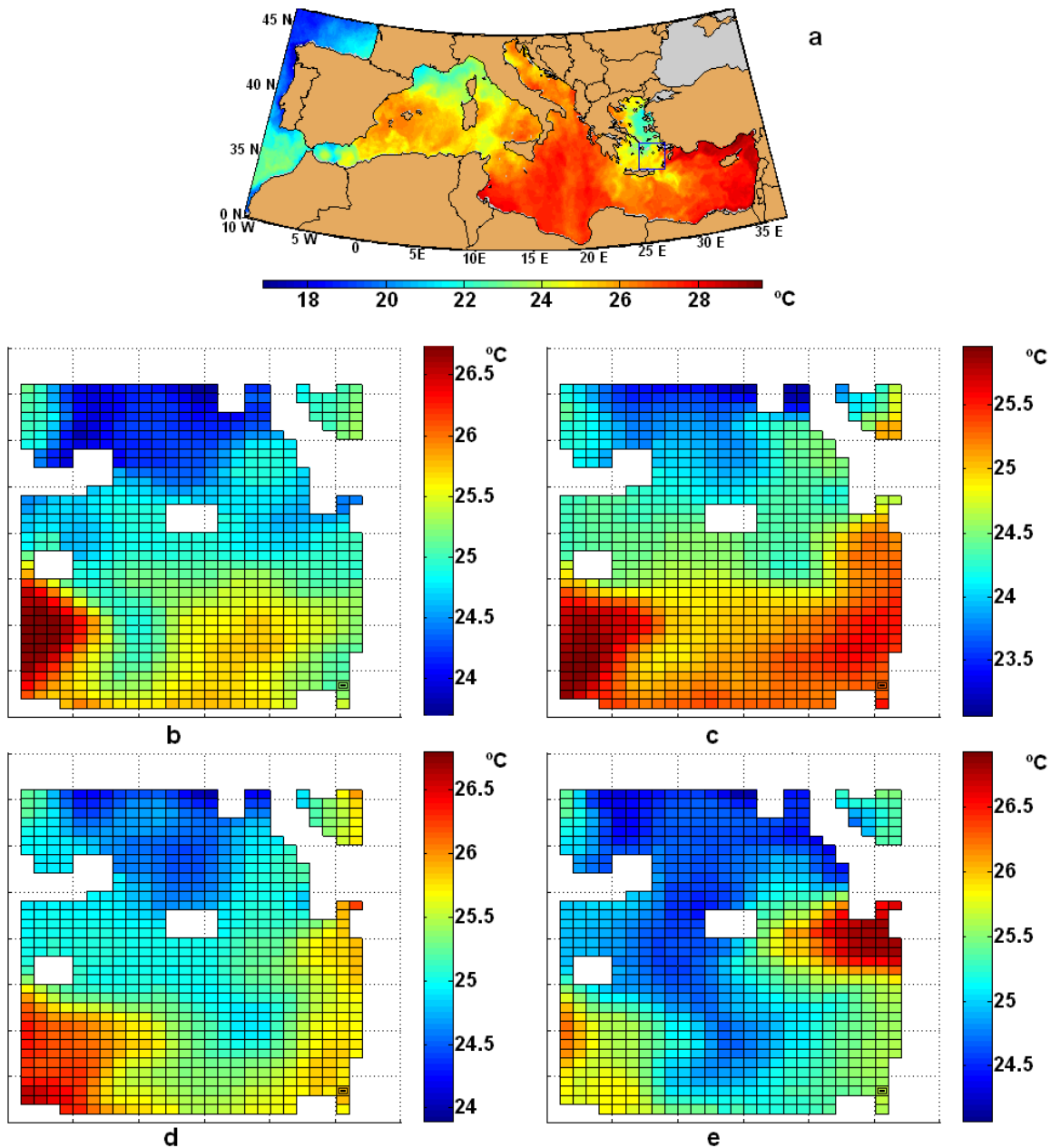


κυρίαρχης βορειοανατολικής ροής του ανέμου στην περιοχή την περίοδο των μετρήσεων. Στην περιοχή αυτή, η συντριπτική πλειοψηφία των ατμοσφαιρικών συνθηκών οι οποίες κατεγράφησαν ήταν ουδέτερες (97%) ενώ το 3% των καταστάσεων χαρακτηρίζονταν επίσης από ελαφριά αστάθεια, πιθανότατα λόγω των μικρών, αρνητικών διαφορών θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας, βάσει των καταγραφών του buoy πλησίον του ιστού.

Στη νότια πειραματική περιοχή, συνθήκες αντίστοιχου εύρους αρνητικών τιμών του συντελεστή ευστάθειας καταγράφηκαν επίσης κάτω από εκτιμώμενες μικρές αρνητικές διαφορές θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας. Παρόμοιες καταστάσεις έχουν πρόσφατα μελετηθεί από τους Mahrt et al. (2012), οι οποίοι αναφέρουν πως ελαφρώς ασταθείς συνθήκες οφείλονται πιθανότατα στην παρουσία έντονης χωρικής διακύμανσης της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, η οποία παρατηρήθηκε ανάντη και των δύο πειραματικών περιοχών κατά την διάρκεια των μετρήσεων (σχήμα 5.3.5).

Στο σχήμα 5.3.5a, όπου παρουσιάζονται οι παρατηρήσεις της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας στις 05/09/2011, κατά την διάρκεια του πρώτου πειράματος, είναι φανερό η έντονη χωρική βαθμίδα ανάντη της βόρειας πειραματικής περιοχής, η θέση και η ένταση της οποίας δεν μεταβλήθηκε σημαντικά κατά την διάρκεια των καταγραφών. Ανάντη της πειραματικής περιοχής στο νοτιοανατολικό Αιγαίο, η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας βρέθηκε να είναι θερμότερη από το κεντρικό Αιγαίο από την 1<sup>η</sup> έως τις 4 Αυγούστου (σχήματα 5.3.5b,c). Στο σχήμα 5.3.2, παρατηρείται ότι κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου κατεγράφησαν ελαφρώς ασταθείς συνθήκες στην πειραματική περιοχή, κατάντη δηλαδή της σχετικά έντονης χωρικής βαθμίδας της επιφανειακής θερμοκρασίας. Μετά την 5<sup>η</sup> Αυγούστου, αρκετά βορειότερα στις νοτιοανατολικές ακτές της Μικράς Ασίας, εμφανίστηκαν σταδιακά αρκετά θερμότερα νερά σε σχέση με τα νερά πλησιέστερα, ανάντη της πειραματικής περιοχής (σχήματα 5.3.5d,e). Οι συνθήκες σχετικά αυξημένης ευστάθειας οι οποίες παρατηρούνται στο σχήμα 5.3.2, (μετά την 5<sup>η</sup> Αυγούστου), κατεγράφησαν κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου, με θερμοκρασιακές διαφορές αέρα και θάλασσας έως και 4°C στην περιοχή μετρήσεων, ενώ η χωρική βαθμίδα της

θερμοκρασίας των υδάτων βόρεια της πειραματικής περιοχής έλαβε τιμές έως και κοντά  $2^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ .



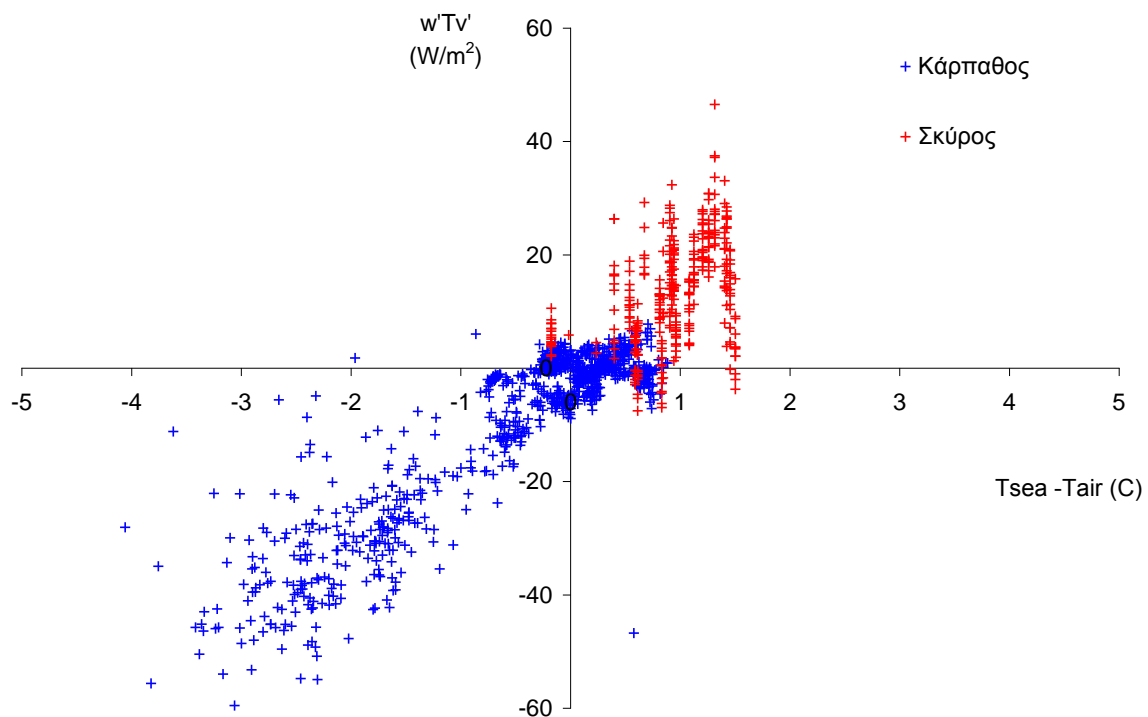
Σχήμα 5.3.5 Αποτέλεσμα δορυφορικών μετρήσεων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (a) στις 05/09/2011, (b) στις 01/08/12, (c) στις 03/08/12, (d) στις 05/08/12 και (e) στις 08/08/12. Η περιοχή των σχημάτων b, c, d και e αντιστοιχεί στην επιλεγμένη περιοχή του σχήματος (a). Το κελί το οποίο αντιστοιχεί στην περιοχή ανάντη του ιστού είναι σημειωμένο στα σχήματα b, c, d, e.

Από τα παραπάνω, προκύπτει πως η περιορισμένη έκταση αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας αλλά και η έντονη χωρική διακύμανση της επιφανειακής

θερμοκρασίας της θάλασσας φαίνεται να επιδρούν σημαντικά στις ανταλλαγές θερμότητας καθώς και στην ευστάθεια του αέρα, κατά την ροή του πάνω από τα νερά του Αιγαίου.

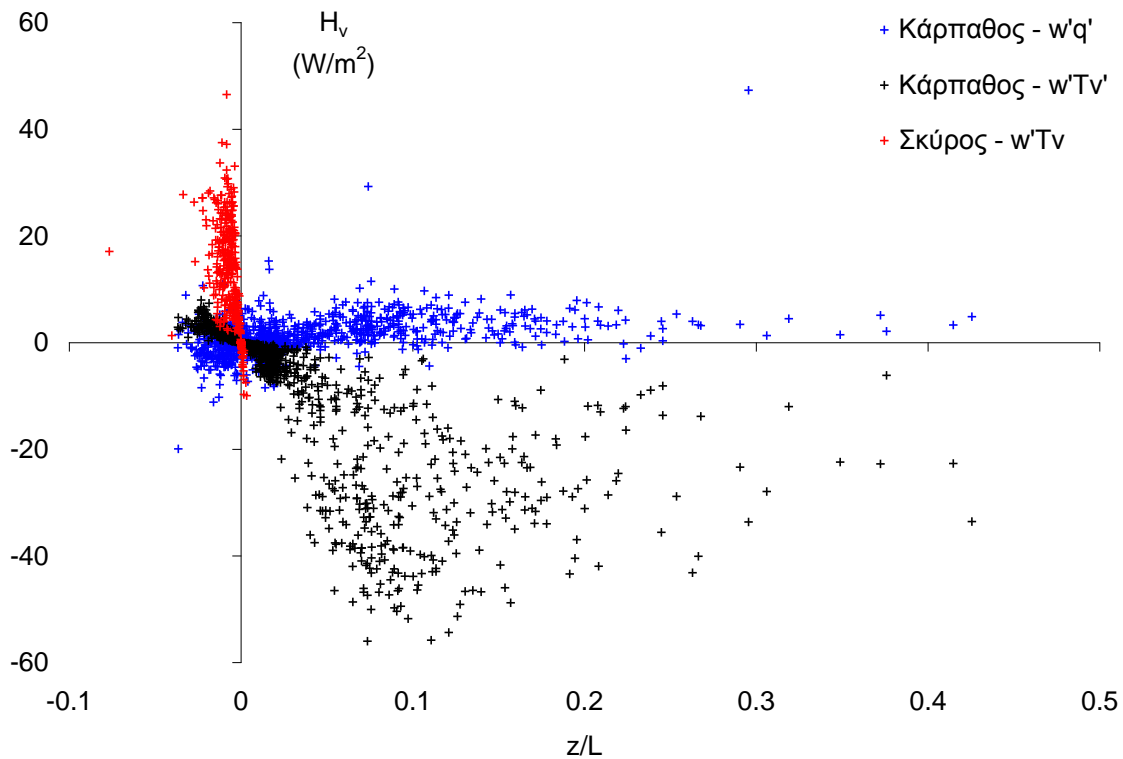
#### 5.4 Μεταφορά Θερμότητας και Υγρασίας

Στο σχήμα 5.4.1 παρουσιάζεται η ροή αληθούς θερμότητας από το πείραμα στην Κάρπαθο και στην Σκύρο αντίστοιχα, συναρτήσει της διαφοράς θερμοκρασίας θάλασσας και αέρα. Υπενθυμίζεται πως οι διαφορές αυτές προκύπτουν από τις μετρήσεις του buoy στην βόρεια πειραματική περιοχή, ενώ στην περίπτωση της νότιας περιοχής προκύπτουν από την σύγκριση των μετρήσεων μεταξύ του ιστού και του δορυφόρου.



**Σχήμα 5.4.1** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς αληθούς θερμότητας με την διαφορά θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας, από τα δύο πειράματα στο βόρειο και νοτιοανατολικό Αιγαίο.

Η μεταφορά θερμότητας παρουσιάζεται να αυξάνει με την αύξηση της θερμοκρασιακής διαφοράς, η οποία κυμάνθηκε από κοντά  $-0.5^{\circ}\text{C}$  έως  $1.5^{\circ}\text{C}$  στην βόρεια και από  $-4^{\circ}\text{C}$  έως  $1^{\circ}\text{C}$  στην νότια πειραματική περιοχή. Σημειώνεται ότι θετικές διαφορές θερμοκρασίας μεταξύ θάλασσας και αέρα αντιστοιχούν σε (θετική) ροή θερμότητας προς την ατμόσφαιρα και αντίστροφα. Η ροή θερμότητας και στις δύο περιπτώσεις παρουσιάζεται αρκετά καλά συσχετισμένη με την θερμοκρασιακή διαφορά της επιφάνειας της θάλασσας και του υπερκείμενου αέρα, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι αυτή η διαφορά τόσο πιο ενισχυμένες είναι οι τιμές μεταφοράς θερμότητας.

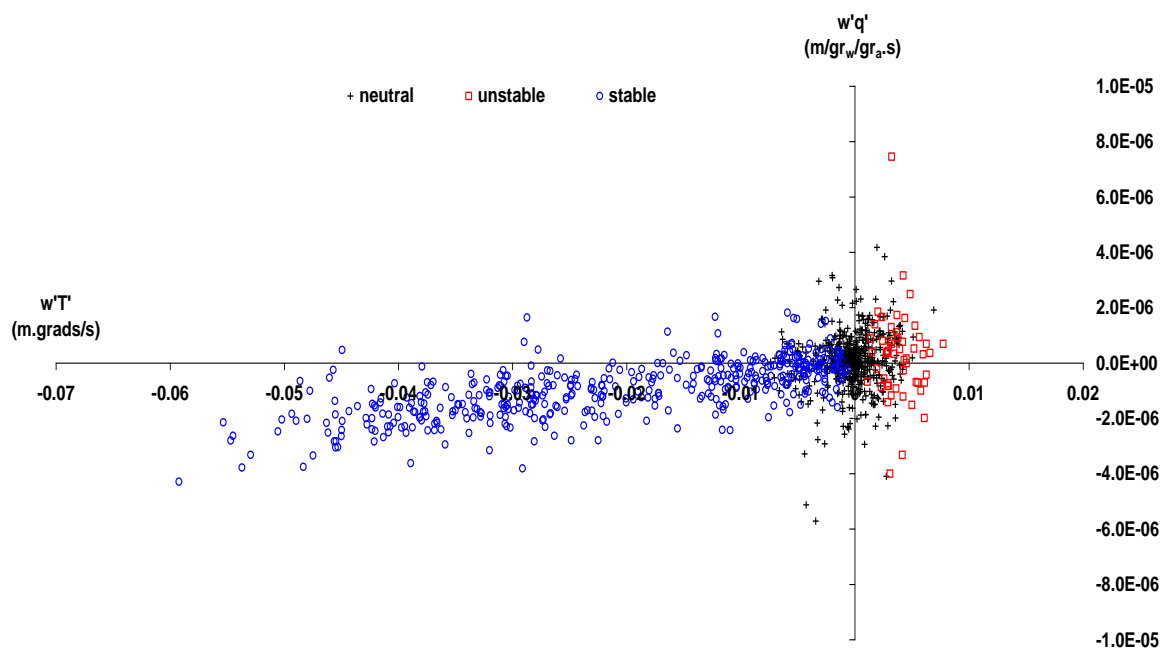


**Σχήμα 5.4.2** Διάγραμμα διασκόρπισης της μεταφοράς αληθούς και λανθάνουσας θερμότητας με την παράμετρο ευστάθειας στις δύο πειραματικές περιοχές. Στο διάγραμμα δεν παρουσιάζονται δεδομένα για τιμές για του συντελεστή ευστάθειας πάνω από την τιμή 0.5 (6 δεκάλεπτες τιμές) από το πείραμα στην Κάρπαθο.

Οι εκτιμώμενη ροή αληθούς θερμότητας βρέθηκε να κυμαίνεται από  $-10$  έως  $40\text{W/m}^2$  στην βόρεια και από  $-60$  έως λιγότερο από  $10\text{W/m}^2$  στην νότια πειραματική περιοχή. Αυτό ήταν και το εύρος της υπολογιζόμενης ροής αισθητής θερμότητας στη νότια πειραματική περιοχή αφού, η ροή λανθάνουσας

θερμότητας εμφανίστηκε να λαμβάνει πολύ μικρές τιμές από  $10^{-1}$  έως  $10^0 \text{W/m}^2$  ενώ σε ελάχιστες περιπτώσεις οι τιμές της βρέθηκαν να ξεπερνούν τα  $10 \text{W/m}^2$  (σχήμα 5.4.2).

Στο σχήμα 5.4.2 παρουσιάζονται συνολικά οι μετρούμενες ροές θερμότητας και από τα δύο πειράματα συναρτήσει των τιμών του συντελεστής ευστάθειας. Κάτω από ουδέτερες συνθήκες, η ροή λανθάνουσας θερμότητας κυμάνθηκε σε τιμές γύρω από το μηδέν και εμφάνισε έντονη διακύμανση στο πρόσημο υπό ουδέτερες συνθήκες. Κάτω από ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες, η ροή παρουσιάστηκε με κατεύθυνση επί το πλείστον προς την θάλασσα (αρνητική μεταφορά). Αρνητικές τιμές ροής υγρασίας παρατηρούνται κατά την ροή του αέρα από θερμότερα σε ψυχρότερα επιφανειακά ύδατα, γεγονός που οφείλεται πιθανόν στην έντονη χωρική διακύμανση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας ανάντη του σημείου μέτρησης (βλ. σχήματα 5.3.5d,e) ή πιθανόν σε ακόμα πιο τοπικό επίπεδο (π.χ. επίδραση παράκτιων ρευμάτων στην επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας πλησίον της ακτογραμμής).

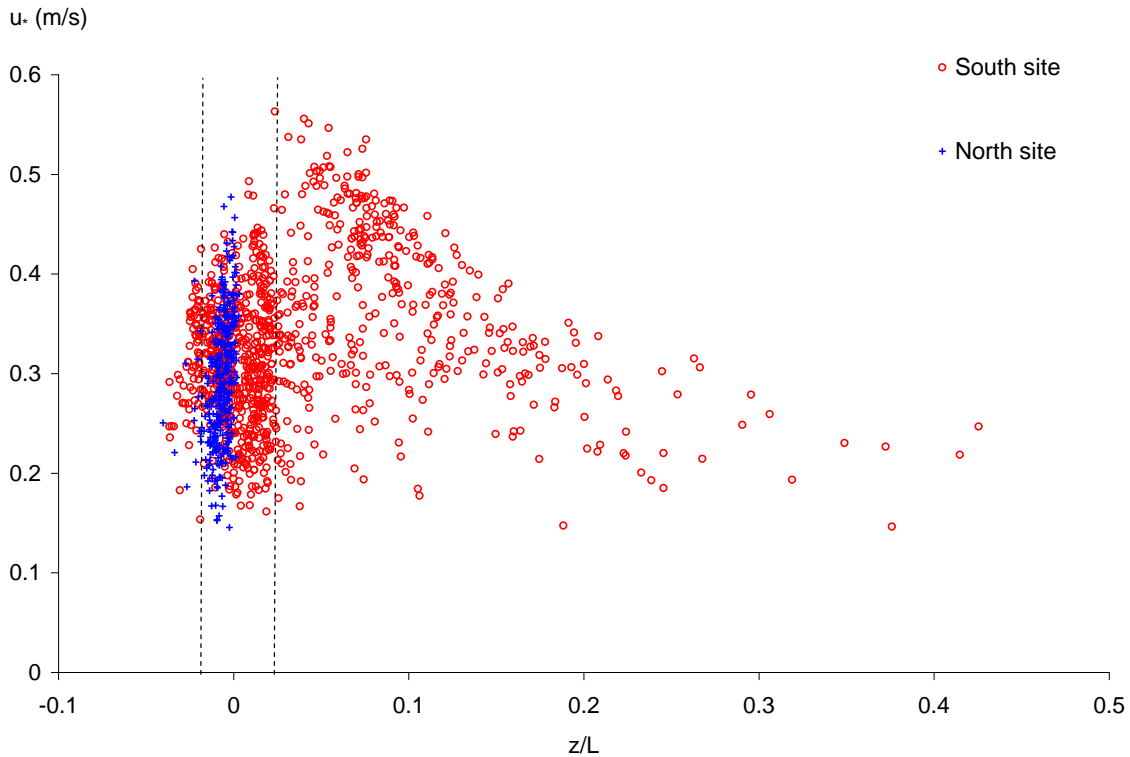


**Σχήμα 5.4.3** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας με τις τιμές της μεταφοράς αισθητής θερμότητας στο νότιο-ανατολικό Αιγαίο. Με διαφορετικά χρώματα παρουσιάζονται οι τιμές που αντιστοιχούν σε ευσταθείς (μπλε), ουδέτερες (μαύρο) και ελαφρώς ασταθείς (κόκκινο) συνθήκες ευστάθειας.

Στο σχήμα 5.4.3, παρουσιάζεται το διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της ροής λανθάνουσας θερμότητας συναρτήσει των αντίστοιχων τιμών της ροής αισθητής θερμότητας για τις τρεις καταστάσεις ευστάθειας του επιφανειακού ΘΑΟΣ, όπου παρατηρείται η συνδιακύμανση των τιμών των ροών υπό ευσταθείς συνθήκες, εμφανίζοντας μάλιστα σχετικά υψηλό συντελεστή γραμμικής συσχέτισης ( $R^2=0.68$ , επίπεδο εμπιστοσύνης 99%). Είναι πιθανόν, οι καταγραφές αυτές να περιγράφουν διεργασίες οι οποίες σχετίζονται με την δημιουργία θερμικών εσωτερικών οριακών στρωμάτων πάνω από την θάλασσα, κατά την ροή του αέρα κατά μήκος έντονων και απότομων βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας ανάντη του σημείου μέτρησης ενώ ροές λανθάνουσας θερμότητας αρνητικού πρόσημου μίας τάξης μεγαλύτερης, έχουν παρατηρηθεί σε περιπτώσεις δημιουργίας θαλάσσιας ομίχλης (Crofoot 2004). Συνολικά, οι εκτιμώμενες ροές θερμότητας δεν εμφάνισαν συνδιακύμανση με την ταχύτητα του ανέμου αν και οι υψηλότερες τιμές βρέθηκαν να κάτω από ισχυρούς ανέμους. Οι ροές αυτές είναι συγκρίσιμες με την εκτιμώμενη από σχετική μελέτη, μέση ετήσια ροή θερμότητας από την επιφάνεια του Αιγαίου ( $26\text{W/m}^2$ , Poulos et al. 1997), αναδεικνύοντας την σημασία της παρατηρούμενης διακύμανσης της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από τη θάλασσα, πιθανότατα εξαιτίας της περιορισμένης έκτασης αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας στην περιοχή.

## 5.5 Μεταφορά Ορμής

Το σχήμα 5.5.1 δίδει το διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της κατακόρυφης μεταφοράς ορμής, όπως αυτή εκφράζεται από την ταχύτητα τριβής ( $u^* = \{\langle u'w' \rangle / \rho\}^{1/2}$ , όπου  $\rho$  η πυκνότητα του αέρα) συναρτήσει του συντελεστή ευστάθειας. Η ταχύτητα τριβής παρουσιάζεται να παίρνει τιμές από 0.15 έως 0.6m/s. Είναι εμφανές το μεγάλο εύρος τιμών της ταχύτητας τριβής υπό ουδέτερες συνθήκες ενώ κάτω από ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες ( $z/L \approx 0.05-0.1$ ), παρουσιάστηκαν σχετικά μεγάλες τιμές στην νότια πειραματική περιοχή, οι οποίες ελαττώνονται με την αύξηση της ευστάθειας έως κοντά 50% για  $z/L \approx 0.2$ , υπό σχετικά υψηλές τιμές της ταχύτητας του ανέμου (βλ. σχήμα 5.3.2).

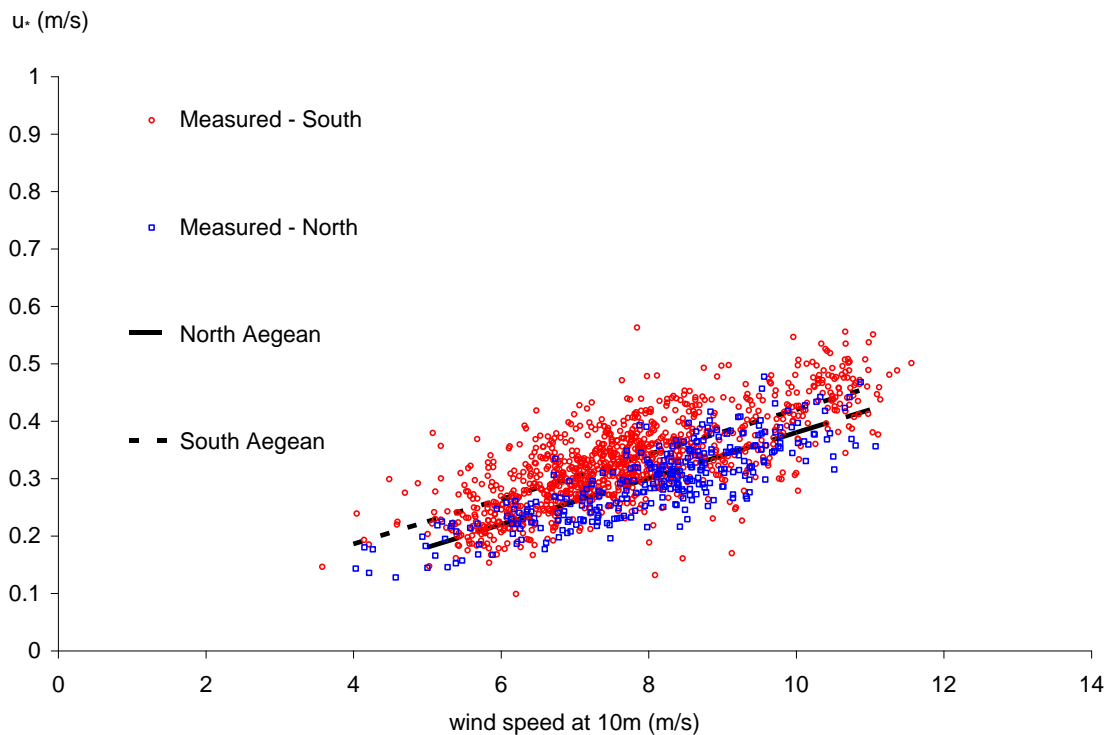


**Σχήμα 5.5.1** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς ορμής στις δύο πειραματικές περιοχές με την παράμετρο ευστάθειας. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι τιμές στην Κάρπαθο και με μπλε στην Σκύρο. Οι διακεκομμένες γραμμές ορίζουν την περιοχή στην οποία η κατάσταση ευστάθειας της ατμόσφαιρας θεωρείται ουδέτερη ( $|z/L| < 0.02$ ).

Η ταχύτητας τριβής βρέθηκε έντονα συσχετισμένη με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m ύψος, με υψηλούς συντελεστές συσχέτισης (επίπεδο εμπιστοσύνης 99%, βλ. πίνακα 5.5.1), με τιμές  $R^2=0.82$  στην βόρεια,  $R^2=0.75$  στην νότια πειραματική περιοχή, όπως φαίνεται στο σχήμα 5.5.2. Στο σχήμα 5.5.2, παρουσιάζεται το διάγραμμα διασκόρπισης μεταξύ ταχύτητας τριβής και ανέμου στα 10m ύψος, καθώς και οι αντίστοιχες γραμμές παλινδρόμησης για τα δεδομένα από τα δύο πειράματα (Πίνακας 5.5.1).

Στον πίνακα 5.5.1, παρουσιάζονται για κάθε σετ δεδομένων από τα δύο πειράματα, με την σειρά το πλήθος των διαθέσιμων δεκάλεπτων τιμών (N), ο συντελεστής συσχέτισης (r), η τιμή του συντελεστή t-student ( $t_p$ ) για την σημαντικότητα της συσχέτισης σε επίπεδο εμπιστοσύνης 0.01 ( $t_\alpha = 2.576$ ), η τομή της ευθείας με τον κάθετο άξονα (b), η τιμή του συντελεστή t-student της τομής της ευθείας ( $t_b$ ) σε επίπεδο εμπιστοσύνης 0.01, η κλίση της ευθείας (a), η τιμή

του συντελεστή t-student της κλίσης της ευθείας ( $t_a$ ) σε επίπεδο εμπιστοσύνης 0.1 και το συνολικό σφάλμα υπολογισμού ( $s^2_{xy}$ ). Σύμφωνα με τον πίνακα 5.5.1, οι δύο ευθείες εμφανίζουν την ίδια κλίση (επίπεδο εμπιστοσύνης 99%) και διαφέρουν στον σταθερό όρο εντός του προβλεπόμενης μέσης τυπικής απόκλισης (RMSE, βλ. πίνακα 5.5.2) των προσαρμοσμένων ευθειών, με τις τιμές στο νότιο Αιγαίο να είναι εν γένει μεγαλύτερες απ' ό,τι στο βόρειο Αιγαίο.



**Σχήμα 5.5.2** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών της μεταφοράς ορμής στις δύο πειραματικές περιοχές με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι τιμές στην Κάρπαθο και με μπλε στην Σκύρο. Οι γραμμές αντιστοιχούν στις γραμμές παλινδρόμησης στα δεδομένα του κάθε πειράματος (πίνακας 3.5.2).

Τα αποτελέσματα του πίνακα 5.5.1, εμφανίζουν γραμμική σχέση μεταξύ της ταχύτητας τριβής και της έντασης του ανέμου ακόμα και υπό μέτριους ανέμους, παρόμοια με την μελέτη των Foreman and Emeis (2010), οι οποίοι χρησιμοποίησαν μία εκτενή βάση δεδομένων για εύρος ταχυτήτων του ανέμου από 8 έως 30m/s από πολλά σχετικά πειράματα (πίνακας 5.5.2, γραμμή 3), μεταξύ άλλων και από αντίστοιχες μετρήσεις στην δυτική Μεσόγειο (πείραμα



FETCH, πίνακας 5.5.2, γραμμή 4). Στον πίνακα 5.5.2, παρουσιάζονται οι σχετικές εξισώσεις από τις δύο πειραματικές περιοχές, μαζί με αυτές των Foreman and Emeis.

**Πίνακας 5.5.1** Οι υπολογιζόμενες γραμμικές παραμετροποιήσεις της ταχύτητας τριβής συναρτήσει της ταχύτητας ανέμου στις δύο πειραματικές περιοχές

$u_* = a + bU_{10N}$	$N$	$r$	$t_p [α]$	$B$	$t_b [α]$	$a (m/s)$	$t_a [α]$	$s_{xy}^2 (m/s)$
Βόρειο Αιγαίο (σύνολο εγγραφών)	310	0.82	$25.49 > t_α$ [0.01]	$3.97 \cdot 10^{-2}$	$25.49 > t_α$ [0.01]	$-2.43 \cdot 10^{-2}$	$1.90 > t_α$ [0.1]	0.001
Νότιο Αιγαίο (σύνολο εγγραφών)	1025	0.75	$36.58 > t_α$ [0.01]	$4.04 \cdot 10^{-2}$	$36.58 > t_α$ [0.01]	$+1.67 \cdot 10^{-2}$	$1.93 > t_α$ [0.1]	0.003

**Πίνακας 5.5.2** Η γραμμές παλινδρόμησης των τιμών μεταφοράς ορμής συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου στα 10m ύψος από τα δύο πειράματα στο βόρειο και στο νότιο Αιγαίο μαζί με τις ευθείες βάσει της ανάλυσης των Foreman and Emeis, συνολικά αλλά και από μετρήσεις νότια των ακτών της Γαλλίας (FETCH) στην δυτική Μεσόγειο.

Μετρήσεις/Αναφορά	$u_*$ (RMSE)	Εύρος Ταχύτητας Ανέμου $U_{10}$ (m/s)
Νότιο Αιγαίο	$0.040 U_{10} + 0.02 (\pm 0.05)$	4-11
Βόρειο Αιγαίο	$0.040 U_{10} - 0.02 (\pm 0.04)$	4-11
Foreman and Emeis (2010) (all data)	$0.051 U_{10} - 0.14$	8-30
Foreman and Emeis (2010) (FETCH experiment)	$0.055 U_{10} - 0.20$	8-30

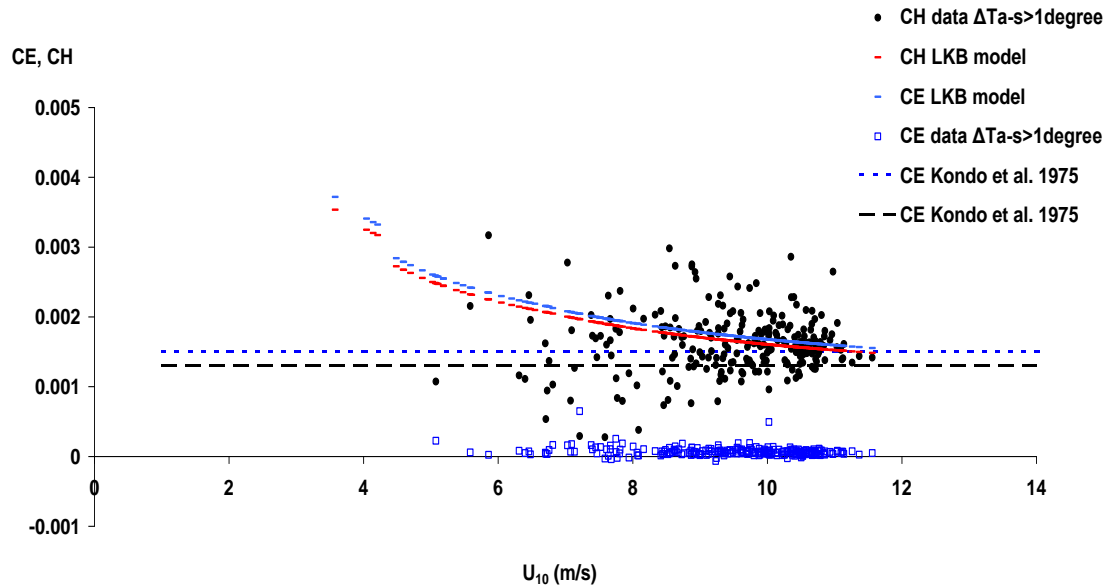
Η σύγκριση των μετρούμενων τιμών, με τις αντίστοιχες που υπολογίζονται βάσει ευρέως εφαρμοζόμενων σχέσεων παραμετροποίησης που έχουν προκύψει από μετρήσεις πάνω από ανοιχτές θάλασσες, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι ανταλλαγές ορμής πάνω από τα νερά του Αιγαίου χαρακτηρίζονται από υψηλότερες τιμές. Οι υψηλότερες αυτές τιμές μεταφοράς ορμής πάνω από το Αιγαίο πιθανόν να οφείλονται στο γεγονός ότι σύμφωνα με τα δεδομένα των buoys, η μέση περίοδος των κυμάτων στην περιοχή είναι από 2 έως 8 sec, γεγονός που αναδεικνύει την ανεμογενή τους φύση και δικαιολογεί μεγαλύτερες τιμές μεταφοράς ορμής πάνω από νέα και δημιουργούμενα κύματα.

## 5.6 Συντελεστές Μεταφοράς Θερμότητας και Υγρασίας

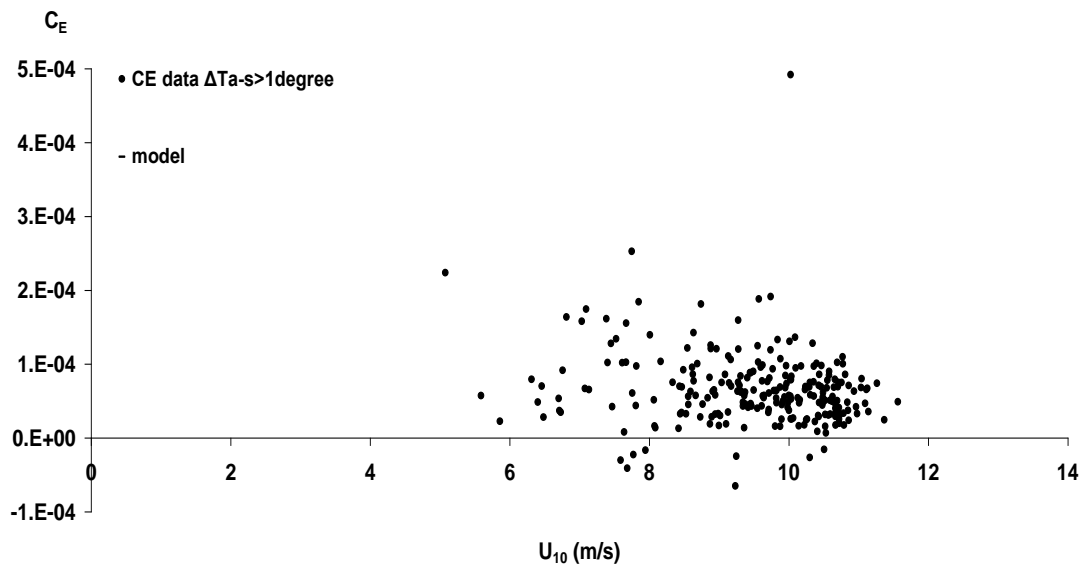
### 5.6.1 Υπολογισμός των συντελεστών τυρβώδους μεταφοράς αισθητής ( $C_H$ ) και λανθάνουσας θερμότητας ( $C_E$ )

Για τον υπολογισμό των τιμών των συντελεστών  $C_H$  και  $C_E$ , χρησιμοποιήθηκαν αφενός οι δεκάλεπτες τιμές των ροών, της μέσης θερμοκρασίας και της ειδικής υγρασίας του αέρα και αφετέρου οι ημερήσιες μέσες τιμές των δορυφορικών παρατηρήσεων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας ( $\theta_o$ ), από τις οποίες υπολογίστηκε επιπρόσθετα η αντίστοιχη τάση των υδρατμών και επιτελικά η ειδική υγρασία στην επιφάνεια της θάλασσας ( $q_o$ ). Δεδομένου του σφάλματος το οποίο συνοδεύει τους υπολογισμούς αυτούς (κυρίως λόγω της ημερήσιας ολοκλήρωσης των τιμών του δορυφόρου), λήφθηκαν υπόψη οι καταστάσεις για τις οποίες η εν λόγω διαφορά ήταν μεγαλύτερη από έναν βαθμό ( $\Delta T_{a-s} > 1C$ , 37.5h δεδομένων του πειράματος στην Κάρπαθο, 275 δεκάλεπτες τιμές). Οι συνθήκες ευστάθειας στις παραπάνω καταστάσεις όπως παρουσιάστηκε στην παράγραφο 5.2, ανταποκρίνονται επί το πλείστον σε συνθήκες ελαφριάς ευστάθειας ( $z/L < 0.2$ ), οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν πρακτικά σχεδόν ουδέτερες, για τις ανάγκες σύγκρισης των συντελεστών  $C_H$  και  $C_E$ , με αντίστοιχες τιμές από την βιβλιογραφία.

Στο διάγραμμα 5.6.1.1, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των υπολογισμών για τον συντελεστή μεταφοράς αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας,  $C_H$  και  $C_E$ , σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m ύψος, μαζί με τις αντίστοιχες καμπύλες βάσει του μοντέλου LKB (βλ. σχήμα 2.5.1) αλλά και τις σταθερές τιμές  $C_H = 1.3 \cdot 10^{-3}$  και  $C_E = 1.5 \cdot 10^{-3}$  (Kondo 1975), οι οποίες έχουν χρησιμοποιηθεί ευρέως από ατμοσφαιρικά και ωκεανογραφικά μοντέλα πρόγνωσης και χρησιμοποιούνται επίσης από το μοντέλο ALERMO.



**Σχήμα 5.6.1.1** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των συντελεστών μεταφοράς θερμότητας (μαύρο) και υγρασίας (μπλε) με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m στην Κάρπαθο, για  $\Delta T_{a-s} > 1^\circ\text{C}$ . Οι δύο καμπύλες αντιστοιχούν στις αντίστοιχες προβλέψεις του μοντέλου LKB για τις τιμές των συντελεστών ενώ η διακεκομμένη ευθεία γραμμή αντιστοιχεί στην σταθερή τιμή των Kondo 1975.



**Σχήμα 5.6.1.2** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των συντελεστών μεταφοράς υγρασίας με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m στην Κάρπαθο, για  $\Delta T_{a-s} > 1^\circ\text{C}$ .

Στο σχήμα 5.6.1.1, οι εκτιμώμενες τιμές του συντελεστή  $C_H$  παρουσιάζουν έντονη διασκόρπιση ιδιαίτερα στις χαμηλές ταχύτητες. Η διασκόρπιση των τιμών μπορεί να οφείλεται σε κάποιο βαθμό στο γεγονός ότι οι υπολογισμοί περιέχουν

ημερήσιες τιμές (24h) για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας ενώ οι μετρήσεις του ιστού ανταποκρίνονται σε δεκάλεπτες τιμές (10min). Οι προκύπτουσες τιμές του συντελεστή δεν παρουσιάζουν κάποια ιδιαίτερη τάση με την αύξηση του ανέμου και φαίνεται να κυμαίνονται περί της μέσης τιμής,  $\langle C_H \rangle = 1.45 \cdot 10^{-3}$ . Η καμπύλη τιμών που προβλέπει το μοντέλο LKB για χαμηλούς ανέμους δίνει εν γένει υψηλότερες τιμές ενώ τόσο η καμπύλη όσο και η πλειοψηφία των δεδομένων περιγράφονται συνολικά από υψηλότερες τιμές σχετικά με την σταθερή τιμή  $1.3 \cdot 10^{-3}$ .

Στο διάγραμμα 5.6.1.2, παρουσιάζονται οι προκύπτουσες τιμές του συντελεστή  $C_E$ , σε διαφορετικούς άξονες από το σχήμα 5.6.1.1, συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου, αφού από το σχήμα 5.6.1.1 είναι φανερό πως οι τιμές του συντελεστή παρουσιάζονται κατά μία τάξη μεγέθους μικρότερες από τις αναμενόμενες τόσο της καμπύλης τιμών του μοντέλου LKB όσο και των σταθερών τιμών του Kondo (1975). Ωστόσο, οι σχετικές μετρήσεις αντιστοιχούν σε αρνητικές τιμές μεταφοράς υγρασίας και ανταποκρίνονται πιθανότατα σε διεργασίες συνδεδεμένες με την έντονη χωρική διαφοροποίηση της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων ανάντη της περιοχής μετρήσεων, ενώ παρόμοιες χαμηλές τιμές έχουν παρατηρηθεί κάτω από ειδικές συνθήκες, όπως για παράδειγμα κατάντη υφάλων (Lindgren 2008). Όμοια με τον συντελεστή  $C_H$ , οι τιμές του  $C_E$  δεν παρουσιάζουν κάποια τάση αύξησης με την ταχύτητα του ανέμου, εμφανίζουν επίσης μεγάλη διασπορά ενώ η μέση τιμή του συντελεστή προκύπτει ίση με  $\langle C_E \rangle = 0.07 \cdot 10^{-3}$ .

Τέλος, σημειώνεται πως οι τιμές του  $C_H$  παρουσίασαν μια μικρή σχετικά τάση ελάττωσης με την αύξηση της ευστάθειας, ενώ δεν παρατηρήθηκε το ίδιο στις τιμές του συντελεστή  $C_E$ .

Η έλλειψη συνδιακύμανσης των τιμών των συντελεστών με την ταχύτητα του ανέμου, είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα αρκετών σχετικών μελετών (π.χ. DeCosmo et al. 1996, Oost et al. 1999). Η μέση τιμή του συντελεστή  $C_H$  ( $1.45 \cdot 10^{-3}$ ) είναι κοντά σε αυτή του Kondo (1975) και μεγαλύτερη από αυτές των Large and Pond (1982), DeCosmo et al. (1996), Oost et al. (1999) και Lindgren (2008), οι οποίοι αναφέρουν μέσες τιμές  $1.1 \cdot 10^{-3}$ ,  $0.66 \cdot 10^{-3}$ ,  $0.32 \cdot 10^{-3}$  και  $0.77 \cdot 10^{-3}$

αντίστοιχα. Η μέση τιμή του συντελεστή  $C_E$  ( $0.07 \cdot 10^{-3}$ ) είναι πολύ μικρότερη από αυτή των Kondo (1975,  $1.5 \cdot 10^{-3}$ ), Lindgren (2008,  $1.45 \cdot 10^{-3}$ ), DeCosmo (1996,  $1.1 \cdot 10^{-3}$ ) και μικρότερη αλλά συγκρίσιμη με των Oost et al. (1999), οι οποίοι αναφέρουν μέση τιμή για το συντελεστή ίση με  $0.28 \cdot 10^{-3}$ . Σημειώνεται δε πως παρόμοιες τιμές των δύο συντελεστών με τους DeCosmo et al (1996) αναφέρονται από τους Pedreros et al. (2003), για ευσταθείς και ασταθείς καταστάσεις του επιφανειακού ΘΑΟΣ, πάνω από τα νερά της Μεσογείου στον κόλπο του Λέοντα.

### 5.6.2 Σύγκριση υπολογισμών για την μεταφορά ( $w'T'$ ) αισθητής θερμότητας με την χρήση γνωστών παραμετροποιήσεων του ύψους $z_T$

Στην παράγραφο 5.3, υπογραμμίστηκε το γεγονός πως η εκτιμώμενη ροή λανθάνουσας θερμότητας πιθανότατα εμφανίζει τοπικά χαρακτηριστικά. Η ιδιαιτερότητα των παρατηρούμενων τιμών της μεταφοράς, αναδείχθηκε επιπρόσθετα από τις αρκετά χαμηλές τιμές τόσο των ίδιων των ροών όσο και των τιμών του αντίστοιχου συντελεστή μεταφοράς  $C_E$ . Σε μεγαλύτερης τάξης μεγέθους τιμές μεταφοράς οδηγούν όλες οι γνωστές μέθοδοι στην βιβλιογραφία, ως εκ τούτου η σύγκριση προσεγγίσεων των ροών από σχετικές παραμετροποιήσεις με τις καταγραφές, περιορίζεται στα αποτελέσματα της προηγούμενης παραγράφου (§5.6.1), σχετικά με τον αντίστοιχο συντελεστή μεταφοράς.

Για την παραγωγή εκτιμήσεων για την μεταφορά αισθητής θερμότητας, χρησιμοποιήθηκαν με την σειρά οι παρακάτω σχέσεις. Αρχικά η σχέση 2.4.16

$$z_0 = (0.11 \cdot v/u^*) + a \cdot (u^{*2}/g)$$

για την εκτίμηση του ύψους τραχύτητας της επιφάνειας της θάλασσας, το οποίο λαμβάνεται υπ' όψιν στον υπολογισμό του συντελεστή  $R_r$  (σχέση 2.4.10). Στη συνέχεια, χρησιμοποιήθηκε η σχέση 2.4.11, του θεωρητικού μοντέλου LKB (μέθοδος 1)

$$z_T = a \cdot v \cdot R_r^b / u^*$$

για τον υπολογισμό του ύψους  $z_T$ , με τιμές των  $a$  και  $b$  από τον πίνακα 2.4.1 συναρτήσει των τιμών του  $Rr$ . Το ύψος  $z_T$  υπολογίστηκε επίσης σύμφωνα με τις σχέσεις των Jancic (1994) και Brutsaesk (1982) (μέθοδοι 2 και 3 αντίστοιχα)

$$z_T = \zeta \cdot (k/u^*) \cdot G \cdot Rr^{1/4} \cdot Pr^{1/2} \quad 5.6.2.1$$

$$z_T = (11/(M \cdot Rr)^{1/4}) \cdot (k/u^*) \cdot G \cdot Rr^{1/4} \cdot Pr^{1/2} \quad 5.6.2.2$$

, για  $\zeta=0.35$ ,  $G=9.3$ ,  $M=30$ ,  $Pr = \nu/k$  με  $\nu = 2.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  και  $k = 0,0263 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ .

Μέσω της σχέσης

$$T_{air} - T_s / T^* = [\ln(z/z_T) - \psi(z/L)] / \alpha_x \cdot k \quad 5.6.2.3$$

υπολογίστηκε τελικά η μεταφορά θερμότητας στην επιφάνεια του ΘΑΟΣ, επιλύοντας την παραπάνω εξίσωση 5.6.2.3, με γνωστά από τις μετρήσεις στην Κάρπαθο τα μεγέθη  $u^*$  (για τις σχέσεις 2.4.16, 2.4.11, 5.6.2.2 και 5.6.2.3),  $T_{air}$  και  $T_s$  (μετρήσεις δορυφόρου), για  $z=14.58\text{m}$  και  $k=0.41$ , από 37.5 ώρες παρατηρήσεων ( $N=225$  δεκάλεπτες μέσες τιμές). Τα δεδομένα ανταποκρίνονται σε καταστάσεις με διαφορά θερμοκρασίας αέρα-θάλασσας ( $\Delta T$ ) πάνω από ένα βαθμό Κελσίου ( $>1^\circ\text{C}$ ), παρόμοια με τη μελέτη των τιμών των συντελεστών  $C_E$  και  $C_Q$ . Οι παραπάνω υπολογισμοί έλαβαν χώρα επιπρόσθετα με την χρησιμοποίηση του  $z_0$  αντί του  $z_T$  στην σχέση 5.6.2.3, δηλαδή χωρίς το συνυπολογισμό των διεργασιών στο ιξώδες στρώμα (μέθοδος 4).

Η μεταφορά αισθητής θερμότητας υπολογίστηκε για δύο διαφορετικές προτεινόμενες τιμές του συντελεστή  $\alpha_Q$  στην διεθνή βιβλιογραφία, για τα σενάρια A1 ( $\alpha_Q= 0.74$ , Businger 1971) και A2 ( $\alpha_Q= 0.88$ , Paulson 1970) αλλά και του συντελεστή  $a$  στην παραπάνω σχέση 5.6.2.1, για τα σενάρια B1 ( $a=0.018$ , Charnock 1955) και B2 ( $a=0.032$ , Christenesen et al. 1999). Οι τιμές που προέκυψαν για τα τέσσερα διαφορετικά σενάρια (A1B1, A1B2, A2B1, A2B2) από την χρήση των τεσσάρων παραπάνω μεθόδων σε κάθε σενάριο, συγκρίθηκαν με τις μετρήσεις πεδίου.

Ελέγχτηκε επίσης η εξάρτηση των υπολογιζόμενων ροών από την ευστάθεια του αέρα πάνω από την θάλασσα, πραγματοποιώντας υπολογισμούς της  $\Psi(z/L)=0$  στην σχέση 5.6.2.3, για κάθε μέθοδο και σενάριο. Ωστόσο λόγω των μικρών τιμών του συντελεστή ευστάθειας ( $z/L$ ) που υπολογίστηκαν στο πείραμα στο νοτιοανατολικό Αιγαίο (κύρια ουδέτερες συνθήκες), εμφανίστηκαν εν γένει

αμελητέες διαφορές στις υπολογιζόμενες τιμές ροής αισθητής θερμότητας συγκρινόμενες με τις τιμές που προκύπτουν από την χρήση των συναρτήσεων  $\Psi(z/L)$ .

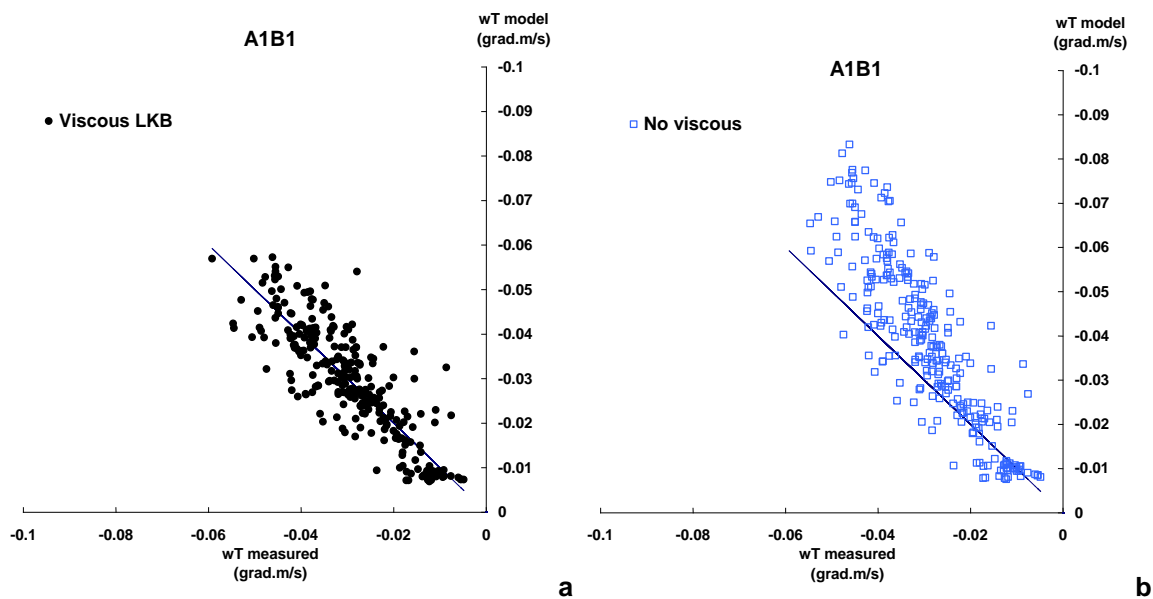
Στον πίνακα 5.6.2.1 παρουσιάζονται το μέσο και το μέγιστο ποσοστιαίο σφάλμα (RMSE) των υπολογιζόμενων τιμών από τις μετρούμενες, για την περίοδο μελέτης (από τις 10:00 06/08/12 έως τις 22:00 09/08/12), για όλες τις μεθόδους στα τέσσερα διαφορετικά σενάρια. Οι εκτιμήσεις για την μεταφορά θερμότητας βρέθηκαν γενικά να προσεγγίζουν τις μετρήσεις με μέσες ποσοστιαίες διαφορές από 17% (LKB, σενάριο A1B1), έως 37% ( $z_T=z_0$ , σενάριο A1B2), έχοντας κυρίως την τάση να υπερεκτιμούν, σχεδόν σε όλο το εύρος τιμών τις καταγραφές. Υποεκτίμηση των μετρούμενων ροών παρουσιάστηκε στην περίπτωση των υπολογισμών βάσει του μοντέλου LKB για τα σενάρια A2 (βλ. σχήμα 5.6.2.2), καθώς και στην πλειοψηφία των άλλων θεωρητικών προβλέψεων – σεναρίων, στις χαμηλές τιμές ροής αισθητής θερμότητας (βλ. σχήμα 5.6.2.1).

Οι μέγιστες ποσοστιαίες αποκλίσεις με την χρήση των διαφορετικών μεθόδων σε κάθε σενάριο, κυμάνθηκαν από μία έως και τρεις φορές των τιμών των μετρούμενων ροών. Από τον πίνακα 5.6.2.1, είναι φανερό ότι οι εκτιμώμενες τιμές χωρίς την προσέγγιση για το ιξώδες (μέθοδος 4) υπερεκτιμούν συστηματικά τις μετρήσεις, ιδιαίτερα στα σενάρια A1 όπου φτάνουν να είναι έως και τέσσερις φορές μεγαλύτερες των μετρήσεων (πίνακας 5.6.2.1, γραμμή 8, σενάριο A1B2).

**Πίνακας 5.6.2.1. Η μέση και μέγιστη ποσοστιαία τυπική απόκλιση (RMSE) των προβλέψεων της μεταφοράς αισθητής θερμότητας με την χρήση των εξισώσεων του μοντέλου LKB, των Jancic και Brutsaert και του ύψους τραχύτητας  $z_0$ , για το ύψος  $z_T$  στη σχετική εξίσωση του λογαριθμικού προφίλ (σχέση 5.6.2.3).**

<b>&lt;RMSE&gt; / <math>wT_{OBS}</math> (%)</b>	<b>LKB</b>	<b>Brutsaert</b>	<b>Jancic</b>	<b>No viscous (<math>z_T = z_0</math>)</b>
<b>A1 B1</b>	17%	29%	33%	36%
<b>A1 B2</b>	21%	27%	31%	37%
<b>A2 B1</b>	25%	21%	22%	23%
<b>A2 B2</b>	28%	21%	22%	25%
<b>RMSE<sub>max</sub> / <math>wT_{OBS}</math> (%)</b>				
<b>A1 B1</b>	200%	260%	275%	281%
<b>A1 B2</b>	169%	270%	294%	327%
<b>A2 B1</b>	204%	225%	231%	214%
<b>A2 B2</b>	129%	178%	191%	199%

Στο σχήμα 5.6.2.1, παρουσιάζονται σαν παράδειγμα, τα διαγράμματα διασκόρπισης των εκτιμώμενων τιμών της ροής αισθητής θερμότητας συναρτήσει των μετρούμενων, βάσει του μοντέλου LKB και ελλείψει υπολογισμών σχετικά με τις διεργασίες στο ιζώδες στρώμα της διεπιφάνειας αέρα-θάλασσας, για ένα από τα σενάρια (A1B1), με μέσες αποκλίσεις 17 (a) έως 36% (b) αντίστοιχα. Στο σχήμα 5.6.2.1 είναι εμφανής η υπερεκτίμηση τιμών στην περίπτωση που δεν λαμβάνονται υπόψη οι διεργασίες στην διεπιφάνεια αέρα και θάλασσας μέσω των σχετικών εξισώσεων.

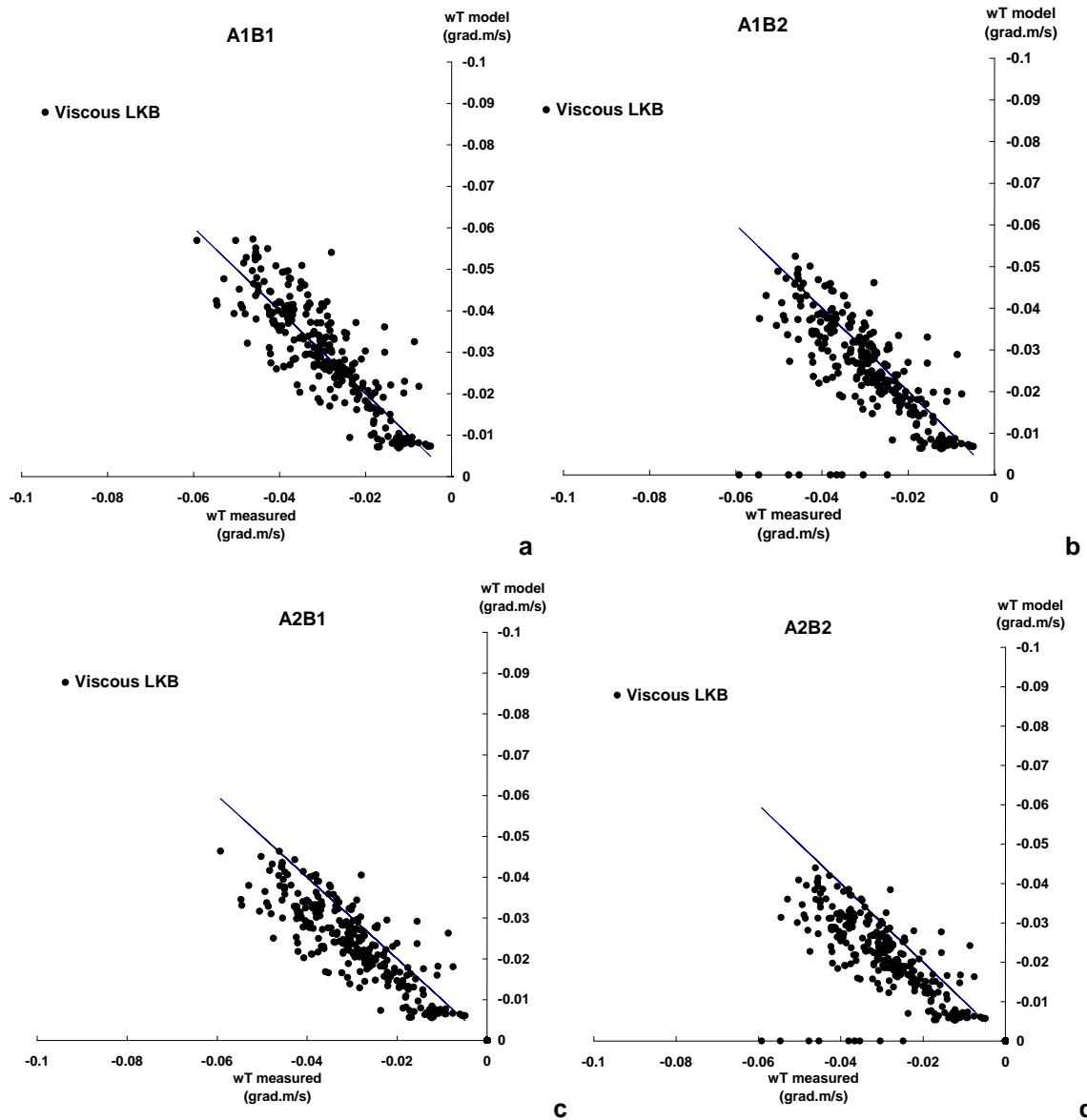


**Σχήμα 5.6.2.1. Διαγράμματα διασκόρπισης των μετρήσεων και της εκτίμησης του μοντέλου LKB (viscous, a) ή ελλείψει υπολογισμών (No viscous, b) για το ιζώδες στρώμα της διεπιφάνειας, για  $\Delta T_{a-s} > 1^{\circ}\text{C}$ . Η ευθεία γραμμή αντιπροσωπεύει την ευθεία  $y=x$ .**

Οι διαφορές των υπολογιζόμενων ροών με την χρήση διαφορετικού  $z_0$  (σενάρια B) βρέθηκαν να είναι εν γένει μικρότερες από την επιλογή των τιμών του  $\alpha_Q$  (σενάρια A) εκτός από την μέθοδο 1, στην οποία οι αλλαγές λόγω επιλογής διαφορετικής τιμής για το  $z_0$  προκύπτουν συγκρίσιμες (πίνακας 5.6.2.1) με την επιλογή των τιμών του  $\alpha_Q$ . Στο διάγραμμα διασκόρπισης των εκτιμώμενων με τις μετρούμενες τιμές χρησιμοποιώντας την μέθοδο του μοντέλου LKB (σχήμα 5.6.2.2), είναι φανερή η δράση της αλλαγής του  $z_0$ , η οποία μειώνει συνολικά τις εκτιμώμενες ροές και στα δύο σενάρια A1 και A2. Η ίδια δράση της αλλαγής του  $z_0$  παρατηρήθηκε στις υπολογιζόμενες τιμές και των άλλων μεθόδων (2, 3, 4).

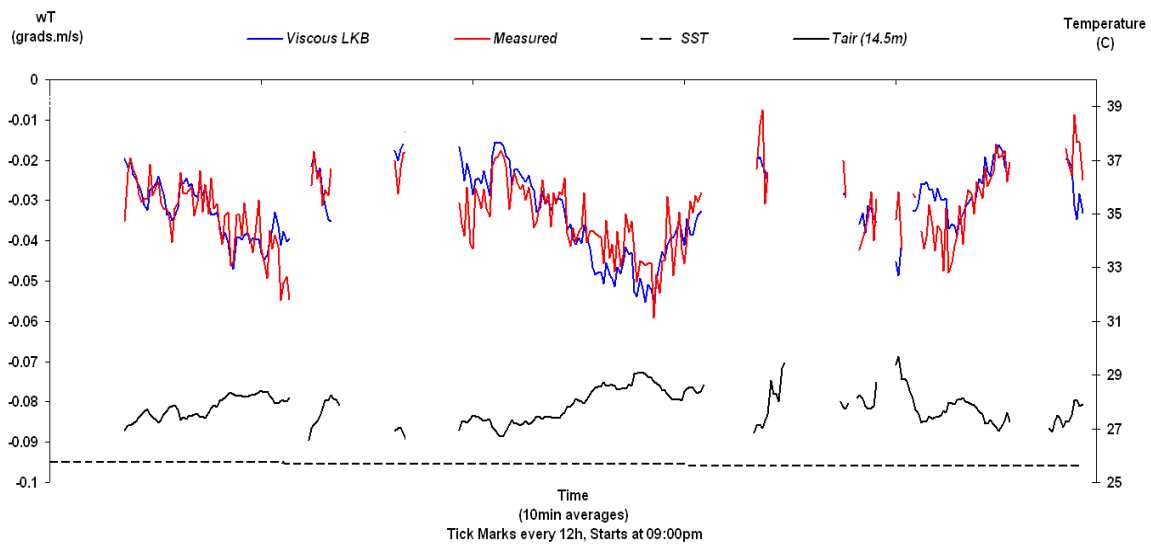


Από τις τιμές του πίνακα 5.6.2.1, είναι φανερό πως η καλύτερη προσέγγιση βάσει όλων των εκτιμώμενων ποσοστιαίων διαφορών (RMSE), προκύπτει με την χρήση των εξισώσεων του μοντέλου LKB (17%, μέθοδος 1), για  $a_{z0} = 0.018$  και  $\alpha_Q = 0.74$  (σενάριο A1B1, Eta/Skyron). Επίσης, η χρήση της μεθόδου (2) του Brutsaert, σε κάθε περίπτωση παρουσιάζει καλύτερα αποτελέσματα από αυτήν του Jancic (μέθοδος 3), αν και με μικρές διαφορές.



Σχήμα 5.6.2.2 Διαγράμματα διασκόρπισης των μετρήσεων και της εκτίμησης του μοντέλου LKB της μεταφοράς αισθητής θερμότητας για όλα τα σενάρια A1B1 (a), A1B2 (b), A2B1 (c), A2B2 (d) στα δεδομένα της Καρπάθου για  $\Delta T_{a-s} > 1^\circ\text{C}$ . Η ευθεία γραμμή αντιπροσωπεύει την ευθεία  $y=x$ .

Στο σχήμα 5.6.2.3 παρουσιάζεται η χρονοσειρά των τιμών σύμφωνα με το σενάριο A1B1 για την μέθοδο 1 (LKB) μαζί με τις μετρήσεις της ροής αισθητής θερμότητας. Η προσέγγιση των εξισώσεων του μοντέλου LKB είναι αρκετά ικανοποιητική, αν λάβουμε ιδίως υπόψη την ευαισθησία των υπολογιζόμενων τιμών στις τιμές της διαφοράς θερμοκρασίας θάλασσας και αέρα στην σχέση 5.6.2.3.

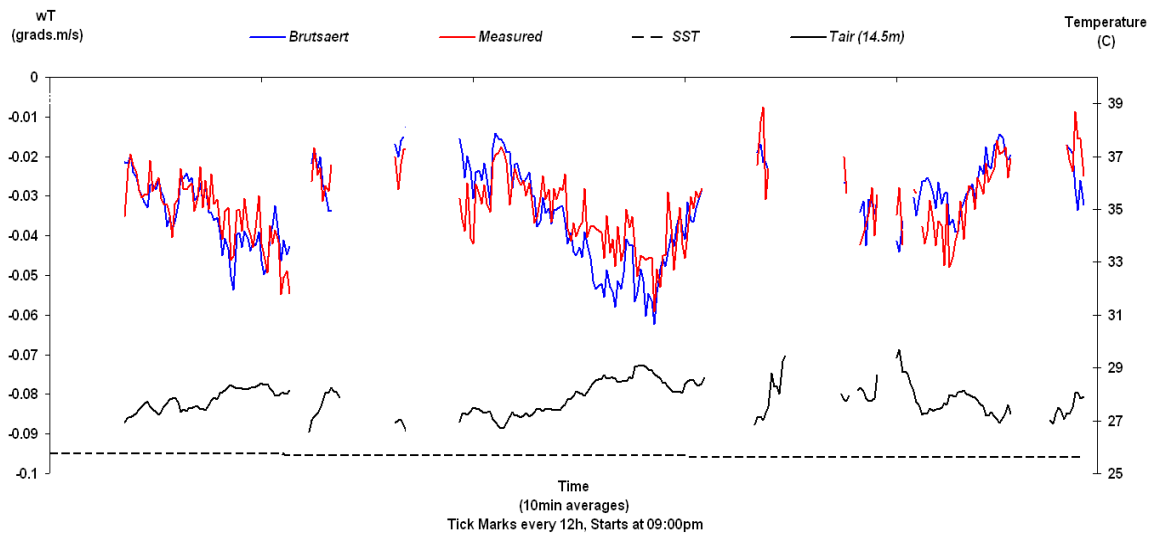


**Σχήμα 5.6.2.3** Οι χρονοσειρές των μετρήσεων (κόκκινη γραμμή) και της εκτίμησης του μοντέλου LKB (μπλε γραμμή) της μεταφοράς αισθητής θερμότητας, η θερμοκρασία του αέρα (μαύρη γραμμή) και της επιφάνειας θάλασσας (μαύρη διακεκομμένη γραμμή) για την περίοδο από 10:00 (ΤΩ) στις 06/08/12 έως τις 22:00 (ΤΩ) στις 09/08/12 στην Κάρπαθο, για το σενάριο A1B1. Σημειωμένες θέσεις στον άξονα του χρόνου εμφανίζονται ανά 12 ώρες.

Με την χρήση των τιμών του Businessk (σενάριο A1) για τον συντελεστή  $\alpha_Q$ , οι καλύτερες προβλέψεις φαίνεται να δίνονται από την χρήση του LKB (17%) για το σενάριο B1 (πίνακας 5.6.2.1), ενώ οι υπόλοιπες μέθοδοι υπερεκτιμούν αρκετά τις ροές, όσο αυτές αυξάνονται. Με την χρήση των συναρτήσεων του Paulson (σενάριο A2), οι καλύτερες προβλέψεις δίνονται από την χρήση της σχέσης του Brutsaert (21%, πίνακας 5.6.2.1, μέθοδος 2) για το σενάριο B2, ενώ οι αντίστοιχες εκτιμήσεις του μοντέλου LKB (μέθοδος 1) φάνηκε να υποεκτιμούν αρκετά τις ροές ( $\geq 25\%$ ) σε όλο το εύρος των τιμών (σχήμα 5.6.2.2).

Στο σχήμα 5.6.2.4 παρουσιάζεται η χρονοσειρά της εκτιμώμενης ροής βάσει της μεθόδου (3) του Brutsaert για το σενάριο A2B2, μαζί με την χρονοσειρά των

μετρήσεων. Οι υπολογιζόμενες τιμές προσεγγίζουν ικανοποιητικά τις μετρήσεις, σε ορισμένες περιπτώσεις καλύτερα απ'ότι το σχήμα LKB με την χρήση των εξισώσεων του Businessk (σενάριο A1B1). Παρόλ' αυτά, στις υψηλές τιμές ροής αισθητής θερμότητας, όπως φαίνεται στο σχήμα 5.6.2.4, η συγκεκριμένη μέθοδος υπερτιμά σε μεγαλύτερο βαθμό τις μετρήσεις. Επίσης, όπως και στα σενάρια A1, η μέθοδος του Brutsaert στα σενάρια A2 υπερτιμά λιγότερο τις μετρούμενες ροές απ'ότι η χρήση του σχήματος του Jancic (πίνακας 5.6.2.1).



**Σχήμα 5.6.2.4 Οι χρονοσειρές των μετρήσεων (κόκκινη γραμμή) και της εκτίμησης του μοντέλου Brutsaert (μπλε γραμμή) της μεταφοράς αισθητής θερμότητας, η θερμοκρασία του αέρα (μαύρη γραμμή) και της επιφάνειας θάλασσας (μαύρη διακεκομμένη γραμμή) για την περίοδο α από 10:00 (ΤΩ) στις 06/08/12 έως τις 22:00 (ΤΩ) στις 09/08/12 στην Κάρπαθο, για το σενάριο A2B2. Σημειωμένες θέσεις στον άξονα του χρόνου εμφανίζονται ανά 12 ώρες.**

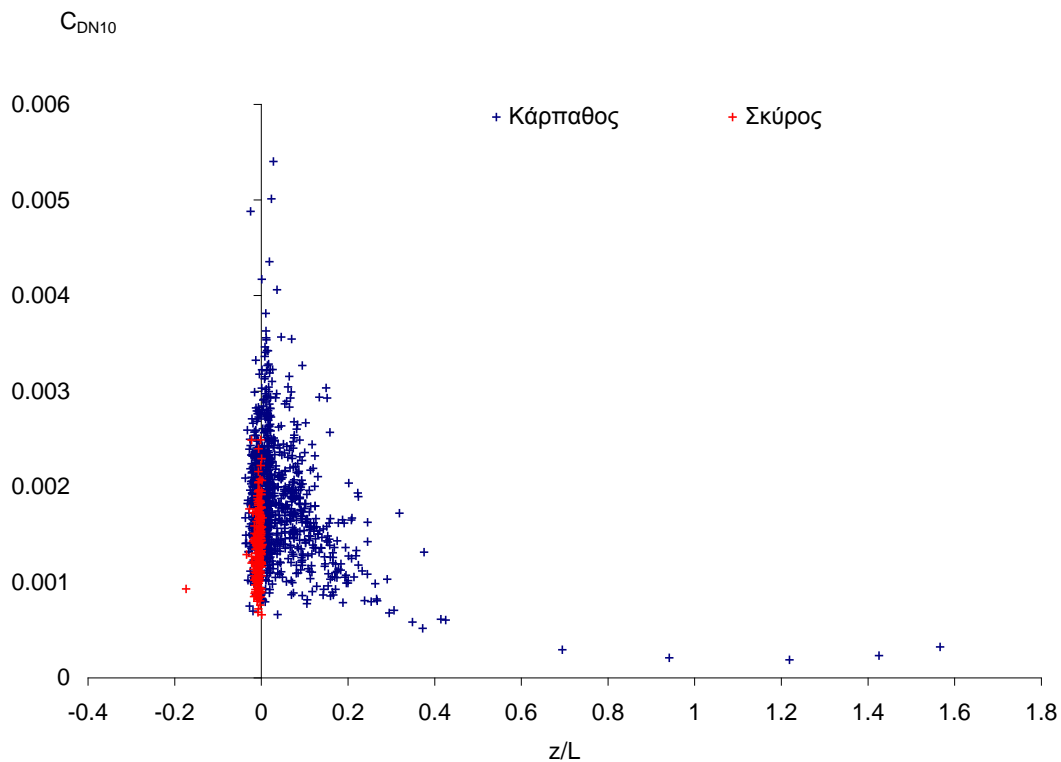
Οι προσεγγίσεις του μοντέλου LKB (μέθοδος 1) στο σενάριο A1B1 και του Brutsaert (μέθοδος 2) στο σενάριο A2B2 κρίνονται αρκετά ικανοποιητικές, δεδομένης της ευαισθησίας των υπολογισμών των τιμών της μεταφοράς αισθητής θερμότητας στις διαφορές θερμοκρασίας αέρα – θάλασσας, ιδιαίτερα στο γεγονός ότι οι τελευταίες προκύπτουν από την χρήση των ημερήσιων μέσων τιμών της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας.

Από την παραπάνω μελέτη, προκύπτει ξεκάθαρα η ανάγκη να λαμβάνονται υπόψη οι διεργασίες στο ιζώδες στρώμα αέρα και θάλασσας στους σχετικούς υπολογισμούς. Δεν καθίσταται ωστόσο το ίδιο εμφανής η ανάδειξη κάποιου

συγκεκριμένου σχήματος παραμετροποίησης ως αντιπροσωπευτικό, δεδομένης της εξάρτησης των σχετικών υπολογισμών επιπρόσθετα από το σχήμα παραμετροποίησης του ύψους τραχύτητας και την τιμή του λόγου ( $a_D$ ) του συντελεστή στροβιλώδους μεταφοράς της θερμότητας ( $k_h$ ) προς τον αντίστοιχο για την ορμή ( $k_m$ ) στο ΘΑΟΣ, που χρησιμοποιείται στους υπολογισμούς και διαφέρει από μοντέλο σε μοντέλο.

### 5.7 Ο Συντελεστής Μεταφοράς Ορμής ( $C_D$ )

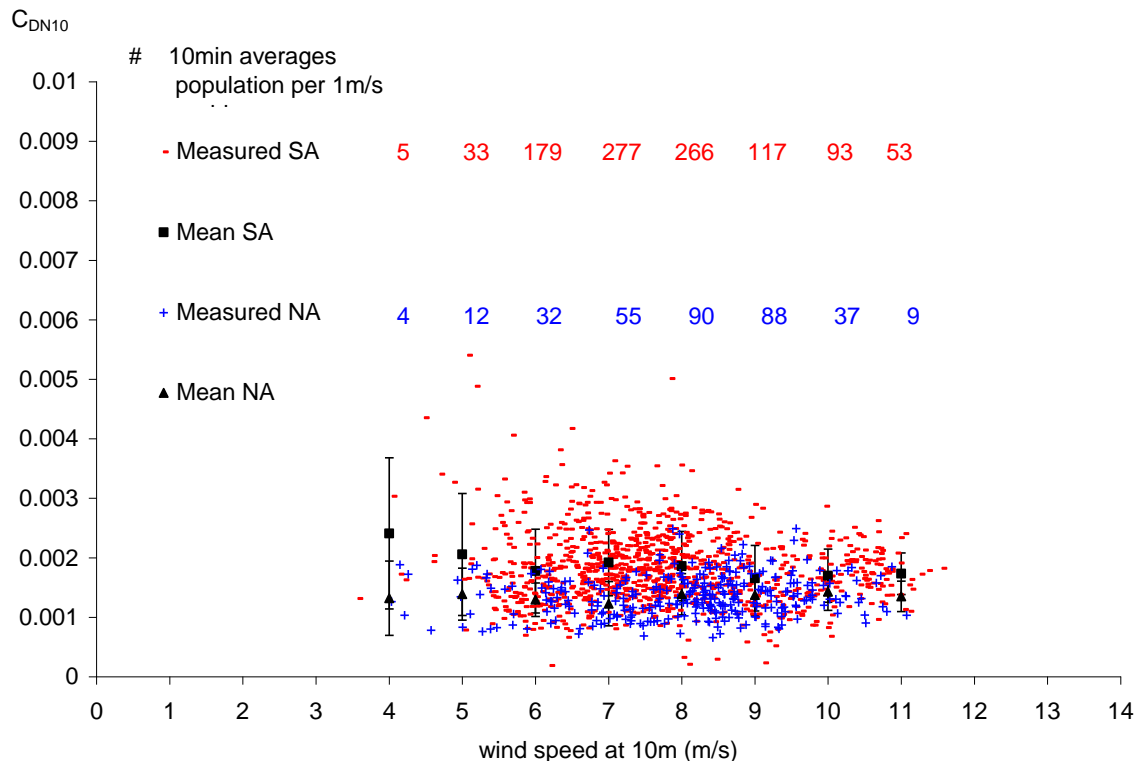
Οι τιμές του συντελεστή μεταφοράς ορμής αφού υπολογίστηκαν από τον λόγο του τετραγώνου της ταχύτητας τριβής και της ταχύτητας του ανέμου στα 10m (σχέση 2.5.4), διορθώθηκαν σε σχέση με την ευστάθεια από την σχέση 2.5.8. Οι διορθωμένες τιμές δεν αποκλίνουν σημαντικά από τις αρχικές, δεδομένου ότι ανταποκρίνονται σε καταστάσεις ευστάθειας πολύ κοντά στις ουδέτερες συνθήκες.



**Σχήμα 5.7.1** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των αεροδυναμικού συντελεστή  $C_{DN10}$  στην Σκύρο (κόκκινο) και στην Κάρπαθο (μπλε) με την παράμετρο ευστάθειας ( $z/L$ ).

Στο σχήμα 5.7.1 παρουσιάζονται οι προκύπτουσες τιμές του συντελεστή  $C_{DN10}$  συναρτήσεως του συντελεστή ευστάθειας, όπου είναι φανερό το μεγάλο εύρος τιμών του συντελεστή και στις δύο πειραματικές περιοχές σε συνθήκες ουδέτερης ευστάθειας καθώς και η μείωσή τους με την αύξηση της ευστάθειας στην νότια πειραματική περιοχή, όπως αναμένονταν βάσει της θεωρίας (βλ. §2.5).

Στο σχήμα 5.7.2, παρουσιάζεται το διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών του συντελεστή μεταφοράς ορμής με την ταχύτητα του ανέμου στο ύψος των 10m και από τα δύο πειράματα. Στο σύνολό τους οι τιμές παρουσιάζονται υψηλότερες, έως και διπλάσιες, συγκρινόμενες με αντίστοιχες μετρήσεις πάνω από τον ωκεανό (βλ. σχήμα 2.5.3). Παρόμοια υψηλές τιμές έχουν αναφερθεί πάνω από την επίσης ημίκλειστη θάλασσα του Kattegat (Busch 1977), για ανεπηρέαστη έκταση αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας περίπου 135km, απουσία swell, πάνω από ωστόσο σχετικά ρηχά νερά.



**Σχήμα 5.7.2** Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των αεροδυναμικού συντελεστή  $C_{DN10}$  στην Κάρπαθο (κόκκινο) και στη Σκύρο (μπλε) με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m. Παρουσιάζονται επίσης οι τιμές δεδομένων σε κάθε κελί εύρους 1m/s της ταχύτητας του ανέμου ενώ σημειώνεται η μέση τιμή και η εκτιμώμενη τυπική απόκλιση από την μέση τιμή σε κάθε κελί στα δεδομένα κάθε πειράματος

Συνολικά, οι τιμές του συντελεστή, τόσο στην νότια όσο και την βόρεια πειραματική περιοχή, βάσει του σχήματος 5.7.2 παραμένουν σχεδόν σταθερές με την αύξηση του ανέμου (όπως φαίνεται και από τις μέσες τιμές ανά 1m/s της ταχύτητας του ανέμου στο ίδιο σχήμα) αν και για ισχυρότερους ανέμους εμφανίζεται μία μικρή τάση αύξησης των τιμών. Σημειώνεται ότι σχετικά αυξημένες τιμές του συντελεστή, για περιορισμένη έκταση αλληλεπίδρασης (50km) και στο ίδιο εύρος ταχυτήτων βρέθηκαν και στο πείραμα FETCH στην δυτική Μεσόγειο (Drennan et al. 2003). Στην περίπτωση αυτή οι τιμές ανταποκρίνονταν σε καθαρά ή κυρίαρχα ανεμογενή κυματισμό της θάλασσας, ήταν συγκρινόμενες με τις τιμές στο βόρειο Αιγαίο και προσεγγίζονταν, αν και υποτιμημένες, από την σχέση του Smith (1979, βλ. σχήμα 5.7.1.2).

Οι σχετικά μικρές διαφορές των τιμών του συντελεστή μεταξύ των δύο πειραματικών περιοχών στο σχήμα 5.7.2, είναι πολύ πιθανό να αντικατοπτρίζουν την διαφορά και την πολυπλοκότητα των περιοχών αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας (καναλισμός ανέμου μεταξύ νησιών, εξέλιξη κυματισμού της θάλασσας).

### **5.7.1 Παραμετροποίηση του συντελεστή $C_D$ από τα δεδομένα των μετρήσεων**

Για την παραμετροποίηση του συντελεστή μεταφοράς ορμής  $C_D$ , χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα του πειράματος στο νοτιοανατολικό Αιγαίο, τα οποία ανταποκρίνονται σε ουδέτερες συνθήκες (τιμές του μετρούμενου συντελεστή ευστάθειας στη περιοχή  $|z/L| < 0.02$ ) από 92 ώρες παρατηρήσεων (552 δεκάλεπτες μέσες τιμές). Η παραμετροποίηση του συντελεστή βασίζεται στην γραμμική εξάρτησή του με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m, (σχέση 3.7.1)

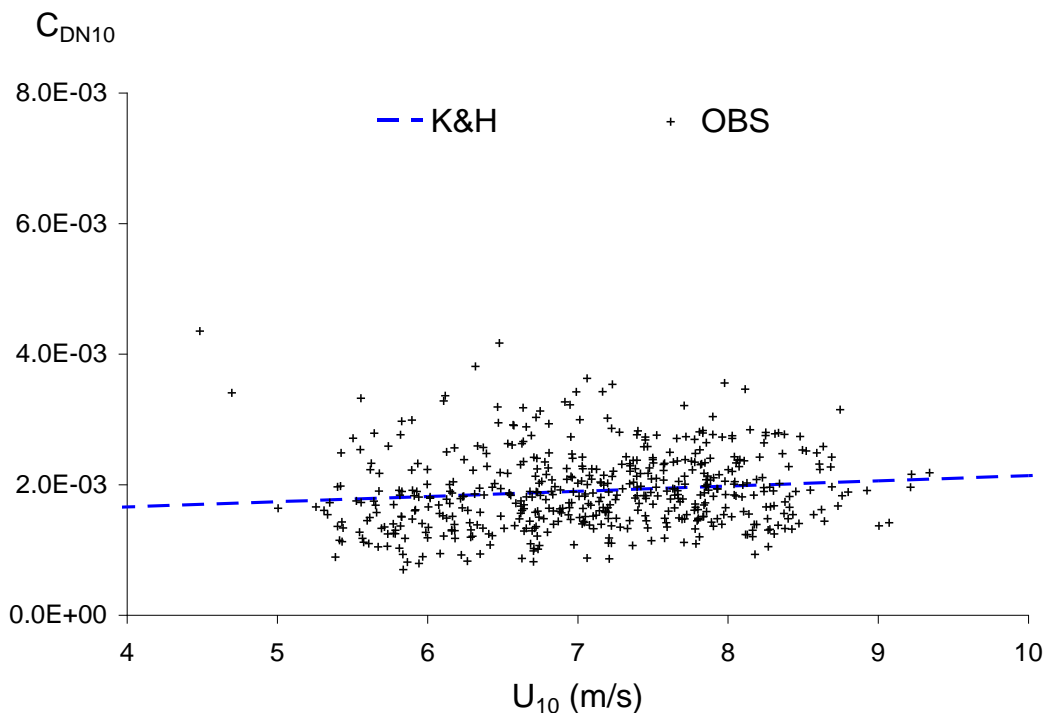
$$C_{DN} = c_0 + c_1 \cdot U_{10} \quad (5.7.1.1)$$

η οποία βρέθηκε να είναι σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99% (πίνακας 5.7.1.1). Οι συντελεστές  $c_0$  και  $c_1$  δίδονται στον πίνακα 5.7.1.1 αλλά και στον πίνακα 5.7.1.3 (πρώτη γραμμή). Στον πίνακα 5.7.1.1, παρουσιάζονται με την σειρά το πλήθος των δεδομένων (N), ο συντελεστής συσχέτισης (r), η τιμή του συντελεστή t-student ( $t_p$ ) για την σημαντικότητα της συσχέτισης σε επίπεδο

εμπιστοσύνης 0.01 ( $t_\alpha = 2.576$ ), η τομή της ευθείας με τον κάθετο άξονα (b), η τιμή του συντελεστή t-student της τομής της ευθείας ( $t_b$ ) σε επίπεδο εμπιστοσύνης 0.01, η κλίση της ευθείας (a), η τιμή του συντελεστή t-student της κλίση της ευθείας ( $t_a$ ) σε επίπεδο εμπιστοσύνης 0.01 και το συνολικό σφάλμα υπολογισμού ( $s_{xy}^2$ ).

**Πίνακας 5.7.1.1. Η υπολογιζόμενη γραμμική παραμετροποίηση του συντελεστή  $C_{DN10}$  συναρτήσει της ταχύτητας ανέμου, από δεδομένα του πειράματος στο νοτιοανατολικό Αιγαίο.**

$C_{DN10}=a+bU_{10N}$	N	r	$t_p [\alpha]$	b	$t_b [\alpha]$	a (m/s)	$t_a [\alpha]$	$s_{xy}^2(m/s)$
South N002	522	0.12	$2.81 > t_\alpha$ [0.01]	$7.98 \cdot 10^{-5}$	$2.81 > t_\alpha$ [0.01]	$1.34 \cdot 10^{-3}$	$6.62 > t_\alpha$ [0.01]	$3.4 \cdot 10^{-7}$



**Σχήμα 5.7.1.1 Διάγραμμα διασκόρπισης των τιμών των αεροδυναμικού συντελεστή  $C_{D10}$  στην Κάρπαθο υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας ( $|z/L| < 0.02$ ) με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m και η προκύπτουσα γραμμή παλινδρόμησης σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99% (πίνακας 5.7.1.1).**

Στο σχήμα 5.7.1.1 παρουσιάζεται το σύνολο των δεδομένων από το οποίο προέκυψε η παραμετροποίηση του αεροδυναμικού συντελεστή  $C_D$  με την

ταχύτητα του ανέμου στα 10m ύψος υπό ουδέτερες συνθήκες ( $C_{DN10}$ ) (Kostopoulos and Helmis 2015, ΚΗ). Στο σχήμα 5.7.1.2, παρουσιάζεται η προκύπτουσα καμπύλη τιμών μαζί με ορισμένες γνωστές και έως και σήμερα χρησιμοποιούμενες αντίστοιχες σχέσεις (πίνακας 5.7.1.2) καθώς και η σχέση των Hellerman and Rosenstein (HR, πίνακας 5.7.1.2), η οποία χρησιμοποιείται από το μοντέλο ALERMO. Τόσο στο σχήμα 5.7.1.2 όσο και στον πίνακα 5.7.1.2, είναι εμφανής η διαφορά των τιμών της προκύπτουσας σχέσης από τις υπόλοιπες, οι οποίες έχουν προκύψει από μετρήσεις πάνω από ανοιχτές θάλασσες σε παρόμοιο εύρος ταχυτήτων του ανέμου όπως των Large and Pond (1981) και του Garrat (1977). Οι σχέσεις αυτές οδηγούν σε μικρότερες τιμές σε σχέση με την πλειοψηφία των μετρήσεων πάνω από το Αιγαίο.

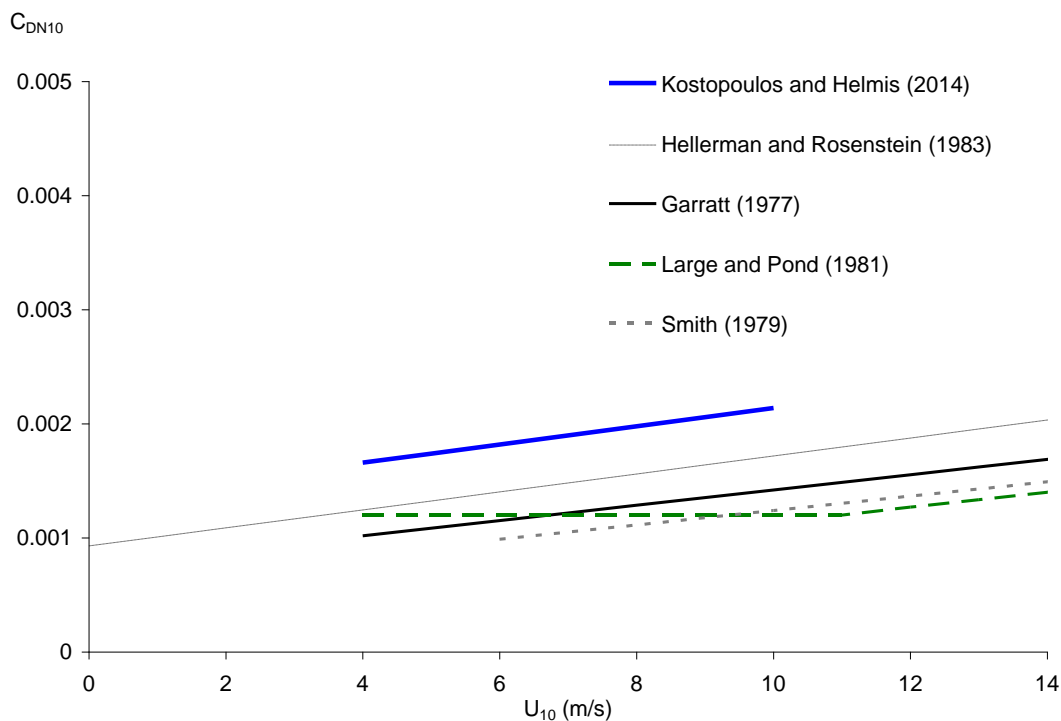
**Πίνακας 5.7.1.2 Παραμετροποιήσεις του αεροδυναμικού συντελεστή  $C_{DN10}$  με την ταχύτητα ανέμου, σύμφωνα με τους Large and Pond, Smith, Garrat και από τα δεδομένα του πειράματος στην Κάρπαθο (ΚΗ)**

Μετρήσεις/Αναφορά	$10^3 C_{DN10}$	Εύρος Ταχύτητας Ανέμου $U_{10}$ (m/s)
Kostopoulos and Helmis (2015)	$0.080 \cdot U_{10} + 1.34$	4-10
Garratt (1977)	$0.067 \cdot U_{10} + 0.75$	4-21
Large and Pond (1981)	1.2	4-11
	$0.065 \cdot U_{10} + 0.49$	11-25
Smith (1979)	$0.063 \cdot U_{10} + 0.61$	6-22

Αξίζει να σημειωθεί πως τα δεδομένα στα οποία βασίζονται οι παραμετροποιήσεις των Large and Pond (1981) και του Smith (1979), προέκυψαν από μετρήσεις πάνω σε μια σταθερή πλατφόρμα και σχετικά βαθειά νερά του Ατλαντικού ωκεανού, περίπου 20km ανοιχτά του λιμανιού Χάλιφαξ στον Καναδά. Η σχέση του Garrat (1977) από την άλλη μεριά έχει προκύψει χρησιμοποιώντας μεγαλύτερο δείγμα μετρήσεων, από δεκαεπτά (17) διαφορετικά πειράματα. Η παραμετροποίηση των HR έχει προκύψει χρησιμοποιώντας τις υπολογιζόμενες μέσες τιμές του συντελεστή σε διάφορα εύρη ταχυτήτων και θερμοκρασιακών διαφορών στην μελέτη του Bunker (1976), από ένα πολύ



μεγάλο πλήθος μετρήσεων ανέμου και θερμοκρασίας από ανεξάρτητα πλοία, μεταξύ 1941 και 1972. Για τους υπολογισμούς των τιμών του  $C_{DN10}$  στην μελέτη αυτή, ο Bunker χρησιμοποίησε την σχέση των Smith and Banke (1975) συναρτήσει της έντασης του ανέμου, η οποία δημιουργήθηκε από δεδομένα από την πλατφόρμα στο Χάλιφαξ (Smith 1970) σε συνδυασμό με μετρήσεις από μετεωρολογικό ιστό στην ακτή της μικρής νήσου Sable, ανατολικότερα της πλατφόρμας (περί τα 200km).



**Σχήμα 5.7.1.2** Η προκύπτουσα παραμετροποίηση του συντελεστή  $C_{DN10}$  από τα δεδομένα της Καρπάθου (μπλε γραμμή) καθώς και οι αντίστοιχες καμπύλες των Large and Pond (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή), του Smith (γκρι διακεκομμένη), του Garratt (μαύρη γραμμή) και των Hellerman and Rosenstein (μαύρη διακεκομμένη γραμμή) συναρτήσει της έντασης του ανέμου στο ύψος των 10m (πίνακας 3.7.2).

Η παραμετροποίηση των HR (ALERMO) είναι μία δευτέρου βαθμού πολυωνυμική συνάρτηση του ανέμου (σχέσης 5.7.1.2) στα 10m υπό ουδέτερες συνθήκες, οι συντελεστές ( $c_0$ ,  $c_1$  και  $c_2$ ) της οποίας παρουσιάζονται επίσης στον πίνακα 5.7.1.3 (δεύτερη γραμμή).

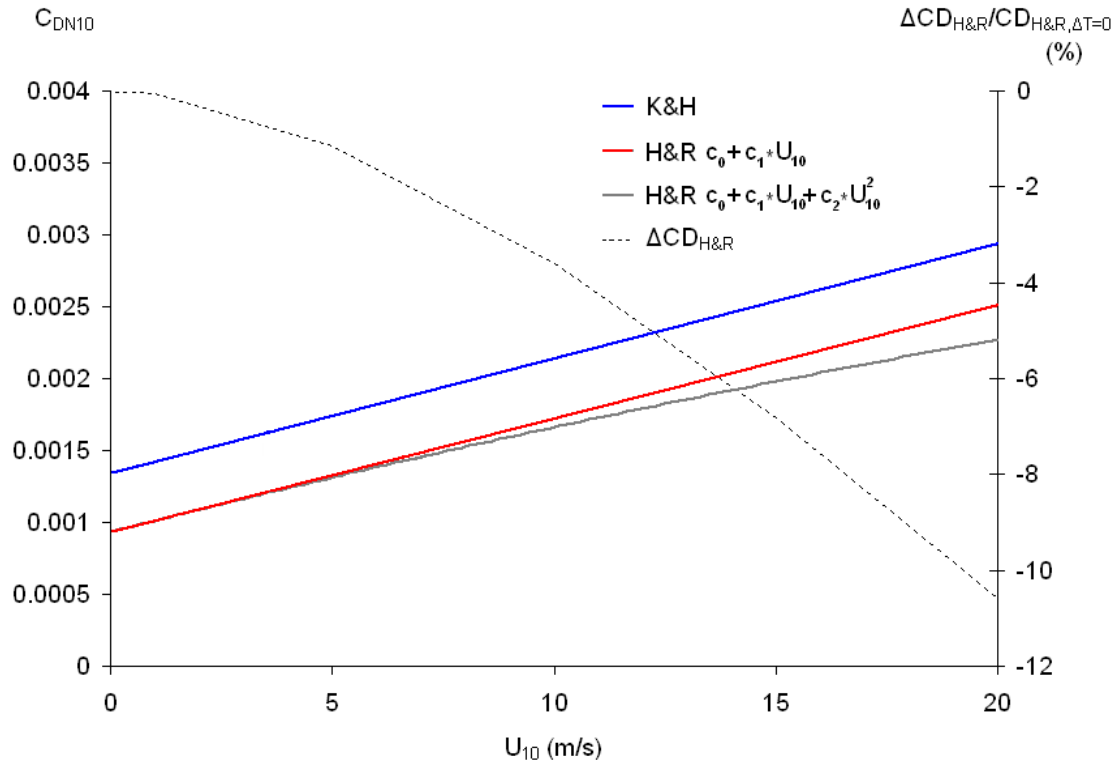
$$C_{DN10} = c_0 + c_1 \cdot U_{10} + c_2 \cdot U_{10}^2 \quad (5.7.1.2)$$

Σημειώνεται ότι η παραμετροποίηση των HR περιλαμβάνει επίσης την επίδραση της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας (πίνακας 5.7.1.3, τρίτη γραμμή) συνεπώς η σύγκριση μεταξύ των δύο παραμετρικών εξισώσεων, KH και HR (πίνακας 5.7.1.3, πρώτη και δεύτερη γραμμή), λαμβάνει χώρα υπό την υπόθεση ότι η θερμοκρασία του αέρα και της θάλασσας στην διεπιφάνεια είναι ίσες. Η υπόθεση της ουδέτερης κατάστασης του αέρα πάνω από την θάλασσα διαχωρίζει ουσιαστικά την επίδραση του ανέμου από αυτήν της θερμοκρασίας, κατάσταση η οποία ξεκάθαρα παρατηρήθηκε πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου (§5.2).

**Πίνακας 5.7.1.3. Οι τιμές των συντελεστών της συναρτησιακής σχέσης του συντελεστή  $C_{DN10}$  με την ταχύτητα του ανέμου στα 10m ύψος υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας, της νέας παραμετροποίησης KH ( $c_0, c_1$ ) και της HR ( $c_0, c_1, c_2$ ) και οι τιμές των συντελεστών της HR συναρτήσεως της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας ( $c_3, c_4, c_5$ ).**

$C_{D10}$	$c_0$	$c_1 \cdot U_{10}$	$c_2 \cdot U_{10}^2$	$c_3 \cdot \Delta T$	$c_4 \cdot \Delta T^2$	$c_5 \cdot U_{10} \cdot \Delta T$
K & H	$1.34 \cdot 10^{-3}$	$7.98 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-
H & R $\Delta T=0$	$0.93 \cdot 10^{-3}$	$7.88 \cdot 10^{-5}$	$- 6.16 \cdot 10^{-7}$	-	-	-
H & R	$0.93 \cdot 10^{-3}$	$7.88 \cdot 10^{-5}$	$- 6.16 \cdot 10^{-7}$	$8.68 \cdot 10^{-5}$	$- 1.20 \cdot 10^{-6}$	$- 2.14 \cdot 10^{-6}$

Οι δύο σχέσεις σύμφωνα με τον πίνακα 5.7.1.3, εμφανίζουν σχεδόν ίδιο πρωτοβάθμιο συντελεστή ( $c_1$ , κλίση). Η πολύ μικρή αλλαγή στην κλίση λόγω του δευτεροβάθμιου συντελεστή ( $c_2$ ) στην εξίσωση HR, προκαλεί μείωση τιμών του συντελεστή λιγότερο από 10% για ταχύτητες ανέμου έως 20m/s, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.1.3. Η σχέση KH από την άλλη μεριά παρουσιάζει μεγαλύτερο σταθερό συντελεστή ( $c_0$ ) της εξίσωσης κατά 30%. Αυτό σημαίνει πως για ένα μέσο ετήσιο εύρος ταχυτήτων του ανέμου πάνω από το Αιγαίο, η εφαρμοζόμενη τάση στην επιφάνεια της θάλασσας από την ατμόσφαιρα, υπό ουδέτερες συνθήκες, προκύπτει κατά ένα τρίτο (1/3) περίπου μεγαλύτερη (33%, βλ. §6.2) χρησιμοποιώντας την νέα σχέση (KH).



**Σχήμα 5.7.1.3** Η προκύπτουσα παραμετροποίηση του συντελεστή  $C_{DN10}$  από τα δεδομένα της Καρπάθου (μπλε γραμμή) μαζί με την καμπύλη των Hellerman and Rosenstein υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας με ( $c_2 \neq 0$ , γκρι γραμμή) και χωρίς ( $c_2 = 0$ , κόκκινη γραμμή) τον δευτεροβάθμιο συντελεστή  $c_2$  της εξίσωσης (πίνακας 4.5.2), συναρτήσει της έντασης του ανέμου στο ύψος των 10m. Με διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η ποσοστιαία επί της εκατό μείωση των τιμών του συντελεστή για  $c_2 \neq 0$  σε σχέση με τις τιμές για  $c_2 = 0$ .

Οι υψηλές τιμές μεταφοράς ορμής αλλά και του αντίστοιχου συντελεστή τυρβώδους μεταφοράς ( $C_{D10}$ ) σε σχέση με τις ανοιχτές θάλασσες, οι οποίες βρέθηκαν πάνω από τα νερά του Αιγαίου, μπορούν να αποδοθούν στην κυρίαρχη ανεμογενή φύση των κυμάτων, λόγω της περιορισμένης έκτασης της αλληλεπίδρασης αέρα-θάλασσας στην περιοχή. Το γεγονός αυτό αντικατοπτρίστηκε ξεκάθαρα στις προκύπτουσες καμπύλες παραμετροποίησης τόσο των τιμών της ταχύτητας τριβής ( $u_*$ ) όσο του συντελεστή  $C_{D10}$  με την ταχύτητα του ανέμου, οι τιμές των οποίων βρέθηκαν να υποεκτιμούνται από το σύνολο αντίστοιχων σχέσεων από μετρήσεις πάνω από ανοιχτές θάλασσες και ωκεανούς, συμπεριλαμβανομένης και της σχέσης που χρησιμοποιείται από το μοντέλο θαλάσσιας κυκλοφορίας ALERMO.

Από την παραπάνω μελέτη, η παραμετροποίηση του συντελεστή  $C_{D10}$  κρίνεται αξιόπιστη για την εφαρμογή της σε προγνωστικό αριθμητικό μοντέλο. Από την άλλη μεριά, η μεγάλη διασπορά τιμών, πιθανότατα λόγω της έντονης εξάρτησης της παραμετροποίησης των συντελεστών τυρβώδους μεταφοράς της θερμότητας και της υγρασίας ( $C_Q$  και  $C_E$ ) από τις καταγραφές της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, αυξάνει το σφάλμα των σχετικών εκτιμήσεων. Όσον αφορά τον σχετικό συντελεστή για την υγρασία, δεν είναι επίσης ξεκάθαρο το εάν οι προκύπτουσες τιμές αντανακλούν έναν περισσότερο τοπικό χαρακτήρα.

## 6. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΑΕΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ( $C_D$ ) ΣΤΟ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ALERMO

Με στόχο την αξιολόγηση της νέας παραμετροποίησης, πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις των προγνώσεων του συστήματος ALERMO, με την χρήση της νέας παραμετροποίησης αλλά και με το σχήμα παραμετροποίησης που χρησιμοποιείται σήμερα από το μοντέλο.

Συνολικά, εξετάστηκαν τα αποτελέσματα εκατόν πενήντα (150) ημερών, από τριάντα (30) πενταήμερες προγνώσεις του μοντέλου, για τα έτη 2012 και 2013. Η επιλογή της πειραματικής περιόδου βασίστηκε στην ανάγκη να ληφθούν υπ' όψιν όλες οι εποχές του έτους και τα αντίστοιχα πεδία ανέμου στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Συγκεκριμένα, επιλέχθηκαν δύο τουλάχιστον περίοδοι, για κάθε μήνα του έτους 2013 καθώς και δύο ακόμα περίοδοι, μία το καλοκαίρι και μία το χειμώνα του 2012, στις οποίες έπνεαν άνεμοι μέτριας ή ισχυρής έντασης πάνω από το Αιγαίο. Οι ημερομηνίες των πενταήμερων περιόδων για το έτος 2013 είναι οι εξής: 04-08 και 10-14 Ιανουαρίου, 05-09 και 14-18 Φεβρουαρίου, 01-05, 06-10 και 12-16 Μαρτίου, 14-18 και 21-25 Απριλίου, 01-05, 15-19 και 22-26 Μαΐου, 10-14 και 17-21 Ιουνίου, 03-07 και 13-17 Ιουλίου, 01-04, 09-13 και 22-27 Αυγούστου, 01-04 και 15-19 Σεπτεμβρη, 02-06, 08-12 και 22-24 Οκτώβρη, 03-07 και 14-18 Νοέμβρη, 01-04 και 22-24 Δεκέμβρη. Για το έτος 2012, οι περίοδοι μελέτης είναι: 01-05 Αυγούστου και 01-05 Μαρτίου.

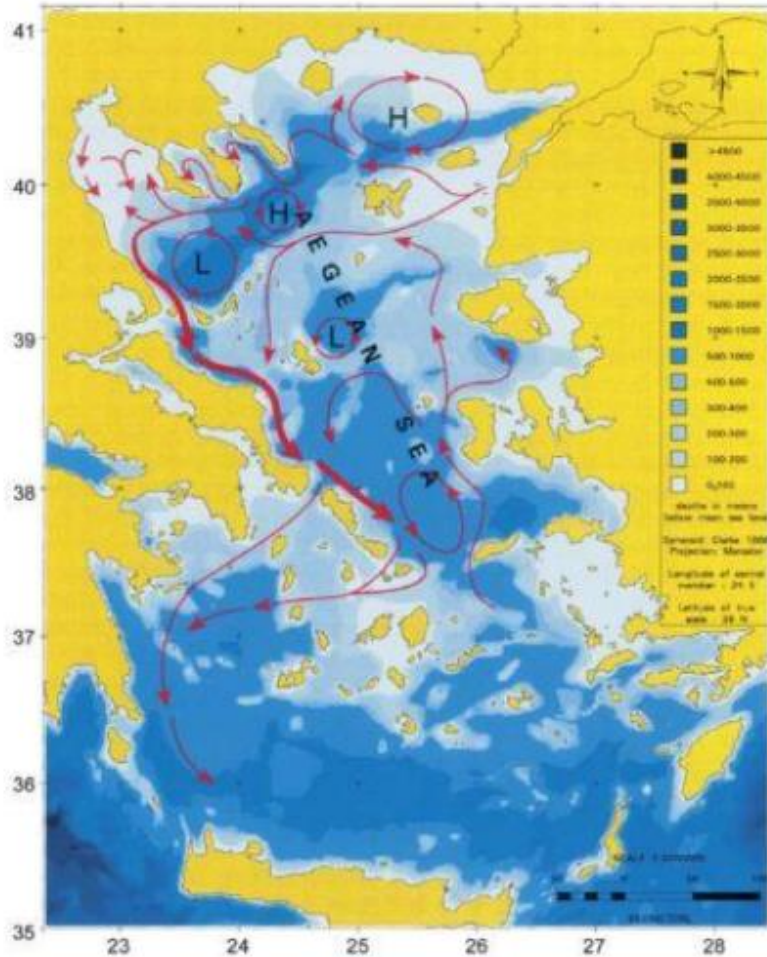
Οι προγνώσεις πραγματοποιήθηκαν με την χρήση της παραμετροποίησης που προτείνεται στη διατριβή (KH) αλλά και με το σχήμα παραμετροποίησης που χρησιμοποιείται από το μοντέλο ( $HR_{\Delta T=0}$ ), υπό την υπόθεση ότι η θερμοκρασία του αέρα και της θάλασσας στην διεπιφάνεια είναι ίσες (βλ. §5.7.1). Επιπρόσθετα, οι προγνώσεις επαναλήφθηκαν με σκοπό την εξέταση της επίδρασης της ευστάθειας της ατμόσφαιρας στις τιμές του συντελεστή  $C_D$  και για τα δύο σχήματα παραμετροποίησης, ( $KH_{\Delta T}$  και  $HR$ ), χρησιμοποιώντας τις τιμές των συντελεστών ( $c_4$ ,  $c_5$ ,  $c_6$ ) της σχέσης των  $HR$  συναρτήσει της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας (πίνακας 5.7.1.3), σε κάθε κελί του πλέγματος του μοντέλου.

Τα αποτελέσματα των παραπάνω εφαρμογών, αναφορικά με την πρόβλεψη της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας της θάλασσας από το πρώτο επίπεδο του μοντέλου (1σ), συγκρίθηκαν με αντίστοιχα πειραματικά δορυφορικά (Corernicus, Nardelli et al. 2013) δεδομένα της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας για όλες τις χρονικές περιόδους πρόγνωσης (§6.4). Συγκρίσεις μεταξύ των αποτελεσμάτων του μοντέλου με την χρήση των δύο διαφορετικών παραμετροποιήσεων πραγματοποιήθηκαν επίσης στις ημερήσιες προγνώσεις (24h) της επιφανειακής ταχύτητας, της κινητικής ενέργειας (§6.3) και της αλατότητας (βλ. §6.4) της θάλασσας στα πρώτα 10 m βάθος καθώς και στις αντίστοιχες τιμές του συντελεστή  $C_D$  (§6.2) σε κάθε κελί του μοντέλου.

## **6.1 Περιοχή Μελέτης**

### **6.1.1 Χαρακτηριστικά της θάλασσας του Αιγαίου**

Η θάλασσα του Αιγαίου αποτελεί μια ημίκλειστη θάλασσα με πολύπλοκη τοπογραφία και επιφανειακή κυκλοφορία των υδάτων (εικόνα 6.1.1.1). Έχει βρεθεί ότι επηρεάζεται σημαντικά από τις διαδικασίες ανάμιξης κοντά στην επιφάνεια και ιδιαίτερα από την ανταλλαγή ορμής στην διεπιφάνεια με την ατμόσφαιρα (Sofianos et al. 2010). Σύμφωνα με τους Sofianos et al. (2002), η παρατηρούμενη επιφανειακή κυκλοφορία παρουσιάζει εποχιακό χαρακτήρα και σχετίζεται με την εποχικότητα τόσο του πεδίου του ανέμου όσο και των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών της περιοχής. Χαρακτηρίζεται από δυναμικές δομές, όπως μέσης κλίμακας κυκλωνικούς και αντικυκλωνικούς στροβίλους ακτίνας Rossby της τάξης των 10km. Κάποιες από αυτές τις δομές, όπως ο κυκλώνας της Χίου στο κεντρικό Αιγαίο, ο αντικυκλώνας στο βόρειο-ανατολικό Αιγαίο και το ρεύμα στις ανατολικές ακτές της Εύβοιας (εικόνα 6.1.1.1), παρατηρούνται καθ'όλη την διάρκεια του έτους ενώ άλλες δομές συνδέονται σχεδόν αποκλειστικά με το πεδίο του ανέμου.



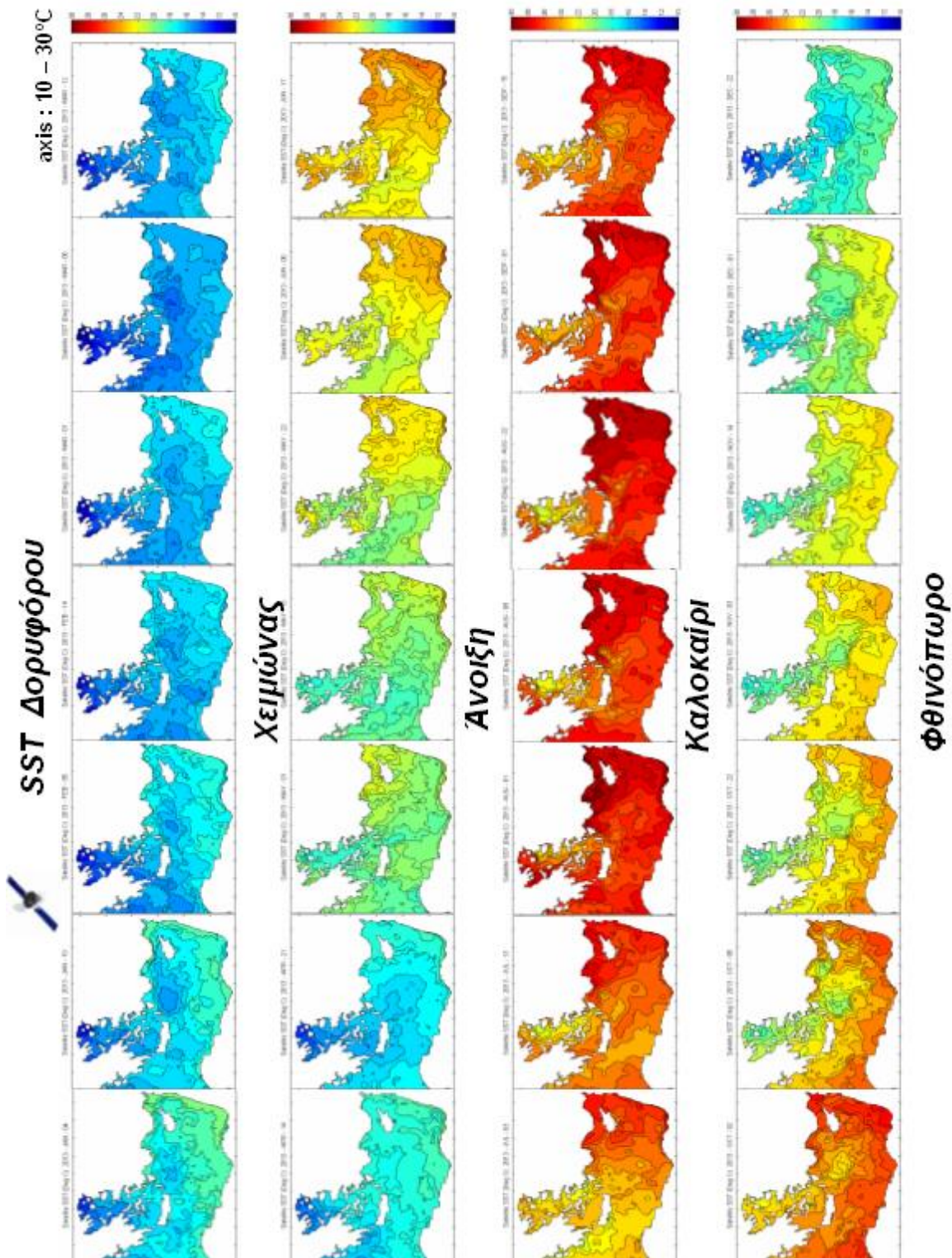
**Εικόνα 6.1.1.1 Η επιφανειακή κυκλοφορία στο Αιγαίο βάσει μετρήσεων από drifter buoys (διδακτορική διατριβή του Δρ. Βερβάτη Β., 2012). Με διαφορετικά χρώματα παρουσιάζεται το βάθος της θάλασσας, σύμφωνα με την αντίστοιχη κλίμακα.**

Η επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων παρουσιάζει έντονη χωροχρονική διακύμανση. Ο χαρακτήρας αυτός οφείλεται κατά βάση στην είσοδο υδάτων χαμηλής θερμοκρασίας και αλατότητας από την Μαύρη θάλασσα στο βόρειο Αιγαίο μέσω του στενού στα Δαρδανέλλια και υδάτων μεγαλύτερης θερμοκρασίας και αλατότητας (Λεβαντινά νερά) από τα στενά κυρίως ανατολικά της Κρήτης. Σημαντικά μικρότερη και περισσότερο τοπική αποτελεί η εισροή υδάτων από ποταμούς κατά μήκος των ακτών του Αιγαίου. Η εισροή υδάτων από την Μαύρη θάλασσα παρουσιάζει εποχιακή διακύμανση με ελάχιστο τον χειμώνα και μέγιστο το καλοκαίρι (Tzali et al. 2010).

Η κυκλοφορία στο βορειοανατολικό Αιγαίο παίζει κρίσιμο ρόλο στην επανακυκλοφορία των υδάτων από την Μαύρη θάλασσα με αποτέλεσμα την διασπορά χαμηλής θερμοκρασίας και αλατότητας επιφανειακών υδάτων στο βόρειο Αιγαίο και τη δημιουργία ενός τοπικού θερμοκρασιακού μετώπου με μεσημβρινό προσανατολισμό, στο γεωγραφικό πλάτος του στενού των Δαρδανελίων. Η έντονη διακύμανση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας του Αιγαίου οφείλεται επίσης σε μεγάλο βαθμό και στις διαδικασίες ανάβλυσης και έντονης ανάμειξης υδάτων στα ανατολικά παράλια, λόγω των δυνατών και επίμονων ετησίων ανέμων κατά την διάρκεια του καλοκαιριού.

Οι προκύπτουσες βαθμίδες θερμοκρασίας στην επιφάνεια του Αιγαίου συνολικά παρουσιάζουν εποχική διακύμανση, σύμφωνα με τους Skliris et al. (2011), με ισημερινό προσανατολισμό από Ιούνιο έως Σεπτέμβριο και μεσημβρινό από Οκτώβριο έως Μάιο. Επίσης, βάσει δορυφορικών παρατηρήσεων από το 1985 έως το 2006 (Skliris et al., 2011), έχει προκύψει ότι η εντονότερη χωροχρονική διακύμανση λαμβάνει χώρα τον μήνα Αύγουστο (βλ. σχήματα 5.3.5a και 6.4.2a για την 5<sup>η</sup> και την 1<sup>η</sup> Αυγούστου του 2012 και του 2013 αντίστοιχα). Οι σχετικές δορυφορικές παρατηρήσεις για την περίοδο μελέτης παρουσιάζονται στο σχήμα 6.1.1.2 και επιβεβαιώνουν τα παραπάνω. Στο σχήμα 6.1.1.2, παρατηρείται η βαθμίδα τιμών της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας στην λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, να έχει προσανατολισμό από βορρά προς νότο το φθινόπωρο και τον χειμώνα, με τα ψυχρότερα νερά να εμφανίζονται στο βόρειο Αιγαίο. Την άνοιξη και ιδιαίτερα το καλοκαίρι, παρουσιάζεται έντονη χωροχρονική διακύμανσή της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας. Η σχετική βαθμίδα τιμών τους μήνες αυτούς, εμφανίζει σταδιακά προσανατολισμό από δύση σε ανατολή, με τα θερμότερα νερά να εμφανίζονται στην ανατολική Μεσόγειο.

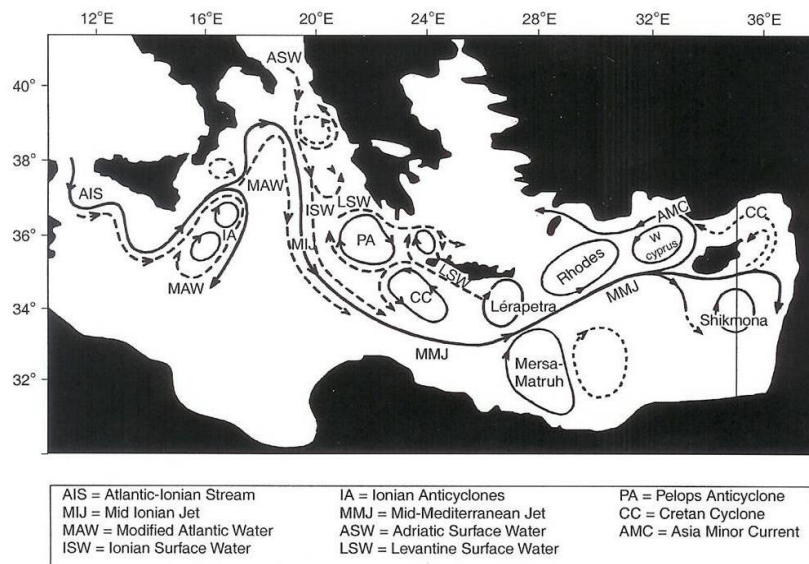




Σχήμα 6.1.1.2 Η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας βάσει των δορυφορικών παρατηρήσεων για την πρώτη ημέρα κάθε πενταήμερης περιόδου πρόγνωσης του μοντέλου κατά την περίοδο μελέτης, το έτος 2013.

### 6.1.2 Η θάλασσα της Λεβαντίνης

Νοτιότερα και ανατολικά του Αιγαίου εκτείνεται η θάλασσα της Λεβαντίνης, η οποία χαρακτηρίζεται από τα περισσότερο αλμυρά και ζεστά νερά της Μεσογείου. Η επιφανειακή κυκλοφορία είναι πολύπλοκη και στην περιοχή λαμβάνει χώρα καταβύθιση υδάτων υψηλής αλατότητας, η οποία δημιουργεί τα ενδιάμεσα Λεβαντινά νερά.



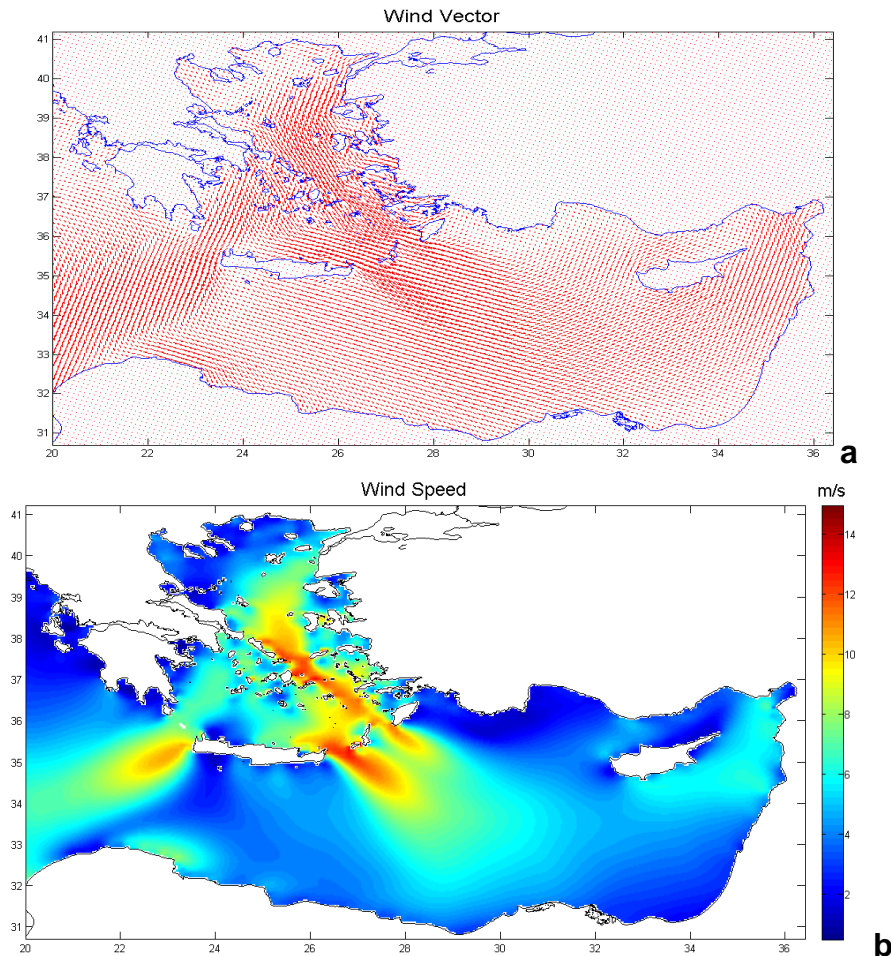
**Εικόνα 6.1.2.1 Οι κυριότερες δομές της επιφανειακής κυκλοφορίας στη θάλασσα της Λεβαντίνης (Malanotte-Rizzoli, 2001)**

Οι μεγαλύτερες δομές επιφανειακής κυκλοφορίας οι οποίες αλληλεπιδρούν δυναμικά είναι οι αντικυκλώνες Mersa Matruh και Shikmona στο νότιο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της θάλασσας της Λεβαντίνης αντίστοιχα και ο κυκλώνας νότια της Ρόδου (εικόνα 6.1.2.1). Άλλες χαρακτηριστικές ισχυρές δομές μέσης κλίμακας είναι μεταξύ άλλων ο στρόβιλος της Ιεράπετρας και το ρεύμα στα νότια παράλια της Μικράς Ασίας. Ο στρόβιλος της Ιεράπετρας παρουσιάζει επίμονο εποχικό χαρακτήρα κατά την διάρκεια του καλοκαιριού και φαίνεται να σχετίζεται έντονα με την χωρική κατανομή της επιφανειακής τάσης του ανέμου στην περιοχή (Amitai et al. 2010). Σύμφωνα με τους Amitai et al. (2010) πέραν της εποχικής και μακράς διάρκειας περιοδικότητας της επιφανειακής κυκλοφορίας,

μικρής διάρκειας, σποραδικές και εξωτερικά τυρβώδης δομές εμφανίζονται και δρουν συνεχώς τροποποιώντας την επιφανειακή κυκλοφορία στην περιοχή.

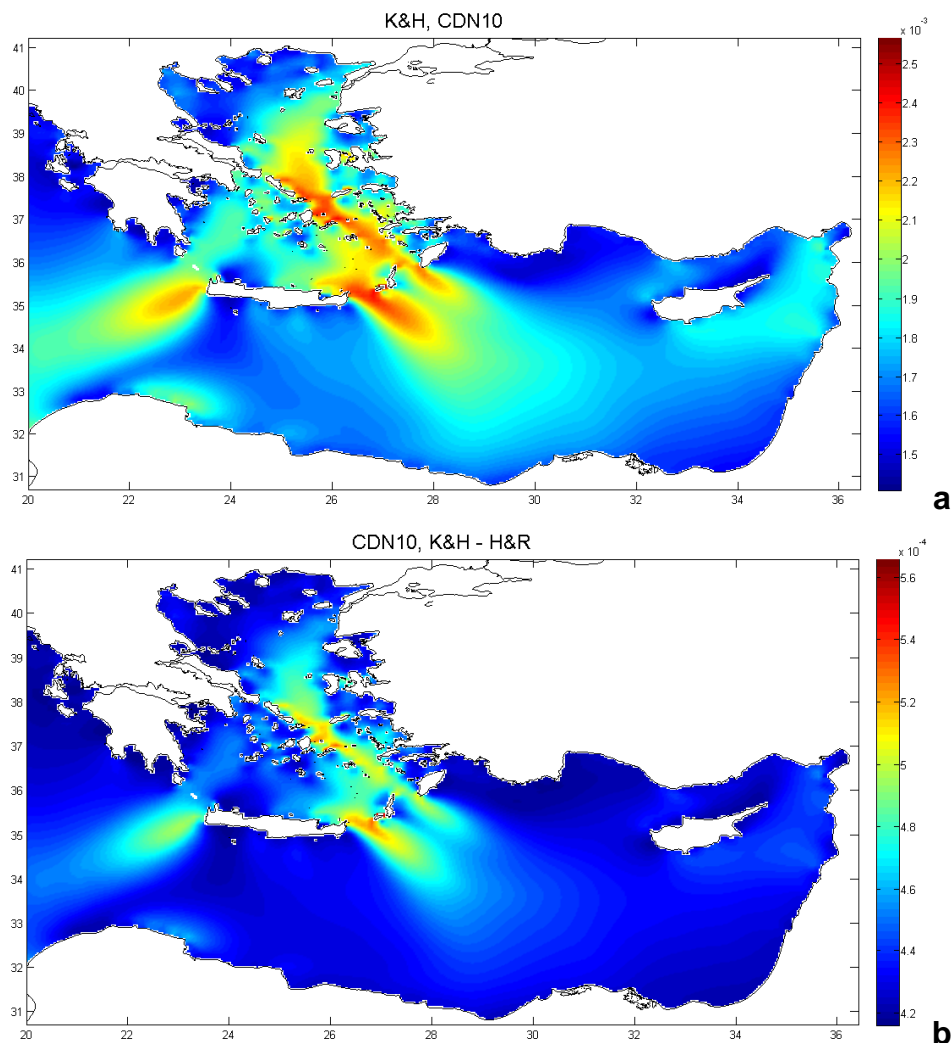
## 6.2 Διαφορές των τιμών του συντελεστή $C_{DN10}$ στην περιοχή μελέτης

Όπως παρουσιάστηκε στην παράγραφο 5.7.1, οι τιμές του συντελεστή  $C_D$  από την παραμετροποίηση που προτείνεται στη διατριβή υπό ουδέτερες συνθήκες του αέρα, προκύπτουν μεγαλύτερες, κατά ένα τρίτο (1/3) περίπου, σε σχέση με αυτές του σχήματος παραμετροποίησης που χρησιμοποιείται από το μοντέλο, για ταχύτητες ανέμου έως 20m/s. Η μέση αύξηση των τιμών του συντελεστή  $C_{DN10}$  προέκυψε 33% για όλη την περίοδο (150 ημέρες) και για κάθε κελί του μοντέλου (493x316).



Σχήμα 6.2.1 Τα πεδία των μέσων ημερήσιων τιμών του μέτρου της έντασης (b, κάτω) και του διανύσματος της ταχύτητας του ανέμου (a, πάνω) στα 10m πάνω από την θάλασσα, για την 01/08/2013.

Στο σχήμα 6.2.1 παρουσιάζονται, το πεδίο των μέσων ημερήσιων τιμών του μέτρου της έντασης (b) και του διανύσματος ταχύτητας του ανέμου στα 10m πάνω από την θάλασσα (a), για την 01/08/2013. Αξίζει να σημειωθεί πως οι μέγιστες τιμές της έντασης του ανέμου, όπως εμφανίζονται κυρίως στο κεντρικό (όμοια με τα αποτελέσματα των μετρήσεων των buoys κατά την διάρκεια του πρώτου πειράματος, βλ. §5.2) αλλά και νότιο Αιγαίο, με κύριο προσανατολισμό παράλληλο των δυτικών ακτών και σταδιακή εξασθένηση τόσο προς τα ανατολικά όσο και τα δυτικά παράλια, αποτελούν χαρακτηριστικό των ετησίων ανέμων.



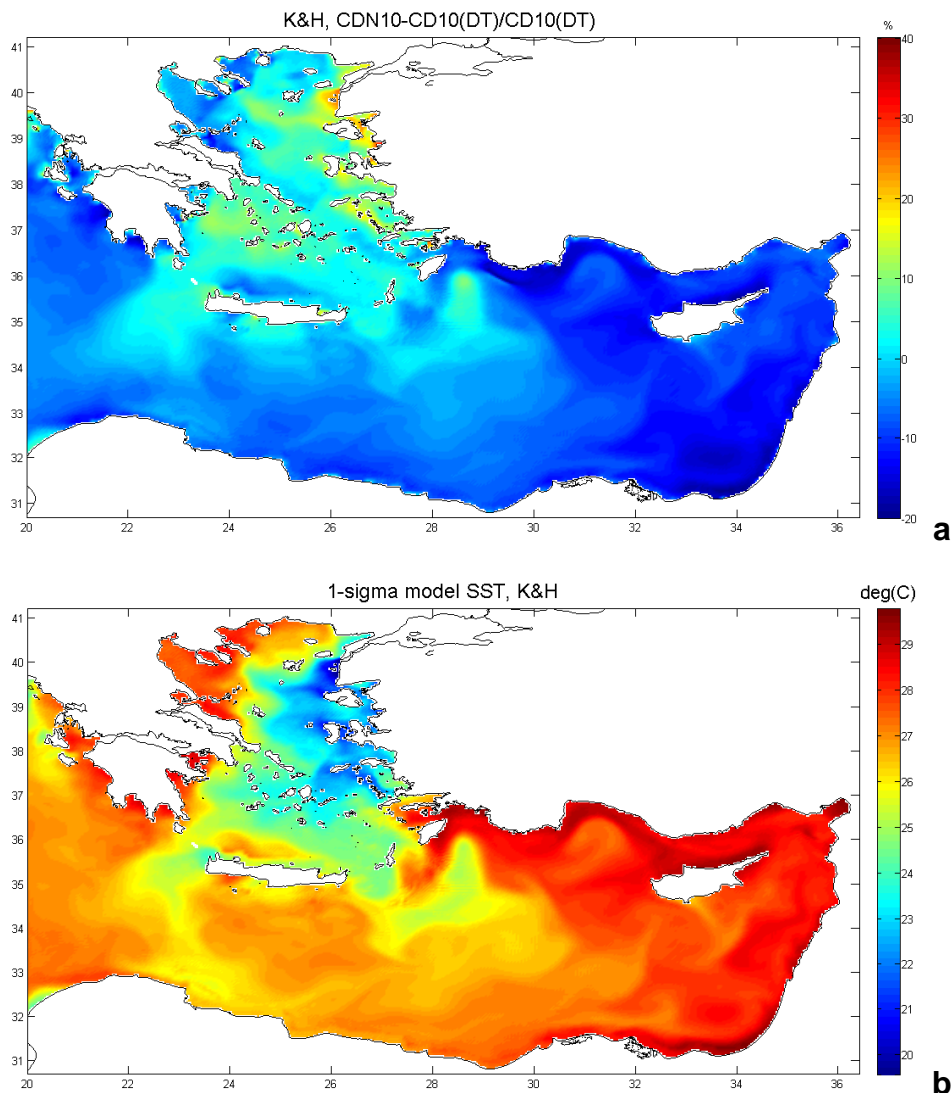
**Σχήμα 6.2.2** Τα πεδία των μέσων ημερήσιων τιμών του συντελεστή  $C_{DN10}$  (a, πάνω) με την χρήση της παραμετροποίησης που προτείνεται από την διατριβή (KH) και της διαφοράς των τιμών (b, κάτω) με τις αντίστοιχες της παραμετροποίησης που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR), για την 01/08/2013.

Στο σχήμα 6.2.2a, παρουσιάζονται οι μέσες τιμές του συντελεστή  $C_{DN10}$  βάσει της νέας παραμετροποίησης (KH) την 01/08/2013. Είναι εμφανής η αναλογία του διαγράμματος των μέσων ημερήσιων τιμών του συντελεστή με το αντίστοιχο της μέσης έντασης της ταχύτητας του ανέμου (σχήμα 6.2.1b), αφού οι τιμές του συντελεστή  $C_{DN10}$  προκύπτουν ως γραμμική συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου στα 10m ύψος.

Στο σχήμα 6.2.2b παρουσιάζεται η υπολογιζόμενη διαφορά των μέσων τιμών του συντελεστή  $C_{DN10}$  για τις δύο παραμετροποιήσεις, σε κάθε κελί της περιοχής μελέτης, για την 01/08/2013. Είναι εμφανές στο σχήμα 6.2.2b, ότι οι περιοχές αυξημένων διαφορών των τιμών του συντελεστή αντιστοιχούν σε περιοχές μεγάλων τιμών της ταχύτητας του ανέμου (όπως αναμένεται βλ. σχήμα 5.7.1.3), λόγω της μείωσης της κλίσης της καμπύλης τιμών των HR για ταχύτητες πάνω από 10m/s. Στις άλλες περιοχές του σχήματος 6.2.1b όπου εμφανίζονται μέσες ημερήσιες ταχύτητες μικρότερες από 10m/s, η προκύπτουσα διαφορά είναι σταθερή και σχεδόν ίση με την διαφορά των σταθερών συντελεστών ( $c_0$ ) της εξίσωσης των HR και της προτεινόμενης από την διατριβή (βλ. πίνακα 5.7.1.3).

Στο σχήμα 6.2.3a, παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες διαφορές των ημερήσιων μέσων τιμών του συντελεστή  $C_{D10}$  για την 01/08/2013, μεταξύ της νέας παραμετροποίησης (KH,  $C_{DN10}$ ) για ουδέτερες συνθήκες ( $\Delta T_{a-s}=0$ ) και στην περίπτωση που λαμβάνεται υπόψη και η επίδραση της ευστάθειας ( $\Delta T_{a-s}\neq 0$ ) της ατμόσφαιρας στις τιμές του συντελεστή (προς τις τιμές για ουδέτερες συνθήκες). Στο σχήμα 6.2.3b παρουσιάζονται οι μέσες ημερήσιες τιμές της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (1σ επίπεδο μοντέλου), για την ίδια ημέρα. Οι διαφορές των τιμών του συντελεστή  $C_{D10}$  στο σχήμα 6.2.3a, εμφανίζονται στις περιοχές κατάντη των έντονων βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, οι οποίες παρουσιάζονται στο σχήμα 6.2.3b. Στις περιοχές αυτές, για παράδειγμα στο Αιγαίο, παρουσιάζεται μείωση τιμών, της οποίας η ένταση αυξάνεται από 10 έως 20% κατά την ροή από θερμότερα σε πιο κρύα επιφανειακά νερά, ιδιαίτερα πλησίον περιοχών έντονης ανάβλυσης υδάτων στα παράλια της Μ. Ασίας και ακόμα πιο τοπικά έως 30%, για παράδειγμα κατάντη του μετώπου των ψυχρότερων υδάτων από την Μαύρη θάλασσα στο βόρειο

Αιγαίο. Σε παρόμοιο εύρος τιμών εμφανίζεται και αύξηση τιμών του συντελεστή έως 20%, κυρίως νοτιοανατολικά του Αιγαίου (π.χ. νότια της Καρπάθου ή δυτικά της Κρήτης), λόγω της μεταφοράς του αέρα πάνω από τα αρκετά θερμότερα Λεβαντινά νερά.



**Σχήμα 6.2.3** Τα πεδία των μέσων ημερήσιων ποσοστιαίων διαφορών των τιμών του συντελεστή  $C_{DN10}$  με την χρήση και χωρίς της επίδρασης της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα θάλασσας στις τιμές του συντελεστή με την χρήση της νέας παραμετροποίησης (a, πάνω) και της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από το επίπεδο 1σ του μοντέλου (b, κάτω), για την 01/08/2013.

Οι αλλαγές στην τιμή του συντελεστή  $C_{D10}$  βρέθηκε να φτάνουν έως και το 50% (μείωση) κατά την διάρκεια του καλοκαιριού, κατάντη τυπικών έντονων βαθμίδων

της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας στις ανατολικές ακτές του Αιγαίου ενώ σημαντικές διαφορές (αύξηση) εμφανίστηκαν και κατάντη των δυτικών και ανατολικών στενών της Κρήτης, και για τα δύο σχήματα παραμετροποίησης. Στο μόνιμο θερμοκρασιακό μέτωπο του βόρειου Αιγαίου (εκροή υδάτων από την Μαύρη Θάλασσα, βλ. §6.1.1), λόγω της έντονης τοπικής θερμοκρασιακής βαθμίδας καθόλη την διάρκεια του έτους, υψηλές τιμές διαφορών στις τιμές του συντελεστή  $C_{D10}$ , παρόμοιου (50%) ή μικρότερου μεγέθους, εμφανίστηκαν σε κάθε περίοδο πρόγνωσης. Μετά το τέλος του καλοκαιριού και την εμφάνιση έντονων βαθμίδων στην επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας λόγω της επίδρασης των μελεμιών (βλ. σχήμα 6.1.1.2), οι αλλαγές στις τιμές του συντελεστή εξαιτίας της επίδρασης της ευστάθειας του αέρα βρέθηκαν να είναι εν γένει αρκετά μικρότερες και πιο περιορισμένες.

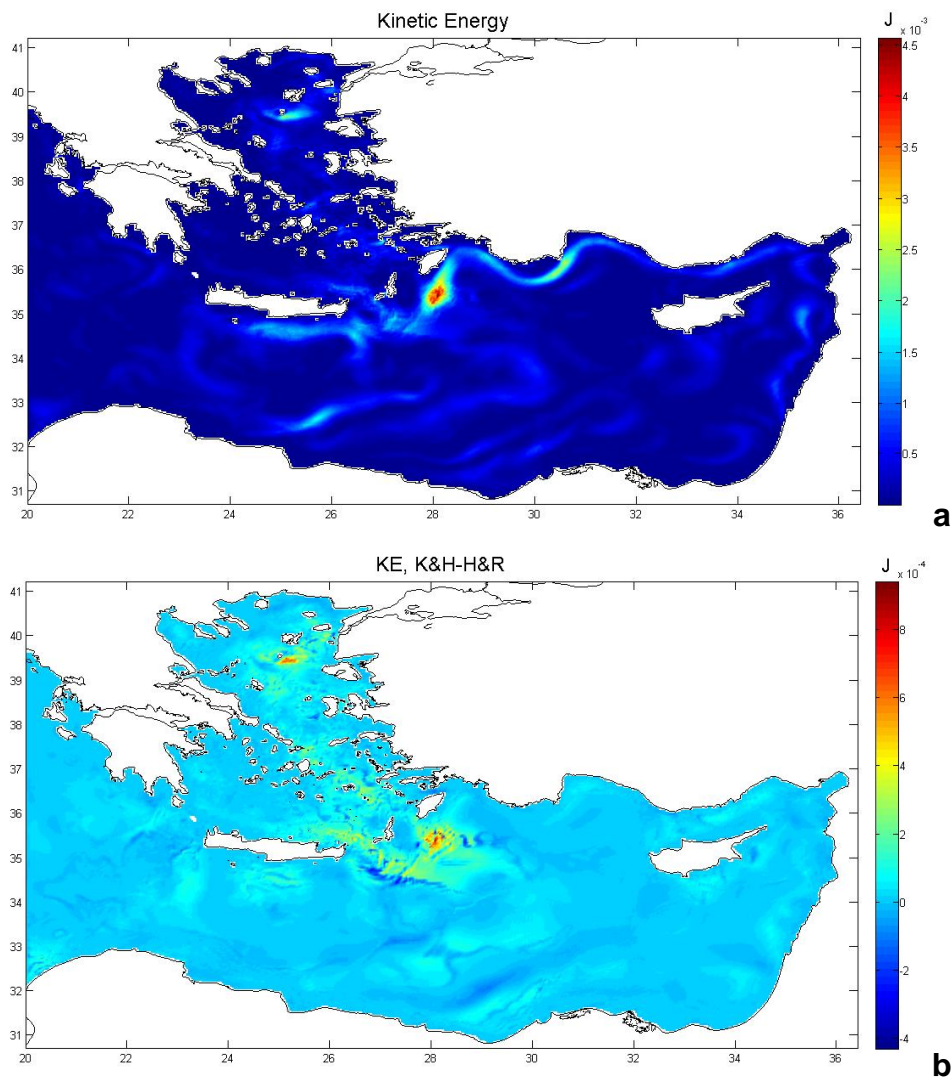
### 6.3 Επίδραση στην επιφανειακή κυκλοφορία

Η αύξηση των τιμών του συντελεστή  $C_{DN10}$  με την χρήση της παραμετροποίησης που προκύπτει από τη διατριβή, αντικατοπτρίστηκε στην μέση αύξηση τιμών της κινητικής ενέργειας (ΚΕ) του επιφανειακού στρώματος (πρώτα 10m) της θάλασσας σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης και καθόλη την πειραματική περίοδο, κατά 21% σε σχέση με τις προκύπτουσες τιμές με την χρήση του σχήματος του μοντέλου. Στον πίνακα 6.3.1 παρουσιάζονται οι μέσες ποσοστιαίες διαφορές για κάθε εποχή του χρόνου στην ωκεανογραφία (Ιανουάριος-Μάρτιος, Απρίλιος-Ιούνιος, Ιούλιος-Σεπτέμβριος, Οκτώβριος-Δεκέμβριος). Η ποσοστιαία αυτή αύξηση παρουσίασε μικρή εποχική διακύμανση σύμφωνα με τον πίνακα 6.3.1, πέραν του ελαχίστου τον χειμώνα, το οποίο πιθανότατα σχετίζεται με την εποχική διακύμανση του πάχους του στρώματος ανάμιξης της θάλασσας (Kara et al. 2009).

**Πίνακας 6.3.1 Εποχική μέση ποσοστιαία αύξηση της κινητικής ενέργειας των πρώτων 10m της θάλασσας με την χρήση του νέου σχήματος  $[(KH-HR_{\Delta T=0})/HR_{\Delta T=0}]$  για όλη την περιοχή μελέτης.**

Αύξηση ΚΕ	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
%	16	23	21	24

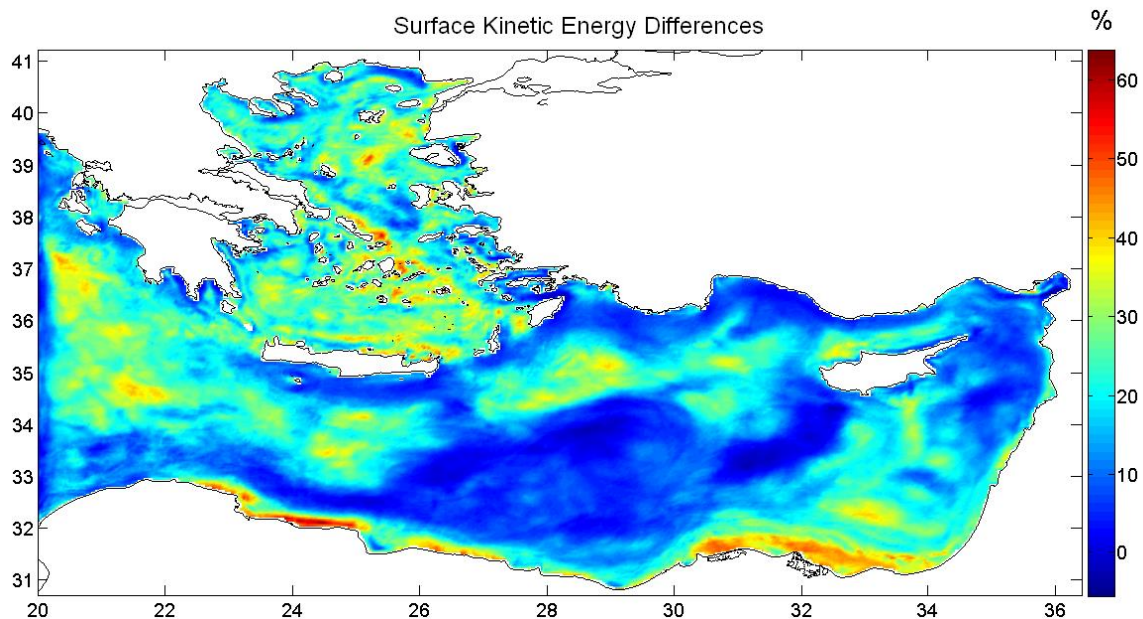
Στο σχήμα 6.3.1a παρουσιάζονται οι μέσες ημερήσιες τιμές της ΚΕ του οριακού στρώματος (τα πρώτα 10m) της θάλασσας για την 01/08/2013. Οι μέγιστες τιμές της ΚΕ αντικατοπτρίζουν τις κυρίαρχες παρατηρούμενες δομές της επιφανειακής κυκλοφορίας, τόσο στην θάλασσα της Λεβαντίνης όσο και του Αιγαίου. Οι διαφορές στις τιμές της ΚΕ στις δομές αυτές, όπως παρουσιάζονται στο σχήμα 6.3.1b, για παράδειγμα του κυκλώνα νότια της Ρόδου, έφτασαν την τάξη των  $10^{-4}$  J ενώ οι μέσες τιμές στην περιοχή εμφανίστηκαν να είναι της τάξης των  $10^{-3}$  J. Στο Αιγαίο, οι μέγιστες τιμές διαφοράς στο σχήμα 6.3.1b προκύπτουν συγκρίσιμες με τις μέσες τιμές της περιοχής (σχήμα 6.3.1a).



**Σχήμα 6.3.1** Το πεδίο τιμών της κινητικής ενέργειας των πρώτων 10m της θάλασσας (πάνω, a) και της ποσοστιαίας διαφοράς (κάτω, b) των αντίστοιχων τιμών με την χρήση των δύο σχημάτων παραμετροποίησης (KH-HR).



Στο σχήμα, 6.3.2, παρουσιάζονται οι τιμές της μέσης ποσοστιαίας διαφοράς για όλη την περίοδο μελέτης, της κινητικής ενέργειας των πρώτων 10m της θάλασσας με την χρήση των δύο παραμετροποιήσεων (KH-HR) σε σχέση με αυτή (HR) που χρησιμοποιείται από το μοντέλο.



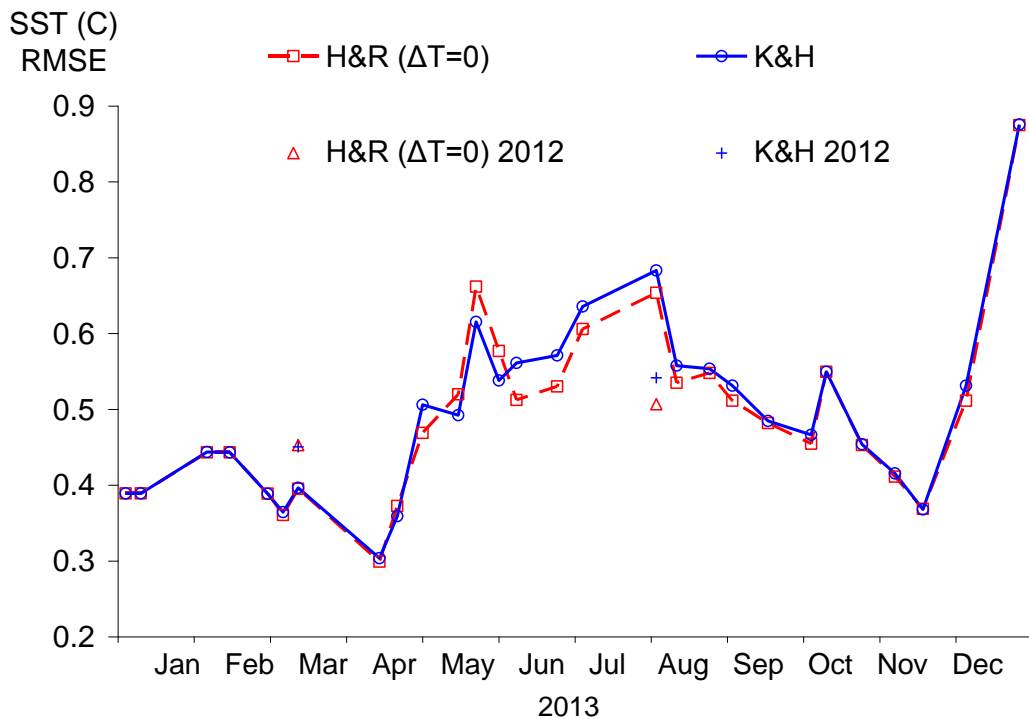
**Σχήμα 6.3.2 Το πεδίο τιμών της μέσης ποσοστιαίας διαφοράς για όλη την περίοδο μελέτης, της κινητικής ενέργειας των πρώτων 10m της θάλασσας με την χρήση των δύο σχημάτων παραμετροποίησης (KH-HR) σε σχέση με το σχήμα (HR) που χρησιμοποιείται.**

Οι κυρίαρχες δομές δεν παρουσίασαν αλλαγές με την αύξηση της τάσης του ανέμου με την χρήση της νέας παραμετροποίησης (KH). Παρουσιάστηκαν ωστόσο ενισχυμένες σε ένταση κατά 40% σχεδόν σε ολόκληρο το Αιγαίο, τοπικά έως και 50% συνολικά στην περίοδο μελέτης, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 6.3.2. Λόγω των ήδη μεγάλων τιμών της KE στις μεγάλες δομές, ιδιαίτερα της Λεβαντίνης (σχήμα 6.3.1a), οι ανταποκρινόμενες ποσοστιαίες διαφορές με την χρήση του νέου σχήματος συνολικά για όλη την περίοδο μελέτης παρουσιάζουν πολύ μικρές τιμές στο σχήμα 6.3.2. Μικρές διαφορές παρατηρήθηκαν στο μέγεθος, την έκταση και την θέση των κυρίαρχων δομών στην περίοδο μελέτης. Λόγω σχετικής μετατόπισης των επιφανειακών δομών μπορεί να εξηγηθεί και το μέγιστο του 60% στα βόρεια παράλια της Λιβύης αλλά και οι αρνητικές τιμές της διαφοράς στην κινητική ενέργεια του οριακού στρώματος της θάλασσας με την

χρήση του νέου σχήματος (KH) στο σχήμα 6.3.2, στα όρια των μεγάλων δομών της θάλασσας της Λεβαντίνης.

#### 6.4 Σύγκριση προγνώσεων με δορυφορικές παρατηρήσεις

Στο σχήμα 6.4.1, παρουσιάζεται η χρονοσειρά της μέσης απόκλισης των μέσων ημερήσιων τιμών της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας (1σ) του μοντέλου (RMSE) σε σχέση με τις δορυφορικές παρατηρήσεις, σε όλη την περιοχή ανά μήνα του έτους. Στο σχήμα αυτό, είναι φανερή η εποχική διακύμανση τόσο των ίδιων των τιμών του RMSE όσο και των διαφορών των προκυπτουσών τιμών μεταξύ των δύο σχημάτων παραμετροποίησης. Οι μικρότερες τιμές του RMSE εμφανίστηκαν εν γένει τον χειμώνα και το φθινόπωρο (0.3-0.4°C) και οι μέγιστες το καλοκαίρι αλλά και την άνοιξη (0.5-0.7°C).



**Σχήμα 6.4.1** Η χρονοσειρά των μέσων τυπικών αποκλίσεων (RMSE) των προγνώσεων του μοντέλου για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε σύγκριση με τις δορυφορικές μετρήσεις, με την χρήση του νέου σχήματος (KH, μπλε χρώμα) και του σχήματος που χρησιμοποιείται από το μοντέλο (HR, κόκκινο χρώμα), ολοκληρωμένων για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης.

Η αύξηση της έντασης, της σύνθετης και πολύπλοκης επιφανειακής κυκλοφορίας στο Αιγαίο, οδήγησε σε σημαντικές τοπικές και εποχικές διαφορές μεταξύ των προγνώσεων του μοντέλου όσον αφορά και την εκτιμώμενη μέση ημερήσια επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας. Σύμφωνα με το σχήμα 6.4.1, κατά την διάρκεια της άνοιξης, η εφαρμογή της νέας παραμετροποίησης (KH) παρουσιάζει ελαφρώς μικρότερες τιμές σφάλματος (RMSE) από τις αντίστοιχες τιμές που προκύπτουν από την χρήση του σχήματος HR. Το ακριβώς αντίθετο συμβαίνει κατά την διάρκεια του καλοκαιριού. Οι μέσες διαφορές μεταξύ των σφαλμάτων των αποτελεσμάτων με την χρήση των δύο παραμετροποιήσεων, όπως παρουσιάζονται στο σχήμα 6.4.1, κυμάνθηκαν έως 0.05 °C την άνοιξη και το καλοκαίρι ενώ προκύπτουν αμελητέες τον χειμώνα και το φθινόπωρο.

**Πίνακας 6.4.1 Τιμές των μέσων τυπικών αποκλίσεων (RMSE) των προγνώσεων (1σ) της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από τις δορυφορικές μετρήσεις, με την χρήση των δύο παραμετροποιήσεων, με την χρήση και χωρίς της επίδρασης της ευστάθειας στις τιμές του συντελεστή  $C_{DN10}$ , για όλη την περίοδο μελέτης.**

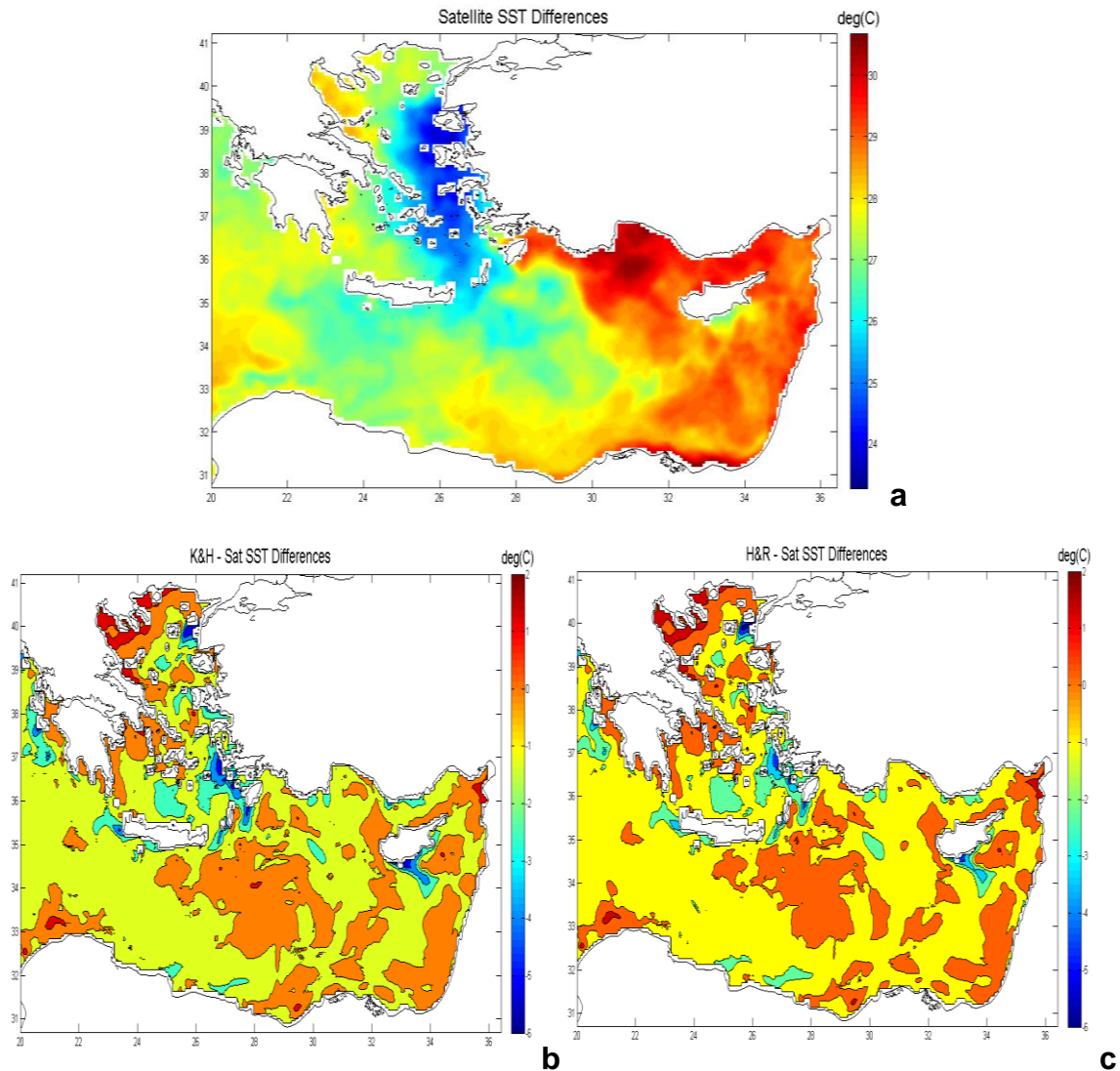
Μέση τυπική απόκλιση (RMSE)	Περίοδος Μελέτης	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
<b>HR<sub>ΔT=0</sub></b>	<b>0.4866</b>	<b>0.4069</b>	<b>0.4874</b>	<b>0.5478</b>	<b>0.5069</b>
<b>KH</b>	<b>0.4924</b>	<b>0.4073</b>	<b>0.4822</b>	<b>0.5713</b>	<b>0.5096</b>
<b>KH<sub>ΔT</sub></b>	<b>0.4897</b>	<b>0.4072</b>	<b>0.4774</b>	<b>0.5651</b>	<b>0.5099</b>
<b>HR</b>	<b>0.4843</b>	<b>0.4066</b>	<b>0.4830</b>	<b>0.5429</b>	<b>0.5074</b>

Η εποχική διακύμανση των σφαλμάτων εμφανίζεται επίσης στον πίνακα 6.4.1, όπου παρουσιάζονται οι μέσες εποχικές τυπικές αποκλίσεις για όλη την περιοχή μελέτης και για κάθε παραμετροποίηση ενώ αντικατοπτρίζεται και από τις αντίστοιχες διαφορές των δύο τιμών του σχήματος 6.4.1, τον χειμώνα και το καλοκαίρι του 2012. Στον πίνακα 6.4.1, οι εποχικές τιμές των σφαλμάτων παρουσιάζουν σε κάθε περίπτωση, μέγιστο το καλοκαίρι και ελάχιστο το χειμώνα. Οι διαφορές μεταξύ των τιμών, λόγω της επίδρασης της ευστάθειας στην υπολογιζόμενη τάση του ανέμου σε κάθε παραμετροποίηση, παρουσιάζουν την ίδια εποχική διακύμανση με αυτή των σφαλμάτων, με πολύ μικρότερες ωστόσο διαφορές από αυτές των σφαλμάτων. Παρόμοια εποχικότητα εμφανίζουν

και οι διαφορές των σφαλμάτων μεταξύ των δύο παραμετροποιήσεων, με τις διαφορές το φθινόπωρο και το χειμώνα να είναι αμελητέες και το καλοκαίρι να φτάνουν τιμές όμοιες με αυτές της εποχικής διακύμανσης εν γένει των σφαλμάτων. Κατά την διάρκεια της άνοιξης παρατηρείται μείωση του σφάλματος με την χρήση της νέας παραμετροποίησης και το αντίθετο το καλοκαίρι, όπως προκύπτει και από το σχήμα 6.4.1, αν και σχετική διαφορά στον πίνακα 6.4.1 προκύπτει αρκετά μικρότερη από την αντίστοιχη το καλοκαίρι.

Η συνολική μέση τυπική απόκλιση για όλη την περίοδο μελέτης σύμφωνα με τον πίνακα 6.4.1 (πρώτη στήλη τιμών), παρουσιάζει αμελητέες διαφορές μεταξύ και των δύο παραμετροποιήσεων (KH και HR), με ή χωρίς την επίδραση της ευστάθειας στους υπολογισμούς. Είναι φανερό, πως με την ολοκλήρωση των τιμών αποκρύπτεται η παρατηρούμενη εποχική διακύμανση των σχετικών διαφορών την άνοιξη και το καλοκαίρι.

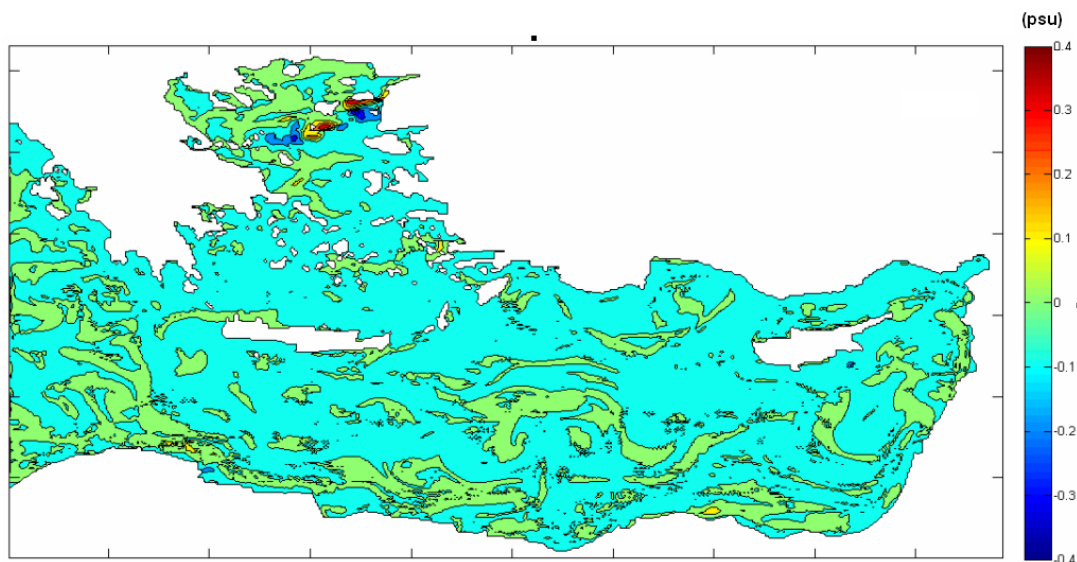
Κατά την διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού, οι διαφορές στις προγνώσεις των δύο διαφορετικών σχημάτων παραμετροποίησης οφείλονται σε σημαντικές χωρικές διαφορές. Στο σχήμα 6.4.2.a παρουσιάζεται η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας από τις δορυφορικές μετρήσεις την 05/08/2012 (δεύτερη πειραματική περίοδος) και στα σχήματα 6.4.2.b και 6.4.2.c, παρουσιάζονται οι διαφορές των προγνώσεων των μέσων ημερήσιων τιμών του μοντέλου με την χρήση και των δύο παραμετροποιήσεων, σε σχέση με τις μετρήσεις του δορυφόρου. Στα σχήματα 6.4.2.b και 6.4.2.c, παρουσιάζονται αυξημένες τοπικά τιμές των διαφορών των προγνώσεων σε σχέση με τις μετρήσεις του δορυφόρου, κατά κύριο λόγο σε παράκτιες περιοχές όπου λαμβάνει χώρα ανάβλυση υδάτων, κυρίως στις ανατολικές ακτές του Αιγαίου και στις νότιες ακτές της Κύπρου. Η χρήση του νέου σχήματος παράγει περισσότερο κρύα τοπικά νερά έως κατά έναν βαθμό Κελσίου (σχήμα 6.4.2c) στις περιοχές αυτές, αυξάνοντας το αντίστοιχο σφάλμα πρόγνωσης.



**Σχήμα 6.4.2** Τα πεδία της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας από το επίπεδο 1σ του μοντέλου (a, πάνω), για την 05/08/2012, και των μέσων ημερήσιων διαφορών των τιμών της πρόγνωσης από το μοντέλο, με την χρήση και των δύο σχημάτων παραμετροποίησης (KH αριστερά b, HR δεξιά c). Στα σχήματα (b) και (c), με κόκκινο χρώμα εμφανίζεται η υπερεκτίμηση και με μπλε η υποεκτίμηση της πρόγνωσης του μοντέλου.

Το γεγονός αυτό αποκαλύπτει την αμεσότητα της επίδρασης της αύξησης της τάσης του ανέμου στους μηχανισμούς οριζόντιας μεταφοράς επιφανειακών υδάτων, οι οποίοι σχετίζονται με τους μηχανισμούς ανάβλυσης υδάτων. Στο σχήμα 6.4.2a αλλά και στα 6.4.2b και c, για παράδειγμα στα παράλια νοτιοδυτικά της Μικράς Ασίας και νότια της Κύπρου, είναι έντονα εμφανές πως τα ψυχρότερα

επιφανειακά νερά που προκύπτουν από ανάβλυση, μετατοπίζονται λόγω οριζόντιας μεταφοράς μακριά από τις περιοχές αυτές, μέσω των δομών της επιφανειακής κυκλοφορίας. Το ίδιο βρέθηκε να ισχύει καθόλη την διάρκεια του έτους στην περιοχή εισόδου των νερών της Μαύρης Θάλασσας με σημαντικές επίσης αλλαγές στα όρια του θερμοκρασιακού μετώπου. Σημαντικές διαφορές βρέθηκαν επίσης στο ανταποκρινόμενο μέτωπο αλατότητας στην περιοχή αυτή, το οποίο παρουσιάζει μεσημβρινή βαθμίδα, ακολουθώντας την εποχική διακύμανση του ρυθμού εισόδου των υδάτων από την Μαύρη θάλασσα. Στο σχήμα 6.4.3 παρουσιάζονται οι τιμές διαφοράς της επιφανειακής αλατότητας της θάλασσας στην εν λόγω περιοχή από το μοντέλο, με την χρήση των δύο σχημάτων (KH-HR) για την τελευταία ημέρα (5<sup>η</sup>) πρόγνωσης στις 05/08/2012. Σύμφωνα με το σχήμα 6.4.3, με το νέο σχήμα παραμετροποίησης, η θέση του μετώπου μετατοπίζεται αρκετά χιλιόμετρα νοτιότερα (μπλε περιοχές, πρόγνωση μειωμένης αλατότητας χρησιμοποιώντας το νέο σχήμα).



**Σχήμα 6.4.3 Το πεδίο των μέσων ημερήσιων διαφορών (KH-HR) της αλατότητας στα πρώτα 10m της θάλασσας, μεταξύ των προγνώσεων του μοντέλου με την χρήση των δύο σχημάτων παραμετροποίησης, για την 05/08/2012.**

Το γεγονός ότι προκύπτουν διαφορές στην αλατότητα της επιφάνειας της θάλασσας σε περιοχές αρκετές δεκάδες χιλιόμετρα πιο μακριά ( $10^1$ km) από την πηγή, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 6.4.3, μπορεί να εξηγηθεί σαν

αποτέλεσμα όχι μόνο μεταφοράς αλλά και μίξης των επιφανειακών υδάτων. Στην περίπτωση της επιφανειακής ανάμιξης υδάτων, η επίδραση της αύξησης της τάσης του ανέμου δεν είναι εύκολο να εκτιμηθεί. Μας επιτρέπει ωστόσο να κατανοήσουμε καλύτερα την φύση των αλλαγών στις προβλέψεις του μοντέλου, δηλαδή το συνδυασμό οριζόντιας μεταφοράς μέσω της εκτενούς επιφανειακής κυκλοφορίας και της ανάμιξης των επιφανειακών υδάτων μακριά από πηγές νερών διαφορετικών χαρακτηριστικών και όχι λόγω θερμικών ανταλλαγών με την ατμόσφαιρα. Με τον τρόπο αυτό μπορεί να ερμηνευτεί η πρόγνωση ψυχρότερων επιφανειακών υδάτων στο Αιγαίο με την χρήση του νέου σχήματος (KH) την άνοιξη, κατά την διάρκεια στην οποία οι ετησίες ξεκινούν, και όπου σύμφωνα με το σχήμα 6.4.1 μειώνουν το σφάλμα της πρόγνωσης σε σχέση με το σχήμα που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR).

Στα σχήματα 6.4.4.1-4, παρουσιάζονται οι μέσες τυπικές αποκλίσεις των τιμών της επιφανειακής θερμοκρασίας όπως υπολογίζονται από το μοντέλο από τις τιμές με βάση τις δορυφορικές μετρήσεις (a) και η μέση ποσοστιαία διαφορά (b) των αποκλίσεων του μοντέλου μεταξύ των τιμών που υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τα δύο σχήματα (KH, HR) σε σχέση με το σχήμα που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR), ολοκληρωμένες ανά  $0.5^\circ$  για κάθε εποχή του έτους. Στα σχήματα 6.4.4.1-4, παρουσιάζεται με μπλε χρώμα η βελτίωση της πρόγνωσης και με κόκκινο χρώμα, η εισαγωγή μεγαλύτερων σφαλμάτων με την χρήση της νέας παραμετροποίησης.

Κατά την διάρκεια του χειμώνα (σχήμα 6.4.4.1<sup>a</sup>) σχετικά μεγάλες αποκλίσεις μεταξύ πρόγνωσης και παρατηρήσεων ( $<0.8^\circ\text{C}$ ) εμφανίζονται μόνο στις ακτές του βόρειου Αιγαίου και νότια της Κρήτης. Οι αντίστοιχες διαφορές στις προγνώσεις με την χρήση των διαφορετικών παραμετροποιήσεων, όπως φαίνεται στο σχήμα 6.4.4.1<sup>b</sup> είναι αμελητέες.

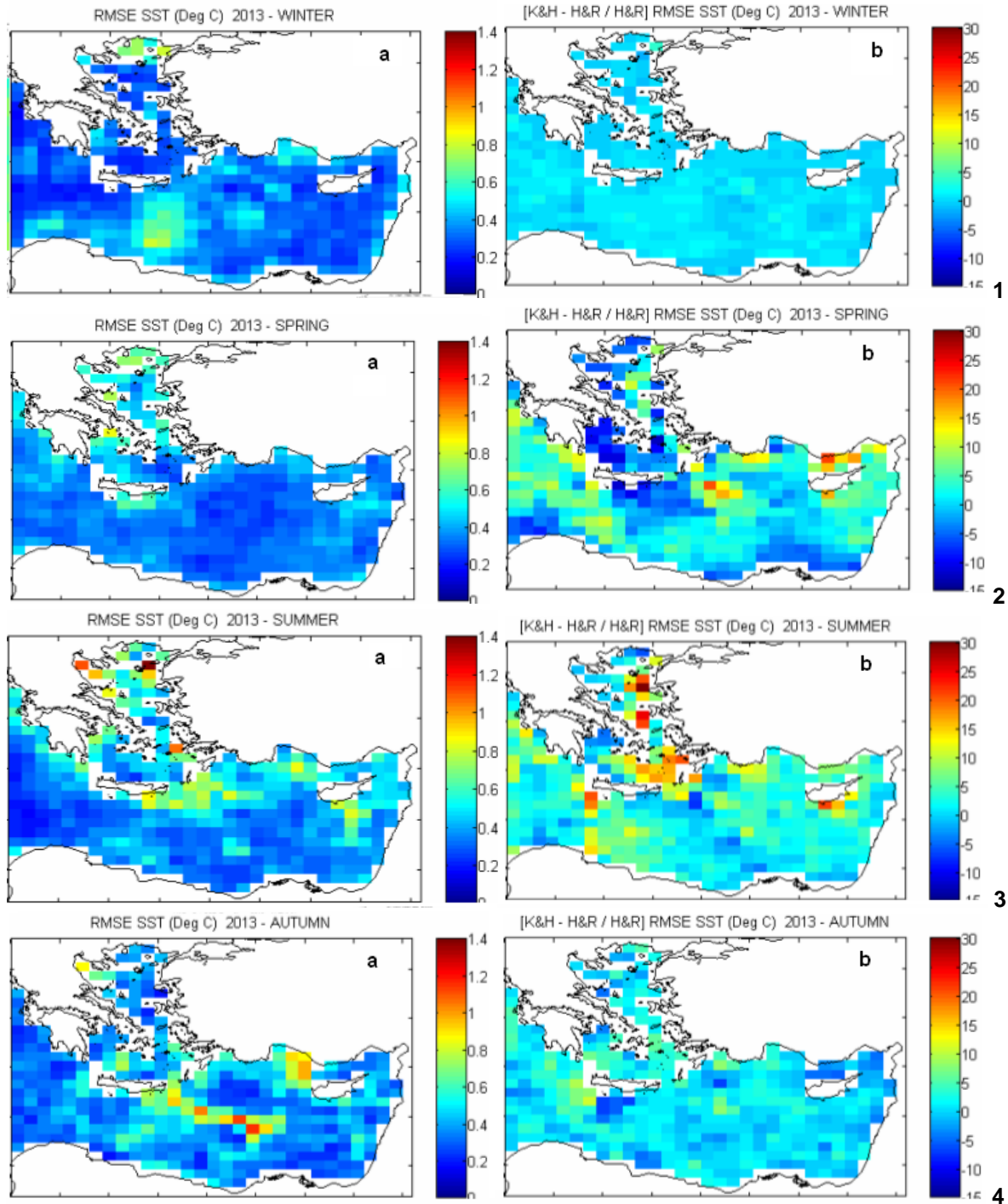
Κατά την διάρκεια της άνοιξης (σχήμα 6.4.4.2<sup>a</sup>) παρόμοιες τιμές αποκλίσεων ( $<0.8^\circ\text{C}$ ) εμφανίζονται στις ακτές του βόρειου Αιγαίου, στα νότια παράλια της Κρήτης αλλά και στον Αργοσαρωνικό, οι οποίες αντιστοιχούν στην πρόγνωση πιο θερμών υδάτων (βλ. σχήματα 6.4.2b,c). Στις περιοχές αυτές, εμφανίζεται βελτίωση στη σχετική πρόγνωση (λιγότερο θερμά ύδατα) με την χρήση της νέας

παραμετροποίησης, όπως φαίνεται στο σχήμα 6.4.4.2<sup>b</sup>. Παρατηρείται επίσης, μικρή αύξηση του σφάλματος στις βορειοανατολικές ακτές του Αιγαίου και μεγαλύτερη κυρίως νότια της Ρόδου και κατά μήκος των νότιων ακτών της Κύπρου. Η αύξηση του σφάλματος στα παράλια της Μικράς Ασίας και της Κύπρου αφορά την πρόγνωση περισσότερο ψυχρών υδάτων, πιθανότατα λόγω ενίσχυσης των διαδικασιών ανάβλυσης στις περιοχές αυτές και εξαιτίας της οριζόντιας μεταφοράς των υδάτων αυτών, σε σχετικά κοντινές αποστάσεις (βόρεια παράλια Κύπρου, περιοχή νότια της Ρόδου). Η σχετική βελτίωση στην περιοχή του Αιγαίου, νότια της Κρήτης αλλά και στις βορειοανατολικές ακτές της Αφρικής αφορά επίσης την εμφάνιση λιγότερο θερμών επιφανειακών υδάτων λόγω οριζόντιας μεταφοράς, μέσω της επιφανειακής κυκλοφορίας των υδάτων.

Στην διάρκεια του καλοκαιριού, όπου απαντάται και το μέγιστο στην ένταση των ετησίων ανέμων, σε περιοχές ανάβλυσης υδάτων αλλά και πλησίον τους λόγω της έντονης οριζόντιας μεταφοράς, παρόμοια με την άνοιξη, οι προγνώσεις του μοντέλου εμφανίζουν τις μεγαλύτερες αποκλίσεις (<1.5°C, σχήμα 6.4.4.3<sup>a</sup>) σε ετήσια βάση και με τις δύο παραμετροποιήσεις. Με την χρήση της νέας παραμετροποίησης η αύξηση του σφάλματος ενισχύεται αρκετά στις περιοχές αυτές (σχήμα 6.4.4.3<sup>b</sup>). Στα βόρεια και δυτικά παράλια του Αιγαίου, η βελτίωση περιορίζεται σε σχέση με την άνοιξη και εμφανίζεται μέγιστη στα νότια παράλια της Κρήτης, σε μικρότερη ωστόσο έκταση αλλά και ένταση.

Κατά την διάρκεια του φθινοπώρου, όπως παρουσιάζεται στο σχήμα 6.4.4.4<sup>a</sup>, τα σφάλματα στην πρόγνωση αφορούν τοποθεσίες στις οποίες μεταφέρονται τα εν λόγω ύδατα από περιοχές ανάβλυσης, μετά το τέλος του καλοκαιριού και την παύση των ετησίων, οι οποίοι είναι κυρίως υπεύθυνοι για τις διαδικασίες ανάβλυσης και καταύλησης σε παράκτιες περιοχές την περίοδο αυτή. Μικρή βελτίωση εμφανίζεται στα παράλια νότια της Κρήτης και βόρεια της Κύπρου καθώς και νοτιοανατολικά της Ρόδου (σχήμα 6.4.4.4<sup>b</sup>), με την χρήση της νέας παραμετροποίησης. Στο σχήμα 6.4.4.4<sup>b</sup>, ακόμα πιο νοτιοανατολικά της Ρόδου αλλά και στα νοτιοδυτικά της Κρήτης εμφανίζεται αντίστοιχα μικρή αύξηση του σφάλματος.

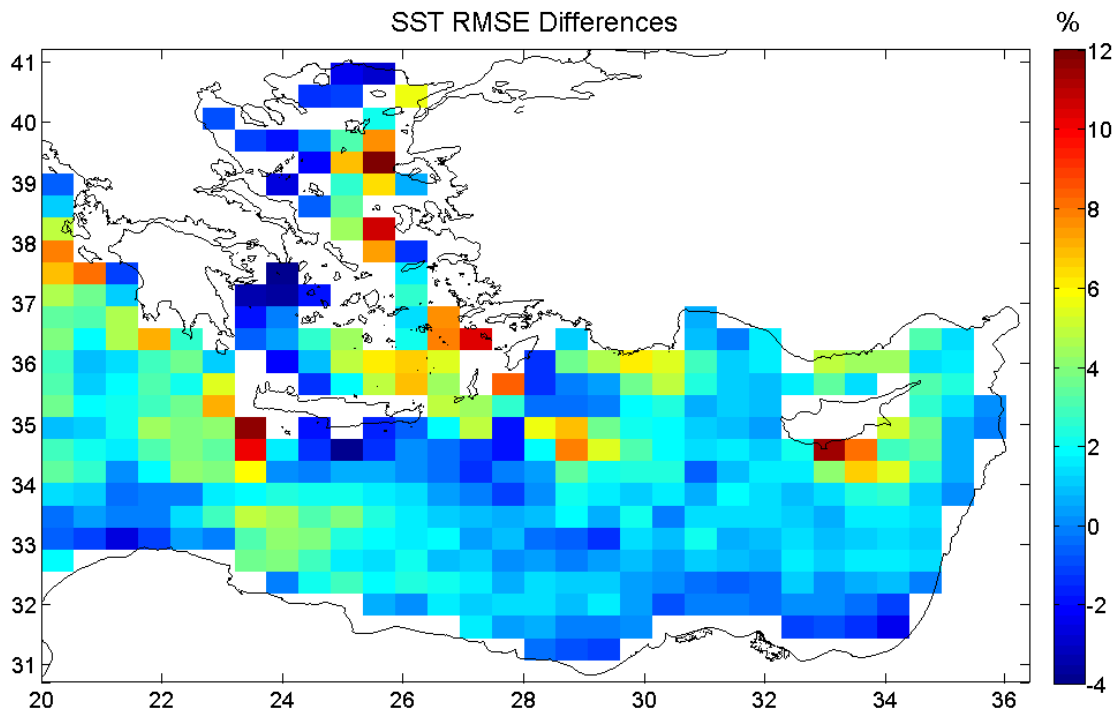




Σχήμα 6.4.4 Οι μέσες τυπικές αποκλίσεις των τιμών της μέσης ημερήσιας επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, των προγνώσεων του μοντέλου από τις δορυφορικές μετρήσεις με την παραμετροποίηση του μοντέλου (a, αριστερά) και η μέση ποσοστιαία διαφορά (b, δεξιά) των αποκλίσεων του μεταξύ των δύο παραμετροποιήσεων (KH, HR) σε σχέση με αυτή που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR), ολοκληρωμένες ανά  $0.5^\circ$  για κάθε εποχή της περιόδου μελέτης. Σε κόκκινο χρώμα αντιστοιχεί η εισαγωγή σφάλματος και σε μπλε η βελτίωση των εκτιμήσεων του μοντέλου, με την χρήση της νέας παραμετροποίησης.

Το ποσοστό βελτίωσης την άνοιξη, φτάνει τοπικά έως και το 25% στις πενταήμερες προβλέψεις στο πλέγμα του μοντέλου, ενώ η αύξηση του σφάλματος στις περιοχές ανάβλυσης κατά την διάρκεια του καλοκαιριού μπορεί να φτάσει το 50%, κυρίως στις βορειοανατολικές ακτές του Αιγαίου.

Από τα παραπάνω σχήματα, προκύπτει ότι οι χωρικές διαφορές στην πρόβλεψη της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας με την χρήση των δύο σχημάτων, σχετίζονται σε μεγάλο βαθμό με την μεταφορά υδάτων, τα οποία πηγάζουν στα ανατολικά παράλια του Αιγαίου και φτάνουν σε διάφορες περιοχές του Αιγαίου μέσω της επιφανειακής κυκλοφορίας. Προκύπτει επίσης ότι απουσία φαινομένων ανάβλυσης αλλά και με την σταδιακή μείωση του ρυθμού εισαγωγής υδάτων από την Μαύρη θάλασσα, δηλαδή των βασικών παραγόντων της έντονης εποχικής χωρικής διακύμανσης, μειώνεται τόσο συνολικά το σφάλμα σε κάθε περίπτωση αλλά και οι διαφορές των δύο προγνώσεων στην ευρύτερη περιοχή.



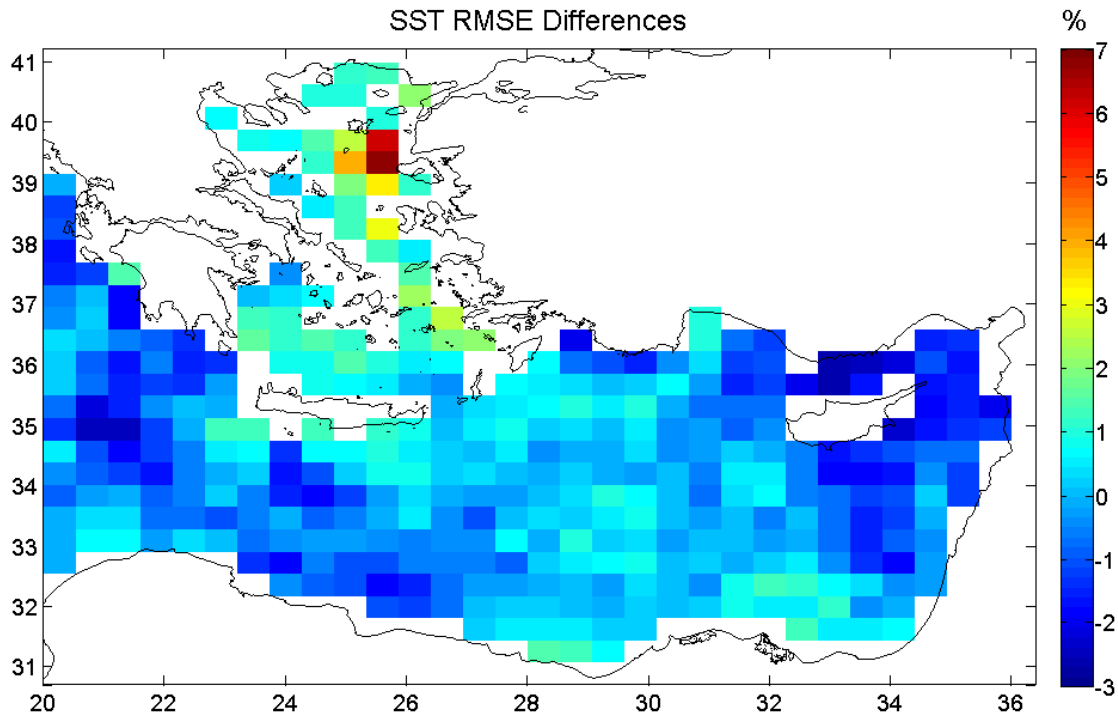
**Σχήμα 6.4.5** Οι μέσες ποσοστιαίες διαφορές των αποκλίσεων από τις δορυφορικές παρατηρήσεις μεταξύ των δύο παραμετροποιήσεων (KH, HR) σε σχέση με την παραμετροποίηση που χρησιμοποιεί το μοντέλο (HR) ολοκληρωμένες ανά 0.5° για όλη την περίοδο μελέτης. Σε κόκκινο χρώμα αντιστοιχεί η εισαγωγή σφάλματος και σε μπλε η βελτίωση των εκτιμήσεων του μοντέλου, με την χρήση της νέας παραμετροποίησης.

Η υπολογιζόμενη μέση τυπική απόκλιση (RMSE) μεταξύ των τιμών της επιφανειακής θερμοκρασίας ( $1\sigma$ ) του μοντέλου και των παρατηρήσεων του δορυφόρου για ολόκληρη την περίοδο μελέτης παρουσιάζεται στο σχήμα 6.4.5, ολοκληρωμένη σε περιοχές,  $0.5 \times 0.5$  μοίρα. Στο σχήμα αυτό, παρουσιάζεται επίσης με μπλε χρώμα η βελτίωση της πρόγνωσης και με κόκκινο χρώμα η εισαγωγή μεγαλύτερων σφαλμάτων με την χρήση της νέας παραμετροποίησης. Το σχήμα 6.4.5, αντικατοπτρίζει συνολικά τις παρατηρήσεις και τα συμπεράσματα από τη μελέτη των σχημάτων 6.4.4, αφού είναι φανερό η βελτίωση της πρόγνωσης στα δυτικά και βόρεια παράλια της Ελλάδας όπως και στα νότια και ανατολικά του Αιγαίου, η οποία παρουσιάστηκε κατά κύριο λόγο την άνοιξη (σχήμα 6.4.4.2<sup>b</sup>), καθώς και η εισαγωγή μεγαλύτερων σφαλμάτων κυρίως στα παράλια ανατολικά της θάλασσας του Αιγαίου και νότια της Κύπρου, η οποία εμφανίστηκε σε μεγάλο βαθμό στην διάρκεια του καλοκαιριού (σχήμα 6.4.4.3<sup>b</sup>).

#### **6.4.1 Μελέτη της επίδρασης της κατάστασης ευστάθειας της ατμόσφαιρας στην παραμετροποίηση του συντελεστή $C_{D10}$ , στην πρόγνωση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας.**

Στο σχήμα 6.4.1.1, παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες αποκλίσεις των προγνώσεων του μοντέλου από τις δορυφορικές μετρήσεις μεταξύ της νέας παραμετροποίησης (KH) με και χωρίς (KH - KH<sub>ΔT</sub>) την χρήση των συντελεστών ευστάθειας (βλ. πίνακα 5.7.1.3) στις τιμές του συντελεστή  $C_{D10}$ , σε σχέση με την ίδια παραμετροποίηση υπό ουδέτερες συνθήκες ( $C_{DN10}$ ). Στο σχήμα αυτό, παρουσιάζεται με κόκκινο χρώμα η βελτίωση της πρόγνωσης και με μπλε χρώμα η εισαγωγή μεγαλύτερων σφαλμάτων με την χρήση της νέας παραμετροποίησης. Σύμφωνα με το σχήμα 6.4.1.1, ο ρόλος της ευστάθειας της ατμόσφαιρας στην παραμετροποίηση του συντελεστή  $C_{D10}$ , φαίνεται πως δρα βελτιώνοντας εν γένει την προγνωστική ικανότητα του μοντέλου όσον αφορά τις προκύπτουσες τιμές της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, ιδιαίτερα στο ανατολικό Αιγαίο (σχήμα 6.4.1.1). Στην θάλασσα της Λεβαντίνης δεν βρέθηκε να ισχύει το ίδιο,

αντιθέτως παρουσιάστηκαν αρκετά μικρότερες διαφορές, οι οποίες ωστόσο αυξάνουν το σφάλμα σύμφωνα με το σχήμα 6.4.1.1.



**Σχήμα 6.4.1.1** Οι μέσες ποσοστιαίες διαφορές ( $KH - KH_{\Delta T}$ ) των αποκλίσεων από τις δορυφορικές παρατηρήσεις με την χρήση και χωρίς των συντελεστών ευστάθειας στην παραμετροποίηση ( $KH$ ) σε σχέση με την ίδια παραμετροποίηση υπό ουδέτερες συνθήκες, ολοκληρωμένες ανά  $1^\circ$ , για όλη την περίοδο μελέτης. Σε μπλε χρώμα αντιστοιχεί η εισαγωγή σφάλματος και σε κόκκινο η βελτίωση των εκτιμήσεων του μοντέλου.

Όπως παρουσιάστηκε στην παράγραφο 6.2, οι τιμές του συντελεστή  $C_{D10}$  κατάντη έντονων θερμοκρασιακών βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας μειώνονται με την μετάβαση του αέρα πάνω από ψυχρότερα νερά και το αντίθετο για την ροή του αέρα πάνω από θερμότερα νερά. Η μείωση των τιμών του συντελεστή  $C_{D10}$  βρέθηκε να φτάνει έως και το 50% κατά την διάρκεια του καλοκαιριού κυρίως στην περιοχή του θερμοκρασιακού μετώπου στο βόρειο Αιγαίο. Το γεγονός αυτό φαίνεται πως οδηγεί σε εξασθένηση τοπικά φαινόμενα σχετικά με την οριζόντια μεταφορά και την ανάβλυση υδάτων, ιδιαίτερα στις παράκτιες περιοχές του βορειοανατολικού Αιγαίου, στις οποίες εμφανίζονται οι μεγαλύτερες τιμές αποκλίσεων των προγνώσεων με τις παρατηρούμενες

δορυφορικές τιμές υπό ουδέτερες συνθήκες (βλ. §6.4). Η μείωση των τιμών του συντελεστή στις περιοχές αυτές πιστεύεται πως είναι υπεύθυνη για την τοπική βελτίωση στην πρόγνωση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας μέσω της εξασθένησης φαινομένων σχετικών τόσο με την οριζόντια όσο και την κατακόρυφη μεταφορά υδάτων στην περιοχή. Σχετική βελτίωση εμφανίζεται και στα παράλια του νοτιοδυτικού Αιγαίου σύμφωνα με το σχήμα 6.4.1.1, σε περιοχές όπου επίσης εμφανίζουν μείωση τιμών του συντελεστή  $C_{DN10}$ , λόγω της μετάβασης του αέρα πάνω από σχετικά ψυχρότερα επιφανειακά νερά.

Η αύξηση του σφάλματος στις περιοχές κυρίως στο βορειοανατολικό άκρο της λεκάνης της Μεσογείου, να μπορεί να εξηγηθεί πιθανόν βάσει της αύξησης των τιμών του συντελεστή κατά την μετάβασή του πάνω από τα θερμότερα επιφανειακά νερά της περιοχής, με αποτέλεσμα την ενίσχυση των διαδικασιών ανάβλυσης και της οριζόντιας μεταφοράς ψυχρότερων τοπικά επιφανειακών υδάτων.

Η μέγιστη σχετική βελτίωση έφτασε τοπικά το 15% για τη νέα παραμετροποίηση (KH) και το 10% για την χρησιμοποιούμενη (HR) από το μοντέλο, την περίοδο του καλοκαιριού στο πλέγμα του μοντέλου. Οι μεγαλύτερες αλλαγές σε κάθε περίπτωση και εποχή αντιστοιχούν στην περιοχή του θερμοαλατικού μετώπου στο βορειοανατολικό Αιγαίο και τις ανατολικές ακτές του Αιγαίου κατά την διάρκεια του καλοκαιριού, περιοχές στις οποίες το σχετικό σφάλμα των προγνώσεων του μοντέλου βρέθηκε να λαμβάνει μεγάλες τιμές (βλ. σχήμα 6.4.5) με την χρήση και των δύο σχημάτων παραμετροποίησης υπό ουδέτερες συνθήκες.

Με την εφαρμογή της προκύπτουσας παραμετροποίησης του συντελεστή τυρβώδους μεταφοράς ορμής ( $C_{D10}$ ), προέκυψε αύξηση των τιμών της κινητικής ενέργειας του οριακού στρώματος (των πρώτων 10m) της θάλασσας στις προγνώσεις του μοντέλου σε όλη την ανατολική Μεσόγειο. Αν και οι παρατηρούμενες δομές της επιφανειακής κυκλοφορίας δεν άλλαξαν με την χρήση του νέου σχήματος παραμετροποίησης, ενισχύθηκαν σε ένταση σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης. Η ενίσχυση της έντασης των δομών ανέδειξε την

σημαντική επίδραση της ανταλλαγής ορμής στην διεπιφάνεια με την ατμόσφαιρα στις διαδικασίες οριζόντιας μεταφοράς, ιδιαίτερα στη θάλασσα του Αιγαίου. Η επίδραση της αύξησης της τάσης του ανέμου έγινε φανερή και σε μηχανισμούς ανάβλυσης, οι οποίοι σχετίζονται με την οριζόντια μεταφορά επιφανειακών υδάτων στην ανατολική Μεσόγειο, κατά την διάρκεια των ετησίων ανέμων.

Σημαντικές αλλαγές στην πρόβλεψη της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων παρατηρήθηκαν λόγω παραγωγής και μεταφοράς ψυχρότερων υδάτων κυρίως από παράκτιες περιοχές ανάβλυσης, μέσω της εκτενούς επιφανειακής κυκλοφορίας μακριά από τις περιοχές αυτές, σταδιακά σε όλο το Αιγαίο καθώς και λόγω μετατόπισης του βόρειου θερμοαλατικού μετώπου (λόγω της εισροής υδάτων από την Μαύρη θάλασσα), εν δυνάμει αρκετά χιλιόμετρα νοτιότερα. Από το γεγονός αυτό προέκυψε ξεκάθαρα πως οι αλλαγές στην σχετική προγνωστική ικανότητα του μοντέλου με την χρήση της νέας παραμετροποίησης, δεν λαμβάνουν χώρα λόγω θερμικών ανταλλαγών με την ατμόσφαιρα αλλά εξαιτίας της αύξησης της έντασης, της σύνθετης και πολύπλοκης επιφανειακής αλλά και κατακόρυφης κυκλοφορίας, ιδιαίτερα στο Αιγαίο, γεγονός το οποίο οδήγησε σε σημαντικές τοπικές και εποχικές διαφορές μεταξύ των προγνώσεων του μοντέλου. Αξιόλογες διαφορές στην επιφανειακή αλατότητα, μακριά από το σημείο εισόδου των υδάτων από την Μαύρη θάλασσα, φανέρωσαν επιπρόσθετα την επίδραση της ανταλλαγής ορμής στην διεπιφάνεια στην οριζόντια ανάμιξη των επιφανειακών υδάτων της θάλασσας.

Η χρήση της νέας παραμετροποίησης αποδεικνύεται πως μπορεί να βελτιώσει σε κάποιο βαθμό την προγνωστική ικανότητα του επιχειρησιακού μοντέλου ALERMO στην Ανατολική Μεσόγειο, ιδιαίτερα την περίοδο της άνοιξης σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, τοπικά έως και 25% σε σχέση με τις προβλέψεις με την χρήση της υπάρχουσας παραμετροποίησης.

## 7. ΓΕΝΙΚΗ ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στόχος της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι η μελέτη της μεταφοράς ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο επιφανειακό ΘΑΟΣ του Αιγαίου και η παραμετροποίησή τους με σκοπό την σωστότερη αποτύπωση της σύζευξης ατμοσφαιρικής και θαλάσσιας κυκλοφορίας σε προγνωστικά μοντέλα που λειτουργούν σε επιχειρησιακή βάση στην περιοχή του Αιγαίου.

Πραγματοποιήθηκαν μικρομετεωρολογικές μετρήσεις των τυρβωδών ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο επιφανειακό θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΘΑΟΣ), για πρώτη φορά μέχρι σήμερα πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με την χρήση αισθητήρων πάνω σε μετεωρολογικούς ιστούς οι οποίοι τοποθετήθηκαν πλησίον της ακτογραμμής δύο νήσων στο βόρειο και στο νοτιοανατολικό Αιγαίο, το καλοκαίρι του 2011 και 2012 αντίστοιχα. Αξιοποιήθηκαν επίσης καταγραφές των χαρακτηριστικών των επιφανειακών κυμάτων της θάλασσας, οι επικρατούσες συνθήκες θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας πλησίον της διεπιφάνειας καθώς και της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας στην ευρύτερη περιοχή, από επιχειρησιακές σημαδούρες του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε και δορυφορικές παρατηρήσεις αντίστοιχα.

Από την μελέτη των ροών, προέκυψε πως η περιορισμένη έκταση αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας και τα ιδιαίτερα μορφολογικά και ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής, επηρεάζουν τις ανταποκρινόμενες ανταλλαγές ενέργειας και ορμής στην επιφάνεια της θάλασσας.

Πιο συγκεκριμένα, σύμφωνα με τις καταγραφές κατά την διάρκεια των ετησίων ανέμων, η θερμοκρασία του αέρα βρέθηκε να παρουσιάζει περιοδική (ημερήσια) διακύμανση τιμών πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου παρόμοια με αυτήν πάνω από την ξηρά, η οποία συνδυάζεται με την απόσταση από τις ακτές της Μικράς Ασίας. Η διακύμανση αυτή, σε συνδυασμό με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε τοπικό επίπεδο φαίνεται πως καθορίζει σε μεγάλο βαθμό τόσο την διεύθυνση όσο και την ένταση των τιμών της επιφανειακής ροής θερμότητας ιδιαίτερα στο κεντρικό και βόρειο Αιγαίο. Η ροή θερμότητας είναι γνωστό πως αυξάνεται ανάλογα με τη διαφορά της θερμοκρασίας της επιφάνειας της

θάλασσας και του υπερκείμενου αέρα, η οποία κυμάνθηκε στην διάρκεια των μετρήσεων από 2 έως  $-4^{\circ}\text{C}$  αποδίδοντας καταγραφόμενες ροές θερμότητας από 40 έως  $-60\text{W}/\text{m}^2$  αντίστοιχα, για παρόμοιο εύρος εκτιμώμενων θερμοκρασιακών διαφορών στις πειραματικές περιοχές.

Οι προκύπτουσες ροές θερμότητας είναι συγκρίσιμες με τη εκτιμώμενη από σχετική μελέτη, μέση ετήσια ροή από την επιφάνεια του Αιγαίου ( $26\text{W}/\text{m}^2$ , Poulos et al. 1997), αναδεικνύοντας την σημασία της παρατηρούμενης διακύμανσης της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από τη θάλασσα εξαιτίας της περιορισμένης έκτασης αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας στην περιοχή. Δεν θα πρέπει να παραληφθεί το γεγονός πως σε συνθήκες αρνητικής θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ αέρα και θάλασσας και κάτω από ισχυρούς ανέμους, η συνεισφορά ροής θερμότητας, αισθητής και λανθάνουσας, από το θαλάσσιο σπρέι μπορεί να γίνει συγκρίσιμη τις ανταλλαγές στην διεπιφάνεια. Αξίζει επίσης να αναφερθεί ένα εξίσου σημαντικό, παράλληλο αποτέλεσμα των διεργασιών αυτών, το οποίο είναι αύξηση παραγωγής και τροφοδότησης της ατμόσφαιρας με πυρήνες συμπύκνωσης, από την εξάτμιση των υδροσταγόνων του θαλάσσιου σπρέι.

Η κρισιμότητα των ροών θερμότητας ιδιαίτερα στο βόρειο Αιγαίο έγκειται σε μεγάλο βαθμό στο γεγονός ότι η περιοχή φαίνεται να έχει αντικαταστήσει την Αδριατική ως κυρίαρχη πηγή ενδιάμεσων νερών στη Μεσόγειο μετά το 1990, γεγονός το οποίο θεωρείται μέχρι σήμερα το ισχυρότερο σημάδι κλιματικής διακύμανσης της θάλασσας του Αιγαίου.

Η παρατηρούμενη διακύμανση της θερμοκρασίας του αέρα σε συνδυασμό με την ύπαρξη έντονων χωρικά βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, βρέθηκε πως μπορεί να οδηγήσει τοπικά σε αύξηση της ευστάθειας ή και σε συνθήκες περιορισμένης αστάθειας το επιφανειακό ΘΑΟΣ πάνω από το Αιγαίο. Στην ροή του αέρα πάνω από περιοχές έντονης χωρικής διακύμανσης της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, μπορεί αποδοθούν και οι χαμηλές τιμές μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας προς την θάλασσα, οι οποίες παρατηρήθηκαν κάτω από συνθήκες αυξανόμενης ευστάθειας στο νοτιοανατολικό Αιγαίο. Ροή λανθάνουσας θερμότητας αρνητικού πρόσημου μίας τάξης μεγέθους μεγαλύτερης από την μετρούμενη, έχει παρατηρηθεί να



ανταποκρίνεται σε περιπτώσεις δημιουργίας θαλάσσιας ομίχλης ενώ σημειώνεται πως σχετικές τυρβώδεις καταγραφές για την μεταφοράς υγρασίας δεν απαντώνται συχνά στην βιβλιογραφία.

Οι παραπάνω συνθήκες σύμφωνα με την βιβλιογραφία είναι πιθανό να συνδέονται με την δημιουργία θερμικών εσωτερικών οριακών στρωμάτων πάνω από την θάλασσα, τα οποία είναι σε θέση να επηρεάσουν τις ανταλλαγές θερμότητας και υδρατμών, το ίδιο το ύψος του ΘΑΟΣ και να προκαλέσουν συνθήκες ευνοϊκές (έντονη αύξηση της ευστάθειας με αποτέλεσμα την αποσύζευξη ροής καθ' ύψος) για την δημιουργία Αεροχείμαρων Χαμηλού Ύψους. Οι διεργασίες αυτές λόγω ενίσχυσης της κατακόρυφης μεταφοράς θερμότητας και υγρασίας άμεσα ή έμμεσα (ΑΧΥ), μέσω της αύξησης της έντασης, της αλλαγής της διεύθυνσης αλλά και της ισχυρής διάτμησης καθ' ύψος του ανέμου στην περίπτωση αεροχείμαρων χαμηλού ύψους, μπορούν εν δυνάμει να επηρεάσουν έντονα καιρικά φαινόμενα όπως καταιγίδες, ανάπτυξη θυελλωδών ανέμων ή και σιφώνων στην περιοχή. Το γεγονός αυτό καθιστά κρίσιμη και αναγκαία την περαιτέρω διερεύνηση και καταγραφή των ιδιαίτερων αυτών συνθηκών αλληλεπίδρασης στο Αιγαίο.

Από την σύγκριση των καταγραφών μεταφοράς αισθητής θερμότητας με προκύπτουσες τιμές υπολογισμών βάσει ευρέως χρησιμοποιούμενων παραμετροποιήσεων από ατμοσφαιρικά μοντέλα μέσης κλίμακας, προέκυψε ξεκάθαρα η ανάγκη να λαμβάνονται υπόψη οι διεργασίες στο ιξώδες στρώμα αέρα και θάλασσας στους σχετικούς υπολογισμούς. Οι εξεταζόμενες προσεγγίσεις των Liu et al. (1979), του Brutsaert (1982) και του Jancic (1994), σε αρκετές περιπτώσεις ήταν ικανοποιητικές, παρουσίασαν μέσες αποκλίσεις από 17 έως 33% ενώ όταν δεν λήφθηκαν υπόψη οι διεργασίες του ιξώδους στρώματος, οι εκτιμώμενες αποκλίσεις κυμάνθηκαν από 23 έως 37%, υπερεκτιμώντας σχεδόν σε όλο το εύρος τιμών τις καταγραφές. Αν και δεν προέκυψε κάποιο συγκεκριμένο σχήμα παραμετροποίησης ως αντιπροσωπευτικό, ανεδείχθη η έντονη εξάρτηση της παραμετροποίησης των ροών στο επιφανειακό ΘΑΟΣ επιπρόσθετα από το σχήμα παραμετροποίησης του ύψους τραχύτητας της επιφάνειας της θάλασσας και την τιμή του λόγου του

συντελεστή στροβιλώδους μεταφοράς της θερμότητας ( $k_h$ ) προς τον αντίστοιχο για την ορμή ( $k_m$ ).

Από την παραμετροποίηση των αδιάστατων συντελεστών τυρβώδους μεταφοράς θερμότητας ( $C_H$ ,  $C_Q$ ) προέκυψε πως οι προκύπτουσες τιμές δεν φαίνεται να επηρεάζονται από την ένταση του ανέμου. Οι τιμές του συντελεστή για την ροή αισθητής θερμότητας ( $C_H$ ) προσέγγισαν σε ικανοποιητικό βαθμό αντίστοιχες σταθερές τιμές στη διεθνή βιβλιογραφία όπως και την επίσης σταθερή τιμή που χρησιμοποιεί το μοντέλο ALERMO, αν και παρουσιάστηκαν σχετικά αυξημένες, πιθανότατα λόγω της παρατηρούμενης επίσης αυξημένης ροής ορμής στην περιοχή. Οι τιμές του συντελεστή τυρβώδους μεταφοράς υγρασίας ( $C_Q$ ) από την άλλη μεριά, ανταποκρινόμενες σε συνθήκες καθοδικής ροής υγρασίας και ελαφριάς ευστάθειας, πιθανότατα τοπικού χαρακτήρα, παρουσιάστηκαν σχετικά μικρότερες κατά μία τάξη μεγέθους, παρόμοια με καταγραφές παρουσία υφάλων ανάντη σχετικών μετρήσεων. Από τα παραπάνω αναδεικνύεται η ανάγκη για περισσότερες σχετικές μετρήσεις πάνω από το Αιγαίο, υπό μεγαλύτερο εύρος θερμοκρασιακών διαφορών αέρα και θάλασσας και συνθηκών ευστάθειας του αέρα.

Πάνω από τα νερά του Αιγαίου βρέθηκαν υψηλότερες τιμές μεταφοράς ορμής καθώς και του αντίστοιχου συντελεστή τυρβώδους μεταφοράς ( $C_{D10}$ ) σε σχέση με τις ανοιχτές θάλασσες, οι οποίες μπορούν να αποδοθούν στην κυρίαρχη ανεμογενή φύση των κυμάτων, λόγω της περιορισμένης έκτασης της αλληλεπίδρασης αέρα-θάλασσας στην περιοχή. Το γεγονός αυτό αντικατοπτρίστηκε ξεκάθαρα στις προκύπτουσες καμπύλες παραμετροποίησης τόσο των τιμών της ταχύτητας τριβής ( $u_*$ ) όσο του συντελεστή  $C_{D10}$  με την ταχύτητα του ανέμου (επίπεδο εμπιστοσύνης 99%), οι τιμές των οποίων βρέθηκαν να υποεκτιμούνται από το σύνολο αντίστοιχων σχέσεων από μετρήσεις πάνω από ανοιχτές θάλασσες και ωκεανούς, συμπεριλαμβανομένης και της σχέσης που χρησιμοποιείται από το μοντέλο θαλάσσιας κυκλοφορίας ALERMO. Πιο συγκεκριμένα, η προτεινόμενη από την διατριβή παραμετροποίηση του συντελεστή  $C_{D10}$  με την ταχύτητα του ανέμου, προέκυψε επίσης αυξανόμενη (γραμμικά) με τον άνεμο και σχεδόν παράλληλη της χρησιμοποιούμενης ( $2^{0u}$

βαθμού) από το μοντέλο ALERMO για ταχύτητες ανέμου κυρίως κάτω από 20m/s, παρουσιάζοντας όμως μεγαλύτερο σταθερό συντελεστή κατά 30%. Αυτό σημαίνει πως για ένα μέσο ετήσιο εύρος ταχυτήτων του ανέμου πάνω από το Αιγαίο, η εφαρμοζόμενη τάση στην επιφάνεια της θάλασσας από την ατμόσφαιρα, υπό ουδέτερες συνθήκες ευστάθειας του αέρα, προκύπτει κατά ένα τρίτο (1/3) περίπου μεγαλύτερη χρησιμοποιώντας την νέα σχέση.

Με την εφαρμογή της προκύπτουσας παραμετροποίησης του συντελεστή τυρβώδους μεταφοράς ορμής ( $C_{D10}$ ), προέκυψε αύξηση των τιμών της κινητικής ενέργειας του οριακού στρώματος (των πρώτων 10m) της θάλασσας στις προγνώσεις του μοντέλου σε όλη την Ανατολική Μεσόγειο. Αν και οι παρατηρούμενες δομές της επιφανειακής κυκλοφορίας δεν άλλαξαν με την χρήση του νέου σχήματος παραμετροποίησης, ενισχύθηκαν σε ένταση κατά 40% σχεδόν σε ολόκληρο το Αιγαίο, τοπικά έως και 50% και κατά 21% σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης. Σημειώνεται πως η σχετική μέση αύξηση της κινητικής ενέργειας του οριακού στρώματος της θάλασσας, παρουσίασε τον χειμώνα μικρή μείωση σε σχέση με τον υπόλοιπο χρόνο, πιθανότατα λόγω της εποχικής διακύμανσης του πάχους του στρώματος ανάμειξης της θάλασσας.

Η ενίσχυση της έντασης των δομών ανέδειξε την σημαντική επίδραση της ανταλλαγής ορμής στην διεπιφάνεια με την ατμόσφαιρα στις διαδικασίες οριζόντιας μεταφοράς, ιδιαίτερα στη θάλασσα του Αιγαίου. Η επίδραση της αύξησης της τάσης του ανέμου έγινε φανερή και στους μηχανισμούς ανάβλυσης, οι οποίοι σχετίζονται με την οριζόντια μεταφορά επιφανειακών υδάτων, αφού παρατηρήθηκαν περισσότερο κρύα τοπικά επιφανειακά νερά στις προβλέψεις του μοντέλου, έως και έναν βαθμό Κελσίου στις συνήθεις περιοχές ανάβλυσης στην ανατολική Μεσόγειο, κατά την διάρκεια των ετησίων ανέμων. Σημαντικές αλλαγές στην επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων παρατηρήθηκαν επίσης λόγω μεταφοράς των ψυχρότερων υδάτων μέσω της εκτενούς επιφανειακής κυκλοφορίας, μακριά από τις περιοχές αυτές σταδιακά σε όλο το Αιγαίο, καθώς και λόγω μετατόπισης του βόρειου θερμοαλατικού μετώπου (λόγω της εισροής υδάτων από την Μαύρη θάλασσα) αρκετά χιλιόμετρα νοτιότερα. Αξιόλογες διαφορές στην επιφανειακή αλατότητα, μακριά από το σημείο εισόδου των

υδάτων από την Μαύρη θάλασσα, φανέρωσαν επιπρόσθετα την επίδραση της ανταλλαγής ορμής στην διεπιφάνεια στην οριζόντια ανάμιξη των επιφανειακών υδάτων της θάλασσας.

Από τα παραπάνω αποτελέσματα αλλά και από την σύγκριση με δορυφορικές μετρήσεις της υπολογιζόμενης επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, από το πρώτο επίπεδο του μοντέλου (1σ) με την χρήση των δύο διαφορετικών παραμετροποιήσεων, έγινε φανερό πως οι προκύπτουσες διαφορές στην σχετική προγνωστική ικανότητα του μοντέλου, προκύπτουν από τον συνδυασμό αλλαγών στην οριζόντια μεταφορά (μέσω της εκτενούς επιφανειακής κυκλοφορίας) και στην ανάμιξη των επιφανειακών υδάτων ακόμα και μακριά από πηγές νερών διαφορετικών χαρακτηριστικών, και όχι λόγω θερμικών ανταλλαγών με την ατμόσφαιρα.

Οι διαφορές με την χρήση του νέου και του χρησιμοποιούμενου σχήματος παραμετροποίησης αλλά και το μέσο σφάλμα σε κάθε περίπτωση και περίοδο πρόβλεψης, βρέθηκαν να μειώνονται με την απουσία των φαινομένων ανάβλυσης, μετά το πέρας των ετησίων ανέμων, αλλά και με την σταδιακή μείωση του ρυθμού εισαγωγής υδάτων από την Μαύρη θάλασσα (ο οποίος παρουσιάζει ελάχιστο το χειμώνα), δηλαδή των βασικών παραγόντων της έντονης εποχικής χωρικής διακύμανσης της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων στην ευρύτερη Ανατολική Μεσόγειο.

Οι διαφορές μεταξύ των δύο σχημάτων παραμετροποίησης κατά την διάρκεια του χειμώνα περιορίστηκαν ουσιαστικά στα όρια του βόρειου θερμοαλατικού μετώπου στο Αιγαίο. Εμφανίστηκε ωστόσο βελτίωση των σχετικών προγνώσεων την άνοιξη σε ποσοστό έως 25% τοπικά σε περιοχές αυξημένου σφάλματος πρόγνωσης (θερμότερων νερών) με την χρήση του χρησιμοποιούμενου σχήματος, κυρίως κατά μήκος των πολύπλοκων δυτικών και βόρειων ακτών του Αιγαίου καθώς επίσης και στη θάλασσα της Λεβαντίνης, νότια της Κρήτης και στα βορειοανατολικά παράλια της Αφρικής. Αντίθετα παρουσιάστηκε αύξηση του σφάλματος κυρίως στις περιοχές ανάβλυσης (πιο κρύα επιφανειακά νερά), η οποία ιδιαίτερα κατά την διάρκεια του καλοκαιριού έφτασε τοπικά έως και το 50% του σφάλματος με την χρήση του χρησιμοποιούμενου σχήματος, στις

πενταήμερες προβλέψεις του μοντέλου. Οι αυξημένες τιμές σφάλματος στις περιοχές αυτές και από τα δύο σχήματα είναι πιθανό να οφείλονται στο μικρό βάθος και την πολυπλοκότητα της τοπογραφίας και του βυθού των παράκτιων περιοχών ανάβλυσης, στις οποίες η διεύθυνση της μεταφοράς μάζας στην πραγματικότητα επηρεάζεται έντονα από το τυρβώδες οριακό στρώμα με το βυθό, με αποτέλεσμα προκύπτουσες παράκτιες κυκλοφορίες μικρότερης κλίμακας από το κελί του μοντέλου, να παίζουν σημαντικό ρόλο τοπικά στην μεταφορά επιφανειακών υδάτων.

Σημαντική φάνηκε να είναι η επίδραση της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα και θάλασσας στις τιμές του συντελεστή αντίστασης και κατ'επέκταση στην εφαρμοζόμενη τάση του ανέμου στο μοντέλο, με άμεσες επιπτώσεις τοπικά στην οριζόντια και στην κατακόρυφη κυκλοφορία των υδάτων στις περιοχές ανάβλυσης. Σημειώνεται πως η κατακόρυφη μεταφορά ορμής υπό παρόμοιες συνθήκες βρέθηκε πράγματι να επηρεάζεται από την ευστάθεια της ατμόσφαιρας στα αποτελέσματα των μετρήσεων πάνω από το Αιγαίο, εμφανίζοντας έντονη μείωση των τιμών με την αύξηση της ευστάθειας. Χρησιμοποιώντας τις σχέσεις του σχήματος του ALERMO για την επίδραση της ευστάθειας στις τιμές και των δύο σχημάτων παραμετροποίησης, η μείωση τιμών του συντελεστή  $C_{D10}$  κατάντη έντονων βαθμίδων της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων, ιδιαίτερα στις περιοχές ανάβλυσης στο Αιγαίο (όπου έφτασε έως και 50% στην διάρκεια του καλοκαιριού), είχε ως αποτέλεσμα την μείωση του σφάλματος πρόγνωσης τοπικά, πιθανότατα λόγω σχετικής εξασθένησης των μηχανισμών ανάβλυσης.

Το γεγονός αυτό αναδεικνύει έναν πολύπλοκο και δυναμικό χαρακτήρα αλληλεπίδρασης στην επιφάνεια της θάλασσας του Αιγαίου στις περιοχές αυτές. Κατά την μεταφορά του αέρα πάνω από θερμότερα νερά, οι υπολογισμοί του μοντέλου παρουσιάζουν αντίστοιχα αύξηση τιμών του συντελεστή  $C_{D10}$  ενώ υψηλές τιμές τύρβης και του συντελεστή παρουσιάστηκαν στον νοτιοανατολικό Αιγαίο την ίδια περίοδο, σύμφωνα με τις μετρήσεις. Παραμένει αναπάντητο το ερώτημα του κατά πόσο το γεγονός αυτό μπορεί να οφείλεται σε τυχόν επιτάχυνση τοπικά της ροής προς τον θερμότερο τομέα, λόγω διαφορικής θέρμανσης του αέρα ανάντη και κατάντη της καταγραφόμενης θερμοβαθμίδας,

ανάντη του σημείου μέτρησης. Για την σχετική μελέτη απαιτούνται διαφορικές χωρικά ωκεανογραφικές, μετεωρολογικές αλλά και μικρομετεωρολογικές μετρήσεις στο επιφανειακό ΘΑΟΣ.

### 7.1 Προτάσεις για μελλοντική έρευνα

Τα αποτελέσματα τόσο των μετρήσεων όσο και του μοντέλου, μαρτυρούν την ιδιαιτερότητα των ανταλλαγών ενέργειας και ορμής πάνω από την ημίκλειστη θάλασσα του Αιγαίου, εξαιτίας αφενός της μικρότερης έκτασης της αλληλεπίδρασης αέρα και θάλασσας σε σχέση με τους ωκεανούς και αφετέρου της άρρηκτης σύνδεσης της έντονης επιφανειακής και κατακόρυφης κυκλοφορίας αλλά και ανάμιξης των υδάτων στην περιοχή, με το πεδίο της τάσης του ανέμου. Με στόχο την εύρεση συσχετίσεων των υψηλών τιμών ροής ορμής πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου και πιθανόν του ανταποκρινόμενου ύψους τραχύτητας, με την ανεμογενή φύση των επιφανειακών κυμάτων της θάλασσας, προτείνεται η πραγματοποίηση μετεωρολογικών και μικρομετεωρολογικών μετρήσεων σε περισσότερα από ένα ύψη στο επιφανειακό ΘΑΟΣ, σε συνδυασμό με μετρήσεις των χαρακτηριστικών των κυμάτων και βασικών μεγεθών στην επιφάνεια της θάλασσας όπως η θερμοκρασία, στο ίδιο σημείο. Μικρομετεωρολογικές μετρήσεις σε ακόμα περισσότερα ύψη πάνω από την θάλασσα, θα μπορούσαν (α) αποτελέσουν την βάση για ακριβείς υπολογισμούς τους ύψος ταχύτητας αλλά και (β) να ενισχύσουν την ισχύ των εκτιμήσεων για ύψη  $z_T$  και  $z_Q$  για την θερμοκρασία και την υγρασία αντίστοιχα, να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό (γ) των τιμών αλλά και του λόγου των τιμών των συντελεστών στροβιλώδους μεταφοράς της θερμότητας ( $k_h$ ) και ορμής ( $k_m$ ) και (δ) των αδιάστατων συναρτήσεων  $\Phi(z/L)$  του συντελεστή ευστάθειας στο ΘΑΟΣ. Επιπρόσθετα, μετρήσεις του φάσματος της μάζας των σωματιδίων αλατιού τα οποία παράγονται από την επιφάνεια της θάλασσας, θα επέτρεπαν την μελέτη των σχετικών ροών και κυρίως την επίδραση της ευστάθειας σε αυτές ενώ θα μπορούσε να προκύψει επίσης και ποσοτικοποίηση-παραμετροποίηση των ροών, για παράδειγμα, με την ταχύτητα του ανέμου καθώς και σύγκριση με άλλες

αντίστοιχες σχέσεις από μετρήσεις πάνω από ωκεανούς (π.χ. Monahan et al. 1986).

Με αφορμή την σημαντική διαφορά τιμών της καμπύλης είτε του συντελεστή τυρβώδους κατακόρυφης μεταφοράς ορμής είτε της ταχύτητας τριβής (συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου στα 10m) που προτείνονται από την διατριβή, με τις τιμές της συντριπτικής πλειοψηφίας σχετικών σχημάτων παραμετροποίησης, θα είχε ενδιαφέρον η εφαρμογή των προκυπτουσών εξισώσεων για την μεταφορά ορμής συναρτήσει της έντασης του ανέμου, σε προγνωστικό μοντέλο κυματισμού της θάλασσας (WAM) με περιοχή μελέτης το Αιγαίο και η αξιολόγησή τους με την σύγκριση σχετικών καταγραφών σειράς ετών, επιχειρησιακών σηματοδύρων (για παράδειγμα του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε) στην περιοχή.

Η χρήση της προτεινόμενης παραμετροποίησης του συντελεστή μεταφοράς ορμής, φάνηκε πως μπορεί να βελτιώσει σε κάποιο βαθμό την προγνωστική ικανότητα του επιχειρησιακού μοντέλου του πανεπιστημίου Αθηνών ALERMO, στην Ανατολική Μεσόγειο. Ο τρόπος διαφοροποίησης της πρόγνωσης, όπως κατανοείται από το παράδειγμα της επιφανειακής θερμοκρασίας και της αλατότητας της θάλασσας, δηλαδή λόγω της αύξησης της οριζόντιας μεταφοράς επιφανειακών υδάτων μέσω των δομών της επιφανειακής κυκλοφορίας, κατά συνέπεια και της κατακόρυφης μεταφοράς σε περιοχές ανάβλυσης και καταύλυσης καθώς και της εκτενέστερης επιφανειακής ανάμιξης των επιφανειακών υδάτων, πιθανόν να οδηγεί επίσης σε βελτίωση προγνώσεις σχετικές, για παράδειγμα με την επιφανειακή αλατότητα, με τη διασπορά θρεπτικών συστατικών, ρύπων (π.χ. πετρέλαιο) ή εν γένει μάζας και χαρακτηριστικών ιδιοτήτων των υδάτων, στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

## Βιβλιογραφία

1. Amitai Y., Lehahn Y., Lazar A. Heifetz E., Surface circulation of the eastern Mediterranean Levantine basin: insights from analyzing 14 years of satellite altimetry data. *J. Geophys. Res.* 115, C10058.
2. Andreas EL. Spray-Mediated Enthalpy Flux to the Atmosphere and Salt Flux to the Ocean in High Winds. *J Phys Oceanogr.* 2010 Mar; 40:608–619. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2009JPO4232.1>
3. Arya S. P., 1988: Introduction to Micrometeorology, Academic Press INC, New York.
4. Belamari S., 2005, Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes, Marine Environment and Security for the European Area – Integrated Project, Deliverable D.4.1.2., pp. 29.
5. Benjamin S. G., 1986, Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part II: Two-dimensional idealized experiments. *Monthly Weather Review*, Vol. 114, pp. 330–343.
6. Benjamin S. G., Carlson T. N., 1986, Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: Three-dimensional simulations, *Monthly Weather Review*, Vol. 114, pp. 307–329.
7. Blumberg, A.F., and G.L. Mellor, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Vol. 4, edited by N.Heaps, pp. 208, American Geophysical Union, Washington, D.C., 1987.
8. Boussinesq, Essai sur la théorie des eaux courantes, *Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences* XXIII, 1 (1877) 1-680.
9. Brunke M. A., Fairall C. W., Zeng X., Eymard L., Curry J. A., 2003, Which Bulk Aerodynamic Algorithms are Least Problematic in Computing Ocean Surface Turbulent Fluxes?, *Journal of Climate*, Vol. 16, pp. 619–635.
10. Brutsaert *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications.* Front Cover. W. Springer Netherlands, Jan 31, 1982
11. Brutsaert, W., A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level, *Water Resour. Res.*, 11, 543–550, 1975.



12. Bunker, A.F., 1976: Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, *Mon. Wea. Rev.* 104:1122-1140.
13. Burillo IA, Caniaux G, Gavart M, De Mey P, Baraille R. Assessing ocean-model sensitivity to wind forcing uncertainties. *Geophys Res Lett.* 2002 Sep; 29(18):51-54. doi:10.1029/2001GL014473
14. Busch NE. Fluxes in the surface boundary layer over the sea. Modeling and Prediction of the Upper Layer of the Ocean. Proceedings of a NATO Advanced Study Institute; 1975; Urbino, Italy. New York: Pergamon Press; 1977.
15. Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., and Bradley, E. F.: 1971, 'Flux-profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer', *J. Atmos. Sci.* 28, 181-189.
16. Byrne HM. The variation of the drag coefficient on the marine surface layer due to temporal and spatial variations of the surface wind and sea state. Pacific Marine Environmental Laboratory; Seattle, Washington. 1983 Jun. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-49.
17. Charnock H., Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 81, issue 350, pp. 639-640.
18. Cheng, H., Castro, I. P. 2002 'Near-Wall Flow Development after a Step Change in Surface Roughness' *Boundary-Layer Meteorol* 105:411-432
19. Christensen, J H; Bøssing Christensen, O; Lopez, P; van Meijgaard, E; and Botzet, M (1996): The HIRHAM4 Regional Atmospheric Climate Model. Scientific Report 96-4, Danish Meteorological Institute.
20. Crofoot RF (Massachusetts Institute of Technology, Department of Ocean Engineering; Cambridge, MA). Investigations of scalar transfer coefficients in fog during the Coupled Boundary Layers and Air-Sea Transfer experiment: A case study. M.S. Thesis, Joint Program in Applied Ocean Science and Engineering, the Woods Hole Oceanographic Institution. 2004.
21. Csanady G. T. Air-Sea Interaction. Laws and Mechanisms. Cambridge University Press, 2001. 248 pp

22. DeCosmo, J., Katsaros, K.B., Smith, S.D., Anderson, R.J., Oost, W.A., Bumke, K. and Chadwick, H., 1996, 'Air-sea exchange of water vapour and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results', *J. Geophys. Res.* 101, 12 001-12 016.
23. Deissler R. G., Eian C. S.. Analytical and Experimental Investigation of Fully Developed Turbulent Flow of Air in a Smooth Tube with Heat Transfer with Variable Fluid Properties National Advisory Committee for Aeronautics, 1952
24. Drennan W. M., Kahma K. K., Donelan M. A., 1999, On momentum flux and velocity spectra over waves, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 92, pp. 489–515.
25. Echols, W. T., Wagner, N. K. 1972 'Surface Roughness and Internal Boundary Layer near a Coastline' *J. Appl. Meteorol* 11 658-662
26. Fairall CW, Bradley EF, Hare JE, Grachev AA, Edson JB. Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes. Updates and verification for the COARE Algorithm. *J Climate*. 2003 May; 16:571-591. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2
27. Focken T., Wichura B., 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agricultural and Forest Meteorology* 78 83—105 85
28. Foreman RJ, Emeis S. Revisiting the Definition of the Drag Coefficient in the Marine Atmospheric Boundary Layer. *J Phys Oceanogr*. 2010 Oct; 40:2325-2332. doi:http://dx.doi.org/10.1175/2010JPO4420.1
29. Frieche CA, Shaw WJ, Roger DP, Davidson KL, Large WG, Stage SA et al. Air–sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front. *J Geophys Res*. 1991 Sep; 96:8593–8609. doi:10.1029/90JC02062
30. Gao ZQ, Wang Q, Zhou MY. Wave-dependence of friction velocity, roughness length, and drag coefficient over coastal and open water surfaces by using three databases. *Adv Atmos Sci*. 2009 Sep; 26:887-894. doi: 10.1007/s00376-009-8130-7

31. Garratt J. Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents. *Mon Wea Rev.* 1977 Jul; 105:915–929. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<0915:RODCOO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<0915:RODCOO>2.0.CO;2)
32. Garratt JR. The internal boundary layer - A review. *Bound Layer Meteor.* 1990 Mar; 50(1-4):171-203. doi:10.1007/BF00120524
33. Garratt, J. R.: 1977, 'Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents', *Mon. Wea. Rev.* 105, 915–929.
34. Geermaert G. L., Katsaros K. B., Richter, K., 1986, Variation of the Drag Coefficient and Its Dependence on Sea State, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, pp. 7667–7679.
35. Geernaert GL, Plant WJ. *Surface Waves and Fluxes: Current theory.* The Netherlands: Kluwer; 1990.
36. Hasse L., 1971, The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 1, pp. 368-379.
37. Hasselmann K, Barnett PT, Bouws E, Carlson H, Cartwright DE, Enke K et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Dtsch Hydrogr Z.* 1973; 12:1-95.
38. Hauser D., 2003, The FETCH experiment: An overview, *Journal of Geophysics Research*, Vol.108, pp. 8053.
39. Hellerman S, Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the World Ocean with error estimates. *J Phys Oceanogr.* 1983 Mar; 13:1093-1104. doi:10.1175/1520-0485(1983)013<1093:NMWSOT>2.0.CO;2
40. Hwang PA, García-Nava H, Ocampo-Torres FJ. Dimensionally Consistent Similarity Relation of Ocean Surface Friction Coefficient in Mixed Seas. *J Phys Oceanogr.* 2011 Jun; 41(6):1227-1238. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2011JPO4566.1>
41. Hwang PA. Temporal and spatial variation of the drag coefficient of a developing sea under steady wind-forcing. *J Geophys Res: Oceans.* 2005 Jul; 110(C7). doi:10.1029/2005JC002912

42. Izumi, Y.: 1971, 'Kansas 1968 Field Program Data Report', AFCRL Research Report No. AFCRL-TR-72-0041 (Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Bedford Massachusetts 01731) 79 pp.
43. Janjic, Z.I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection viscous sublayer and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945.
44. Jegede, O. O., Foken, Th. 1999 'A Study of the Internal Boundary Layer Due to a Roughness Change in Neutral Conditions Observed during the LINEX Field Campaigns' *Theor. Appl. Climatol* 62:3141
45. Jin Wu, 1980: Wind-Stress coefficients over Sea surface near Neutral Conditions—A Revisit. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 727-740. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0727:WSCOSS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0727:WSCOSS>2.0.CO;2)
46. Jones I.S.F. and Toba Y., 2009. *Wind Stress over the Ocean*. Cambridge University Press.
47. Kallos G. The Regional weather forecasting system SKIRON. Proceedings, Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments; 1997 Oct 15-17; Athens, Greece: p. 9
48. Kara BA, Helber RW, Boyer TP, Elsner JB. Mixed layer depth in the Aegean, Marmara, Black and Azov Seas: Part I: General features. *J Marine Syst*, 2009 Nov; 78:169-180. doi:10.1016/j.jmarsys.2009.01.022
49. Kitaigorodsky S.A. 1973. *The physics of air-sea interaction*. (English ed.) U.S. Department of Commerce, National Technical Information Service, Springfield, VA 22151, 237 pp.
50. Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, 9, 91-112.
51. Korres G, Lascaratos A. A one-way nested eddy resolving model of the Aegean and Levantine basins: implementation and climatological runs. *Ann Geophys*. 2002 Jan; 21(1):205-220. doi:10.5194/angeo-21-205-2003
52. Kostopoulos V.E., Chrisagi E., Sofianos S. and Helmis C.G., 2015, Study of the impact of a new Drag Coefficient parameterization on the forecasting skill

- of an Ocean Model in the Aegean and Levantine Seas, *Science of the Total Environment* (submitted for publication)
53. Kostopoulos VE, Helmis CG. Flux measurements in the surface marine Atmospheric Boundary Layer over the Aegean Sea. *Sci Total Environ.* 2014 Jul; 494-495:166-176. doi:10.1016/j.scitotenv.2014.06.127
  54. Large WG, Pond S. Open sea momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J Phys Oceanogr.* 1981 Nov; 11:324-336. doi:http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2
  55. Large, W.G. and Pond, S., 1982, 'Sensible and latent heat flux measurements over the ocean', *J. Phys. Oceanogr.* 12, 464-482.
  56. Lascaratos A, Roether W, Nittis K, Klein B. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog Oceanogr.* 1999; 44(1-3):5-36.
  57. Lebeaupin C., Ducrocq V., Giordani H., 2006, Sensitivity of mediterranean torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts, *Journal of Geophysics Research*, Vol. 111, D12110.
  58. Lee X., Massman W., Law B., 2004, *Handbook of micrometeorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
  59. Lingrent K., *The Behaviour of the Latent Heat Exchange Coefficient in the Stable Marine Boundary Layer*, 2008, Uppsala : Institutionen för geovetenskaper
  60. Liu W.T, Katsaros K.B., Businger J.A., 1979: Bulk Parameterization of Air-Sea Exchanges of Heat and Water Vapor Including the Molecular Constraints at the Interface. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1722–1735. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<1722:BPOASE>2.0.CO;2\
  61. M. Stunder, S. Sethuraman. (1985) A comparative evaluation of the coastal internal boundary-layer height equations. *Boundary-Layer Meteorology* 32:2, 177-204.
  62. Mahrt L, Vickers D, Andreas E, Khelif D. Sensible Heat Flux in Near-Neutral Conditions over the Sea. *J Phys Oceanogr.* 2012 Feb; 42:1134-1142. doi:http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-11-0186.1

63. Mahrt L, Vickers D, Howell J, Hojstrup J, Wilczak JM, Edson J et al. Sea surface drag coefficients in the Riso Air Sea Experiment. *J Geophys.* 1996 Jun; 101:14327-14335. doi:10.1029/96JC00748
64. Mahrt L. 2007, The influence of nonstationarity on the turbulent flux-gradient relationship for stable stratification. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 125, pp 245-264.
65. Malanotte-Rizzoli, P., "Current Systems in the Mediterranean," in *Encyclopedia of Ocean Sciences*, J. Steele, S. Thorpe, and K. Turekian, eds., Academic Press, 605-612, 2001.
66. Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875
67. Monahan, E. C., D. E. Spiel, and K. L. Davidson, A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption, in *Oceanic White-caps*, edited by E. Monahan and G. M. Niocaill, pp. 167–174, D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.
68. Monin A. S. and Yaglom A. M. *Statistical fluid mechanics*, M.I.T. Press, Cambridge, Mass. (1971)
69. Monin, A. S.; Obukhov, A. M. (1954). "Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere". *Tr. Akad. Nauk. SSSR Geophys. Inst.* 24 (151): 163–187.
70. Nardelli B, Tronconi C, Pisano A, Santoleri R. High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project. *Rem. Sens. Env.* 2013 Oct; 129:1-16. doi:10.1016/j.rse.2012.10.012.
71. Oost, W.A., Jacobs, C.M.J. and van Oort C., 1999, 'Stability effects on heat and moisture fluxes at sea', *Boundary-Layer Meteorol.* 95, 271-302.
72. Pastor, F., Estrela, M. J., Penarrocha, P., Millan, M. M., 2001, Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast: Modelling the effect of the sea surface temperature, *Journal of Applied Metrology*, Vol. 40, pp. 1180–1195.

73. Paulson CA. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *J Appl Meteor.* 1970 Dec; 9:857-861. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1970\)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1970)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2)
74. Paw U KT., Baldocchi D., Meyers T., Wilson K., Correction Of Eddy-Covariance Measurements Incorporating Both Advective Effects And Density Fluxes, *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, Volume 97, Issue 3, pp 487-511
75. Pedreros R, Dardier G, Dupuis H, Graber HC, Drennan WM, Weill A et al. Momentum and heat fluxes via the eddy correlation method on the R/V L'Atalante and an ASIS buoy. *J Geophys Res.* 2003 Nov; 108. doi:10.1029/2002JC001449
76. Pendergrass, W., Aria, S. P. S. 1984 'Dispersion in Neutral Boundary Layer over a Step Change in Surface Roughness—I. Mean Flow and Turbulence Structure' *Atmos. Environ* 18:1267-1279
77. Phillips, O.M., 1981, "The Structure of Short Gravity Waves on the Ocean Surface". *Spaceborne synthetic aperture radar for oceanography.* (A81-46104 22-48) Baltimore, MD, Johns Hopkins University Press, 1981, p. 24-31.
78. Pond S. Pickard GL. *Introductory Dynamical Oceanography.* 2nd ed. Oxford: Pergamon; 1983
79. Poulos SE, Drakopoulos PG, Collins MB. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *J Mar Sys.* 1997 Oct; 13:225-244. doi:10.1016/S0924-7963(96)00113-3
80. Powell D. C. and Elderkin C. E., 1974: An Investigation of the Application of Taylor's Hypothesis to Atmospheric Boundary Layer Turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 31, 990 – 1002.
81. Raynor G.S. Michael P., Brown M.m Sethuraman S., Studies of atmospheric diffusion from a nearshore oceanic site. *J. Appl. Meteor.*, 1975,14:1080-1094.
82. Reichardt H., "Die Wärmeübertragung in turbulenten Reibungs-schichten," *Z. angew. Math. and Mech.*, B. 20, 297, 1940.

83. Richardson L.F. Atmospheric Diffusion Shown on a Distance-Neighbour, 1 April 1926. DOI: 10.1098/rspa.1926.0043
84. Rizou D, Flocas H, Bartzokas A, Helmis CG. On the link between Indian summer monsoon and the Etesian pattern over the Aegean Sea. CEST 2013: Proceedings of the 13th International Conference on Environmental Science and Technology; 2013 Sep 5-7; Athens, Greece.
85. Robinson, I.S.(2004), *Measuring the Ocean from Space: The Principles and Methods of Satellite Oceanography* (669 pp.). Springer/Praxis, Heidelberg, Germany/Chichester, U.K.
86. Rosati A, Miyakoda K. A general circulation model for upper ocean simulation, *J. Phys. Oceanogr.* 1988 May; 18:1601–1626. doi:10.1175/1520-0485(1988)018<1601:AGCMFU>2.0.CO;2
87. Salat J., Puig P., Latasa M.. 2010. Violent storms within the Sea: dense water formation episodes in the NW Mediterranean. *Advances in Geosciences*, 26: 53–59. [www.adv-geosci.net/26/53/2010/](http://www.adv-geosci.net/26/53/2010/), doi:10.5194/adgeo-26-53-2010.
88. Savelyev S, Taylor P. Internal Boundary Layers: I. Height Formulae for Neutral and Diabatic Flows. *Bound Layer Meteor.* 2004 Jul; 115:1-25. doi:10.1007/s10546-004-2122-z
89. Schlichting, H. (1968) *Boundary-Layer Theory*, McGraw-Hill, New York.
90. Schofield, W. H. 1975 'Measurements in Adverse-Pressure-Gradient Turbulent Boundary Layers with a Step Change in Surface Roughness' *J. Fluid Mech* 70:573-593
91. Sethuraman S, Raynor GS. Surface drag coefficient dependence on the aerodynamic roughness of the sea. *J Geophys Res.* 1975 Dec; 80(36):4983-8. doi:10.1029/JC080i036p04983
92. Skliris N, Sofianos S, Gkanasos A, Axaopoulos P, Mantziafou A, Vervatis V. Long-term sea surface temperature variability in the Aegean Sea. *Adv Limnol Oceanogr.* 2011 Nov; 2(2):125-139. doi:10.1080/19475721.2011.601325
93. Skyllingstad E. D., Vickers D., Mahrt L., Samelson R., 2005, Effects of mesoscale sea-surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 123, pp 219-237.



94. Small RJ, deSzoeko SP, Xie SP, O'Neill L, Seo H, Song Q et al. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn Atmos Oceans*. 2008 Jul; 45(3-4):274-319. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001>
95. Smedman AS, Larsén XG, Högström UH, Kahma K, Pettersson H. Effect of the sea state on the momentum exchange over the sea during neutral conditions. *J Geophys Res*. 2003 Nov; 108(C11):3367. doi:10.1029/2002JC001526
96. Smith S.D. Thrust-anemometer measurements of wind turbulence, Reynolds stress, and drag coefficient over the sea *Journal of Geophysical Research, Oceans and Atmospheres* Volume 75, Issue 33, pages 6758–6770, 20 Nov 1970
97. Smith SD. Wind Stress and Heat Flux over the Ocean in Gale Force Winds. *J Phys Oceanogr*. 1980 May; 10:709-726. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2)
98. Smith, S. D. and E. G. Banke, 1975. Variation of the sea surface drag coefficient with windspeed. *Q. J. R. Meteorol. Soc*, 665-673
99. Snyder, R.L., Dobson, F.W., Elliott, J.A., and Long, R.B. (1981) "Array Measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves". *J. Fluid Mech.*, 102, 1–59.
100. Sofianos S, Johns W, Lascaratos A, Murray S, Olson D, Theocharis A. Draft Report of the Aegean Sea Workshop. Proceedings of the Aegean Sea Workshop; 2002 Oct 8-10; Rhodes, Greece. Sponsored by the Office of Naval Research and Office of Naval Research International Field Office. Available from: [http://www.oc.phys.uoa.gr/workshop/Aegean\\_Draft\\_Report\\_f.htm](http://www.oc.phys.uoa.gr/workshop/Aegean_Draft_Report_f.htm)
101. Sofianos S, Skliris N, Vervatis V, Olson D, Kourafalou V, Lascaratos A, Johns W. On the Forcing Mechanisms of the Aegean Sea Surface Circulation. European Geosciences Union General Assembly; 2015 Apr 12-17; Vienna, Austria. *Geophys Res Abstr* ; 2010: 17
102. Stage S.A., Weller R. A., 1985: The Frontal Air-Sea Interaction Experiment (FASINEX); Part I: Background and Scientific Objectives. *Bull.*

- Amer. Meteor. Soc., 66, 1511–1520. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-477\(1985\)066<1511:TFASIE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-477(1985)066<1511:TFASIE>2.0.CO;2)
103. Stull, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, Boston.
104. Subrahmanyam D. B. , Ramachandran R., Indira R. S., Kunhikrishnan P. K., Prasad K. B., 2007, Intercomparison of Air–Sea Interface Fluxes over the Yellow Sea and Korea Strait: Impact of Tsushima Warm Current, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 127, pp. 333-344.
105. Taylor G. I., *The Spectrum of Turbulence*. 18 Feb, 1938. DOI: 10.1098/rspa.1938.0032.
106. Thorpe S. A.. *An Introduction to Ocean Turbulence* Cambridge University Press, Oct 11, 2007
107. Tzali M, Sofianos S, Mantziafou A, Skliris N. Modelling the impact of Black Sea water inflow on the North Aegean Sea hydrodynamics. *Ocean Dynamics*. 2010 Jun; 60(3):585-596. doi:10.1007/s10236-010-0277-3
108. Vervatis V., *The dynamics of the aegean-levantine seas and their climatic implications*, Διδακτορική διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών (ΕΚΠΑ). Σχολή Θετικών Επιστημών. Τμήμα Φυσικής. Τομέας Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας
109. Vickers D, Mahrt L. Fetch limited drag coefficients. *Bound Layer Meteor.* 1997 Apr; 85(1):53-79. doi:10.1023/A:1000472623187
110. Vickers D, Mahrt L. Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. *J Atmos Ocean Technol.* 1997 Jun; 14:512-526. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(1997\)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1997)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2)
111. Vihma T, Uotila J, Launiainen J. Air–sea interaction over a thermal marine front in the Denmark Strait. *J Geophys Res.* 1998 Sep; 103(C12):27665–27678. doi:10.1029/98JC02415
112. Volkov YA. Turbulent flux of momentum and heat in the atmospheric surface layer over a disturbed sea-surface. *Izv. Acad. Sci, USSR Atmos. Oceanic Phys. Engl. Transl.* 1970; 6:770-774

113. Wilczak JM, Oncley SP, Stage SA. Sonic anemometer tilt correction algorithms. Bound Layer Meteor. 2001 Jul; 99:127-150. doi:10.1023/A:1018966204465
114. Wood, D. H. 1982'Internal Boundary-Layer Growth Following a Change in Surface Roughness'Boundary-Layer Meteorol22241244
115. Zodiatis G, Lardner R, Hayes DR, Georgiou G, Sofianos S, Skliris N, Lascaratos A. Operational ocean forecasting in the Eastern Mediterranean: implementation and evaluation. Ocean Sci. 2008 Feb; 4:31-47. doi:10.5194/os-4-31-2008