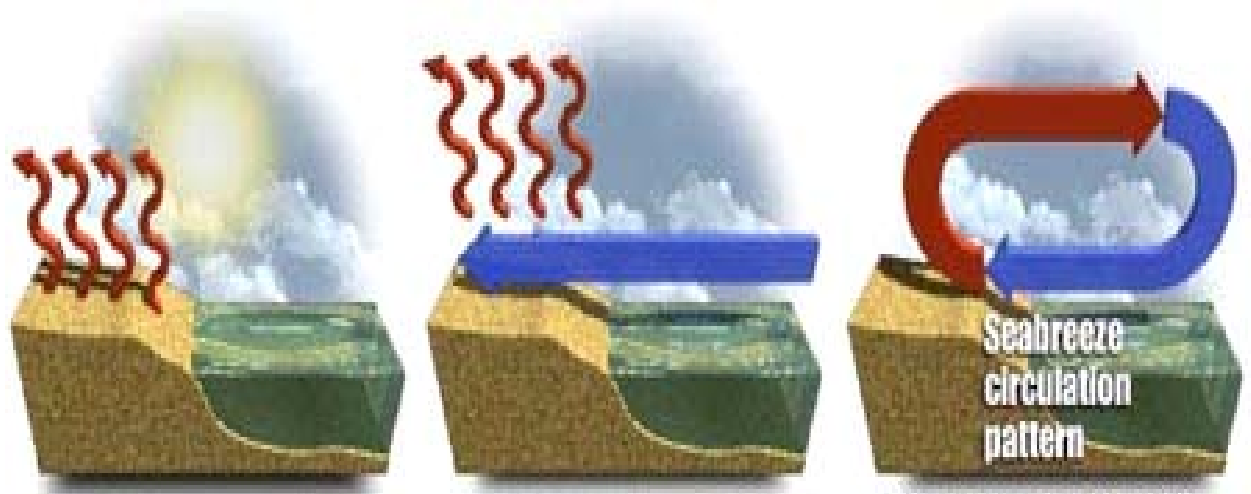


**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

***ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΑΥΡΑΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ
ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟΥ
ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ***



**Παρασκευή Κοντογιάννη
Επιβλέπων: Θεόδωρος Καρακώστας, Καθηγητής Α.Π.Θ.**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2008

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το τοπικό κλίμα της Θεσσαλονίκης διαμορφώνεται υπό την επίδραση της αρκετά περίπλοκης τοπογραφίας της περιοχής. Η γειτνίαση της θάλασσας με την ξηρά οδηγεί στην εμφάνιση τοπικών συστημάτων κυκλοφορίας εξέχουσας σημασίας, όπως αυτό της θαλάσσιας αύρας και επιτάσσει την εκπόνηση μιας διεξοδικής μελέτης των χαρακτηριστικών της, των συνθηκών που ευνοούν την ανάπτυξή της και των επιπτώσεών της. Λόγω της έντονης ηλιακής ακτινοβολίας στη Θεσσαλονίκη, η θαλάσσια αύρα παρατηρείται πολύ συχνά, ιδιαίτερα τη θερμή περίοδο του έτους και έχει τραβήξει το ενδιαφέρον αρκετών ερευνητών της για πολλές δεκαετίες.

Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης μελετάται με τη χρήση ενός αριθμητικού μοντέλου μέσης κλίμακας (MM5) διεξοδικά ο κύκλος ζωής του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, καθώς αυτή αποτελεί μια ιδιαίτερη περίπτωση ως προς την ανάπτυξη του συστήματος αυτού, διότι λόγω της διαμόρφωσης της ακτογραμμής της, οδηγεί στη διασπορά της. Παρακολουθείται χωρικά και χρονικά, ως προς την αλληλουχία των φαινομένων που τη συνοδεύουν κάνοντας χρήση των δυνατοτήτων που παρέχει το αριθμητικό μοντέλο για την πλήρη μελέτη και περιγραφής αυτών, τόσο ποιοτικά όσο και ποσοτικά. Η μεγάλη ανάλυση στην εσωτερική περιοχή ολοκλήρωσης του μοντέλου (2Km), επιτρέπει την ανάδειξη της υπό μελέτη κυκλοφορίας, μέσω της παρουσίασης μιας χαρακτηριστικής ημέρας ανάπτυξης της θαλάσσιας αύρας, όχι ως απόδειξη της ικανότητας του μοντέλου να προσομοιώσει την πραγματικότητα, αλλά στο να παρουσιάσει τη λεπτή φύση ενός συστήματος τόσο μικρής κλίμακας.

Αποδείχθηκε ότι αναπτύσσονται δύο κύτταρα κυκλοφορίας συνδεδόμενα με ταχύτητες των 6 m/sec την ώρα της μέγιστης ανάπτυξής τους, που σημειώνεται στις 15 UTC. Οι πρώτες περιοχές σύγκλισης εντοπίζονται στις 7 UTC στην Πιερία και στις 12 UTC στην ακτογραμμή της Θεσσαλονίκης. Η διαφορά θερμοκρασίας αυξάνει κατά 1° C την ώρα, με τη μέγιστη των 7° C στις 14 UTC. Οι κατακόρυφες ταχύτητες στην περιοχή σύγκλισης είναι της τάξης των 0,6 m/sec και παρατηρούνται στις 15 UTC, οπότε στη συνέχεια το σύστημα αρχίζει να αποδυναμώνεται διατηρώντας τους ανέμους ως νοτιοανατολικούς για τις επόμενες τρεις με τέσσερις ώρες. Η διάρκεια της θαλάσσιας αύρας είναι μεγαλύτερη των 10 ωρών. Η διαταραχή της αρχικής ομοιογένειας του πεδίου της θερμοκρασίας, της υγρασίας, των γεωδυναμικών υψών

ακολουθούν την ανάπτυξη και την εξέλιξη του φαινομένου με την παρέλευση του χρόνου.

Κεφάλαιο 1ο

1.1 Εισαγωγή

Μεγάλη ποικιλία τοπικών συστημάτων ανέμου παρατηρείται στις ορεινές περιοχές, στις μεγάλες λίμνες και τις παράκτιες περιοχές. Αυτά παρουσιάζουν μεταβλητές διευθύνσεις, εντάσεις και χρόνους εμφάνισης. Τα περισσότερα συστήματα ανέμου παρουσιάζουν μια κανονικότητα εναλλαγής της πνοής προερχόμενα από μια ορισμένη διεύθυνση κατά το φωτεινό τμήμα της ημέρας και σχεδόν από μια αντίθετη κατεύθυνση κατά τη νύχτα. Ο χαρακτηριστικός ημερήσιος κύκλος δείχνει την ύπαρξη μιας θερμικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η οποία είναι αποτέλεσμα της διαφορετικής θέρμανσης του αέρα σε δύο γειτονικές επιφάνειες με διαφορετικά χαρακτηριστικά.

Οι μικρής αυτής κλίμακας άνεμοι είναι πολύ σημαντικοί για την κατανόηση των κλιματικών αντιθέσεων σε διάφορες περιοχές του πλανήτη. Τα τοπικά συστήματα των ανέμων εμφανίζονται εντονότερα, όταν η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας εξασθενεί και τα καιρικά συστήματα δεν είναι αξιόλογα. Επίσης, τα συστήματα τοπικών ανέμων εμφανίζονται συνήθως μέσα στο οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας, το οποίο είναι πολύ ρηχό τη νύχτα και τις πρώτες πρωινές ώρες, ενώ αυξάνει σημαντικά σε πάχος κατά τις πρώτες απογευματινές ώρες. Έτσι οι ταχύτητες του ανέμου παρουσιάζουν τις μικρότερες τιμές τις πρωινές ώρες, όταν το οριακό στρώμα είναι ακόμα αβαθές και δεν υπάρχει θερμική ανάμιξη. Οι ταχύτητες γίνονται μεγάλες τις πρώτες απογευματινές ώρες, όπου όπως αναφέρθηκε και πιο πάνω το οριακό στρώμα αποκτά σημαντικό πάχος φτάνοντας τα κατώτερα στρώματα της ελεύθερης ατμόσφαιρας. Έτσι στις παράκτιες περιοχές αναπτύσσεται ένα σύστημα αντιστροφής των ανέμων σε ημερήσια βάση, γνωστό ως θαλάσσια και απόγεια αύρα.

Η θαλάσσια αύρα εκδηλώνεται μέρες με σχεδόν ανέφελο ουρανό καθώς η ξηρά λόγω της μικρής της θερμοχωρητικότητας θερμαίνεται πολύ γρηγορότερα από τη θάλασσα, η οποία έχει μεγάλη θερμοχωρητικότητα. Καθώς αυξάνει η θερμοκρασιακή διαφορά, κατά τη διάρκεια της ημέρας αρχίζει να δημιουργείται μια δύναμη βαροβαθμίδας (pressure gradient force) που κατευθύνεται από τη θάλασσα προς την ξηρά, καθώς ο θερμότερος αέρας πάνω από τη ξηρά ανέρχεται και ο ψυχρότερος από τη θάλασσα έρχεται να τον αναπληρώσει. Με αυτό τον τρόπο ένα αβαθές στρώμα

θαλάσσιων αερίων μαζών κινείται προς την ξηρά στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας, σηματοδοτώντας την έναρξη της θαλάσσιας αύρας (Miller et al, 2003).

Η εκδήλωση του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας, η ένταση και η έκτασή της, πέρα από την ύπαρξη ικανοποιητικής διαφοράς θερμοκρασίας σχετίζεται με το συνοπτικό πεδίο ανέμου. Η συχνότητα εμφάνισης όπως και η ώρα έναρξης και λήξης του κύκλου της μεταβάλλεται με την εποχή. Όπως αναμένεται η μέγιστη συχνότητα εμφάνισης παρατηρείται κατά τη θερμή περίοδο του έτους. Η θαλάσσια αύρα μεταφέρει ψυχρότερες και υγρότερες αέριες μάζες από τη θάλασσα στον ηπειρωτικό χώρο και για αυτό συχνά αναφέρεται ότι εμφανίζει τα χαρακτηριστικά ψυχρού μετώπου διαμορφώνοντας στην πόλη θερμοκρασίες χαμηλότερες από τις προϋπάρχουσες. Έχει παρατηρηθεί επίσης στην περιοχή της ζώνης σύγκλισης η ανάπτυξη νεφών (cumulus και cumulonimbus) που είναι υπεύθυνα για την εκδήλωση απογευματινών καταιγίδων σε παράκτιες περιοχές, μέρες με αίθριο καιρό. Η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας σταματά καθώς παύει η θέρμανση από τον ήλιο και δίνει τη θέση της στην απόγειο αύρα που έχει κατεύθυνση από την ξηρά προς τη θάλασσα.

Τέλος, τα επεισόδια ρύπανσης στις αστικές περιοχές, όπως είναι γνωστό δεν προκαλούνται από αλλαγές των εκπομπών των ρύπων αλλά στην πλειονότητα των περιπτώσεων οφείλονται στις δυσμενείς μετεωρολογικές συνθήκες, που περιορίζουν την ικανότητα της ατμόσφαιρας να διασπείρει τους ρύπους. Η επίδραση του ανέμου στα επίπεδα ρύπανσης είναι διπλή. Η διεύθυνση του καθορίζει την περιοχή κατεύθυνσής τους, ενώ η ταχύτητα του προσδιορίζει σε μεγάλο βαθμό το ρυθμό αραίωσης τους, δηλαδή το πόσο γρήγορα θα απομακρυνθούν οι ρύποι από το σημείο εκπομπής. Η διεύθυνση του ανέμου είναι καθοριστικής σημασίας, ιδιαίτερα στην περίπτωση που η ρύπανση προέρχεται από σημειακές πηγές, όπως οι καμινάδες. Δυο αέριες μάζες όταν κινούνται σε αντίθετες διευθύνσεις, μπορούν να παγιδεύσουν τους ρύπους και η συγκέντρωσή τους να αυξηθεί λόγω του παραπάνω φαινομένου που είναι γνωστό ως συμπίεση. Φαινόμενο «συμπίεσης» που μπορεί να οδηγήσει σε υψηλά επίπεδα ρύπανσης είναι και το φαινόμενο της θαλάσσιας αύρας. Τα επεισόδια ρύπανσης παρατηρούνται κυρίως όταν η συνοπτική ροή προσεγγίζει την κατάσταση ισορροπίας με τη θαλάσσια αύρα και οδηγεί σε στάσιμες συνθήκες.

Μελέτες της θαλάσσιας αύρας έχουν γίνει τόσο θεωρητικά όσο και με τη βοήθεια παρατηρήσεων. Επίτευγμα της επιστήμης από τα τέλη της δεκαετίας του '60 μέχρι

και σήμερα, είναι η χρησιμοποίηση των ηλεκτρονικών υπολογιστών στην αριθμητική πρόγνωση του καιρού με τη χρήση των αριθμητικών μοντέλων τα οποία είναι ικανά να προσομοιάζουν τις καιρικές διεργασίες που συντελούνται στην ατμόσφαιρα.

1.2 Η θαλάσσια αύρα στην ιστορία

Από τα αρχαία χρόνια η ζωή και οι δραστηριότητες τόσο των ψαράδων όσο και των ναυτικών εξαρτώνταν από τους ανέμους και τις παλίρροιες. Είναι λοιπόν πιθανό αυτοί να είχαν κατανοήσει τον ημερήσιο κύκλο της θαλάσσιας αύρας πολύ πριν οι επιστήμονες αρχίσουν να γράφουν για αυτή. Στρατιωτικοί και ιδιαίτερα εκείνοι που έδιναν μάχες στη θάλασσα είχαν επίσης κατανοήσει πολύ καλά τον κύκλο της θαλάσσιας αύρας.

Ο Simpson (1994) αναφέρει την ιστορία του στρατηγού των Αθηναίων Θεμιστοκλή ο οποίος υπήρξε επικεφαλής των ελληνικών δυνάμεων κατά τη διάρκεια ναυμαχίας κατά των Περσών το 480 π.Χ. Η ναυμαχία έλαβε μέρος σε ένα στενό κανάλι μεταξύ του νησιού της Σαλαμίνας και της ηπειρωτικής ενδοχώρας. Ο Θεμιστοκλής επέλεξε να ξεκινήσει η ναυμαχία τη στιγμή που η θαλάσσια αύρα ξεκίνησε να φυσά προς το εσωτερικό του στενού καναλιού. Τα χαμηλά, αλλά σχεδιασμένα έτσι ώστε να μένουν σταθερά, ελληνικά πλοία υπερίσχυσαν στα κυματώδη νερά που προκλήθηκαν από τη θαλάσσια αύρα, έναντι των Περσικών.

Ο πρώτος επιστήμονας που έγραψε γενικά για τον άνεμο ήταν ο Αριστοτέλης. Στα Μετεωρολογικά, που γράφτηκαν 150 χρόνια μετά τη θριαμβευτική νίκη του Θεμιστοκλή στη Σαλαμίνα, ο Αριστοτέλης δήλωνε ότι «ως κανόνας μια αρκετά μεγάλη περιοχή είναι αναμενόμενο να επηρεάζεται με τον ίδιο τρόπο, επειδή γειτονικά μέρη κατέχουν την ίδια θέση ως προς τον ήλιο, εκτός αν εμφανίζουν κάποια τοπική ιδιαιτερότητα». Σημείωσε επίσης ότι ο συχνότερος άνεμος στην περιοχή της Αθήνας είναι ο βόρειος ή ο νότιος και ότι οι Ετησίες αποτελούν τον εξακολουθητικό βόρειο – βορειοανατολικό άνεμο, ο οποίος παρατηρείται μετά το θερινό ηλιοστάσιο. Ο Αριστοτέλης απέδωσε την ανάπτυξη τοπικών συστημάτων ανέμου στην ανομοιογενή κατανομή της υγρασίας και στην εναλλαγή της τοπογραφίας.

Ο Θεόφραστος το 300π.Χ., περίπου 30 χρόνια μετά τα Μετεωρολογικά παρουσίασε τη σημαντική συμβολή του ηλίου στο σχηματισμό του ανέμου καθώς και τη διάκριση της θαλάσσιας αύρας από υπόλοιπους νότιους και νοτιοδυτικούς ανέμους

που αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια της περιόδου που πνέουν και οι Ετησίες. Σύμφωνα με τον Θεόφραστο «την περίοδο των Ετησιών, εμφανίζονται άνεμοι που είναι αντίθετοι στους βόρειους και αυτό οφείλεται στην αντιστροφή της φοράς τους κατά την περιστροφική τους κίνηση. Έτσι τα πλοία τελικά μετακινούνται αντίθετα από την πορεία τους. Αυτοί οι άνεμοι καλούνταν αντίστροφοι βόρειοι άνεμοι». Αυτή η φράση αποτελεί την πρώτη γραπτή αναφορά σε έναν άνεμο με φορά προς την ακτή, ο οποίος ήταν αντίθετος στον συνοπτικής κλίμακας άνεμο με φορά από την ξηρά προς τη θάλασσα. Ο Θεόφραστος επίσης παρατήρησε ότι «πάντα κατά τις μεσημεριανές ώρες οι συνοπτικοί άνεμοι λόγω της δράσης του ηλίου εξασθενούν και ανακάμπτουν αργά το απόγευμα. Παρατηρείται ότι ο αντίστροφος άνεμος (θαλάσσια αύρα) πνέει αντίθετα με τον άνεμο στον ηπειρωτικό χώρο και ότι οι Ετησίες αναπτύσσονται πάντα κατά την ίδια χρονική περίοδο». Αυτή η παρατήρηση μπορεί να ερμηνευθεί από το γεγονός ότι οι αντίθετες δυνάμεις εξισορροπούνται κατά το μεσημέρι, και ο Θεόφραστος πολύ σωστά το απέδωσε στη δράση του ηλίου. Στα μέσα του απογεύματος, όταν η διαφορά θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας είναι μέγιστη, η θαλάσσια αύρα κινείται προς την ενδοχώρα σα νοτιοδυτικός άνεμος την ώρα που οι αντίθετης φοράς, προς τη θάλασσα βορειοανατολικοί καλώς σχηματισμένοι άνεμοι βρίσκονται στο μέγιστο του ημερήσιου κύκλου τους.

Από όσα είναι γνωστά φαίνεται πως λίγα δημοσιεύθηκαν που να αποδεικνύουν την πρόοδο που σημειώθηκε στην κατανόηση της θαλάσσιας αύρας από το 300π.Χ. ως τον 17ο αιώνα μ.Χ. Τις τελευταίες δεκαετίες μεγάλο ενδιαφέρον υπήρξε για τη θαλάσσια αύρα, που παρουσιάστηκε από τον Jehn (1973) στη βιβλιογραφία του για την έρευνα στο παραπάνω φαινόμενο από τον 17ο αιώνα ως το 1972. Αυτός κατέγραψε 16 αναφορές στη θαλάσσια αύρα πριν το 1800, 113 γράφτηκαν από το 1800 ως το 1899 και άλλες 407 από 1900-1972. Μια πρόσφατη έρευνα αποκάλυψε ότι πάνω από 500 νέα άρθρα πάνω σε αυτό το θέμα δημοσιεύτηκαν από το 1990 (Miller et al, 2003).

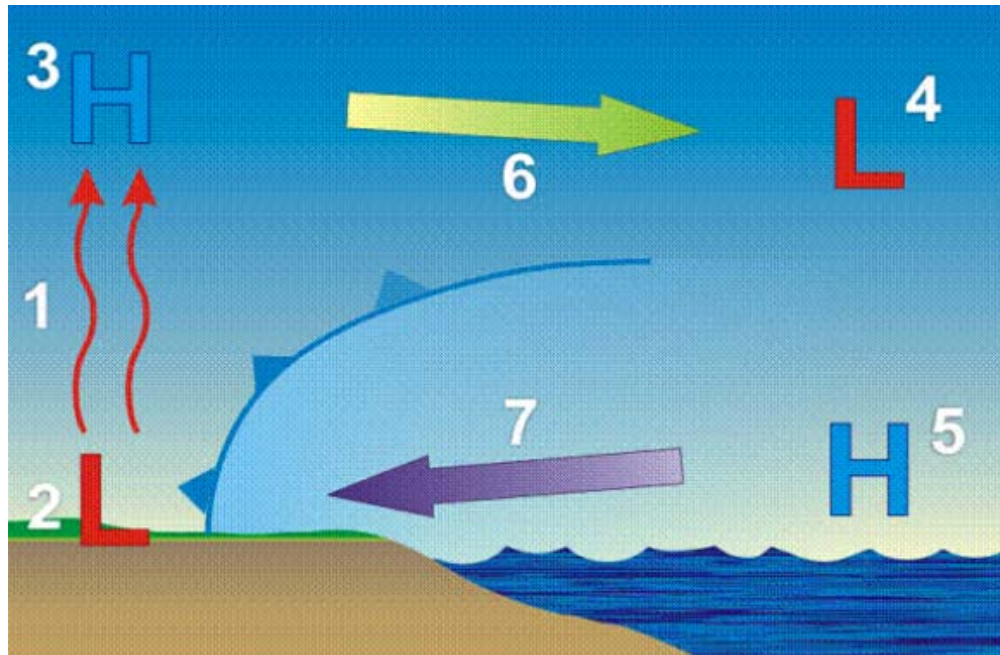
1.3 Ορισμός της θαλάσσιας αύρας και ο τρόπος σχηματισμού της

Στις παράκτιες περιοχές κατά τις ημέρες τις οποίες δεν υφίστανται καλά οργανωμένα βαρομετρικά συστήματα, αναπτύσσεται ένα σύστημα αντιστροφής των ανέμων σε ημερήσια βάση, γνωστό ως θαλάσσια και απόγειος αύρα.

Η θαλάσσια αύρα ορίζεται ως εκείνο το σύστημα τοπικής κυκλοφορίας ανέμου που αναπτύσσεται στις παράκτιες περιοχές ολόκληρου του κόσμου, από τον ισημερινό ως τους πόλους και αποτελείται από αρκετά επιμέρους χωροταξικά όσο και περιοδικά φαινόμενα. Προκαλείται από τη διαφορά της θερμοκρασίας, όταν η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας είναι μικρότερη εκείνης της γειτονικής ξηράς, κάτι που συμβαίνει κατά τη διάρκεια της ημέρας, καθώς η ξηρά θερμαίνεται πιο γρήγορα από τη γειτονική θάλασσα (AMS, 1996).

Η θαλάσσια αύρα αποτελεί έναν άνεμο μέσης κλίμακας, ο οποίος αναπτύσσεται σε όλες τις περιοχές όπου γειτνιάζει η ξηρά με τη θάλασσα, όταν λόγω της ακτινοβολίας του ήλιου ο ρυθμός θέρμανσης της ξηράς είναι μεγαλύτερος αυτού της θάλασσας, καθώς το νερό εμφανίζει μεγαλύτερη θερμοχωρητικότητα. Η διαφορετική θέρμανση των δυο παρακείμενων περιοχών οδηγεί στη δημιουργία μιας μέσης κλίμακας βαθμίδας πίεσης με κατεύθυνση προς την ξηρά. Ο ψυχρότερος και υγρός αέρας πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας κινείται προς την ενδοχώρα ως ρεύμα βαρύτητας (gravity current), στην περιοχή του μετώπου της θαλάσσιας αύρας ανέρχεται κατακόρυφα και συχνά σχηματίζεται μια κλειστή κυκλοφορία μέσω της εμφάνισης ενός ρεύματος επιστροφής ψηλότερα και μια περιοχή καθοδικών κινήσεων του ανέμου μέσα στη θάλασσα σε απόσταση της τάξης των δεκάδων χιλιομέτρων.

Αναλυτικότερα, η έντονη θέρμανση της ξηράς προκαλεί την θέρμανση του υπερκείμενου αέρα και τη δημιουργία ενός αβαθούς θερμικού χαμηλού (L), αφού ο αέρας διαστέλλεται και αυξάνει η απόσταση μεταξύ δυο διαδοχικών ισοβαρικών επιφανειών. Ο αέρας πάνω από τη θάλασσα παραμένει ψυχρότερος απ' αυτόν που βρίσκεται πάνω από την ξηρά με αποτέλεσμα ένα ρηχό θερμικό υψηλό (H) να εμφανίζεται πάνω από το νερό. Οι κατώτερες ισοβαρικές επιφάνειες παρουσιάζουν κλίση από τη θάλασσα προς την ξηρά και η κλίση αυτή οδηγεί στην εμφάνιση οριζόντιας βαροβαθμίδας με την ίδια κατεύθυνση. Αποτέλεσμα όλων των παραπάνω είναι η δημιουργία επιφανειακών ανέμων που πνέουν προς την ξηρά, δηλαδή ο σχηματισμός της θαλάσσιας αύρας. (Σχήμα 1)



Σχήμα 1: Η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας

(Πηγή: <http://www.srh.weather.gov/srh/jetstream/ocean/seabreezes.htm>)

Καθώς η μεγαλύτερη βαθμίδα της θερμοκρασίας και της πίεσης παρατηρείται κοντά στα όρια ξηράς-θάλασσας, οι πιο ισχυροί άνεμοι εμφανίζονται κοντά στην παραλία και ελαττώνονται προς την ενδοχώρα. Επίσης οι μεγαλύτερες διαφορές της θερμοκρασίας ανάμεσα στην ξηρά και τη θάλασσα συνήθως παρατηρούνται το απόγευμα και έτσι η θαλάσσια αύρα είναι πιο ισχυρή αυτή την ώρα.

Η θαλάσσια αύρα εισχωρεί αρκετά χιλιόμετρα στην ενδοχώρα τις απογευματινές ώρες, οπότε το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας μπορεί να εκδηλωθεί. Μέτωπο της θαλάσσιας αύρας (sea breeze front) ονομάζεται το μπροστινό άκρο της ζώνης της θαλάσσιας αύρας που πολλές φορές χαρακτηρίζεται από την παρουσία νεφών και από μια μετωπική ζώνη που ξεχωρίζει το δροσερό ευσταθή αέρα από τον θερμό ασταθή αέρα της ξηράς.

Καθώς το μέτωπο κινείται προς την ενδοχώρα, μια ταχύτατη πτώση της θερμοκρασίας σημειώνεται ακριβώς πίσω του. Σε μερικές περιπτώσεις η μεταβολή της θερμοκρασίας μπορεί να φτάνει τους 5°C ή και ακόμα μεγαλύτερη κατά τις πρώτες ώρες, γεγονός που αποτελεί μια ευχάριστη ανάπαυλα δροσιάς σε μια αρκετά ζεστή και υγρή καλοκαιρινή ημέρα. Σε περιοχές που η θερμοκρασία του νερού είναι επίσης υψηλή το δροσερό αποτέλεσμα της πνοής της θαλάσσιας αύρας δεν είναι φανερό. Οι περιοχές που βρίσκονται κοντά σε ωκεανούς και πελάγη δέχονται την επίδραση της θαλάσσιας αύρας το απόγευμα.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας, η ξηρά ψύχεται πιο γρήγορα από τη θάλασσα με αποτέλεσμα ο αέρας πάνω από την ξηρά να είναι ψυχρότερος αυτού πάνω από τη θάλασσα και έτσι δημιουργείται μια κατανομή πίεσης, όπου οι μεγαλύτερες πιέσεις αυτή τη φορά εντοπίζονται πάνω από την ξηρά και η αντίστροφη κυκλοφορία αυτής της θαλάσσιας αύρας ξεκινά, γνωστή ως απόγειος αύρα η οποία πνέει από την ξηρά προς τη θάλασσα (Ahrens, 2001).

Η θαλάσσια αύρα αποτελεί ένα είδος θερμικής κυκλοφορίας που εμφανίζεται τις καλοκαιρινές ημέρες με ασθενές πεδίο ανέμου και ήλιο, καθώς η κανονική εμφάνιση ενός συστήματος θαλάσσιας αύρας (ή απόγειας αύρας) αυξάνει με τη μείωση της νέφωσης και την ελάττωση της έντασης της μεγάλης κλίμακας κυκλοφορίας ή των διαταραχών συνοπτικής κλίμακας. Αρχίζει να αναπτύσσεται κατά τη 10^η προς τη 12^η πρωινή ώρα, όταν το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στη γη προκαλεί την υπερθέρμανση του εδάφους και του υπερκείμενου αυτού αέρα, σε σχέση με τη γειτονική θάλασσα. Έτσι αν το πεδίο είναι γενικά ομαλό, με βαθμίδα πίεσης πολύ μικρή, λόγω της ανάπτυξης σημαντικής οριζόντιας βαροβαθμίδας, της τάξης του 1mb/50 Km, το πεδίο αυτό αλλοιώνεται. Η αύρα εκδηλώνεται κοντά στο έδαφος και η ταχύτητά της προσδιορίζεται από την ισορροπία μεταξύ της δύναμης της βαροβαθμίδας και της τριβής ολίσθησης (Σαχσαμάνογλου Χ. Σ και Μακρογιάννης Τ. Ι., 1998).

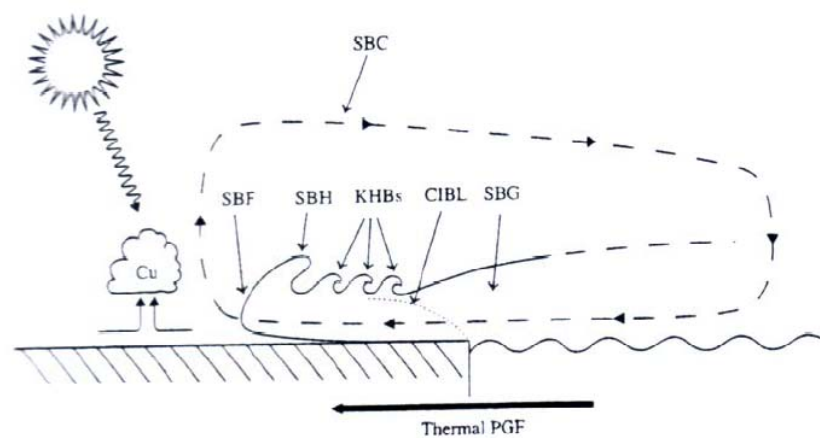
Το κύτταρο της κυκλοφορίας χαρακτηρίζεται από ανοδικά ρεύματα στην περιοχή του μετώπου της θαλάσσιας αύρας και καθοδικά ρεύματα μέσα στη θάλασσα, ενώ οι επιφανειακοί θαλάσσιοι άνεμοι αντισταθμίζονται υψηλότερα (1 Km) από μια ροή αέρα από την ξηρά προς τη θάλασσα (ρεύμα επιστροφής) για να αναπληρωθούν τα κενά αέρα που δημιουργούνται, καθώς η πίεση στο ύψος αυτό γίνεται μεγαλύτερη πάνω από την ξηρά. Ο αέρας που κινείται από την ξηρά προς τη θάλασσα όταν φτάσει πάνω από αυτή γίνεται πυκνότερος και βυθίζεται στην επιφάνεια της θάλασσας κλείνοντας το δακτύλιο της κλειστής αυτής κυκλοφορίας. Η οριζόντια έκταση του δακτυλίου αυτού της θαλάσσιας αύρας, το βάθος δηλαδή πέρα από την ακτή, στο οποίο εισέρχεται είναι 40-50Km. Τυπικές τιμές της έντασης του ανέμου είναι 2-4 m/sec και εξαρτώνται και από το ανάγλυφο της παρακείμενης ξηράς (Μακρογιάννης Τ. Ι., Σαχσαμάνογλου Χ. Σ., 2004).

1.4 Οι συνιστώσες του συστήματος της θαλάσσιας αύρας

Οι κυριότερες συνιστώσες του συστήματος της θαλάσσιας αύρας είναι οι εξής :

1. Η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας (sea breeze circulation, SBC) είναι ένα κατακόρυφα περιστρεφόμενο, διαστάσεων μέσης κλίμακας (2 – 2000Km), κύτταρο αποτελούμενο από μια συνιστώσα ροής προς την ξηρά, κοντά στην επιφάνεια της γης, ανοδικά ρεύματα αέρα στην ενδοχώρα, καθοδικά ρεύματα αρκετά χιλιόμετρα από την ακτή στο εσωτερικό της θάλασσας και ένα ρεύμα επιστροφής, συνήθως στα 900hPa με φορά προς τη θάλασσα.
2. Το ρεύμα βαρύτητας της θαλάσσιας αύρας (sea breeze gravity current, SBG) είναι η ροή του ψυχρού και υγρού θαλάσσιου αέρα με κατεύθυνση προς την ξηρά στο κάτω οριζόντιο τμήμα του κυττάρου της θαλάσσιας αύρας.
3. Το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας (sea breeze front, SBF) είναι η με κατεύθυνση προς την ξηρά άκρη της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας και του ρεύματος της βαρύτητας της, το οποίο συνδέεται με απότομες αλλαγές στη θερμοκρασία, την υγρασία και τον άνεμο. Η παρουσία του σημειώνεται από την ανάπτυξη νεφών cumulus (Cu) σε συνθήκες αίθριου καιρού.
4. Η κεφαλή της θαλάσσιας αύρας (sea breeze head, SBH). Πρόκειται για το ανυψωμένο τμήμα ακριβώς πάνω και πίσω από το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας, το οποίο σχηματίζεται από τα ανοδικά ρεύματα στο χώρο μεταξύ των ηπειρωτικών και των θαλάσσιων αερίων μαζών. Είναι σχεδόν διπλάσιο σε ύψος από το τμήμα της ροής που το ακολουθεί και το τροφοδοτεί.
5. Τα Kelvin – Helmholtz κύματα (Kelvin – Helmholtz billows, KHB's), είναι κύματα που αναπτύσσονται κατά μήκος του ανώτερου ορίου του ρεύματος βαρύτητας της θαλάσσιας αύρας σε συνθήκες χαμηλής ευστάθειας (μεσημέρι).
6. Εσωτερικό οριακό στρώμα συναγωγής (convective internal boundary layer, CIBL) ονομάζεται η ασταθής περιοχή στο εσωτερικό των θαλάσσιων αερίων μαζών, που εμφανίζεται στην ακτογραμμή και αυξάνει σε βάθος κινούμενη προς την ενδοχώρα. Μέσα σε αυτό είναι δυνατόν να εγκλωβιστούν αέριοι ρύποι των κατώτερων στρωμάτων.

Η συμπεριφορά της θαλάσσιας αύρας διαφέρει από ακτογραμμή σε ακτογραμμή και είναι δύσκολο να προβλεφθεί με ακρίβεια ακόμα και από τον πιο έμπειρο μετεωρολόγο. Αξίζει να σημειωθεί ότι κάποιες φορές έχει παρατηρηθεί ότι, ενώ αναπτύσσεται κατά τη διάρκεια της ημέρας είναι δυνατό να παραμείνει σταθερή καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας αλλά και της νύχτας. Το μπροστινό της τμήμα είναι επίσης πιθανό να αποκοπεί από το υπόλοιπο στο πίσω μέρος που το τροφοδοτεί και να κινηθεί ανεξάρτητα αρκετά χιλιόμετρα στην ενδοχώρα.



Σχήμα 2: Το σύστημα της θαλάσσιας αύρας (Miller, 2003)

1.5 Ο στάδια του κύκλου ζωής του συστήματος της θαλάσσιας αύρας

Ο κύκλος ζωής του συστήματος της θαλάσσιας αύρας (Miller et al., 2003) αποτελείται από πέντε στάδια:

Κατά το πρώτο στάδιο (immature), η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας ξεκινά ως μια απόκλιση στην προς την ξηρά συνιστώσα του ανέμου πάνω από την θάλασσα ως απάντηση στην τοπικής κλίμακας δύναμη της βαροβαθμίδας (Clarke, 1984). Η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας εκτείνεται πιο γρήγορα προς τη θάλασσα παρά προς την ξηρά (Finkele et al., 1995). Ο θαλάσσιος αέρας κινείται προς την ακτή ως ρεύμα βαρύτητας (Simpson, 1997) και το κύριο άκρο του περιλαμβάνει χαρακτηριστικά που συναντώνται στα μέτωπα. Η σύγκλιση στην εγκάρσια προς την ακτή συνιστώσα του ανέμου αναπτύσσεται πάνω από την ξηρά και το ρεύμα βαρύτητας αναπτύσσει ένα ανυψωμένο τμήμα (Finkele et al, 1995).

Κατά το δεύτερο στάδιο (early immature), τα κύματα Kelvin – Helmholtz (KHBs) εξασθενούν, μειώνοντας την τριβή προς τα πάνω και επιτρέποντας την επιτάχυνση της θαλάσσιας αύρας (Clarke, 1984; Sha et al 1991).

Στο τρίτο στάδιο (late immature) η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας μηδενίζεται, η θερμοκρασιακή διαφορά ξηράς-θάλασσας που προκάλεσε την κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας εξαφανίζεται και ο εφοδιασμός σε νέο θαλάσσιο αέρα στο ανώτερο σημείο της θαλάσσιας αύρας παύει να υφίσταται. Ωστόσο, το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας παραμένει έντονο και το κέντρο του κυττάρου της κυκλοφορίας της μετατοπίζεται στο προς την ξηρά άκρο της θαλάσσιας αέριας μάζας (Clarke, 1984). Μετά τη δύση του ηλίου, η ψύξη από ακτινοβολία ενισχύεται, μειώνεται η κατακόρυφη ανάμειξη και τα σχετιζόμενα ανοδικά ρεύματα αέρα και συνεπώς μειώνεται και το ύψος του κεφαλιού της θαλάσσιας αύρας, το οποίο συνεχίζει να κινείται προς το εσωτερικό της ξηράς (Clarke, 1984).

Στο τέταρτο στάδιο (early degenerate), το ανώτερο τμήμα της θαλάσσιας αύρας διαχωρίζεται από την τροφοδοτική ροή και συνεχίζει να κινείται προς το εσωτερικό της ξηράς ανεξάρτητα, μπορεί να αλληλεπιδράσει με μια νυχτερινή αναστροφή ακτινοβολίας ή άλλα χαρακτηριστικά χαμηλού επιπέδου και να σχηματίσει ένα στρόβιλο αποκοπής θαλάσσιας αύρας (sea breeze cutoff vortex) ή ένα κυματοειδές απότομο μέτωπο (undular bore) (Clarke, 1984).

Στο τελικό στάδιο (late degenerate), η κυκλοφορία μέσα στο κεφάλι της θαλάσσιας αύρας δεν είναι για πολύ ώρα κλειστή (Clarke, 1984). Το κύριο άκρο γίνεται επίπεδο και η δύναμη Coriolis περιστρέφει την ροή και περιορίζει την περαιτέρω διείσδυση της στην ξηρά. Σε αυτό το στάδιο, το υπόλειμμα της θαλάσσιας αύρας μπορεί επίσης να αλληλεπιδράσει με αναπτυσσόμενα νυκτερινά χαρακτηριστικά, όπως είναι οι χαμηλού επιπέδου αεροχείμμοι και άλλες βαρυτικές ροές (Clarke, 1984, Garratt and Physick, 1985).

1.6 Κατηγορίες κυκλοφορίας θαλάσσιας αύρας

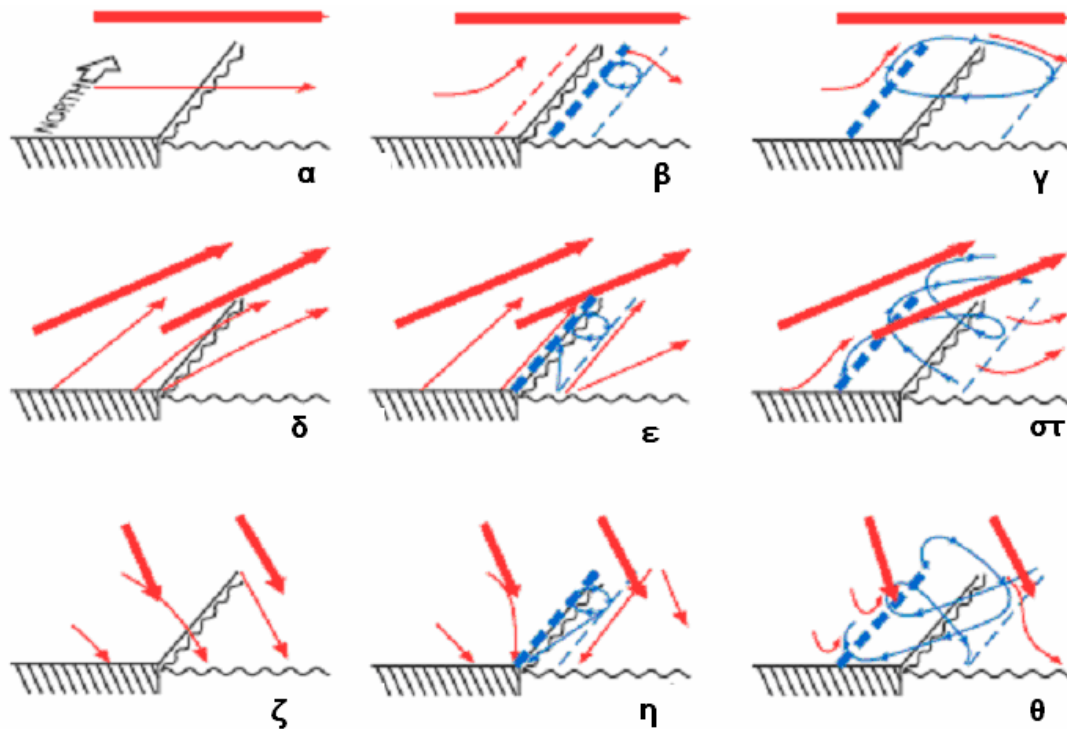
Υπάρχουν τρεις εξαρτώμενες από τον επικρατούντα άνεμο κατηγορίες θαλάσσιας αύρας: η καθαρή, η σπειροειδής και η ανάδρομη (Adams, 1997). Ας υποθέσουμε ότι έχουμε μια ανατολική ακτή στο βόρειο ημισφαίριο.

Η καθαρή θαλάσσια αύρα (pure sea breeze) είναι η θαλάσσια αύρα που δεν επηρεάζεται από κανένα σύστημα πίεσης συνοπτικής κλίμακας. Εμφανίζεται υπό συνθήκες ασθενούς επικρατών ανέμου, όταν η συνοπτικής κλίμακας δύναμη της βαροβαθμίδας είναι σε ισορροπία με την τοπική (θερμική) δύναμη βαροβαθμίδας. Η κυκλοφορία αυτού του είδους θαλάσσιας αύρας επεκτείνεται κατά τη διάρκεια της μέρας φτάνοντας ως και 130 Km στο εσωτερικό της ξηράς (Adams, 1997).

Η σπειροειδής θαλάσσια αύρα (corkscrew sea breeze) (Adams, 1997) εμφανίζεται όταν ο επικρατών άνεμος έχει συνιστώσα και κατά μήκος και διαμέσου της ακτής (Σχήμα 3 δ, ε, στ). Η κατά μήκος της ακτής συνιστώσα είναι προς τον βορρά στην υποθετική ακτή της ξηράς του βορείου ημισφαιρίου. Σύμφωνα με τον νόμο των Buys-Ballot μια προς τον βορρά συνιστώσα ανέμου προϋποθέτει χαμηλότερη πίεση πάνω από την ξηρά και υψηλότερη πάνω από τη θάλασσα. Όταν λαμβάνονται υπόψη οι διαφορές στον συντελεστή τριβής επιφανείας, μια συνιστώσα ανέμου προς τον βορρά και χαμηλότερη πίεση πάνω από την ξηρά προϋποθέτουν μια περιοχή απόκλισης χαμηλού επιπέδου δίπλα στην ακτή. Αέρας από ψηλά βυθίζεται μέσα στην ζώνη απόκλισης και βοηθά στην ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας. Εφόσον η θερμική δύναμη βαροβαθμίδας και η συνοπτικής κλίμακας δύναμη βαροβαθμίδας δεν είναι εξ' ολοκλήρου προσανατολισμένες κατά μήκος της ίδιας διεύθυνσης, η θερμική βαροβαθμίδα δεν έχει να υπερνικήσει το όλο μέγεθος της δύναμης βαροβαθμίδας συνοπτικής κλίμακας και έτσι δεν υπάρχει ήρεμη περίοδος πριν την έναρξη της

θαλάσσιας αύρας. Αυτό επίσης προϋποθέτει ότι η σπειροειδής θαλάσσια αύρα μπορεί να φτάσει στην ακτή με μια ασθενέστερη θερμική δύναμη βαροβαθμίδας συγκριτικά με μια καθαρή θαλάσσια αύρα. Η άφιξη της σπειροειδούς θαλάσσιας αύρας γίνεται αισθητή με μια βαθμιαία αριστερόστροφη περιστροφή του ανέμου από ΝΔ σε ΝΑ. Όπως και η καθαρή θαλάσσια αύρα, η σπειροειδής κυκλοφορεί σε ένα κατακόρυφο κύτταρο, αλλά η κατά μήκος της ακτής συνιστώσα του συνοπτικού ανέμου έχει ως αποτέλεσμα η κυκλοφορία να παίρνει ένα ελικοειδές σχήμα, παρά έναν απλό βρόγχο (Adams, 1997).

Η ανάδρομη θαλάσσια αύρα (backdoor sea breeze) (Adams, 1997) εμφανίζεται επίσης όταν ο επικρατών άνεμος έχει συνιστώσες και κατά μήκος και διαμέσου της ακτής (Σχήμα 3 ζ, η, θ). Η κατά μήκος της ακτής συνιστώσα είναι προς τον νοτιά στην υποθετική ανατολική ακτή της ξηράς του βορείου ημισφαιρίου. Σύμφωνα με τον νόμο των Buys-Ballot μια προς τον νοτιά συνιστώσα ανέμου προϋποθέτει χαμηλότερη πίεση πάνω από τη θάλασσα και υψηλότερη πάνω από την ξηρά. Αυτό, σε συνδυασμό με την μεταβολή στον συντελεστή τριβής επιφανείας, έχει ως αποτέλεσμα μια περιοχή σύγκλισης χαμηλού επιπέδου κοντά στην ακτή. Αυτή η επιφάνεια σύγκλισης εμποδίζει την καταβύθιση του αέρα από ψηλά και αποτρέπει την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας προς την ξηρά. Αυτό προϋποθέτει ότι η ανάδρομη θαλάσσια αύρα μπορεί να φτάσει στην ακτή με μια ισχυρότερη θερμική δύναμη βαροβαθμίδας συγκριτικά με μια καθαρή ή μια σπειροειδή θαλάσσια αύρα. Όπως και στην σπειροειδή, η άφιξη της ανάδρομης θαλάσσιας αύρας γίνεται αισθητή με μια βαθμιαία μετατόπιση στην διεύθυνση του ανέμου από ΒΔ σε ΒΑ. Στην περίπτωση αυτή, ο άνεμος περιστρέφεται δεξιόστροφα, ελικοειδώς, παρόλο που η κατά μήκος της ακτής συνιστώσα του γεωστροφικού ανέμου έχει ως αποτέλεσμα η έλικά να κινείται σπειροειδώς προς τον νότο και όχι προς τον βορρά. Άλλες σημαντικές διαφορές μεταξύ της σπειροειδούς και ανάδρομης θαλάσσιας αύρας είναι ότι η τελευταία είναι ασθενέστερη, φτάνει στην ξηρά αργότερα την ημέρα και μπορεί να εκδηλώνεται περισσότερο κατά παλμούς, παρά με μια ισχυρή σταθερή ροή (Adams, 1997).



Σχήμα 3: Ανάπτυξη καθαρής, σπειροειδούς και ανάδρομης θαλάσσιας αύρας. Η ξηρά είναι αριστερά και η θάλασσα δεξιά (Miller, 2003). Ο βορράς είναι προς τα μέσα της σελίδας. Τα παχιά βέλη δηλώνουν τον άνεμο στο άνω όριο του οριακού στρώματος. Οι παχιές διακεκομμένες γραμμές δείχνουν το όριο του κυττάρου της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας πάνω από την ξηρά, ενώ οι λεπτές διακεκομμένες γραμμές δείχνουν την επέκταση του στη θάλασσα.

(α, β, γ) Ανάπτυξη καθαρής θαλάσσιας αύρας.

(δ, ε, στ) Ανάπτυξη σπειροειδούς αύρας

(ζ, η, θ) Ανάπτυξη ανάδρομης αύρας.

1.7 Εξωτερικοί παράγοντες που επηρεάζουν τη συμπεριφορά της θαλάσσιας αύρας

Ο σχηματισμός της θαλάσσιας αύρας εξαρτάται ισχυρά από την ύπαρξη της κατάλληλης θερμοκρασιακής διαφοράς ξηράς – θάλασσας αλλά η συμπεριφορά της μετά το σχηματισμό της εξαρτάται από άλλους παράγοντες, όπως είναι ο προϋπάρχων άνεμος, το θερμοκρασιακό προφίλ πάνω από την ξηρά, η τοπογραφία της περιοχής και η τριβή της επιφάνειας. Η συνοπτική ροή είναι ένας σημαντικός παράγοντας στην ανάπτυξη, τα χαρακτηριστικά και την συμπεριφορά της θαλάσσιας αύρας. Έχει βρεθεί ότι ένας ασθενής άνεμος που κατευθύνεται προς την ξηρά ευνοεί την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας, καθώς εντείνει την διατάραξη της, αυξάνοντας την οριζόντια θερμοβαθμίδα ξηράς - θάλασσας (Estoque 1962, Zhong και Takle, 1993), ενώ ένας πολύ ισχυρός συνοπτικός άνεμος μπορεί να εμποδίσει την ανάπτυξη της. Οι

πιο ισχυρές θαλάσσιες αύρες αναπτύσσονται όταν η χερσαία συνοπτική ροή είναι ασθενής ως μέτρια, καθώς αυξάνεται η θερμοβαθμίδα στην παράκτια ζώνη ενώ επιτρέπει μεγάλες ανοδικές κινήσεις στην ζώνη σύγκλισης, λόγω της ισχυρής μετωπογέννεσης στην περιοχή σύγκλισης. Οι γεωστροφικές ροές που έχουν ταχύτητες μεγαλύτερες από 11 m/s επιτρέπουν την μετωπογέννεση στην περιοχή σύγκλισης, παρόλο που σε αυτές τις περιπτώσεις το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας παραμένει κοντά στην ακτογραμμή. Λόγω της εγγύτητας του στατικά ευσταθούς περιβάλλοντος πάνω από τη θάλασσα, η ανοδική κίνηση καταστέλλεται, οδηγώντας σε μικρότερες οριζόντιες ταχύτητες και μια ασθενέστερη κυκλοφορία θαλάσσιας αύρας.

Η θαλάσσια αύρα δημιουργείται 1-2 km από το έδαφος με αποτέλεσμα να επηρεάζεται πολύ έντονα από τις διαδικασίες τύρβης και μεταφοράς του οριακού στρώματος, ενώ ακόμη και η οριζόντια της έκταση είναι τόσο μεγάλη που δεν μπορεί να αγνοηθεί η περιστροφή της γης.

Τέλος, όσον αφορά το φαινόμενο της αστικής θερμικής νησίδας (κατά το οποίο η θερμοκρασία των επιφανειακών στρωμάτων αέρα στις πόλεις είναι μεγαλύτερη από τη θερμοκρασία των προαστίων λόγω των ανθρωπογενών πηγών θέρμανσης καθώς και της μεγαλύτερης θερμοχωρητικότητας που έχει η ασφαλτος και το μπετόν σε σχέση με τη βλάστηση και το χώμα) επιταχύνει την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας και φυσιολογικά αναμένεται ότι η επίδραση του φαινομένου αυτού θα μειώνεται κατά τη διάρκεια ημερών που πνέει η θαλάσσια αύρα στην πόλη καθώς έρχονται από τη θάλασσα υγρότερες και ψυχρότερες αέριες μάζες.

Κεφάλαιο 2ο

Από όλα τα φαινόμενα μέσης κλίμακας, η θαλάσσια και η απόγειος αύρα είναι αυτά που έχουν περισσότερο μελετηθεί, τόσο θεωρητικά όσο και με τη βοήθεια παρατηρήσεων. Στη μελέτη τους οδήγησε τόσο η χωρίς αμφισβήτηση σταθερή γεωγραφική θέση εμφάνισης του φαινομένου (στο όριο στεριάς - θάλασσας) όσο και η επαναλαμβανόμενη φύση του.

2.1 Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα

Οι σύγχρονες μελέτες για το σύστημα της θαλάσσιας αύρας είχαν ως κίνητρο την επίδρασή της στις ταχύτητες των τοπικών ανέμων και την ποιότητα του αέρα (Yu and Wagner, 1970; Neumann, 1977) και τη δράση της μεταγωγής θερμότητας (Pielke, 1985; Pielke et al., 1991), καθώς και από το ενδιαφέρον για ανάπτυξη απόψεων που αφορούν στην δομή και την εσωτερική δυναμική (Tijm and vanDelden, 1999). Κάποιοι ερευνητές μελέτησαν την επίδραση της θαλάσσιας αύρας σε παράκτιες περιοχές ωκεανών (Schoellhamer, 1996) καθώς και την επίδραση την μορφολογίας της ακτής. (Masselink and Pattiaratchi, 1998).

Αυτοί οι ερευνητές έχουν διαπιστώσει ότι το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας αν και συχνά θεωρούνταν εύκολο να γίνει κατανοητό, στην πραγματικότητα αποτελεί ένα πραγματικά πολύ περίπλοκο φαινόμενο, που παράγει τα φαινόμενα που σχετίζονται με την παρουσία του ή μη γραμμικές αλληλεπιδράσεις σε διάφορες κλίμακες, από τη μεσοκλίμακα (20-200χλμ) μέσω της αδρανούς υποπεριοχής (όπου οι στροβιλώδεις κινήσεις είναι σχεδόν ομοιογενείς και ισοτροπικές) (Stull, 1988; Finkle et al.). Μερικά από τα φαινόμενα που συνοδεύουν τη θαλάσσια αύρα είναι η αύξηση της κεφαλής του μετώπου της θαλάσσιας αύρας καθώς προχωρά η ανάπτυξή της (Simpson, 1994) καθώς και αλληλεπιδράσεις μεταξύ της θαλάσσιας αύρας ή του μετώπου της με συνοπτικής-κλίμακας συστήματα ή άλλα συστήματα μέσης κλίμακας (Zhong και Takle, 1992; Atkins et al., 1995)

2.2 Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα διεθνώς

Το φαινόμενο της θαλάσσιας αύρας αποτελεί ιδανικό και απλό πλαίσιο εργασίας για τη μελέτη της μεταφοράς θερμικής ενέργειας από την επιφάνεια της γης

στην ατμόσφαιρα και στη συνέχεια τη μετατροπή της σε κινητική ενέργεια για την κίνηση των αερίων μαζών. Για τη μελέτη της θαλάσσιας αύρας έχουν αναπτυχθεί γραμμικά μοντέλα από τους: Haurwitz (1947), Pierson (1950), Defant (1951) και άλλους. Παρά το γεγονός ότι η θαλάσσια αύρα αποτελεί ένα σχετικά συχνό φαινόμενο δεν υπάρχει λεπτομερής περιγραφή του πεδίου του ανέμου, της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια των διαφόρων σταδίων του κύκλου ζωής της. Ποσοτικές περιγραφές της θαλάσσιας και της απόγειας αύρας περιέχονται σε εργασίες των Wexler (1947) και Defant (1951). Σύμφωνα με τα άρθρα τους και όπως αναφέρονται στον Estoque (1960) τα συμπεράσματά τους στα οποία κατέληξαν ήταν: Όταν το επικρατών συνοπτικό πεδίο χαρακτηρίζεται από ασθενείς ανέμους, τότε η θαλάσσια αύρα σχηματίζεται σε μια μικρή κυκλοφορία στην περιοχή εγγύτατα στην ακτή. Η κυκλοφορία αυτή σταδιακά αυξάνει σε βάθος και σε κατακόρυφη έκταση τόσο προς την ξηρά όσο και προς τη θάλασσα. Αν ο επικρατών άνεμος έχει φορά από τη θάλασσα προς την ξηρά τότε η θαλάσσια αύρα κινείται αργά προς την ξηρά και φτάνει στην ακτογραμμή αργά το απόγευμα σαν ψυχρό μέτωπο με τη χαρακτηριστική στροφή του ανέμου. Το κύτταρο της κυκλοφορίας αποτελείται από ένα ρεύμα με φορά προς την ξηρά ακριβώς πάνω από την επιφάνεια και ένα ρεύμα επιστροφής αρκετά ψηλότερα, ασθενέστερο αλλά βαθύτερο. Η κορυφή του ρεύματος αυτού πάνω από την επιφάνεια φτάνει τις μερικές εκατοντάδες μέτρα δίπλα σε μεγάλες λίμνες αλλά για μέτρια γεωγραφικά πλάτη ως και τα 2Km στους τροπικούς. Επίσης η εισχώρηση στην ενδοχώρα καθώς εξαρτάται από τη διαφορά θερμοκρασίας και τον επικρατούντα άνεμο ποικίλλει και για τα μέσα γεωγραφικά πλάτη φτάνει τα 30 -50 Km από την ακτή, ενώ στους τροπικούς τα 100- 200Km. Οι μέγιστες ταχύτητες του ανέμου είναι τη τάξης των δεκάδων μέτρων ανά δευτερόλεπτο και οι κατακόρυφες ταχύτητες είναι δυο τάξεις μεγέθους μικρότερες. Τα μέγιστα των ταχυτήτων παρατηρούνται μετά την ώρα μέγιστης θερμοκρασίας και στο βόρειο ημισφαίριο παρατηρείται στροφή του ανέμου δεξιά λόγω της κοριόλιος δύναμης. Η απόγειος αύρα η οποία ακολούθως αναπτύσσεται είναι πολύ ασθενέστερη σε ένταση και σε διαστάσεις.

Από τα αποτελέσματα του Estoque (1960) για την ανάπτυξη θαλάσσιας αύρας απουσία συνοπτικού πεδίου προκύπτει ότι η ταχύτητα του ανέμου είναι περίπου 10 m/sec σε ύψος 250m. Ο σχηματισμός της ζώνης σύγκλισης στην άκρη της ροής προς την ξηρά είναι χαρακτηριστικός καθώς αυτή εμφανίζει χαρακτηριστικά ψυχρού

μετώπου με ανοδικές κινήσεις, στροφή του ανέμου και τον ψυχρό αέρα να πιέζει τον θερμό. Τα μέτωπο αυτό εντοπίζεται στις 16.00 στα 18 με 32Km και συνεχίζει να κινείται προς την ενδοχώρα. Τέλος παρατηρούνται αυξημένες ταχύτητες ανέμου τη νύχτα στην ενδοχώρα, οι οποίες πιθανώς οφείλονται στο γεγονός ότι ο αέρας πάνω από την ξηρά παραμένει θερμότερος σε σχέση με αυτόν δίπλα στην ακτή και έτσι δημιουργείται μια βαθμίδα πίεσης στην επιφάνεια που επιταχύνει τον αέρα προς την ενδοχώρα.

Στη συνέχεια ο Estoque (1962) μελέτησε την ανάπτυξη της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας κάτω από διαφορετικούς τύπους συνοπτικών πεδίων ανέμου και θερμικής διαστρωμάτωσης. Ωστόσο ένα πιο ρεαλιστικό μοντέλο θα έπρεπε να περιλαμβάνει δυο μη αδιαβατικές διαδικασίες, οι οποίες έχουν παραληφθεί, την ακτινοβολία και την απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας κατά τη συμπύκνωση. Ιδιαίτερα η τελευταία αυτή παράμετρος αποτελεί έναν αρκετά σημαντικό παράγοντα κοντά στο μέτωπο της θαλάσσιας αύρας. Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξε είναι ότι η παρουσία συνοπτικού πεδίου με διεύθυνση προς την ξηρά προκαλεί μεταφορά θερμού αέρα πάνω από τη θάλασσα και έτσι δημιουργείται μια ισχυρή θερμοβαθμίδα μέσα σε ένα λεπτό στρώμα που συνεπάγεται τη δημιουργία μιας ισχυρής βαροβαθμίδας. Αντίθετα στην περίπτωση που το συνοπτικό πεδίο έχει φορά προς την ακτή η οριζόντια βαροβαθμίδα είναι ασθενέστερη καθώς ο ψυχρότερος αέρας της θάλασσας κινείται πάνω από την ξηρά και προκαλεί πιο ασθενή θερμοβαθμίδα, άρα αναπτύσσεται ασθενέστερη κυκλοφορία.

Η θαλάσσια αύρα, όπως είπαμε και πιο πάνω προκαλείται από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του θερμού εδάφους και της ψυχρότερης επιφάνειας της θάλασσας. Δεδομένου ότι η διαφορά αυτή αυξάνεται κατά τη διάρκεια της ημέρας, μια βαθμίδα πίεσης παράγεται στα χαμηλά επίπεδα της ατμόσφαιρας, δίνοντας την ώθηση για την έναρξη της θαλάσσιας αύρας κοντά στην επιφάνεια της γης (Simpson, 1994).

Εκτός από τον Estoque και ο Pielke (1984) μελέτησε τη θαλάσσια αύρα τόσο θεωρητικά όσο και με παρατηρήσεις, ωστόσο η επίδραση του συνοπτικού πεδίου στην ανάπτυξή της δεν είχε κατανοηθεί πλήρως. Έτσι ο ίδιος σημειώνει ότι η ανάπτυξή της είναι αρκετά περίπλοκη στην περίπτωση που παρατηρείται ένα ασθενές ή μέτριας ισχύος σύστημα (περίπου 6 m/sec). Έτσι για το Perth της Αυστραλίας οι Yimin και Lyons (1999) πραγματοποίησαν αριθμητικές προσομοιώσεις για

διαφορετικές περιπτώσεις συνοπτικού πεδίου με σκοπό να μελετήσουν την αλληλεπίδρασή του με τη θαλάσσια αύρα.

Η εμφάνιση της μεγάλης αυτής βαθμίδας της πίεσης που οδηγεί στο σύστημα της θαλάσσιας αύρας μπορεί να φαίνεται σχετικά απλή να εξηγηθεί, αλλά οι Tijm και Van Delden (1999) προσεκτικά εξέτασαν τρεις διαφορετικές παραλλαγές που βρήκαν στη βιβλιογραφία και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι και οι τρεις είναι φυσικά ασυμβίβαστες.

Η πρώτη είναι η «ανοδική» θεωρία (Tijm και van Delden, 1999), όπου μια προς τη θάλασσα ροή (μερικές φορές αποκαλούμενη ροή επιστροφής) αναπτύσσεται υψηλά πρώτα, λόγω της κάθετης επέκτασης του θερμότερου αέρα πάνω από το έδαφος. Η προς τη γη ροή κοντά στην επιφάνειά της αναπτύσσεται σε απάντηση στην προς τη θάλασσα ροή υψηλά. Η δεύτερη καλείται «λοξή» θεωρία (Simpson, 1994), όπου η χαμηλού επιπέδου χερσαία ροή αναπτύσσεται πρώτα, σε απάντηση στην οριζόντια επέκταση του θερμότερου αέρα πάνω από το έδαφος. Η προς τη θάλασσα (ρεύμα επιστροφής) ροή υψηλά έπειτα αναπτύσσεται σε απάντηση στη χαμηλού επιπέδου χερσαία ροή. Το τρίτο καλείται «μικτή» θεωρία (Godske et al, 1957), στην οποία ο θερμότερος αέρας πάνω από το έδαφος επεκτείνεται και κάθετα και οριζόντια, προκαλώντας την ταυτόχρονη ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας επιφάνειας αλλά και το ρεύμα επιστροφής υψηλά (Tijm και van Delden, 1999).

Τα μαθηματικά μοντέλα, όταν χρησιμοποιούνται σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις αποτελούν ισχυρά μέσα για την διερεύνηση των φυσικών μηχανισμών που υπεισέρχονται στο σχηματισμό της θαλάσσιας αύρας. Το θεώρημα της κυκλοφορίας του Bjerknes είναι ένα σχετικά απλό πρότυπο που ξεκινά από την παρουσία μιας κατά μήκος της ακτογραμμής μέσης κλίμακας βαθμίδας πίεσης και φτάνει στην αναπαραγωγή του συστήματος της θαλάσσιας αύρας από τη θεώρηση μιας αρχικά στατικής ατμόσφαιρας. Η κυκλοφορία είναι μια βαθμωτή ποσότητα που αντιπροσωπεύει ένα μακροσκοπικό μέτρο της περιστροφής πάνω από μια πεπερασμένη περιοχή του ρευστού σε δύο διαστάσεις (Holton, 1992).

Οι ταχύτητες αέρα που αναπτύσσονται στην πραγματικότητα στο σύστημα της θαλάσσιας αύρας είναι γενικά πολύ χαμηλότερες από εκείνες που υπολογίζονται από το παραπάνω θεώρημα της κυκλοφορίας. Ο Simpson (1994) πρότεινε ότι οι ταχύτητες του αέρα στην επιφάνεια αναμένονται να έχουν τιμές από 6 ή 7 m/s αναμένονται. Οι Masselink και Pattiaratchi (1998) πρότειναν ότι ακόμα και ταχύτητες

των 10 m/s μπορούν να παρατηρηθούν. Ο κύριος λόγος για αυτήν την υπερεκτίμηση είναι ότι στην αρχική του διατύπωση το θεώρημα της κυκλοφορίας του Bjerknes θεωρούσε την τριβή αμελητέα. Μια άλλη αδυναμία αυτής της θεώρησης, ίσως εξίσου σημαντική, είναι ότι αγνοεί τις διαστάσεις της ακτογραμμής.

Σύμφωνα με τον Simpson (1994), σε ένα ολοκληρωμένο φυσικό μοντέλο θα έπρεπε να συμπεριληφθούν όλοι οι παραπάνω παράγοντες καθώς και εκείνοι που επηρεάζουν το σύστημα της θαλάσσιας αύρας, όπως: (1) η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας εδάφους, (2) η διάχυση της θερμότητας, (3) στατική ευστάθεια, (4) η Κοριόλιος δύναμη, (5) η διάχυση της ορμής, (6) η τοπογραφία και (7) ο επικρατών άνεμος. Οι δύο πρώτες παράμετροι είναι σημαντικές στην εμφάνιση της θαλάσσιας αύρας και η τρίτη αποφασιστικής σημασίας για την εισχώρησή της στην ξηρά.

Η κοριόλιος δύναμη αν και δεν είναι σημαντική στις πρώτες έξι ώρες είναι η κύρια υπεύθυνη για την παραγωγή οριζόντιας στροφής του συστήματος της θαλάσσιας αύρας με το χρόνο και έτσι περιορίζει την εισχώρησή της στην ενδοχώρα (Neumann, 1977, Simpson, 1996). Οι Burk και Staley (1978) μελέτησαν την επίδραση της τριβής στην στροφή της θαλάσσιας αύρας, καθώς η κοριόλιος προκαλεί τη γνωστή στροφή κατά τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού και αυτό που συνήθως παρατηρείται είναι μια ανομοιόμορφη στροφή των ανέμων.

Η διάχυση της ορμής είναι σημαντική στην παραγωγή του παρατηρηθέντος προφίλ του αέρα κοντά στην επιφάνεια, καθώς αποτελεί το σημαντικότερο ανασταλτικό παράγοντα στην αναπτυσσόμενη κυκλοφορία, και αποτρέπει τη δημιουργία του συστήματος της θαλάσσιας αύρας με την παραγωγή πολύ υψηλών ταχυτήτων αέρα, όπως προβλέπεται από το θεώρημα της κυκλοφορίας του Bjerknes (Simpson, 1994).

Η τοπογραφία, συμπεριλαμβανομένου του μεγέθους και της μορφής της ξηράς και των λεπτομερειών της ακτής, είναι ένας άλλος σημαντικός παράγοντας για το σύστημα της θαλάσσιας αύρας. Πολλά από τα πρώτα πρότυπα ερμηνεύουν τη δημιουργία τους συστήματος της θαλάσσιας αύρας θεωρώντας ευθύγραμμες ακτές και επίπεδη τοπογραφία (Estoque, 1962). Έτσι η παρουσία ενός κόλπου σε μια κατά τα άλλα ομαλή ακτογραμμή με διεύθυνση από την ανατολή στη δύση έχοντας τη θάλασσα στα νότια, αποτελεί την αιτία που οδηγεί τη θαλάσσια αύρα να στραφεί προς την ξηρά σχεδόν κάθετα στην ακτή. Μέσα στη ζώνη σύγκλισης μεταξύ της θαλάσσιας αύρας και της ροής του συνοπτικού πεδίου που έχει φορά προς τη

θάλασσα, εμφανίζονται περιοχές όπου αναπτύσσονται ισχυρές κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις αλλά και περιοχές καθοδικών κινήσεων ανάλογα με τη θέση του κόλπου οι οποίες ωστόσο δεν είναι συμμετρικά κατανεμημένες. Στο βόρειο ημισφαίριο η σύγκλιση και οι κατακόρυφες κινήσεις αναπτύσσονται στα δυτικά του κόλπου, όπου η δύναμη της βαροβαθμίδας και η κοριόλιος δύναμη δρουν από αντίθετες κατευθύνσεις, και ασθενής σύγκλιση και κατακόρυφες κινήσεις παρατηρούνται στην ανατολική πλευρά του κόλπου, όπου οι δύο δυνάμεις δρουν από την ίδια κατεύθυνση (McPherson, 1970).

Οι ισχυρότερες θαλάσσιες αύρες όσον αφορά στις ταχύτητες του ανέμου αέρα εμφανίζονται όταν υπάρχουν μεγάλες βαθμίδες θερμοκρασίας κατά μήκος των ακτών. Οι Schumann et al. (1991) μελέτησε αυτήν την επίδραση στη θαλάσσια αύρα που σχηματίζεται στον κόλπο Alcoa, στη Νότια Αφρική, όπου η ισχυρότερη θαλάσσια αύρα εμφανίζεται στις περιοχές κοντά σε αμμόλοφους. Κατά τη διάρκεια της ημέρας οι αμμόλοφοι άμμου δημιουργούν ψηλότερα μια περιοχή με αέρα υπερθερμασμένο και προκαλείται μια πολύ ισχυρή διαφορά θερμοκρασίας εδάφους-θάλασσας. Οι ανοδικές κινήσεις των νερών στην ακτογραμμή που προκαλεί την κίνηση ψυχρότερης μάζας νερού στην επιφάνεια, ενισχύει αυτή τη βαθμίδα της θερμοκρασίας. (Apel, 1987; Franchito et al., 1998)

Ο May (1990) διαπίστωσε ότι το πεδίο της υγρασίας είναι πιο σύνθετο από εκείνο της θερμοκρασίας, και ότι οι μεγάλες βαθμίδες υγρασίας δεν περιορίζονται μόνο στην περιοχή του μετώπου. Ο ίδιος παρατήρησε ότι αν και τα χαμηλού επιπέδου μέτωπα συνδέονται συνήθως με τις μεγάλες αλλαγές υγρασίας, οι λεπτομέρειες που έχουν να κάνουν με τη μικροκλίμακα του φαινομένου μπορεί να οδηγήσουν σε απροσδόκητα αποτελέσματα. Αυτό εξηγείται από τις παρατηρήσεις του, όπου βρήκε ότι η κλίση του δείκτη διάθλασης είναι ελάχιστη σε μια μετωπική ανάστροφη, ακόμα κι αν η συνεισφορά του πεδίου της θερμοκρασίας στην κλίση του δείκτη διάθλασης παρουσίαζε εκεί ένα σημαντικό μέγιστο.

Σε μελέτη των Zhong και Talke (1992) για την ημερήσια ανάπτυξης της τρισδιάστατης δομής της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή του διαστημικού κέντρου του Kennedy για μια μέρα με μεγάλη θερμοκρασιακή διαφορά ξηράς θάλασσας, αναδείχθηκε η δυνατότητα παρουσίας της επίδρασης στο ανεμολογικό πεδίο της επιφάνειας, τόσο λόγω της θαλάσσιας αύρας, όσο και της αύρας ενός ποταμού στην ενδοχώρα. Δυόμισι ώρες μετά την ανατολή του ηλίου η θερμοκρασία πάνω από την

ξηρά είναι πολύ μεγαλύτερη αυτής πάνω από το Gulf Stream, με τη μέγιστη διαφορά των 8 °C λίγο πριν τις 14.00LT, η οποία και διατηρείται για τις επόμενες τρεις ώρες περίπου πριν αρχίσει να μειώνεται. Η θερμοκρασία πάνω από την ξηρά πέφτει κάτω από την τιμή της στην επιφάνεια της θάλασσας δυο ώρες μετά τη δύση του ηλίου. Η ψύξη αυτή συνεχίζεται μέχρι το επόμενο πρωί και η μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας που παρατηρείται κατά τη διάρκεια της νύχτας δεν ξεπερνά τους 3 °C. Αυτά προέκυψαν από τη μελέτη του πεδίου της θερμοκρασίας. Όσον αφορά στο πεδίο των ανέμων η έναρξη της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας σημειώνεται τρεις ώρες μετά την ανατολή του ηλίου στις 0900 LT, όπως φαίνεται από τη στροφή του ανέμου από βορειοδυτικό με κατεύθυνση από την ξηρά στην θάλασσα σε βορειοανατολικό με φορά από τη θάλασσα στην ξηρά. Οι μέγιστες ταχύτητες ανέμου των 6 m/sec σημειώνονται κατά τις 1400 με 1500 LT, όταν και η διαφορά θερμοκρασίας έχει καταστεί μέγιστη. Η μετακίνηση προς την ενδοχώρα δίνει μικρότερες τιμές ταχύτητας και επιβεβαιώνει προηγούμενες μελέτες με βάση τη γραμμική θεωρία (Walsh, 1974) και παρατηρήσεις (Hsu, 1970) που δίνουν τις μέγιστες τιμές ανέμου να παρατηρούνται στα όρια της ακτογραμμής, καθώς κατά την κίνηση προς την ενδοχώρα αυξάνεται η τριβή και μειώνεται η θερμοβαθμίδα. Η νυχτερινή κατανομή του πεδίου των ανέμων ξεκινά στις 1900 με τη στροφή των ανέμων παράλληλα στην ακτογραμμή και τη σταδιακή μεταστροφή τους με φορά προς τη θάλασσα. Η στροφή αυτή γίνεται σε μικρό χρονικό διάστημα και συνοδεύεται από μικρή πτώση της ταχύτητας του ανέμου. Όλα αυτά δείχνουν ότι μια σχετικά υγρότερη και ψυχρότερη αέρια μάζα πέρασε από το σταθμό καθώς η θαλάσσια αύρα εισχωρεί ακόμα πιο βαθιά. Στις 1500LT η ταχύτητα της θαλάσσιας αύρας έχει σχεδόν διπλασιαστεί (4-6 m/sec). Η επιτάχυνση της θαλάσσιας αύρας κατά την εισχώρησή της στην ενδοχώρα τις απογευματινές ώρες έχει μελετηθεί και από τους Simpson et al. (1977). Τέλος, η εξάπλωση της θαλάσσιας αύρας στη θάλασσα υπολογίζεται στα 40 Km από την ακτή, τη στιγμή που στην ξηρά η έκτασή της ήταν 20 Km. Αυτό σημαίνει ότι δεν εκτείνεται συμμετρικά σε σχέση με την ακτή αλλά η εξάπλωσή της στη θάλασσα είναι σχεδόν διπλάσια, αποτέλεσμα που συμφωνεί και με μελέτη των Chang et al. (1982) και του Arritt (1988). Ο Arritt στη μελέτη του αυτή, απέδειξε ότι ο επικρατών άνεμος επηρεάζει σημαντικά την εξάπλωση της ροής της θαλάσσιας αύρας από την ξηρά στη θάλασσα, ειδικά όταν πνέουν άνεμοι με φορά προς την ξηρά. Η καμπύλωση της

ακτογραμμής προκαλεί ελαφρώς πιο ισχυρούς ανέμους προς τη θάλασσα όταν η ακτή είναι κοίλη σε σχέση με αυτούς που σχηματίζονται σε κυρτές ακτογραμμές.

Η διείσδυση της θαλάσσιας αύρας στην ξηρά διαπιστώνεται από την απότομη στροφή των ανέμων καθώς περνά το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας, την απότομη αύξηση του σημείου δρόσου και τη μείωση της θερμοκρασίας. Αλλά και οι μελέτες του Chiba (1992) δείχνουν ότι το πέρασμα του μετώπου της θαλάσσιας αύρας μπορεί να αναγνωρισθεί από τις απότομες αλλαγές στη θερμοκρασία του αέρα και την κατεύθυνσή του, το οποίο έχει χαρακτηριστικά ψυχρού μετώπου όταν αυτό περνά από το σταθμό παρατήρησης.

Η γενική ακολουθία αλλαγών που εμφανίζονται στην επιφάνεια κατά τη μετακίνηση του μετώπου, είναι η ακόλουθη: πτώση θερμοκρασίας κατά 5°F ή και μεγαλύτερη ανάλογα με το μέγεθος της διαφοράς θερμοκρασίας εδάφους-θάλασσας, η σχετική υγρασία πρώτα πέφτει περίπου 7% και στη συνέχεια αυξάνεται περίπου 14% και ο αέρας επιφάνειας στρέφεται δεξιόστροφα από τη δύση στην ανατολή με μια συνολική αλλαγή κατεύθυνσης μέχρι 180° σε μια ώρα (Hsu, 1970).

Το ύψος του κυττάρου της θαλάσσιας αύρας κατά τους Zhong και Talke (1992) είναι 500-600m πριν τις 1300, αυξάνεται μέχρι το 1 Km στις 1500 και στη συνέχεια μειώνεται στα 800m στις 1700. Το ρεύμα επιστροφής ψηλότερα είναι βαθύτερο από το στρώμα της θαλάσσιας αύρας αλλά μικρότερης πυκνότητας, ως συνέπεια της συνέχειας.

2.3 Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα στην Ελλάδα

Μελέτη των χαρακτηριστικών της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Αθήνας πραγματοποιήθηκε από τον Prezerakos (1986). Από την ανάλυση των παρατηρήσεων που προήλθαν από έξι μετεωρολογικούς σταθμούς αναδείχθηκαν χαρακτηριστικά, όπως η ώρα έναρξης και λήξης της θαλάσσιας αύρας, ο αριθμός ημερών με θαλάσσια αύρα, η κατακόρυφη έκτασή της στην ατμόσφαιρα, μεταβολές του μέτρου και της διεύθυνσης της ταχύτητας. Συγκεκριμένα η έναρξη της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας σημειώνεται περίπου 2,5 ώρες μετά την ανατολή του ήλιου, όπου χάρη στην εξαιρετικά ανομοιόμορφη ακτογραμμή η έναρξη του σχηματισμού των κυττάρων κυκλοφορίες σημειώνεται γύρω στις 6 LT και οι μέγιστες τιμές ταχυτήτων για την περιοχή της Αθήνας είναι της τάξης των 3 m/sec νότιας διεύθυνσης. Η κορυφή της

θαλάσσιας αύρας εντοπίζεται στα 900 με 950 mb, ενώ η εισχώρησή της στην ξηρά φτάνει τα 30 Km.

Καθώς υψηλά επίπεδα ρύπανσης συνδέονται με την κυκλοφορία μέσης κλίμακας και ειδικά με την παρουσία του συστήματος της θαλάσσιας αύρας, ένα αριθμητικό μοντέλο μέσης κλίμακας δύο διαστάσεων χρησιμοποιήθηκε από τον Moussioroulo (1985) για την προσομοίωση του πεδίου του ανέμου πάνω από την Αθήνα. Από την προσομοίωση αναδείχθηκε ο σχηματισμός ενός μετώπου θαλάσσιας αύρας (8 LT) το οποίο κινείται κατά μήκος ενός νοτιοδυτικού – βορειοανατολικού άξονα, το οποίο στην περίπτωση ασθενούς συνοπτικού πεδίου δεν μπορεί να εισχωρήσει αρκετά στην ξηρά και ταχύτητα περίπου 2m/sec. Ένα δεύτερο μέτωπο δημιουργείται στην ακτή ανατολικά του Υμηττού (11 LT), το οποίο μπορεί να φτάσει το ύψος του βουνού και η μέγιστη ανάπτυξη του φαινομένου σημειώνεται στις 17 LT. Ωστόσο το αντικείμενο της παραπάνω μελέτης αφορούσε στα επίπεδα ρύπανσης και πώς αυτά επηρεάζονται από συστήματα κυκλοφορίας, όπως η θαλάσσια και η απόγειος αύρα και δεν αποτελούσε μια μελέτη των χαρακτηριστικών και της δυναμικής που συνδέεται με την εμφάνιση των παραπάνω φαινομένων.

Η ένταση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας μελετήθηκε από τους Helmis et al (1987) με τη διεξαγωγή μετρήσεων πεδίων στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας. Ακολούθησε ταξινόμηση των μετώπων της θαλάσσιας αύρας σε δυο κατηγορίες. Η παραπάνω κατηγοριοποίηση εξαρτάται από τη διεύθυνση του συνοπτικού πεδίου ανέμου. Έτσι πιο «στενά» μέτωπα με ισχυρότερες βαθμίδες θερμοκρασίας εμφανίζονται όταν το συνοπτικό πεδίο ανέμου κατευθύνεται από την ξηρά προς τη θάλασσα, ενώ «ευρύτερα» χαρακτηριζόμενα από ασθενέστερες θερμοβαθμίδες παρατηρούνται με συνοπτικά πεδία ανέμου παράλληλη στην ακτογραμμή. Βάση της ίδιας μελέτης και όσων αφορά την κλίση του μετώπου παρατηρήθηκε ότι όταν η θαλάσσια αύρα που αναπτύσσεται σε ισχυρό αντίθετης διεύθυνσης πεδίο ανέμου παρουσιάζει μικρότερη κλίση (μικρότερες γωνίες ως προς το οριζόντιο), ενώ θαλάσσια αύρα που κινείται σε περιοχές με ανέμους παράλληλους στην ακτή εμφανίζει μεγαλύτερη κλίση. Τέλος η κατακόρυφη ταχύτητα (w) εκτιμήθηκε ότι είναι της τάξης των 1.0 – 1,5 m/sec.

Η θαλάσσια αύρα κυρίως στην περιοχή της Αθήνας που αποτελεί το μεγαλύτερο αστικό κέντρο μελετήθηκε σε μεγάλο βαθμό σαν φαινόμενο συνδεδεμένο ισχυρά με τη ρύπανση. Έτσι το μέγιστο της εμφάνισης επεισοδίων αέριας ρύπανσης

στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας αποδεικνύεται ότι συνδέεται ισχυρά με την ανάπτυξη του συστήματος της θαλάσσιας αύρας (Moussiopoulos et al., 1985; Lalas et al., 1983; Kalos et al., 1993). Επίσης, σύμφωνα με τους Nastos et al. (2002), η θαλάσσια αύρα είναι αυτή που προκαλεί τέτοια διαστρωμάτωση της ατμόσφαιρας πάνω από την πόλη που οδηγεί την σε θερμοκρασιακές αναστροφές υπεύθυνες για τον εγκλωβισμό των ρύπων κοντά στο έδαφος.

Τέλος, οι Repapis et al. (1975) κατά τη μελέτη των Ετησίων, ισχυρών βόρειων ανέμων που πνέουν το καλοκαίρι, παρατήρησε ότι η επίδραση διακόπτεται περιστασιακά από το πέρασμα μιας ασθενούς αυλώνα με αποτέλεσμα τις μέρες αυτές να είναι δυνατό να αναπτυχθεί ισχυρή θαλάσσια αύρα η οποία αγγίζει ακόμα και τα όρια του αστικού κέντρου, φτάνοντας σε αρκετή απόσταση από τη θάλασσα.

2.4 Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα στη Θεσσαλονίκη

Μελέτη των ανέμων για τη Θεσσαλονίκη από τους Λιβαδάς και Σαχσαμάνογλου (1973) πραγματοποιήθηκε για τα έτη 1930 – 1971 από την επεξεργασία μετρήσεων παρατηρήσεων που προήλθαν από ανεμογράφο τοποθετημένο στην περιοχή του μετεωρολογικού σταθμού του εργαστηρίου της Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου. Καθώς για τη θερμή περίοδο η θαλάσσια αύρα αποτελεί τον επικρατούντα άνεμο όσον αφορά στη συχνότητα εμφάνισης. Για τις παράκτιες περιοχές της Θεσσαλονίκης λόγω της θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και παρακείμενης ξηράς η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας ξεκινά στις 10 με 12 π.μ. και παίρνει τη μέγιστη τιμή της την ώρα της μέγιστης θερμοκρασίας αέρα, δηλαδή μεταξύ 15 και 16 μ.μ. αυτή είναι και η ώρα που τα ρεύματα σύγκλισης είναι ισχυρότερα και οι αέριες μάζες πιο ελαφριές λόγω της υψηλής θερμοκρασίας. Συνήθως ώρα λήξης της κυκλοφορίας είναι γύρω στις 19 με 20 μ.μ. οι μέγιστες ταχύτητες ανέμου ξεπερνούν τα 2m/sec και διατηρούνται για περίπου τρεις ώρες. Όσον αφορά τις διευθύνσεις από τις οποίες πνέει η θαλάσσια αύρα αυτές ποικίλουν από νότιες σε νότιο-νοτιοδυτικές και νοτιοδυτικές.

Μελέτη των χαρακτηριστικών της θαλάσσιας αύρας πραγματοποιήθηκε για τα έτη 1959 – 1975 από τον Σαχσαμάνογλου (1976). Η παραπάνω μελέτη ανέδειξε την ανάπτυξη των δυο κυττάρων της θαλάσσιας αύρας, από τα οποία το πρώτο

προέρχεται από τον όρμο της Θεσσαλονίκης και ξεκινά δύο με τρεις ώρες μετά την ανατολή του ηλίου, είναι νοτιοδυτικής διεύθυνσης και καθώς μέχρι νωρίς το μεσημέρι οι διαφορές της θερμοκρασίας μεταξύ της ξηράς και του όρμου είναι ικανές να ενεργοποιήσουν και να διατηρήσουν το μηχανισμό της νοτιοδυτικής θαλάσσιας αύρας. Μετά το μεσημέρι κατά τη θερινή περίοδο, η «υπερθέρμανση» του όρμου της Θεσσαλονίκης έχει συντελεσθεί και επομένως παύει να υπάρχει η νοτιοδυτική θαλάσσια αύρα που προέρχεται από τον όρμο. Τη στιγμή όμως αυτή, έχει αποκατασταθεί η νότια θαλάσσια αύρα που προέρχεται από τον Θερμαϊκό κόλπο λόγω της μεγάλης διαφοράς θερμοκρασίας που υπάρχει ανάμεσα στη ξηρά και τον Θερμαϊκό κόλπο, που αποτελεί το δεύτερο κύτταρο και εγκαθίσταται γύρω στις 15.00 LT. Τη χειμερινή περίοδο δε συμβαίνει αυτή η «υπερθέρμανση» του όρμου και έτσι δεν παρατηρείται αυτή η στροφή της διεύθυνσης τη θαλάσσιας αύρας από νοτιοδυτική σε νότια. Δηλαδή κατά την χειμερινή περίοδο η θαλάσσια αύρα που παρατηρείται στη Θεσσαλονίκη προέρχεται βασικά από τον όρμο της πόλης. Η διάρκεια της είναι μικρότερη ίση των πέντε ωρών την ψυχρή περίοδο και από πέντε ως δέκα ώρες τη θερμή. Η λήξη της παραπάνω κυκλοφορίας συνδέεται με το μηδενισμό της διαφοράς θερμοκρασίας 2 με 3 ώρες μετά τη δύση του ήλιου γύρω στις 20.00. Αν η θαλάσσια αύρα συνεχιστεί μετά τις 20.00, τότε παρατηρείται συχνά μια ελαφρά στροφή επιπλέον προς την ανατολή και καθίσταται τελικά νότιο νοτιοανατολική.

Ακολούθησε μελέτη των θερμοϋγρομετρικών παραμέτρων της θαλάσσιας αύρας από τον ίδιο και υπολογισμός του δείκτη δυσφορίας τις μέρες που πνέει θαλάσσια αύρα.

Το 1991 στη Θεσσαλονίκη στα πλαίσια ενός ερευνητικού προγράμματος (Helmis et al.) επιβεβαιώθηκαν τα παραπάνω καθώς αποδείχθηκε ότι η θαλάσσια αύρα που αναπτύσσεται στην περιοχή διατηρεί δυο κύτταρα κυκλοφορίας. Το πρώτο αναπτύσσεται στον όρμο της Θεσσαλονίκης κατά τις πρωινές ώρες με ταχύτητες της τάξης των 2-3 m/sec και είναι νοτιοδυτικής διεύθυνσης. Το δεύτερο προέρχεται από τον κόλπο του Θερμαϊκού σχηματίζεται το μεσημέρι λίγο πριν τις 14 και φτάνει τις μεσημεριανές ώρες στο κέντρο της πόλης διατηρώντας νότια διεύθυνση και ταχύτητες των 4 m/sec που μπορούν να φτάσουν και τα 6-7 m/sec, συμπεράσματα που συμφωνούν με τις μέχρι τότε μελέτες. Θα πρέπει να αναφέρουμε ότι το κύτταρο του όρμου της Θεσσαλονίκης είναι το κύτταρο που προκύπτει από έναν αριθμό

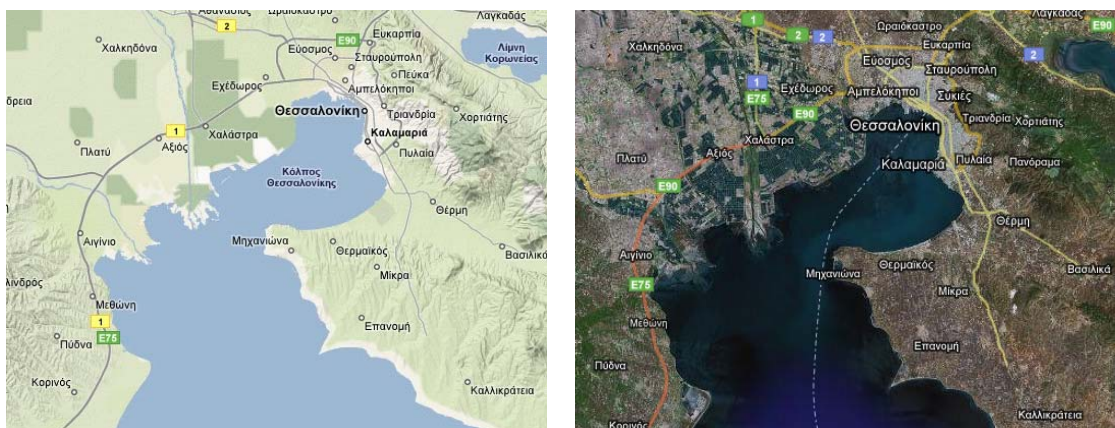
τοπικών κυκλοφοριών που είναι κάθετες στις ακτογραμμές του. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, αναπτύσσεται η απόγεια αύρα και η διάταξη του ανέμου επηρεάζεται από ποικίλες ροές που προκαλούνται από τη περιβάλλουσα πολύπλοκη τοπογραφία. Οι μετρήσεις επιπλέον επιβεβαίωσαν την επίδραση του φαινομένου αστικής νησίδας θερμότητας και τη δημιουργία ενός ρηχού στρώματος μεταφοράς κατά τη διάρκεια της νύχτας, ενώ βρέθηκε ότι η θαλάσσια αύρα στη Θεσσαλονίκη διεισδύει από 300 m ως και περισσότερο από 500 m ανάλογα με την επικρατούσα συνοπτική ροή.

Πρώτη φορά για την περιοχή της Θεσσαλονίκης το 2006 (Moussiopoulos et al.) ένα μοντέλο (European Zooming Model, EZM) χρησιμοποιήθηκε προκειμένου να προσομοιωθεί το πεδίο των ανέμων στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης καθώς και η μεταφορά των ρύπων που είναι στενά συνδεδεμένη με τις υπάρχουσες τοπικές ροές. Έτσι για μια μέρα που χαρακτηρίστηκε από την ανάπτυξη του συστήματος της θαλάσσιας αύρας τα αποτελέσματα του μοντέλου έδειξαν ότι βρισκόταν σε συμφωνία με τις υπάρχουσες παρατηρήσεις. Όσον αφορά τα χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας που αναπτύσσεται παρατηρούνται τα δύο κύτταρα, το πρώτο από τα οποία αναπτύσσεται στον όρμο της Θεσσαλονίκης με διευθύνσεις ανέμου κάθετες στην ακτή λόγω της μεγάλης ανομοιογένειας του πεδίου. Από τις 14 LST ένα διευρυμένο κύτταρο σχηματίζεται στον Θερμαϊκό κόλπο και ως τις 16 LST η νότια ροή έχει φτάσει τις μέγιστες ταχύτητες των 5-6 m/sec και έχει εισχωρήσει αρκετά χιλιόμετρα στην ξηρά. Με αυτό τον τρόπο επιβεβαιώθηκε η ικανότητα του μοντέλου στην πρόγνωση αρκετών χαρακτηριστικών του φαινομένου, όπως η ώρα έναρξης, η πορεία της ανάπτυξής του, η εισχώρηση του στην ξηρά και η έντασή του.

Είναι λοιπόν δυνατό με τη βοήθεια ενός μοντέλου να αναπαραχθούν και να μελετηθούν λεπτομερώς μεγέθη που σχετίζονται με το φαινόμενο της θαλάσσιας αύρας, από τα δυναμικά αίτια που δίνουν το κινητήριο έναυσμα για την έναρξή, όπως και για τις απαραίτητες συνθήκες υποβάθρου που επιτρέπουν το σχηματισμό και την περαιτέρω εξέλιξή της. Δίνεται η δυνατότητα μελέτης της κίνησής της χωροχρονικά και ο καθορισμός των περιοχών, του βαθμού και του τρόπου επίδρασής της σε σχετιζόμενα φαινόμενα. Λεπτομερής γνώση των χαρακτηριστικών της για μία περιοχή, όπως αυτή της ευρύτερης Θεσσαλονίκης, που παρουσιάζει αρκετά περίπλοκη τοπογραφία βοηθά ακόμα πιο πολύ στην πρόγνωσή της, καθώς αυτή καθίσταται ιδιαίτερα δύσκολη λόγω της μικρής κλίμακας του φαινομένου και της εξαιρετικής ευαισθησίας της ακόμα και σε μικρές μεταβολές.

2.5 Τοπογραφία της Θεσσαλονίκης

Η Θεσσαλονίκη είναι μια αναπτυσσόμενη πόλη με κατά προσέγγιση 1.000.000 κατοίκους. Βρίσκεται στο βορειοανατολικό άκρο της Μεσογείου, βόρεια του Θερμαϊκού κόλπου στο Αιγαίο πέλαγος ($40^{\circ}37' \text{ N}$, $22^{\circ}57' \text{ E}$), έχει μέγεθος περίπου $30 \times 30 \text{ Km}$ και χαρακτηρίζεται από την παρουσία πολύπλοκων ακτογραμμών. Η πολύπλοκη τοπογραφία και τα έντονα χαρακτηριστικά του εδάφους, δημιουργούν ένα πεδίο τοπικής ροής που διαφέρει σημαντικά από τις επικρατούσες συνοπτικές ή μέσης κλίμακας συνθήκες (π.χ. κύτταρα θαλάσσιας αύρας, αναβατικές ή καταβατικές ροές). Βόρεια και ανατολικά περιβάλλεται από λόφους ύψους περίπου 300 m , νοτιοανατολικά από το βουνό Χορτιάτης ύψους 1200 m που βρίσκεται σε απόσταση κατά προσέγγιση 20 Km και νοτιοδυτικά βρίσκονται τα βουνά Πιερίας σε απόσταση $60\text{-}65 \text{ Km}$. Η ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης χωρίζεται από την λίμνη της Κορώνειας με την οροσειρά του Χορτιάτη. Στην δυτική ακτή του Θερμαϊκού κόλπου υπάρχει μια εκτεταμένη επίπεδη περιοχή. Οι περισσότερες από τις κατοικημένες περιοχές βρίσκονται μέσα σε δυο χιλιόμετρα κατά μήκος του κόλπου και η βιομηχανική περιοχή βρίσκεται βορειοδυτικά της πόλης σε απόσταση περίπου 10 Km από το κέντρο της. Οι εκπομπές από τις βιομηχανικές δραστηριότητες και τα οχήματα είναι υπεύθυνες για την αύξηση της ρύπανσης και το σχηματισμό της φωτοχημικής αιθαλομίχλης.



Σχήμα 5 : Χάρτης της ευρύτερης περιοχής Θεσσαλονίκης (Πηγή: <http://maps.google.com/>)

Από την μελέτη των χαρτών της υδρογραφικής υπηρεσίας που αφορούν στον Θερμαϊκό κόλπο προκύπτει ότι η επιφάνεια του πυθμένα της Θεσσαλονίκης είναι πολύ ομαλή και το βάθος του δεν υπερβαίνει σε κανένα σημείο τα 30 m (Χ.Σ.

Σαχσαμάνογλου, 1976). Επιπλέον, στην είσοδο του όρμου της Θεσσαλονίκης και σε όλο της το μήκος, το βάθος ελαττώνεται κατά πολύ και γίνεται μικρότερο από 15 m. Η ύπαρξη αυτή του θαλάσσιου «επάρματος» στον πυθμένα της εισόδου του όρμου, έχει ως αποτέλεσμα την ουσιαστική αποκοπή της επικοινωνίας του με τον Θερμαϊκό κόλπο, όπου το βάθος και η έκταση του αρχίζουν να αυξάνουν κατά πολύ και έτσι ο κόλπος αποκτά τα χαρακτηριστικά εκτεταμένης θαλάσσιας περιοχής. Κατά συνέπεια, ο όρμος της Θεσσαλονίκης λόγω του μικρού του βάθους και της έλλειψης επικοινωνίας με τον Θερμαϊκό κόλπο «υπερθερμαίνεται» κατά την θερινή περίοδο και η θερμική του συμπεριφορά γίνεται τελείως διαφορετική από αυτή του Θερμαϊκού. Η ιδιαιτερότητα αυτή στο βάθος του όρμου της Θεσσαλονίκης έχει ως αποτέλεσμα η θαλάσσια αύρα στην Θεσσαλονίκη να αποτελείται από δυο συνιστώσες θαλασσίων αύρων: μιας που προέρχεται από τον όρμο της Θεσσαλονίκης νοτιοδυτικής διεύθυνσης και μιας που προέρχεται από τον Θερμαϊκό κόλπο νότιας διεύθυνσης (Σαχσαμάνογλου, 1976).

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω ο επικρατών άνεμος παίζει σημαντικό ρόλο τόσο στο σχήμα όσο και στη θέση κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας και είναι σημαντικός στον καθορισμό του αν η θαλάσσια αύρα θα μπορέσει να γίνει ανιχνεύσιμη στην ξηρά. Για παράδειγμα, ένας πολύ ισχυρός χερσαίος επικρατών άνεμος θα εμποδίσει την κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας να φτάσει στην ξηρά. Οι επικρατώντες άνεμοι στην Θεσσαλονίκη είναι νότιοι-νοτιοδυτικοί, κυρίως κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, βορειοδυτικοί κυρίως κατά τη διάρκεια του χειμώνα μέχρι αργά την άνοιξη και βορειοανατολικοί. Οι νότιοι-νοτιοδυτικοί άνεμοι χαρακτηρίζονται από την χαμηλή ταχύτητα (σπάνια ξεπερνούν τα 5 Km/h) και από μεγάλη διάρκεια (Flokas 1994). Πρόκειται για αυτούς που κυρίως αφορούν στη θαλάσσια αύρα. Οι βόρειοι-βορειοδυτικοί και βόρειοι-βορειοανατολικοί άνεμοι είναι ξηροί και συχνά πολύ ισχυροί (μερικές φορές ξεπερνούν τα 80 Km/h (Flokas 1994)).

Ειδικά για την περιοχή της Θεσσαλονίκης και την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας θα πρέπει να ληφθούν υπόψη τα εξής: Όταν ένα σύστημα υψηλής πίεσης καλύψει την ανατολική Μεσόγειο και τα Βαλκάνια μέχρι την Μαύρη Θάλασσα αναπτύσσεται ένα θερμικό χαμηλό κατά τη διάρκεια της μέρας στην περιοχή νοτιοανατολικά των Βαλκανίων και της Μαύρης Θάλασσας λόγω της θέρμανσης του εδάφους. Η ισορροπία ανάμεσα σε αυτά τα δυο συστήματα καθορίζει τις καιρικές συνθήκες στην ανατολική Ελλάδα και το Αιγαίο πέλαγος. Όταν το σύστημα των υψηλών πιέσεων

ενισχυθεί εκτείνεται προς τα δυτικά και η βαθμίδα πίεσης στο Αιγαίο πέλαγος εξασθενεί. Συνεπώς ο βόρειος συνοπτικός άνεμος πάνω από την Θεσσαλονίκη γίνεται ασθενέστερος και έτσι είναι δυνατό να αναπτυχθεί η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας. Αντίθετα, όταν το σύστημα των υψηλών πιέσεων εξασθενεί, το θερμικό χαμηλό εκτείνεται δυτικά και η βαθμίδα πίεσης πάνω από το Αιγαίο γίνεται ισχυρότερη. Κατά τη διάρκεια των ημερών αυτών οι Βόρειοι άνεμοι του Αιγαίου (Ετησίες) είναι ισχυροί και μειώνουν την επέκταση του τοπικού συστήματος κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας

Κεφάλαιο 3ο

Το τελευταίο επίτευγμα, από τα τέλη της δεκαετίας του '60 μέχρι και σήμερα, είναι χρησιμοποίηση των ηλεκτρονικών υπολογιστών στην αριθμητική πρόγνωση του καιρού. Με τη χρήση των αριθμητικών μοντέλων μπορούν να προσομοιάζονται οι καιρικές διεργασίες που συντελούνται στην ατμόσφαιρα.

3.1 Πως λειτουργεί ένα μοντέλο μέσης κλίμακας -Εισαγωγή

Ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο πρόγνωσης είναι στην ουσία ένα σύστημα προσομοίωσης των φυσικών διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα. Η ατμόσφαιρα προσομοιώνεται με διακριτά σημεία (grid points) σε συγκεκριμένα επίπεδα (levels), τα οποία αρχίζουν από το έδαφος και τελειώνουν στα ανώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας. Με τον τρόπο αυτό δημιουργείται ένα τρισδιάστατο πλέγμα σημείων πάνω στο οποίο πραγματοποιούνται όλοι οι απαιτούμενοι υπολογισμοί.

Επίσης γίνεται η παραδοχή ότι ο χρόνος κυλά με πολύ μικρά χρονικά βήματα της τάξης των λίγων δευτερολέπτων. Η συνεχής επανάληψη των υπολογισμών σε κάθε χρονικό βήμα οδηγεί στην πρόγνωση του καιρού για την επόμενη ημέρα ή για την επόμενη εβδομάδα. Όσο πυκνότερο είναι το δίκτυο των σημείων και όσο πιο ρεαλιστική είναι η προσομοίωση της ατμόσφαιρας από το σύστημα των εξισώσεων που την περιγράφουν, τόσο πιο ικανοποιητικά είναι τα αποτελέσματα και τόσο μεγαλύτερη η απαιτούμενη υπολογιστική ισχύς.

Ένα μοντέλο μέσης κλίμακας είναι ένα αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού με ικανοποιητικά υψηλή οριζόντια και κατακόρυφη ανάλυση, ώστε να προβλέπει καιρικά φαινόμενα μέσης κλίμακας. Αυτά τα φαινόμενα πολλές φορές προκαλούνται από την τοπογραφία ή τις ακτογραμμές, ή οφείλονται σε συστήματα σύγκλισης γι' αυτό και αντιπροσωπεύουν μια από τις μεγαλύτερες και πιο δύσκολες προκλήσεις πρόβλεψης.

Τα πιο σημαντικά καιρικά φαινόμενα (όπως π.χ. οι τυφώνες) παρατηρούνται στα συνοπτικά συστήματα μέσης κλίμακας. Η ορατότητα, η τύρβη αλλά και η κατάσταση της θάλασσας μπορεί να διαφέρουν σημαντικότερα μέσα σε απόσταση μόλις λίγων χιλιομέτρων, γεγονός που έχει πολλές επιπτώσεις στην καθημερινή ζωή. Στην πράξη η επιστημονική κοινότητα βασίζεται συχνά στην καθοδήγηση των μοντέλων μέσης

κλίμακας και κυρίως σε περιπτώσεις όπου οι πραγματικές παρατηρήσεις του καιρού είναι από σπάνιες ως ανύπαρκτες. Σαν αποτέλεσμα η κατανόηση του πώς ένα μοντέλο μέσης κλίμακας δουλεύει μπορεί να βοηθήσει στην αποτελεσματικότερη και ακριβέστερη πρόγνωση.

3.2 Γενικά στοιχεία των αριθμητικών μοντέλων

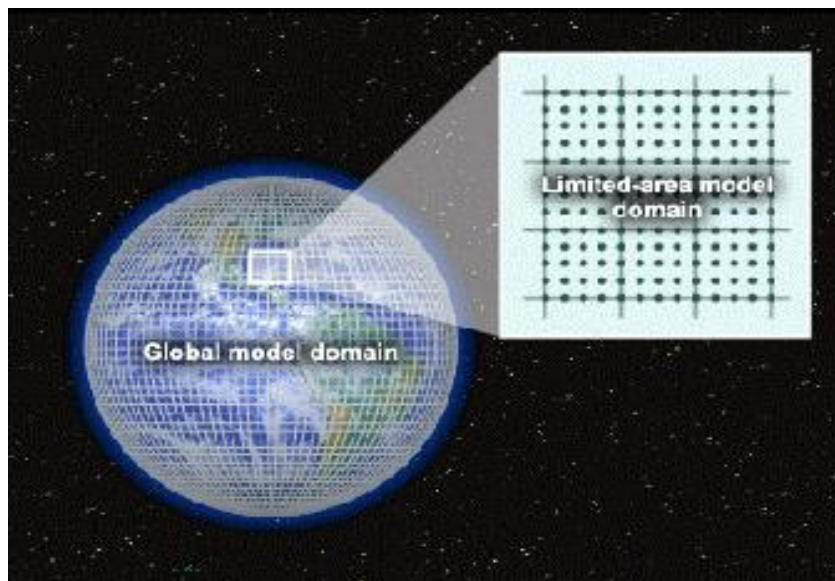
Οι νόμοι της αρχής διατήρησης της μάζας και της ενέργειας είναι αυτοί που καθορίζουν τις κινήσεις στην ατμόσφαιρα. Αυτοί οι νόμοι μπορούν να εκφραστούν από μία σειρά πολύπλοκων μαθηματικών εξισώσεων οι οποίες αποτελούν τον πυρήνα της αποκαλούμενης αριθμητικής πρόβλεψης καιρού. Αυτές οι εξισώσεις καλούνται προγνωστικές καθώς προβλέπουν τι θα συμβεί στο μέλλον. Οι μεταβλητές που υπεισέρχονται σε αυτές αντιπροσωπεύουν διάφορες παραμέτρους του καιρού (π.χ. άνεμος, πίεση κ.τ.λ.). Καθώς οι προγνωστικές εξισώσεις καθορίζουν πώς μεταβάλλονται οι μεταβλητές με το χρόνο, εφόσον είναι γνωστές οι αρχικές συνθήκες στην ατμόσφαιρα, μπορούν να επιλυθούν για μελλοντική χρονική στιγμή και να ληφθούν με αυτόν τον τρόπο νέες τιμές για τις μεταβλητές. Αυτή είναι σε γενικές γραμμές η λειτουργία των αριθμητικών μοντέλων προκειμένου να γίνει μία πρόβλεψη.

Τα πρώτα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν επιχειρησιακά μπορούσαν να αναπαραστήσουν μόνο φαινόμενα συνοπτικής κλίμακας. Με την αύξηση των δυνατοτήτων των ηλεκτρονικών υπολογιστών κατέστη εφικτή η χρήση των μοντέλων και για την πρόβλεψη καιρικών φαινομένων μέσης κλίμακας για ένα συγκεκριμένο χρονικό ορίζοντα. Τα μοντέλα μέσης κλίμακας αποτελούν πλέον σημαντικό και αναπόσπαστο κομμάτι των αριθμητικών εργαλείων προγνώσεων καιρού. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι η πρόβλεψη καιρικών φαινομένων μέσης κλίμακας προϋποθέτει πολύ καλύτερη ανάλυση από το μοντέλο καθώς και πλήθος άλλων σημαντικών αλλαγών στις προσεγγίσεις που γίνονται στα συνοπτικής και παγκόσμιας κλίμακας μοντέλα.

Ο όρος ανάλυση όπως χρησιμοποιείται στα μοντέλα μέσης κλίμακας αναφέρεται στην απόσταση των σημείων του πλέγματος (grid points) ή στον κυματάριθμο που αντιπροσωπεύει το μέσο όρο της περιοχής γύρω από κάθε σημείο,

σε ένα μοντέλο που χρησιμοποιεί πλέγμα σημείων ή κυματάριθμους σε φασματικά μοντέλα αντίστοιχα.

Μερικά από τα πιο γνωστά μοντέλα μέσης κλίμακας είναι το Eta των Εθνικών Κέντρων Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (NCEP) των ΗΠΑ, το COAMPS του ναυτικού των ΗΠΑ, και οι διάφορες πανεπιστημιακές εκδόσεις του MM5. Τα παραπάνω μοντέλα τρέχουν σε μεταβλητές οριζόντιες αναλύσεις με πλεγματική απόσταση συνήθως κάτω των 30 km. Η ύπαρξη όμως μεγάλης ανάλυσης περιορίζει την περιοχή για την οποία εκτελούνται τα μοντέλα. Αυτό όμως δημιουργεί την ανάγκη απόκτησης πληροφοριών για τα όρια των περιοχών των μοντέλων (domains).



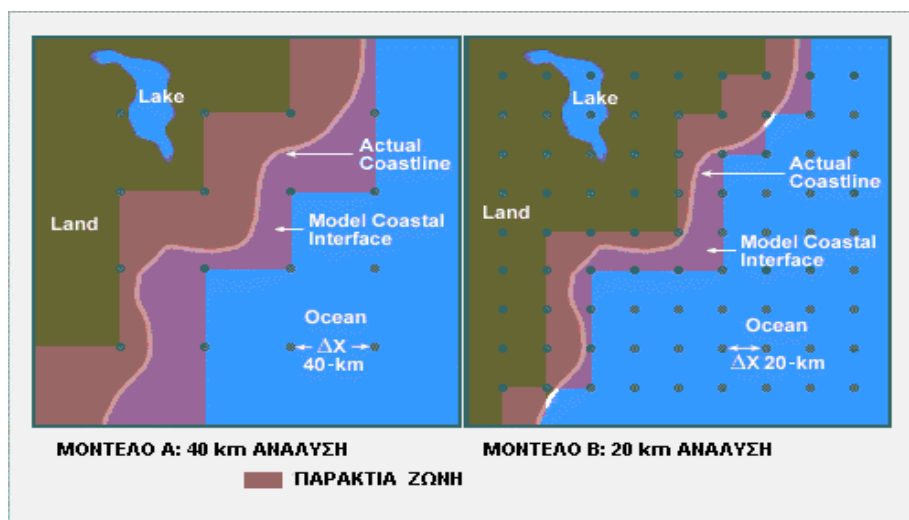
Σχήμα 6: Περιοχή (domain) του μοντέλου μέσης κλίμακας (Πηγή COMET Program¹)

Εάν αυτά τα μοντέλα εκτελούνταν σε παγκόσμια κλίμακα θα χρειαζόταν τόσος χρόνος που τα αποτελέσματά τους δε θα ήταν πλέον χρήσιμα στην άμεση πρόγνωση.

Η σπουδαιότητα της εκτέλεσης και της χρήσης των αποτελεσμάτων ενός μοντέλου μέσης κλίμακας εξαρτάται από την κλίμακα των φαινομένων που θα μελετηθούν. Έτσι όταν συγκρίνονται τα παγκόσμια με τα μοντέλα μέσης κλίμακας τα δεύτερα δεν έχουν να προσφέρουν κάτι περισσότερο καθώς ο καιρός επηρεάζεται κυρίως από διεργασίες συνοπτικής κλίμακας.

¹Πηγή του υλικού αυτού αποτελεί το COMET® Website at <http://meted.ucar.edu/> του University Corporation for Atmospheric Research (UCAR) σε συμφωνία με το National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce. ©1997-2007 University Corporation for Atmospheric Research. All Rights Reserved."

Ωστόσο σε περιοχές όπου οι μετεωρολογικές συνθήκες μεταβάλλονται γρήγορα με το χρόνο και τον χώρο, τα μοντέλα μέσης κλίμακας παρέχουν επιπλέον πληροφορίες οι οποίες βοηθούν τους προγνώστες να επιτύχουν τις καλύτερες δυνατές προβλέψεις. Συγκεκριμένα μπορούν να παρέχουν λεπτομέρειες και με μεγάλη ακρίβεια αναπαριστούν τα καιρικά φαινόμενων μικρότερης κλίμακας που μπορεί να ενδιαφέρουν τους προγνώστες. Επιπλέον, τα μέσης κλίμακας μοντέλα μπορούν να παράγουν σαφώς ανώτερης ποιότητας προγνώσεις σε παραθαλάσσιες περιοχές (όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα) και σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο σε σχέση με τα παραδοσιακά μοντέλα μεγαλύτερης κλίμακας. Αυτό το επιτυγχάνουν λαμβάνοντας υψηλότερης ακρίβειας δεδομένα τοπογραφίας και θερμοκρασιών εδάφους και θαλάσσης όπου αυτά είναι διαθέσιμα.



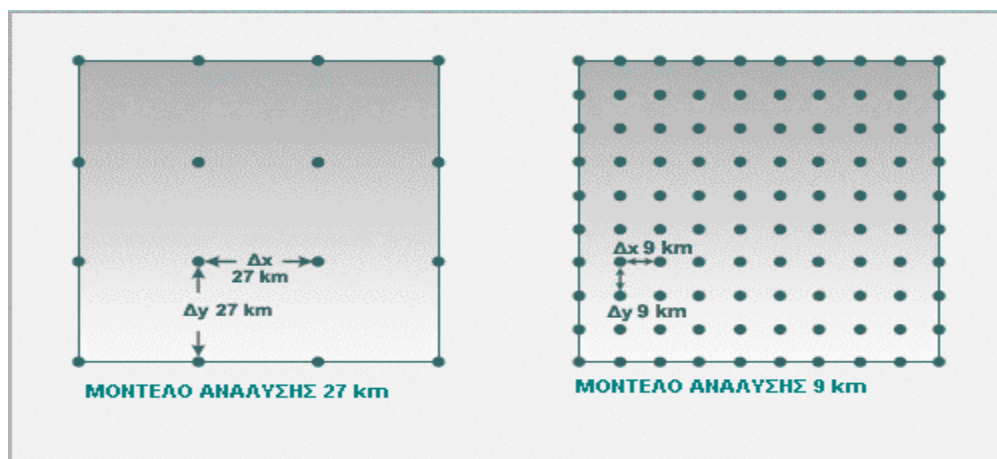
Σχήμα 7 : Αύξηση της λεπτομέρειας με τη μείωση της πλεγματικής απόστασης (Πηγή COMET Program).

3.3 Οριζόντια ανάλυση

Η οριζόντια ανάλυση για ένα μοντέλο αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης συνδέεται άμεσα με το μέγεθος του φαινομένου που θα προσομοιώσει. Όσο μεγαλύτερη είναι η ανάλυση τόσο πιο μικρής κλίμακας φαινόμενα μπορούν με επιτυχία να αναπαρασταθούν. Η ανάλυση αυτή σχετίζεται είτε με το διάστημα μεταξύ των πλεγματικών σημείων για τα μοντέλα με πλεγματικά σημεία (grid-point models) είτε με τον αριθμό των κυμάτων που χρησιμοποιούνται για να παρουσιάσουν τα δεδομένα του καιρού (spectral models). Τα κυριότερα πλεγματικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται επιχειρησιακά είναι το COAMPS, το Eta, και το MM5.

Ωστόσο θα πρέπει να βρεθεί κάθε φορά ποιο είναι το κατάλληλο πλεγματοτικό μέγεθος για να παραστήσει ικανοποιητικά το κάθε καιρικό φαινόμενο. Κατά κανόνα απαιτούνται τουλάχιστον πέντε πλεγματοτικά σημεία για τον καθορισμό ενός φαινομένου σε ένα πλεγματοτικό μοντέλο. Το μικρότερο καιρικό φαινόμενο που μπορεί να παρουσιαστεί, ακόμη και σε βραχυχρόνιες προγνώσεις, απαιτεί πέντε με επτά πλεγματοτικά σημεία. Σε αυτή την περίπτωση, αν ληφθεί π.χ. διάστημα μεταξύ των πλεγματοτικών σημείων ίσο με 20km, το μοντέλο δεν θα μπορεί να προβλέψει φαινόμενα μικρότερου μεγέθους από 100km. Μάλιστα σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο ακόμη και μία πλεγματοτική απόσταση 5km μπορεί να χάνει σημαντικά καιρικά φαινόμενα που επηρεάζονται από την τοπική τοπογραφία.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι η αύξηση της ανάλυσης οδηγεί και σε μεγαλύτερες υπολογιστικές απαιτήσεις καθώς το μοντέλο θα πρέπει να υπολογίσει τις τιμές για περισσότερα πλεγματοτικά σημεία. Όπως προκύπτει από το παρακάτω σχήμα διαίρεση της πλεγματοτικής απόστασης με το τρία αυξάνει τον αριθμό των πλεγματοτικών σημείων της ίδιας περιοχής κατά 9 φορές.



Σχήμα 8: Αύξηση του αριθμού των πλεγματοτικών σημείων με μείωση της πλεγματοτικής απόστασης (Πηγή COMET Program).

Το μεγαλύτερο πρόβλημα όμως έγκειται στο γεγονός ότι καθώς μειώνεται η απόσταση μεταξύ των πλεγματοτικών σημείων στην ουσία μειώνεται και το χρονικό διάστημα μεταξύ των ενδιάμεσων προγνωστικών βημάτων. Κατά συνέπεια, απαιτούνται επιπλέον ενδιάμεσα προγνωστικά βήματα για να παράγουν την ίδια πρόγνωση. Παρόλαυτά θα πρέπει να χρησιμοποιείται καλύτερη ανάλυση ακόμη κι αν αυτή απαιτεί μεγαλύτερη υπολογιστική ισχύ για πολλούς λόγους, και κυρίως για την ικανότητα του μοντέλου αν αναπαραστήσει την τοπογραφία. Αυτή με τη σειρά της

επηρεάζει την ικανότητα του μοντέλου να προβλέψει ικανοποιητικά μετεωρολογικά φαινόμενα που προκαλούνται ή ενισχύονται από την τοπική τοπογραφία.

3.4 Κατακόρυφη ανάλυση

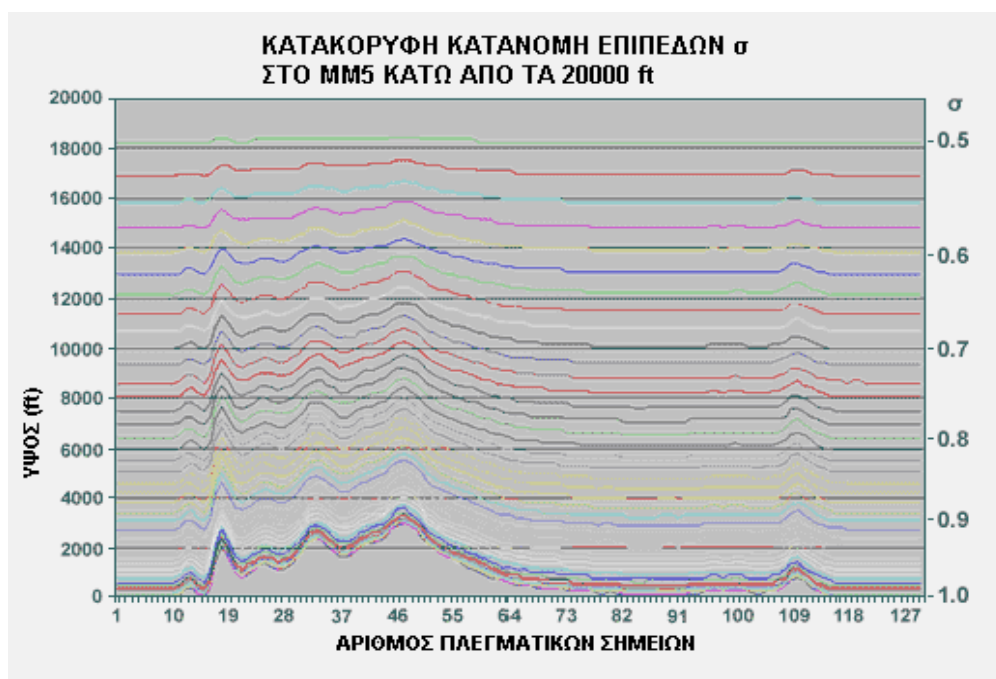
Εκτός όμως από την ικανοποιητική οριζόντια ανάλυση για να παρασταθούν τα διάφορα ατμοσφαιρικά φαινόμενα, τα μοντέλα μέσης κλίμακας θα πρέπει να είναι σχεδιασμένα και με καλή κατακόρυφη ανάλυση ώστε να προβλέπουν την κατακόρυφη δομή και τις επιδράσεις μίας πληθώρας μετεωρολογικών συμβάντων. Είναι αξιοσημείωτο ότι ο λόγος των οριζόντιων και κατακόρυφων αναλύσεων πρέπει να συμβαδίζει με την αντίστοιχη κλίμακα των μετεωρολογικών φαινομένων που εξετάζονται. Εάν δεν επιτευχθεί αυτή η σωστή αναλογία, θα παραχθούν προγνώσεις με υψηλή ανάλυση σε μία μόνο διάσταση, οι οποίες μπορεί στην πραγματικότητα να είναι χειρότερες από αντίστοιχες με χαμηλότερη ανάλυση.

Κατά τον καθορισμό της βέλτιστης οριζόντιας ανάλυσης ενός μοντέλου, απαιτούνται ικανοποιητικά στοιχεία που να επιβεβαιώνουν ότι αντίστοιχα καιρικά φαινόμενα προβλέπονται το ίδιο καλά σε κάθε τοποθεσία της περιοχής του μοντέλου. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι χρησιμοποιείται η ίδια πλεγματική απόσταση. Εντούτοις, κατά τον καθορισμό της βέλτιστης κατακόρυφης ανάλυσης οι χρήστες των μοντέλων εκμεταλλεύονται το γεγονός ότι ορισμένες ατμοσφαιρικές διεργασίες περιορίζονται συνήθως σε συγκεκριμένες κατακόρυφες περιοχές της ατμόσφαιρας. Συνεπώς προσπαθούν να τοποθετήσουν την υψηλότερη κατακόρυφη ανάλυση εκεί που είναι αναγκαία. Για παράδειγμα πρέπει να υπάρχει υψηλή ανάλυση (της τάξης των μερικών millibars) κοντά στην επιφάνεια της γης. Αυτό επιτρέπει στο μοντέλο να συλλάβει την μεταφορά θερμότητας και υγρασίας στο οριακό στρώμα η οποία προκαλείται από τη θέρμανση του εδάφους κατά τη διάρκεια της ημέρας. Η ίδια λεπτομερής ανάλυση δεν απαιτείται όμως και στη μέση τροπόσφαιρα (~ 600 με 300 mb), παρόλο που μία υψηλή ανάλυση είναι επιθυμητό να υπάρχει κοντά και κάτω από την τροπόπαυση ώστε να προβλέπει τον αεροχείμαρο (jet stream) με ακρίβεια.

Τα διάφορα αριθμητικά μοντέλα χρησιμοποιούν μία πληθώρα τύπων κατακόρυφων συντεταγμένων για να παραστήσουν τα στρώματα της ατμόσφαιρας. Κάθε ένας από αυτούς έχει τα δικά του πλεονεκτήματα αλλά και περιορισμούς. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι τα χαρακτηριστικά της κατακόρυφης ανάλυσης του κάθε μοντέλου παίζουν σημαντικό ρόλο στη δυνατότητα του να παραστήσει τα

διάφορα καιρικά φαινόμενα. Πολλά μοντέλα, συμπεριλαμβανομένων και των AVN/MRF και COAMPS αναπαριστούν τα κατακόρυφα στρώματα χρησιμοποιώντας το σίγμα (σ). Σε ένα σύστημα συντεταγμένων που βασίζεται στο σ , η βάση και η κορυφή ορίζονται ως τα επίπεδα εκείνα όπου οι κατακόρυφες κινήσεις είναι αμελητέες. Η βάση βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια της γης ($\sigma = 1.0$) ενώ η κορυφή ορίζεται σε μία πολύ μικρή τιμή της πίεσης όπου η κατακόρυφη κίνηση θεωρείται αμελητέα ($\sigma = 0.0$). Έτσι, κοντά στην επιφάνεια, τα επίπεδα σ ακολουθούν την τοπογραφία, ενώ ανεβαίνοντας προς τα πάνω, τα επίπεδα με μικρότερες τιμές σ εξομαλύνονται και γίνονται σχεδόν κατακόρυφα.

Η χρήση των συντεταγμένων σ αντί της πίεσης ή του ύψους αποφεύγει το πρόβλημα που δημιουργείται όταν μία ισοβαρής ή ισοϋψής επιφάνεια συναντά το έδαφος.



Σχήμα 9 : Κατακόρυφη κατανομή στο MM5(Πηγή COMET Program).

Στο παραπάνω παράδειγμα η ισοβαρής των 920-mb (και κάθε άλλη επιφάνεια κάτω από τα 920 mb) θα έτεμνε το βουνό ενώ ένα επίπεδο σ των 0,92 ακολουθεί την τοπογραφία. Φαίνεται επίσης πώς εξαλείφεται η ανωμαλία του εδάφους σε υψηλότερα επίπεδα σ .

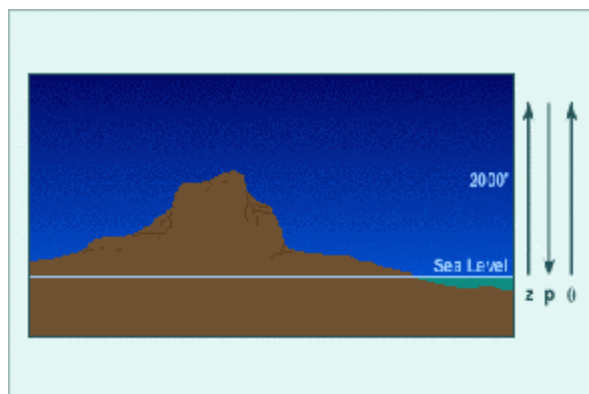
3.5 Υδροστατικά και μη υδροστατικά μοντέλα

Τα περισσότερα αριθμητικά μοντέλα με πλεγματικά σημεία και όλα τα κυματικά μοντέλα (spectral models) είναι υδροστατικά. Σε αντίθεση, πολλά μοντέλα μέσης κλίμακας, όπως το COAMPS και το MM5, είναι μη υδροστατικά. Τα υδροστατικά μοντέλα υποθέτουν υδροστατική ισορροπία, κατά την οποία η δύναμη της βαρύτητας εξισορροπεί την δύναμη της βαροβαθμίδας προς τα πάνω.

Αυτή η υδροστατική υπόθεση ισχύει για τα συνοπτικά και τα συστήματα παγκόσμιας κλίμακας καθώς και για κάποια φαινόμενα μέσης κλίμακας. Ωστόσο οι μη υδροστατικές διεργασίες και οι επιπτώσεις τους γίνονται σημαντικές όταν το μήκος μίας διεργασίας είναι περίπου ίσο με το ύψος της. Καθώς όμως το ύψος των περισσότερων καιρικών φαινομένων περιορίζεται από το ύψος της τροπόσφαιρας, είναι λογικό ότι η σημασία τους αφορά κυρίως διεργασίες με μέγεθος γύρω στα 10 km και λιγότερο. Μερικά καιρικά φαινόμενα με σημαντικές μη υδροστατικές διεργασίες είναι οι καταιγίδες, οι γραμμές σύγκλισης, και τα βαρυτικά κύματα.

Για την αριθμητική πρόβλεψη καιρού, τα μη υδροστατικά μοντέλα περιλαμβάνουν εξισώσεις για την κατακόρυφη κίνηση που λείπουν από τα υδροστατικά. Κατά συνέπεια, τα μη υδροστατικά μοντέλα μπορούν να προβλέψουν τον καιρό κατευθείαν από την κατακόρυφη κίνηση με βάση της κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις και την αλλαγή του βαρομετρικού. Αντιθέτως τα υδροστατικά μοντέλα μπορούν μόνο να υποθέσουν τα καιρικά φαινόμενα από τέτοιες κατακόρυφες κινήσεις.

Τα υψηλής ανάλυσης μη υδροστατικά μοντέλα μπορούν να προβλέψουν σχετικά ρεαλιστικά αλλαγές στην ατμοσφαιρική ευστάθεια και την



Σχήμα 10: Υδροστατικά μοντέλα(Πηγή COMET Program).

δυναμική της συναγωγής. Προκειμένου να το πετύχουν αυτό χρησιμοποιούν μία επιπλέον προγνωστική εξίσωση που σχετίζεται με της κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις και τις κατακόρυφες κινήσεις άμεσα, αντί για να τις προβλέπει βασιζόμενη

στις μεταβολές της οριζόντιας σύγκλισης και απόκλισης. Συνεπώς η κατακόρυφη κίνηση στο πλέγμα ενός μοντέλου μπορεί να υπολογιστεί από τις κινήσεις που προκαλούνται από τη συναγωγή αν αφαιρεθούν αυτές που προκαλούνται από την κατακόρυφη βαροβαθμίδα και την επιβράδυνση από τον υετό.

Για να υπολογίσουν όμως τα μη υδροστατικά μοντέλα, τις κατακόρυφες κινήσεις με ακρίβεια, πρέπει να έχουν πολύ λεπτομερή στοιχεία σχετικά με τις διεργασίες σχηματισμού των νεφών και υετού στις προγνωστικές εξισώσεις θερμοκρασίας και υγρασίας. Ωστόσο το μεγάλο πλήθος των εξισώσεων αυξάνει σημαντικά και τα περιθώρια λάθους. Συνεπώς, τα μη υδροστατικά μοντέλα μπορεί να επηρεάζονται σημαντικά από μικρές διαφορές στην ατμοσφαιρική δομή.

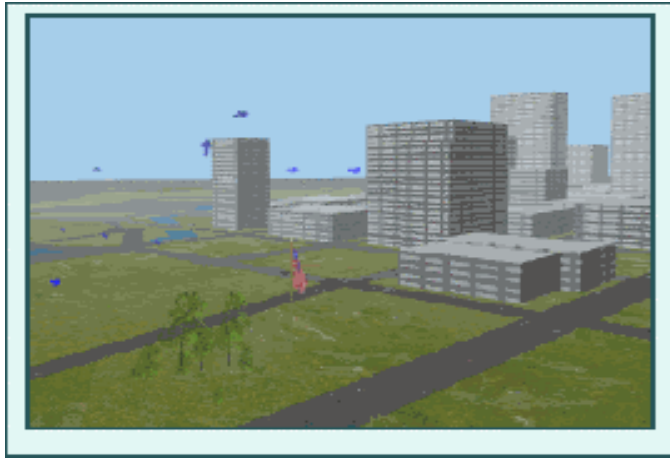
Επειδή τα μη υδροστατικά μοντέλα έχουν να λύσουν μία επιπλέον προγνωστική εξίσωση για την κατακόρυφη κίνηση, περιορίζονται τα όρια των κατακόρυφων συντεταγμένων ενώ συγχρόνως αυξάνει και ο υπολογιστικός χρόνος του μοντέλου. Όπως γίνεται αντιληπτό αυτό το μειονέκτημα περιορίζει τις απαιτήσεις για καλύτερη οριζόντια και κατακόρυφη ανάλυση. Άμεση συνέπεια αυτού είναι τα περισσότερα μη υδροστατικά μοντέλα να χρησιμοποιούν ένα κατακόρυφο σύστημα συντεταγμένων που βασίζεται στο ύψος (z). Μόνο μερικά από αυτά χρησιμοποιούν συντεταγμένες βασιζόμενες στην πίεση (p), και κανένα δεν χρησιμοποιεί ισηντροπικές (Θ) συντεταγμένες.

Πρακτικά, τα περισσότερα μη υδροστατικά μοντέλα θυσιάζουν την καλή κατακόρυφη ακρίβεια προκειμένου να τρέχουν σε πραγματικό χρόνο με καλύτερη οριζόντια ακρίβεια. Αυτό όμως δεν αποτελεί σοβαρό πρόβλημα όταν έχουμε έντονες ανοδικές κινήσεις αλλά επηρεάζει την πρόγνωση άλλων σοβαρών διεργασιών. Κάποιες από αυτές είναι η δομή του οριακού στρώματος καθώς και η λεπτομερής δομή της τροπόπαυσης. Από την άλλη πλευρά, καθώς η υπολογιστική ισχύς αυξάνει συνεχώς υπάρχει και η δυνατότητα για χρήση καλύτερης κατακόρυφης ανάλυσης, γεγονός που περιορίζει τα προαναφερθέντα προβλήματα.

3.6 Παραμετροποίηση

Τα αριθμητικά μετεωρολογικά μοντέλα δεν μπορούν να προσομοιάσουν διεργασίες και φαινόμενα που συμβαίνουν μέσα σε ένα μόνο πλεγματοειδές κουτί. Έτσι ακόμη και τα μοντέλα μέσης κλίμακας δεν μπορούν να αναπαραστήσουν τοπικές

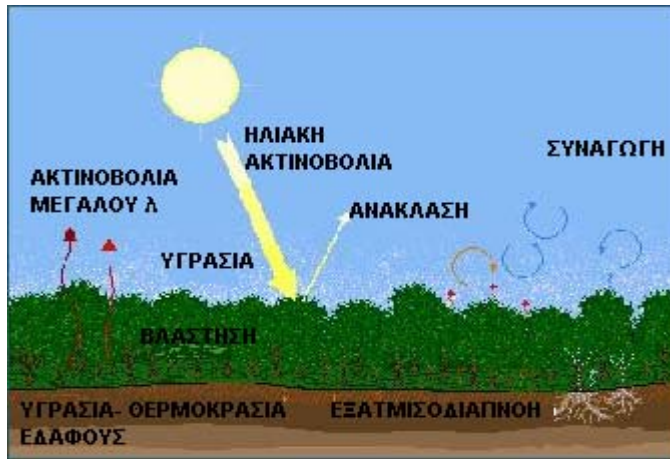
ροές δίνες ή εμπόδια. Το παρακάτω σχήμα δείχνει μία πολύπλοκη ροή που δημιουργείται γύρω από εμπόδια.



Σχήμα 11: Πολύπλοκη τοπική ροή (Πηγή COMET Program).

Η τριβή είναι μεγαλύτερη κοντά στα μεγάλα δέντρα και στα κτίρια από ότι στις ανοιχτές περιοχές. Συνεπώς όσο μεγάλη κι αν γίνει η ανάλυση δεν μπορούμε να αναμένουμε από τα μετεωρολογικά μοντέλα να αναπαριστούν διεργασίες αυτής της κλίμακας. Κατά συνέπεια θα πρέπει να αναφέρονται στην επίδραση όλων αυτών των εμποδίων και των επιφανειών στη ροή, με έναν αριθμό που θα αντιπροσωπεύει την τριβή στο κάθε πλεγματικό κουτί. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται για τον ορισμό αυτών των επιδράσεων, χωρίς να υπολογίζονται άμεσα, ονομάζεται παραμετροποίηση. Ένας άλλος τρόπος παραμετροποίησης είναι να υπεισέρχονται στο μοντέλο οι επιπτώσεις μίας διεργασίας (εξομοίωση) αντί για την ίδια την διεργασία (προσομοίωση).

Το παρακάτω σχήμα δίνει κάποιες από τις βασικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κοντά στο έδαφος και παραμετροποιούνται. Επιπλέον παραμετροποίηση γίνεται και για τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στα νέφη.



Σχήμα 12 : Βασικές διεργασίες κοντά στο έδαφος (Πηγή COMET Program).

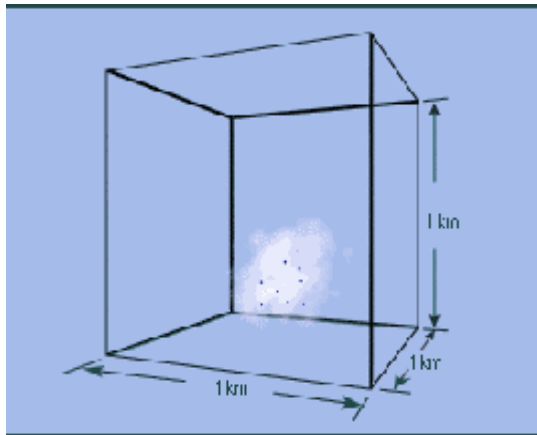
Οι κυριότεροι λόγοι για τους οποίους πρέπει να γίνει η παραμετροποίηση των επιδράσεων των παραπάνω διεργασιών σε ένα μοντέλο είναι:

- Η ισχύς των Η/Υ δεν είναι ακόμη αρκετή για να τις χειριστεί άμεσα καθώς τα φαινόμενα αυτά είναι είτε πολύ μικρά είτε ιδιαίτερα πολύπλοκα για να επιλυθούν αριθμητικά.
- Πολλές από τις διεργασίες αυτές δεν έχουν γίνει πλήρως κατανοητές ώστε να αναπαρασταθούν με εξισώσεις.
- Οι επιπτώσεις των παραπάνω διεργασιών επηρεάζουν σημαντικά στα πεδία του μοντέλου και είναι κρίσιμες για την παραγωγή ρεαλιστικών προγνώσεων.

Υπάρχουν πολλά σχήματα (schemes) παραμετροποίησης για την προσομοίωση των σημαντικών επιδράσεων των διεργασιών συναγωγής στα αριθμητικά μοντέλα. Ακόμη και τα μοντέλα μέσης κλίμακας με εσωτερικά πλέγματα υψηλής ακρίβειας τα οποία μπορούν να μοντελοποιήσουν τη συναγωγή χωρίς τα σχήματα παραμετροποίησης, αναγκάζονται να τα χρησιμοποιήσουν στα εξωτερικά πλέγματα (outer nests). Για παράδειγμα, το σχήμα Kain-Fritsch χρησιμοποιείται από το μοντέλο COAMPS όταν η πλεγματική απόσταση είναι μεγαλύτερη από μερικά χιλιόμετρα. Μάλιστα δίνει αρκετά ρεαλιστικά αποτελέσματα κυρίως όσον αφορά στην ανταλλαγή υγρασίας ανάμεσα στην καταιγίδα και στο γύρω περιβάλλον. Από όλα τα χρησιμοποιούμενα σχήματα έχει την πιο ακριβή αντιμετώπιση για να συλλαμβάνει αναστροφές, δημιουργία ανοδικών ρευμάτων επαγωγής, και των επακολουθούντων καθοδικών. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι τα συναγωγικά σχήματα παραμετροποίησης σχεδιάστηκαν για να μειώσουν την ατμοσφαιρική αστάθεια στα μοντέλα. Συνεπώς το σχήμα αυτό μπορεί να μην

προβλέπει την τοποθεσία και το χρόνο της επαγωγικού υετού τόσο καλά όσο θα ήθελαν οι προγνώστες.

Ακόμη και στα πιο μικρά υψηλής ανάλυσης πλέγματα των μοντέλων μέσης κλίμακας, υπάρχουν σημαντικά μετεωρολογικά φαινόμενα που μπορούν να επηρεάσουν δραματικά τις προγνώσεις και συνεπώς πρέπει να παραμετροποιηθούν. Στο παρακάτω σχήμα παριστάνεται η συμπίκνωση των



υδρατμών η οποία ακολουθείται από απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας. Η όλη διεργασία λαμβάνει χώρα σε μία πολύ μικρή περιοχή ενός κύβου πλέγματος με μήκος 1km και προφανώς πρέπει να παραμετροποιηθεί.

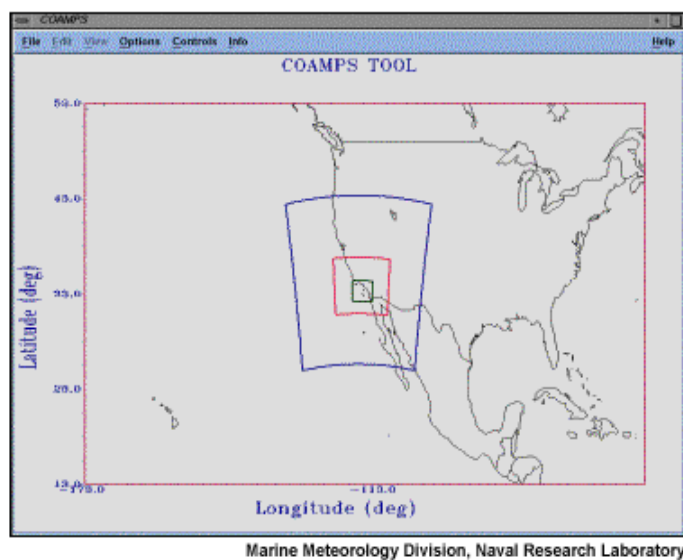
Σχήμα 13: Διεργασία συμπίκνωσης σε ένα πλεγματοκό κουτί 1 km^3 (Πηγή COMET Program).

Η χρήση των σχημάτων παραμετροποίησης συνήθως έχει την μεγαλύτερη επίδρασή της σε προβλέψεις του αισθητού καιρού στην επιφάνεια. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι όλα τα στοιχεία του αισθητού καιρού στην επιφάνεια είναι κατά κανόνα μέσης κλίμακας, ή ακόμη και μικροκλίμακας, και συνήθως δεν λαμβάνονται υπόψη από την ανάλυση της συνοπτικής κατάστασης. Συνεπώς, οι απλοί κανόνες που ισχύουν για τις προβλέψεις σε συνοπτική κλίμακα, δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν στα μοντέλα μέσης κλίμακας. Το γεγονός αυτό επιβάλλει καλή κατανόηση των φυσικών διεργασιών σε κάθε περίπτωση όταν γίνεται πρόβλεψη καιρικών φαινομένων μέσης κλίμακας.

Τα προβλήματα που μπορούν να προκύψουν με τη χρήση των παραμετροποιήσεων σχετίζονται κυρίως με την αυξανόμενη πολυπλοκότητά τους και από τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των διαφόρων σχημάτων παραμετροποίησης. Δυστυχώς, τα προγνωστικά λάθη που προκύπτουν από την αλληλεπίδραση αυτή είναι πιο δύσκολο να εντοπιστούν από αυτά που προέρχονται από ένα μόνο σχήμα.

3.7 Οριακές και αρχικές συνθήκες

Οι οριακές συνθήκες ενός μέσης κλίμακας μοντέλου περιορισμένης περιοχής αποτελούν ένα ακόμη στοιχείο που καθορίζει την ικανότητα του να προβλέπει ικανοποιητικά μέσης κλίμακας καιρικά φαινόμενα. Αυτές οι οριακές συνθήκες είναι οι μετεωρολογικές συνθήκες, οι οποίες παριστάνονται μαθηματικά, στα όρια της περιοχής εκτέλεσης του μοντέλου. Τα πεδία και οι τιμές που υπολογίζονται από το μοντέλο θα πρέπει να είναι συνεχή ως προς αυτές τις οριακές συνθήκες.



Σχήμα 14 : Περιοχές μοντέλου COAMPS (Πηγή COMET Program).

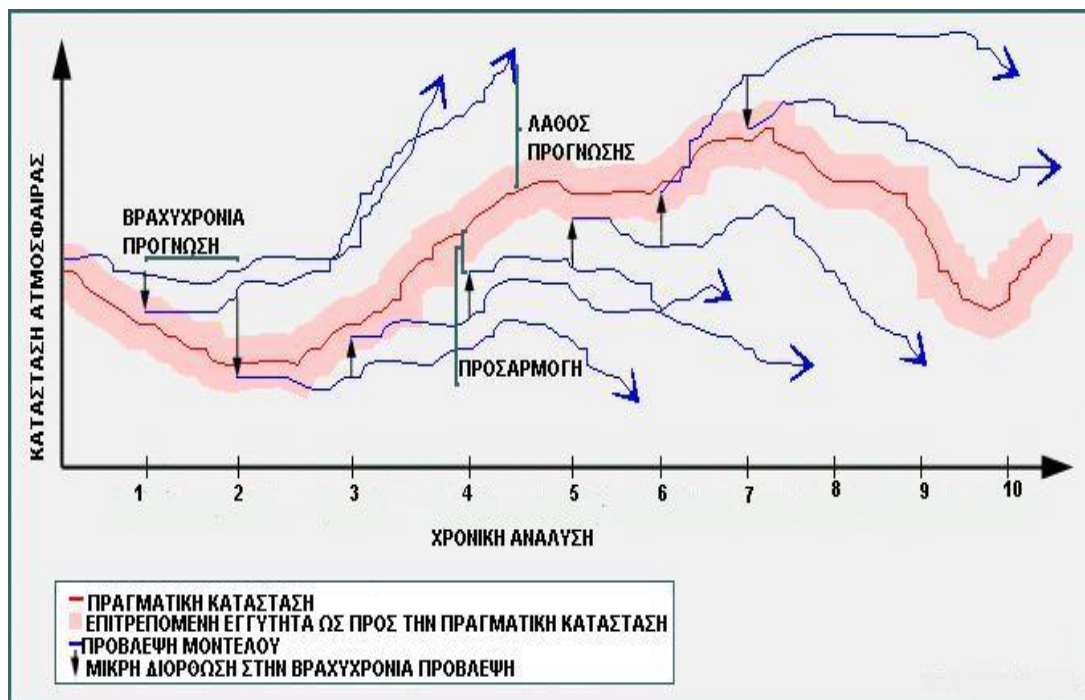
Το ερώτημα που ανακύπτει είναι από πού και πώς παίρνουν τα μοντέλα μέσης κλίμακας τις οριακές και τις αρχικές συνθήκες. Από ότι φαίνεται τα περισσότερα μοντέλα μέσης κλίμακας βασίζονται σε παγκόσμια ή περιφερειακά μοντέλα με σχετικά μικρή ανάλυση και με σαφώς μεγαλύτερη πλεγματοποίηση, για να τους παρέχουν τις απαιτούμενες αρχικές και οριακές συνθήκες. Φυσικά, ένα παγκόσμιο μοντέλο με την ίδια ανάλυση και φυσική όπως το μοντέλο μέσης κλίμακας είναι ανώτερο από μία έκδοση που καλύπτει μία περιορισμένη περιοχή καθώς δεν ανακύπτουν προβλήματα οριακών συνθηκών. Ωστόσο, όπως προαναφέρθηκε, τα παγκόσμια μοντέλα μέσης κλίμακας δεν είναι πρακτικά από υπολογιστική άποψη για βραχυχρόνιες προβλέψεις στο άμεσο μέλλον. Προς το παρόν, τα περισσότερα μοντέλα μέσης κλίμακας δίνουν αποτελέσματα που η

απόδοσή τους εξαρτάται άμεσα από το πόσο καλά είναι τα δεδομένα που παίρνουν από τα μοντέλα μεγαλύτερης κλίμακας. Συνεπώς η χρήση οποιουδήποτε μοντέλου περιορισμένης περιοχής θα πρέπει να ξεκινήσει με την αξιολόγηση των συνοπτικών προγνώσεων που χρησιμοποιούνται για τις οριακές συνθήκες των περιοχών του.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι σχεδόν όλες οι καιρικές διεργασίες μπορούν να επηρεαστούν από τη διάθλαση και την αλλαγή κατεύθυνσης των ατμοσφαιρικών κυμάτων καθώς αυτά περνούν από τα όρια του μοντέλου σε ένα εσωτερικό του πλέγμα. Αξιοσημείωτες αλλαγές μπορούν να παρατηρηθούν στα πεδία βροχόπτωσης, θερμοκρασίας, κατακόρυφης κίνησης καθώς και στην ένταση και τη θέση των χαμηλών και των μετώπων στην επιφάνεια.

Εκτός από τα προβλήματα που σχετίζονται με τις οριακές συνθήκες, τα μοντέλα περιορισμένης περιοχής μπορεί να παρουσιάζουν προβλήματα και κατά την εκκίνησή τους. Πολλά από αυτά τα προβλήματα απορρέουν από τη λεγόμενη επιτάχυνση(“spin-up”). Αυτή η έννοια αναφέρεται στην εκκίνηση των κατακόρυφων κινήσεων και των κινήσεων διασποράς στο μοντέλο, μέχρι να αποκτήσουν την πλήρη ισχύ τους. Όταν αρχίζει ένας κύκλος εκτέλεσης ενός μοντέλου αυτές οι κυκλοφορίες είναι συχνά πολύ ασθενείς ή ασυνεχείς. Αυτό συμβαίνει όταν τα δεδομένα για τις αρχικές συνθήκες προέρχονται αποκλειστικά από παρατηρήσεις χωρίς να έχει χρησιμοποιηθεί πριν κάποιο μοντέλο για να δημιουργήσει δυναμική συνέχεια ανάμεσα στη μάζα και τους ανέμους. Όταν συμβαίνει αυτό απαιτείται κάποιος χρόνος μέχρι να αρχίσει να δουλεύει πλήρως το μοντέλο. Επιπλέον κατά τη διάρκεια αυτού του χρόνου είναι δυνατό να παράγει το μοντέλο κάποια λανθασμένα βαρυτικά κύματα καθώς προσαρμόζεται στην κατάσταση της δυναμικής ισορροπίας.

Το πρόβλημα του “spin-up” εξαρτάται από το αν το μοντέλο είχε “θερμή εκκίνηση” ή “ψυχρή εκκίνηση”. Στην πρώτη περίπτωση, το μοντέλο χρησιμοποιεί ένα σύστημα προσομοίωσης δεδομένων για να χειριστεί τα δεδομένα, όπως οι παρατηρήσεις επιφανείας και τα ραδιοβολίσεις, για μεγάλο χρονικό διάστημα ώστε να μπορέσει να δημιουργήσει την ανάλυση. Το σύστημα προσομοίωσης δεδομένων αναμιγνύει τις παρατηρήσεις με την εκτέλεση του μοντέλου με τέτοιο τρόπο ώστε να διατηρεί την κυκλοφορία. Με αυτόν τον τρόπο η παραγόμενη ανάλυση δεν θα ταιριάζει απόλυτα με τις παρατηρήσεις εδάφους αλλά θα αντιπροσωπεύει σχετικά καλά την εξέλιξη των συνθηκών λίγο πριν την ανάλυση. Αυτό φαίνεται καλύτερα και στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 15 : Θερμή εκκίνηση μοντέλου (Πηγή COMET Program).

Αντίθετα, μία ψυχρή εκκίνηση χρησιμοποιεί την ανάλυση από μία άλλη πηγή, όπως ένας κύκλος εκτέλεσης ενός παγκόσμιου μοντέλου με μεγαλύτερη πλεγματική απόσταση, προκειμένου να ξεκινήσει την εκτέλεση του μοντέλου μέσης κλίμακας.

Το πλεονέκτημα της θερμής εκκίνησης είναι ότι δεν υπάρχει μεγάλο πρόβλημα "spin-up". Το μοντέλο τρέχει, παράγοντας κατακόρυφες κυκλοφορίες που σχετίζονται με μέτωπα και πεδία λανθάνουσας θερμότητας που σχετίζονται με την βροχόπτωση και ούτω καθεξής. Έτσι όλα αυτά τα πεδία επεξεργάζονται μέσα στην ανάλυση. Μία ψυχρή εκκίνηση απαιτεί από το μοντέλο να παράγει σταδιακά κυκλοφορίες διασποράς, κατακόρυφη κίνηση και βροχόπτωση και συνεπώς παρατηρείται έντονα το πρόβλημα του "spin-up." Το μοντέλο μπορεί επίσης να παράγει κάποιες ταλαντώσεις στα αρχικά στάδια της πρόγνωσης καθώς προσαρμόζεται στις αρχικές συνθήκες οι οποίες όμως δεν θα εμφανίζουν συνέχεια σε σχέση με την αριθμητική ανάλυση και την φυσική του.

Από όσα αναφέρθηκαν παραπάνω δημιουργείται η εντύπωση ότι η θερμή εκκίνηση είναι καλύτερη από τη ψυχρή. Τα πράγματα όμως είναι πολύπλοκα στην πραγματικότητα. Σε μία θερμή εκκίνηση το σύστημα προσομοίωσης των δεδομένων

χρησιμοποιεί παρατηρήσεις προκειμένου να διορθώσει την πρόβλεψη του μοντέλου που αποτελεί την βάση της ανάλυσης. Όταν όμως δεν υπάρχουν παρατηρήσεις στην τοποθεσία όπου δημιουργείται μία πλασματική διεργασία από το μοντέλο τότε το σύστημα προσομοίωσης την αφήνει ως έχει.

Αυτά τα πλασματικά καιρικά φαινόμενα όμως μπορούν να δημιουργήσουν σοβαρά προβλήματα. Έστω μία υποθετική περίπτωση όπου, σε συνοπτική κλίμακα, εντοπίζεται μία καταιγίδα πάνω από τον Ειρηνικό και το επιχειρησιακό μοντέλο εκτελείται με θερμή εκκίνηση. Ωστόσο σε μεγάλο μέρος του Ειρηνικού Ωκεανού υπάρχουν κενά δεδομένων γεγονός που σημαίνει ότι η δημιουργία μίας πλασματικής διεργασίας στην πρόγνωση του μοντέλου θα περάσει για ανάλυση στον επόμενο κύκλο εκτέλεσης καθώς δεν υπάρχουν δεδομένα για να διορθώσουν τη λάθος πρόβλεψη. Ως συνέπεια η πρόγνωση του μοντέλου θα αναπαράγει συνεχώς τα λάθη της, ενώ θα γίνεται όλο και χειρότερη καθώς η καταιγίδα θα εξέρχεται από τα κενά δεδομένων.

Στα μοντέλα υψηλής ανάλυσης, τα φαινόμενα μικρής κλίμακας μπορούν να αναπτυχθούν πολύ γρήγορα στην πρόγνωση. Ωστόσο μερικά από αυτά αν και μοιάζουν ρεαλιστικά, μπορεί να είναι τελείως πλασματικά. Καθώς όμως τα μοντέλα υψηλής ανάλυσης εκτελούνται σε περιοχές περιορισμένου χώρου, είναι πολύ πιθανό να συναντήσουν κενά δεδομένων, κυρίως σε θαλάσσιες περιοχές. Το γεγονός αυτό αυξάνει τις πιθανότητες μία ανάλυση θερμής εκκίνησης να περιέχει τέτοια πλασματικά φαινόμενα, τα οποία έχουν τη δυνατότητα με τη σειρά τους να δώσουν μία εσφαλμένη πρόβλεψη. Στα μοντέλα ψυχρής εκκίνησης δεν υπεισέρχονται μικρά χρονικά βήματα πρόβλεψης τα οποία στη συνέχεια θα πρέπει να διορθωθούν με παρατηρήσεις, καθώς χρησιμοποιούν την ανάλυση από μεγαλύτερα μοντέλα. Συνεπώς στην περίπτωση της ψυχρής εκκίνησης δεν παρατηρείται το πρόβλημα της ύπαρξης πλασματικών διεργασιών.

Συμπερασματικά, θα μπορούσε να ειπωθεί ότι αν εξαιρεθεί το πρόβλημα της ανάπτυξης ανύπαρκτων φαινομένων, τα μοντέλα θερμής εκκίνησης παράγουν καλύτερες προβλέψεις. Η μεγαλύτερη διαφορά μεταξύ των δύο αυτών τύπων εκκίνησης παρατηρείται κατά τις πρώτες ώρες, ενώ θα μειώνεται εκθετικά στη συνέχεια. Είναι δυνατό να υπάρχουν αξιοσημείωτες διαφορές ακόμη και μετά από 6 ώρες σε χρόνο πρόγνωσης, αλλά κατά κανόνα γίνονται ασήμαντες μετά από 12 ώρες.

Φυσικά, αυτά ισχύουν κατά κανόνα και πάντα υπάρχουν και οι περιπτώσεις όπου παρατηρούνται μεγάλες διαφορές στις προγνώσεις.

Ποιος ο λόγος λοιπόν για την χρήση ψυχρής εκκίνησης αφού η θερμή είναι καλύτερη; Ο κυριότερος λόγος είναι ότι η εκτέλεση ενός κύκλου προσομοίωσης δεδομένων σε μοντέλο υψηλής ανάλυσης απαιτεί πολύ μεγαλύτερη υπολογιστική ισχύ από τη διαθέσιμη. Έτσι από υπολογιστικής άποψης, η θερμή εκκίνηση δεν είναι πάντα εφικτή.

3.8 Χρήση των μοντέλων μέσης κλίμακας

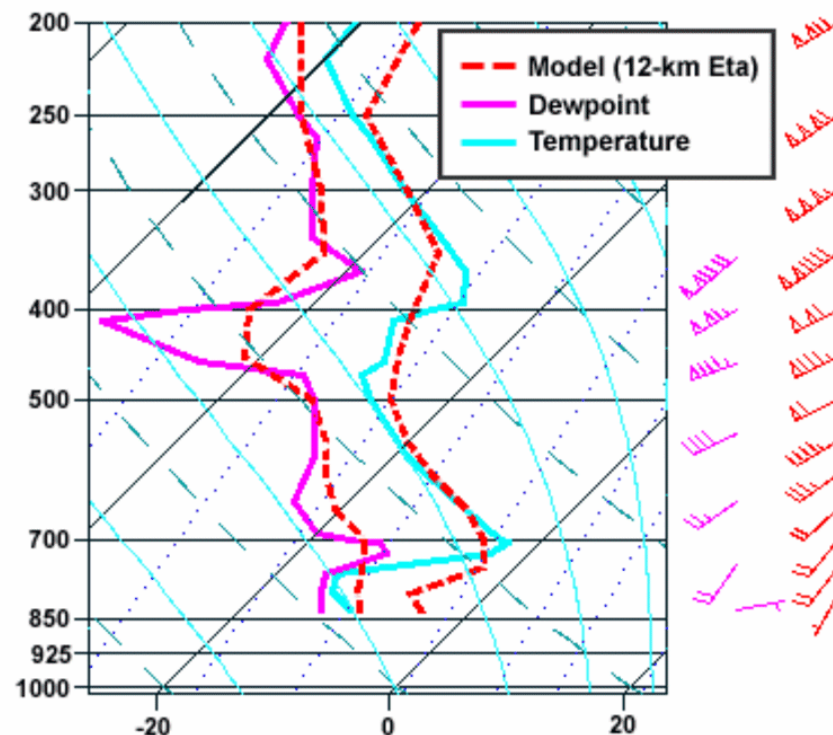
Με βάση τα όσα προαναφέρθηκαν, τα υψηλής ανάλυσης και μη υδροστατικά μοντέλα είναι σε θέση να προβλέψουν τις λεπτομέρειες των φαινομένων μέσης κλίμακας όπως τα μέσης κλίμακας συστήματα συναγωγής. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι οι λεπτομέρειες της μέσης κλίμακας προβλέπονται κατά κανόνα πιο αξιόπιστα όταν καθοδηγούνται από την τοπογραφία ή τις ακτογραμμές. Όσοι ασχολούνται με την πρόγνωση θα πρέπει να γνωρίζουν ότι οι αναλυτικές προβλέψεις που παράγονται από τα μοντέλα μέσης κλίμακας πρέπει να χρησιμοποιούνται μόνο σαν οδηγοί για το τι είναι πιθανό αν συμβεί με την επίγνωση ότι η τοποθεσία και ο χρόνος μπορεί να εμπεριέχουν σημαντικό σφάλμα. Αυτό ισχύει κυρίως όταν απουσιάζει η επίδραση της τοπογραφίας γίνεται και πιο πιθανό όσο αυξάνει ο χρόνος της πρόβλεψης.

Προκειμένου να ελεγχθεί αν η πρόγνωση ενός μοντέλου μέσης κλίμακας είναι ακριβής ή όχι, το πρώτο πράγμα που θα πρέπει να κάνει ένας προγνώστης είναι να συγκρίνει την ανάλυση του μοντέλου και μία βραχυχρόνια πρόγνωση με τις πραγματικές παρατηρήσεις. Χρήσιμο θα ήταν επίσης να επανεξεταστούν μία σειρά παλιότερων προγνώσεων ώστε να ελεγχθεί πόσο ακριβές ήταν το μοντέλο τελευταία καθώς και κατά πόσο απέκλινε η τελευταία πρόγνωση από την πραγματική κατάσταση.

Επιπλέον είναι πάντα απαραίτητο να ελέγχεται η ύπαρξη παράξενων φαινομένων στην πρόγνωση, δηλαδή οτιδήποτε που δεν μοιάζει ρεαλιστικό. Αρχικά θα πρέπει να συγκριθούν τα πεδία που παράγει το μοντέλο με τις παρατηρήσεις που σχετίζονται με τις συνοπτικές διεργασίες και τις τάσεις τους. Δυστυχώς σε μία επιχειρησιακή εκτέλεση του μοντέλου δεν υπάρχει συνήθως αρκετός χρόνος ή και

δεδομένα για να γίνει εκτενώς η διαδικασία αυτή ιδίως για διεργασίες μέσης κλίμακας.

Observed and model-analyzed soundings for Denver, CO at 1200Z 29-Jan-02



NOAA

Σχήμα 16 : Παρατηρούμενες και προβλεπόμενες από το μοντέλο ραδιοβολήσεις για το Denver, CO στις 1200Z 29 Ιανουαρίου 2002 (Πηγή COMET Program).

Το παραπάνω σχήμα μία παρατηρούμενη ραδιοβόληση που καταγράφηκε στο Denver με μία αντίστοιχη αρχική ραδιοβόληση από το μοντέλο 12-km meso-Eta. Τα πεδία συμφωνούν κατά κανόνα, γεγονός που δείχνει ότι τα αρχικά πεδία του μοντέλου είναι σωστά. Ωστόσο, υπάρχουν κάποιες μικρές διαφορές οι οποίες θα πρέπει να τραβήξουν την προσοχή ενός προγνώστη:

- Το μοντέλο δεν συλλαμβάνει τους ανοδικούς (ανατολικούς) ανέμους στα χαμηλά ύψη
- Οι παρατηρούμενες θερμοκρασίες στα χαμηλότερα επίπεδα είναι πολύ μικρότερες από αυτές που προβλέπονται από το μοντέλο
- Ένα χαμηλό στρώμα πολύ ξηρού αέρα μεταξύ των 400 και 500 mb δε συλλαμβάνεται ικανοποιητικά από το μοντέλο.

Σε μερικές περιπτώσεις, ακόμη κι αν η εκτέλεση του μοντέλου γίνει με ανακριβείς οριακές συνθήκες, η ανάλυση του μπορεί πάλι να φανεί χρήσιμη. Για παράδειγμα έστω μία περίπτωση όπου η ανάλυση έχασε ένα κύμα που αναπτύσσεται στην περιοχή του μοντέλου. Για μία μικρή χρονική περίοδο το μοντέλο μπορεί να παρέχει χρήσιμες προγνώσεις για περιοχές που βρίσκονται μακριά από το κύμα. Αυτό ισχύει κυρίως για προβλέψεις που έχουν να κάνουν με καιρό που καθοδηγείται από την τοπογραφία και τις ακτογραμμές. Από τη στιγμή που το κύμα θα επηρεάσει τον καιρό της περιοχής, η πρόγνωση θα είναι ανακριβής. Αλλά μέχρι εκείνη τη στιγμή, το μοντέλο μέσης κλίμακας μπορεί να κάνει σαφώς καλύτερη δουλειά από ένα παγκόσμιο μοντέλο πρόβλεψης καιρού, εξαιτίας της καλύτερης ανάλυσής του. Αυτή η κατάσταση μπορεί να παρατηρηθεί όταν το μοντέλο αποτυγχάνει να πετύχει μία πραγματική καιρική διαταραχή, ή όταν θεωρεί ότι υπάρχει μία όταν στην πραγματικότητα δεν υπάρχει. Σε κάθε περίπτωση μία πρόγνωση μπορεί να προσφέρει πολλά χρήσιμα στοιχεία.

3.9 Το μετεωρολογικό μοντέλο μέσης κλίμακας MM5

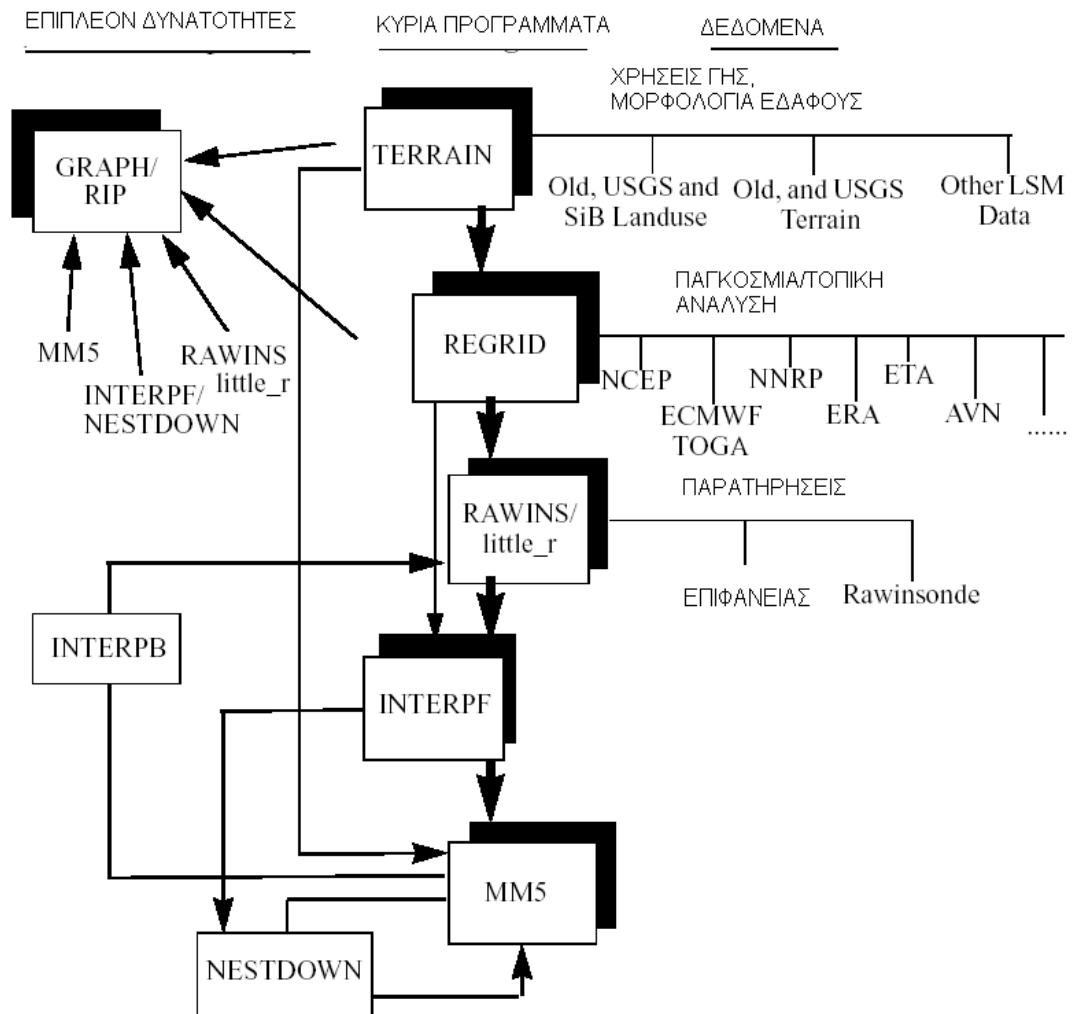
Το μοντέλο MM5 αποτελεί την πέμπτη γενιά σε μία σειρά μοντέλων μέσης κλίμακας της NCAR (National Center for Atmospheric Research) που πρωτοαναπτύχθηκαν στα αρχικά τους στάδια στις αρχές της δεκαετίας του 70. Από εκείνη την εποχή έχουν υποστεί πληθώρα βελτιώσεων ώστε να καταστεί δυνατή η επέκταση της χρηστικότητας τους. Έτσι συμπεριλήφθησαν :

- Δυνατότητα πολλαπλών πλεγμάτων
- Μη υδροστατική δυναμική και
- Δυνατότητα τετραδιάστατης προσομοίωσης των δεδομένων

καθώς και περισσότερες επιλογές σχετικά με τις φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα ενώ επετεύχθη και καλύτερη συμβατότητα μεταξύ των διαφόρων πλατφόρμων υπολογιστών. Οι παραπάνω αλλαγές και βελτιώσεις κατέστησαν το MM5 ένα πολύ εύχρηστο εργαλείο που χρησιμοποιείται σήμερα από πολλά πανεπιστήμια και ερευνητικά κέντρα ανά τον κόσμο.

Στο παρακάτω σχήμα (σχήμα 17) δίνεται το διάγραμμα ροής του συνολικού συστήματος του μοντέλου. Δίνεται η σειρά των προγραμμάτων και υποπρογραμμάτων, η ροή των δεδομένων και περιγράφονται οι πρωταρχικές

λειτουργίες τους. Τα δεδομένα σχετικά με την μορφολογία του εδάφους και τις χρήσεις γης καθώς και τα ισοβαρικά μετεωρολογικά δεδομένα υφίστανται οριζόντια γραμμική παρεμβολή από τα προγράμματα TERRAIN και REGRID από ένα πλέγμα βάσει του γεωγραφικού μήκους και πλάτους σε μία μεταβλητή προβολή Mercator, Lambert ή και Πολική Στερεογραφική. Όταν είναι επιθυμητή μεγαλύτερη ακρίβεια και ανάλυση, τα γραμμικώς παρεμβαλλόμενα δεδομένα μπορούν να συνδυαστούν με παρατηρήσεις (μέσω των υποπρογραμμάτων RAWINS/ Little_r) από το σταθερό δίκτυο σταθμών επιφανείας και ραδιοσόνταρ. Ακολουθεί το πρόγραμμα INTERF το οποίο εκτελεί την κατακόρυφη γραμμική παρεμβολή από τα επίπεδα πίεσης στο σύστημα συντεταγμένων σ του MM5. Το τελευταίο έχει επιλεγεί έτσι ώστε τα επίπεδα σ κοντά στην επιφάνεια της γης να ακολουθούν την τοπογραφία, ενώ τα υψηλότερα να ακολουθούν κυρίως τις ισοβαρικές επιφάνειες. Καθώς η κατακόρυφη και η οριζόντια ανάλυση και το μέγεθος της περιοχής εφαρμογής (domain) του μοντέλου είναι μεταβλητά υπάρχουν μία σειρά από παραμέτρους που καθορίζονται από το χρήστη του MM5.

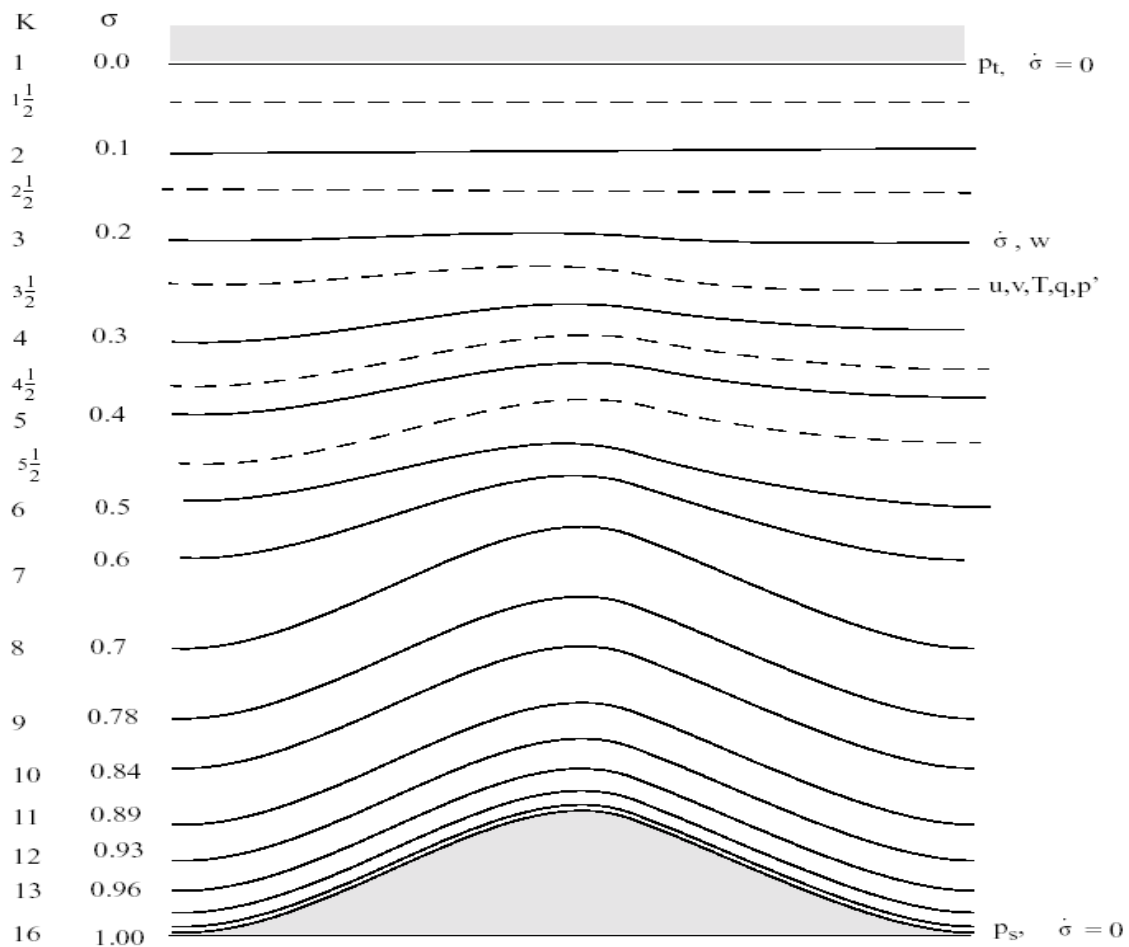


Σχήμα 17 : Διάγραμμα ροής του μοντέλου MM5 (Πηγή: <http://box.mmm.ucar.edu/mm5>)

3.10 Το οριζόντιο και το κατακόρυφο πλέγμα του MM5

Στο σημείο αυτό κρίνεται απαραίτητο να γίνει μία αναφορά στην διαμόρφωση του πλέγματος του μοντέλου. Το σύστημα του μοντέλου συνήθως παραλαμβάνει και αναλύει τα δεδομένα βάσει των επιπέδων της πίεσης, όμως αυτά πρέπει πρώτα να προσαρμοστούν με γραμμική παρεμβολή στις κατακόρυφες συντεταγμένες του MM5 πριν να μπορέσουν να εισαχθούν στο μοντέλο. Η κατακόρυφη συντεταγμένη ακολουθεί την τοπογραφία όπως φαίνεται και στο σχήμα 2, δηλαδή τα κατώτερα επίπεδα του πλέγματος ακολουθούν την τοπογραφία ενώ η ανώτερη επιφάνεια είναι επίπεδη. Τα ενδιάμεσα επίπεδα λειαίνονται σταδιακά καθώς μειώνεται η πίεση ώσπου να εξισωθεί με την αρχικά επιλεγόμενη πίεση στο ανώτερο

επίπεδο.



Σχήμα 18: Σχηματική αναπαράσταση της κατακόρυφης δομής του μοντέλου. Στο παράδειγμα δίνονται 15 επίπεδα. Οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τα ενδιάμεσα επίπεδα σ (Πηγή: <http://box.mmm.ucar.edu/mm5>)

Τα κατακόρυφα αυτά επίπεδα ορίζονται με τη βοήθεια μιας αδιάστατης ποσότητας σ :

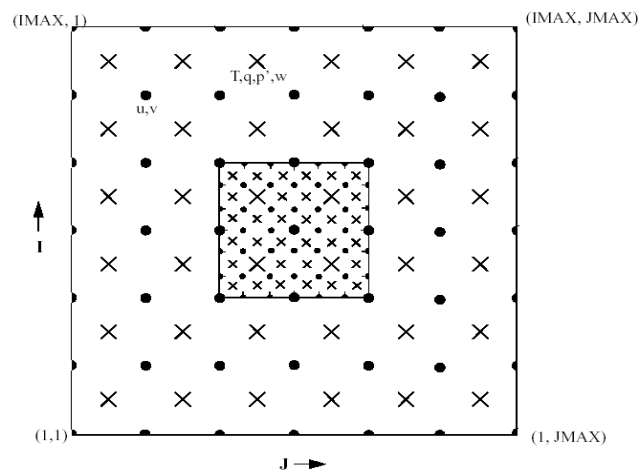
$$\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t)$$

όπου p είναι η πίεση, p_t η σταθερή πίεση στο ανώτερο επίπεδο και p_s η πίεση επιφανείας.

Το σύστημα συντεταγμένων του μη υδροστατικού μοντέλου χρησιμοποιεί μία πίεση αναφοράς προκειμένου να ορίσει τις συντεταγμένες αντί για την αληθινή πίεση όπως γίνεται στα υδροστατικά μοντέλα. Όπως προκύπτει από την παραπάνω σχέση το σ είναι ίσο με 0 στο ανώτερο επίπεδο και 1 στην επιφάνεια, ενώ κάθε επίπεδο του μοντέλου ορίζεται βάσει της τιμής του σ. Η κατακόρυφη ανάλυση του μοντέλου

ορίζεται από μία λίστα τιμών του σ μεταξύ του μηδενός και της μονάδας ενώ δεν είναι απαραίτητο τα επίπεδα αυτά να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένα με το ύψος. Συνήθως η ανάλυση στο οριακό στρώμα είναι πολύ πιο λεπτομερής από αυτή ψηλότερα, και ο αριθμός των κατακόρυφων επιπέδων μπορεί να ποικίλει από 10 έως 40 αν και ουσιαστικά δεν υπάρχει ανώτατο όριο.

Το οριζόντιο πλέγμα υιοθετεί την διάταξη Arakawa-Lamb B των μεταβλητών της ταχύτητας λαμβάνοντας υπόψη και τα γραμμικά μεγέθη. Αυτό φαίνεται στο παρακάτω σχήμα όπου τα γραμμικά μεγέθη (T, q κ.τ.λ.) ορίζονται στο κέντρο κάθε πλέγματος ενώ οι ανατολικές (u) και βόρειες (v) συνιστώσες της ταχύτητας τοποθετούνται στις γωνίες του κάθε πλέγματος. Με X εμφανίζονται τα σημεία που βρίσκονται στο κέντρο και με τελείες αυτά που είναι στις γωνίες του κάθε τετραγώνου του πλέγματος. Κατά αυτόν τον τρόπο οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας δίνονται σαν τιμές πάνω στις τελείες του σχήματος κι όταν τα δεδομένα εισαχθούν στους προεπεξεργαστές του μοντέλου γίνονται οι απαραίτητες γραμμικές παρεμβολές ώστε να εξασφαλίζεται η συνέχεια του πλέγματος (Grell et al. , 1994).

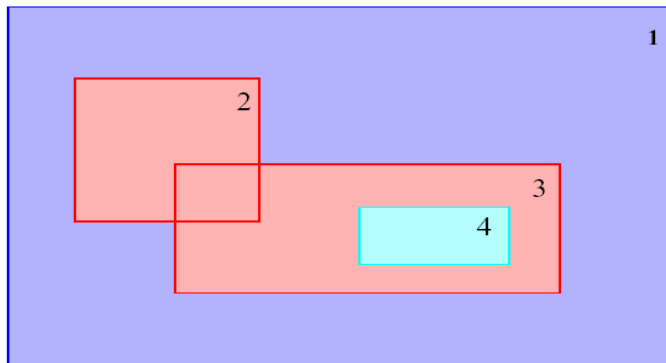


Σχήμα 19: Σχηματική αναπαράσταση των στοιχείων κάθε πλέγματος (Πηγή: <http://box.mmm.ucar.edu/mm5>).

3.11 Επάλληλα πλέγματα

Το MM5 έχει τη δυνατότητα να χρησιμοποιεί επάλληλα πλέγματα μέχρι και εννιά περιοχών που μπορούν να εκτελούνται την ίδια στιγμή και να αλληλεπιδρούν

μεταξύ τους. Μία πιθανή διάταξη φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Η αναλογία μεταξύ των διαδοχικών πλεγμάτων είναι πάντα 3:1 για αλληλεπίδραση διπλής κατεύθυνσης. Η έννοια αυτή χρησιμοποιείται όταν τα δεδομένα εισόδου στην περιοχή μεγάλης πλεγματοτικής απόστασης προέρχονται από τις οριακές συνθήκες, ενώ για το εσωτερικό της χρησιμοποιείται και τα αποτελέσματα από την περιοχή μεγαλύτερης ανάλυσης.



Σχήμα 20: Παράδειγμα επάλληλων πλεγμάτων (Πηγή: <http://box.mmm.ucar.edu/mm5>)

Όπως φαίνεται το σχήμα 15 τα πολλαπλά πλέγματα δίνονται σε διαφορετικά επίπεδα (π.χ. περιοχές 2 και 3), και έχουν και τη δυνατότητα να βρίσκεται το ένα μέσα στο άλλο. Έτσι π.χ. η περιοχή 4 είναι στο τρίτο επίπεδο, γεγονός που σημαίνει ότι το μέγεθος του πλέγματος είναι εννιά φορές μικρότερο από αυτό της περιοχής 1. Κάθε υποπεριοχή έχει μία "μητρική περιοχή" μέσα στην οποία εμπεριέχεται τελείως, έτσι ώστε για τις περιοχές 2 και 3 η μητρική περιοχή είναι η 1, και για την 4 η 3. Τα πλέγματα της κάθε περιοχής μπορούν να τεθούν εκτός ανά πάσα στιγμή της προσομοίωσης. Θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ωστόσο ότι κάθε φορά που ένα μητρικό πλέγμα τίθεται εκτός λειτουργίας, το ίδιο συμβαίνει και για όλες τις υποπεριοχές του.

Υπάρχουν τρεις τρόποι να γίνει ανάπτυξη επάλληλων πλεγμάτων διπλής κατεύθυνσης:

- Γραμμική παρεμβολή επάλληλων πλεγμάτων, όπου το πλέγμα της εσωτερικής περιοχής ξεκινά με γραμμική παρεμβολή των πεδίων της περιοχής χαμηλής ανάλυσης.

- Χρήση και άλλων δεδομένων εισόδου τα οποία προετοιμάζονται και χρησιμοποιούνται για την ανάλυση του κάθε πλέγματος σε συνδυασμό με τα στοιχεία εισόδου από το πλέγμα χαμηλότερης ανάλυσης.
- Χρήση δεδομένων τοπογραφίας. Η επιλογή αυτή απαιτεί την ύπαρξη δεδομένων εισόδου σχετικά με την τοπογραφία και τις χρήσεις γης. Τα μετεωρολογικά πεδία υφίστανται γραμμική παρεμβολή, από την περιοχή χαμηλή ανάλυσης και προσαρμόζονται στο κατακόρυφο επίπεδο αλλά και στην τοπογραφία της περιοχής.

Τέλος, υπάρχει και η δυνατότητα δημιουργίας επάλληλων πλεγμάτων μονής κατεύθυνσης. Σε αυτή την περίπτωση το μοντέλο εκτελείται αρχικά για να παράγει δεδομένα τα οποία παρεμβάλλονται γραμμικά σε κάθε αναλογία κλίμακας (όχι απαραίτητα 3:1) και με αυτό τον τρόπο δημιουργείται ένας φάκελος οριακών δεδομένων. Συνεπώς στην περίπτωση αυτή δεν υπάρχει αλληλεπίδραση μεταξύ των αποτελεσμάτων για τις διάφορες περιοχές του μοντέλου.

Κεφάλαιο 4ο

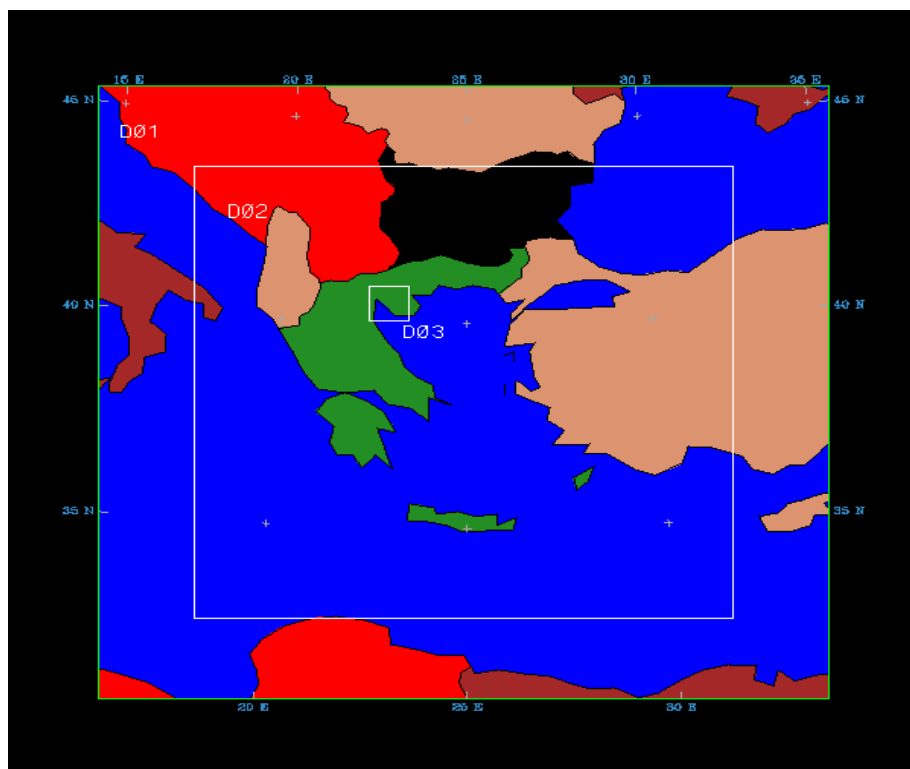
Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται η παρουσίαση του τρόπου εφαρμογής του μοντέλου στην παρούσα μελέτη, όπως η επιλογή των απαιτούμενων δεδομένων και των παραμετροποιήσεων, καθώς και των περιοχών ολοκλήρωσης του μοντέλου. Αναλύονται οι συνοπτικοί χάρτες των μετεωρολογικών συνθηκών της ημέρας που επιλέχθηκε για την προσομοίωση και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και γίνεται ο σχολιασμός αυτών.

4.1 Εφαρμογή του μοντέλου MM5

Καθώς το MM5 σχεδιάστηκε για προσομοιώσεις πραγματικών δεδομένων, απαιτεί τα ακόλουθα δεδομένα για να εκτελεστεί:

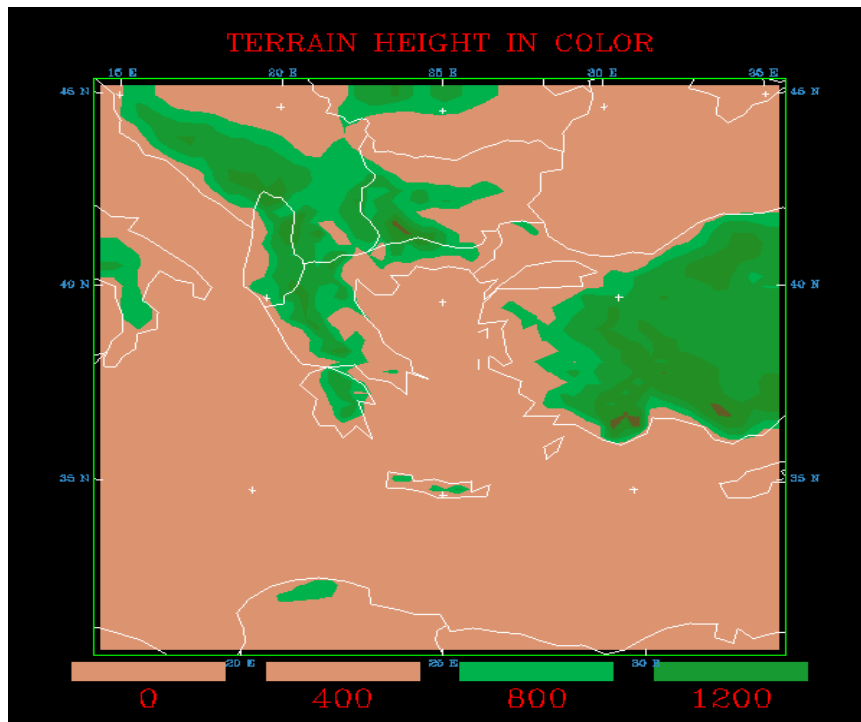
- Τοπογραφία και χρήσεις γης (σε 25 κατηγορίες όπως φαίνονται στον πίνακα 1, σελ. 60))
- Ατμοσφαιρικά δεδομένα. Οι ελάχιστες μεταβλητές που απαιτούνται είναι: η πίεση στο επίπεδο της θάλασσας, ο άνεμος, η θερμοκρασία, η σχετική υγρασία και το γεωδυναμικό ύψος. Τα δεδομένα αυτά θα πρέπει να δίνονται τουλάχιστον στις ακόλουθες ισοβαρικές επιφάνειες: 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 mb.

Τα δεδομένα σχετικά με την τοπογραφία και τις χρήσεις γης ελήφθησαν από την γεωλογική υπηρεσία των ΗΠΑ (USGS, United States Geological Survey) και έχουν ανάλυση 30 δευτέρων της μοίρας, που αντιστοιχεί σε απόσταση 0,925 km περίπου. Στο σχήμα 22 δίνονται γραφικά τα δεδομένα τοπογραφίας που χρησιμοποιήθηκαν στην περιοχή ανάλυσης (10km) του μοντέλου.



Σχήμα 21: Περιοχές του μοντέλου στην συγκεκριμένη εφαρμογή.

Το μοντέλο εφαρμόστηκε για τρεις περιοχές (domains), όπως φαίνεται και παραπάνω (σχήμα 21). Οι πλεγματικές αποστάσεις που ελήφθησαν για κάθε περιοχή είναι αντίστοιχα 30Km, 10Km, και 2Km, με πλεγματικά σημεία 55x55, 121x121 και 46x46, αντίστοιχα. Γίνεται αντιληπτό ότι τηρήθηκε η αναλογία 3:1 για τις δύο πρώτες περιοχές καθώς για αυτά επιλέγει η χρήση πλεγμάτων με αλληλεπίδραση διπλής κατεύθυνσης (two way nest), ενώ η μετάβαση από τη δεύτερη στην τρίτη περιοχή υψηλής ανάλυσης των 2Km, όπου δεν ήταν δυνατή η διατήρηση της παραπάνω αναλογίας έγινε με αλληλεπίδραση μονής κατεύθυνσης, κάνοντας χρήση του υποπρογράμματος του μοντέλου «nestdown». Η εσωτερική περιοχή τοποθετήθηκε έτσι ώστε το φαινόμενο μελέτης να αναπτύσσεται στο εσωτερικό της.



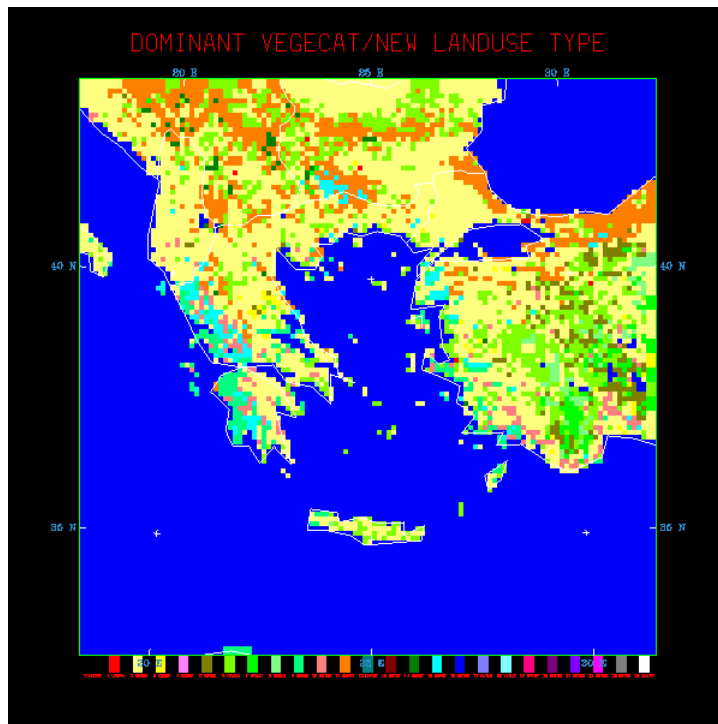
Σχήμα 22: Τοπογραφία της περιοχής εφαρμογής

Ακολούθως, ελήφθησαν τα δεδομένα χρήσεων γης και η επιλογή τους έγινε με ανάλυση 30 δευτέρων της μοίρας από την γεωλογική υπηρεσία των ΗΠΑ (USGS), η οποία χωρίζει τις χρήσεις γης σε 25 κατηγορίες, και οι οποίες δίνονται στον παρακάτω πίνακα.

Με βάση τα παρακάτω στοιχεία σχηματίζεται ο αντίστοιχος χάρτης (Σχήμα 23) της περιοχής εφαρμογής του μοντέλου ως προς τις χρήσεις γης. Η κάθε κατηγορία παριστάνεται με το αντίστοιχο χρώμα.

Πίνακας 1: Περιγραφή των 25 κατηγοριών χρήσεων γης και βλάστησης και των παραμέτρων τους για το καλοκαίρι (15 Απριλίου - 15 Οκτωβρίου) και τον χειμώνα (15 Οκτωβρίου - 15 Απριλίου).

Αριθμός αναγνώρισης Βλάστησης/ Χρήσης γης	Περιγραφή	Ανακλαστ.(%)		Υγρασία (%)		Μήκος τραχύτητας (cm)	
		Καλοκ.	Χειμ.	Καλοκ.	Χειμ.	Καλοκ.	Χειμ.
1	Αστική	18	18	10	10	50	50
2	Ξηρή Γη	17	23	30	60	15	5
3	Περιστασιακή χαμηλή βλάστηση	18	23	50	50	15	5
4	Ανάμικτη ξηρή γη και περιστασιακή βλάστηση	18	23	25	50	15	5
5	Βρύα	18	23	25	40	14	5
6	Ξυλώδης βλάστηση	16	20	35	60	20	20
7	Γρασίδι	19	23	15	30	12	10
8	Θαμνώδης γη	22	25	10	20	10	10
9	Θάμνοι και Γρασίδι	20	24	15	25	11	10
10	Σαβάνα	20	20	15	15	15	15
11	Πλατύφυλλά δέντρα	16	17	30	60	50	50
12	Φυλλοβόλα	14	15	30	60	50	50
13	Αειθαλή	12	12	50	50	50	50
14	Φυλλοβ. Αειθ.	12	12	30	60	50	50
15	Ανάμικτο δάσος	13	14	30	60	50	50
16	Σώμα νερού	8	8	100	100	.01	.01
17	Υγρή γη	14	14	60	75	20	20
18	Υγρή γη με ξυλώδη βλάστηση	14	14	35	70	40	40
19	Αραιή βλάστηση	25	25	2	5	10	10
20	Χαμηλή Τούνδρα	15	60	50	90	10	10
21	Ξυλώδης Τούνδρα	15	50	50	90	30	30
22	Ανάμικτη Τούνδρα	15	55	50	90	15	15
23	Τούνδρα με αραιή βλάστηση	25	70	2	95	.10	5
24	Χιόνι ή πάγος	55	70	95	95	5	5
25	Απουσία δεδομένων						



Σχήμα 23: Χρήσεις γης της περιοχής εφαρμογής

Προκειμένου όμως να εκτελεστεί το μοντέλο ήταν απαραίτητο να ληφθούν και τα προαναφερθέντα ατμοσφαιρικά δεδομένα. Αυτά ελήφθησαν από το European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Η ανάλυσή των στοιχείων αυτών είναι 0,5x0,5 μοίρα και καλύπτουν ολόκληρη τη Γη παρέχοντας δεδομένα για τις ώρες 0, 6, 12 και 18 UTC.

Το μοντέλο ολοκλήρωσε με τα παραπάνω στοιχεία τοπογραφίας, χρήσεων γης και ατμόσφαιρας για κύκλο 72 ωρών. Η εκκίνηση του μοντέλου έγινε στις 18:00 UTC στις 5 Ιουλίου του 1997 έτσι ώστε να αποφευχθούν τα προβλήματα εκκίνησης του μοντέλου («spinup»). Οι συγκεκριμένες ημερομηνίες επιλέχθηκαν γιατί υπήρχαν οι απαραίτητες προϋποθέσεις για την ανάπτυξη θαλάσσιας αύρας και παρείχαν έτσι τη δυνατότητα να εξεταστεί ταυτόχρονα και η ικανότητα του μοντέλου να παραστήσει και να προβλέψει τοπικά συστήματα κυκλοφορίας.

Οι τρεις περιοχές που χρησιμοποιήθηκαν στο μοντέλο είχαν την ίδια κατακόρυφη δομή αποτελούμενα από 31 επίπεδα τα οποία εκτείνονται από τα 1000 ως τα 100 hPa. Οι παραμετροποιήσεις που ακολουθούν είναι αυτές που επιλέχθηκαν για την προσομοίωση της φυσικής της ατμόσφαιρας.

Για την περιοχή υψηλότερης ανάλυσης χρησιμοποιήθηκε το σχήμα (scheme) υγρασίας αναμεμιγμένης φάσης Reisner (Reisner et al., 1998), για την παραμετροποίηση των cumulus το Kain-Fritsch (Kain and Fritsch, 1993), για τις

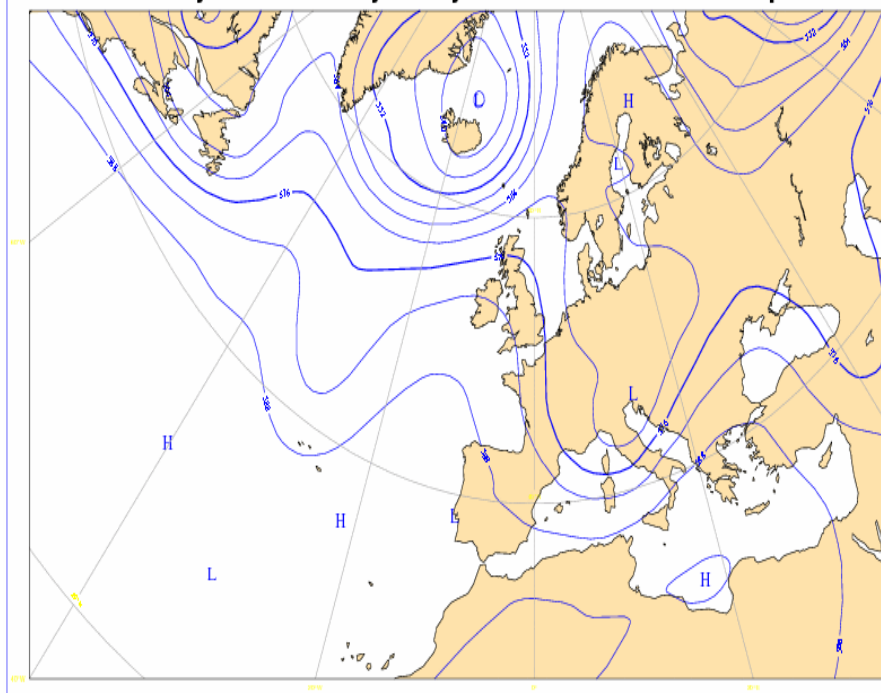
παραμετροποιήσεις του οριακού στρώματος το Hong-Pan ή MRF (Hong and Pan, 1996) και για το έδαφος το σχήμα θερμικής διάδοσης 5 επιπέδων. Το απλό αυτό μοντέλο γης-εδάφους βασίζεται σε 5 επίπεδα θερμοκρασίας εδάφους του μοντέλου MM5 τα οποία βρίσκονται στα 1, 2, 4, 8, και 16 cm. Κάτω από τα επίπεδα αυτά, η θερμοκρασία διατηρείται σταθερή σε μία μέση τιμή μεγαλύτερου βάθους. Το ισοζύγιο ενέργειας περιλαμβάνει τη ροή ακτινοβολίας, αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Η υγρασία του εδάφους διατηρείται σταθερή ανάλογα με τη χρήση γης και την εποχή και δεν υπάρχουν σαφείς επιδράσεις από την βλάστηση.

4.2 Περιγραφή των μετεωρολογικών συνθηκών κατά την 6η Ιουλίου του 1997

Κατά τη διάρκεια της 6ης Ιουλίου του 1997, ημέρα για την οποία πραγματοποιήθηκε η προσομοίωση, στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο επικρατούσαν ευνοϊκές συνθήκες για την ανάπτυξη του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας.

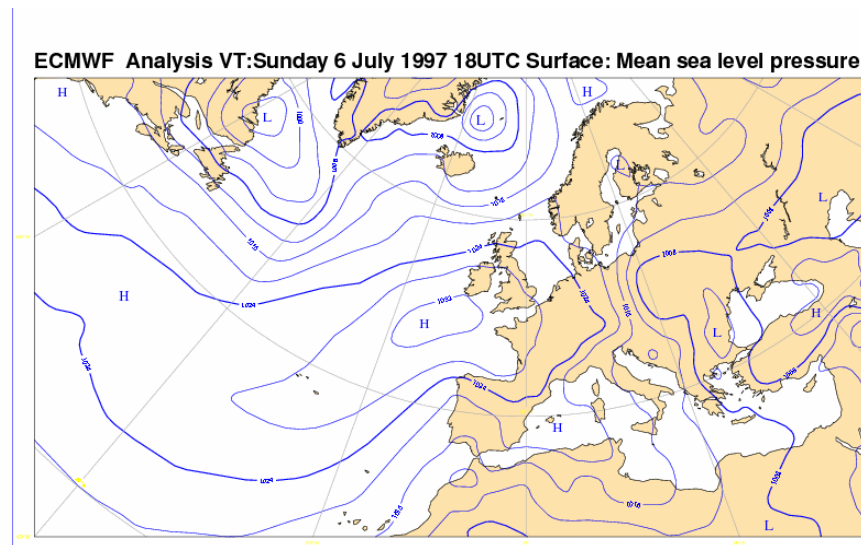
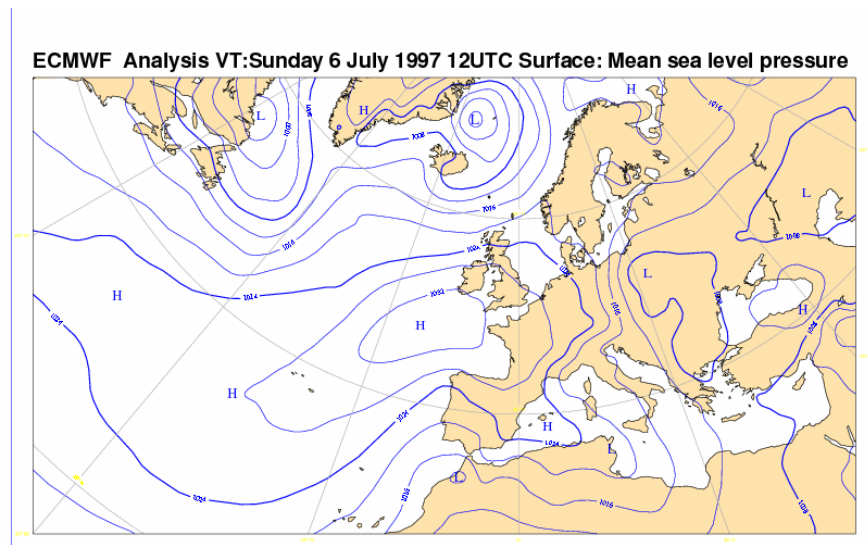
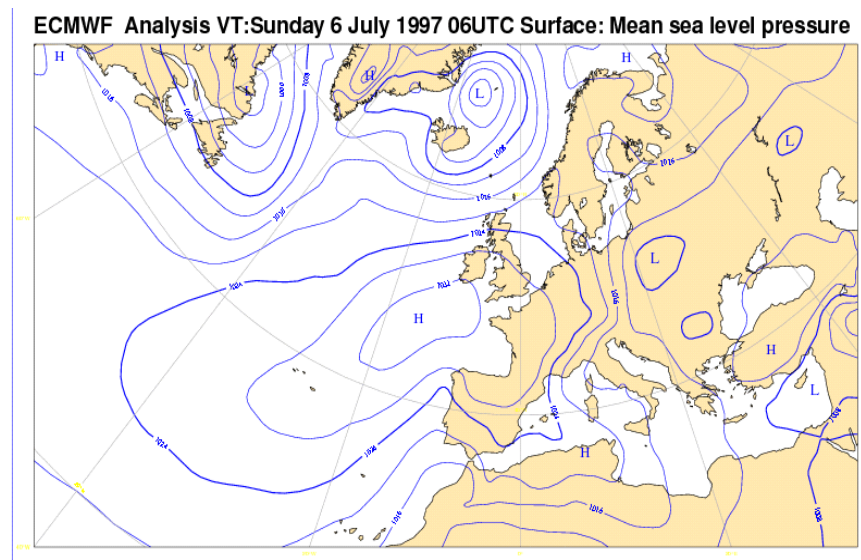
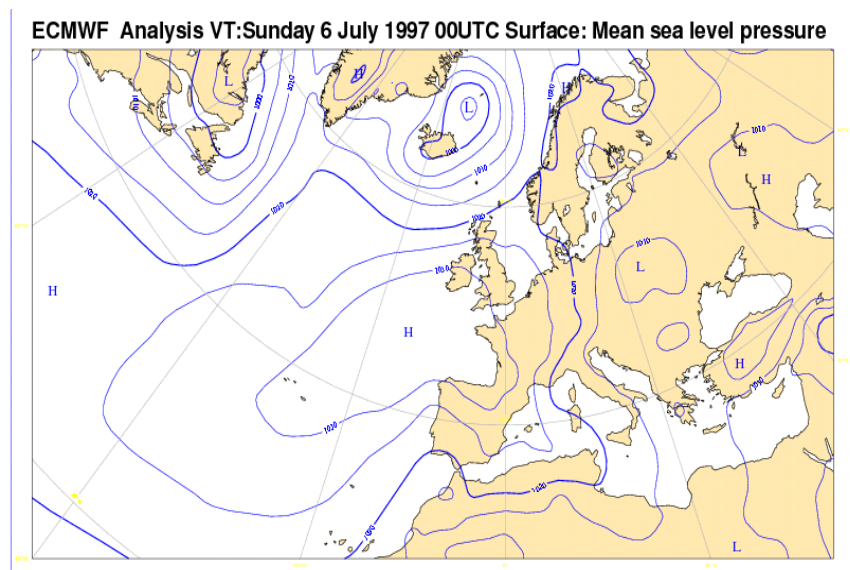
Ειδικότερα, από το χάρτη των 500hPa για τις 00UTC (σχήμα 24) γίνεται φανερή η παρουσία ενός συστήματος χαμηλών γεωδυναμικών υψών στην κεντρική και νότια Ευρώπη και συγκεκριμένα στην περιοχή της Ιταλίας, ενώ ο άξονας του αυλώνα εκτείνεται στην περιοχή της Κορσικής. Ένα σύστημα υψηλών γεωδυναμικών υψών εμφανίζεται στα παράλια της βόρειας Αφρικής και η ράχη του φτάνει ως την περιοχή της Ελλάδας. Η κίνηση των αερίων μαζών επομένως που χαρακτηρίζει την ανώτερη ατμόσφαιρα είναι νοτιοδυτικής προέλευσης. Δώδεκα ώρες αργότερα (12 UTC) το σύστημα των υψηλών γεωδυναμικών υψών μεταφέρεται ανατολικά και η επίδρασή του στον ελλαδικό χώρο αποδυναμώνεται.

ECMWF Analysis VT: Sunday 6 July 1997 00UTC 500hPa Geopotential

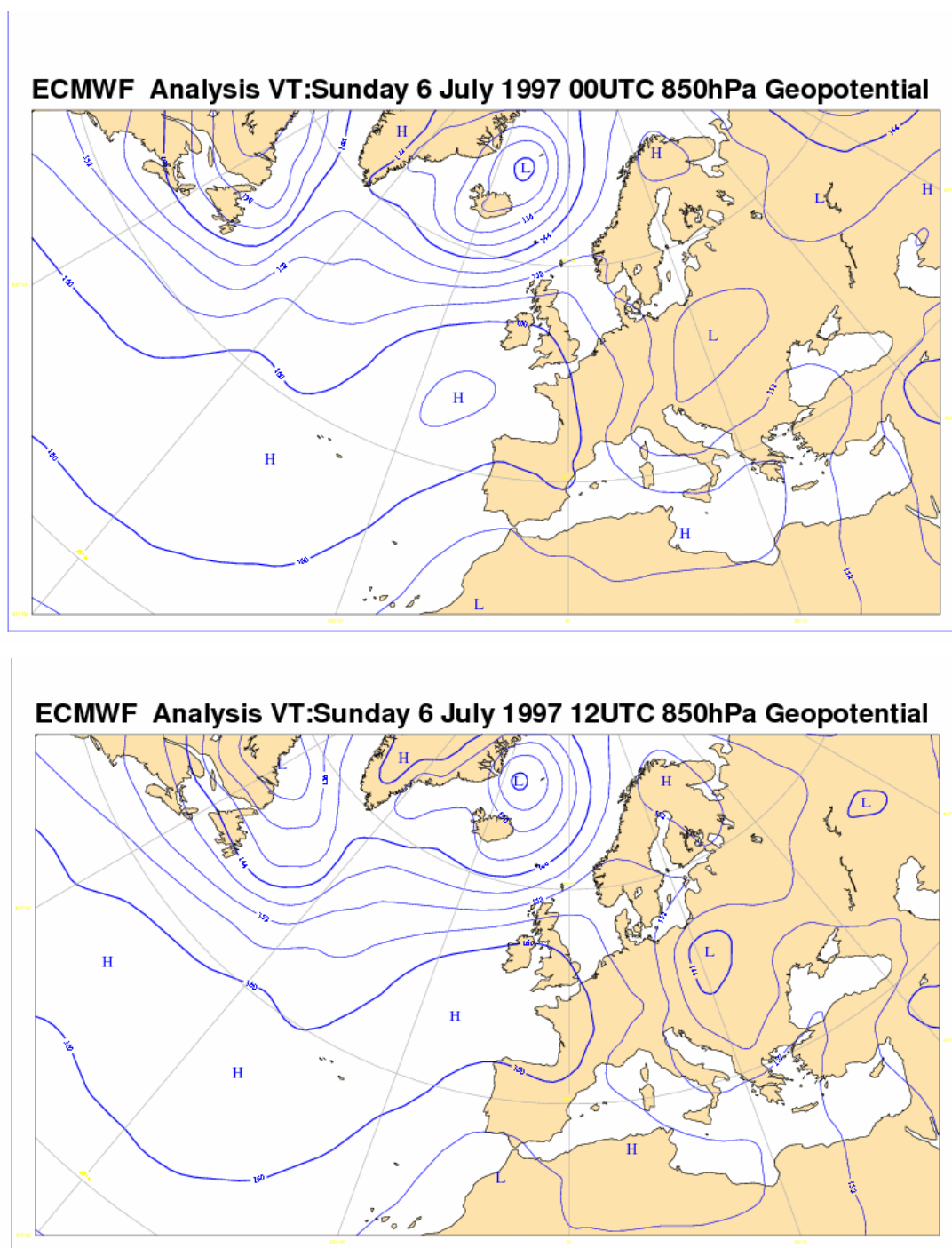


Κεντρική Ευρώπη επικρατεί ένα ισχυρό αντικυκλωνικό σύστημα που συμβάλλει στην κυκλοφορία βορειοδυτικών ανέμων. Στην περιοχή των Βαλκανίων και την ανατολική Μεσόγειο, δηλαδή στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο, δεν παρατηρούνται οργανωμένα βαρομετρικά συστήματα.

Παρόμοια εικόνα με αυτή που παρουσιάζει ο χάρτης της επιφάνειας της θάλασσας, εμφανίζεται το παραπάνω σύστημα και στο χάρτη των 850 hPa (σχήμα 26).



Σχήμα 25: Χάρτες ανάλυσης επιφάνειας για τις 6/7/1997.



Σχήμα 26: Χάρτες ανάλυσης 850 hPa για τις 6/7/1997

Από την παραπάνω εικόνα προκύπτει η σχεδόν απουσία οργανωμένης κίνησης των αερίων μαζών στην περιοχή ενδιαφέροντος.

4.3 Το πεδίο των ανέμων στην επιφάνεια

Στη συνέχεια παρουσιάζεται το ανεμολογικό πεδίο για την ημέρα μελέτης, όπως αυτό προέκυψε από την ολοκλήρωση του αριθμητικού μοντέλου.

Αναδεικνύεται η ανάπτυξης του φαινομένου της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας στη ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, καλύπτοντας τη χρονική της εξέλιξη από τις 6 UTC στις 06/07/1997 έως και τις 23 UTC στις 06/07/1997.

Από τους χάρτες των ανέμων επιφανείας (Σχήμα 27) για τις 06/07/1997 γίνεται αντιληπτή και η επίδραση των ορεινών όγκων στην διαμόρφωση των τοπικών συστημάτων κυκλοφορίας στο έδαφος. Στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης διακρίνεται ο Χορτιάτης έχοντας υψόμετρο μεγαλύτερο από 500 m. Στις 6 UTC (9 LT) η κανονική ροή είναι ακόμα από βορρά προς νότο, με μέγιστη τιμή ταχυτήτων της τάξης των 4 m/sec και εντοπίζεται μέσα στο Θερμαϊκό κόλπο.

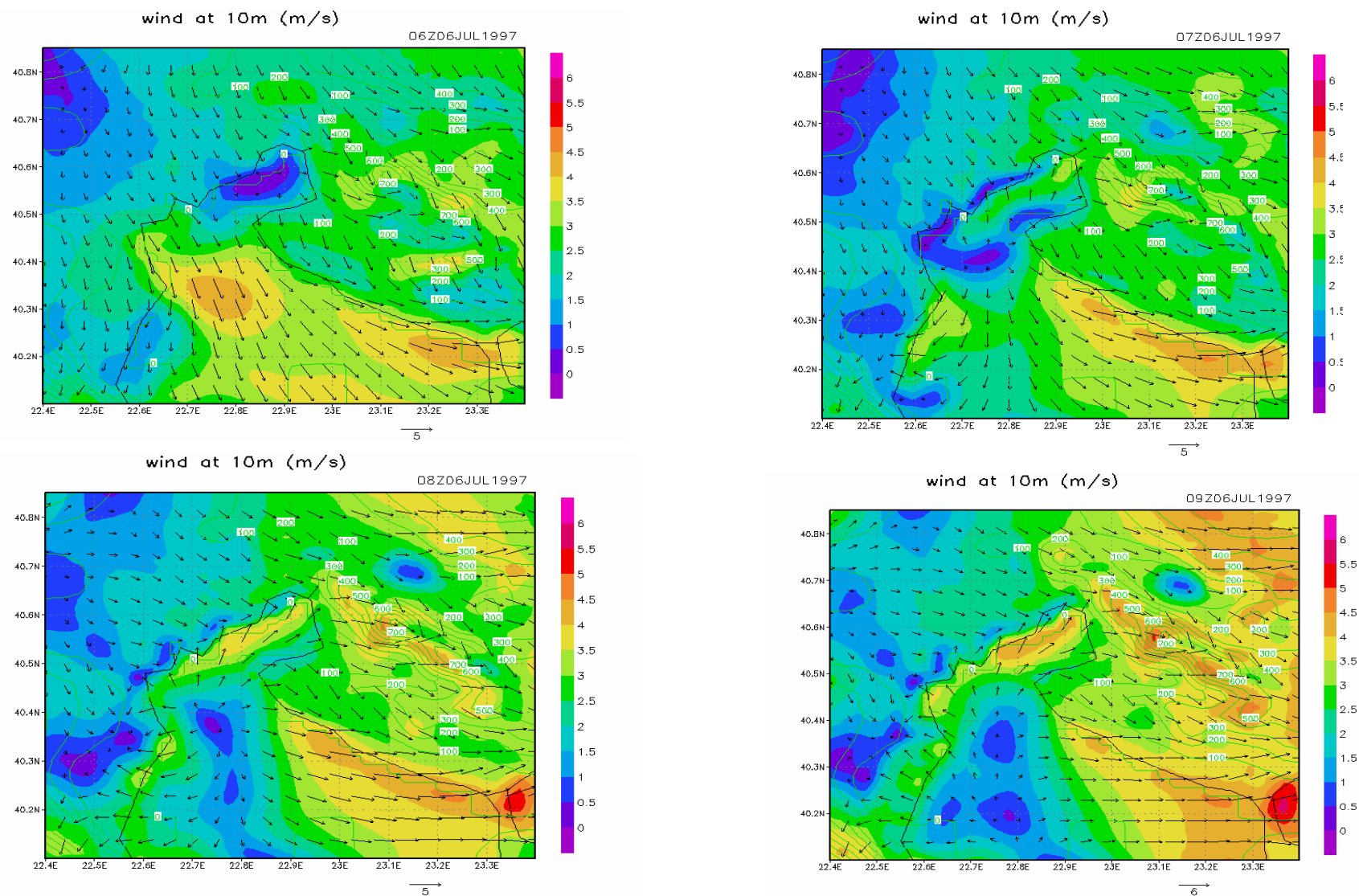
Από τις 7 UTC (10 LT) (Σχήμα 27) είναι εμφανείς οι πρώτες ενδείξεις για την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας λίγο πιο βόρεια από την περιοχή ενδιαφέροντος. Αυτό αποτελεί το πρώτο από τα δυο κύτταρα που αναπτύσσεται στο εσωτερικό του Θερμαϊκού κόλπου τις πρωινές ώρες λίγο μετά την ανατολή του ηλίου (δυο με τρεις ώρες αργότερα). Η ώρα έναρξής της είναι συνήθως 10-12 π.μ. (Λιβαδάς και Σαχσαμάνογλου, 1973). Η ένταση της θαλάσσιας αύρας είναι ακόμα ασθενής περίπου 3m/sec, τιμή που συμφωνεί με τις παρατηρήσεις που δίνουν τιμές των 2 με 3 m/sec (Helmis, 1991), καθώς η ξηρά μόλις αρχίζει να εμφανίζει αξιόλογη διαφορά θερμοκρασίας σε σχέση με τη θάλασσα. Το κύτταρο αυτό αποτελεί το αποτέλεσμα της συνολικής επίδρασης όλων των τοπικών ροών με διεύθυνση κάθετη στις ακτογραμμές του Θερμαϊκού (Helmis, 1991).

Στις 8 UTC (11 LT) η θαλάσσια αύρα έχει αρχίσει πλέον να αναπτύσσεται και μια μικρή περιοχή σύγκλισης εντοπίζεται βόρεια βορειοδυτικά στο Θερμαϊκό. Η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας γίνεται πιο αισθητή στην περιοχή Κατερίνης, γεγονός που ίσως να οφείλεται στην διεύθυνση του ανέμου (βόρειος βορειανατολικός) σε σχέση με εκείνη της Θεσσαλονίκης.

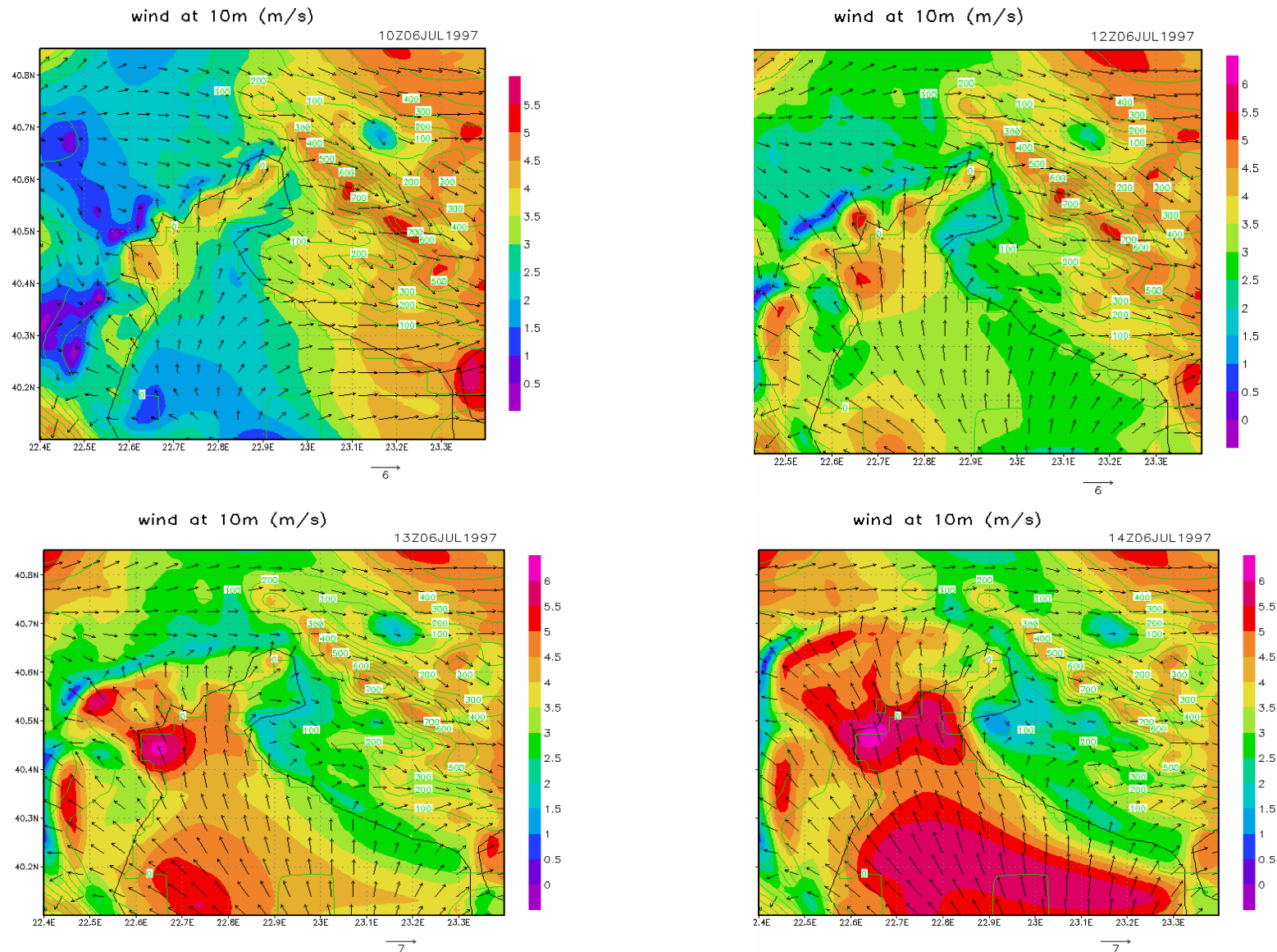
Στις 9 UTC (12 LT) (Σχήμα 27) η θαλάσσια αύρα εξαπλώνεται και σταδιακά μετατοπίζεται η περιοχή σύγκλισης βόρεια και δυτικά. Η περιοχή σύγκλισης στις 10 UTC στην Πιερία εμφανίζεται σε αρκετή απόσταση από την ακτογραμμή, ενώ στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης μόλις αγγίζει τα όρια της παραλίας. όπως φαίνεται και στο χάρτη των 12 UTC. Στον ηπειρωτικό χώρο ο άνεμος είναι δυτικός και υποβοηθά στην ευκολότερη σύγκλιση των αερίων μαζών και τη μετατόπιση της περιοχής σύγκλισης βορειότερα. Έτσι στις 12 UTC (Σχήμα 28) έχει ξεπεράσει τις 40,6°, ενώ στις δύο επόμενες ώρες τις 40,7° (14 UTC), δηλαδή έχει διανύσει

οριζόντια απόσταση περίπου 110 Km στην ξηρά. Παράλληλα, πραγματοποιείται και η εξάπλωσή της στο θαλάσσιο χώρο.

Η εικόνα των ανέμων διαφοροποιείται σημαντικά και φορά των ανέμων κοντά στην ακτή αλλάζει. Πλέον η ξηρά έχει θερμανθεί και η θερμοκρασία πάνω από αυτή είναι μεγαλύτερη από ότι πάνω από τη θάλασσα.



Σχήμα 27: Το ανεμολογικό πεδίο για την περιοχή της Θεσσαλονίκης από τις 6 UTC ως τις 9 UTC για τις 06/07/1997

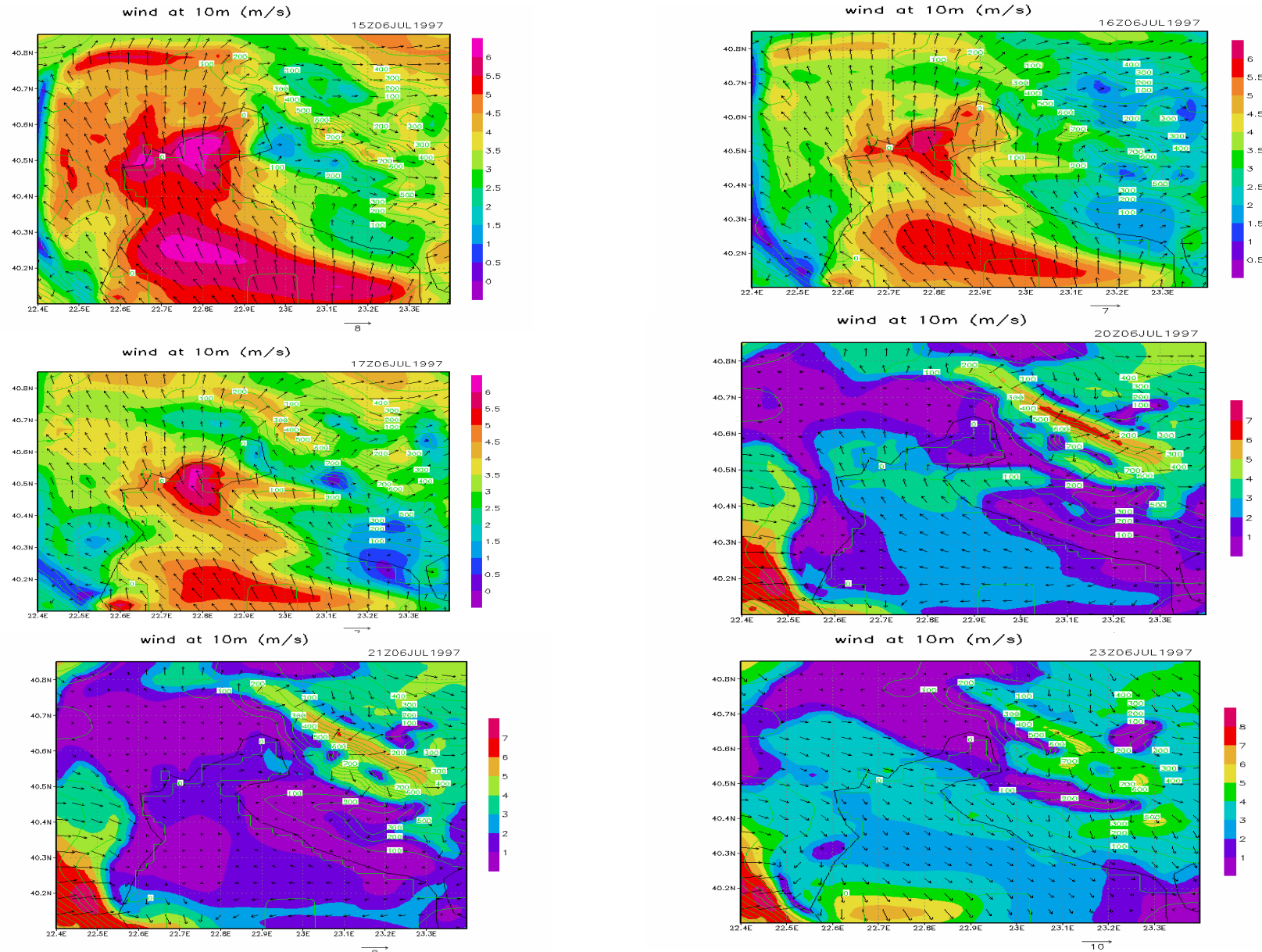


Σχήμα 28: Το ανεμολογικό πεδίο για την περιοχή της Θεσσαλονίκης από τις 10 UTC ως τις 14 UTC, για τις 06/07/1997

Όπως ήταν αναμενόμενο, στις 13 UTC (Σχήμα 28) οι άνεμοι έχουν στραφεί από τη θάλασσα προς τη στεριά. Είναι ορατό δηλαδή το φαινόμενο της θαλάσσιας αύρας, το οποίο φαίνεται να έχει αναπτυχθεί πλήρως καθώς η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ θάλασσας και ξηράς είναι αρκετή για να τροφοδοτήσει αυτό το σύστημα.

Στις 14 UTC (Σχήμα 28) και κυρίως στις 15 UTC (Σχήμα 29) παρατηρείται έντονη μετατόπιση της ζώνης σύγκλισης βόρεια και δυτικά, οπότε στις 15 UTC είναι σχεδόν εκτός της περιοχής παρουσίας, ως αποτέλεσμα της μέγιστης κυκλοφορίας του δακτυλίου της θαλάσσιας αύρας, λόγω του μεγίστου της θερμοκρασίας. Δύο μέγιστα της ταχύτητας, της τάξης των 6 m/sec παρατηρούνται τόσο στην εσωτερική κυκλοφορία του Θερμαϊκού όσο και στον ευρύτερο Θερμαϊκό. Οι συνθήκες της θαλάσσιας αύρας κορυφώνονται στις 16 UTC (Σχήμα 29) μεταφέροντας την περιοχή σύγκλισης βορειότερα από τις 40,8°. Αυτό που αξίζει να σημειωθεί επίσης είναι το γεγονός ότι η έκταση της θαλάσσιας αύρας στην ξηρά είναι μικρότερη απ' ό,τι στην θάλασσα και συμφωνεί με μελέτες που δίνουν εισχώρηση στη θάλασσα διπλάσια απ' ό,τι στην ξηρά. Στις 17 UTC (Σχήμα 29) εξακολουθεί να υφίσταται το κύτταρο της θαλάσσιας αύρας δεν είναι όμως τόσο οργανωμένο σε σχέση με τις 15 UTC.

Από τις 17 UTC (20 LT) και μετά ο παραπάνω δακτύλιος σταδιακά υποχωρεί. Οι άνεμοι από νότιοι στρέφονται σε νότιοι νοτιοανατολικοί ως και τις 20 UTC (23LT), δίνοντας τη θέση τους σε ασθενείς μεταβλητούς ανέμους (21 UTC) που μετατρέπονται σταδιακά σε βόρειους βορειοδυτικούς (23 UTC). Η λήξη της κυκλοφορίας στο Θερμαϊκό κόλπο σημειώνεται στις 20 UTC, περίπου τρεις ώρες μετά τη δύση του ήλιου κλείνοντας έναν κύκλο ζωής μεγαλύτερο των δέκα ωρών. Μετά τη λήξη του φαινομένου το πεδίο χαρακτηρίζεται από πολύ μικρότερες τιμές ταχυτήτων ανέμου (1 m/sec), όπως αναμένεται από τη βιβλιογραφία για την απόγεια αύρα, η οποία εγκαθίσταται μετά την αντιστροφή του πεδίου των ανέμων.



Σχήμα 29: Το ανεμολογικό πεδίο για την περιοχή της Θεσσαλονίκης από τις 15 UTC ως τις 23 UTC, για τις 06/07/1997

4.4 Το πεδίο των ανέμων καθ' ύψος στην ατμόσφαιρα

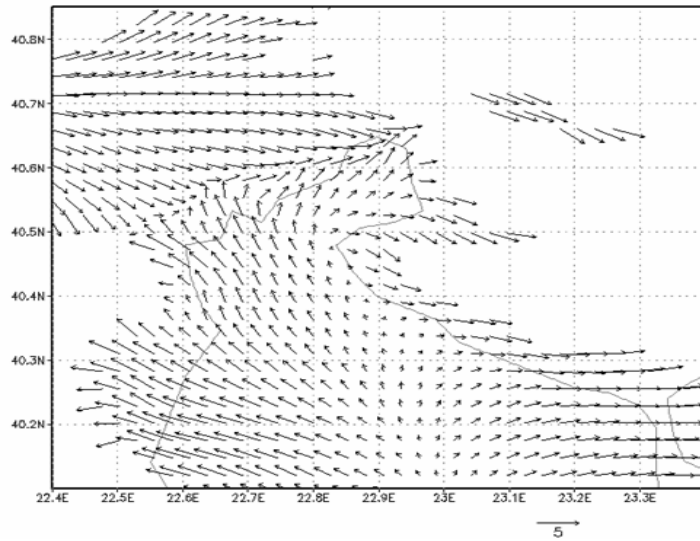
Στο σημείο αυτό κρίνεται χρήσιμο να παρουσιαστεί μία εικόνα των ανέμων σε διάφορα κατακόρυφα επίπεδα, ώστε να εξεταστεί η επίδραση της τοπογραφίας με το ύψος, αλλά και η δυνατότητα κατακόρυφης εξάπλωσης του κυττάρου της θαλάσσιας αύρας. Για το σκοπό αυτό επιλέχθηκε κάποια ώρα πριν τη μέγιστη ανάπτυξή της (12:00 UTC, δηλαδή 15:00 ώρα Ελλάδας), καθώς και οι 14 και 15 UTC, όπου το φαινόμενο της θαλάσσιας αύρας έχει αναπτυχθεί πλήρως. Η κατακόρυφη ανάλυση γίνεται βάσει των επιπέδων πίεσης. Σκοπός είναι ο εντοπισμός του επιπέδου όπου παρατηρείται το ρεύμα επιστροφής και «κλείνει» το κύτταρο.

Συγκεκριμένα, όσο πιο κοντά στο έδαφος τόσο ποιο σύνθετο είναι το πεδίο των ανέμων, με τη μεγαλύτερη πολυπλοκότητα να εντοπίζεται στην επιφάνεια του εδάφους, όπου η επίδραση των τοπικών χαρακτηριστικών του ανάγλυφου και της ακτογραμμής είναι μέγιστη. Με την αύξηση του ύψους η απεικόνιση του ανεμολογικού πεδίου είναι πληρέστερη καθώς χάνεται η επίδραση της τοπογραφίας σε αυτό. Ωστόσο ως και τα 920 mb το πεδίο των ανέμων διακόπτεται στο σημείο όπου βρίσκεται ο Χορτιάτης καθώς το ύψος του υπερβαίνει το 500m. Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία ένα ύψος στο οποίο θα μπορούσαν να παρουσιαστούν τα αποτελέσματα απαλλαγμένα από την επίδραση της τοπογραφίας είναι αυτό των 925 mb. Ωστόσο ένα φαινόμενο όπως αυτό της θαλάσσιας αύρας δε μπορεί να αποδοθεί σε τέτοια ύψη καθώς δεν εκτείνεται κατακόρυφα ως εκεί ούτε κατά την ώρα της μέγιστης ανάπτυξής της.

Στις 12 UTC (Σχήμα 30) η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας είναι εμφανής καθ' ύψος έως και τα 980 mb (περίπου 200m). Στο ύψος αυτό ο δακτύλιος της κυκλοφορίας κλείνει και η δυτική – βορειοδυτική κυκλοφορία είναι πλέον εμφανής. Η περιοχή σύγκλισης στα 1000 mb εντοπίζεται στο 40,5° γεωγραφικό πλάτος και εκτείνεται διαγώνια στο 40,6° και από τα 22,5° ως 22,9° ανατολικά παραμένοντας σταθερή καθ' ύψος. Κατά την ώρα αυτή η θαλάσσια αύρα βρίσκεται ακόμα σε εξέλιξη και τις επόμενες ώρες αναμένεται να διαφανεί το μέγιστο ύψος στο οποίο μπορεί να παρατηρηθεί.

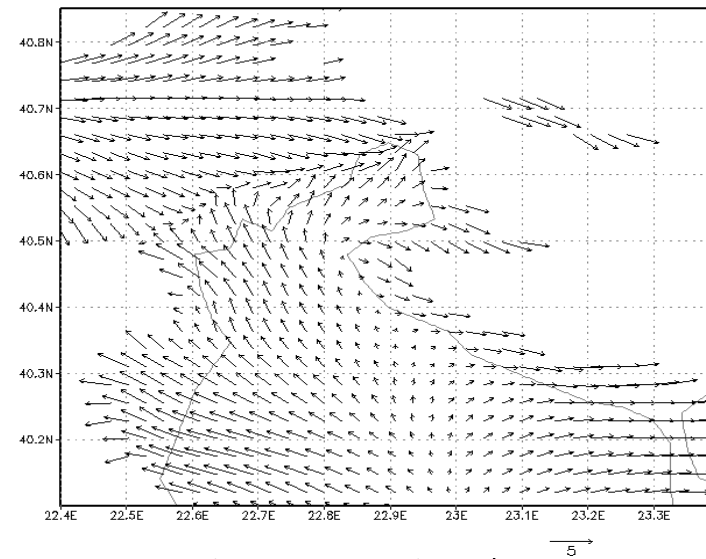
wind at 1000mb in m/s

12Z06JUL1997



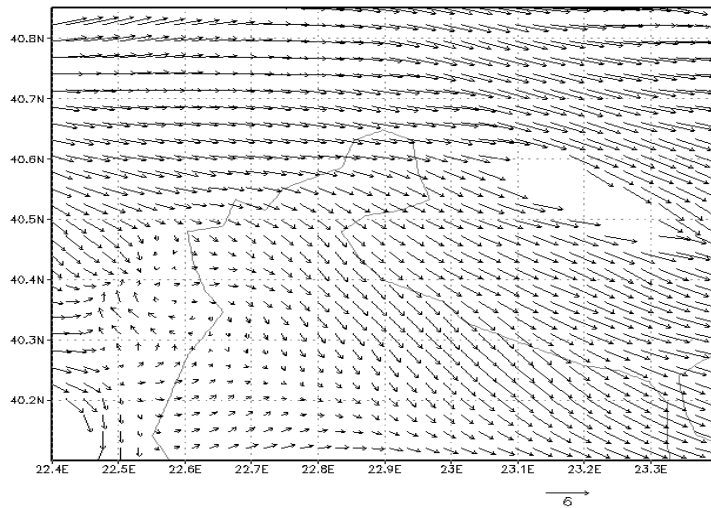
wind at 980mb in m/s

12Z06JUL1997



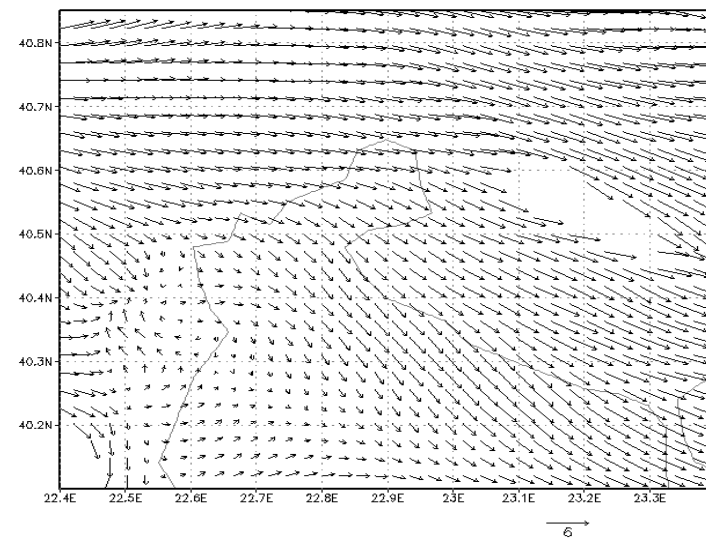
wind at 960mb in m/s

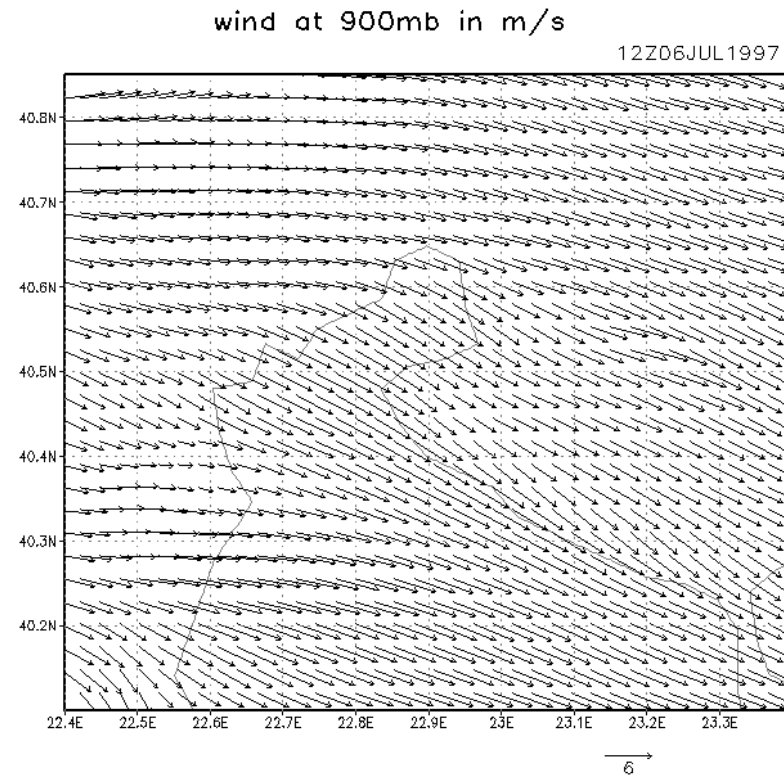
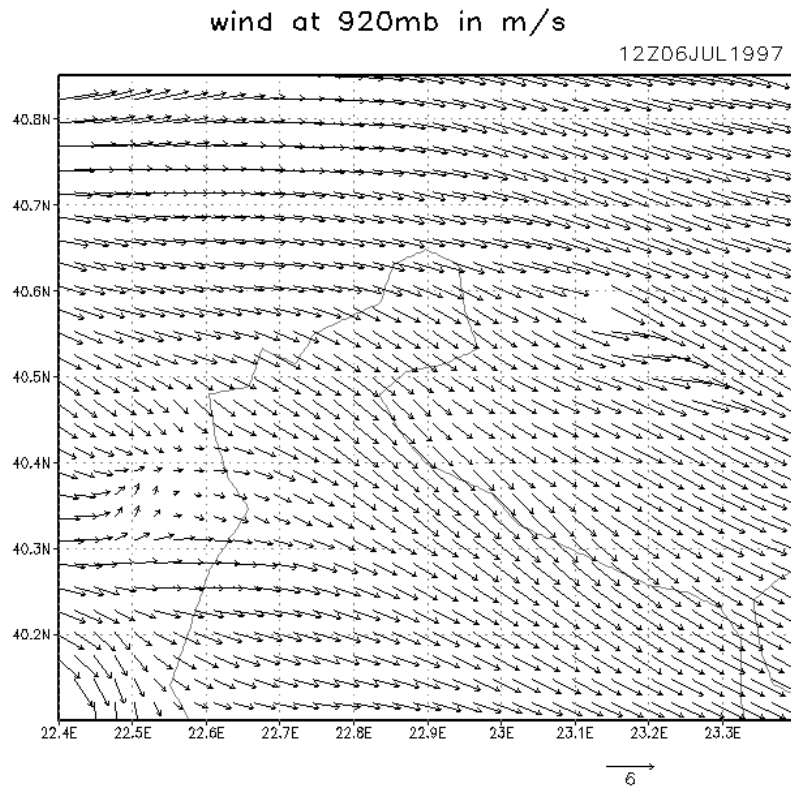
12Z06JUL1997



wind at 940mb in m/s

12Z06JUL1997



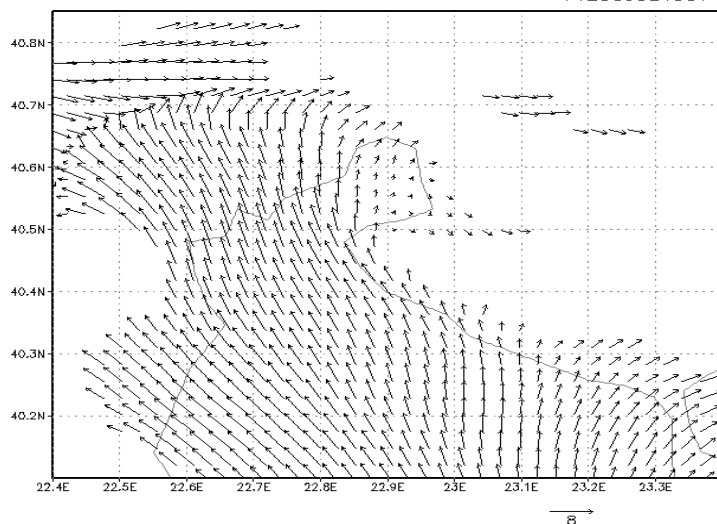


Σχήμα 30: Το ανεμολογικό πεδίο ανέμων στις 12 UTC για τις 6/7/1997

Κεφάλαιο 4^ο

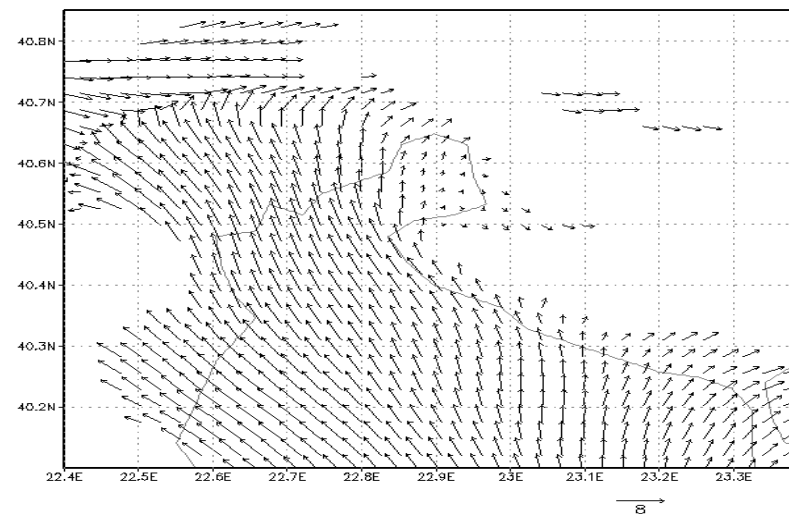
wind at 1000mb in m/s

14Z06JUL1997



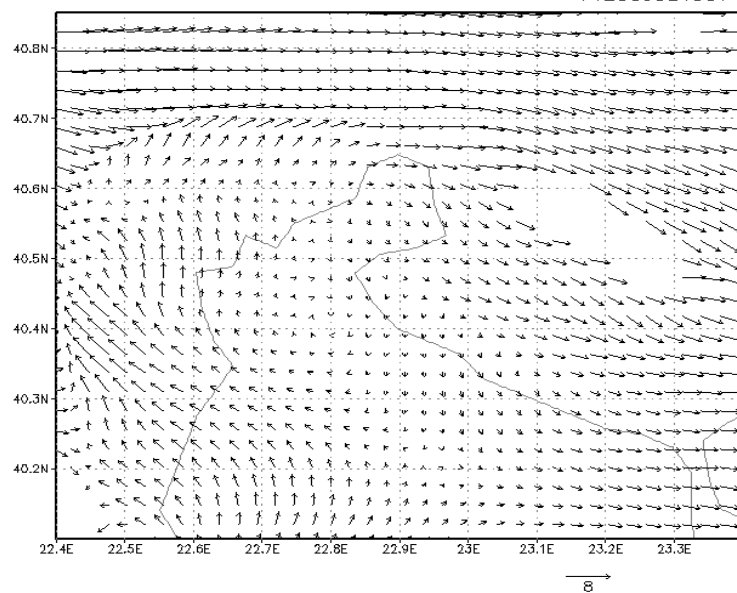
wind at 980mb in m/s

14Z06JUL1997



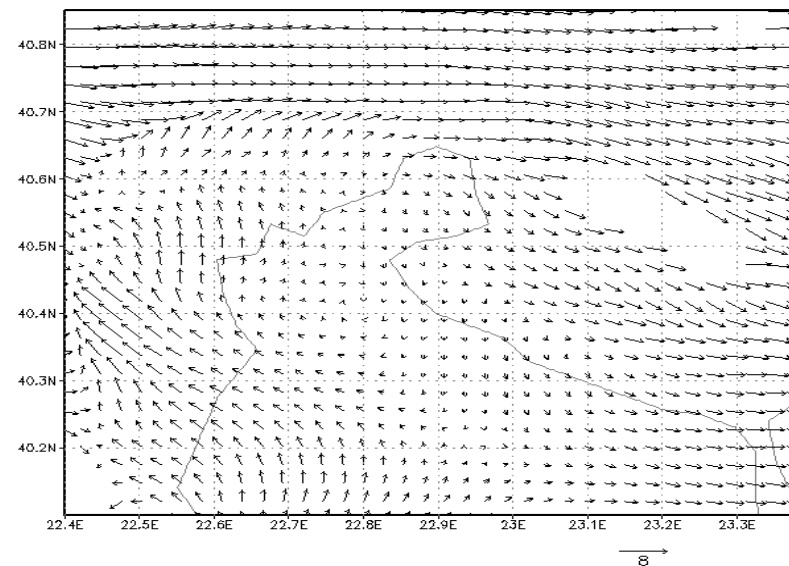
wind at 960mb in m/s

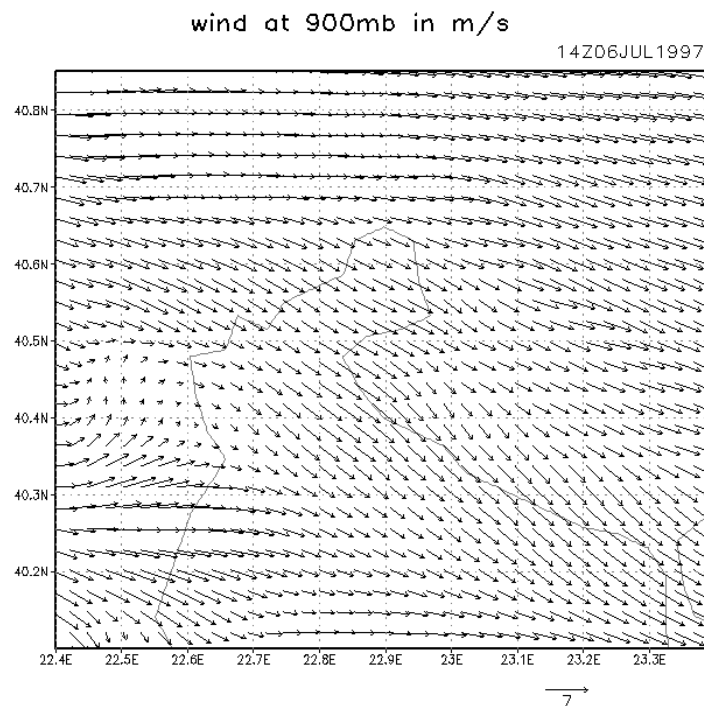
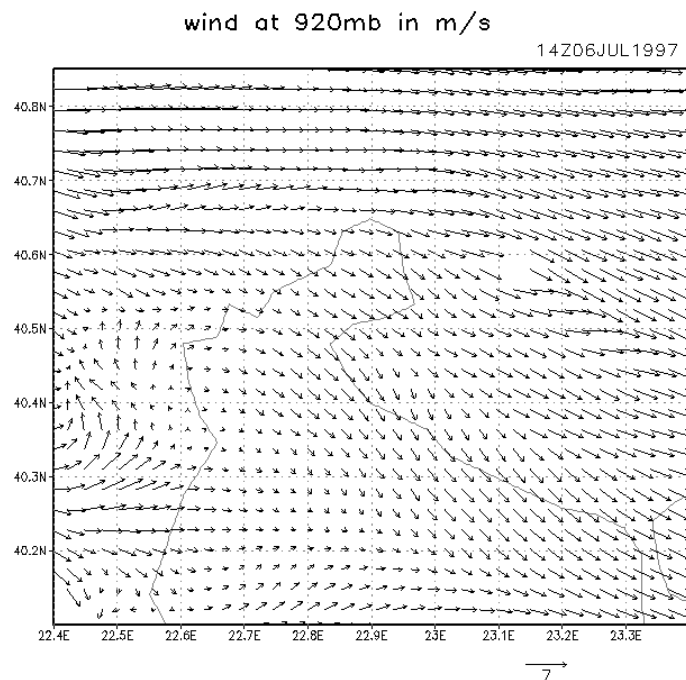
14Z06JUL1997



wind at 940mb in m/s

14Z06JUL1997

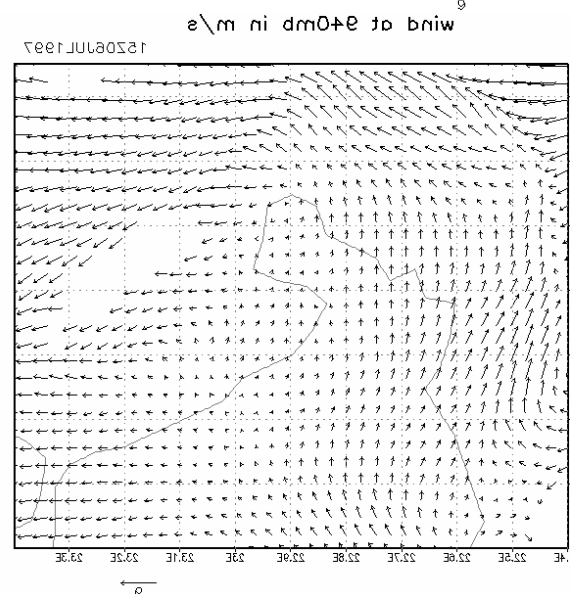
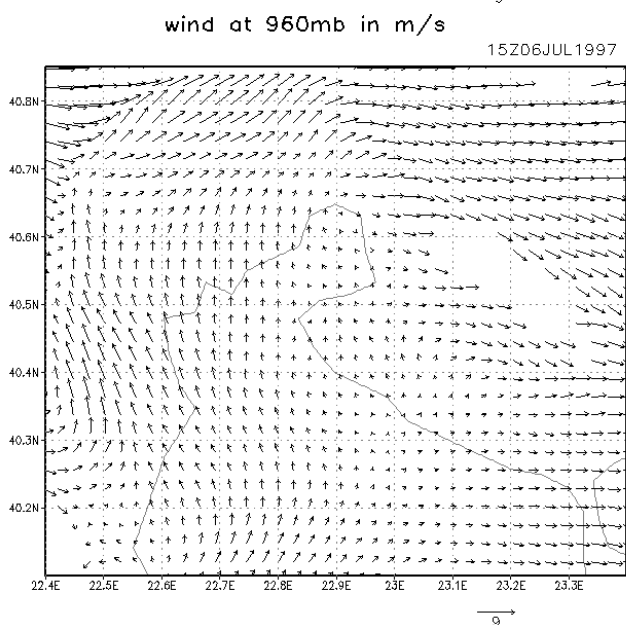
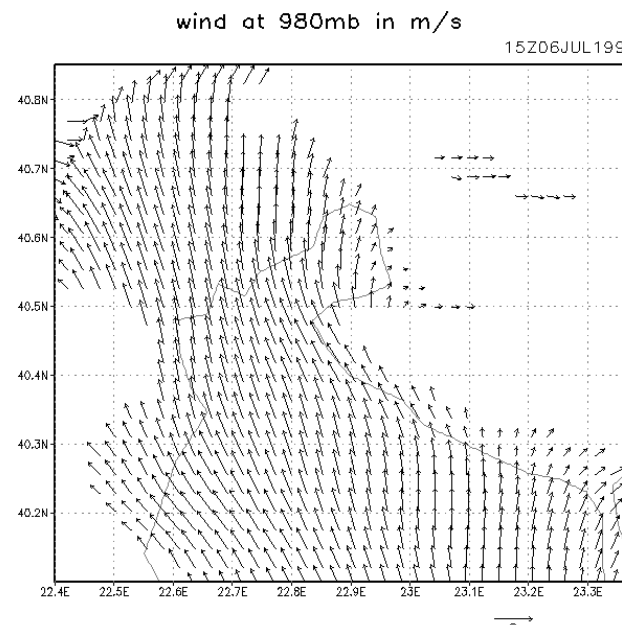
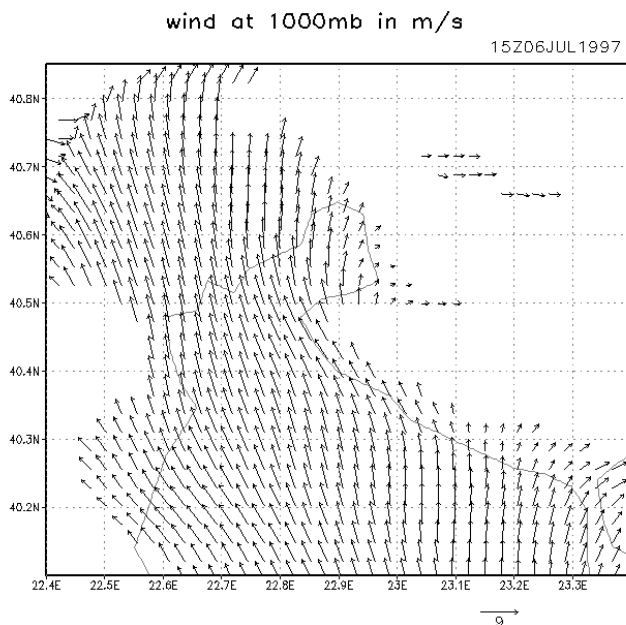


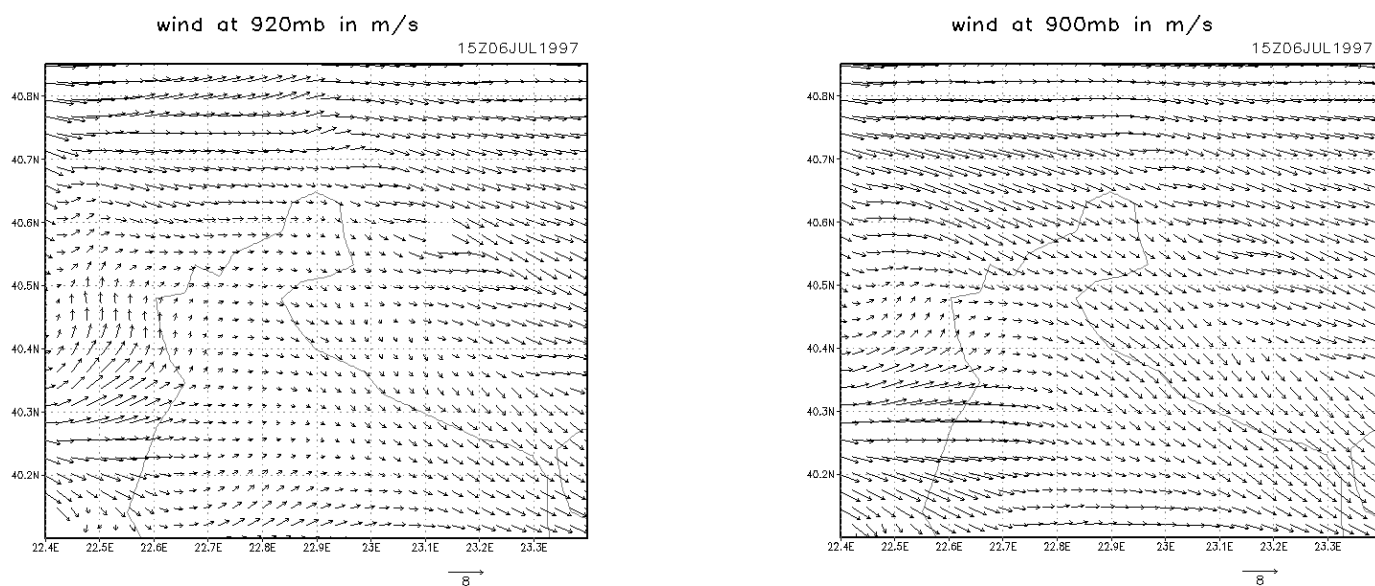


Σχήμα 31: Το ανεμολογικό πεδίο ανέμων στις 14 UTC για τις 6/7/1997

Για τις 14 UTC (Σχήμα 31) η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας εκτείνεται καθ' ύψος ως τα 940 mb (δηλαδή περίπου 500m από το έδαφος). Η περιοχή σύγκλισης υπό μορφή τόξου εμφανίζει τις μέγιστες τιμές τις στα 1000 mb, στις 40,7^ο μετατοπισμένη φανερά από τις 40,5^ο, όπου φαινόταν σε προηγούμενη ώρα, κατεβαίνει μέχρι τις 40,2^ο και εκτείνεται από τις 22,4^ο ως τις 22,9^ο ανατολικά. Η μετατόπιση της περιοχής σύγκλισης αυτή δείχνει την ταχύτατη εισχώρηση της θαλάσσιας αύρας στην ενδοχώρα καλύπτοντας απόσταση μιας μοίρας σε μία ώρα, η οποία αντιστοιχεί σε οριζόντια απόσταση 110Km περίπου

Στις 15 UTC (Σχήμα 31) η κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας φτάνει ως το ύψος των 940 mb δηλαδή περίπου 500m ύψος στο οποίο βρίσκεται το ρεύμα επιστροφής και αποτελεί το όριο της μέγιστης κατακόρυφης ανάπτυξης του κυττάρου. Η περιοχή σύγκλισης στα 1000 mb βρίσκεται στις 40,7^ο και εκτείνεται βορειότερα στην περιοχή μελέτης.





Σχήμα 32: Το ανεμολογικό πεδίο ανέμων στις 15 UTC για τις 6/7/1997

4.5 Δυνητική Θερμοκρασία

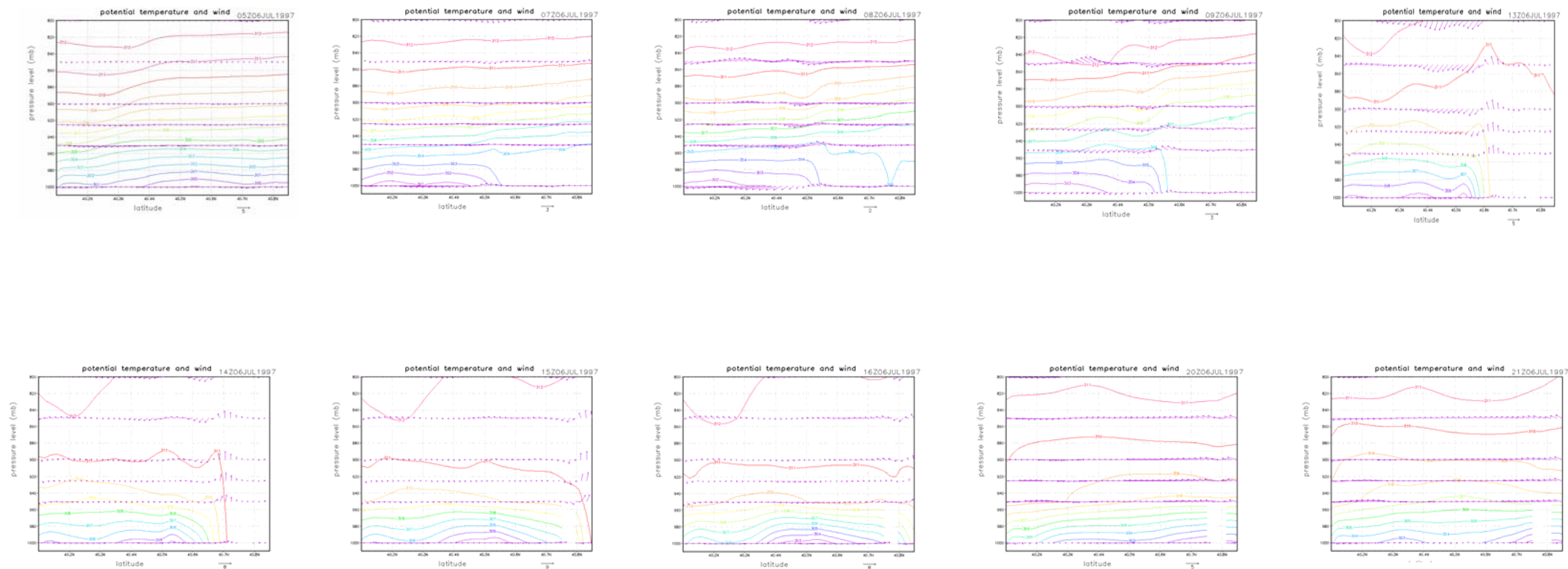
Προκειμένου να μελετηθεί η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας καθώς και η μεταβολή της διεύθυνσης του ανέμου καθ' ύψος πραγματοποιήθηκε μια τομή στο γεωγραφικό μήκος των 22,7°, όπου εντοπίζεται κατά τις ώρες εμφάνισης της θαλάσσιας αύρας ο σχηματισμός του μετώπου της. Η δυνητική θερμοκρασία αποτελεί εκείνη την παράμετρο που ακολουθεί τη μορφή της συνισταμένης του v και w , όπως φαίνεται και στα διαγράμματα που ακολουθούν. Στο σχήμα 33 ο κατακόρυφος άνεμος, w έχει πολλαπλασιαστεί με το 10 για να είναι δυνατή η παρουσίασή του σε κοινό διάγραμμα με τον άνεμο v , καθώς δια φέρουν κατά τάξη μεγέθους. Η ξηρά διαχωρίζεται από τη θάλασσα στις 40,5° βόρεια. Έτσι, από αριστερά προς τα δεξιά δηλαδή από 40,1° ως 40,5 ο οριζόντιος άξονας παρουσιάζει την κατάσταση πάνω από τη θάλασσα, ενώ από 40,5° έως 40,85°, δηλαδή στο όριο της περιοχής παρουσίασης, την κατάσταση πάνω από την ξηρά, με διεύθυνση νότου – βορρά. Από το σχήμα 33 που ακολουθεί μπορεί να μελετηθεί η εξέλιξη της διαφοράς θερμοκρασίας ξηρά – θάλασσας συναρτήσει του χρόνου.

Τις πρώτες πρωινές ώρες, όπως φαίνεται από το χάρτη των 5 UTC το πεδίο της θερμοκρασίας είναι ομαλό δεν εμφανίζεται θερμοβαθμίδα, αλλά καθώς ξεκινά η θέρμανση της ξηράς από τον ήλιο η εικόνα αυτή αλλάζει. Έτσι στις 7 UTC από την ανισοκατανομή της θερμοκρασίας γίνεται αισθητή η διαφορά θέρμανσης ξηράς θάλασσας και με αυτό τον τρόπο πιστοποιείται το αίτιο έναρξης της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας. Η μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας αυτή την ώρα είναι μόλις του 1° C.

Η διαφορά θερμοκρασίας στις 8 UTC είναι αισθητή ως το ύψος των 970 mb με ταυτόχρονη μετατόπιση του ορίου βορειότερα. Η διαδικασία συνεχίζεται ως τις 14 UTC και η περιοχή σύγκλισης βρίσκεται πλέον βορειότερα των 40,7° παρουσιάζοντας μια μεταβολή της θερμοκρασίας κατά ένα βαθμό την ώρα. Έτσι στις 14 UTC παρατηρείται η μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας που είναι της τάξης των 7 °K.

Στις 15 UTC και ακόμα καλύτερα στις 16 UTC παρουσιάζεται μια θερμική ομοιογένεια κατά μήκος της περιοχής μελέτης υποδηλώνοντας την ολοκλήρωση του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας. Οι μέγιστες κατακόρυφες ταχύτητες είναι 0,6 m/sec και παρατηρούνται στις 15 UTC. Στις 20 UTC (Σχήμα 33) και πολύ καλύτερα

στις 21 UTC εμφανίζεται η πρώτη ένδειξη της απόγειας αύρας πάντα ως προς το αίτιο της θερμοκρασίας.



Σχήμα 33: Αναπαράσταση της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αέρας σε κατακόρυφο επίπεδο με κατεύθυνση νότου – βορρά. Η συνιστώσα του ανέμου παριστάνεται με βέλη και σε αυτή η συνιστώσα της κατακόρυφης ταχύτητας έχει πολλαπλασιαστεί με το 10. Οι ισοπληθείς παριστάνουν τη δυτική θερμοκρασία από τις 5 UTC ως και τις 21 UTC, για τις 6/7/1997

4.6 Ροή αισθητής θερμότητας

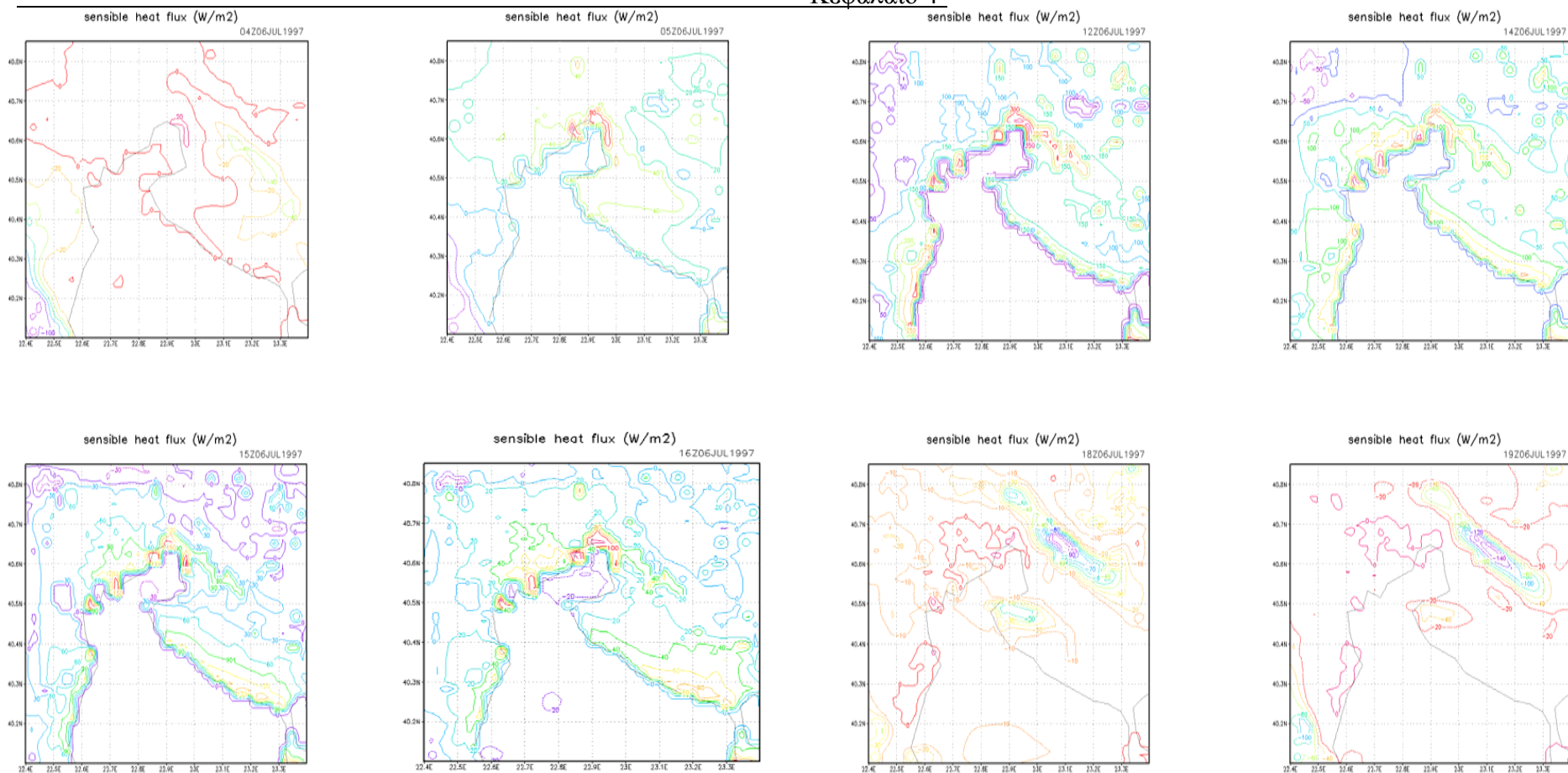
Η ανάπτυξη του συστήματος της θαλάσσιας αύρας, όπως αναφέρθηκε και στο κομμάτι της θεωρητικής προσέγγισης του φαινομένου οφείλεται στην ανισότροπη θέρμανση του αέρα πάνω από την ξηρά και τη γειτονική της θάλασσα. Για να αρχίσει όμως η επιφάνεια να θερμαίνει τον υπερκείμενο αέρα θα πρέπει να έχει πρώτα απορροφήσει την απαραίτητη θερμότητα από την ηλιακή ακτινοβολία, να έχει θερμανθεί για να μπορέσει στη συνέχεια να μεταφέρει θερμότητα προς τα πάνω. Η ροή της αισθητής θερμότητας όταν έχει θετικές τιμές δείχνει αυτή ακριβώς την ικανότητα μιας επιφάνειας να μεταφέρει θερμότητα στον υπερκείμενο αέρα. Αποτελεί επομένως ένα μέτρο της απόκρισης του εδάφους στη θερμότητα που δέχεται από την ακτινοβολία του ήλιου. Αντίθετα αρνητικές τιμές της ροής αισθητής θερμότητας δηλώνουν μεταφορά θερμότητας από τον αέρα στο έδαφος.

Από την γραφική απεικόνιση του μεγέθους της ροής αισθητής θερμότητας γίνεται φανερό ότι κατά τις νυχτερινές ώρες, ως και τις 4 με 5 UTC, ο αέρας παραμένει θερμότερος από το έδαφος και μεταφέρει θερμότητα στο έδαφος. Πράγματι οι αρνητικές τιμές της παραμέτρου που φαίνεται στα παρακάτω διαγράμματα (Σχήμα 34) αντιστοιχούν σε ροή προς τα κάτω.

Η εικόνα αυτή αντιστρέφεται καθώς από την ανατολή του ήλιου και έπειτα η ξηρά αρχίζει να θερμαίνεται και είναι αυτή που μεταφέρει τώρα θερμότητα στον ψυχρότερο υπερκείμενο αέρα, ο οποίος γίνεται ελαφρύτερος ανέρχεται και έτσι πάνω από την ξηρά δημιουργείται το επιφανειακό χαμηλό της πίεσης. Αυτό αποτελεί το πρώτο στάδιο για την ανάπτυξη του συστήματος της θαλάσσιας αύρας. Άρα, η ροή της λανθάνουσας θερμότητας αποτελεί την εναρκτήριο αιτία εμφάνισης της παραπάνω κυκλοφορίας.

Μετά τις 17 UTC και αφού η ξηρά θερμαινόμενη από τον ήλιο καθ' όλη τη διάρκεια του φαινομένου μεταφέρει τη θερμότητα αυτή στον υπερκείμενο αέρα συντηρώντας έτσι τη σχηματιζόμενη κυκλοφορία, και καθώς η ποσότητα της θερμότητας που φτάνει στην ξηρά μετά τη ώρα της μέγιστης θερμοκρασίας αρχίζει και μειώνεται, η ροή παύει να παρουσιάζει θετικές τιμές και εμφανίζεται και πάλι ροή προς το έδαφος (αρνητικές τιμές της παραμέτρου).

Κεφάλαιο 4^ο



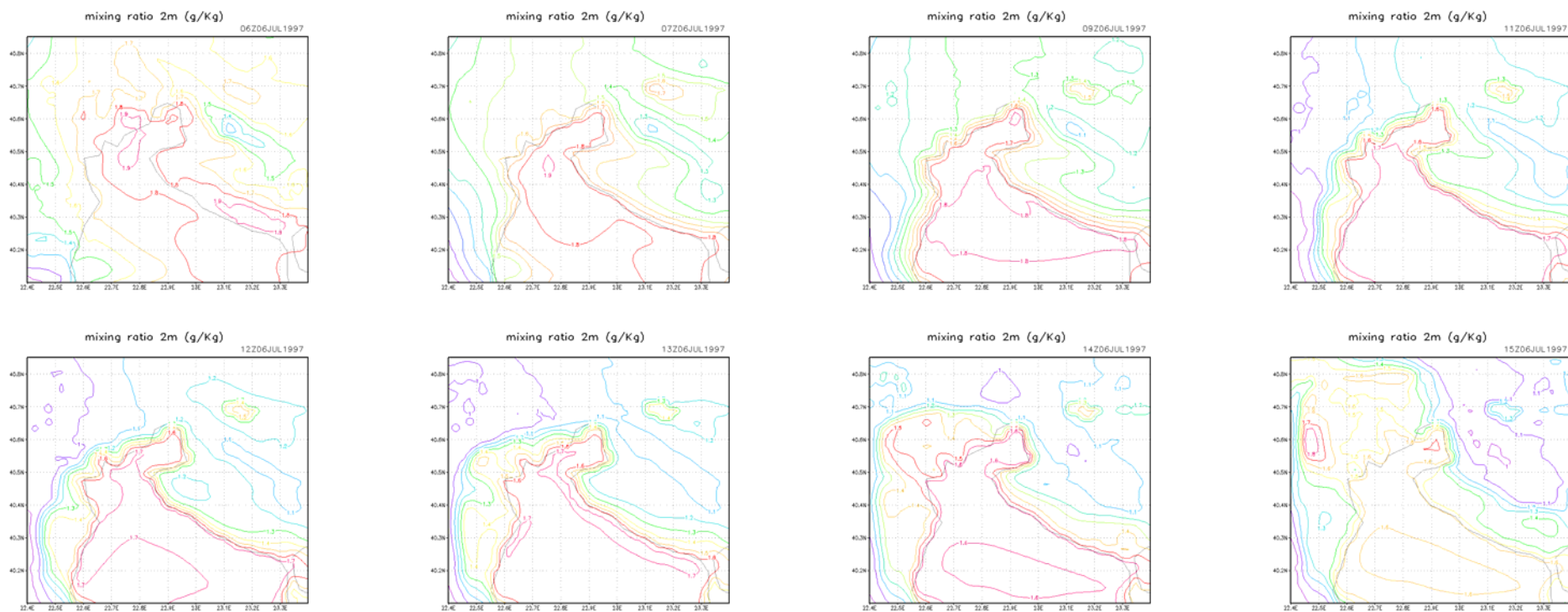
Σχήμα 34: Οι ισοπληθείς παριστάνουν τη ροή αισθητής θερμότητας σε W/m^2 από τις 4 UTC ως και τις 19 UTC, για τις 6/7/1997.

4.7 Αναλογία Μίγματος

Η προέκταση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας συνδέεται με τη μεταφορά ποσότητας υγρού αέρα προερχόμενου από τη θάλασσα πάνω από τον ηπειρωτικό χώρο κατά την κίνηση του συστήματός της στη διεύθυνση νότου βορρά. Η υπεροχή των ωρών εμφάνισης της θαλάσσιας αύρας ως προς μέγιστες τιμές υγρασίας σε σχέση με τις ώρες που δεν εκδηλώνεται το παραπάνω φαινόμενο είναι σαφής και παρουσιάζει μέγιστο, τόσο κατά την ώρα έναρξης της θαλάσσιας αύρας, όσο και κατά την ώρα της μέγιστης ταχύτητάς της.

Η παράμετρος της αναλογίας μίγματος δίνει μια εικόνα της κατανομής της υγρασίας πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος και τον τρόπο που αυτή μεταβάλλεται με την ανάπτυξη του υπό εξέταση φαινομένου. Από το πεδίο της ανάλυσης της αναλογίας μίγματος η περιοχή σύγκλισης θα πρέπει να συμπίπτει με την περιοχή της μέγιστης συγκέντρωσης των ισοϋγρών.

Κατά τις νυχτερινές ώρες και καθώς ο αέρας πάνω από την ηπειρωτική περιοχή έχει καταστεί ξηρότερος, υψηλές τιμές της παραμέτρου παρατηρούνται μόνο πάνω από τη θάλασσα. Από τις 7 UTC, σχήμα 35, διαφαίνεται μια πρώιμη οργάνωση των ισοϋγρών στα όρια ξηράς – θάλασσας η οποία γίνεται όλο και ισχυρότερη. Στις 9 UTC και καλύτερα στις 11 UTC διακρίνεται η ισχυρή πύκνωση των ισοϋγρών, τόσο στην περιοχή της Πιερίας, όπου εντοπίζεται ήδη από τις 9 UTC, όσο και στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, λόγω της επέκτασης του φαινομένου. Η περιοχή σύγκλισης συναρτήσει του χρόνου μεταφέρεται διαρκώς βορειότερα ως και την κορύφωση που σημειώνεται στις 15 UTC. Από τα διαγράμματα που ακολουθούν αυτή εντοπίζεται πλέον ακόμα βορειότερα από τις 40,8°.



Σχήμα 35: Οι ισοπληθείς παριστάνουν τις τιμές της αναλογίας μίγματος στην υπό μελέτη περιοχή από τις 6 UTC ως και τις 15 UTC, για τις 6/7/1997

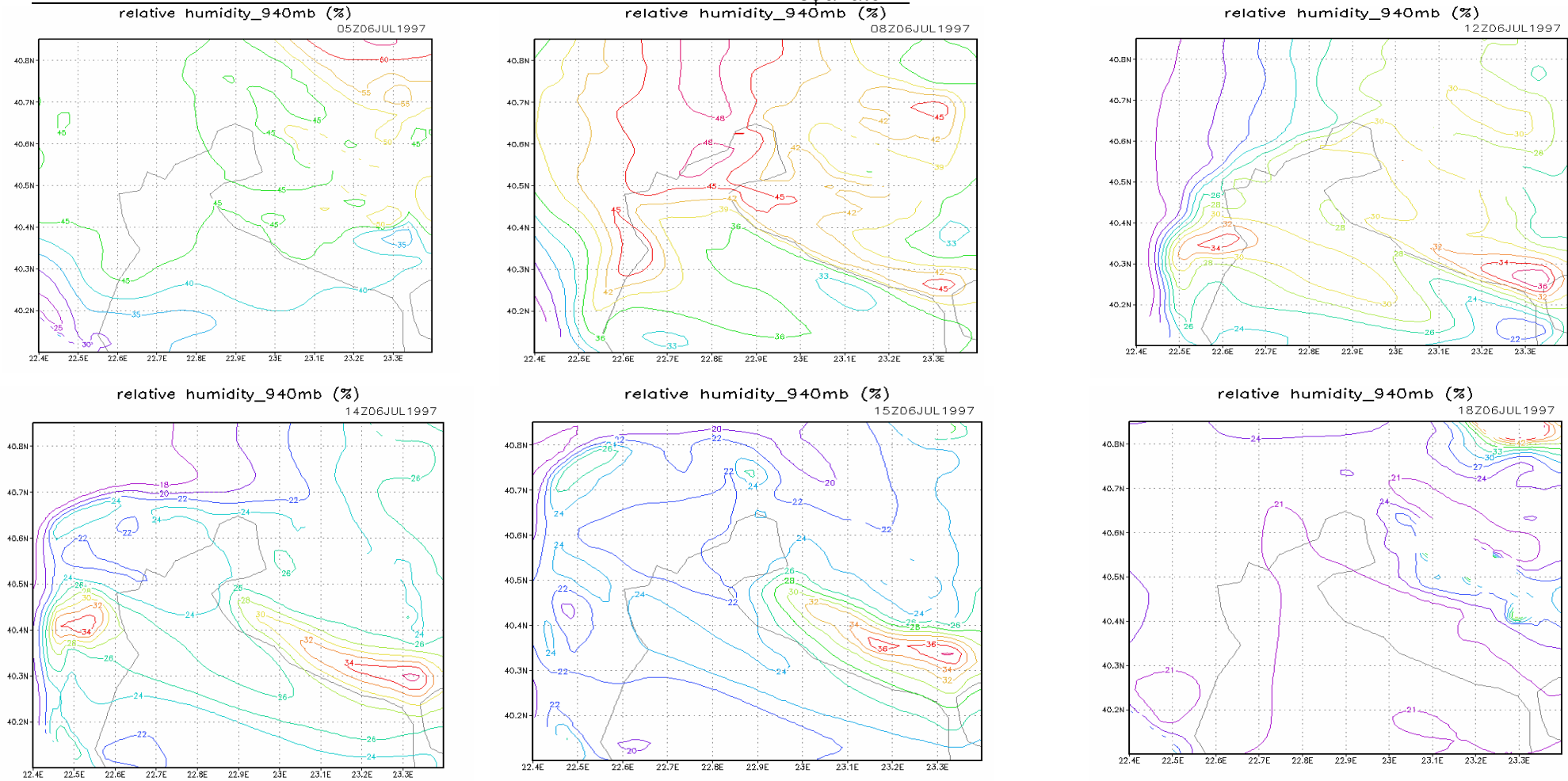
4.8 Σχετική Υγρασία

Η σχετική υγρασία όπως και η αναλογία μίγματος πιο πάνω δίνουν την εικόνα της εξέλιξης της ποσότητας και της κατανομής των υδρατμών κατά την εξέλιξη του υπό μελέτη φαινομένου. Η σχετική υγρασία αποτελεί μία μεταβλητή που εμπεριέχει τόσο την παράμετρο της υγρασίας όσο και της θερμοκρασίας και το πεδίο ανάλυσής της, δίνει την περιοχή σύγκλισης αρκετά διακριτά καθώς αυτή θα πρέπει να συμπίπτει και πάλι με την περιοχή της μέγιστης συγκέντρωσης των ισοϋγρών. Λόγω της επίδρασης και της θερμοκρασίας στις τιμές της σχετικής υγρασίας το πεδίο είναι πιο σύνθετο από αυτό της αναλογίας μίγματος.

Έτσι ενώ με την προοδευτική αύξηση της θερμοκρασίας θα έπρεπε να ελαττώνεται η υγρασία, λόγω της εμφάνισής του συστήματος της θαλάσσιας αύρας, η ελάττωση αυτή αναστέλλεται από τον εμπλουτισμό της περιοχής σε υδρατμούς από αυτή την ίδια τη θαλάσσια αύρα, παρατήρηση που συμφωνεί με μελέτη (Σαχσαμάνογλου, 1978) για τη μεταβολή των θερμοϋγρομετρικών παραμέτρων στη Θεσσαλονίκη κατά τις ημέρες που αναπτύσσεται η θαλάσσια αύρα.

Ωστόσο από τις 8 UTC και μετά παρατηρείται αύξηση της βαθμίδας της υγρασίας στα παράλια της Πιερίας καθώς και της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης, με τη μέγιστη ανάπτυξη από τις 12 UTC (Σχήμα 36) και μετά να εντοπίζεται στα γεωγραφικά πλάτη $40,6^{\circ}$ με $40,8^{\circ}$, στις 15 UTC.

Κεφάλαιο 4^ο



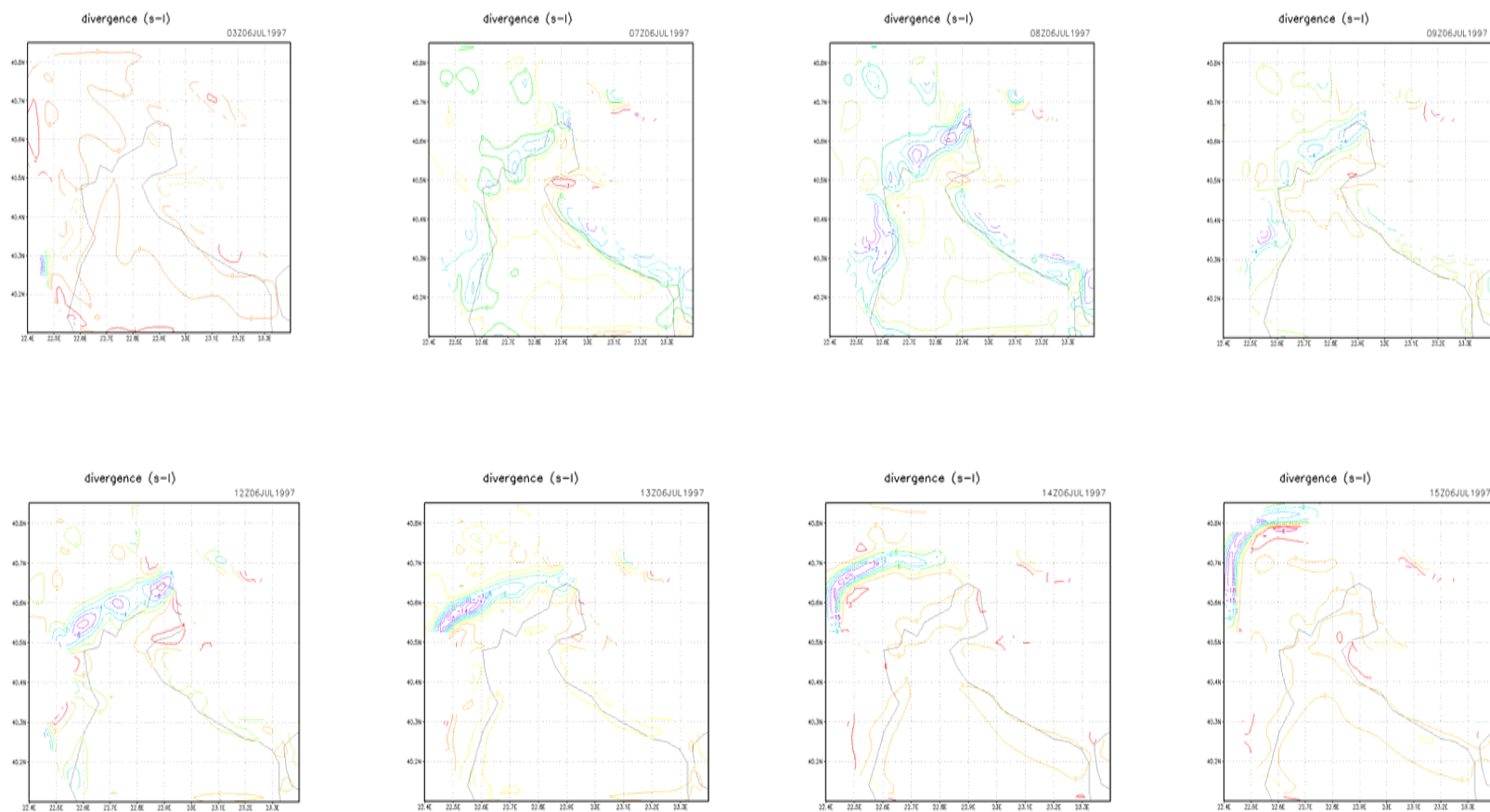
Σχήμα 36: Οι ισοπληθείς παριστάνουν τις τιμές της σχετικής υγρασίας στην υπό μελέτη περιοχή από τις 5 UTC ως και τις 18 UTC, για τις 6/7/1997

4.9 Οριζόντια απόκλιση

Στη συνέχεια υπολογίζεται η παράμετρος της οριζόντιας απόκλισης του οριζόντιου ανέμου στο επίπεδο των 980mb. Αρνητικές τιμές της οριζόντιας απόκλισης υποδηλώνουν περιοχές όπου οι αέριες μάζες συγκλίνουν και παρατηρούνται οι ανοδικές κινήσεις.

Καθ' όλη τη διάρκεια της νύχτας το πεδίο είναι ομαλό και οι μηδενικές τιμές επιβεβαιώνουν την απουσία ανοδικών ή καθοδικών κινήσεων. Η έλευση της ημέρας και η θέρμανση λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στη γη, δημιουργεί βαροβαθμίδες που προκαλούν την κίνηση των αερίων μαζών και επομένως κάνουν την εμφάνισή τους στην περιοχή μελέτης περιοχές, όπου οι αέριες αυτές μάζες συγκλίνουν ή αποκλίνουν.

Οι πρώτες περιοχές σύγκλισης εντοπίζονται στις 8 UTC (Σχήμα 37) στις παράκτιες περιοχές της Πιερίας. Οι μέγιστες τιμές παρατηρούνται στην περιοχή της Κατερίνης. Σε συνάρτηση με το χρόνο οι περιοχές αυτές της σύγκλισης μετακινούνται στην ενδοχώρα, καθώς αυξάνεται η τιμή τους. Χαρακτηριστικές είναι οι περιπτώσεις από τις 12 UTC ως και 15 UTC, διότι γίνεται φανερή η εξαιρετική τους οργάνωση στην περιοχή σύγκλισης, η οποία τώρα έχει μετατοπιστεί βορειότερα των 40,8°. Η κίνηση της περιοχής αυτής καταδεικνύει την κίνηση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας.

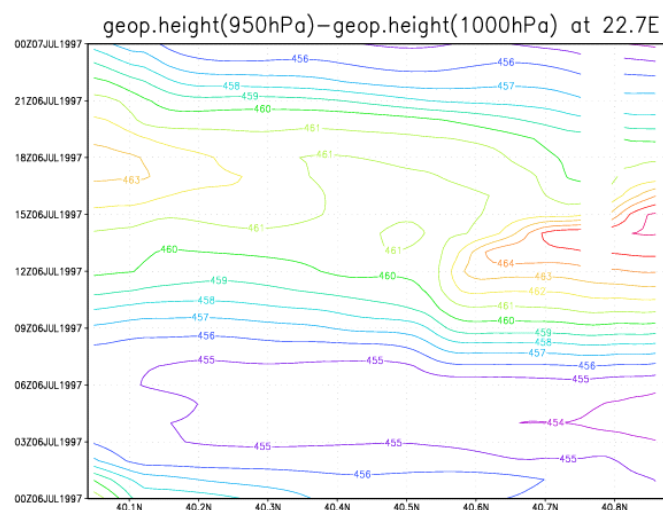


Σχήμα 37: Οι ισοπληθείς παριστάνουν τις τιμές της οριζόντιας απόκλισης του ανέμου στην υπό μελέτη περιοχή από τις 3 UTC ως και τις 15 UTC, για τις 6/7/1997.

4.10. Χρονική μεταβολή της διαφοράς των γεωδυναμικών υψών

Η μελέτη της θαλάσσιας αύρας με τη βοήθεια θεωρητικών μοντέλων δίνει τη γνώριμη εικόνα των ισοϋψών, οι οποίες κατά την έναρξη της θαλάσσιας αύρας διατηρούν σταθερή απόσταση μεταξύ τους που αυξάνει με τη θέρμανση, υποδηλώνοντας την ανάπτυξη της βαροβαθμίδας. Παρόμοια εικόνα φαίνεται στο σχήμα 38, όπου έχει παρασταθεί σα συνάρτηση του χρόνου η διαφορά των γεωδυναμικών υψών μεταξύ των 950hPa και 1000hPa.

Στις 40,5° N εντοπίζεται η διαχωριστική περιοχή ξηράς - θάλασσας για τις 22.7°E. Έτσι τις πρώτες πρωινές ώρες και μεταξύ 03UTC και 06 UTC φαίνεται ότι το πάχος του στρώματος αυτού είναι μικρότερο πάνω από την ξηρά σε σχέση με την αντίστοιχη περιοχή πάνω από τη θάλασσα. Άρα, ο αέρας σύμφωνα με την υδροστατική εξίσωση ($dp/dz = -\rho g$) είναι ψυχρότερος πάνω από την ξηρά παρά πάνω από τη θάλασσα. Η διαφορά αυτή στις επόμενες ώρες μεταβάλλεται έντονα και από τις 6 ως τις 12 UTC είναι περίπου 5 grm πάνω από τη θάλασσα, ενώ πάνω από την ξηρά είναι περίπου 9 grm. Στις 14 με 15 UTC παίρνει μέγιστες τιμές 465 με 466 grm και στη συνέχεια λόγω της ψύξης του εδάφους μειώνεται το πάχος του στρώματος που δημιουργείται μεταξύ των δυο παραπάνω ισοβαρικών επιφανειών. Στις 00 UTC έχουμε μεγαλύτερες τιμές πάνω από τη θάλασσα, άρα πιο γρήγορη η ψύξη πάνω από την ξηρά.



Σχήμα 38: Χρονική εξέλιξη της διαφοράς των γεωδυναμικών υψών κατά την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας, για τις 6/7/1997.

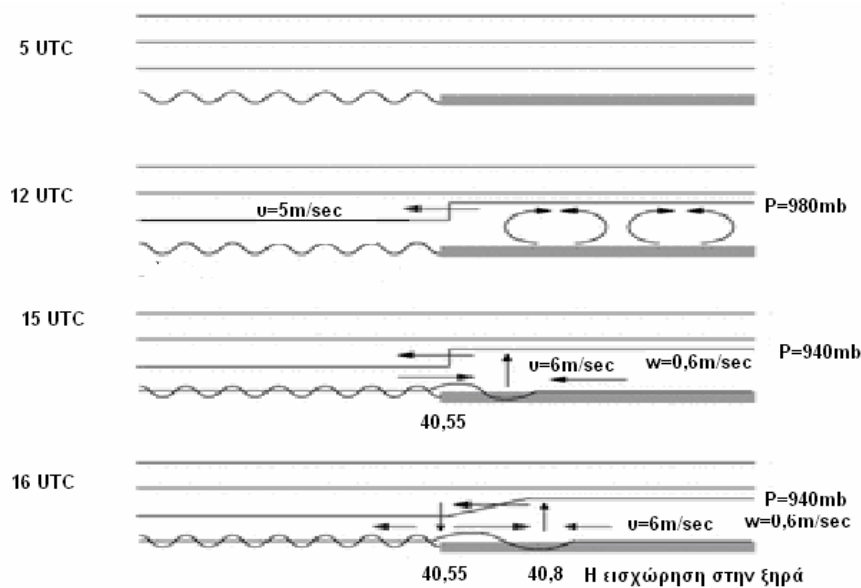
Συμπεράσματα

Η μελέτη που πραγματοποιήθηκε ανέδειξε σπουδαία χαρακτηριστικά για το φαινόμενο της ανάπτυξης της θαλάσσιας αύρας στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Επιβεβαιώθηκαν συμπεράσματα που είχαν προκύψει από μελέτες παρατηρήσεων για την περιοχή, αλλά παρουσιάστηκε και με μικρό χρονικό βήμα (της μιας ώρας) η εξέλιξη όλων των παραμέτρων που συνδέονται με το παραπάνω φαινόμενο, από τα αίτια που οδηγούν στην ανάπτυξή του, ως τα φαινόμενα που το συνοδεύουν και ακολουθούν την πορεία εξέλιξής του.

Ο αριθμός των αναπτυσσόμενων κυττάρων κυκλοφορίας είναι δύο, γεγονός που οφείλεται στη σύνθετη τοπογραφία και την επίδραση των τοπικών ροών. Το πρώτο από αυτά εντοπίζεται στον όρμο του Θερμαϊκού τις πρώτες πρωινές ώρες με ταχύτητες της τάξης των 4 m/sec (10 LT) και σχεδόν τρεις ώρες μετά την ανατολή του ηλίου, ενώ το δεύτερο κύτταρο εμφανίζεται αργότερα και λίγο πριν την ώρα της μέγιστης θερμοκρασίας (14 LT), καθώς η διαφορετική θέρμανση ξηράς θάλασσας έχει δημιουργήσει τη μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας της τάξης των 7° C στις 17 LT. Η πρώτη περιοχή σύγκλισης εντοπίζεται στην περιοχή της Κατερίνης (11 LT) και μία ώρα αργότερα, όταν αυτή στην περιοχή της Πιερίας έχει εισχωρήσει αρκετά στην ενδοχώρα εμφανίζονται οι πρώτες περιοχές σύγκλισης στην ακτογραμμή της Θεσσαλονίκης. Η εξάπλωσή της στον θαλάσσια χώρο γίνεται με διπλάσια ταχύτητα καλύπτοντας σαφώς μεγαλύτερες περιοχές σε σχέση με τον ηπειρωτικό χώρο.

Από τις 13 UTC οι άνεμοι έχουν στραφεί σε νοτιάδες σε σχέση με τους νοτιοδυτικούς των προηγούμενων ωρών. Οι μέγιστες ταχύτητες ανέμου σημειώνονται στις 18 LT και είναι 6m/sec τόσο στο εσωτερικό, όσο και στον ευρύτερο Θερμαϊκό. Αυτή και η επόμενη ώρα σηματοδοτούν τη μέγιστη ανάπτυξη και την κορύφωση του φαινομένου, καθώς την επόμενη ακριβώς ώρα το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας βρίσκεται εκτός της περιοχής παρουσίας. Η λήξη του φαινομένου στις 20 LT με τον μηδενισμό της διαφοράς θερμοκρασίας, δυο με τρεις ώρες μετά τη μέγιστη θερμοκρασία. Ωστόσο οι άνεμοι διατηρούνται για τις επόμενες δύο, τρεις ώρες παρουσιάζοντας μια στροφή σε νοτιοανατολικές διευθύνσεις. Η διάρκεια της θαλάσσιας αύρας είναι 10 ώρες. Με τη λήξη του φαινομένου το πεδίο του ανέμου είναι πλέον σαφώς ασθενέστερο, χαρακτηριζόμενο από ταχύτητες της τάξης του

1m/sec. Έτσι το σύστημα της απόγειας αύρας έχει πλέον εγκατασταθεί με την ολοκληρωτική στροφή των ανέμων.



Σχήμα 40: Εξέλιξη της θαλάσσιας αύρας για τις 6/7/1997.

Οι μέγιστες κατακόρυφες ταχύτητες της τάξης των 0,6 m/sec σημειώνονται στις 16 UTC λίγο πριν το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας επεκτεινόμενο περάσει εκτός του χώρου παρουσίασης. Τα ύψος του κυττάρου, προσδιοριζόμενο από το ρεύμα επιστροφής εντοπίζεται στις 12 UTC στα 980 mb, δηλαδή σε γεωμετρικό ύψος 300m, προεκτεινόμενο στα 940 mb που αντιστοιχούν σε γεωμετρικό ύψος 500 m στις 14 και 15 UTC.

Η διαφορά της θερμοκρασίας ξηράς-θάλασσας γίνεται αισθητή από τις 7 UTC και μετά πιστοποιώντας το αίτιο ανάπτυξης της θαλάσσιας αύρας. Στις επόμενες ώρες σημειώνεται αύξηση της διαφοράς αυτής και η μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας παρατηρείται στις 14 UTC, ενώ από εκεί και έπειτα υπάρχει θερμική ομοιογένεια. Μέγιστη διαφορά θερμοκρασίας είναι αυτή των 7 °C. Ως προς το αίτιο της θερμοκρασίας η πρώτη ένδειξη για την ανάπτυξη απόγειας αύρας σημειώνεται περίπου στις 21 UTC.

Τα μέτωπο της θαλάσσιας αύρας προχωρώντας στην ενδοχώρα εμφανίζει χαρακτηριστικά ψυχρού μετώπου. Η περιοχή σύγκλισης χαρακτηριζόμενη από ανοδικές κινήσεις, διαχωρίζει ταυτόχρονα τις υγρές αέριες μάζες από τις ξηρές πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές. Έτσι, ο αρχικά ξηρός αέρας πάνω από την ηπειρωτική

περιοχή τις πρώτες πρωινές ώρες, με την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας εμπλουτίζεται με υδρατμούς προερχόμενους από τη θάλασσα.

Από τις 7 UTC εντοπίζεται η περιοχή οργάνωσης των ισοϋγρών, η οποία ισχυροποιείται με το πέρασμα του χρόνου έως και τις 15 UTC, ώρα κατά την οποία σημειώνεται η κορύφωση. Η πρώτη περιοχή σύγκλισης εντοπίζεται στην Πιερία και λίγο αργότερα και στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, παρουσιάζοντας ανάλογη εικόνα με αυτή του ανεμολογικού πεδίου.

Οι περιοχές σύγκλισης των αερίων μαζών υποδηλώνουν περιοχές με ανοδικές κινήσεις, άρα αποτελούν περιοχές εμφάνισης νεφικών σχηματισμών. Αυτές αποτελούν τη διαχωριστική επιφάνεια αερίων μαζών με διαφορετικά θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά. Οι πρώτες περιοχές ανοδικών κινήσεων εντοπίζονται τις πρώτες ώρες της έναρξης της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Κατερίνης. Με την πάροδο του χρόνου οργανώνονται και κινούνται βορειότερα ακολουθώντας την κίνηση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας.

Τέλος, η εξέλιξη του πάχους του στρώματος μεταξύ 1000 και 950 mb αποδεικνύει ότι, ενώ πριν τις 6UTC πάνω από την ξηρά το πάχος του είναι μικρότερο και ο αέρας ψυχρότερος μεταβαίνοντας προς τις μεσημεριανές ώρες, αυτό αρχίζει να αυξάνει και μάλιστα η βαθμίδα αύξησης είναι μεγαλύτερη πάνω από την ξηρά. Στη συνέχεια καθώς ακολουθεί ψύξη του εδάφους οι τιμές της διαφοράς μειώνονται και οι πιο χαμηλές τιμές εντοπίζονται και πάλι πάνω από την ξηρά. Η εικόνα αυτή της μεταβολής των γεωδυναμικών υψών ταυτίζεται με τη γνώριμη εικόνα από τις θεωρητικές προσεγγίσεις του φαινομένου, κατά την οποία είναι ορατή με την ανάπτυξη του φαινομένου η εμφάνιση βαθμίδας πίεσης λόγω της κάμψης των ισοϋψών με πύκνωση αυτών πάνω από τη θάλασσα και αραίωση πάνω από την ξηρά.

Η εργασία αυτή αποτελεί το πρώτο βήμα στη μελέτη φαινομένων τόσο μικρής κλίμακας με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων για την εν λόγω περιοχή. Μελλοντικές σκέψεις αφορούν στην εξέταση του βαθμού επίδρασης παραμέτρων που σχετίζονται, τόσο με την εμφάνιση όσο και με την ένταση του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας, όπως είναι: η επίδραση της τοπογραφίας, των συνοπτικών συστημάτων, της διαφοράς θερμοκρασίας ξηράς θάλασσας ακόμα και των παραμετροποιήσεων που χρησιμοποιήθηκαν για την παραπάνω μελέτη και σύγκριση των αποτελεσμάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική

- Σαχσαμάνογλου Χ. Σ., Μακρογιάννης Τ. Ι., 1998: Γενική Μετεωρολογία, Εκδόσεις Ζήτη, σελ:367.
- Μακρογιάννης Τ. Ι., Σαχσαμάνογλου Χ. Σ., 2004: Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας, Εκδόσεις ΧΑΡΙΣ, σελ: 414.
- Σαχσαμάνογλου Χ. Σ., 1976: Η θαλάσσια αύρα στη Θεσσαλονίκη, Δελτίο Ε.ΜΤ.Ε. Τόμος 1ος, Τεύχος 2^ο, σελ. 19-33.
- Σαχσαμάνογλου Χ. Σ., 1978: Οι θερμοϋγρομετρικές παράμετροι της θαλάσσιας αύρας στην πόλη της Θεσσαλονίκης και η σημασία τους για τους κατοίκους της πόλεως, Δελτίο Ε.ΜΤ.Ε. Τόμος 3ος, Τεύχος 2^ο, σελ. 35-48.
- Ζερεφός Χ, 2001: Μαθήματα φυσικής της ατμόσφαιρας και φυσικής του περιβάλλοντος, Υπηρεσία Δημοσιευμάτων, Α.Π.Θ. σελ.400.

Ξένα

- Adams, E., 1997: Four ways to win the sea breeze game, *Sailing World*, March, 44–49.
- Ahrens Donald C., 2001: *Essentials of Meteorology*, Brooks/ Cole, Thomson Learning, Third Edition, 2001, pp 170-171.
- Arritt Raymond W., 1992: Effects of the Large-Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze, *Journal of Applied Meteorology*, **32**, No. 1, pp. 116–125.
- Arritt, R.W., 1989: Numerical modeling of the offshore extent of sea breezes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **115**, 547-570.
- Asimakopoulos, D. N., Deligiorgi, D. G., Drakopoulos, C., Helmis, C. G., Kokkori, K., Lalas, D. P., Sikiotis, D., and Varotsos, C., 1992: An Experimental Study of Night-time Air-pollutant Transport over Complex Terrain in Athens, *Atmos. Environment*, 26B, 59-71.
- Asimakopoulos, D. N., C. G. Helmis, K. H. Papadopoulos, J. A. Kalogiros, P. Kassomenos, and M. Petrakis, 1999: Inland propagation of sea breeze under opposing offshore wind, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 70, 97–110.
- Burk, S. D., Staley, D. O., 1987: Comments "On the rotation rate of the direction of Sea and Land Breeze", *J. Atmos. Sci.*, **36**, pp 369-371.

- Buckley, R. L., and R. J. Kurzeja, 1997: An observational and numerical study of the nocturnal sea breeze, part I: Structure and circulation, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, pp 1577–1598.
- Chiba, O., 1993: The turbulent characteristics in the lowest part of the sea breeze front in the atmospheric surface layer. *Boundary Layer Meteorology*, **65**, 181-195.
- Clarke, R. H., 1984: Colliding sea-breezes and the creation of internal atmospheric bore waves: Two-dimensional numerical studies, *Aust. Meteorol. Mag.*, **32**, pp 207–226.
- Estoque, M. E., 1961: A theoretical investigation of the sea breeze, *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **18**, pp136-146.
- Estoque, M. E., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, *Journal of the atmospheric sciences*, **19**, pp 244-250.
- Finkele, K., J. M. Hacker, H. Kraus, and R. A. D. Byron-Scott, 1995: A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations, *Boundary Layer Meteorol.*, **73**, pp 299–317.
- Garratt, J. R., and W. L. Physick, , 1985: The inland boundary layer at low latitudes: II, Sea-breeze influences, *Boundary Layer Meteorol.*, **33**, pp 209–231.
- Grell, G. A., J. Dudhia and D. R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 117 pp
- Godske, C. L., T. Bergeron, J. Bjerknes, and R. C. Bundgaard, 1957: *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*, 800 pp., Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass.
- Helmis C.vG., Tombrou M.; Asimakopoulos D.N., Soilemes A., Gusten H., Moussiopoulos N., Hatzaridou, 1997: Thessaloniki '91 field measurements campaign-I: The wind field and the atmospheric boundary layer structure over the Greater Thessaloniki Area, under light background flow *Atmospheric Environment*, **31**, Number 8, April 1997, pp 1101-1114.
- Helmis, C. G., Asimakopoulos, D. N, Deligiorgi, D. G. and Lalas, D. P., 1987: Observations of sea-breeze fronts near the shoreline, *Boundary Layer Meteorol.*, **38**, pp 395–410.
- Holton James R., Curry Judith A., Pyle John. A., 2003; *Encyclopedia of atmospheric sciences*, **3**, Academic Press, 919-1404.

- Holton, J. R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology, Academic, San Diego, Calif., pp 511.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a Medium-Range Forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- Hsu, S. A., 1970: Coastal air circulation system: Observation and empirical model, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 497- 509.
- Ira. W. Geer, 1996: Glossary of weather and climate, American Meteorological Society, 272pp.
- Jehn, K. H., , 1973: A Sea Breeze Bibliography, 1664–1972, Atmos. Sci. Group, Coll. of Eng., Univ. of Tex., Austin, Rep. **37**, pp 51.
- Kain, J.S., and J.M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain- Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. *Meteor. Monogr.*, No. **24**, Amer. Meteor. Soc., 165-170.
- Kallos G., Kassomenos P. and Pielke R., 1993: Synoptic and mesoscale weather conditions during air pollution episodes in Athens, Greece, *Boundary-Layer Met.* **62**, pp 163-184.
- Lalas, D. P., Asimakopoulos, D. N., Deligiorgi, D. G., and Helmis, C. G., 1983: Sea-breeze Circulation and Photochemical Pollution in Athens Greece, *Atmos. Environment*, **17**, 1621-1632.
- Livadas, G. G and Sahsamanoglou, H.C., 1973: Wind in Thessaloniki – Greece, *Sci. Annals, Fac. & Mathem., Univ. Thessaloniki*, **13**, 411.
- May, P. T., M. Yamamoto, S. Fukao, T. Sato, S. Kato, and T. Tsuda, 1991: Wind and reflectivity fields around fronts observed with a VHF radar. *Radio Science*, **26**, 1245-1249.
- McPherson, R. D., 1970: A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze, *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 767–777.
- Masselink, G., and C. B. Pattiaratchi, 1998: The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension, *Mar. Geol.*, **146**, 115–135.
- Melas, D., and H. D. Kambezidis, 1992: The depth of the internal boundary layer over an urban area under sea-breeze conditions, *Boundary Layer Meteorol.*, **61**, 247–264.

- Melas, D., I. Ziomas, O. Klemm, and C. S. Zerefos, 1998: Anatomy of the sea-breeze circulation in Athens area under weak large-scale ambient winds, *Atmos. Environ.*, **32**, 2223–2237.
- Melas, D., A. Lavagnini, and A. Sempreviva, , 2000: An investigation of the boundary layer dynamics of Sardinia Island under sea-breeze conditions, *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 516–524.
- Miller, S.T. K, Keim, B. D, Talbot, R. W. and Mao, H., 2003: Sea breeze: Structure, Forecasting, and Impacts, *Reviews of Geophysics*, **41**, 3 /1011.
- Moussiopoulos N., Papalexiou S., Sahm P., 2006: Wind flow and photochemical air pollution in Thessaloniki, Greece. Part I: Simulations with the European Zooming Model, *Environmental Modeling and Software*, **21**, pp 1741-1751
- Nastos P. Th., Philandras C. M., Paliatsos A. G., 2002: Fourier Analysis of the mean monthly NO_x concentrations in the Athens Basin, *Global Nest: the Int. J.*, **4**, No 2-3, pp 145-152.
- Neumann, J., 1977: On the rotation rate of the direction of sea and land breezes, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1913–1917.
- Nielsen John W., :Houston heat pump: modulation of a land-sea breeze by an urban heat island, Gammon Department of Atmospheric Sciences, Texas
- Papalexiou S., Moussiopoulos N., 2006: Wind flow and photochemical air pollution in Thessaloniki, Greece.Part II: Statistical evaluation of European Zooming Model's simulation results, *Environmental Modeling and Software*, **21**, pp 1752-1758
- Papageorgiou John G., 1988: A 3-D sea breeze model of the PBL including pollutant dispersion, *Boundary-Layer Meteorology*, **45**, Numbers 1-2 / October, pp 9-29.
- Pielke, R. A., 1985: Sea breeze-induced mesoscale systems and severe weather, *NASA Proj. Prog. Rep. NASA-CR-174317*, NASA, Greenbelt, Md.
- Pielke, R. A., Song, A., Michaels, P. J., Lyons, W. A. and. Arritt, R. W, 1991: The predictability of sea-breeze generated thunderstorms, *Atmosfera*, **4**, pp 65–78.
- Pearce, R. P., 1955: The calculation of a sea-breeze circulation in terms of differential heating across the coastline, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **81**, 351–381.
- Prezerakos, N. G, 1986: Characteristics of the Sea Breeze in Attica, Greece, *Boundary-Layer Meteorol.*, **36**, pp 245-266.

- Reisner, J., Rasmussen, R. M. and Brintjes, R. T., 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1071-1107.
- Repapis, C. C., Zerefos C. S. and Tritakis, B., 1975: On the Etesians over the Aegean, *Proc. Acad. Athens*, **52**, pp 572-606.
- Sha, W., Kawamura, T. and Ueda, H., 1991: A numerical study on sea-land breezes as a gravity current: Kelvin-Helmholtz billows and inland penetration of the sea-breeze front, *J. Atmos. Sci.*, **48**, pp 1649–1665.
- Sha, W., T. Kawamura, and H. Ueda, 1993; A numerical study of nocturnal sea breezes: Prefrontal gravity waves in the compensating flow and inland penetration of the sea-breeze cutoff vortex, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1076–1087.
- Simpson, J. E., 1994: *Sea Breeze and Local Wind*, Cambridge, Univ. Press, New York, pp. 234.
- Simpson, J. E., Mansfield, D. A. and Milford, J. R., 1977: Inland penetration of sea - breeze front., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 47-76.
- Schoellhamer, D. H., 1996: Factors affecting suspended-solids concentrations in south San Francisco Bay, California, *J. Geophys. Res.*, **101**(C5), **12**, 087–12,095.
- Tijm, A. B. C., and A. J. van Delden, 1999: The role of sound waves in sea-breeze circulation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, pp 1997–2018.
- Yimin, M. and Lyons, T.J., 2000: Numerical simulation of a sea breeze under dominant synoptic conditions at Perth, *Meteorology and Atmospheric Physics* **73**, pp.89-103.
- Yu, T. W., and N. K. Wagner, 1970: Diurnal variations of onshore wind speed near a coastline, *J. Appl. Meteorol.*, **9**, pp 760–766.
- Zhong, S., and E. S. Takle, 1992: An observational study of sea- and land-breeze circulation in an area of complex coastal heating, *J. Appl. Meteorol.*, **31**, pp 1426–1438.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΣΤΟ ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

- <http://www.hnms.gr/hnms/greek/meteorology>
- <http://meted.ucar.edu/>
- <http://www.atmos.washington.edu>
- <http://box.mmm.ucar.edu/mm5>
- <http://www.travelpost.com>

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Περίληψη	2
Κεφάλαιο 1^ο	
1.1 Εισαγωγή	3
1.2 Η θαλάσσια αύρα στην ιστορία	5
1.3 Ορισμός της θαλάσσιας αύρας και ο τρόπος σχηματισμού της	7
1.4 Οι συνιστώσες του συστήματος της θαλάσσιας αύρας	10
1.5 Τα στάδια του κύκλου ζωής του συστήματος της θαλάσσιας αύρας	12
1.6 Κατηγορίες κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας	13
1.7 Εξωτερικοί παράγοντες που επηρεάζουν τη συμπεριφορά της θαλάσσιας αύρας	15
Κεφάλαιο 2ο	
2.1 Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα	17
2.2. Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα διεθνώς	17
2.3 Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα στην Ελλάδα	24
2.4 Μελέτες για τη θαλάσσια αύρα στην Θεσσαλονίκη	26
2.5 Τοπογραφία της Θεσσαλονίκης	29
Κεφάλαιο 3ο	
3.1 Πως λειτουργεί ένα μοντέλο μέσης κλίμακας –Εισαγωγή	32
3.2 Γενικά στοιχεία των αριθμητικών μοντέλων	33
3.3 Οριζόντια ανάλυση	35
3.4 Κατακόρυφη ανάλυση	37
3.5 Υδροστατικά και μη υδροστατικά μοντέλα	39
3.6 Παραμετροποίηση	40
3.7 Οριακές και αρχικές συνθήκες	44
3.8 Χρήση των μοντέλων μέσης κλίμακας	48
3.9 Το μετεωρολογικό μοντέλο μέσης κλίμακας MM5	50
3.10 Το οριζόντιο και το κατακόρυφο πλέγμα του MM5	52
3.11 Επάλληλα πλέγματα	54
Κεφάλαιο 4ο	
4.1 Εφαρμογή του μοντέλου MM5	57
4.2 Περιγραφή των μετεωρολογικών συνθηκών κατά την 6η Ιουλίου του 1997	62
4.3 Το πεδίο των ανέμων στην επιφάνεια	66
4.4 Το πεδίο των ανέμων καθ' ύψος στην ατμόσφαιρα	73
4.5 Δυναμική Θερμοκρασία	80
4.6 Ροή αισθητής θερμότητας	83
4.7 Αναλογία Μίγματος	85
4.8 Σχετική Υγρασία	87
4.9 Οριζόντια απόκλιση	89
4.10. Χρονική μεταβολή της διαφοράς των γεωδυναμικών υψών	91
<i>Συμπεράσματα</i>	92
<i>Βιβλιογραφία</i>	95
<i>Περιεχόμενα</i>	100