

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΑΡΑΝΟΣ-ΛΙΟΛΙΟΣ ΧΡΥΣΟΣΤΟΜΟΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

**ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ
ΧΑΜΗΛΩΝ ΜΕ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ
ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**SYNOPTIC AND DYNAMIC STUDY OF LOW PRESSURE
SYSTEMS WITH TROPICAL CYCLONE CHARACTERISTICS
IN THE MEDITERRANEAN SEA, USING AN
ATMOSPHERIC NUMERICAL MODEL**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2016

ΠΑΡΑΝΟΣ-ΛΙΟΛΙΟΣ ΧΡΥΣΟΣΤΟΜΟΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

**ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ
ΧΑΜΗΛΩΝ ΜΕ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ
ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού
Προγράμματος Σπουδών 'Μετεωρολογία, Κλιματολογία και
Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον'
Τομέας Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Επ. Καθηγητής Πυθαρούλης Ιωάννης, Επιβλέπων

Καθηγητής Καρακώστας Θεόδωρος, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής
Επιτροπής

Αν. Καθηγητής Φείδας Χαράλαμπος, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής
Επιτροπής

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Νο

© Παράνός-Λιόλιος Χρυσόστομος, 2016

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΧΑΜΗΛΩΝ ΜΕ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



'You don't need a weatherman to know which way the wind blows'
Bob Dylan 1965

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	Σελ.
Ευχαριστίες.....	7
Περίληψη	8
 Κεφάλαιο 1 Κυκλογένεση στη Μεσόγειο	
1.1 Χωρική και χρονική μελέτη της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο	10
1.2 Τι είναι οι Μεσογειακοί τυφώνες.....	14
1.3 Σκοπός της διατριβής.....	18
 Κεφάλαιο 2 Ανασκόπηση τριών περιπτώσεων Μεσογειακών Τυφώνων	
2.1 Ιστορικά στοιχεία.....	19
2.2 Ιανουάριος 1995.....	20
2.3 Σεπτέμβριος 1996	23
2.4 Σεπτέμβριος 2006	26
 Κεφάλαιο 3 Τυφώνες και πολιικά χαμηλά	
3.1 Τυφώνες	30
3.2 Πολικά χαμηλά	34
3.3 Ο ρόλος των ροών θερμότητας.....	36
3.4 Θεωρίες γέννησης	39
3.4.1 Θεωρία αστάθειας υπό συνθήκες, του δεύτερου είδους (Conditional Instability of the Second Kind – CISK)	39
3.4.2 Ανταλλαγή θερμότητας με την επιφάνεια λόγω του ανέμου (WISHE Theory: Wind-induced surface heat exchange)	41
3.4.3 Baroclinic Theory	43
 Κεφάλαιο 4 Το μοντέλο WRF	
4.1 Εισαγωγή στο μοντέλο.....	46
4.1.1 Το σύστημα προεπεξεργασίας WPS	48
4.2 Παραμετροποιήσεις φυσικών διεργασιών	50
4.3 Παραμετροποιήσεις κατακόρυφης μεταφοράς (Cumulus scheme)	51
4.3.1 Kain-Fritsch scheme	51
4.3.2 Betts-Miller-Janjic scheme	53
4.4 Δεδομένα και Μεθοδολογία.....	54
 Κεφάλαιο 5 Μελέτη τριών εν δυνάμει Μεσογειακών Τυφώνων	
5.1 27 Ιανουαρίου 2009	58
5.2 6 Απριλίου 2009.....	67
5.3 8-9 Νοεμβρίου 2011	74
 Κεφάλαιο 6 Αριθμητική προσομοίωση του Μεσογειακού Τυφώνα του Νοεμβρίου 2011	
6.1 Βασική εκτέλεση του μοντέλου (πείραμα ελέγχου)	89
6.2 Διερεύνηση του ρόλου της παραμετροποίησης του σχήματος κατακόρυφης μεταφοράς	102
6.2.1 Απενεργοποίηση του σχήματος κατακόρυφης μεταφοράς.....	103
6.2.2 Χρήση του σχήματος κατακόρυφης μεταφοράς Kain-Fritsch.....	109

6.3 Εκτίμηση υετού.....	115
6.4 Μηχανισμοί ανάπτυξης.....	119
6.5 Διερεύνηση του ρόλου της τοπογραφίας στην ανάπτυξη του Μεσογειακού Τυφώνα.	127
Περίληψη-Συμπεράσματα.....	131
Βιβλιογραφία	136

Ευχαριστίες

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στον τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Ολοκληρώνοντας τη συγγραφή της εργασίας, αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της διατριβής μου, Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας, κ. Ιωάννη Πυθαρούλη, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε αναθέτοντάς μου το συγκεκριμένο θέμα. Επίσης, θα ήθελα να τον ευχαριστήσω για την ουσιαστική του επιστημονική καθοδήγηση καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου, τις πολύτιμες θεωρητικές και πρακτικές συμβουλές κατά τη διεξαγωγή της παρούσας διατριβής ειδίκευσης και την επιμονή που έδειξε ώστε να καταφέρω να την ολοκληρώσω. Οι συζητήσεις μας όλα αυτά τα χρόνια μου δίδαξαν πολλά σαν άνθρωπο και σαν ερευνητή.

Πολλές ευχαριστίες οφείλω στα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, κ. Θεόδωρο Καρακώστα, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας, και κ. Χαράλαμπο Φείδα, Αναπληρωτή Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας, για την ουσιαστική συμβολή τους κατά τη διάρκεια τόσο της συγγραφής της παρούσας διατριβής ειδίκευσης όσο και των σπουδών μου στο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Ιωάννη Τεγούλια, Υποψήφιο Διδάκτορα του Τμήματος Γεωλογίας, για την σημαντική βοήθειά του στο τεχνικό κομμάτι των πειραμάτων μου.

Δεν θα πρέπει να παραλείψω να ευχαριστήσω τον Αναπληρωτή Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας κ. Πρόδρομο Ζάνη καθώς και τους Επίκουρους Καθηγητές κα Αναγνωστοπούλου Χριστίνα, κα Τολίκα Κωνσταντία και κ. Μαυρομάτη Θεόδωρο για τις πολύτιμες γνώσεις που μου προσέφεραν κατά τη διάρκεια των προπτυχιακών και μεταπτυχιακών μου σπουδών στο Τμήμα Γεωλογίας.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου και ιδιαίτερα την οικογένειά μου για την αμέριστη ηθική και υλική υποστήριξη.

Περίληψη

Η παρούσα εργασία μελετά την ύπαρξη και την ανάπτυξη βαρομετρικών χαμηλών με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στη Μεσόγειο (Μεσογειακοί Τυφώνες – Μ.Τ.). Η εμφάνιση τέτοιων συστημάτων στη Μεσόγειο δεν είναι συχνή (περίπου 1.5 Μ.Τ. ανά έτος σύμφωνα με τη διεθνή βιβλιογραφία) και η αρχική αναγνώρισή τους γίνεται μέσω των δορυφορικών εικόνων. Αρχικά μελετήθηκαν τρεις περιπτώσεις (27/01/2009, 06/04/2009 και 08-09/11/2011) συστημάτων που εμφάνισαν ενδείξεις Μ.Τ. (όπως κυκλωνική κυκλοφορία και ανέφελη περιοχή στο κέντρο τους). Έπειτα από έρευνα που πραγματοποιήθηκε με τις υψηλής χωρικής διακριτοποίησης παγκόσμιες επιχειρησιακές αναλύσεις του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων καιρού (ECMWF), διαπιστώθηκε ότι μόνο μία περίπτωση (08/11/2011 06UTC έως 9/11/2011 06UTC) εμφάνιζε ξεκάθαρα χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Το “μητρικό” βαρομετρικό χαμηλό δημιουργήθηκε την 4^η Νοεμβρίου 2011 στην Ισπανία πάνω από τα Πυρηναία όρη. Αιτία της κυκλογένεσης θεωρείται η ύπαρξη μιας βαθιάς ύφεσης στον ανατολικό Ατλαντικό ωκεανό συνοδευόμενη από μετωπική δραστηριότητα που προκάλεσε τη δημιουργία αποκομμένης ύφεσης στο δυτικό άκρο της Ευρωπαϊκής ηπείρου. Στη συνέχεια η ύφεση κινήθηκε πάνω από τη θάλασσα όπου και εμφάνισε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στις 08/11/2011 06UTC ενώ μία ημέρα μετά πέρασε πάνω από την ξηρά στη νότια Γαλλία και σταδιακά διαλύθηκε, διατηρώντας χαρακτηριστικά Μ.Τ. για 24 ώρες. Έντονες ανοδικές κινήσεις σχετίζονταν με νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης που προκάλεσαν ισχυρές βροχοπτώσεις τόσο στη θάλασσα όσο και στις ηπειρωτικές περιοχές πλησίον του κυκλώνα (Belauntza-Ισπανία, 350 χιλιοστά, Alghero-Ιταλία, 118 χιλιοστά, Τουλόν-Γαλλία, 193.2 χιλιοστά). Για την πληρέστερη μελέτη του συστήματος έγιναν πειράματα ευαισθησίας με το μη-υδροστατικό περιοχικό αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού Weather Research and Forecasting Model (WRF - ARW) και χωρική διακριτοποίηση 5 χλμ x 5 χλμ. Στο πείραμα ελέγχου, εφαρμόστηκε το σχήμα ανωμεταφοράς Betts-Miller-Janjic το οποίο εμφάνισε καλύτερα αποτελέσματα από το σχήμα Kain-Fritsch και παρόμοια αποτελέσματα με αυτά ενός πειράματος με απενεργοποιημένο το σχήμα ανωμεταφοράς. Η ανάλυση των αριθμητικών πειραμάτων έδειξε ότι οι ροές θερμότητας και η τοπογραφία της Ιβηρικής Χερσονήσου δεν έπαιξαν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία του “μητρικού” χαμηλού, αλλά συντέλεσαν σημαντικά στην ανάπτυξή του ως Μ.Τ.

Abstract

This study investigates the existence and development of low pressure systems with tropical cyclone characteristics, in the Mediterranean region (MEDiterranean hurriCANES - medicanes). The occurrence of such systems in the Mediterranean is not common (approximately 1.5 cases per year according to the international literature) and they are identified through satellite images. At first, three low-pressure systems (27/01/2009, 06/04/2009 and 08-09/11/2011) with medicane signs, such as cyclonic circulation and a free-cloud central region, were investigated. The examination of the high resolution global operational analyses of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) showed that only one case (08/11/2011 06UTC to 9/11/2011 06UTC) exhibited obvious tropical cyclone characteristics. Its “parent” low-pressure system formed on November 4 2011, in Spain over the Pyrenees Mountains. The cyclogenesis was associated with a deep frontal depression in the Atlantic Ocean which caused a cut-off low over western Europe. Afterwards, the cyclone moved over the sea where it started to exhibit hurricane-like characteristics on 08/11/2011 06UTC and it was upgraded to a medicane. One day later it made landfall over southern France and gradually dissolved, keeping its medicane status for 24 hours. Heavy precipitation associated with deep convection was observed both over sea and inland areas in the vicinity of the system (Belauntza-Spain, 350mm, Alghero-Italy, 118mm, Toulon-France, 193.2mm). For the better investigation of the system, sensitivity experiments were carried out with the non-hydrostatic limited area numerical weather prediction model Weather Research and Forecasting (WRF - ARW) and a grid spacing of 5 km x 5 km. The control run employed the Betts-Miller-Janjic convective parameterization which produced better results than Kain-Fritsch scheme and similar evolution of the medicane with an experiment in which the convective parameterization was turned off. The analysis of the numerical experiments showed that the surface heat fluxes and the topography of Iberian Peninsula were very important for the development of the medicane.

Κεφάλαιο 1

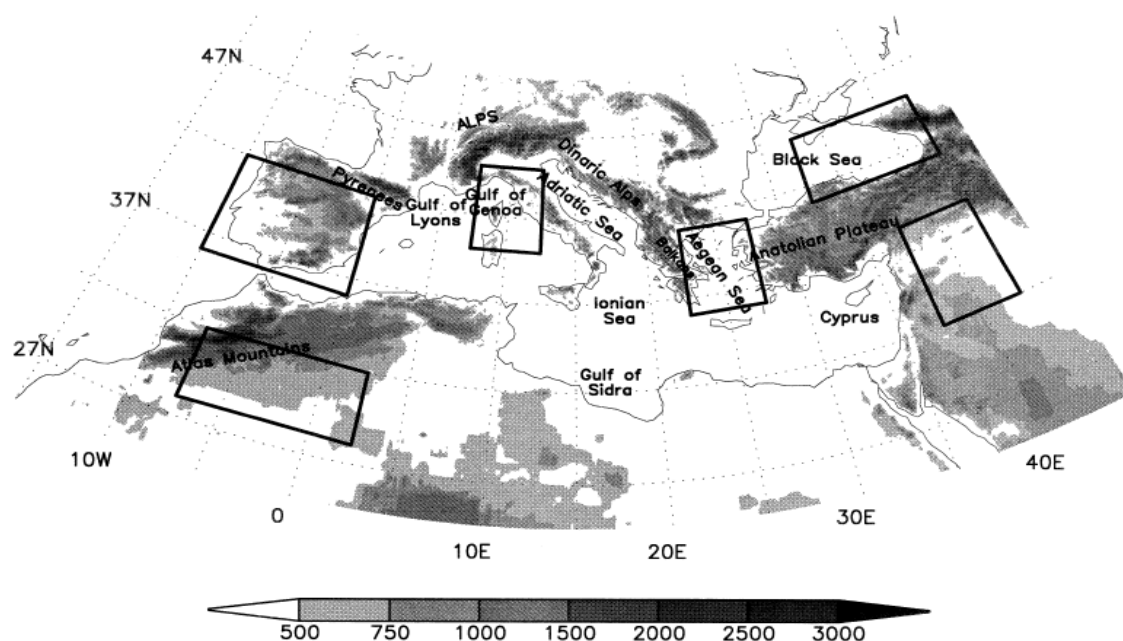
Κυκλογένεση στη Μεσόγειο

1.1 Χωρική και χρονική μελέτη της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο

Η λεκάνη της Μεσογείου έχει χαρακτηριστεί ως μία από τις κύριες περιοχές κυκλογένεσης στον κόσμο (Pettersen 1956, Hoskins and Hodges 2002, Wernli and Schwerz 2006). Η γεωγραφία της περιοχής με τις υψηλές οροσειρές που περιβάλλουν τη λεκάνη και τους κλειστούς κόλπους, αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για τις περιοχές κυκλογένεσης. Στη Μεσόγειο έχουν εντοπιστεί έξι κύριες περιοχές κυκλογένεσης (Trigo et al. 1999) (Σχήμα 1.1). Η γέννηση των υφέσεων παρουσιάζει εποχιακές διακυμάνσεις τόσο ως προς τις περιοχές σχηματισμού κυκλώνων όσο και προς τη σφοδρότητα αυτών αλλά και τη συχνότητά τους. Έτσι, το χειμώνα, τα κύρια αίτια κυκλογένεσης είναι η κίνηση αυλώνων, αναδυόμενων από τη βόρεια Ευρώπη και τον Ατλαντικό, προς τη Μεσόγειο και η τοπογραφία και/ή η βαροκλιλικότητα στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας της Μεσογείου. Την άνοιξη και το καλοκαίρι, η κυκλογένεση λαμβάνει χώρα κυρίως πάνω από τη στεριά λόγω των ανοδικών κινήσεων που δημιουργούνται από τη θέρμανση αυτής (Alpert and Ziv 1989). Την εποχή αυτή η ισχυρή μεσημβρινή θερμοβαθμίδα ευνοεί τις Σαχαριανές υφέσεις οι οποίες σχηματίζονται κυρίως στις πλαγιές του Άτλαντα, προκαλώντας ισχυρούς ανέμους και αμμοθύελλες στη Μεσόγειο (Alpert and Ziv 1989).

Το χειμώνα, η κυκλογένεση συμβαίνει κατά μήκος της ισχυρής βαροκλιτικής ζώνης στις βόρειες ακτές στην υπήνεμη πλευρά των Άλπεων, καθώς και πάνω από το Αιγαίο και τη Μαύρη θάλασσα. Έχει αποδειχθεί (Trigo et al. 2002), ότι τους χειμερινούς μήνες (Νοέμβριο έως Φεβρουάριο), ο κόλπος της Γένοβας είναι η πιο ενεργός περιοχή της λεκάνης και ακολουθούν το Αιγαίο πέλαγος και η Μαύρη θάλασσα. Αριθμητικά πειράματα έδειξαν, ότι η κυκλογένεση στον κόλπο της Γένοβας θα ήταν σπάνια έως ανύπαρκτη χωρίς την ύπαρξη των Άλπεων (Zupanski and McGinley 1989, Taffermer 1990). Οι μηχανισμοί που προκαλούν τη δημιουργία υφέσεων είναι σε κάθε περιοχή διαφορετικοί. Στην περίπτωση του κόλπου της Γένοβας, ο συνήθης λόγος είναι η ύπαρξη αυλώνα στην ανώτερη τροπόσφαιρα ο

οποίος κινείται ανατολικά και μπλοκάρεται από τα υψηλά βουνά των Άλπεων με αποτέλεσμα να δημιουργείται διαταραχή στην υπήνεμη πλευρά τους (Egger 1988, Pichler et al. 1990, Aebischer and Schar 1998).



Σχήμα 1.1. Η Μεσόγειος θάλασσα, η τοπογραφία (σκιασμένες περιοχές σε μέτρα) και οι κύριες περιοχές κυκλογένεσης (τραπέζια σχήματα) (Trigo et al. 2002).

Και στην περίπτωση του Αιγαίου, σημαντικό ρόλο παίζει η οροσειρά των Άλπεων καθώς επίσης οι Δειναρικές Άλπεις στην Αδριατική (Prezerakos and Flocas 1996). Οι συνήθεις περιπτώσεις είναι οι υφέσεις που δημιουργούνται όταν αυλώνες διασχίζουν την κεντρική Ευρώπη και βρίσκονται πάνω από τα θερμότερα νερά του Αιγαίου και όταν κυκλώνες που έχουν δημιουργηθεί είτε στον κόλπο της Γένοβας είτε στη νότια Ιταλία, κινούνται ανατολικότερα και ενδυναμώνονται από την ύπαρξη κάποιου αυλώνα στην ανατολική Μεσόγειο. Αυτού του τύπου η κυκλογένεση συμβαίνει όταν ένας αυλώνας της ανώτερης τροπόσφαιρας κινηθεί πάνω από μια περιοχή με μικρή ευστάθεια. Η κατάσταση της ατμόσφαιρας φαίνεται από τα κατακόρυφα προφίλ του σχετικού στροβιλισμού και της στατικής ευστάθειας ($\sigma = -\partial \theta / \partial p$).

Η Μαύρη Θάλασσα εμφανίζει μεγαλύτερη συχνότητα γέννησης κυκλώνων από το Αιγαίο (Trigo et al. 2002) και παρ' όλη τη γειτνίαση αυτών των περιοχών, αντιμετωπίζονται συχνά σαν δύο διαφορετικές περιοχές κυκλογένεσης (Alpert et al. 1990, Flocas and Karacostas 1996). Όπως στο Αιγαίο έτσι και στη Μαύρη Θάλασσα,

τα κύρια αιτία για τη δημιουργία των διαταραχών είναι η ύπαρξη κάποιου αυλώνα στα δυτικά της περιοχής, που μεταφέρει θετικό σχετικό στροβιλισμό πάνω από σχετικά θερμά νερά.

Η θέρμανση που λαμβάνει χώρα την άνοιξη και ειδικά το καλοκαίρι, παίζει σημαντικό ρόλο στη δημιουργία και διατήρηση των κυκλώνων που αναπτύσσονται πάνω από τη βόρεια Αφρική, την Ιβηρική χερσόνησο και τη Μαύρη Θάλασσα (Trigo et al. 2002). Την άνοιξη, η ισχυροποίηση της μεσημβρινής βαθμίδας της θερμοκρασίας κατά μήκος των βόρειων Αφρικανικών ακτών, ευνοεί την ανάπτυξη Σαχαριανών υφέσεων. Αυτές συνήθως συμβαίνουν στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα, σε μια περιοχή με πολύ μικρή στατική ευστάθεια. Όπως και στην περίπτωση των κυκλώνων της Γένοβας, οι Σαχαριανές υφέσεις φαίνεται να συνδέονται με μια προϋπάρχουσα βαθιά ύφεση, η οποία αποκόπτεται από την οροσειρά του Άτλαντα. Οι Σαχαριανές υφέσεις παρουσιάζουν στην πλειονότητά τους έναν ημερήσιο κύκλο όπου σε ένα ποσοστό 90% φτάνουν την ελάχιστη πίεση τους στις 18UTC. Συχνά προκαλούν ισχυρούς ανέμους και αμμοθύελλες (Alpert and Ziv 1989) ενώ η άμμος μεταφέρεται σε μεγάλες αποστάσεις, φτάνοντας ακόμα και σε περιοχές της Ισπανίας, της Γαλλίας, της Ιταλίας, της Λιβύης και της Αιγύπτου (Moulin et al. 1998).

Τους καλοκαιρινούς μήνες η συνοπτική κατάσταση χαρακτηρίζεται από την ενδυνάμωση του εποχιακού Ασιατικού αυλώνα (βαρομετρικό χαμηλό του Πακιστάν) καθώς και από τον εκτεταμένο Αζορικό αντικυκλώνα που καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της Μεσογείου. Τους μήνες Ιούλιο-Αύγουστο η πλέον ενεργή περιοχή για τη γέννηση κυκλώνων είναι η Μέση Ανατολή. Ο Ασιατικός αυλώνας, που είναι σχεδόν μόνιμος αυτή την εποχή, επηρεάζεται κατά κύριο λόγο από τους Ασιατικούς μουσώνες (Rodwell and Hoskins 1996) και εμφανίζει εποχιακές διακυμάνσεις ακολουθώντας τους τοπικούς κύκλους θέρμανσης. Ο Ασιατικός αυλώνας που συνδέεται με τους μουσώνες το καλοκαίρι, προκαλεί αλληπάλληλους αυλώνες στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας πάνω από τη Μέση Ανατολή και την ανατολική Μεσόγειο (Trigo et al. 2002) εμποδίζοντας μάλιστα την κατακόρυφη ανάπτυξή τους προκαλώντας έντονη καθοδική κατακόρυφη ροή όταν αλληλεπιδρά με τη δυτική ροή των μέσων γεωγραφικών πλατών (westerlies). Αυτός ο μηχανισμός εξηγεί τον αίθριο και ξηρό καιρό της ανατολικής Μεσογείου την άνοιξη και το καλοκαίρι.

Οι κυκλώνες μπορούν να ποικίλουν από συνοπτικής έως μέσης κλίμακας σε οριζόντια έκταση και από βαροκλινικά συστήματα έως ορογραφικά ή διαβατικά διαμορφωμένες διαταραχές (Reiter 1975, Buzzi and Tibaldi 1978, Speranza et al. 1985, Genoves and Jansa 1991, Martin et al. 2007). Παρά το σχετικά μικρό γεωγραφικό πλάτος της Μεσογείου, ορισμένα βαροκλινικά συστήματα μπορεί να βαθύνουν τόσο γρήγορα ώστε να χαρακτηριστούν ως ‘μετεωρολογικές βόμβες’ (Karacostas and Flocas 1983, Conte 1986, Homar et al. 2002). Για να χαρακτηριστεί κάποια ύφεση ως ‘μετεωρολογική βόμβα’, θα πρέπει η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, να μειωθεί κατά 24 hPa σε διάρκεια 24ων ωρών ή αλλιώς να μειώνεται με ρυθμό τουλάχιστον 1 hPa την ώρα για 24 συνεχόμενες ώρες (Sanders and Gyakum 1980). Οι παραπάνω ρυθμοί μείωσης έχουν οριστεί για γεωγραφικό πλάτος 60 μοιρών. Στην Ελλάδα αντίστοιχα, σύμφωνα με τους Karacostas and Flocas (1983) που ήταν οι πρώτοι που μελέτησαν τις μετεωρολογικές βόμβες στη Μεσόγειο (ο μηχανισμός τους αναφέρεται ως K-F), ο ρυθμός μείωσης έχει οριστεί ίσος με 0.71 hPa/h για την Αθήνα. Οι υφέσεις αυτές χαρακτηρίζονται από τους θυελλώδεις ανέμους και τα έντονα καιρικά φαινόμενα που προκαλούν. Η πρόγνυσή τους είναι πολύ σημαντικό μέλημα για τους μετεωρολόγους καθώς συχνά προκαλούν προβλήματα στις θαλάσσιες και χερσαίες μετακινήσεις και απώλειες σε καλλιέργειες, περιουσίες και ανθρώπινες ζωές.

Τον Ιανουάριο του 2004, μια ύφεση στην ανατολική Μεσόγειο, εξελίχθηκε σε μετεωρολογική βόμβα πάνω από τα νερά του Αιγαίου Πελάγους. Η επιφανειακή βαρομετρική πίεση στο κέντρο της στις 22/1/2004, έφτασε τα 977 hPa όπως καταγράφηκε στο νησί της Σάμου. Η έντονη βαροβαθμίδα προκάλεσε θυελλώδεις ανέμους που έφτασαν ακόμα και τα 32 m/s μέση τιμή δεκαλέπτου, στο νησί της Νάξου ενώ στο ίδιο νησί, καταγράφηκαν ριπές ανέμου που έφτασαν τα 41.2 m/s. Ισχυρές βροχοπτώσεις και χιονοπτώσεις προκάλεσαν σημαντικά προβλήματα σε όλη την Ελληνική επικράτεια, γι αυτό το λόγο, το φαινόμενο μελετήθηκε εκτενώς από τους Μπρίκας (2006), Lagouvardos et al. (2007), Pytharoulis (2008), Katsafados et al. (2011), Karacostas et al. (2010).

Τις τελευταίες δεκαετίες με την ανάπτυξη και τη διαθεσιμότητα των προϊόντων των μετεωρολογικών δορυφόρων, εντοπίστηκαν στη Μεσόγειο κάποια συστήματα κακοκαιρίας, που έχουν αρκετές ομοιότητες με τους τροπικούς κυκλώνες. Τα συστήματα αυτά αναγνωρίζονται από την ύπαρξη μιας ανέφελης περιοχής στο κέντρο τους ενώ γύρω από αυτή υπάρχουν πυκνά καταιγιδοφόρα νέφη, όπως και

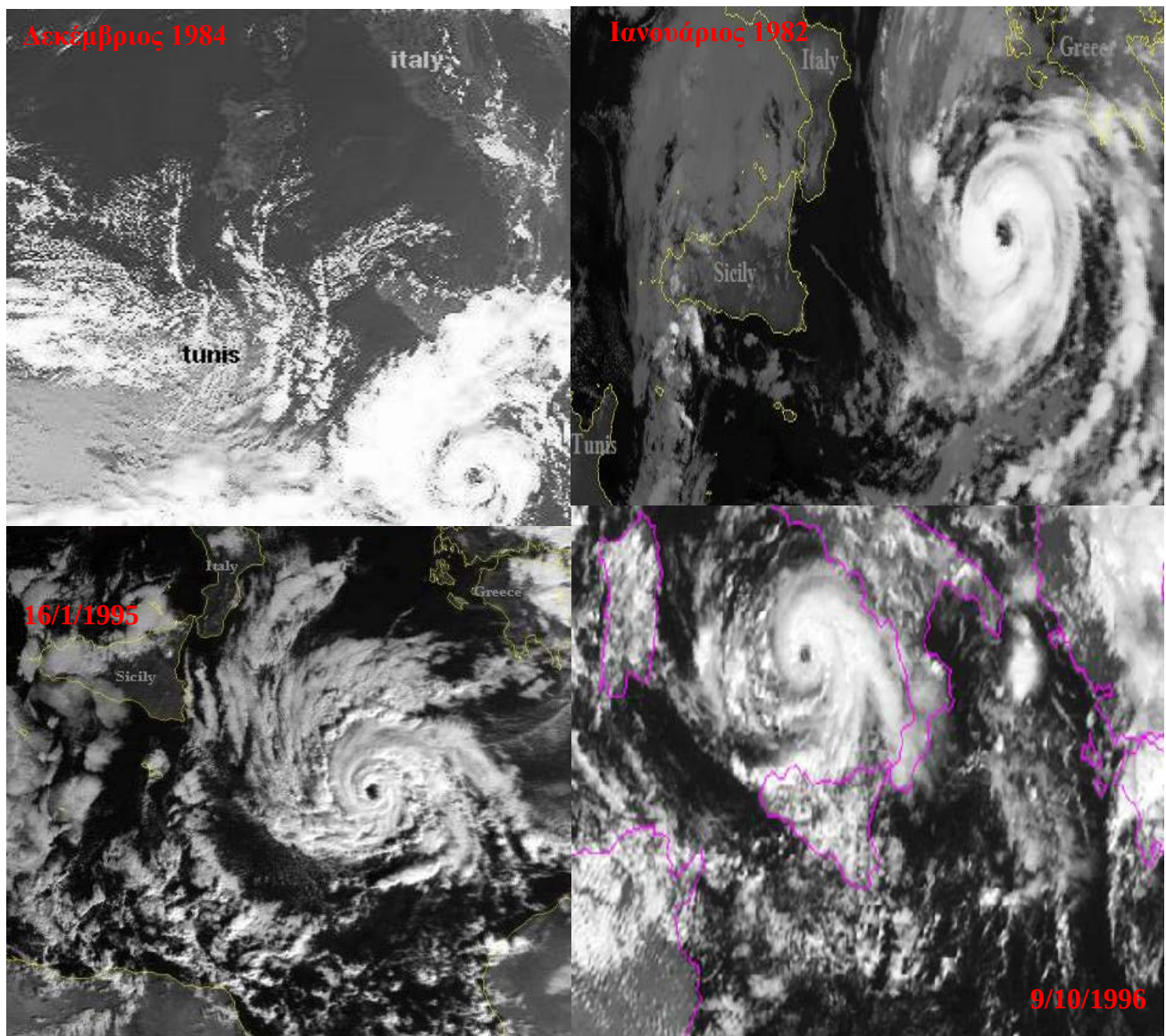
στους τυφώνες. Λόγω αυτών των χαρακτηριστικών τους, ονομάστηκαν Μεσογειακοί τυφώνες. Παρακάτω αναλύεται εκτενώς η δομή και η συμπεριφορά τους ενώ γίνεται και μια σύντομη ιστορική αναδρομή.

1.2 Τι είναι οι Μεσογειακοί Τυφώνες;

Οι Μεσογειακοί τυφώνες ονομάζονται διεθνώς, ‘medicanes’ από τον συνδυασμό των λέξεων ‘Mediterranean’ και ‘hurricane’ (Emanuel, 2005). Είναι κυκλώνες υποσυνοπτικής χωρικής και χρονικής κλίμακας, δεν έχουν μέτωπα, έχουν διάμετρο μερικές δεκάδες χιλιόμετρα (συνήθως 100-200χλμ) και εμφανίζονται σχετικά σπάνια. Ο συνήθης τρόπος αναγνώρισής τους είναι μέσω των δορυφορικών εικόνων όπου διακρίνεται η ανέφελη περιοχή στο κέντρο του συστήματος, που είναι γνωστή ως ‘μάτι’ (Σχήμα 1.2). Γύρω από το μάτι εντοπίζονται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, οι γνωστοί σωρειτομελανίες ή cumulonimbus, όπως αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία. Ένα ακόμη βασικό χαρακτηριστικό των Μεσογειακών τυφώνων (στη συνέχεια της εργασίας για λόγους συντομίας θα αναφέρονται ως Μ.Τ.) είναι οι υψηλότερες θερμοκρασίες που παρατηρούνται καθ’ ύψος στο κέντρο του συστήματος, σε σχέση με το περιβάλλον. Είναι δηλαδή συστήματα θερμού πυρήνα. Σαν συνέπεια της εξίσωσης του θερμικού ανέμου με χρήση του σχετικού γεωστροφικού στροβιλισμού, η μέγιστη ένταση των ανέμων εμφανίζεται κοντά στην επιφάνεια και όχι σε μεγαλύτερα ύψη όπως συμβαίνει συνήθως στα χαμηλά. Όλα τα παραπάνω χαρακτηριστικά, αποτελούν γνώρισμα της δομής των τυφώνων.

Υπάρχει μια σειρά από λόγους που οδηγούν στο ολοένα και αυξανόμενο ενδιαφέρον που δείχνει η επιστημονική κοινότητα για την καταγραφή και μελέτη τους. Κάποιοι από αυτούς, όπως αναφέρεται και στο Κεφάλαιο 2, είναι οι απότομες μεταβολές που προκαλούν στον καιρό της πυκνοκατοικημένης Μεσογείου, προξενώντας υλικές ζημιές στις ανθρώπινες περιουσίες, καταστρέφοντας καλλιέργειες αλλά προκαλώντας ακόμα και θανάτους λόγω των θυελλωδών ανέμων και των πλημμυρών. Η εμφάνισή τους στη Μεσόγειο είναι σχετικά σπάνια και δεν παρουσιάζει κάποια περιοδικότητα καθιστώντας τους εξαιρετικά απρόβλεπτους και επικίνδυνους. Οι Tous and Romero (2013), μελετώντας τους Μ.Τ. που αναπτύχθηκαν στην κεντρική και δυτική Μεσόγειο τα τελευταία χρόνια, συμπέραναν ότι εμφανίζουν μεγαλύτερη συχνότητα το φθινόπωρο και το χειμώνα επειδή η διαφορά

της θερμοκρασίας της θάλασσας και της ατμόσφαιρας είναι μεγαλύτερη από τις άλλες εποχές.



Σχήμα 1.2. Δορυφορικές εικόνες τεσσάρων Μεσογειακών τυφώνων στη Μεσόγειο, τον Ιανουάριο του 1982, τον Δεκέμβριο του 1984, στις 16 Ιανουαρίου 1995 και στις 9 Οκτωβρίου 1996. Σε όλες τις περιπτώσεις διακρίνεται η ανέφελη περιοχή στο κέντρο και ο έντονος στροβιλισμός (www.nasa.gov).

Οι μετεωρολόγοι καλούνται να απαντήσουν σε μια σειρά ερωτημάτων που εγείρονται, όπως πόσο συχνά εμφανίζονται και ποιες είναι οι κατάλληλες συνθήκες για τη δημιουργία τους. Επίσης, ερωτηματικό παραμένει αν εμφανίζουν κάποια εμμονή σε συγκεκριμένες περιοχές της Μεσογείου, για τη γέννηση και ανάπτυξή τους. Επίκαιρη ερώτηση αποτελεί επίσης, το πως θα επηρέαζε την ισχύ και τη συχνότητα εμφάνισής τους η παγκόσμια θέρμανση. Για να απαντηθούν τα παραπάνω

ερωτήματα χρειάζεται μία συστηματική καταγραφή των φαινομένων και σε βάθος έρευνα των φυσικών διεργασιών που διέπουν αυτά τα συστήματα.

Κάνοντας μια σύντομη ιστορική αναδρομή, η πρώτη καταγραφή τέτοιου κυκλώνα έγινε από τον Winstanley (1970) για μία ύφεση που αναπτύχθηκε νοτιοανατολικά της Μάλτας στις 23 Σεπτεμβρίου 1969. Ο κυκλώνας ήταν αποτέλεσμα μιας Σαχαριανής ύφεσης και ενός ψυχρού αποκομμένου χαμηλού των υψών στη μέση τροπόσφαιρα. Οι ισχυροί επιφανειακοί άνεμοι, η ανέφελη περιοχή στο κέντρο του και οι ισχυρές βροχοπτώσεις υποδηλώνουν ότι το σύστημα είχε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Από το 1969 έως σήμερα έχουν μελετηθεί τουλάχιστον άλλες είκοσι περιπτώσεις, κάποιες από τις οποίες θα αναπτυχθούν στο επόμενο κεφάλαιο.

Κάποιοι μετεωρολόγοι κατά το παρελθόν έχουν συνδέσει τους Μ.Τ. με τα πολικά χαμηλά επειδή και οι δύο τύποι υφέσεων δημιουργούνται σε παρόμοια περιβάλλοντα (Businger and Reed, 1989), δηλαδή σε βαθείς αυλώνες και ψυχρές αέριες μάζες πολικής προέλευσης. Από μελέτες που πραγματοποιήθηκαν από τους Lagouvardos et al. (1999), Pytharoulis et al. (2000), Meneguzzo et al. (2001), Homar et al. (2003), φάνηκε ότι εξαρτώνται κατά κύριο λόγο από τις ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας, όπως και τα πολικά χαμηλά.

Οι Pytharoulis et al. (2000) πραγματοποίησαν δύο πειράματα ευαισθησίας με το αριθμητικό μοντέλο Unified model του United Kingdom Meteorological Office (UKMO), σε έναν Μ.Τ. που αναπτύχθηκε μεταξύ Ιταλίας και Ελλάδας τον Ιανουάριο του 1995. Στο πρώτο πείραμα, απενεργοποιήθηκαν οι επιφανειακές ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας και το μοντέλο προσομοίωσε τον κυκλώνα λιγότερο έντονο από ό,τι στο πείραμα ελέγχου. Σε δεύτερο πείραμα απενεργοποιήθηκε η θέρμανση λόγω λανθάνουσας θερμότητας και ο κυκλώνας αναπτύχθηκε περισσότερο απ' ό,τι στο πρώτο πείραμα αλλά και πάλι όχι τόσο όσο στο πείραμα ελέγχου. Αυτά τα αποτελέσματα δείχνουν ότι ο κυκλώνας έμοιαζε με πολικό χαμηλό και όχι με τροπικό κυκλώνα όπου οι ροές λανθάνουσας θερμότητας παίζουν πολύ πιο σημαντικό ρόλο από τις ροές αισθητής θερμότητας.

Η βασική διαφορά των Μ.Τ. από τους τροπικούς κυκλώνες πέρα από την έντασή τους, είναι ότι οι δεύτεροι αναπτύσσονται πάνω από θερμά θαλάσσια νερά, με θερμοκρασία επιφανείας τουλάχιστον 26 βαθμούς Κελσίου. Αντίθετα, οι Μ.Τ. μπορούν να σχηματιστούν πάνω από ψυχρότερα νερά, με επιφανειακή θερμοκρασία ακόμα και 13 βαθμών Κελσίου (Meneguzzo et al. 2001).

Επομένως, οι Μ.Τ. αποτελούν ένα διαφορετικό είδος κυκλώνων και μπορούν να ενταχθούν σε μία κατηγορία μεταξύ πολικών χαμηλών και τροπικών κυκλώνων. Είναι συστήματα που εμφανίζονται σε όλη τη Μεσόγειο θάλασσα και έχουν περιορισμένη διάρκεια ζωής.

Μπορεί να αποτελούν ένα ξεχωριστό είδος κυκλώνων, η γέννησή τους όμως οφείλεται συνήθως σε μία προϋπάρχουσα, μεγάλης κλίμακας, βαροκλιτική διαταραχή. Έτσι, ο Μ.Τ. προκύπτει συνήθως, όταν αυτή η διαταραχή βρίσκεται στο ώριμο στάδιο της, ή στο στάδιο διάλυσης. Επιπλέον, σχεδόν πάντοτε αναπτύσσονται κάτω από βαθείς αυλώνες ή αποκομμένα χαμηλά ψυχρού πυρήνα, της μέσης και ανώτερης τροπόσφαιρας, συνήθως ως αποτέλεσμα του σπασίματος του συνοπτικής κλίμακας, κύματος του Rossby (Pytharoulis et al. 2000, Homar et al. 2003, Emanuel 2005).

Οι Tous and Romero, (2013) πραγματοποίησαν πειράματα σε 12 περιπτώσεις Μ.Τ. και διαπίστωσαν ότι η ένταση και η κατανομή των επιφανειακών ροών θερμότητας και του τροποσφαιρικού υετήσιμου ύδατος, επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό την τροχιά, την ταχύτητα κίνησης και τη διάρκεια ζωής τους. Επιπλέον, κατέληξαν ότι η ένταση της βαροβαθμίδας που εμφανίζεται στο κέντρο αυτών των συστημάτων επομένως και η ταχύτητα των ανέμων, εξαρτάται κυρίως από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της θάλασσας και της ατμόσφαιρας.

Οι περιπτώσεις του Σχήματος 1.2 έχουν μελετηθεί και έχει αποδειχθεί ότι εμφανίζουν τη δομή που χαρακτηρίζει τους Μεσογειακούς τυφώνες. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις κυκλώνων στη Μεσόγειο, που από τη δορυφορική τους εικόνα, μπορεί να μοιάζουν με Μ.Τ., αλλά να μην ικανοποιούν τις συνθήκες για τον επίσημο χαρακτηρισμό τους ως Μ.Τ.. Η εξέταση της θερμοδυναμικής τους δομής καθώς και του ύψους που εμφανίζουν τη μέγιστη ένταση των ανέμων, μπορεί να εξακριβώσει τη φύση του κυκλώνα. Δύο από αυτές τις περιπτώσεις μελετήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας και θα παρουσιαστούν παρακάτω.

1.3 Σκοπός της διατριβής

Στις 7 Νοεμβρίου του 2011, η δορυφορική εικόνα της Ευρώπης έδειξε ένα σύστημα κακοκαιρίας στη λεκάνη της Μεσογείου που έμοιαζε με τροπικό κυκλώνα. Το σύστημα αυτό προκάλεσε πλημμύρες στην Ισπανία, τη Γαλλία και την Ιταλία αφήνοντας πίσω του έξι νεκρούς και σημαντικές υλικές ζημιές. Ο τελευταίος Μ.Τ. που μελετήθηκε πριν το 2011, ήταν η περίπτωση του Σεπτεμβρίου 2006 ενώ υπήρχαν ακόμα δύο περιπτώσεις το 2009, που έμοιαζαν με Μ.Τ. αλλά δεν είχαν μελετηθεί.

Ο σκοπός της παρούσας εργασίας ήταν:

- Να εξακριβωθεί αν τόσο η περίπτωση του 2011 όσο και αυτές του 2009 μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως Μ.Τ.
- Να ελεγχθεί αν είναι εφικτή η προσομοίωση ενός τέτοιου συστήματος από ένα, μέσης κλίμακας, αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού, αρκετές ημέρες πριν τη δημιουργία του.
- Να γίνουν πειράματα ευαισθησίας με το αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού προκειμένου να εξακριβωθούν οι παράγοντες που επηρέασαν τη δημιουργία και ανάπτυξη του συστήματος.

Κεφάλαιο 2

Ανασκόπηση τριών περιπτώσεων Μεσογειακών Τυφώνων

2.1 Ιστορικά στοιχεία

Όπως αναφέρθηκε στο πρώτο Κεφάλαιο, οι Μ.Τ. εμφανίζονται αρκετά σπάνια στη λεκάνη της Μεσογείου αλλά η μελέτη τους αποτελεί πρόκληση για την επιστημονική κοινότητα καθώς επηρεάζουν τις ζωές και τις περιουσίες εκατομμυρίων ανθρώπων που ζουν στα παράλια των Μεσογειακών χωρών ή στα νησιά της λεκάνης. Σημαντική επίσης θεωρείται η δυνατότητα πρόγνωσης αυτών, προκειμένου να αποφευχθούν ατυχήματα με πλοία ή μικρά καράβια στη θάλασσα αλλά και να προστατευθούν οι παράκτιες δραστηριότητες και οι υποδομές.

Ο πρώτος Μ.Τ. που καταγράφηκε ήταν το 1969 από τον Winstanley (1970). Τα τελευταία 40 χρόνια έχουν μελετηθεί λίγες περισσότερες από 20 περιπτώσεις οπότε θα μπορούσε να ειπωθεί ότι η συχνότητα εμφάνισής τους είναι περίπου μία φορά στα δύο χρόνια (Tous and Romero, 2013). Ωστόσο, αν τα κριτήρια γίνουν πιο ελαστικά, προκύπτει ότι σχηματίζονται 1.5 Μ.Τ. κάθε χρόνο από τη μελέτη που προέκυψε κατά τη χρονική περίοδο 1983-2007 (Romero and Emanuel, 2013). Θα πρέπει βέβαια να συνεκτιμηθεί το γεγονός ότι ο κύριος τρόπος αναγνώρισής τους είναι οι δορυφορικές εικόνες, κάτι που είναι στην διάθεση της επιστήμης μόλις από τα μέσα του περασμένου αιώνα. Ακόμα και σήμερα είναι πολύ δύσκολη η αναγνώρισή τους από τις παρατηρήσεις πλοίων και από θαλάσσιους και χερσαίους σταθμούς, καθώς η χωρική τους έκταση και η διάρκεια ζωής τους είναι συνήθως μικρές και το δίκτυο των θαλάσσιων σταθμών δεν επαρκεί. Στον Πίνακα 1, παρουσιάζονται κάποιες από τις περιπτώσεις που μελετήθηκαν τα περασμένα χρόνια, και τις επεξεργάστηκαν στατιστικά οι Tous and Romero (2013). Το γεωγραφικό πλάτος και μήκος αναφέρεται στη στιγμή που ο κυκλώνας εμφάνισε ανέφελη περιοχή στο κέντρο του και θεωρείται ότι πέρασε στην ώριμη φάση του. Η διάμετρος αναφέρεται στη διάμετρο της ανέφελης περιοχής, που μετράται από τις δορυφορικές εικόνες (Φείδας 2010). Παρακάτω αναλύονται τρεις έντονοι και από τους πλέον μελετημένους Μ.Τ..

Πίνακας 1. Ημερομηνία, Γεωγραφικό πλάτος, Γεωγραφικό μήκος, μέγιστη διάμετρος και χρόνος ζωής, 12 περιπτώσεων Μ.Τ. όπως προέκυψαν από τη στατιστική ανάλυση της περιόδου 1982 έως 2003 (Tous and. Romero 2013).

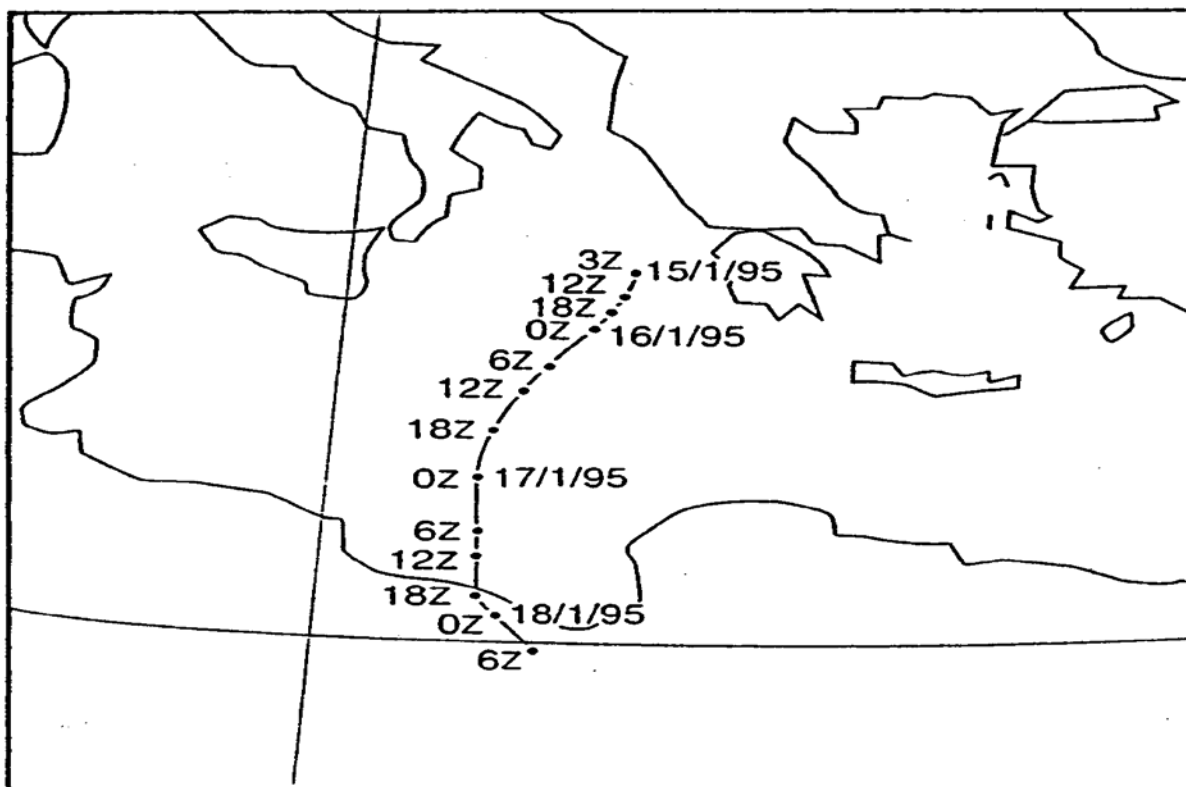
Ημερομηνία	Γεωγραφικό Πλάτος (°B)	Γεωγραφικό Μήκος (°A)	Μέγιστη Διάμετρος (χλμ)	Χρόνος ζωής (ώρες)
29/09/1983	41.1	6.8	220	90
07/04/1984	36.4	19.2	230	36
29/12/1984	35.4	11.6	220	60
14/12/1985	35.5	17.6	290	54
05/12/1991	36.2	16.7	320	30
15/01/1995	36.4	19.1	200	78
12/09/1996	39.4	2.8	170	12
06/10/1996	37.2	3.9	240	90
10/12/1996	40.3	3.7	230	48
26/01/1998	36.7	17.9	250	30
19/03/1999	38.5	19.6	250	30
27/05/2003	40.1	2.8	280	42

2.2 Ιανουάριος 1995

Ο κυκλώνας που θα αναλυθεί παρακάτω δημιουργήθηκε στις 15 Ιανουαρίου 1995 πάνω από τη θάλασσα δυτικά της Ελλάδας. Αναπτύχθηκε κοντά στο κέντρο ενός συστήματος χαμηλής πίεσης μεγαλύτερων διαστάσεων που είχε περάσει πάνω από την Ελλάδα την προηγούμενη ημέρα και το οποίο στη συνέχεια κινήθηκε ανατολικά προς την Τουρκία όπου και διαλύθηκε (Ziakopoulos and Marinaki 1996, Blier and Ma 1997, Lagouvardos et al 1999, Pytharoulis et al. 2000). Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, υπήρχε ένας αυλώνας στη μέση τροπόσφαιρα, εκτεινόμενος νότια προς την βόρεια Αφρική. Η αρχική ώρα δημιουργίας του Μ.Τ. ήταν περίπου στις 0300UTC στις 15 Ιανουαρίου 1995 (Σχήμα 2.1), ώρα κατά την οποία φαίνεται να είχε αποκτήσει χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης υποδείκνυαν την παρουσία ισχυρής ανωμεταφοράς που υπήρχε και πριν τη δημιουργία του αλλά τώρα γινόταν πιο οργανωμένη. Μετά το σχηματισμό του, υπήρχε μία καλά διακρινόμενη ανέφελη δίνη στο κέντρο του και νέφη σωρειτομελανίες σε σχηματισμό σπирάλ γύρω από αυτήν (Σχήμα 2.2). Την πρώτη φορά που εμφανίστηκε στους χάρτες καιρού επιφανείας της Βρετανικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας ήταν στις 06UTC της 15^{ης} Ιανουαρίου και είχε

επιφανειακή βαρομετρική πίεση 1002 hPa στο κέντρο του. Κατά τις επόμενες ώρες, η βαρομετρική του πίεση αυξήθηκε, φτάνοντας σύμφωνα με τη μετεωρολογική υπηρεσία της Αγγλίας τα 1013 hPa στις 16 Ιανουαρίου 0000UTC. Το γεγονός ότι η πίεση του κέντρου του αυξήθηκε, είναι συνήθως σημάδι ότι το χαμηλό εξασθενεί και οι άνεμοι στην επιφάνεια γίνονται ασθενέστεροι. Ωστόσο ο κανόνας αυτός δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε αυτή τη περίπτωση καθώς ο κυκλώνας είναι σύστημα μικρής κλίμακας μέσα σε ένα μεγαλύτερης κλίμακας περιβάλλον, όπου η βαρομετρική πίεση αυξάνεται.

Οι μόνες παρατηρήσεις προέρχονται από πλοία που έπλεαν κοντά στο σύστημα και κατέγραψαν ανέμους μεταξύ 7.7 και 12.9 m/s, με τη μέγιστη ριπή να φτάνει τα 15.4 m/s, που καταγράφηκε από πλοίο που βρίσκονταν κοντά στις 35° βόρεια και 20° ανατολικά στις 1200UTC της 15^{ης} Ιανουαρίου. Όλη την ημέρα οι ανοδικές κινήσεις ήταν πολύ έντονες και η θερμοκρασία της κορυφής του υψηλότερου νέφους σωρειτομελανία ήταν -50° C. Στις 0000UTC της 16ης Ιανουαρίου ο αριθμός των σωρειτομελανιών αυξήθηκε και ήταν ορατοί γύρω από το 'μάτι' ενώ η θερμοκρασία των κορυφών τους ήταν κάτω από -50° C κάτι που δείχνει τις έντονες ανοδικές κινήσεις που επικρατούσαν. Σε αυτή τη φάση το 'μάτι' είχε κλίση καθ' ύψος καθώς δεν φαινόταν η θάλασσα από πάνω.

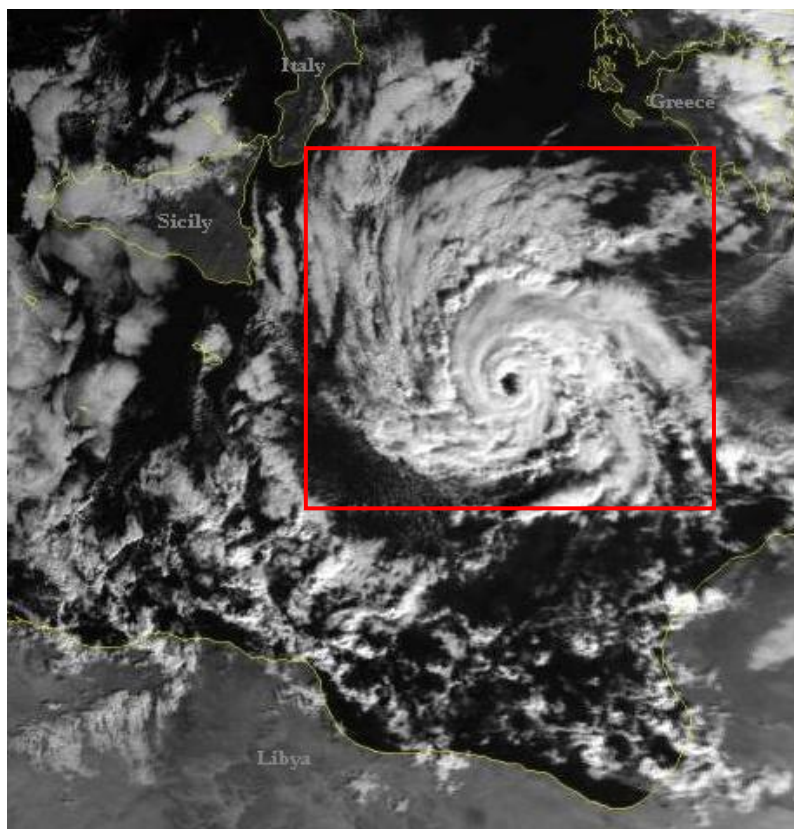


Σχήμα 2.1. Η πορεία του κυκλώνα μεταξύ 0300UTC 15 Ιανουαρίου και 0600UTC 18 Ιανουαρίου όπως προέκυψε από τις δορυφορικές εικόνες. (Pytharoulis et al., 2000).

Την πρώτη ημέρα ο κυκλώνας παρέμεινε στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Ελλάδας και Σικελίας ενώ τις επόμενες ημέρες κινήθηκε νότια-νοτιοδυτικά μέχρι τη Λιβύη όπου και άρχισε να διαλύεται στις 18 Ιανουαρίου (Σχήμα 2.1). Στις 17 Ιανουαρίου μεταξύ 0600UTC και 1200UTC όταν ο κυκλώνας έφτασε πάνω από την ξηρά, η βαρομετρική πίεση μειώθηκε κατά 2 hPa όπως συμβαίνει συνήθως όταν οι τυφώνες περνάνε πάνω από στεριά.

Μετά από πειράματα που έγιναν με το μοντέλο της Βρετανικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (UKMO) (Pytharoulis et al., 2000) φάνηκε ότι τα κύρια χαρακτηριστικά του ήταν ο θερμός πυρήνας, οι ισχυρές ανοδικές κινήσεις, η ασθενής αντικυκλωνική διάτμηση στην ανώτερη τροπόσφαιρα, η σύγκλιση στα κατώτερα επίπεδα και οι καθοδικές κινήσεις του αέρα στο 'μάτι'. Επιπλέον η μεγαλύτερη ένταση των ανέμων καταγράφηκε κοντά στην επιφάνεια. Όλα τα παραπάνω χαρακτηριστικά επιβεβαιώνουν την αρχική εκτίμηση πως ο κυκλώνας έμοιαζε με τυφώνα.

Όσον αφορά τις αιτίες ανάπτυξής του, τα αποτελέσματα έδειξαν, ότι οι επιφανειακές ροές θερμότητας και υγρασίας έπαιξαν τον πιο σημαντικό ρόλο και όχι οι βαροκλινικές διεργασίες.



Σχήμα 2.2. Δορυφορική απεικόνιση του Μ.Τ. της 15^{ης} Ιανουαρίου 1995 (www.nasa.gov). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι ο κυκλώνας.

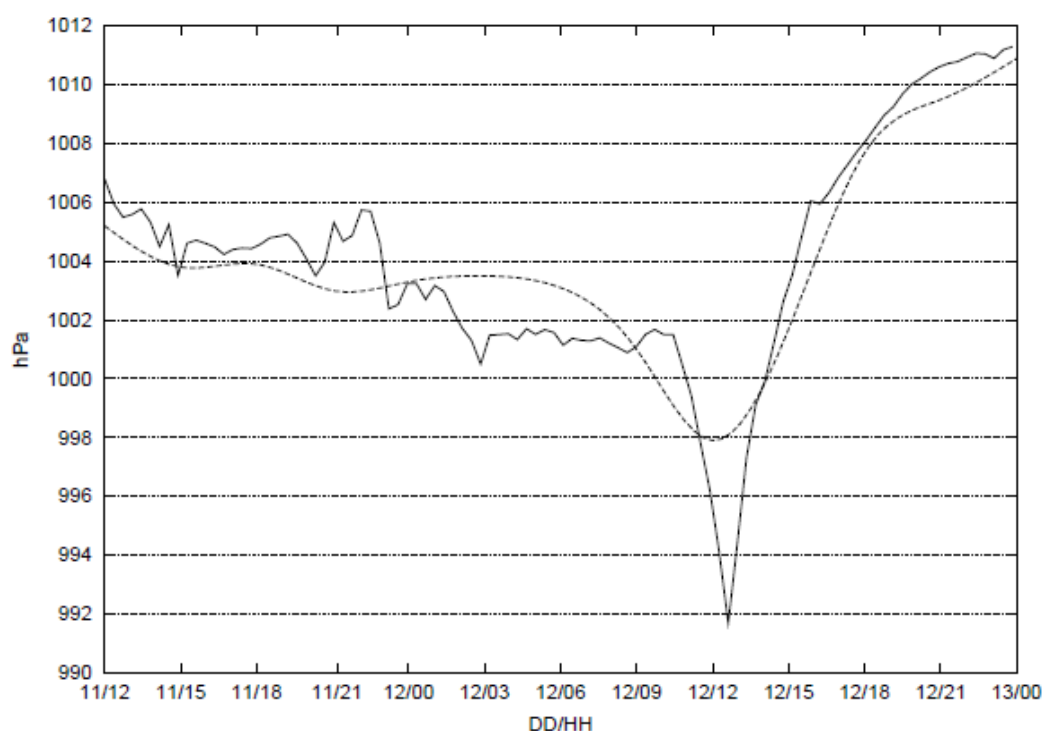
2.3 Σεπτέμβριος 1996

Στις 11 και 12 Σεπτεμβρίου του 1996, ισχυρή κακοκαιρία έπληξε τη δυτική Μεσόγειο. Ένας μικρός, βαθύς, θερμού πυρήνα κυκλώνας, σχηματίστηκε στα ανοιχτά των ακτών της Βαλένθια στις 12/9/1996 προκαλώντας έντονες βροχοπτώσεις και ισχυρούς ανέμους. Συγκεκριμένα, μεγάλα ύψη βροχής παρατηρήθηκαν στη Βαλένθια, έξι ανεμοστρόβιλοι σημειώθηκαν στις Βαλεαρίδες νήσους (στη Μαγιόρκα έφτασαν τα 35 m/s) που συνοδεύτηκαν από ισχυρές βροχοπτώσεις (100χιλ/24ώρες στη Μαγιόρκα και 170χιλ/24ώρες στην Ίμπιζα). Ο κυκλώνας αυτός είχε διάμετρο περίπου 150 χιλιομέτρων και προκάλεσε πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης κατά 11 hPa σε λίγες μόλις ώρες, όπως καταγράφηκε στην Πάλμα ντε Μαγιόρκα (Palma de Mallorca)

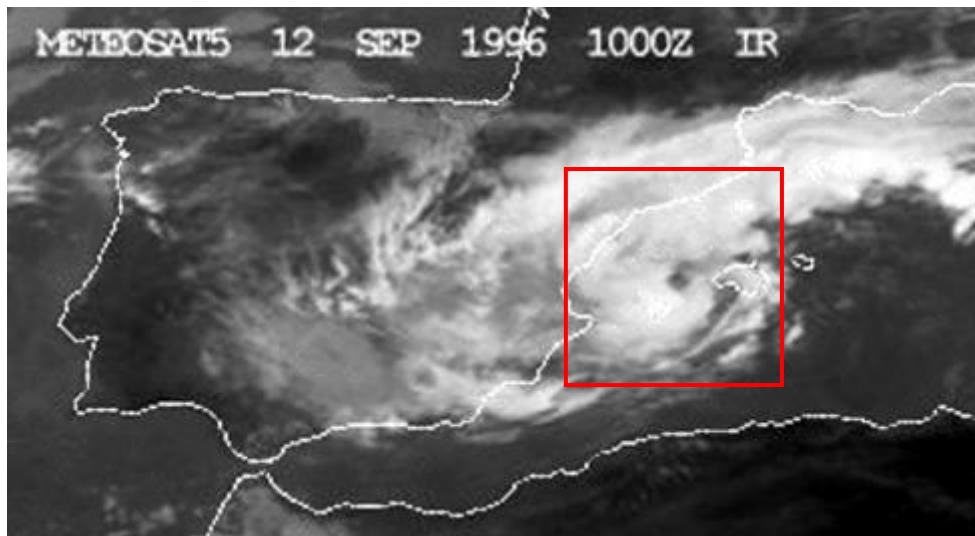
(Σχήμα 2.3) (Homar et al. 2001). Η δορυφορική εικόνα έδειξε ένα κυκλωνικό σύστημα αποτελούμενο από καταιγίδες ενώ στο κέντρο του υπήρχε μια ανέφελη περιοχή μικρής διαμέτρου (Σχήμα 2.4).

Η θερμή μεταφορά στην κατώτερη τροπόσφαιρα που προκλήθηκε από ένα συνοπτικής κλίμακας, σύστημα χαμηλών πιέσεων στη δυτική Μεσόγειο καθώς και το αποκομμένο χαμηλό στα μέσα και ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, θεωρήθηκαν ως η αιτία για τη δημιουργία ισχυρής αστάθειας στην περιοχή.

Οι Homar et al. (2003), μελέτησαν το ρόλο που διαδραμάτισαν το αποκομμένο χαμηλό, η ορογραφία, η ροή αισθητής θερμότητας και η εξάτμιση από τη θάλασσα, στη δημιουργία του κυκλώνα. Για τη λεπτομερή μελέτη των παραπάνω παραγόντων, πραγματοποιήθηκαν μια σειρά πειραμάτων με το μη-υδροστατικό, μέσης κλίμακας αριθμητικό μοντέλο καιρού MM5 V2.



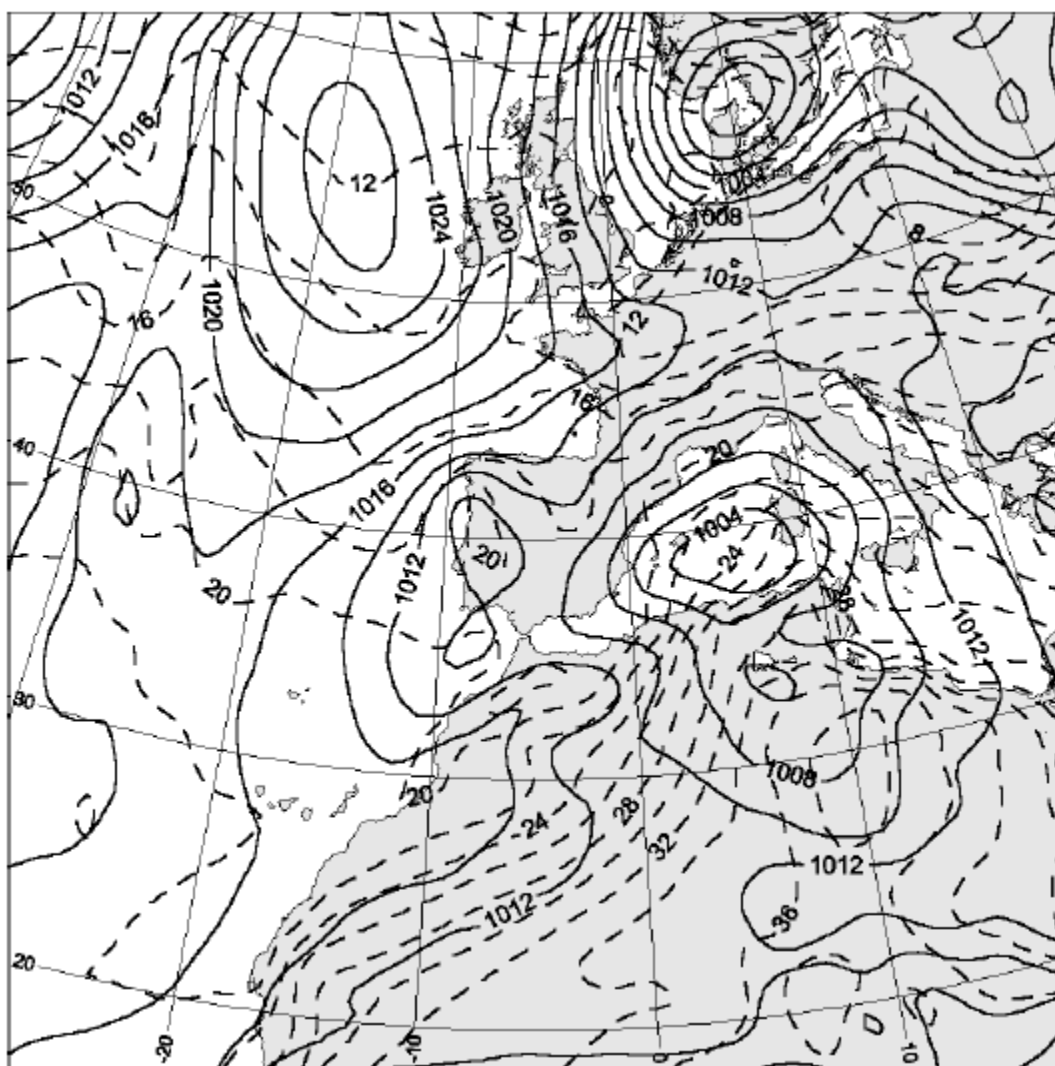
Σχήμα 2.3. Η ατμοσφαιρική πίεση (hPa) όπως καταγράφηκε στον σταθμό της Πάλμα ντε Μαγιόρκα (συνεχής γραμμή) και όπως προσομοιάστηκε από το αριθμητικό μοντέλο καιρού MM5 V2 στο κοντινότερο σημείο πλέγματος (διακεκομμένη γραμμή) (Homar et al. 2003).



Σχήμα 2.4. Δορυφορική απεικόνιση του Μ.Τ. της 12^{ης} Σεπτεμβρίου 1996 (www.nasa.gov). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι ο κυκλώνας.

Η συνοπτική κατάσταση όπως έδειξε η βασική εκτέλεση του αριθμητικού μοντέλου, χαρακτηρίζεται από ένα μεγάλης κλίμακας σύστημα χαμηλών πιέσεων στα κατώτερα στρώματα, που καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της δυτικής Μεσογείου μέσα σε μια ισχυρή βαροκλινική ζώνη (Σχήμα 2.5). Νότια του κυκλώνα υπήρχε ένα έντονο ψυχρό μέτωπο από τον Ατλαντικό με αρνητική οριζόντια μεταφορά στροβιλισμού πίσω του, ενώ ένα θερμό μέτωπο είχε τη μορφή γλώσσας θερμού αέρα που εκτεινόταν προς τη Μεσόγειο. Θερμή μεταφορά και υψηλή υγρασία χαρακτήριζαν τα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας πάνω από τις Βαλεαρίδες νήσους. Επιπλέον, η συνοπτικής κλίμακας ύφεση προκάλεσε βορειοανατολικούς ανέμους πάνω από την ανατολική Ισπανία, που όπως αποδείχθηκε στη συνέχεια, έπαιξαν κρίσιμο ρόλο στην ανάπτυξη καταιγιδοφόρας δραστηριότητας στην περιοχή της Βαλένθια (Romero et al. 2000). Η τοπογραφία της περιοχής, οι νοτιοδυτικοί άνεμοι στην ανώτερη τροπόσφαιρα και ο εμπλουτισμός με υγρασία του οριακού στρώματος, συνέβαλαν ουσιαστικά στα μεγάλα ύψη βροχής που παρατηρήθηκαν (Homar et al. 1999).

Τέλος, τα αριθμητικά πειράματα που έγιναν από τους ιδίους, έδειξαν ότι η αλληλεπίδραση θάλασσας-αέρα και οι ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας υπήρξαν σημαντικές πηγές ενέργειας για τη δημιουργία και ανάπτυξη του κυκλώνα ενώ η ορογραφία δεν επηρέασε σημαντικά την κυκλογένεση.

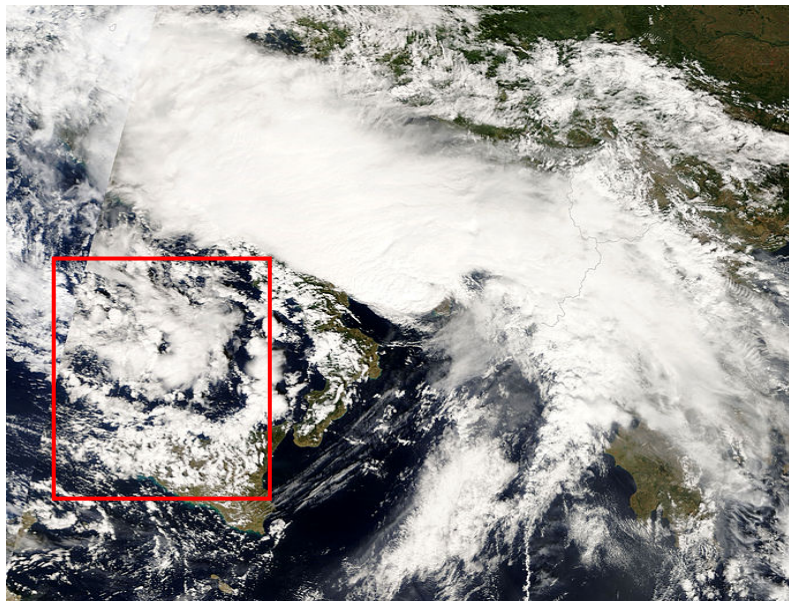


Σχήμα 2.5. Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (hPa, συνεχείς γραμμές) και θερμοκρασία (°C, διακεκομμένες γραμμές) στα 1000 hPa, στις 00UTC 12 Σεπτεμβρίου 1996 όπως προέκυψε από το πείραμα ελέγχου του μοντέλου MM5 (Homar et al. 2003).

2.4 Σεπτέμβριος 2006

Στις 0600UTC της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 2006, οι χάρτες ανάλυσης του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων καιρού (ECMWF) έδειξαν την ύπαρξη δύο περιοχών χαμηλής πίεσης πάνω από την Ιταλία. Η πρώτη είχε ελάχιστη πίεση 1001 hPa και βρισκόταν στο κέντρο της Τυρρηνικής θάλασσας, ενώ η δεύτερη είχε μικρότερη οριζόντια έκταση αλλά μικρότερη πίεση στο κέντρο της που έφτανε τα 998 hPa και βρισκόταν στο βόρειο Ιόνιο πέλαγος. Στη δορυφορική εικόνα ήταν εμφανής η ύπαρξη της ανέφελης περιοχής στο κέντρο του συστήματος καθώς και τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης γύρω από αυτήν (Σχήμα 2.6).

Η χαμηλή χωρική και χρονική ανάλυση των χαρτών του Ευρωπαϊκού κέντρου, δεν επέτρεψαν την ακριβή απεικόνιση της πορείας του κυκλώνα κι έτσι δημιουργήθηκαν αναλύσεις με δεδομένα ανά 15 λεπτά της ώρας από ένα δίκτυο επίγειων μετεωρολογικών σταθμών διασκορπισμένων στην Απουλία (Moscatello et al 2008). Οι δορυφορικές εικόνες έδειξαν ότι η δίνη είχε διάμετρο περίπου 60 χιλιόμετρα ενώ η ελάχιστη πίεση έφτασε κοντά στα 986 hPa στις 0915UTC της ίδιας ημέρας (Moscatello et al, 2008). Αυτή η τιμή είναι η μικρότερη καταγεγραμμένη σε παρόμοιους κυκλώνες της Μεσογείου (Fita et al. 2007) ενώ μέχρι και σήμερα δεν έχει καταγραφεί μικρότερη. Επίγειες παρατηρήσεις κατέγραψαν μέγιστη ριπή ανέμου που έφτασε τα 35 m/s στο αεροδρόμιο της Γαλατίνια της Νότιας Ιταλίας. Το ραντάρ της περιοχής κατέγραψε μέγιστη ανακλαστικότητα νεφών περίπου 45 dBZ που αντιστοιχεί περίπου σε 24 χιλιοστά βροχής/ώρα ενώ η μέγιστη ποσότητα βροχόπτωσης καταγράφηκε στην πόλη Κρισιπάνο, όπου σε έξι ώρες (0300UTC έως 0900UTC της 26^{ης} Σεπτεμβρίου) καταγράφηκαν 120 χιλιοστά βροχής (Moscatello et al, 2008).

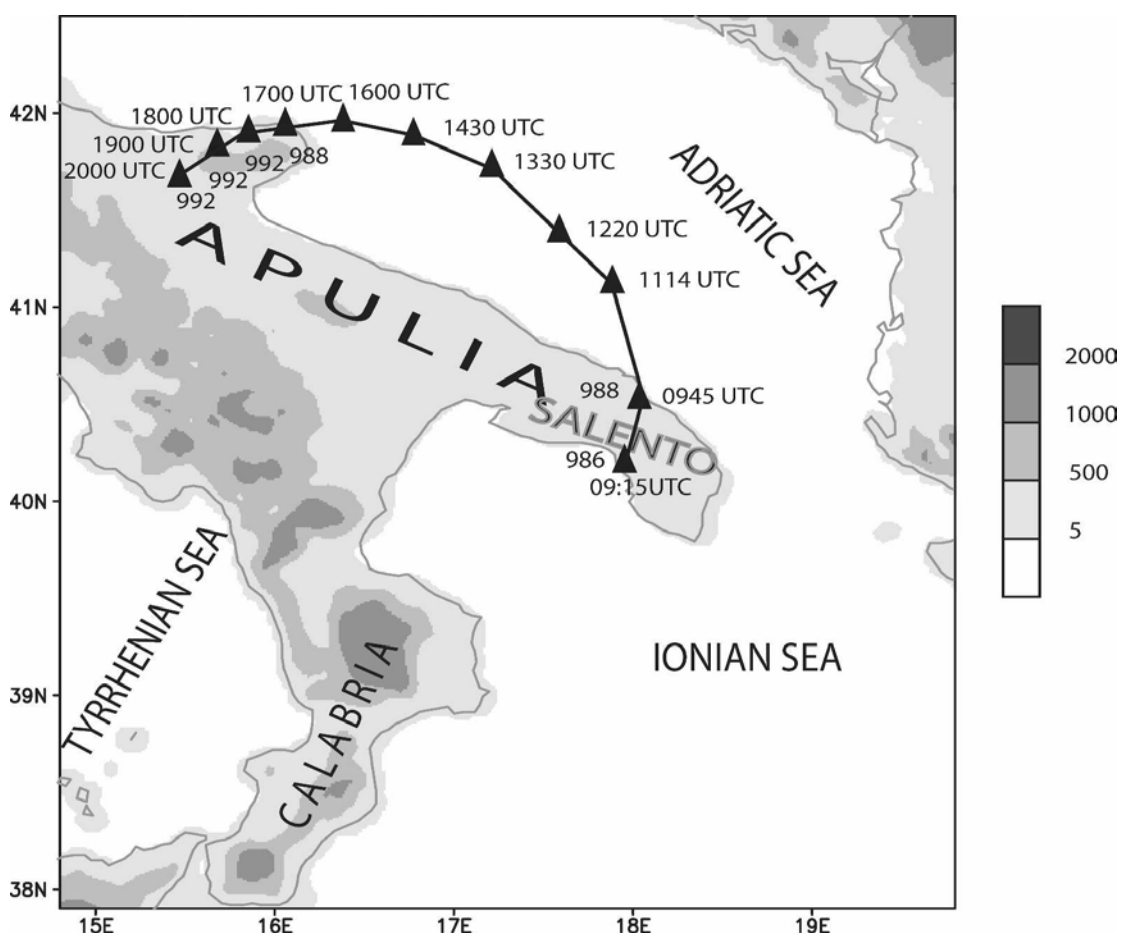


Σχήμα 2.6. Δορυφορική απεικόνιση του Μ.Τ. της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 2006 (www.eumetsat.int). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι ο κυκλώνας.

Ο κυκλώνας αφού ακολούθησε μια βόρεια κι έπειτα βορειοδυτική πορεία (Σχήμα 2.7), στις 26/9 1700UTC, πέρασε πάνω από την στεριά διατηρώντας ακόμα τη χαμηλή πίεση στο κέντρο του (988 hPa). Στη συνέχεια, καθώς κινούνταν ακόμα

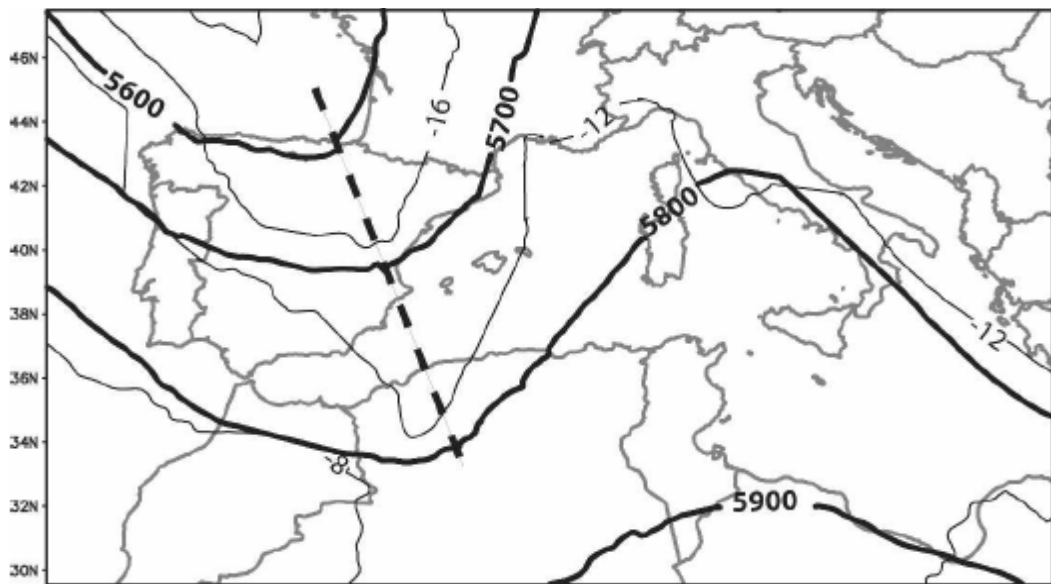
βαθύτερα στην ηπειρωτική Ιταλία, η πίεσή του άρχισε να αυξάνεται και τελικά λίγο μετά τις 2000UTC διαλύθηκε.

Πειράματα που έγιναν με το αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού Weather Research and Forecasting Model (WRF), έδειξαν ότι δύο ημέρες πριν το σχηματισμό του Μ.Τ., στην ανώτερη ατμόσφαιρα προϋπήρχε ένας βαθύς αυλώνας που εκτεινόταν από τον βόρειο Ατλαντικό ωκεανό μέχρι τη βόρεια Αφρική (Moscatello et al, 2008). Στις 1200UTC της 24^{ης} Σεπτεμβρίου, ο αυλώνας στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa εισέρχεται στη λεκάνη της Μεσογείου, με προσανατολισμό νότια-νοτιοανατολικά - βόρεια-βορειοδυτικά (Σχήμα 2.8). Η κάθοδος του αυλώνα μέχρι την οροσειρά του Άτλαντα προκαλεί το σχηματισμό ύφεσης στην υπήνεμη πλευρά του, η οποία στη συνέχεια κινήθηκε πάνω από τη θάλασσα (0600UTC 25 Σεπτεμβρίου) και εξελίχθηκε σε Μ.Τ..



Σχήμα 2.7. Η βέλτιστη εκτίμηση της πορείας του κυκλώνα μεταξύ 0915 και 2000UTC στις 26 Σεπτεμβρίου 2006, όπως προέκυψε από τις παρατηρήσεις 33 επίγειων σταθμών και δεδομένων ραντάρ. Στα αριστερά της γραμμής, απεικονίζεται η ελάχιστη πίεση στη Μ.Σ.Θ. σε κάθε σημείο. Στα δεξιά της γραμμής απεικονίζεται η ώρα που σημειώθηκε η εκάστοτε ελάχιστη πίεση (Moscatello et al, 2008).

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν αριθμητικά πειράματα μεταβάλλοντας το ύψος της οροσειράς του Άτλαντα, έτσι ώστε να διερευνηθεί η σημασία της ορογραφίας στο σχηματισμό και την ανάπτυξη του κυκλώνα. Επιπλέον πειράματα έγιναν με τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Τα αποτελέσματα έδειξαν, ότι οι επιφανειακές ροές παίζουν σπουδαίο ρόλο στη μείωση της στατικής ευστάθειας του περιβάλλοντος ενώ η λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνεται από τις ανοδικές κινήσεις του αέρα, είναι απαραίτητη για την ισχυροποίηση της δίνης του κυκλώνα.



Σχήμα 2.8. Γεωδυναμικά ύψη (γδ.μ), στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa (έντονες συνεχείς γραμμές), θερμοκρασία (°C) (λεπτές συνεχείς γραμμές) και ο άξονας του αυλώνα (έντονη διακεκομμένη γραμμή) στις 1200UTC 24 Σεπτεμβρίου 2006 (Moscatello et al, 2008).

Κεφάλαιο 3

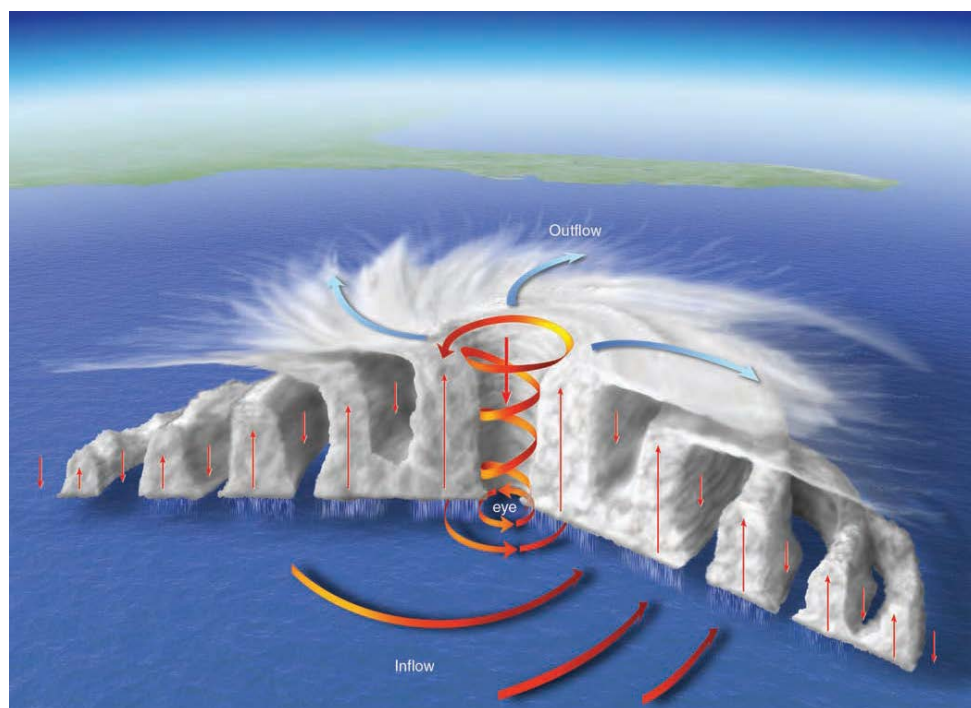
Τυφώνες και πολικά χαμηλά

3.1 Τυφώνες

Οι τυφώνες είναι έντονα συστήματα κακοκαιρίας με κλειστή κυκλοφορία γύρω από ένα ανέφελο κέντρο χαμηλής βαρομετρικής πίεσης, γνωστό ως ‘μάτι’. Πρόκειται για συστήματα συνοπτικής ή ορισμένες φορές υποσυνοπτικής κλίμακας που δεν εμφανίζουν μέτωπα, η διάμετρος των οποίων φτάνει συνήθως τα 500 χιλιόμετρα. Το κέντρο τους (μάτι) έχει μέση διάμετρο 40 χιλιόμετρα και χαρακτηρίζεται από τον ανέφελο ουρανό, τους ασθενείς ανέμους και την πολύ χαμηλή βαρομετρική πίεση που πολλές φορές είναι μικρότερη από 950 hPa ενώ έχουν υπάρξει και ακραίες τιμές, όπως στις 19 Οκτωβρίου του 2005 στον τυφώνα Wilma που η βαρομετρική πίεση έφτασε τα 882 hPa (NHC NOAA). Γύρω από το μάτι είναι ο τοίχος του ματιού (eyewall), μια περιοχή που σημειώνονται πολύ έντονες καταιγίδες και θυελλώδεις άνεμοι που φτάνουν και ξεπερνούν τα 55 m/s (Shea and Gray 1973). Ένας τυφώνας προκαλεί ανέμους που ξεπερνούν τα 33 m/s ενώ κάτω από αυτή την τιμή ονομάζεται “Τροπική Καταιγίδα” (άνεμοι ισχυρότεροι από 17 m/s) (NHC NOAA). Περιμετρικά του τοίχους και καθώς απομακρυνόμαστε από αυτό, υπάρχουν οι μπάντες καταιγιδοφόρων νεφών όπου σημειώνονται καταιγίδες ενώ σταδιακά οι άνεμοι εξασθενούν, οι βροχές γίνονται πιο ήπιες και τελικά ο ουρανός καλύπτεται μόνο από υψηλά νέφη (θυσάνους).

Στα καταιγιδοφόρα νέφη γύρω από το μάτι, οι θερμές και υγρές επιφανειακές αέριες μάζες συγκλίνουν και ανέρχονται με αποτέλεσμα να ψύχονται αδιαβατικά και να συμπυκνώνονται σχηματίζοντας νέφη. Κατά τη συμπύκνωση απελευθερώνεται λανθάνουσα θερμότητα η οποία ενισχύει ακόμα περισσότερο τις ανοδικές κινήσεις. Τελικά, η αέρια μάζα φτάνει κοντά στην τροπόπαυση αρκετά πιο ξηρή, λόγω της υγρασίας που έχασε ανερχόμενη και εξέρχεται μακριά από το κέντρο, πνέοντας σε αντικυκλωνική ροή. Η αντικυκλωνική ροή εκτείνεται σε απόσταση περίπου 150 χιλιομέτρων από το μάτι. Καθώς ο αέρας φτάνει στην περιφέρεια των καταιγίδων, αρχίζει να κατέρχεται και να θερμαίνεται προκαλώντας ανέφελα τμήματα στον ουρανό (Σχήμα 3.1).

Λόγω της εξίσωσης της συνέχειας, καθοδικές κινήσεις εμφανίζονται στο κέντρο του (Σχήμα 3.1) με συνέπεια την αδιαβατική συμπίεση και θέρμανση. Η πίεση στην κορυφή του στρώματος του θερμού αέρα μέσα στο κέντρο αυξάνεται λόγω της σύγκλισης του αέρα, ωθώντας τον αέρα να κινηθεί μακριά από το μάτι. Η μείωση της πυκνότητας του αέρα λόγω της θέρμανσης στο στρώμα, προκαλεί μείωση της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας. Η μείωση αυτή ενισχύει την σύγκλιση του αέρα από την επιφάνεια προς το κέντρο του συστήματος. Για τη διατήρηση της ισορροπίας του ανέμου βαροβαθμίδας πάνω από το οριακό στρώμα, η βαρομετρική πίεση στη δίνη θα είναι μικρότερη από τη γύρω περιοχή στο ίδιο ύψος. Τέλος, σύμφωνα με την αρχή διατήρησης της στροφορμής, ο αέρας ανέρχεται περιστρεφόμενος αυξάνοντας συνεχώς ταχύτητα (Smith 1980). Συνοψίζοντας τα παραπάνω, στο κέντρο του ματιού ο αέρας κατέρχεται ενώ περιμετρικά του κέντρου σημειώνονται ανοδικές κινήσεις αέρα.

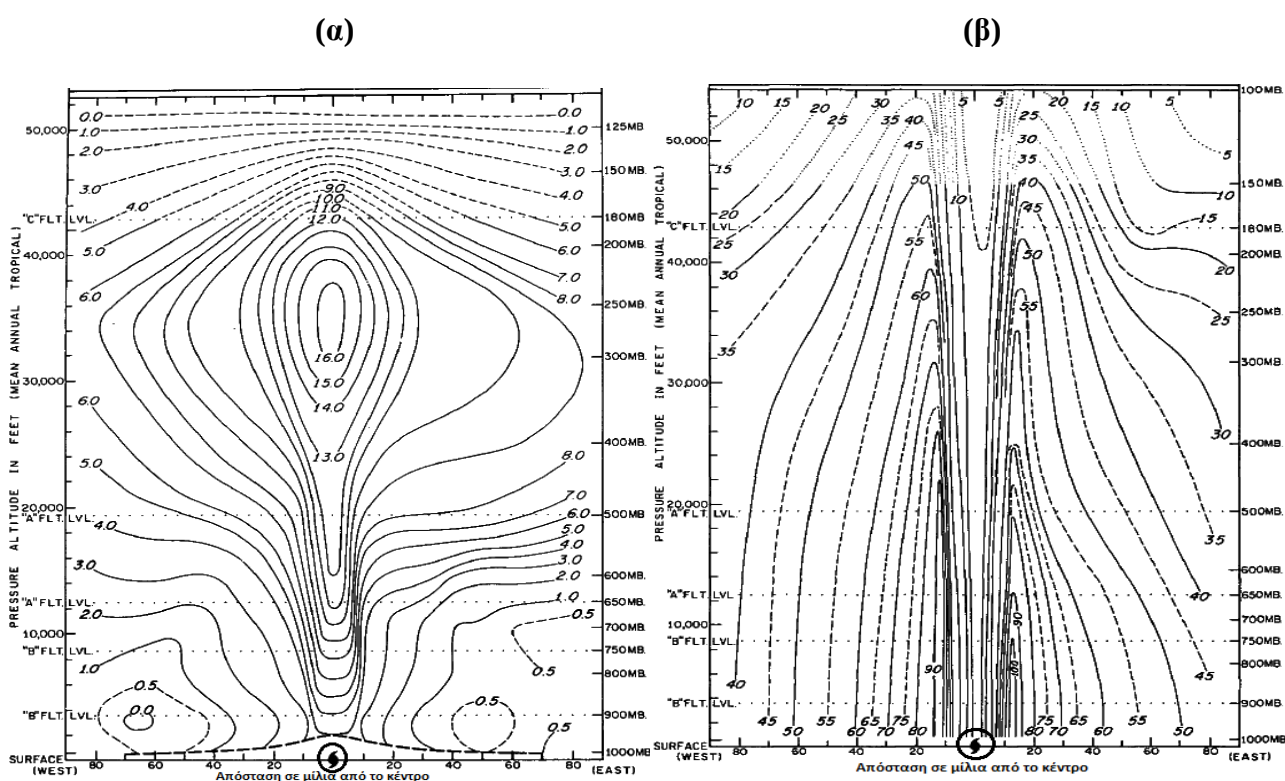


Σχήμα 3.1. Κάθετη τομή ενός τυφώνα, όπου διακρίνονται οι ροές του αέρα και τα νέφη, τόσο στο κέντρο του όσο και γύρω από αυτό (Meteorology Resource Center).

Μέσα στο μάτι δημιουργούνται μεγάλες θερμοκρασιακές ανωμαλίες σε σχέση με το γειτονικό

περιβάλλον, που φτάνουν περίπου τους 15° C και συναντώνται στην ανώτερη τροπόσφαιρα στα 250 με 300 hPa (Burpee 1986). Εξαιτίας αυτής της θερμοκρασιακής

δομής και για την ικανοποίηση της εξίσωσης του θερμικού ανέμου, οι ισχυρότεροι άνεμοι αναμένονται στην επιφάνεια. Στο σχήμα από τον τυφώνα Hilda (Σχήμα 3.2), φαίνεται ότι οι πιο ισχυροί άνεμοι εντοπίζονται κοντά στην επιφάνεια και πολύ κοντά στο κέντρο του τυφώνα. Βέβαια, λόγω της τριβής στην επιφάνεια της θάλασσας, η μέγιστη ένταση των ανέμων συναντάται λίγο πιο πάνω από την επιφάνεια. Σε έναν ανεπτυγμένο τυφώνα, οι ισχυρότεροι άνεμοι βρίσκονται σε ακτίνα 20-40 χιλιομέτρων από το κέντρο (Willoughby 1995).



Σχήμα 3.2. Κατακόρυφη τομή α) της θερμοκρασιακής ανωμαλίας σε βαθμούς Κέλβιν και β) του επιτρόχιου ανέμου (σε κόμβους) του τυφώνα Hilda του 1964. Με κύκλο συμβολίζεται το κέντρο του τυφώνα (Hawkins and Rubsam, 1968).

Στην περιοχή περίξ του ματιού που σημειώνονται οι πιο ισχυρές ανοδικές κινήσεις, υπάρχει η σημαντικότερη έκλυση λανθάνουσας θερμότητας και οι κορυφές των καταιγιδοφόρων νεφών φτάνουν σε μεγάλα ύψη, πολλές φορές διαπερνώντας την τροπόπαυση. Σε αυτή την περιοχή, αναμένεται η τροπόπαυση να έχει το μεγαλύτερο ύψος ενώ αντίθετα στο κέντρο του ματιού όπου επικρατούν ισχυρά καθοδικά ρεύματα αέρα, η τροπόπαυση κατέρχεται σε χαμηλότερα ύψη. Το ύψος της τροπόπαυσης επομένως σε έναν τυφώνα, μπορεί να προσδιορίσει χωρικά, την περιοχή με τις πιο έντονες καταιγίδες.

Για να σχηματιστούν οι τυφώνες θα πρέπει να πληρούνται ορισμένα αναγκαία αλλά όχι πάντα ικανά κριτήρια (Palmen 1948). Αυτά είναι:

- Μεγάλες θαλάσσιες εκτάσεις με υψηλές (πάνω από 26 με 27° C) θερμοκρασίες μέχρι και το βάθος των 50 μέτρων (Gray 1979). Κατάλληλες περιοχές είναι ο τροπικός και υποτροπικός βόρειος Ατλαντικός, ο Ινδικός και ο βόρειος Ειρηνικός κατά τους μήνες Ιούνιο έως Νοέμβριο.
- Στον Ατλαντικό, ο κατακόρυφος διατμητικός άνεμος θα πρέπει να είναι ασθενής και συγκεκριμένα μικρότερος από 7.5-10m/s (Landsea et al. 1998). Επομένως αποκλείονται τα γεωγραφικά πλάτη πολύ μακριά από τον Ισημερινό (συνήθως μεγαλύτερα από 20 με 25 μοίρες βόρεια και νότια του Ισημερινού).
- Υψηλά ποσά υγρασίας στη μέση τροπόσφαιρα και ασταθείς συνθήκες (Shea and Gray 1973).
- Για την περιστροφική κίνηση των τυφώνων είναι απαραίτητη η ύπαρξη της δύναμης Coriolis επομένως δεν μπορούν να σχηματιστούν μεταξύ 0 και 5 μοιρών εκατέρωθεν του Ισημερινού που η δύναμη Coriolis είναι πολύ μικρή. Συγκεκριμένα, τα 2/3 των τυφώνων σχηματίζονται μεταξύ 10 και 20 μοιρών βόρεια και νότια του Ισημερινού.
- Για να δημιουργηθούν προϋποθέτουν την ύπαρξη μιας αρχικής διαταραχής που παρέχει τον αρχικό σχετικό στροβιλισμό. Αυτή συνήθως είναι, μια περιοχή χαμηλών πιέσεων που συνήθως σχηματίζεται από κάποιο κύμα κατά μήκος της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης, ή λόγω κάποιου μετώπου που έχει φτάσει στα υποτροπικά πλάτη από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

Η κύρια πηγή ενέργειας ενός τυφώνα, είναι οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από τα θερμά νερά των ωκεανών (Ooyama 1969, Emanuel 1994, κ.α.). Γι' αυτό το λόγο, όταν βρεθεί πάνω από ψυχρότερα νερά ή πάνω από τη στεριά, εξασθενεί ή διαλύεται. Ένας ακόμη παράγοντας που συντελεί στη διάλυσή τους είναι η τριβή που προκύπτει πάνω από την ξηρά. Όσο πιο θερμά είναι τα νερά και όσο πιο ισχυρός είναι ο άνεμος στην επιφάνεια, τόσο μεγαλύτερη είναι η μεταφορά θερμότητας στον επικείμενο αέρα, μέσω μικρών στροβίλων που δημιουργούνται. Καθώς η πίεση στην επιφάνεια μειώνεται, η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται, η εξάτμιση από τους ωκεανούς επιταχύνεται και οι καταιγίδες ενισχύονται. Αν ο

τυφώνας παραμένει πάνω από θερμά νερά, μπορεί να επιβιώσει για πολλές ημέρες. Χαρακτηριστικό είναι το παράδειγμα του τυφώνα Tina (1992) που ταξίδεψε για χιλιάδες μίλια πάνω από βαθιά, θερμά νερά στους τροπικούς, για 25 ημέρες, κερδίζοντας το ρεκόρ του μακροβιότερου τυφώνα του βόρειου Ειρηνικού ωκεανού (Lawrence and Rappaport, 1994).

3.2 Πολικά χαμηλά

Ο Bergeron (1954) ήταν ο πρώτος που μίλησε για τις ειδικές συνθήκες κυκλογένεσης πάνω από θερμά νερά κατά τη χειμερινή περίοδο, στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Διαπίστωσε ότι οι κυκλώνες όταν περνούσαν πάνω από τη Βόρεια Θάλασσα και τη Βαλτική, ενισχύονταν κι έτσι χρησιμοποίησε τον όρο ‘έξωτροπικοί τυφώνες’ για να τους περιγράψει. Οι σκέψεις του Bergeron επιβεβαιώθηκαν αργότερα από δορυφορικές παρατηρήσεις (Rasmussen 1985) που έδειξαν μικρές, έντονες δίνες που είχαν το χαρακτηριστικό ‘μάτι’ των τυφώνων. Λίγο αργότερα, μετρήσεις από αεροπλάνα (Saphiro et al. 1987), έδειξαν ότι τα συστήματα αυτά είχαν θερμό πυρήνα.

Οι κυκλώνες αυτού του είδους, πάντα σχηματίζονται σε ισχυρές βαροκλιτικές ζώνες και σε αντίθεση με τους τροπικούς κυκλώνες, προηγείται ισχυρή δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης (Busigner 1985). Πολλά πολικά χαμηλά (αν όχι όλα), αναπτύσσονται κοντά στο κέντρο ισχυρών αποκομμένων χαμηλών των υψών (Rasmussen 1985, Busigner 1985). Τα πολικά χαμηλά αναπτύσσονται και στα δύο ημισφαίρια, ωστόσο έχουν μελετηθεί καλύτερα αυτά του βόρειου ημισφαιρίου. Δημιουργούνται κατά μήκος του πολικού μετώπου στο βόρειο Ειρηνικό ωκεανό, στη Βόρεια Θάλασσα και στο βόρειο Ατλαντικό, κυρίως πάνω από την Ισλανδία. Η διάμετρός τους είναι συνήθως μικρότερη των 1000 χιλιομέτρων και χαρακτηρίζονται από ισχυρούς επιφανειακούς ανέμους και βροχοπτώσεις ή χιονοπτώσεις. Στην επιφάνεια εμφανίζουν κυκλωνική ροή ενώ στην ανώτερη τροπόσφαιρα η ροή γίνεται αντικυκλωνική, όπως ακριβώς και στους τυφώνες. Κάποια από αυτά σχηματίζουν νέφη τύπου ‘κόμμα’ ενώ άλλα συνοδεύονται από μεγάλα καταιγιδοφόρα νέφη που κινούνται κυκλικά γύρω από το ‘μάτι’.

Πολλές είναι οι απόψεις σχετικά με τους παράγοντες που σχετίζονται με την ανάπτυξή τους. Αρκετοί ερευνητές, όπως ο Reed (1979) και οι Harrold and Browning

(1969) συμφώνησαν ότι η βαροκλινική αστάθεια που ευνοείται από τη μικρή στατική ευστάθεια στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, είναι ο κύριος μηχανισμός τόσο για την ανάπτυξη όσο και για την περιορισμένη χωρική και χρονική κλίμακα αυτών των συστημάτων. Άλλοι, όπως ο Rasmussen (1979, 1985), υποστήριξαν ότι τα πολικά χαμηλά είναι αποτέλεσμα της αστάθειας υπό συνθήκες του δεύτερου είδους (CISK), η οποία πιθανώς να δρα συνδυαστικά με βαροκλινικές διαδικασίες. Η μεταφορά ψυχρού και ξηρού αέρα από την Αρκτική, πάνω από τα θερμότερα νερά της θάλασσας δημιουργεί μια αλληλεπίδραση αέρα-θάλασσας και ανταλλαγή θερμότητας και υγρασίας μεταξύ ωκεανού και ατμόσφαιρας. Οι συνθήκες αυτές ευνοούν την απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας, τη μείωση της στατικής ευστάθειας και την ανάπτυξη καταιγιδοφόρων νεφών.

Η σημασία τόσο της βαροκλινικής αστάθειας όσο και των ροών θερμότητας από την επιφάνεια, επιβεβαιώθηκαν λίγο αργότερα από τον Sardie and Warner (1985), που προσομοίωσε κάποια πολικά χαμηλά με το μέσης κλίμακας μοντέλο NCAR/PSU. Σε πειράματα που έγιναν αργότερα σε αρκετούς κυκλώνες με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου (Grenos et al. 1987), φάνηκε πως η απουσία των ροών θερμότητας εμφάνισε ασθενείς κυκλώνες. Παρόλα αυτά οι διαταραχές δημιουργήθηκαν πιθανώς λόγω της βαροκλινικής αστάθειας. Οι Sardie and Warner (1985), πραγματοποίησαν πειράματα σε άλλα πολικά χαμηλά. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων έδειξαν ότι μόνο όταν εφαρμόστηκε η υγρή βαροκλινική αστάθεια και η θεωρία CISK, το μοντέλο είχε καλά αποτελέσματα όσον αφορά το χρόνο ανάπτυξης και το χρόνο ζωής των υφέσεων. Πειράματα ευαισθησίας σε ένα πολικό χαμηλό στον Ατλαντικό, έδειξαν ότι παρότι υπήρχε ισχυρή βαροκλινικότητα στην περιοχή δημιουργίας του, οι ροές λανθάνουσας θερμότητας ήταν απαραίτητες για την ανάπτυξη του χαμηλού μετά τη δημιουργία του. Η λανθάνουσα θερμότητα που προέρχεται από την αστάθεια, ήταν απαραίτητη για να προβλέψει το μοντέλο την ακριβή δομή και ένταση του κυκλώνα.

Η επικρατούσα άποψη σήμερα, είναι ότι τα συστήματα αυτά εμφανίζουν πολλές ομοιότητες με τους τυφώνες αλλά σε αντίθεση με αυτούς, δημιουργούνται σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, λόγω της διαφοράς της θερμοκρασίας μεταξύ του αέρα και της θάλασσας. Για τη δημιουργία τους είναι απαραίτητη η ύπαρξη βαροκλινικής αστάθειας, σε αντίθεση με τους τροπικούς κυκλώνες, αλλά για τη μετέπειτα ανάπτυξή τους σπουδαίο ρόλο παίζουν οι ροές θερμότητας στην επιφάνεια. Γι' αυτό το λόγο,

εμφανίζονται κυρίως τους χειμερινούς μήνες όταν η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της θάλασσας και της ατμόσφαιρας, είναι μεγάλη.

3.3 Ο ρόλος των ροών θερμότητας

Όπως ήδη αναφέρθηκε, οι ροές λανθάνουσας θερμότητας είναι καθοριστικής σημασίας για την ανάπτυξη των τυφώνων ενώ στους Μ.Τ. σημαντικές είναι και οι ροές αισθητής θερμότητας. Για να γίνει κατανοητός ο ρόλος τους και η παρουσία τους στην ατμόσφαιρα, παρακάτω αναλύονται κάποιοι βασικοί φυσικοί μηχανισμοί που συντελούν στην παραγωγή και δέσμευσή τους.

Λανθάνουσα θερμότητα εκλύεται και δεσμεύεται από το περιβάλλον κατά την αλλαγή φάσης του νερού. Τα μόρια του νερού όταν αυτό βρίσκεται στη στερεή μορφή του, δηλαδή τον πάγο, εμφανίζουν πολύ σταθερές θέσεις. Το αντίθετο συμβαίνει με την αέρια μορφή του, δηλαδή τον υδρατμό. Για να μεταβεί ο πάγος σε υγρή κατάσταση, απαιτείται ενέργεια για να προκαλέσει τη μετάβαση από πιο σταθερή κατάσταση σε λιγότερο σταθερή. Όταν ο πάγος λιώνει, ή το νερό εξατμίζεται, η ενέργεια που χρειάζεται, πρέπει να απορροφηθεί από το περιβάλλον. Έτσι, όταν το νερό μεταβαίνει από μια σταθερότερη σε μια λιγότερο σταθερή κατάσταση, ο αέρας που το περιβάλλει χάνει θερμότητα. Οι τρεις διαδικασίες που απορροφούν θερμότητα από το περιβάλλον είναι η εξάτμιση, το λιώσιμο του πάγου και η εξάχνωση δηλαδή η μετάβαση από πάγο σε αέριο χωρίς την ενδιάμεση υγρή μορφή. Επισημαίνεται ότι η θερμοκρασία του νερού, δεν αλλάζει κατά την αλλαγή της φάσης του (Perrot 1998).

Όταν το νερό σε οποιαδήποτε μορφή του, μεταβαίνει από λιγότερη σταθερή κατάσταση σε μια πιο ισχυρή, ο αέρας που το περιβάλλει λαμβάνει ενέργεια. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται 'απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας'. Οι τρεις διαδικασίες που προσφέρουν θερμότητα στο περιβάλλον είναι η συμπύκνωση, η πήξη, και η απόθεση δηλαδή η μετάβαση από την αέρια στην στερεή κατάσταση.

Αξίζει να σημειωθεί ότι η εξάτμιση και η συμπύκνωση λαμβάνουν/αποβάλλουν 7.5 φορές περισσότερη ενέργεια από το/στο περιβάλλον, σε σχέση με την τήξη και την πήξη (Perrot 1998). Το παραπάνω, εξηγεί το γεγονός ότι η εξάτμιση ψύχει πολύ περισσότερο τον αέρα απ' ότι το λιώσιμο του χιονιού. Όταν ο πάγος λιώνει, απορροφά ενέργεια από το περιβάλλον για να χαλαρώσουν οι ισχυροί

δεσμοί μεταξύ των μορίων του. Ωστόσο, η θερμοκρασία του πάγου παραμένει αμετάβλητη ώσπου να λιώσει όλος ο πάγος. Πρέπει να σπάσουν όλοι οι δεσμοί του υδρογόνου από τη στερεά κατάσταση, για να χρησιμοποιηθεί η ενέργεια που απορροφήθηκε, στην αύξηση της θερμοκρασίας του νερού. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται 'απορρόφηση της λανθάνουσας θερμότητας'.

Η αισθητή θερμότητα είναι απαραίτητη για τη μεταβολή της θερμοκρασίας ενός υλικού, χωρίς να αλλάξει η φάση του. Η μεταφορά θερμότητας μπορεί να γίνει είτε από απορρόφηση ενέργειας από τον ήλιο, το έδαφος και τον αέρα είτε από επαφή του υλικού με κάποιο άλλο που είναι θερμότερο από αυτό.

Οι παραπάνω κανόνες εφαρμόζονται στη φύση καθορίζοντας τον καιρό από τοπική έως παγκόσμια κλίμακα. Για να γίνει κατανοητός ο ρόλος των ροών στη μετεωρολογία και την κυκλογένεση, αναφέρονται πολύ γενικά ορισμένα παραδείγματα.

Καθώς μια ψυχρή αέρια μάζα κινείται πάνω από τη θάλασσα, λαμβάνει χώρα μεταφορά αισθητής θερμότητας και υγρασίας από το νερό προς τον αέρα και προκαλείται μείωση της ευστάθειας στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας. Συνήθως δημιουργούνται νέφη αμέσως μόλις περάσει η αέρια μάζα πάνω από τη θάλασσα και απελευθερώνεται λανθάνουσα θερμότητα λόγω της συμπύκνωσης. Αυτός ο μηχανισμός αστάθειας, είναι στενά συνδεδεμένος με την ανάπτυξη πολικών υφέσεων.

Η συμπύκνωση απελευθερώνει λανθάνουσα θερμότητα. Γι' αυτόν το λόγο, η θερμοκρασία μέσα στο νέφος είναι μεγαλύτερη από το περιβάλλον. Όταν ένα στρώμα αέρα είναι θερμότερο από το περιβάλλον γύρω του, ανέρχεται καθώς είναι ελαφρύτερο. Καθώς ανέρχεται, ψύχεται και οι υδρατμοί συμπυκνώνονται, με αποτέλεσμα να απελευθερώνονται επιπλέον λανθάνουσα θερμότητα. Γίνεται λοιπόν αντιληπτό, ότι η απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας ενισχύει την ανάπτυξη των νεφών. Όση πιο πολύ υγρασία περιέχει ένα νέφος, τόσο περισσότερη λανθάνουσα θερμότητα μπορεί να απελευθερώσει. Σε ένα ιδανικό κλειστό σύστημα, (κύκλος Carnot), η θάλασσα θα μπορούσε να τροφοδοτεί συνεχώς με θερμότητα και υγρασία τον υπερκείμενο αέρα και να δημιουργούνται συνεχώς νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Τελικά όμως μέσα στα νέφη η θερμοκρασία δεν αυξάνεται τόσο πολύ καθώς η θέρμανση λόγω έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας, αντισταθμίζεται σε μεγάλο βαθμό από την ψύξη λόγω αδιαβατικής εκτόνωσης εξαιτίας των ισχυρών ανοδικών κινήσεων. Γι' αυτό και στους τυφώνες οι μέγιστες θερμοκρασιακές ανωμαλίες

παρατηρούνται στο μάτι και όχι γύρω από αυτό.

Στους τροπικούς, οι ροές λανθάνουσας θερμότητας είναι ο πιο σημαντικός τρόπος μεταφοράς ενέργειας από τη θάλασσα στην ατμόσφαιρα. Η αστάθεια και τα καταιγιδοφόρα νέφη χαρακτηρίζουν τις περιοχές γύρω από τον Ισημερινό. Για την ανάπτυξή τους όμως απαιτείται και υγρασία, που προέρχεται από τους ωκεανούς και η μεταφορά της γίνεται με τη μέση μεσημβρινή κυκλοφορία των δακτυλίων του Hadley.

3.4 Θεωρίες Γέννησης

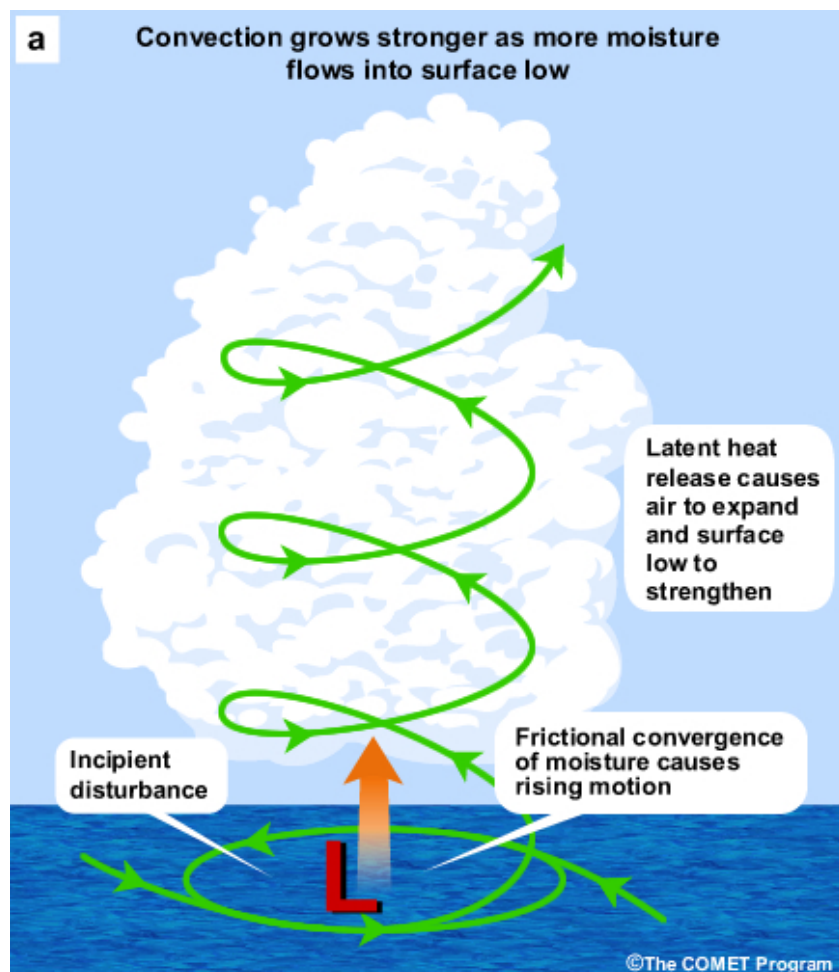
3.4.1 Θεωρία αστάθειας υπό συνθήκες, του δεύτερου είδους (Conditional Instability of the Second Kind - CISK)

Η πλέον δημοφιλής θεωρία τη δεκαετία του 1960 σχετικά με την ενίσχυση των τροπικών κυκλώνων από μικρής κλίμακας διαταραχές όπως είναι οι καταιγίδες, ήταν η θεωρία της αστάθειας υπό συνθήκες του δεύτερου είδους (CISK, Conditional Instability of the Second Kind). Η θεωρία αυτή προτάθηκε ανεξάρτητα από τους Ooyama (1964), Charney and Eliassen (1964). Στην παρούσα εργασία θα αναφέρεται από εδώ και στο εξής με τον όρο “CISK” (όπως και στη διεθνή βιβλιογραφία).

Οι Charney and Eliassen (1964), παρουσίασαν μια θεωρία σχετικά με την αλληλεπιδρώμενη σχέση μεταξύ των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και μίας δίνης που βρίσκεται στο αρχικό στάδιο ανάπτυξης. Προϋπόθεση είναι ότι η ατμόσφαιρα είναι μη-κορεσμένη και ασταθής καθώς και η ύπαρξη μιας διαταραχής μικρού πλάτους που σχετίζεται με θετικό στροβιλισμό στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

Η κύρια ιδέα είναι ότι οι ανοδικές κινήσεις που υπάρχουν σε μια ασταθή περιοχή, μπορούν να δημιουργήσουν αλλά και να ενισχύσουν μια δίνη. Αρχικά, η σύγκλιση των αερίων μαζών στο οριακό στρώμα που προκαλείται από την τριβή, οδηγεί σε σύγκλιση της υγρασίας με αποτέλεσμα την απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας και τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων μικρής κλίμακας (Σχήμα 3.3). Αν υπάρχουν οι κατάλληλες θερμοδυναμικές συνθήκες, ένα μέρος της εκλυόμενης λανθάνουσας θερμότητας οδηγεί σε αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα. Στη συνέχεια, δημιουργείται μια κυκλοφορία στον κατακόρυφο άξονα, που εμφανίζει απόκλιση στα ανώτερα και σύγκλιση στα κατώτερα επίπεδα. Λόγω της περιστροφής της Γης, ο αέρας που συγκλίνει στα κατώτερα επίπεδα αποκτά όλο και μεγαλύτερα ποσά θετικού στροβιλισμού, κάτι που προκαλεί την εκθετική ανάπτυξη της διαταραχής. Επιπλέον, σύμφωνα με τους Charney and Eliassen (1964), ο ρυθμός απελευθέρωσης της λανθάνουσας θερμότητας από τους σωρειτομελανίες, είναι ανάλογος με τη σύγκλιση της υγρασίας στο οριακό στρώμα κάτω από τη δίνη και η ενδυνάμωση της δίνης οδηγεί σε ισχυρότερη σύγκλιση της υγρασίας και επομένως σε μεγαλύτερη απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας. Επομένως η θεωρία CISK περιγράφει έναν αυτοτροφοδοτούμενο μηχανισμό. Οι Charney and Eliassen (1964),

ονόμασαν αυτή την αστάθεια ‘αστάθεια υπό συνθήκες του δεύτερου είδους’, για να εξηγήσουν και να διαχωρίσουν την ύπαρξη οργανωμένης αστάθειας σε μεγαλύτερες κλίμακες από ότι αυτές των μεμονομένων καταιγίδων. Η θεωρία CISK χρησιμοποιήθηκε από μεγάλη μερίδα μετεωρολόγων και συμπεριλήφθηκε σε πολλά μετεωρολογικά βιβλία και εργασίες (Rasmussen and Zick 1987, Holton 1972). Ωστόσο, πειράματα που έγιναν στα τέλη του αιώνα και θα αναλυθούν παρακάτω, έδειξαν ότι δεν είναι σωστή στην ανάπτυξη των τυφώνων (Emanuel 1994, Raymond 1994, Craig and Gray 1996).



Σχήμα 3.3. Με το γράμμα ‘L’ συμβολίζεται η αρχική διαταραχή που προκαλεί σύγκλιση των αερίων μαζών και υγρασίας στην επιφάνεια. Η σύγκλιση αυτή προκαλεί ανοδικές κινήσεις και απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας. Με πράσινη γραμμή συμβολίζεται η πορεία του αέρα και η χαρακτηριστική ελικοειδής ροή. Στα ανώτερα στρώματα υπάρχει απόκλιση του αέρα (the COMET program).

3.4.2 Ανταλλαγή θερμότητας με την επιφάνεια λόγω του ανέμου (WISHE Theory: Wind-induced surface heat exchange)

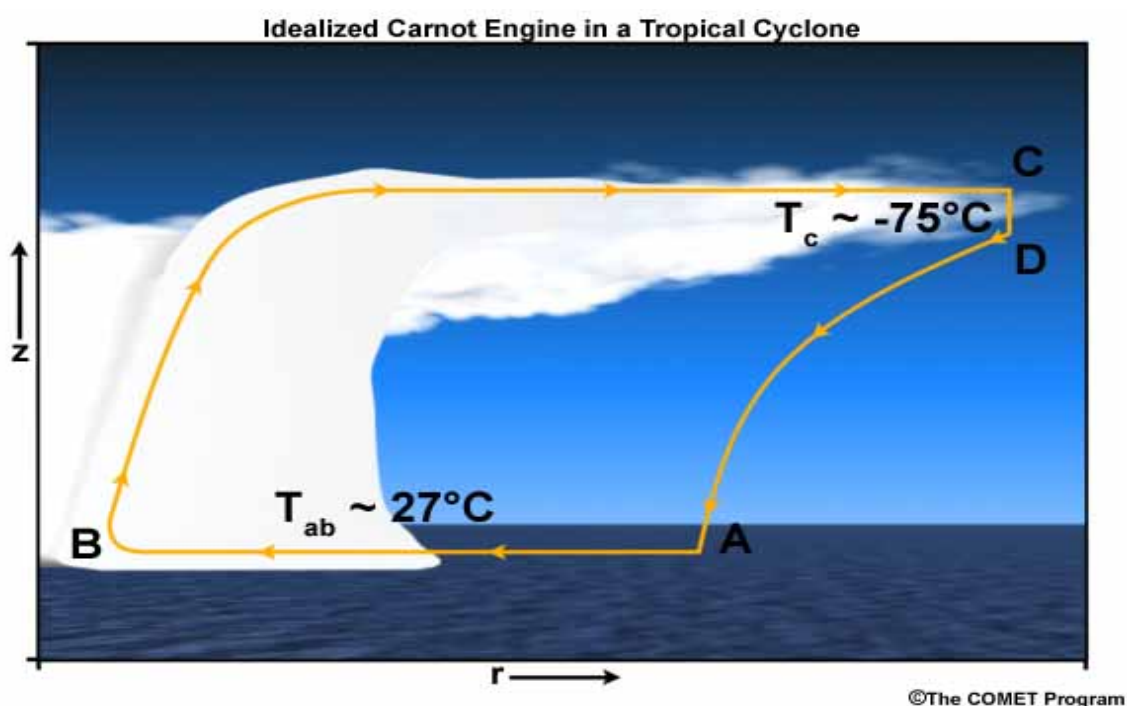
Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η θεωρία CISK είχε πολλούς υποστηρικτές αλλά και κάποιους που διατήρησαν πιο επιφυλακτική στάση σε αυτή. Έτσι, 23 χρόνια μετά, οι Rotunno and Emanuel (1987), απέδειξαν με τη χρήση ιδεατού αριθμητικού μοντέλου, ότι μπορεί να δημιουργηθεί κυκλώνας με χαρακτηριστικά τυφώνα, σε ένα μη κορεσμένο περιβάλλον με προϋπόθεση την ύπαρξη μιας πεπερασμένου πλάτους διαταραχής. Η θεωρία αυτή ονομάστηκε WISHE (wind-induced surface heat exchange), (Rotunno and Emanuel 1987, Emanuel 1987) και θα αναφέρεται έτσι στην παρούσα εργασία, σύμφωνα με τη διεθνή βιβλιογραφία.

Στο μοντέλο που πρότειναν οι Rotunno and Emanuel (1987), θεώρησαν την ατμόσφαιρα σαν ένα κλειστό κύκλο Carnot, όπου η θερμική ενέργεια μετατρέπεται σε μηχανική και η μάζα του αέρα ακολουθεί συγκεκριμένες τροχιές σε μια αέναη κυκλοφορία. Κατά την WISHE, και σύμφωνα με τους Craig and Gray (1996), ο βασικός παράγοντας της ισχυροποίησης ενός κυκλώνα είναι οι ροές θερμότητας από τον ωκεανό, αλλά είναι απαραίτητη η προϋπαρξη μιας θερμοδυναμικής αστάθειας στο οριακό στρώμα. Η εξάτμιση από τον ωκεανό και οι ροές αισθητής θερμότητας (κατά δεύτερο λόγο) δημιουργούν ένα ολοένα πιο υγρό οριακό στρώμα που τροφοδοτεί τον κυκλώνα ενισχύοντάς τον. Την σημασία των επιφανειακών ροών θερμότητας είχαν τονίσει παλαιότερα και οι Malkus and Riehl 1960, Ooyama 1969.

Η καθίζηση του αέρα μέσα στο ‘μάτι’, αυξάνει τη θερμοκρασία του (θερμός πυρήνας) και μειώνει την επιφανειακή πίεση. Η μείωση της πίεσης οδηγεί τον αέρα προς το κέντρο με όλο και αυξανόμενη ταχύτητα. Στη συνέχεια, ο αέρας κινείται πάνω στις σταθερές επιφάνειες στροφορμής στα τοιχώματα γύρω από το ‘μάτι’, ψύχεται, γίνεται ξηρότερος λόγω του σχηματισμού βροχής και εξέρχεται κοντά στην τροπόπαυση όπως δείχνει το Σχήμα 3.4 (Emanuel 1995). Η στροφορμή υπολογίζεται από το συνδυασμό της έντασης του ανέμου και την απόσταση από το κέντρο του κυκλώνα. Οι άνεμοι σε έναν τροπικό κυκλώνα, στροβιλίζονται πιο αργά καθ’ ύψος και όσο απομακρυνόμαστε από το μάτι. Αυτό σημαίνει ότι οι επιφάνειες με σταθερή στροφορμή, πρέπει να έχουν φορά προς τα έξω. Η παραπάνω διαδικασία προκαλεί διαφορά στη θερμοκρασία του αέρα που εξέρχεται κοντά στην τροπόπαυση σε σχέση με τον εισερχόμενο αέρα στην επιφάνεια. Όσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά αυτή, τόσο μεγαλύτερη είναι η διαθέσιμη θερμική ενέργεια του συστήματος.

Για να υπολογιστεί το ποσό της ενέργειας που μπορεί να μετατραπεί από θερμική σε μηχανική, εφαρμόζεται η παρακάτω εξίσωση, όπου T_{in} είναι η θερμοκρασία του αέρα στην επιφάνεια της θάλασσας και T_{out} η θερμοκρασία του αέρα που εξέρχεται του κυκλώνα, κοντά στο ύψος της τροπόπαυσης. Για τυπικές θερμοκρασίες της τροπόπαυσης και της επιφάνειας της θάλασσας, παρατηρείται ότι το ένα τρίτο της θερμικής ενέργειας, μπορεί να μετατραπεί σε μηχανική (Emanuel 1987).

$$\varepsilon = \frac{(T_{IN} - T_{OUT})}{T_{IN}} \cong \frac{(SST - T_{TROP})}{SST} = \frac{(300 - 200)}{300} = \frac{1}{3} \quad (1)$$



Σχήμα 3.4. Σχηματική απεικόνιση των ροών ενέργειας σε έναν τροπικό κυκλώνα σε μια ιδεατή μηχανή Carnot. Ο αέρας στο οριακό στρώμα (Από το σημείο A προς το B), ρέει σε ισοθερμικές επιφάνειες, ανέρχεται αδιαβατικά στα τοιχώματα γύρω από το 'μάτι', σχηματίζοντας νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (σημείο B προς C), εξέρχεται κοντά στην τροπόσφαιρα και στη συνέχεια κατέρχεται μακριά από τον κυκλώνα (σημείο C προς A) (the COMET program).

Ο Emanuel (1997) πρότεινε έναν παράγοντα αποδοτικότητας για το μοντέλο WISHE. Ισχυρίστηκε ότι οι ροές λανθάνουσας θερμότητας μπορούν να θερμάνουν την ατμόσφαιρα μόνο κατά τη διάρκεια μιας βροχόπτωσης/χιονόπτωσης γιατί διαφορετικά η εξάτμιση από την επιφάνεια προσφέρει μόνο υγρασία στο περιβάλλον χωρίς να το θερμαίνει. Ο παράγοντας αυτός είναι μικρός (μεγάλος) σε περιοχές με

μικρή (μεγάλη) σχετική υγρασία.

Οι Craig and Gray (1996), χρησιμοποιώντας το αριθμητικό μοντέλο των Rotunno and Emanuel (1987), κατέληξαν στο ότι ο ρυθμός ανάπτυξης των τροπικών κυκλώνων αυξάνεται καθώς αυξάνεται ο συντελεστής της ανταλλαγής θερμότητας στην επιφάνεια αλλά μένει ίδιος όταν αυξάνεται ο συντελεστής αντίστασης (drag coefficient). Αυτό το αποτέλεσμα είναι σε συμφωνία με τη θεωρία WISHE και σε αντίθεση με τη CISK.

3.4.3 Baroclinic Theory

Η ατμόσφαιρα της οποίας η πυκνότητα του αέρα εξαρτάται από τη θερμοκρασία και τη βαρομετρική πίεση, ονομάζεται βαροκλινική ($\rho = \rho(p, T)$) (Holton 1972). Η μετατροπή της ζωνικής διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας σε Eddy διαθέσιμη δυναμική ενέργεια και της Eddy διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας σε Eddy κινητική ενέργεια, κατά την ανύψωση θερμού αέρα και τη βύθιση του ψυχρού, συνεπάγεται την ύπαρξη βαροκλινικής αστάθειας. Η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια προκύπτει από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ βορρά και νότου στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Η μεγαλύτερη διαφορά στη θερμοκρασία μεταξύ βορρά-νότου, υπάρχει στα πολικά μέτωπα. Ως εκ τούτου, κατά μήκος των μετώπων αυτών προκύπτουν πολλοί βαροκλινικοί κυκλώνες. Καθώς η δυναμική ενέργεια που οφείλεται στη διαφορά της θερμοκρασίας, μεταφέρεται στο προυπάρχον κύμα στα ανώτερα επίπεδα, προκαλείται η κυκλοφορία στα κατώτερα επίπεδα της ύψους (κινητική ενέργεια).

Σε μια βαροκλινική ατμόσφαιρα ο γεωστροφικός άνεμος έχει γενικά, κατακόρυφη διάτμηση η οποία σχετίζεται με την οριζόντια βαθμίδα της θερμοκρασίας από την εξίσωση του θερμικού ανέμου (εξίσωση 2),

$$\frac{\partial V_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} k \times \nabla_p T \quad (2)$$

όπου V_g ο γεωστροφικός άνεμος, p η πίεση, T η μέση θερμοκρασία του αέρα μεταξύ των δύο ισοβαρικών επιφανειών, f η παράμετρος Coriolis, R η σταθερά των αερίων και k το κατακόρυφο διάνυσμα σε ένα τοπικό προσανατολισμένο σύστημα συντεταγμένων (Καρακώστας Θ. (2010), Πυθαρούλης Ι. (2010)).

Σε μία ύφεση των μέσων γεωγραφικών πλατών, θερμός αέρας κινείται προς τα βόρεια μπροστά από αυτήν ενώ ψυχρός αέρας ακολουθεί πίσω της. Όταν οι συνθήκες

είναι κατάλληλες και η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται χωρίς την επίδραση άλλων παραγόντων από το περιβάλλον, θεωρείται ότι υπάρχει βαροκλινική αστάθεια. Καθώς η κυκλογένεση λαμβάνει χώρα, η θερμή μεταφορά ενισχύεται και περισσότερη ενέργεια μεταφέρεται στο κύμα, ανατροφοδοτώντας στην ουσία τη διαδικασία. Όπως όταν μία στήλη αέρα εξαναγκάζεται να ανέλθει από ένα αίτιο και στη συνέχεια αυτό συνεχίζει να ανέρχεται μόνο του λόγω άνωσης από την ασταθή ατμόσφαιρα, έτσι και το κύμα, μικρού μήκους κύματος, συνεχίζει να ενδυναμώνεται αντλώντας ενέργεια από την βαθμίδα θερμοκρασίας βορρά/νότου. Για να ενισχυθεί ένα κύμα μικρού μήκους κύματος, θα πρέπει να υπάρξει ισχυρή μεταφορά ενέργειας από τη θερμοβαθμίδα στο κύμα (Holton 1972).

Η βαροκλινική αστάθεια είναι ο βασικός υπεύθυνος μηχανισμός για την ανάπτυξη συστημάτων συνοπτικής κλίμακας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (κυκλώνες και αντικυκλώνες). Αυτά τα συστήματα βοηθούν στη διατήρηση της παγκόσμιας θερμοκρασίας, μεταφέροντας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη θερμό αέρα προς τα βόρεια και ψυχρό προς τα νότια. Αξίζει να σημειωθεί, ότι το μεγαλύτερο μέρος της δυναμικής ενέργειας της ατμόσφαιρας δεν είναι διαθέσιμο για μετατροπή σε κινητική ενέργεια (Lorenz 1955).

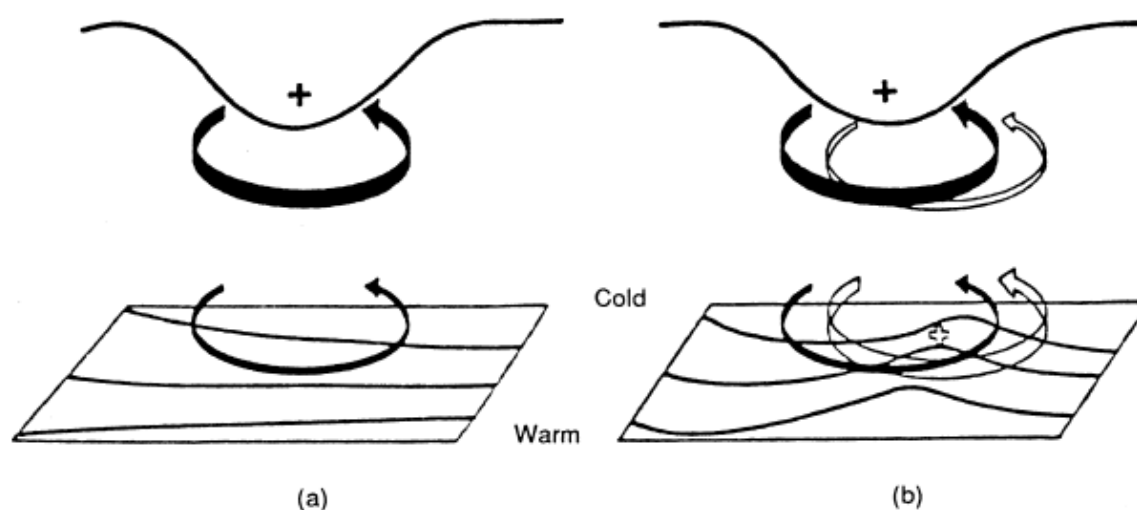
Σε μεγάλης κλίμακας συνθήκες, η κυκλογένεση συμβαίνει ακριβώς κάτω από τον άξονα του μεγάλου μήκους κύματος, αυλών. Έντονη κυκλογένεση συνήθως συμβαίνει όταν ο κατακόρυφος άξονας του αυλώνα έχει αρνητική κλίση σε σχέση με τη μέση ροή (Sanders και Gyakum, 1980).

Στο Σχήμα 3.5 παρακάτω, συνοψίζεται σχηματικά ο μηχανισμός της δημιουργίας μια βαροκλινικής ύφεσης (Hoskins et al. 1985). Στα ανώτερα επίπεδα υπάρχει ένα μικρού μήκους κύμα που χαρακτηρίζεται από θετική ανωμαλία στροβιλισμού. Η κυκλοφορία που προκαλείται από την ανωμαλία του στροβιλισμού στα ανώτερα επίπεδα, προκαλεί μεταφορά θερμότητας στην επιφάνεια που αυτή με τη σειρά της προκαλεί ανωμαλία του σχετικού στροβιλισμού στα κατώτερα επίπεδα και έχει σαν συνέπεια να ενδυναμώνεται η ανωμαλία του στροβιλισμού στα υψηλά επίπεδα της τροπόσφαιρας.

Όπως αναφέρθηκε και στο πρώτο κεφάλαιο, μια από τις βασικές αιτίες κυκλογένεσης στη Μεσόγειο είναι η βαροκλινική αστάθεια που προκαλείται από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της ηπείρου στα βόρεια και της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας στα νότια. Επιπλέον ενισχυτικό ρόλο κατέχουν οι οροσειρές

των Άλπεων στα βόρεια και του Άτλαντα στα νότια, που λόγω του όγκου τους μπλοκάρουν τις αέριες μάζες και δημιουργούν ισχυρή βαθμίδα στη θερμοκρασία.

Παραπάνω αναφέρθηκε ότι τα πολικά χαμηλά δημιουργούνται από τη βαροκλιτική αστάθεια αλλά δε συμβαίνει το ίδιο και με τους τυφώνες και τα τροπικά χαμηλά όπου κύριο ρόλο κατέχουν οι μεταφορές θερμότητας. Για να εξεταστεί αν η ύφεση που μελετάται στην παρούσα εργασία, δημιουργήθηκε λόγω της βαροκλιτικής αστάθειας ή λόγω των ροών θερμότητας, εξετάζεται η ατμοσφαιρική πίεση στην τροπόπαυση (επιφάνεια ίσου δυναμικού στροβιλισμού $PV=2PVU$) ώστε να ερευνηθεί η ύπαρξη δυναμικών ανωμαλιών της τροπόπαυσης και η θερμοβαθμίδα στην κατώτερη τροπόσφαιρα. Όπως ειπώθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, αν υπάρχει ανωμαλία του στροβιλισμού στα ανώτερα επίπεδα, τότε προκαλείται μεταφορά θερμότητας στην επιφάνεια και επομένως ενίσχυση του συστήματος.



Σχήμα 3.5. Σχηματική απεικόνιση μιας κυκλογένεσης που συνδέεται με την ύπαρξη θετικού στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα πάνω από μια περιοχή που τη χαρακτηρίζει βαροκλιτική αστάθεια. Στο σχήμα (a) παρατηρείται κυκλωνικός στροβιλισμός στα κατώτερα στρώματα που προκαλείται από την ανωμαλία του στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα. Η κυκλοφορία που οφείλεται στην ανωμαλία του στροβιλισμού απεικονίζεται με τα μαύρα βέλη ενώ με μαύρες συνεχείς γραμμές στο κάτω μέρος του σχήματος, απεικονίζεται η δυνητική θερμοκρασία. Αυτή η διαταραχή μπορεί να οδηγήσει σε κυκλωνική κυκλοφορία όπως φαίνεται από τα βέλη του σχήματος (b). Η προκαλούμενη κυκλωνική κυκλοφορία στα ανώτερα στρώματα μπορεί να ενδυναμώσει την ανωμαλία του στροβιλισμού και να οδηγήσει στην ενίσχυση της διαταραχής. (Hoskins et al. 1985)

Κεφάλαιο 4

Το μοντέλο WRF

4.1 Εισαγωγή στο μοντέλο

Το Weather Research and Forecasting Model (WRF) είναι ένα μέσης κλίμακας, αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης και έρευνας του καιρού και της ατμόσφαιρας. Ανήκει στη νέα γενιά αριθμητικών μοντέλων, που σκοπό έχει να προάγει την κατανόηση και την πρόγνωση των μέσης κλίμακας συστημάτων καθώς και να δημιουργήσει στενότερους δεσμούς μεταξύ της έρευνας και επιχειρησιακής πρόγνωσης. Το μοντέλο υποστηρίζει δύο δυναμικούς πυρήνες και ένα σύστημα αφομοίωσης δεδομένων ενώ το λογισμικό του, επιτρέπει τον παράλληλο προγραμματισμό/εκτέλεση και την επέκταση του συστήματος (Wang et al, 2008). Η ευελιξία του, επιτρέπει τη χρήση του σε ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών, όπως θα αναλυθεί παρακάτω. Το πλέγμα που χρησιμοποιεί είναι το εναλλασσόμενο Arakawa C-Grid. Οι κατακόρυφες συντεταγμένες ακολουθούν την τοπογραφία (σ – συντεταγμένες) σύμφωνα με την απλή εξίσωση $\sigma = p - p_{top} / p_s - p_{top}$, όπου p , η πίεση στο συγκεκριμένο επίπεδο του μοντέλου και στο συγκεκριμένο σημείο πλέγματος, p_{top} η πίεση στο ανώτερο επίπεδο του μοντέλου και p_s η πίεση στην επιφάνεια της γης, στο συγκεκριμένο σημείο πλέγματος. Από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι το σ παίρνει τιμή 0 στο ανώτερο επίπεδο και 1 στην επιφάνεια. Επομένως, τα υπόλοιπα επίπεδα παίρνουν τιμές μεταξύ μηδέν και ένα και είναι ανομοιόμορφα κατανομημένα με το ύψος. Συνήθως, είναι πιο πυκνά μέχρι το ύψος του οριακού στρώματος για την καλύτερη ανάλυσή του, καθώς μέσα σε αυτό λαμβάνουν χώρα πολύ σημαντικές ατμοσφαιρικές διεργασίες και όσον αφορά την παρούσα εργασία, ανταλλαγές θερμότητας.

Οι δημιουργοί του WRF, γνωρίζοντας τα λάθη άλλων αντίστοιχων μοντέλων, δημιούργησαν ένα εξελιγμένο και ευέλικτο μοντέλο, που πλέον έχει αντικαταστήσει μερικά από αυτά, όπως είναι το μέσης κλίμακας MM5 του Πανεπιστημίου της Πενσυλβάνια (PSU/NCAR) καθώς και το RUC (Rapid Update Cycle) του Εθνικού Κέντρου Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (NCEP).

Η πρώτη έκδοση του WRF, γνωστή ως WRF 1.0, δόθηκε ελεύθερη στο κοινό στις 30 Νοεμβρίου του 2000. Στη συνέχεια ακολούθησαν διάφορες αναβαθμίσεις και βελτιώσεις, με την τελευταία να εκδίδεται τον Απρίλιο 2016 με την έκδοση 3.8.0.

Σήμερα υπάρχουν πέντε βασικές ομάδες που εργάζονται για την ανάπτυξη του μοντέλου και 16 ομάδες που ειδικεύονται η κάθε μία σε ένα επιμέρους τμήμα του WRF και φροντίζουν για την ανάπτυξή του. Στην προσπάθεια ανάπτυξης του μοντέλου συμβάλλουν μια σειρά από οργανισμούς και ερευνητικά κέντρα ανά τον κόσμο, μερικά εκ των οποίων είναι τα ακόλουθα: το Εθνικό Κέντρο Έρευνας της Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α. (NCAR), η Εθνική Υπηρεσία Ωκεανών και Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α. (NOAA), το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικών Προβλέψεων των Η.Π.Α. (NCEP) και το Εργαστήριο Προγνωστικών Συστημάτων (FSL), το Γραφείο Καιρού της Αεροπορίας των Η.Π.Α. (AFWA), το Εργαστήριο Ναυτικών Ερευνών, το Πανεπιστήμιο της Οκλαχόμα, και η Διοίκηση Ομοσπονδιακής Αεροπορίας των Η.Π.Α. (FAA).

Το μοντέλο εφαρμόζεται επιχειρησιακά ή ερευνητικά από μετεωρολογικές υπηρεσίες, ινστιτούτα και πανεπιστήμια σε πάνω από 130 χώρες, όπως στις Η.Π.Α, το Μεξικό, την Ιταλία, την Ελλάδα, το Ισραήλ, τη Σλοβενία, την Ινδία, την Ελβετία την Κορέα κ.α. Οι χρήστες του αυξάνονται συνεχώς και κάθε χρόνο διοργανώνονται ημερίδες στο Εθνικό Κέντρο Έρευνας της Ατμόσφαιρας (NCAR) των Η.Π.Α., με σκοπό την ενημέρωση και εκπαίδευσή τους.

Οι ερευνητές έχουν τη δυνατότητα να πραγματοποιούν προσομοιώσεις χρησιμοποιώντας είτε πραγματικά δεδομένα (παρατηρήσεις και αναλύσεις), είτε ιδεατές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Επιπλέον, οι χρήστες μπορούν με την κατάλληλη γνώση, να παρέμβουν στον κώδικα του λογισμικού για να τον προσαρμόσουν στις δικές τους ανάγκες. Το λογισμικό του μοντέλου χρησιμοποιεί τη γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN 90.

Όπως αναφέρθηκε στην πρώτη παράγραφο, το WRF διαθέτει δύο δυναμικούς πυρήνες, τον ARW και τον NMM:

Το WRF-ARW είναι το μοντέλο με τον δεύτερο πυρήνα του WRF και αποτελεί το Μοντέλο Προηγμένης Έρευνας (Advanced Research Model) που σχεδιάστηκε από το Εθνικό Κέντρο Έρευνας της Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α. (NCAR) και έχει την επιλογή υδροστατικής και μη-υδροστατικής προσέγγισης. Το μοντέλο επιπλέον υποστηρίζει μονής-κατεύθυνσης (1-way nesting), διπλής-κατεύθυνσης (2-way nesting) και κινούμενα πλέγματα (moving nesting). Εκτελείται σε υπολογιστή με έναν επεξεργαστή, ή σε πολλούς υπολογιστές με πολλούς επεξεργαστές ή πυρήνες, που μοιράζονται την ίδια ή ξεχωριστές μνήμες.

Μπορεί να εφαρμοστεί σε ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών η χωρική κλίμακα των οποίων εκτείνεται από μερικά μέτρα μέχρι χιλιάδες χιλιόμετρα περιλαμβάνοντας:

- Την Αριθμητική Πρόγνωση του Καιρού, είτε για επιχειρησιακούς είτε για ερευνητικούς σκοπούς.
- Την έρευνα παραμετροποιήσεων των φυσικών διεργασιών όπως είναι η τυρβώδης ροή, η ηλιακή ακτινοβολία κ.α.
- Τις εφαρμογές συζευγμένων μοντέλων. Μπορεί να λειτουργεί σε σύζευξη με άλλα μοντέλα για εφαρμογές όπως η μεταφορά σκόνης, η ρύπανση της ατμόσφαιρας, οι δασικές πυρκαγιές, η υδρολογία κ.α

Επιπλέον, χρησιμοποιείται για διδακτικούς σκοπούς σε Ερευνητικά και Πανεπιστημιακά κέντρα.

Το WRF-NMM είναι το μοντέλο με τον μη-υδροστατικό πυρήνα (Nonhydrostatic Mesoscale Model). Έχει αναπτυχθεί από την Εθνική Υπηρεσία Ωκεανών και Ατμόσφαιρας (NOAA), και το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (NCEP). Η τρέχουσα έκδοση είναι η 3. Το WRF-NMM σχεδιάστηκε για να είναι ένα ευέλικτο σύστημα προσομοίωσης της ατμόσφαιρας και των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα σε αυτή.

4.1.1 Το σύστημα προεπεξεργασίας WPS

Το σύστημα προεπεξεργασίας WPS (Preprocessing System) του WRF, αποτελείται από 3 εκτελέσιμα αρχεία, (geogrid, ungrib, metgrid) των οποίων ο ρόλος είναι να προετοιμάσουν τα δεδομένα που θα εισαχθούν στο τελικό αρχείο, για τις πραγματικές προσομοιώσεις δεδομένων. Κάθε ένα από τα αρχεία εκτελεί ένα στάδιο προετοιμασίας:

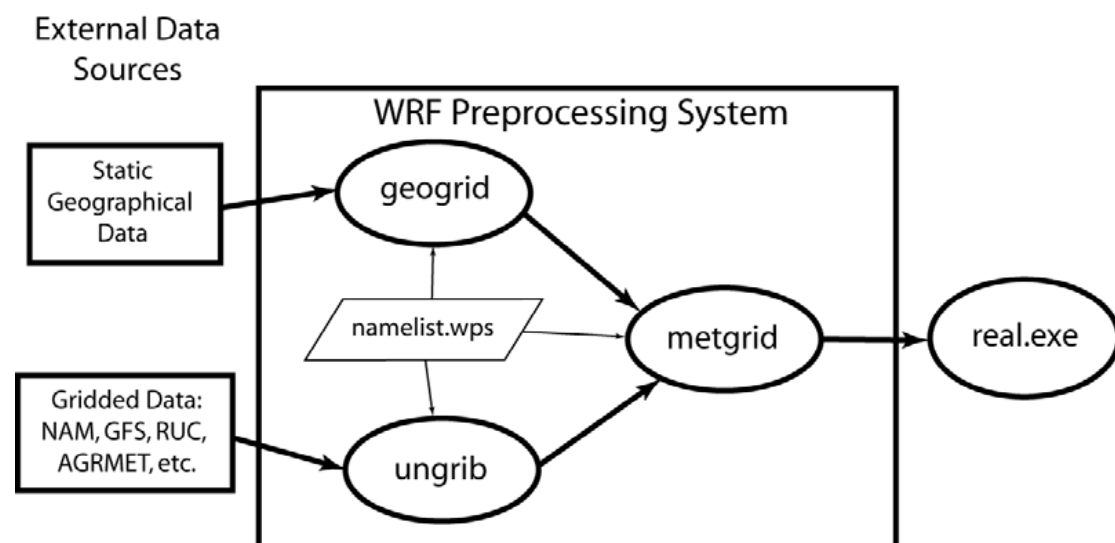
Το **geogrid** καθορίζει το πεδίο ορισμού του μοντέλου και παρεμβάλλει στατικά γεωγραφικά στοιχεία στα πλέγματα. Τέτοιες πληροφορίες είναι οι κατηγορίες εδαφών, οι κατηγορίες χρήσεων γης, το υψόμετρο του εδάφους, η ετήσια μέση θερμοκρασία μέσα στο έδαφος (π.χ. 2 μέτρα), η μηνιαία πορεία της βλάστησης, η μηνιαία αντανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας, η μέγιστη αντανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας από το χιόνι και οι κατηγορίες κλίσεων των πρανών. Οι παραπάνω παρεμβολές δεν μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια των προσομοιώσεων κι έτσι εισάγονται μόνο κατά την αρχικοποίηση του μοντέλου.

Το **ungrib** αποκωδικοποιεί τα μετεωρολογικά πεδία από τα διαθέσιμα αρχεία με πλεγματικά δεδομένα. Τα αρχεία μορφής GRIB, περιέχουν μετεωρολογικά πεδία για ποικίλα χρονικά διαστήματα που λαμβάνονται από άλλα περιοχικά ή παγκόσμια μοντέλα όπως το North American Mesoscale (NAM), το Global Forecast System (GFS) ή το ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts). Και οι δύο εκδόσεις του GRIB χρησιμοποιούν διάφορους κώδικες για να προσδιορίσουν τις μεταβλητές και τα επίπεδα στο αρχείο GRIB. Το ungrib χρησιμοποιεί τους πίνακες αυτών των κωδικών που ονομάζονται Vtables (Variable tables), για να καθορίσει ποια πεδία θα εξάγει από το αρχείο GRIB. Οι πίνακες αυτοί μπορούν να παρέχονται από το NAM, το NAM AWIP, το GFS, την ανάλυση του NCEP που αρχειοθετείται στο NCAR, το RUC (στοιχεία για τα επίπεδα πίεσης και τις συντεταγμένες), ενώ τα στοιχεία για την επιφάνεια του εδάφους λαμβάνονται από το AFWA's AGRMET, το ECMWF, το GFS, κ.ά.

Το **metgrid** παρεμβάλλει οριζόντια τα μετεωρολογικά πεδία που εξάγονται από το ungrib, στα πλέγματα του μοντέλου που καθορίζονται από το geogrid.

Το τελικό στάδιο προεπεξεργασίας είναι το αρχείο **real.exe** το οποίο διαβάζει τις γεωγραφικές και μετεωρολογικές πληροφορίες από τα δύο προηγούμενα αρχεία και δημιουργεί αρχεία με τις αρχικές και οριακές συνθήκες όχι μόνο οριζοντίως αλλά και κατακόρυφα στα σ-επίπεδα του μοντέλου.

Στο παρακάτω Σχήμα 4.1 απεικονίζεται η σύνδεση των τριών παραπάνω προγραμμάτων:



Σχήμα 4.1. Απεικόνιση της συνεργασίας του geogrid, του ungrib και του metgrid και εκτέλεση του αρχείου real.exe. (Wang et al. 2008).

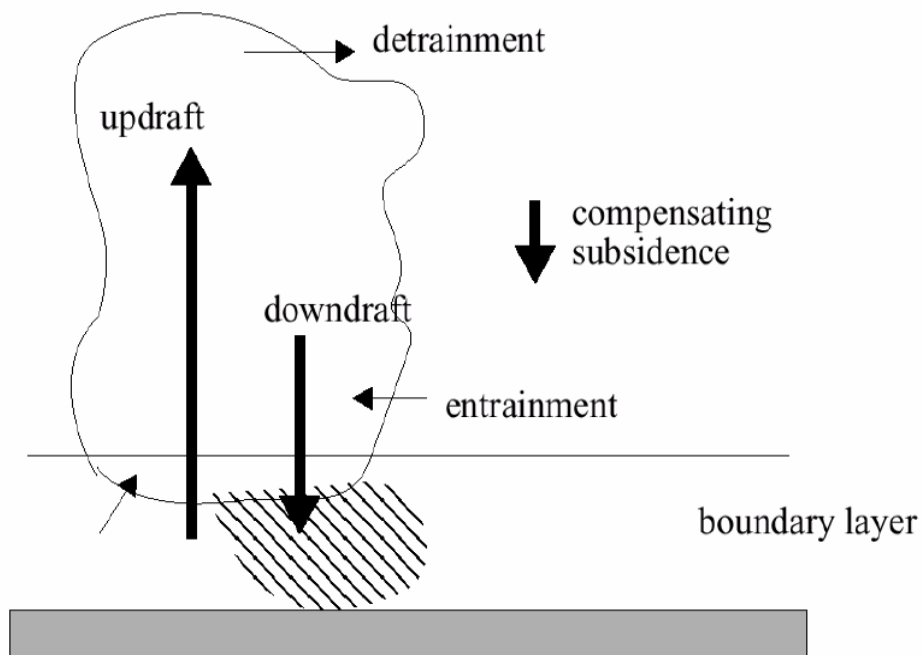
4.2 Παραμετροποιήσεις φυσικών διεργασιών

Τα αριθμητικά μοντέλα δεν μπορούν να αναπαραστήσουν ορισμένες φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε κλίμακες μικρότερες του πλέγματος. Έτσι, ακόμη και τα μοντέλα μέσης κλίμακας όπως είναι το WRF, αδυνατούν να αναπαραστήσουν επακριβώς τις ανοδικές/καθοδικές κινήσεις μέσα στα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης ή τη συμπίκνωση των υδρατμών και τις ροές θερμότητας που προκύπτουν (Σχήμα 4.2). Πρόκειται για διεργασίες που συμβαίνουν σε πολύ μικρές κλίμακες και τα αριθμητικά μοντέλα ποτέ δεν θα μπορέσουν να τις αναπαραστήσουν. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται για την ανάλυση αυτών των διεργασιών, ονομάζεται παραμετροποίηση. Οι παραμετροποιήσεις είναι ρουτίνες (αριθμητικά σχήματα), που εισάγουν την πληροφορία στο αριθμητικό μοντέλο για το πως πρέπει να λάβει ή όχι υπόψην του, κάποιες διαδικασίες που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα. Τα σχήματα που χρησιμοποιούνται είναι αυτό της μικροφυσικής, της ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου κύματος, των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, του εδάφους, του οριακού στρώματος και αυτό των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα μερικά εκατοστά πάνω από την επιφάνεια της γης (Wang et al, 2008).

Για κάθε κατηγορία υπάρχουν πολλά σχήματα παραμετροποίησης. Για παράδειγμα, στο WRF για την παραμετροποίηση της κατακόρυφης μεταφοράς, υπάρχουν δεκατρία διαφορετικά σχήματα στην τελευταία έκδοση 3.8.0. Το κάθε σχήμα κάνει διαφορετικές παραδοχές επιλύοντας διαφορετικές εξισώσεις και ως εκ τούτου τα τελικά αποτελέσματα διαφέρουν. Ο χρήστης θα πρέπει να γνωρίζει τις φυσικές διεργασίες σε κάθε περίπτωση για να μπορεί να επιλέξει το κατάλληλο σχήμα που θα του δώσει τα πιο ρεαλιστικά αποτελέσματα.

Τα προβλήματα που μπορεί να προκύψουν με τη χρήση των παραμετροποιήσεων, έχουν να κάνουν κυρίως με την αυξανόμενη πολυπλοκότητά τους και τις αλληλεπιδράσεις που έχουν με άλλα σχήματα. Για την αποφυγή λανθασμένων αποτελεσμάτων, κρίνεται αναγκαία η δοκιμή διαφορετικών σχημάτων και η σύγκριση των αποτελεσμάτων με τα πραγματικά. Σήμερα, η επιστημονική κοινότητα έχει καταλήξει σε κάποιους συνδυασμούς σχημάτων που προσεγγίζουν καλύτερα την πραγματικότητα, αλλά σε ορισμένα φαινόμενα όπως είναι στην

περίπτωση αυτή των M.T., δεν έχουν γίνει πολλά πειράματα με διαφορετικά σχήματα για να βρεθεί ο καλύτερος συνδυασμός.



Σχήμα 4.2. Σχηματική απεικόνιση των βασικών διαδικασιών που λαμβάνουν υπόψη τα σχήματα νεφών (cumulus schemes) (Wang et al, 2008).

4.3 Παραμετροποιήσεις κατακόρυφης μεταφοράς (Cumulus scheme)

4.3.1 Kain-Fritsch scheme

Στην παρούσα εργασία πραγματοποιούνται πειράματα αλλάζοντας το σχήμα καταιγιδοφόρων νεφών ανάμεσα σε αυτό των Betts-Miller-Janjic και αυτό των Kain-Fritsch. Το σχήμα Betts-Miller-Janjic επιλέχθηκε γιατί χρησιμοποιείται επιχειρησιακά από τον Τομέα Μετεωρολογίας του Α.Π.Θ. και άλλες ομάδες όπως του SKIRON στην ομάδα Ατμοσφαιρικών μοντέλων και Πρόγνωσης καιρού του Πανεπιστημίου Αθηνών, Poseidon, την EMY, κ.α. Το σχήμα Kain-Fritsch (KF) έχει χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση τυφώνων και έντονων καταιγιδοφόρων συστημάτων. Παρακάτω παρουσιάζονται οι παραδοχές των δύο αυτών σχημάτων.

Το σχήμα νεφών και βροχόπτωσης Kain-Fritsch είναι βασισμένο στα Kain and Fritsch (1990) και Kain and Fritsch (1993), αλλά έχει τροποποιηθεί μετά από την επιχειρησιακή του χρήση στο μοντέλο Eta.

Όπως και το αρχικό σχήμα KF, χρησιμοποιεί ένα απλοποιημένο μοντέλο νεφών με υγρά ανοδικά και καθοδικά ρεύματα. Περιλαμβάνει τις επιδράσεις τις εκροής αλλά και της εισροής ατμοσφαιρικού αέρα στο νέφος και χρησιμοποιεί σχετικά απλή μικροφυσική. Το βασικό του χαρακτηριστικό είναι η γρήγορη κατανάλωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας (CAPE) και έτσι ρυθμίζεται η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας. Στο σχήμα αυτό:

- Ο ρυθμός εισροής αέρα, εξαρτάται από τη σύγκλιση που λαμβάνει χώρα στα κατώτερα στρώματα.
- Καθορίζεται ένας ελάχιστος ρυθμός εισροής αέρα για να περιοριστεί η ισχύς της ανωμεταφοράς στις περιπτώσεις που το περιβάλλον είναι οριακά ασταθές, ή σχετικά ξηρό.
- Εισάγεται η παραδοχή για γρήγορη κατανάλωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας για την ανωμεταφορά κι έτσι είναι κατάλληλο για φαινόμενα μικρής χρονικής και χωρικής κλίμακας.
- Παρέχεται η πλέον ρεαλιστική απεικόνιση των συνθηκών τη στιγμή της ενεργοποίησης της ανωμεταφοράς.
- Λαμβάνεται υπόψη η ρηχή/ασθενής ανωμεταφορά.

Ωστόσο, παρουσιάζει και κάποια μειονεκτήματα, τα οποία είναι:

- Απαιτείται μεγάλη υπολογιστική ισχύς καθώς είναι αρκετά πολύπλοκο.
- Η παραδοχή για την ταχεία κατανάλωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας ανωμεταφοράς, δεν είναι κατάλληλη σε μοντέλα με χαμηλή χωρική διακριτοποίηση, όπως είναι τα κλιματικά μοντέλα.

4.3.2 Betts-Miller-Janjic scheme

Το σχήμα Betts-Miller-Janjic (BMJ) (Janjic, 1994, 2000), προέρχεται από εκείνο των Betts-Miller (BM) (Betts 1986, Betts and Miller 1986). Το BMJ, έχει υποστεί πολλές βελτιώσεις στην πάροδο των ετών κυρίως λόγω της χρήσης του σε επιχειρησιακό επίπεδο στο NCEP/ETA και SKIRON/Eta κι έτσι έχει διαφοροποιηθεί αρκετά από το αρχικό σχήμα.

Αυτό το σχήμα χρησιμοποιεί κάποια προφίλ της ατμόσφαιρας που προέρχονται από κλιματικά δεδομένα. Στη συνέχεια συγκρίνει τις ραδιοβολίσεις με τα προφίλ αναφοράς και αναλόγως ενεργοποιείται. Το προφίλ της βαθιάς/ισχυρής ανωμεταφοράς είναι μεταβλητό και εξαρτάται από το βαθμό απόδοσης του νέφους, μια αδιάστατη μεταβλητή, που χαρακτηρίζει το καθεστώς της ανωμεταφοράς (Janjic, 1994). Ο βαθμός αποδοτικότητας του νέφους εξαρτάται από τη μεταβολή της εντροπίας, τον υετό και τη μέση θερμοκρασία του νέφους. Το προφίλ της υγρής, ασθενούς, ανωμεταφοράς, ισχύει με την προϋπόθεση ότι η μεταβολή της εντροπίας είναι μικρή και θετική (Janjic, 1994).

Τελευταία έχουν γίνει κάποιες αλλαγές για την εφαρμογή του σε υψηλότερη οριζόντια χωρική διακριτοποίηση. Μία από τις αλλαγές είναι η επιβολή ενός κατώτατου ορίου για τη μεταβολή της εντροπίας μέσα στο νέφος, κάτω από το οποίο, η βαθιά ανωμεταφορά δεν ενεργοποιείται.

Τα πλεονεκτήματα του σχήματος BMJ, είναι τα εξής (Janjic, 1994):

- Είναι ένα υπολογιστικά εύκολο σχήμα που δίνει καλά αποτελέσματα χωρίς να απαιτεί μεγάλη υπολογιστική ισχύ.
- Συνήθως δουλεύει σε υγρά περιβάλλοντα με μικρή ανωμεταφορά νεφών.
- Χειρίζεται την ισχυρή ανωμεταφορά καλύτερα από τ' άλλα σχήματα.
- Είναι το πιο αποδοτικό σχήμα για την αποτροπή των σχηματών μικροφυσικής να δημιουργήσουν ανωμεταφορά.
- Περιλαμβάνει εμμέσως τις επιπτώσεις στα διάφορα στρώματα των καθοδικών ρευμάτων μέσα στα νέφη, διαφόρων πολύπλοκων φυσικών διεργασιών, όπως τη λανθάνουσα θερμότητα τήξης από την ψύξη του ανερχόμενου αέρα ή από τον υετό που πέφτει.

Οι περιορισμοί του BMJ είναι οι εξής (Janjic, 1994):

- Ενεργοποιείται μόνο όταν το κατακόρυφο προφίλ της ατμόσφαιρας έχει πολλή υγρασία. Αυτό αποτελεί πρόβλημα σε ξηρά περιβάλλοντα.
- Τα προφίλ αναφοράς, δεν είναι ευέλικτα για κάθε προγνωστική κατάσταση καθώς είναι σταθερά, βασισμένα σε κλιματικές τιμές. Έτσι, μπορεί να περιορίζεται η κατακόρυφη δομή των νεφών σε ορισμένες περιπτώσεις.
- Όταν ενεργοποιείται, υπερεκτιμά τη βροχόπτωση στα αρχικά στάδια, είτε επειδή το προφίλ αναφοράς είναι πολύ ξηρό για την προγνωστική κατάσταση,

είτε γιατί η μετάβαση στο προφίλ γίνεται πολύ απότομα. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, να μένει πολύ λίγη υγρασία για τον υετό που προκύπτει στη συνέχεια.

- Δεν υπολογίζονται οι αλλαγές των συνθηκών κάτω από τη βάση των νεφών.
- Επηρεάζει τις επίγειες συνθήκες μόνο με έμμεσο τρόπο, όπως η εξάτμιση του υετού και η μείωση της θέρμανσης από τον ήλιο εξαιτίας της νεφοκάλυψης.

Οι δημιουργοί του WRF αλλά και άλλων αριθμητικών μοντέλων, προτείνουν τη χρήση των σχημάτων ανωμεταφοράς, όταν εφαρμόζεται οριζόντια χωρική διακριτοποίηση μεγαλύτερη από 10 χιλιόμετρα, ενώ για μικρότερη των 3 χιλιομέτρων προτείνουν να μην χρησιμοποιούνται καθόλου (Molinari and Dudek, 1992). Εάν θεωρηθεί ότι η οριζόντια έκταση ενός καταιγιδοφόρου νέφους είναι περίπου 10 χιλιόμετρα, τότε όταν η οριζόντια χωρική ανάλυση του μοντέλου είναι μικρότερη από 10χλμ, οι φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα μέσα στο νέφος, μπορούν να αναλυθούν σε πραγματικές συνθήκες από τα σημεία πλέγματος του μοντέλου, χωρίς να είναι απαραίτητη η χρήση κάποιου σχήματος παραμετροποίησης. Για χωρική διακριτοποίηση μεταξύ 3 και 10 χιλιομέτρων, η χρήση των σχημάτων παραμένει ένα ερώτημα καθώς κανένα σχήμα δεν έχει σχεδιαστεί για τέτοιες κλίμακες.

4.4 Δεδομένα και μεθοδολογία

Στην παρούσα εργασία, έγινε προσομοίωση του κυκλώνα του Νοεμβρίου 2011, με τη χρήση του αριθμητικού μοντέλου καιρού WRF-ARW, έκδοση 3.2.0 που λειτούργησε επιχειρησιακά από τον Τομέα Μετεωρολογίας του Α.Π.Θ. μέχρι τις αρχές του 2015. Για τη μορφολογία του εδάφους, τις χρήσεις γης, τον τύπο εδαφών κ.α., εισήχθησαν γεωγραφικά δεδομένα από την Γεωλογική Υπηρεσία των Η.Π.Α. (USGS) με την καλύτερη δυνατή χωρική ανάλυση, περίπου 750 μέτρα στο οριζόντιο επίπεδο (30"). Η γεωμορφολογία της Μεσογείου είναι σύνθετη καθώς περιβάλλεται από ψηλά βουνά, πεδιάδες και αρκετά νησιά τα οποία πρέπει να αποτυπωθούν με ακρίβεια.

Για τις αρχικές και οριακές συνθήκες του μοντέλου, εισήχθησαν τα μετεωρολογικά δεδομένα από τις επιχειρησιακές αναλύσεις του ECMWF, ανά 6 ώρες (0, 6, 12 και 18UTC). Τα δεδομένα αυτά διαθέτουν 19 κατακόρυφα επίπεδα, πιο πυκνά κοντά στο έδαφος και 4 στρώματα στο έδαφος μέχρι το βάθος των 255

εκατοστών (1^ο στρώμα: 0-7 εκ., 2^ο στρώμα: 7-28 εκ., 3^ο στρώμα: 28-100 εκ., 4^ο στρώμα: 100-255 εκ.). Η χωρική διακριτοποίηση των αρχικών δεδομένων και των οριακών συνθηκών ήταν η καλύτερη δυνατή, 0.125° x 0.125° (γεωγραφικό πλάτος x γεωγραφικό μήκος).

Λόγω της σημαντικής επιρροής που έχουν οι ροές θερμότητας από τη θάλασσα σε αυτού του είδους τους κυκλώνες, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα με τις θερμοκρασίες θάλασσας σε υψηλή χωρική διακριτοποίηση 1/12°x1/12° (περίπου 0.083°x0.083°) από το NCEP. Οι θερμοκρασίες της θάλασσας, διατηρούνται σταθερές για όλη τη διάρκεια της προσομοίωσης.

Μετά την επεξεργασία των αρχικών και οριακών συνθηκών, έγινε η εκτέλεση του μοντέλου. Η περιοχή ολοκλήρωσης (χρησιμοποιείται διεθνώς με τον όρο 'domain') επιλέχθηκε με τέτοιο τρόπο ώστε να περιλαμβάνει τόσο την περιοχή κυκλογένεσης όσο και την περιοχή που κινήθηκε ο κυκλώνας στη συνέχεια. Για την επιλογή της περιοχής, έγιναν τρεις διαφορετικές δοκιμές:

- Με μία περιοχή ολοκλήρωσης και χωρική διακριτοποίηση 15χλμ.
- Με δύο επικαλυπτόμενες περιοχές με χωρική διακριτοποίηση 15χλμ και 5χλμ αντίστοιχα.
- Με μία περιοχή με χωρική διακριτοποίηση 5χλμ.

Τα αποτελέσματα των τριών δοκιμών έδειξαν, ότι η χρήση μιας περιοχής με χωρική διακριτοποίηση 5 χιλιομέτρων, προσομοιώνει καλύτερα τον κυκλώνα. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.3, η περιοχή ενδιαφέροντος δεν βρίσκεται στο κέντρο της περιοχής ολοκλήρωσης (44.84° Βόρεια και 5.26° Δυτικά) αλλά ανατολικά αυτού. Αυτό επιλέχθηκε για την καλύτερη δυνατή ανάλυση των συνθηκών που επικρατούσαν στα δυτικά (ανάντι), αλλά και για την βέλτιστη αναπαράσταση του αυλώνα που κατήλθε από τα βορειοδυτικά, όπως θα παρουσιασθεί στο επόμενο Κεφάλαιο. Η περιοχή ολοκλήρωσης εκτείνεται από τις 25 μοίρες δυτικά έως τις 15 μοίρες ανατολικά και από τις 25 έως τις 55 μοίρες βόρεια (Σχήμα 4.3).

Η οριζόντια χωρική διακριτοποίηση του μοντέλου είναι 5 χιλιόμετρα και στους δύο άξονες, περιλαμβάνοντας 851 σημεία πλέγματος στον άξονα ανατολής-δύσης και 657 σημεία στον άξονα βορρά-νότου. Τα κατακόρυφα επίπεδα είναι 39. Είναι πιο πυκνά κοντά στο έδαφος και το ανώτερο φθάνει μέχρι τα 25 hPa (~22.000μ). Το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης είναι 30 δευτερόλεπτα, σύμφωνα με τον

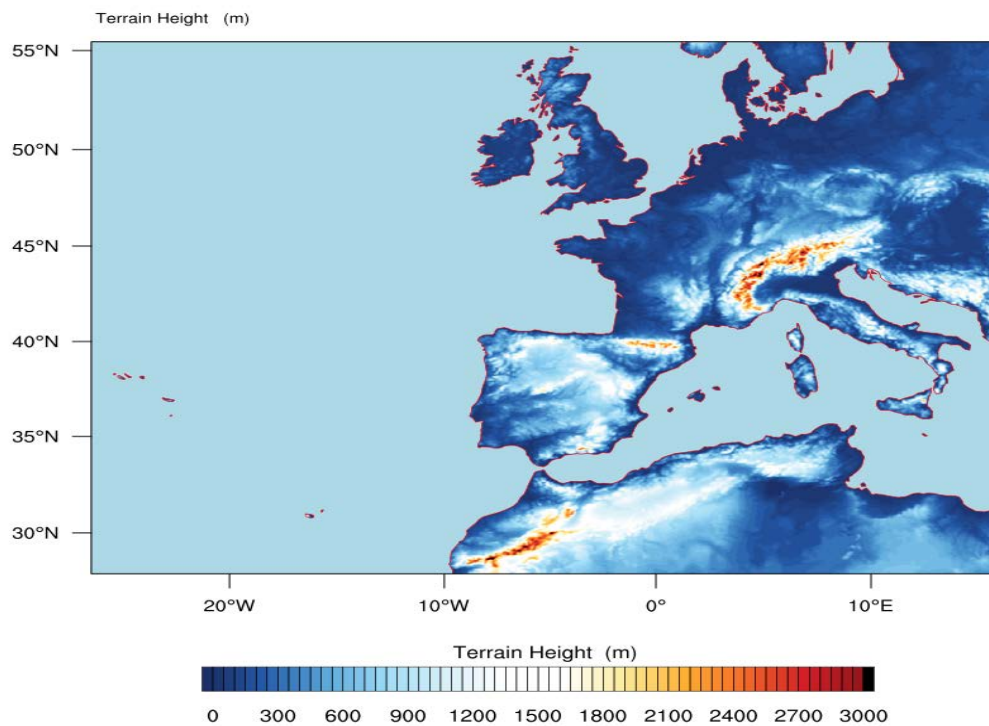
κανόνα ευστάθειας του μοντέλου, κατά τον οποίο πρέπει να ισχύει ότι: χωρική ανάλυση(χλμ)*6=χρονικό βήμα (sec). Στην προκειμένη περίπτωση δηλαδή, $5*6=30s$. Τα αποτελέσματα εξάγονται ανά 3 προγνωστικές ώρες. Η προβολή του χάρτη είναι η κωνική ‘Lambert Conformal’. Ημέρα εκκίνησης επιλέχθηκε η 3^η Νοεμβρίου 2011 ώρα 00UTC, όταν ακόμη δεν είχε δημιουργηθεί ο κυκλώνας. Ημέρα λήξης επιλέχθηκε η 10^η Νοεμβρίου 2011 00UTC, όταν πλέον είχε διαλυθεί ο κυκλώνας.

Το μοντέλο WRF-ARW εγκαταστάθηκε και εκτελέστηκε στο δίκτυο υπολογιστών του Μετεωροσκοπείου του Α.Π.Θ και συγκεκριμένα σε δύο υπολογιστές των 12 πυρήνων και 12 Gb μνήμης RAM έκαστος. Για την απεικόνιση αλλά και την επεξεργασία των αποτελεσμάτων, έγινε χρήση του λογισμικού, ανοιχτού κώδικα, NCL που δημιουργήθηκε από το Εθνικό Κέντρο Έρευνας της Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α (NCAR).

Ένα πλήθος φυσικών διεργασιών της ατμόσφαιρας αναπαριστώνται μέσω φυσικών παραμετροποιήσεων του μοντέλου. Στη βασική εκτέλεση του μοντέλου (control run) επιλέχθηκαν τα εξής βασικά σχήματα παραμετροποιήσεων:

- Για τη μικροφυσική εφαρμόζεται το σχήμα Eta (Ferrier), ένα απλό και αποτελεσματικό σχήμα που εφαρμόζεται επιχειρησιακά στα μοντέλα του NCEP (Ferrier et al., 2002).
- Για τις μικρού και μεγάλου μήκους ακτινοβολίες, το σχήμα RRTMG, (Iacono et al. 2008).
- Για την ανωμεταφορά (convection), το σχήμα Betts-Miller-Janjic.
- Η φυσική του επιφανειακού στρώματος παραμετροποιείται με το σχήμα Monin-Obukhov-Janjic (Zilitinkevich, 1995) που χρησιμοποιείται και στο μοντέλο Eta.
- Υπομοντέλο εδάφους είναι το ενοποιημένο NOAH (Chen and Dudhia, 2001), με στοιχεία θερμοκρασίας και υγρασίας σε τέσσερα επίπεδα στο έδαφος.
- Οι φυσικές διεργασίες του πλανητικού οριακού στρώματος παραμετροποιούνται με το σχήμα MYJ (Mellor-Yamada-Janjic) Janjic (1994). Πρόκειται για ένα μονοδιάστατο προγνωστικό σχήμα, της τυρβώδους κινητικής ενέργειας, με τοπική κατακόρυφη ανάμιξη που χρησιμοποιείται επιχειρησιακά στο μοντέλο Eta.

- Λόγω της υψηλής οριζόντιας χωρικής ανάλυσης, εφαρμόστηκε η μη-υδροστατική προσέγγιση της εξίσωσης διατήρησης της ορμής. Επομένως, η κατακόρυφη ταχύτητα υπολογίστηκε προγνωστικά και όχι διαγνωστικά μέσω των μεταβολών της οριζόντιας σύγκλισης και απόκλισης.



Σχήμα 4.3. Η περιοχή ολοκλήρωσης του μοντέλου και η τοπογραφία (μ).

Κεφάλαιο 5

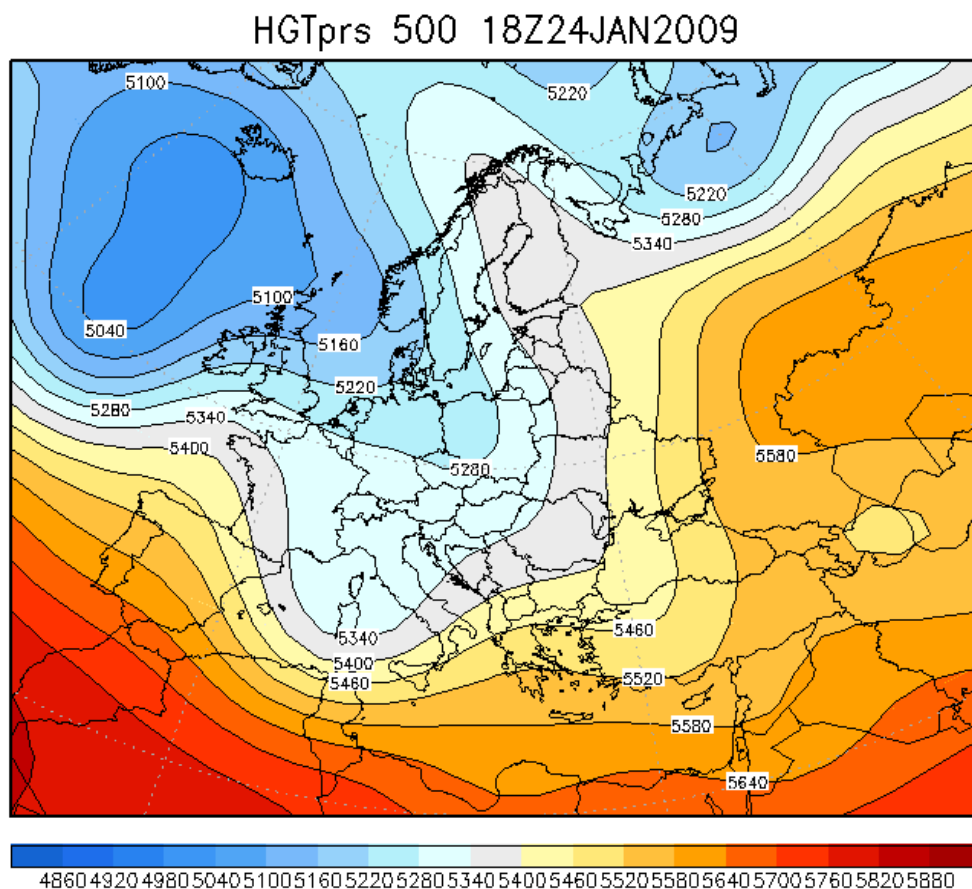
Μελέτη τριών εν δυνάμει Μεσογειακών Τυφώνων

Ο βασικός τρόπος αναγνώρισης των Μ.Τ. είναι μέσω των δορυφορικών εικόνων. Κάποιες φορές όμως η εικόνα της νεφικής μάζας παρόμοιων χαμηλών μπορεί να παραπλανήσει τον παρατηρητή και να οδηγήσει σε λανθασμένα συμπεράσματα. Για την αποφυγή σφαλμάτων, κρίνεται απαραίτητη τουλάχιστον η εξέταση των θερμοδυναμικών και δυναμικών χαρακτηριστικών καθώς και του ανεμολογικού πεδίου για να εξακριβωθεί η δομή του συστήματος. Τα έτη 2009 και 2011 εμφανίστηκαν τρεις περιπτώσεις (δύο το 2009 και μία το 2011) που έμοιαζαν με τροπικούς κυκλώνες στη Μεσόγειο. Η πρώτη αφορά μία ύφεση που αναπτύχθηκε στην ανατολική Μεσόγειο στις 27 Ιανουαρίου 2009, η δεύτερη αναπτύχθηκε στις 6 Απριλίου 2009 στο Αιγαίο Πέλαγος και η τρίτη στις 11 Νοεμβρίου 2011 στη δυτική Μεσόγειο. Όπως θα αποδειχθεί παρακάτω, μόνο η τρίτη περίπτωση ήταν ξεκάθαρα Μ.Τ.. Παρακάτω ακολουθεί η ανάλυση των τριών συστημάτων:

5.1 27 Ιανουαρίου 2009

Στις 24 Ιανουαρίου, στο βόρειο Ατλαντικό ωκεανό, δυτικά της Μεγάλης Βρετανίας, επικρατούσαν χαμηλές πιέσεις (957 hPa στην επιφάνεια) που σε συνδυασμό με τη σχετικά βόρεια θέση του αντικυκλώνα των Αζορών (1030 hPa επιφανειακή πίεση) ευνόησαν τη μεταφορά ψυχρών αερίων μαζών προς το δυτικό τμήμα της Μεσογείου. Στο Σχήμα 5.1, απεικονίζονται τα χαμηλά γεωδυναμικά ύψη στο βόρειο Ατλαντικό και τα μεγάλα ύψη νότια της Μεσογείου. Η κάθοδος του αυλώνα και ψυχρών αερίων μαζών πάνω από τα θερμότερα νερά της θάλασσας, δημιούργησε τις κατάλληλες συνθήκες για κυκλογένεση στην περιοχή. Έτσι, την ίδια ημέρα δημιουργήθηκε μία ύφεση στον κόλπο της Γένοβας με πίεση στην επιφάνεια 985 hPa. Η ύφεση κινήθηκε γρήγορα ανατολικά και στις 25 Ιανουαρίου επηρέαζε ήδη τη βόρεια Ελλάδα (Σχήμα 5.2, α). Τις απογευματινές ώρες της ίδιας ημέρας κι ενώ η πρώτη ύφεση κινούνταν ήδη προς τη Μαύρη Θάλασσα, μια νέα κυκλογένεση έλαβε χώρα, αυτή τη φορά στον κόλπο της Λυών. Η επιφανειακή της πίεση έφτανε τα 994 hPa στις 26/1, 00UTC (Σχήμα 5.2, β). Στη συνέχεια κινήθηκε αργά ανατολικά και

βάθυνε φτάνοντας έτσι στις 26/1 12UTC δυτικά της Κορσικής με επιφανειακή πίεση 991 hPa (Σχήμα 5.2, γ). Στις 27/1 00UTC το κέντρο της ύφεσης εμφάνιζε πίεση 994 hPa και βρισκόταν πάνω από το νησί της Κορσικής (Σχήμα 5.3, α). Τις επόμενες ώρες κι ενώ συνέχιζε να κινείται αργά ανατολικά, η επιφανειακή της πίεση άρχισε να αυξάνεται αγγίζοντας τα 997 hPa στις 27/1 12UTC (Σχήμα 5.3, β). Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας στην περιοχή κυκλογένεσης ήταν μεταξύ 13 και 15 βαθμών Κελσίου (NOAA report), τιμές φυσιολογικές για την εποχή, σε σχέση με τη μέση τιμή της περιόδου 1971-2000 για τις ίδιες ημέρες.



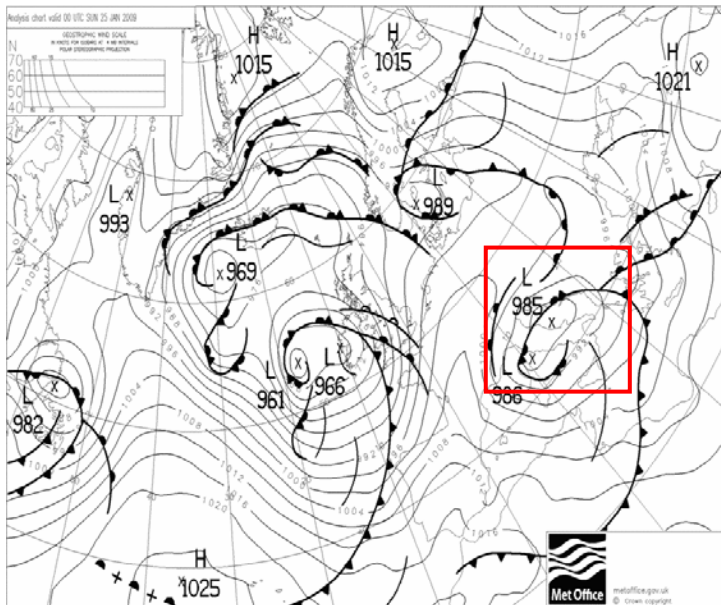
Σχήμα 5.1. Γεωδυναμικό ύψος (gpm) στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa την 24^η Ιανουαρίου 2009 στις 18UTC. Ισοϋψείς ανά 60 γεωδυναμικά μέτρα. Χάρτης επανανάλυσης του NCEP.

Τις πρωινές ώρες της 27^{ης} Ιανουαρίου η δορυφορική εικόνα έδινε την εντύπωση ανάπτυξης ενός Μ.Τ. στην κεντρική Μεσόγειο (Σχήμα 5.4). Την επόμενη ημέρα στις 12UTC η ύφεση βρισκόταν πάνω από το νησί της Σικελίας (Σχήμα 5.5) με επιφανειακή πίεση 1000 hPa. Ο δορυφόρος της NASA QuikSCAT που σάρωσε τις

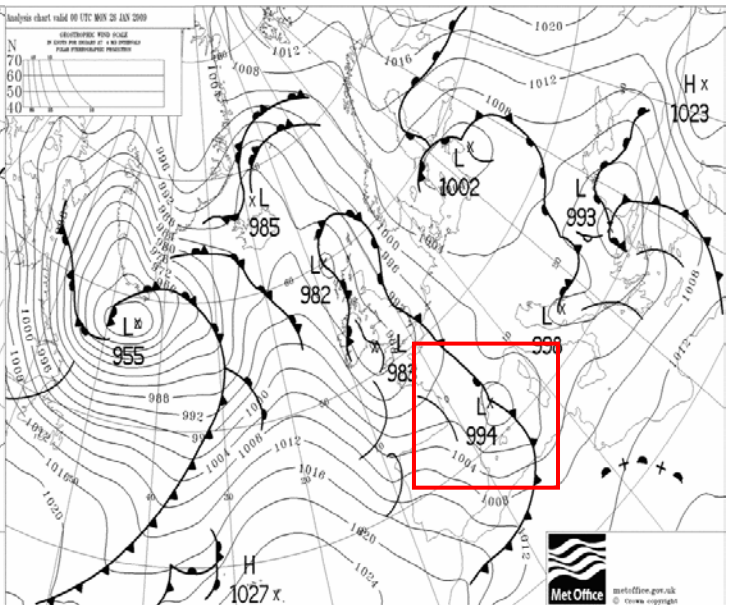
πρωινές ώρες την περιοχή, κατέγραψε επιφανειακούς ανέμους που έφταναν τα 20 με 22 m/s.

Μέχρι τη συγγραφή της παρούσας εργασίας, δεν έχει δημοσιευθεί κάποια μελέτη που να αποδεικνύει αν ο συγκεκριμένος κυκλώνας είχε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Όπως παρουσιάζεται παρακάτω, η μελέτη των αναλύσεων του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων καιρού (ECMWF) με χωρική διακριτοποίηση 0.25 μοίρες στο οριζόντιο επίπεδο, έδειξαν ότι ο κυκλώνας εμφάνισε κάποια χαρακτηριστικά της δομής ενός τυφώνα.

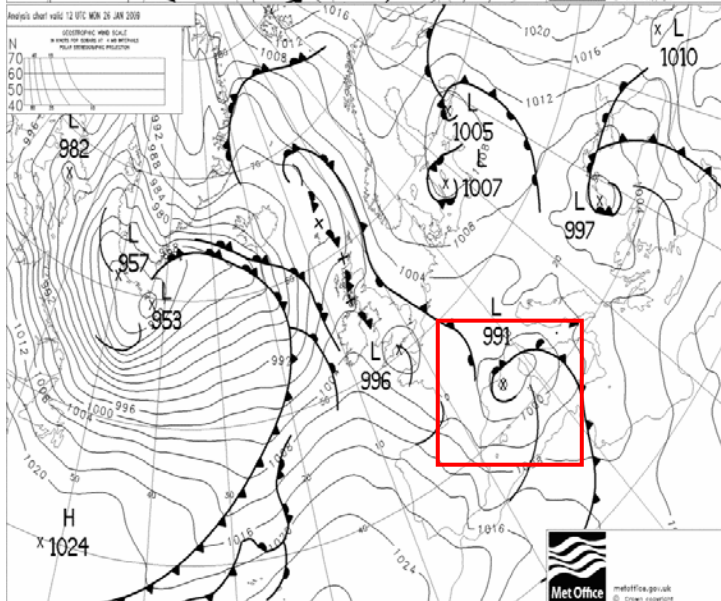
(α)



(β)



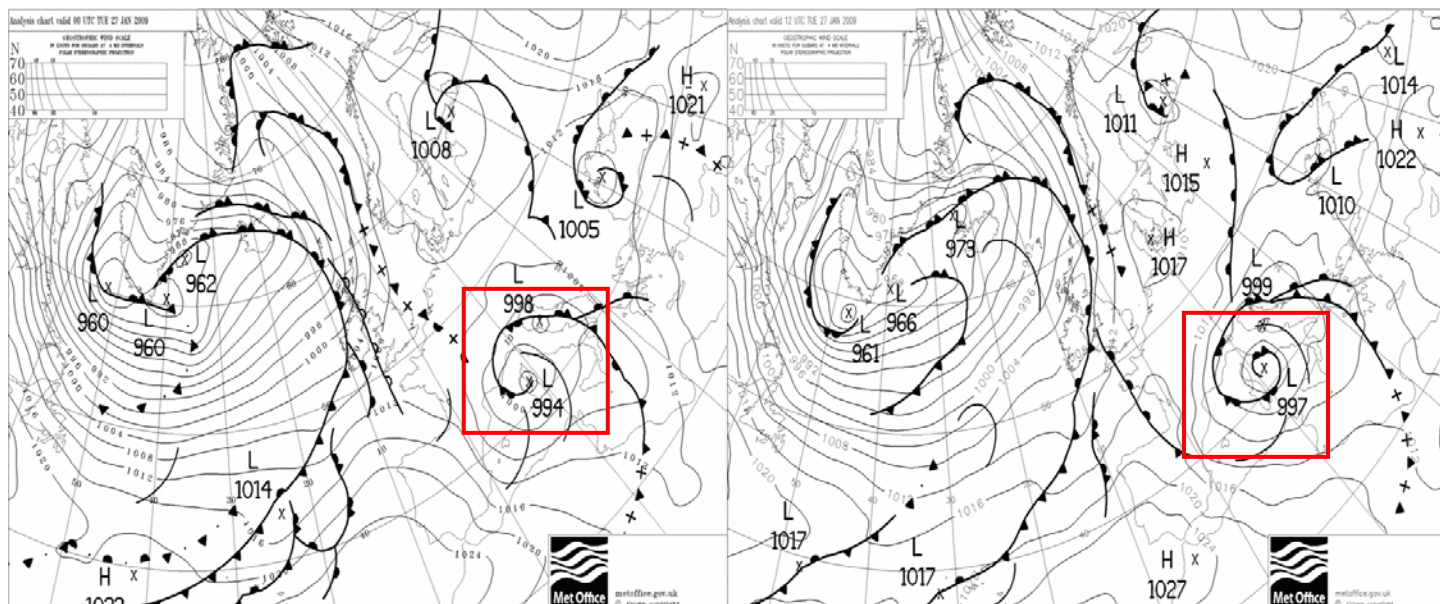
(γ)



Σχήμα 5.2. Χάρτης πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας, στις α) 25/01/2009, 00UTC, β) 26/01/2009, 00UTC και γ) 26/1/2009, 12UTC (www.metoffice.gov.uk). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.

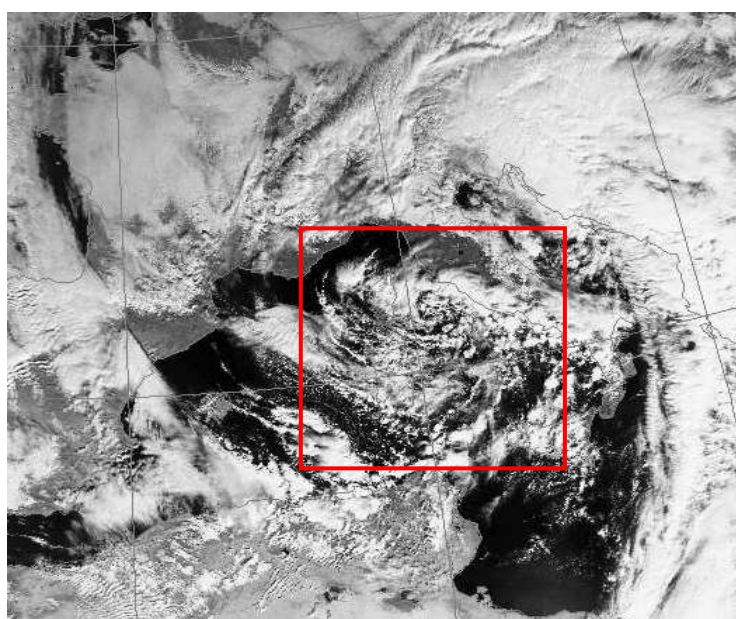
(α)

(β)

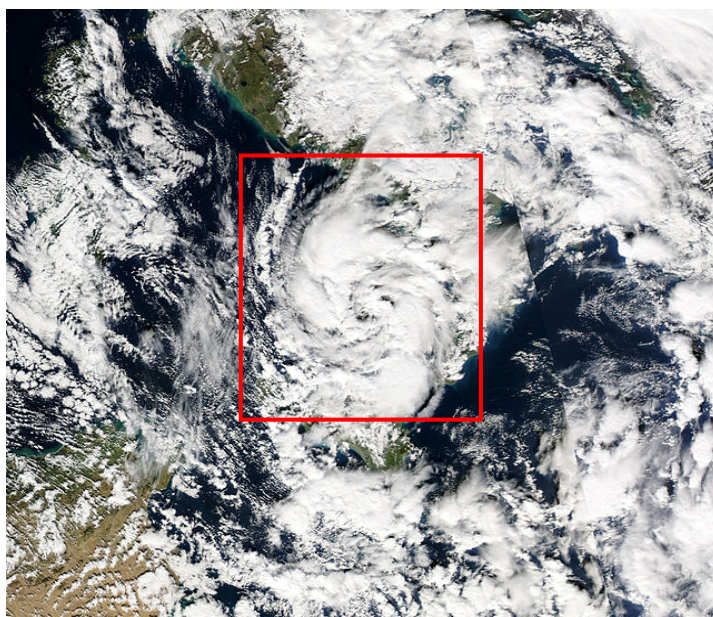


Σχήμα 5.3. Χάρτης πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας, στις α) 27/01/2009, 00UTC και β) 27/01/2009, 12UTC (www.metoffice.gov.uk). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.

Συγκεκριμένα, με τη βοήθεια του προγράμματος οπτικοποίησης μετεωρολογικών δεδομένων, NCL, αναλύθηκαν τα θερμοϋγρομετρικά του χαρακτηριστικά καθώς και το πεδίο ανέμων σε κατακόρυφες τομές, μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 300 hPa (περίπου 9000 μέτρα).



Σχήμα 5.4. Εικόνα στο ορατό φάσμα του δέκτη MODIS από το δορυφόρο Terra της NASA στις 27 Ιανουαρίου 2009, 1030UTC (www.nasa.gov). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.

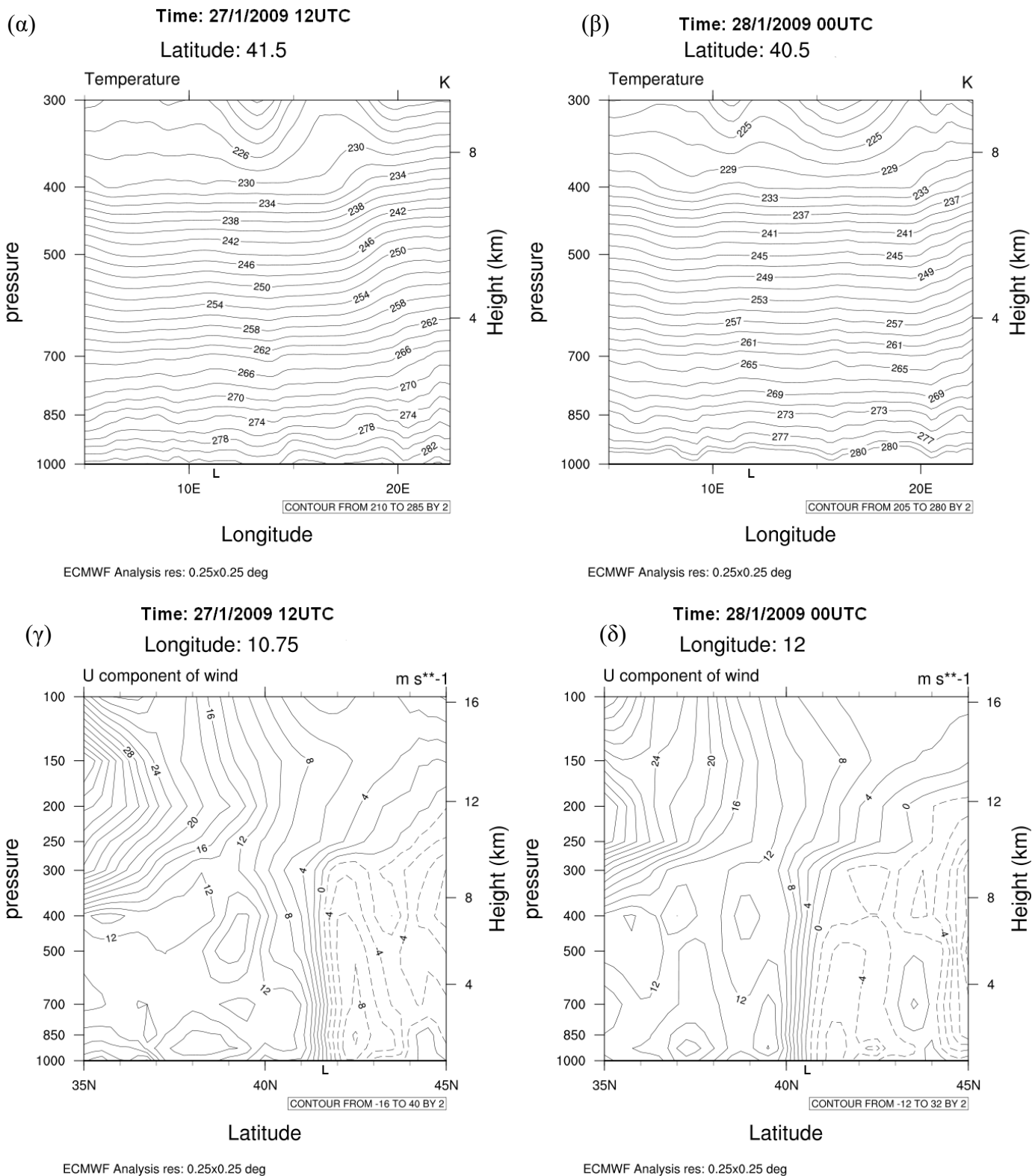


Σχήμα 5.5. Εικόνα στο ορατό φάσμα από το δορυφόρο QuikSCAT της NASA στις 28 Ιανουαρίου 2009, 11UTC (www.nasa.gov). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.

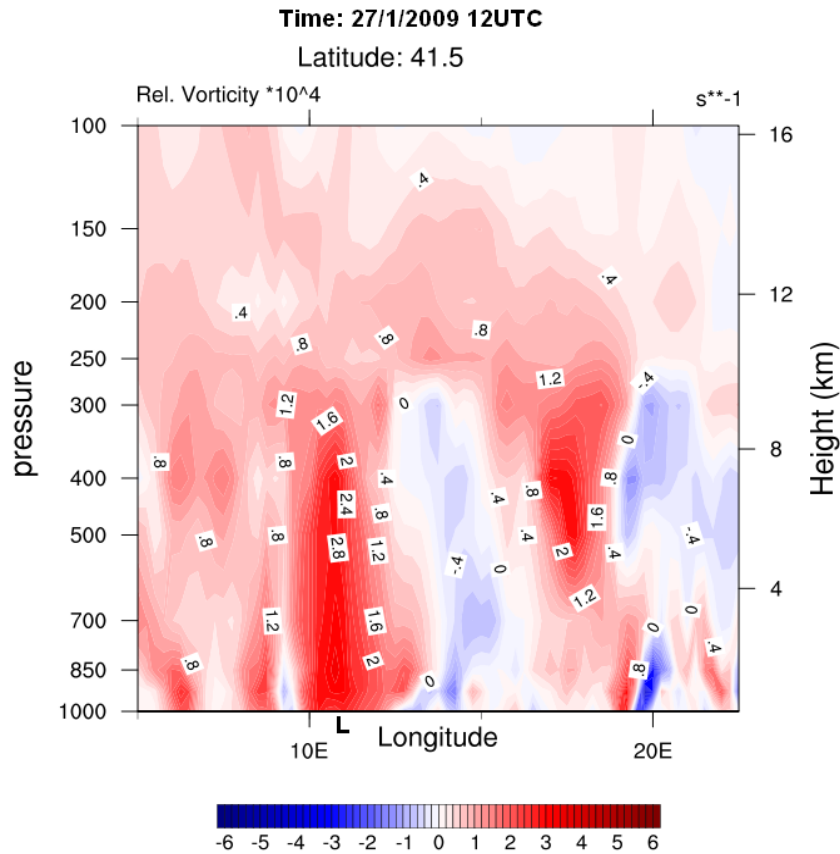
Συνολικά, εξετάστηκαν τα δεδομένα θερμοκρασίας, σχετικής και ειδικής υγρασίας, δυναμικού και σχετικού στροβιλισμού, γεωδυναμικών υψών στα ισοβαρικά επίπεδα των 500 και 1000 hPa, οι δύο συνιστώσες του οριζόντιου ανέμου, ο κατακόρυφος άνεμος καθώς και η απόκλιση. Τα δεδομένα καλύπτουν τη χρονική περίοδο από 27/1/2009 00UTC έως 29/1/2009 18UTC, χωρισμένη σε διαστήματα 6 ωρών.

Επιλέχθηκαν να προβληθούν μόνο οι κατακόρυφες τομές της θερμοκρασίας, της σχετικής υγρασίας, του σχετικού στροβιλισμού και του ζωνικού ανέμου καθώς είναι τέσσερις βασικές μεταβλητές που φανερώνουν τη δομή ενός κυκλώνα. Οι τομές επιλέχθηκαν έτσι ώστε να περνάνε ακριβώς πάνω από το κέντρο του κυκλώνα, το οποίο θεωρήθηκε σύμφωνα με την ελάχιστη πίεση στην επιφάνεια. Με το γράμμα “L” συμβολίζεται η θέση του κέντρου στον άξονα ανατολής-δύσης και βορρά-νότου αντίστοιχα (Σχήμα 5.6). Στα διαγράμματα της θερμοκρασίας δεν παρατηρήθηκε η ύπαρξη ευδιάκριτων θερμών ανωμαλιών στο κέντρο του συστήματος (Σχήμα 5.6, α, β), κάτι που θα υποδείκνυε την ύπαρξη θερμού πυρήνα τόσο στις 27/1 12UTC όσο και στις 28/1 00UTC. Κατακόρυφες τομές της θερμοκρασίας πραγματοποιήθηκαν για όλες τις ημέρες ανά έξι ώρες, αλλά πουθενά δεν υπήρξε εμφανής εικόνα θερμού πυρήνα και για το λόγο αυτό, τα υπόλοιπα διαγράμματα δεν παρουσιάζονται στην εργασία.

Στις κατακόρυφες τομές του ζωνικού ανέμου (Σχήμα 5.6, γ, δ), οι μέγιστες τιμές της έντασής του εμφανίστηκαν κοντά στην επιφάνεια ενώ είναι διακριτή η κυκλωνική ροή που έφτανε μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 250 hPa περίπου, κάτι που είναι ορατό και από την εικόνα του σχετικού στροβιλισμού (Σχήμα 5.7). Την 27^η Ιανουαρίου στις 12UTC η μέγιστη ένταση των δυτικών ανέμων έφτασε τα 12 m/s σε απόσταση περίπου 100 χιλιομέτρων από το κέντρο του κυκλώνα και στο ύψος περίπου των 850 hPa. Οι ανατολικοί άνεμοι, σε ίδια απόσταση από το κέντρο και στο ίδιο ύψος, άγγιζαν τα 10 m/s. Οι τιμές αυτές του ανέμου, είναι συνηθισμένες στους κυκλώνες της Μεσογείου αλλά αποτελούν σχετικά μικρές τιμές για τους Μ.Τ.. Μετά από 12 ώρες, στις 28/1 00UTC, παρατηρήθηκε ήδη μια ενίσχυση των δυτικών ανέμων, η μέγιστη τιμή των οποίων έφτασε τα 16 m/s. Αντίθετα, οι ανατολικοί άνεμοι εξασθένησαν στα 6 m/s. Από αυτή τη χρονική στιγμή και έπειτα, οι άνεμοι εξασθένησαν σε όλα τα κατακόρυφα επίπεδα και οι ισοταχείς καμπύλες έγιναν πιο αραιές. Σε καμιά χρονική στιγμή, ο ζωνικός άνεμος δεν ξεπέρασε τα 16 m/s. Στην ανώτερη τροπόσφαιρα (άνω των 200 hPa), είναι εμφανής η καμπή των ισοταχών καμπύλων, λόγω της διάτμησης των δυτικών ανέμων.

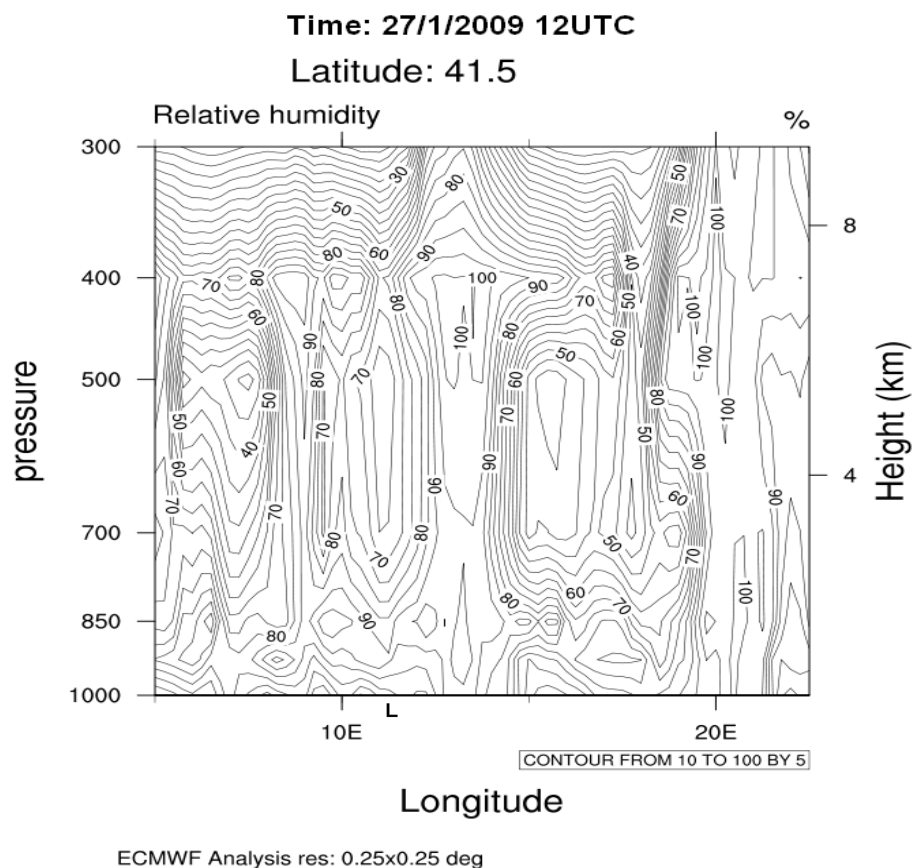


Σχήμα 5.6. Ζωνικές τομές της θερμοκρασίας (°K) στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.5° Β στις 27/1/2009 12UTC και β) 40.5° Β στις 28/1/2009 00UTC. Μεσημβρινές τομές, του ζωνικού ανέμου (m/s), στο γεωγραφικό μήκος γ) 10.75° Α στις 27/1/2009 12UTC και δ) 12° Α στις 28/1/2009 00UTC. Θετικές τιμές (συνεχείς ισοπληθείς) υποδεικνύουν ότι ο άνεμος πνέει από δυτικές διευθύνσεις. Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.



Σχήμα 5.7. Ζωνική τομή του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) στο γεωγραφικό πλάτος 41.5° B στις 27/1/2009 12UTC. Θετικές τιμές (κόκκινη σκίαση) υποδηλώνουν κυκλωνική κίνηση, αρνητικές αντικυκλωνική (μπλε σκίαση). Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

Τέλος, οι κατακόρυφες τομές της σχετικής υγρασίας, δεν έδειξαν ότι η περιοχή πάνω από το κέντρο του, ήταν ξηρή. Μόνο στις 27/1/2009 12UTC, υπήρξε κάποια ξηρότερη περιοχή στη μέση τροπόσφαιρα, μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών 700 και 450 hPa (Σχήμα 5.8), όπου η σχετική υγρασία μειώνονταν μέχρι το 65% στο κέντρο και αυξάνονταν μακριά από αυτό.



Σχήμα 5.8. Ζωνική τομή της σχετικής υγρασίας, στο γεωγραφικό πλάτος 41.5° Β στις 27/1/2009 12UTC. Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

Συνοψίζοντας, ο κυκλώνας της 27^{ης} Ιανουαρίου 2009, δημιουργήθηκε στον κόλπο της Λυών, έφτασε ελάχιστη βαρομετρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, 991 hPa και κινήθηκε ανατολικά και αργότερα νοτιοανατολικά φτάνοντας μέχρι το νότιο Αιγαίο όπου και διαλύθηκε. Σύμφωνα με τις δορυφορικές εικόνες αλλά και τις παραπάνω αναλύσεις, ο κυκλώνας εμφάνισε κάποια χαρακτηριστικά Μ.Τ. όπως για παράδειγμα το μέγιστο του σχετικού στροβιλισμού και η μέγιστη ένταση των ανέμων, εμφανίστηκαν κοντά στην επιφάνεια όπως ακριβώς συμβαίνει και στους τροπικούς κυκλώνες. Περαιτέρω έρευνα με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου με μεγάλη χωρική διακριτοποίηση, θα είναι ικανή για να διαπιστωθεί αν πράγματι η περίπτωση αυτή είναι ένας Μ.Τ..

5.2 6 Απριλίου 2009

Στις 5 Απριλίου 2009 στις 00UTC, κυκλογένεση έλαβε χώρα στην ανατολική Μεσόγειο και συγκεκριμένα στο νότιο Αιγαίο Πέλαγος. Η ύφεση συνοδευόταν από μετωπική δραστηριότητα και εμφάνιζε ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια 1010 hPa στις 12UTC της 5^{ης} Απριλίου. Στη συνέχεια κινήθηκε αργά βόρεια-βορειοανατολικά και ενισχύθηκε φτάνοντας τα 1007 hPa στις 00UTC της 6^{ης} Απριλίου ενώ βρισκόταν στο κεντρικό Αιγαίο πάνω από τις Κυκλάδες. Τις αμέσως επόμενες ώρες η πίεση στο κέντρο της μειώθηκε στα 1006 hPa στις 6/4/2009 06UTC, που αποτελεί και την ελάχιστη πίεση που έφτασε (Σχήμα 5.9, α). Στις 12UTC της ίδιας ημέρας, η πίεση είχε ήδη αυξηθεί στα 1009 hPa (Σχήμα 5.9, β) και η ύφεση βρισκόταν στα νότια της Μαύρης Θάλασσας όπου και άρχισε να εξασθενεί φτάνοντας τα 1013 hPa στις 12UTC της 7^{ης} Απριλίου.

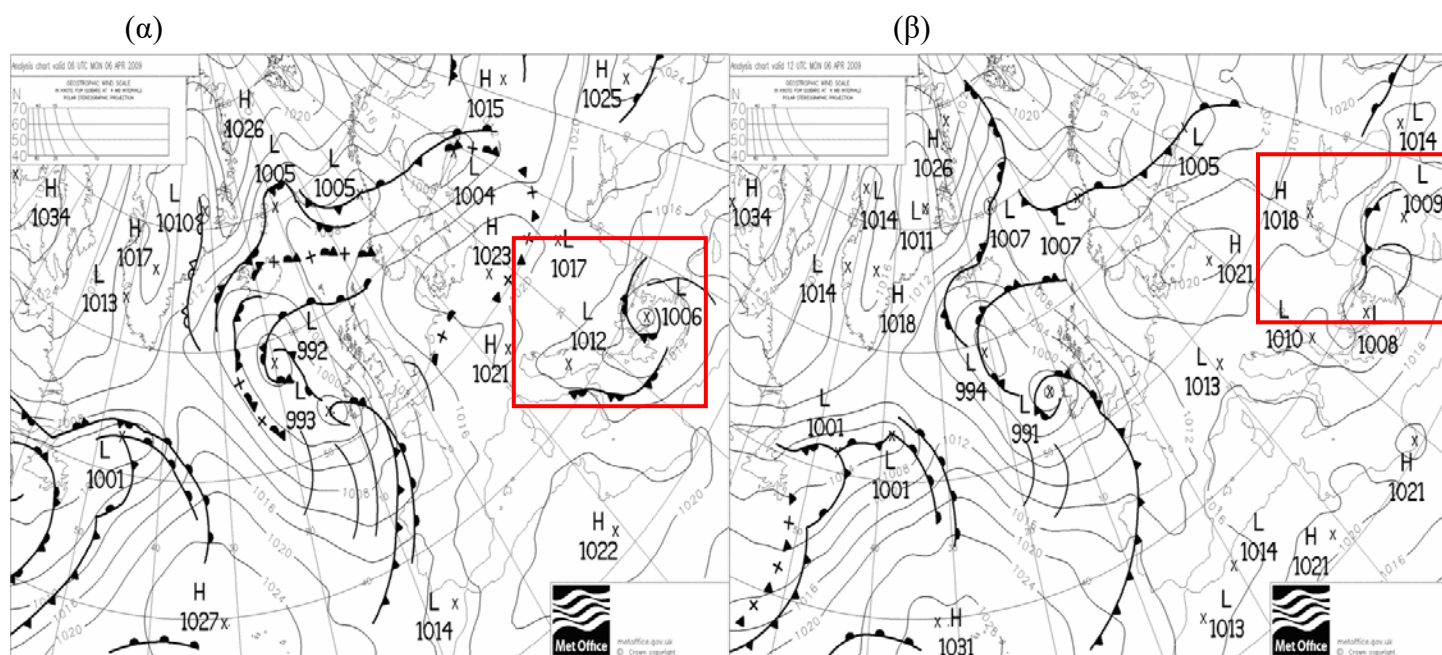
Η συνοπτική κατάσταση έδειξε την ύπαρξη χαμηλών γεωδυναμικών υψών στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa, στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου (Σχήμα 5.10). Την ίδια ώρα (6/4/2009 12UTC) στην επιφάνεια υψηλές πιέσεις 1021 hPa κάλυπταν την κεντρική και ανατολική Ευρώπη ενώ χαμηλές πιέσεις 991 hPa, υπήρχαν πάνω από τον βόρειο Ατλαντικό ωκεανό, δυτικά της Μεγάλης Βρετανίας. Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας στην περιοχή κυκλογένεσης ήταν μεταξύ 15 και 18 βαθμών Κελσίου (NOAA report), παρουσιάζοντας θετική απόκλιση 0.5 βαθμό από τη μέση τιμή της περιόδου 1971-2000 για την ίδια ημέρα.

Τις μεσημβρινές ώρες της 6^{ης} Απριλίου, οι δορυφορικές φωτογραφίες που λήφθηκαν από το δορυφόρο Terra της NASA, έδιναν την εικόνα ύπαρξης τροπικού κυκλώνα πάνω από το Αιγαίο (Σχήμα 5.11). Το μεγαλύτερο μέρος της ανατολικής Μεσογείου καλυπτόταν από σύννεφα ενώ το κέντρο της ύφεσης ήταν ανέφελο όπως ακριβώς συμβαίνει με τους τυφώνες. Η μορφή αυτή διήρκησε τρεις ώρες, μεταξύ 11 και 14UTC. Ο δορυφόρος της NASA QuikSCAT που σάρωσε τις πρωινές ώρες την περιοχή, κατέγραψε επιφανειακούς ανέμους ταχύτητας 9 – 11 m/s στο νότιο Ιόνιο πέλαγος.

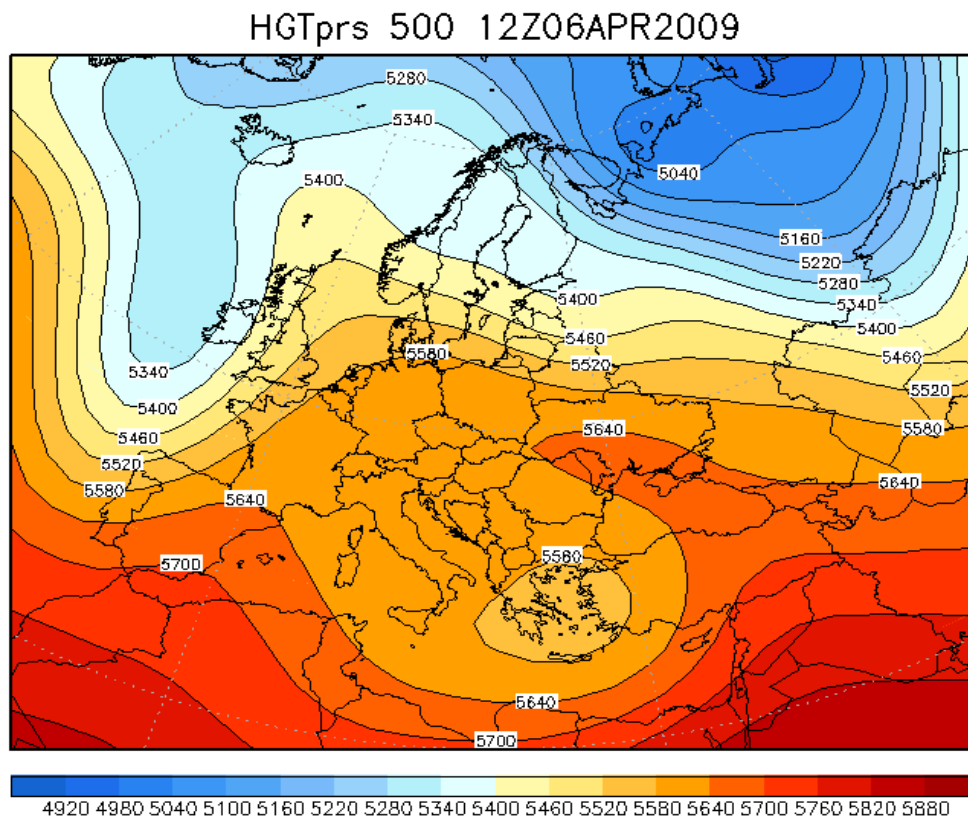
Μέχρι την συγγραφή της παρούσας εργασίας, δεν έχει δημοσιευθεί κάποια μελέτη που να ερευνά αν ο συγκεκριμένος κυκλώνας ήταν Μ.Τ. Για το λόγο αυτό, ακολούθησε, η μελέτη των αναλύσεων του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων καιρού (ECMWF) με χωρική διακριτοποίηση 0.25 μοίρες κατά τον

οριζόντιο άξονα, η οποία έδειξε ότι ο κυκλώνας δεν εμφανίζει χαρακτηριστικά τυφώνα.

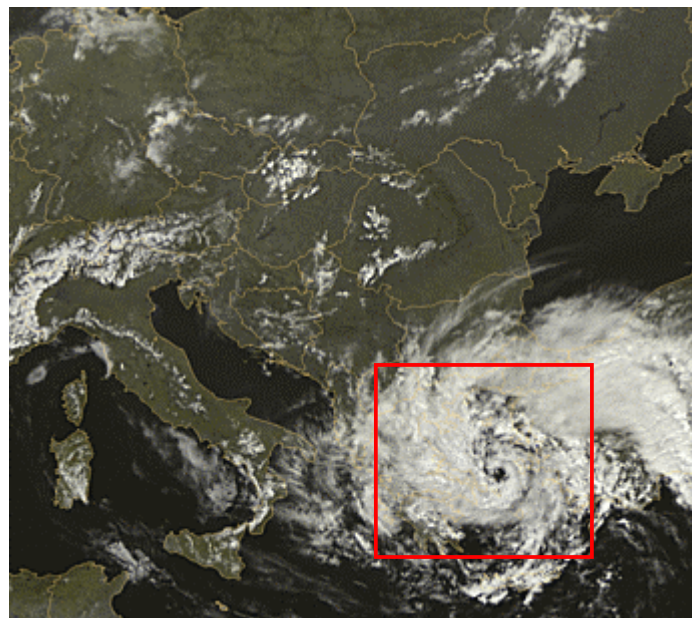
Εξετάστηκαν τα θερμοδυναμικά και δυναμικά του χαρακτηριστικά καθώς και το πεδίο ανέμων σε κατακόρυφες τομές, μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 300 και 100 hPa αντίστοιχα (περίπου 9000 και 16000 μέτρα αντίστοιχα). Συνολικά, μελετήθηκαν τα δεδομένα θερμοκρασίας, σχετικής και ειδικής υγρασίας, δυναμικού και σχετικού στροβιλισμού, γεωδυναμικών υψών στα ισοβαρικά επίπεδα των 500 και 1000 hPa, οι δύο συνιστώσες του ανέμου, ο κατακόρυφος άνεμος καθώς και η απόκλιση. Τα δεδομένα καλύπτουν τη χρονική περίοδο από 05/4/2009 00UTC έως την 07/4/2009 18UTC, χωρισμένη σε διαστήματα 6 ωρών. Για τους ίδιους λόγους που αναφέρθηκαν για την προηγούμενη περίπτωση, προβάλλονται μόνο τα πεδία της θερμοκρασίας, της σχετικής υγρασίας, του σχετικού στροβιλισμού και του ζωνικού ανέμου (Σχήμα 5.12, 5.13, 5.14).



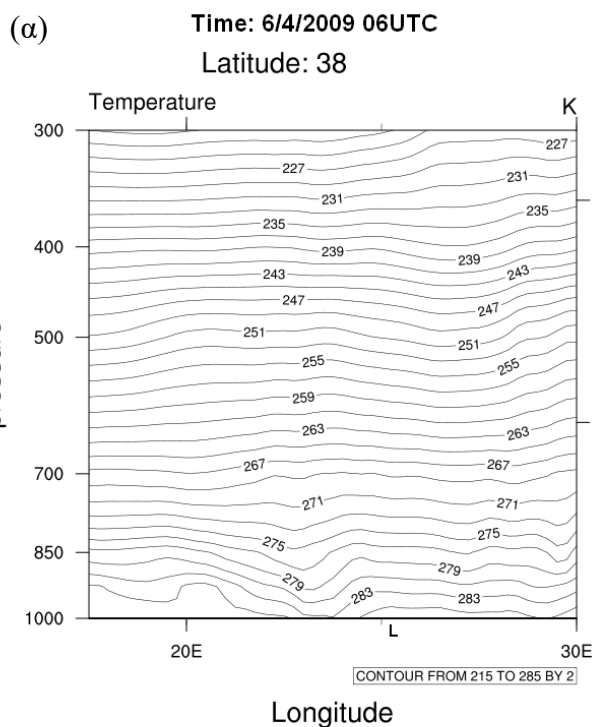
Σχήμα 5.9. Χάρτης πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας, στις α) 6/4/2009, 06UTC και β) 6/4/2009, 12UTC (www.metoffice.gov.uk). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.



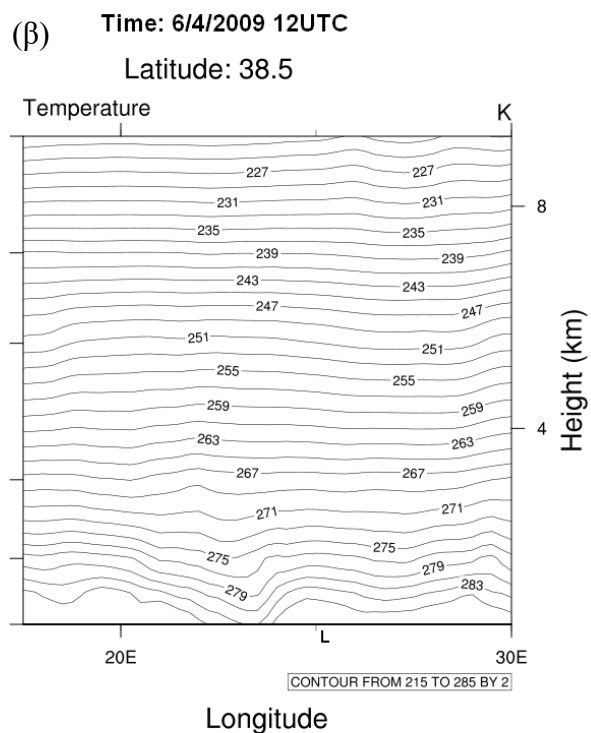
Σχήμα 5.10. Γεωδυναμικό ύψος (gpm) στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa την 6^η Απριλίου 2009 στις 12UTC. Ισοϋψείς ανά 60 γεωδυναμικά μέτρα. Χάρτης επανανάλυσης του NCEP.



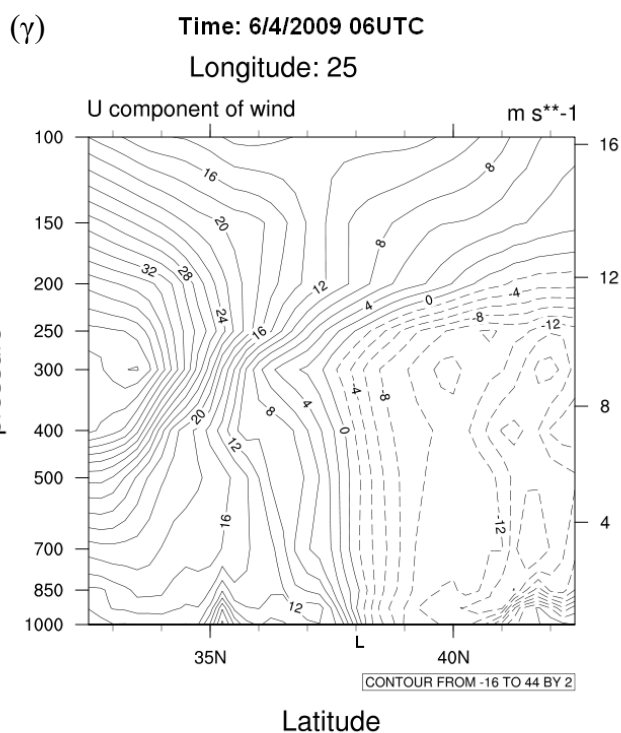
Σχήμα 5.11. Εικόνα στο ορατό φάσμα από το δορυφόρο Modis της NASA στις 6 Απριλίου 2009, 11UTC. Η εικόνα είναι στο ορατό φάσμα και διακρίνεται η ανέφελη περιοχή στο κέντρο της ύφεσης (www.eumetsat.int). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.



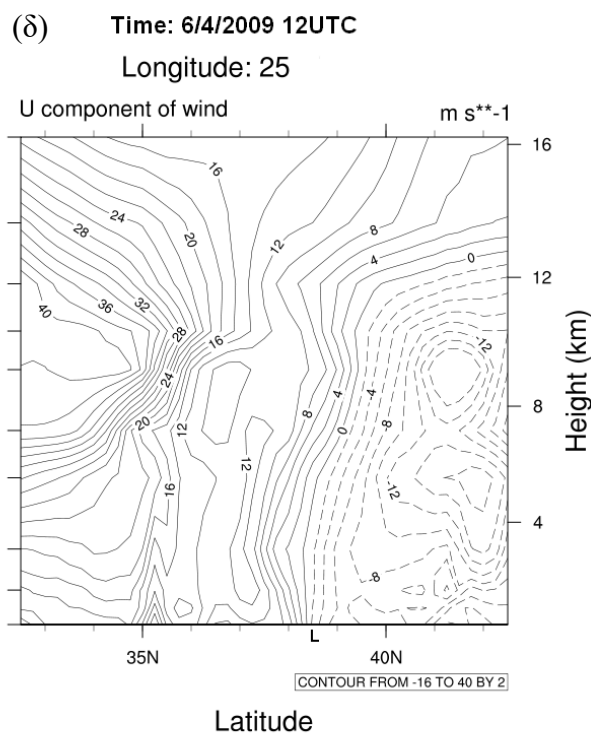
ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg



ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg



ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg



ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg

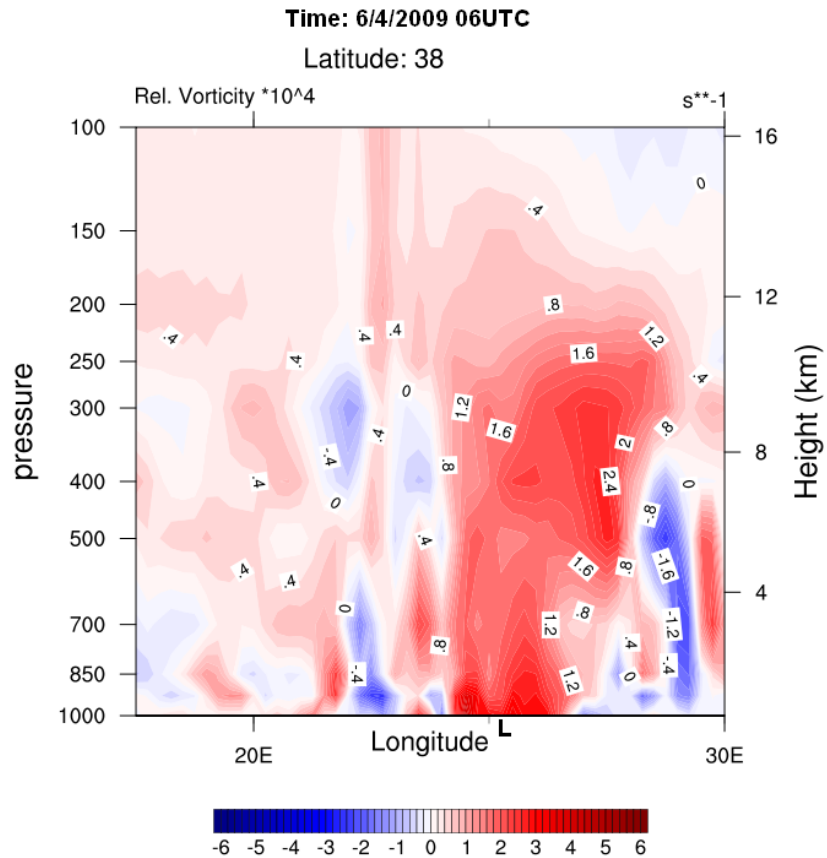
Σχήμα 5.12. Ζωνικές τομές της θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{K}$) στο γεωγραφικό πλάτος α) 38.0° Β στις 6/4/2009 06UTC και β) 38.5° Β στις 6/4/2009 12UTC. Μεσημβρινές τομές, του ζωνικού ανέμου (m/s), στο γεωγραφικό μήκος γ), δ) 25.0° Α στις 6/4/2009 06UTC και 12UTC αντίστοιχα. Θετικές τιμές (συνεχείς ισοπληθείς) υποδεικνύουν ότι ο άνεμος πνέει από δυτικές διευθύνσεις. Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

Όπως και στα διαγράμματα της προηγούμενης περίπτωσης, η τομή περνάει ακριβώς πάνω από το κέντρο του κυκλώνα ενώ με το γράμμα “L” συμβολίζεται η θέση του κέντρου στον άξονα ανατολής-δύσης και βορρά-νότου αντίστοιχα. Στα διαγράμματα της θερμοκρασίας δεν παρατηρήθηκε κάποια καμπή των ισόθερμων καμπύλων που να υποδεικνύει την ύπαρξη θερμού πυρήνα τόσο στις 6/4 06UTC όσο και στις 12UTC (Σχήμα 5.12, α, β). Οι κατακόρυφες τομές της θερμοκρασίας που πραγματοποιήθηκαν και για τις τρεις ημέρες ανά έξι ώρες, δεν έδειξαν την παρουσία κάποιας θερμής ανωμαλίας στον πυρήνα.

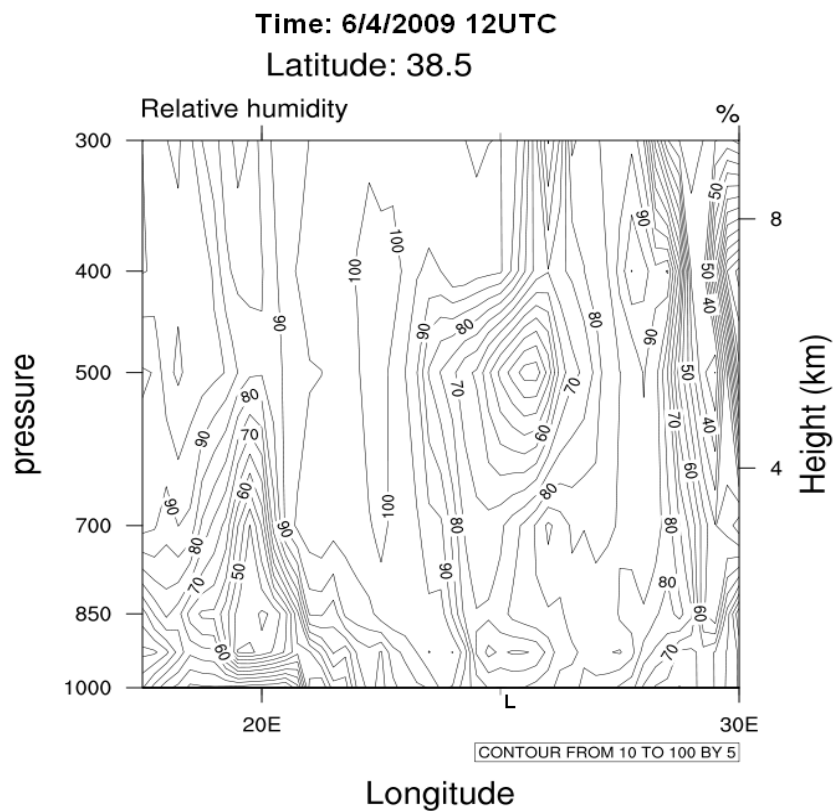
Στις κατακόρυφες τομές του ζωνικού ανέμου (Σχήμα 5.12, γ, δ), οι μέγιστες τιμές της έντασής του, δεν εμφανίστηκαν κοντά στην επιφάνεια ενώ και οι ισοταχείς καμπύλες δεν παρουσίασαν μεγάλη πυκνότητα όπως συμβαίνει σε έναν τυφώνα. Και στις δύο χρονικές στιγμές, η μέγιστη ένταση των ανέμων σημειώθηκε πάνω από την ισοβαρική επιφάνεια των 700 hPa και οι ταχύτητες κοντά στον κυκλώνα δεν ξεπέρασαν τα 16 m/s. Τις επόμενες ώρες, ο άνεμος εμφάνιζε μέγιστο της έντασής του στις ισοβαρικές επιφάνειες μεταξύ 300 και 200 hPa, στο ύψος δηλαδή του αεροχειμάρρου. Η εικόνα του σχετικού στροβιλισμού δείχνει την ύπαρξη θετικών τιμών (Σχήμα 5.13), μεταξύ 1×10^{-4} και $3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, στην περιοχή του κέντρου και γύρω από αυτό, μέχρι το ύψος των 250 hPa.

Τέλος, από τις κατακόρυφες τομές της σχετικής υγρασίας διακρίνεται μια περιορισμένη ξηρή περιοχή στην επιφάνεια των 500-450 hPa, που φτάνει το 40% στις 6/4/2009 12UTC. Αντίθετα, στην επιφάνεια, η σχετική υγρασία είναι αρκετά υψηλή καθώς κυμαίνεται μεταξύ 75 και 80%, τιμές πολύ υψηλές για να χαρακτηριστεί ως ξηρός πυρήνας (Σχήμα 5.14). Επιπλέον, περιμετρικά του κέντρου, υπάρχουν υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας μόνο στα δυτικά του, ενώ θα έπρεπε να συναντώνται και στα ανατολικά του, σχηματίζοντας το λεγόμενο ‘eyewall’ (Σχήμα 5.11).

Από τα παραπάνω φαίνεται ότι κάποιες φορές ένας κυκλώνας μπορεί να εμφανίζει χαρακτηριστικά Μ.Τ. όσον αφορά την εικόνα του από ψηλά, αλλά αυτό δε σημαίνει ότι μπορεί να χαρακτηριστεί έτσι, χωρίς προηγουμένως να γίνει εξέταση των θερμοϋδρομετρικών και δυναμικών του χαρακτηριστικών. Σημαντικό πλεονέκτημα από τον Φεβρουάριο 2010, είναι η διαθεσιμότητα των αναλύσεων από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Προγνώσεων σε χωρική ανάλυση έως και 0.125 μοίρες, που παρέχουν τη δυνατότητα λεπτομερούς ανάλυσης των συστημάτων μέσης και μικρότερης κλίμακας αν και σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να μην επαρκεί αυτή η ανάλυση.



Σχήμα 5.13. Ζωνική τομή του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) στο γεωγραφικό πλάτος 38° B στις 6/4/2009 06UTC. Θετικές τιμές (κόκκινη σκίαση) υποδηλώνουν κυκλωνική κίνηση, αρνητικές αντικυκλωνική (μπλε σκίαση). Με το γράμμα ‘**L**’ συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

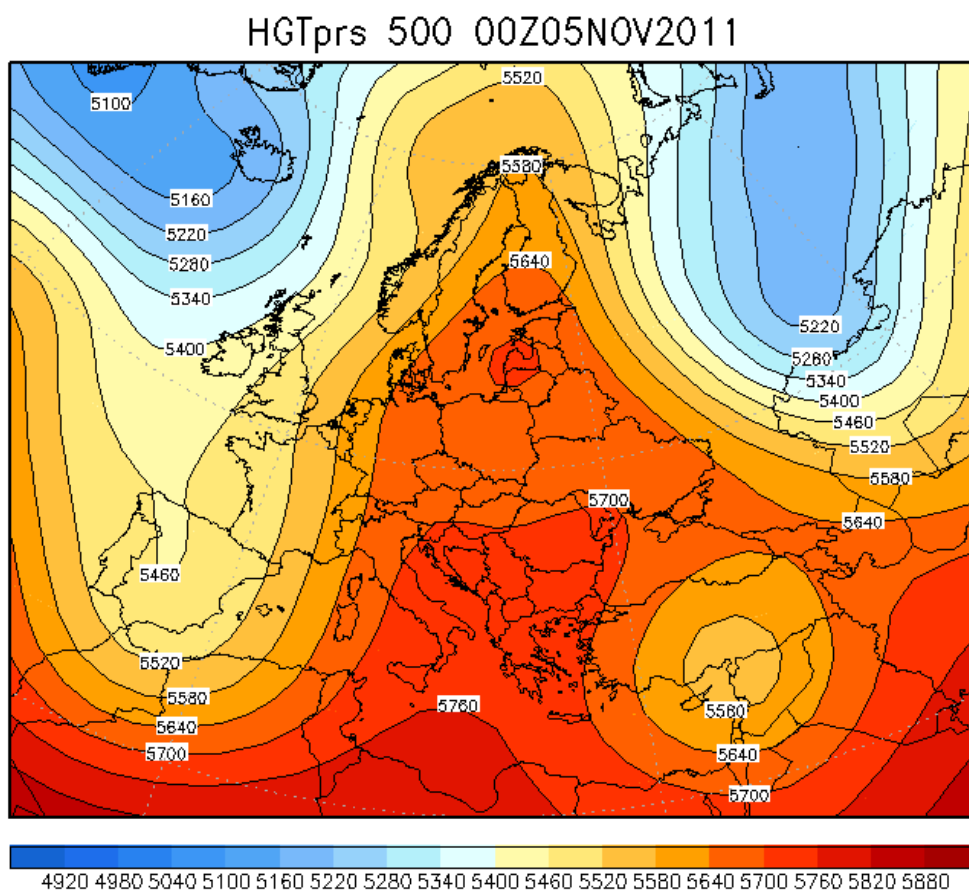


ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg

Σχήμα 5.14. Ζωνική τομή της σχετικής υγρασίας (%) στο γεωγραφικό πλάτος 38.5° Β στις 6/4/2009 12UTC. Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

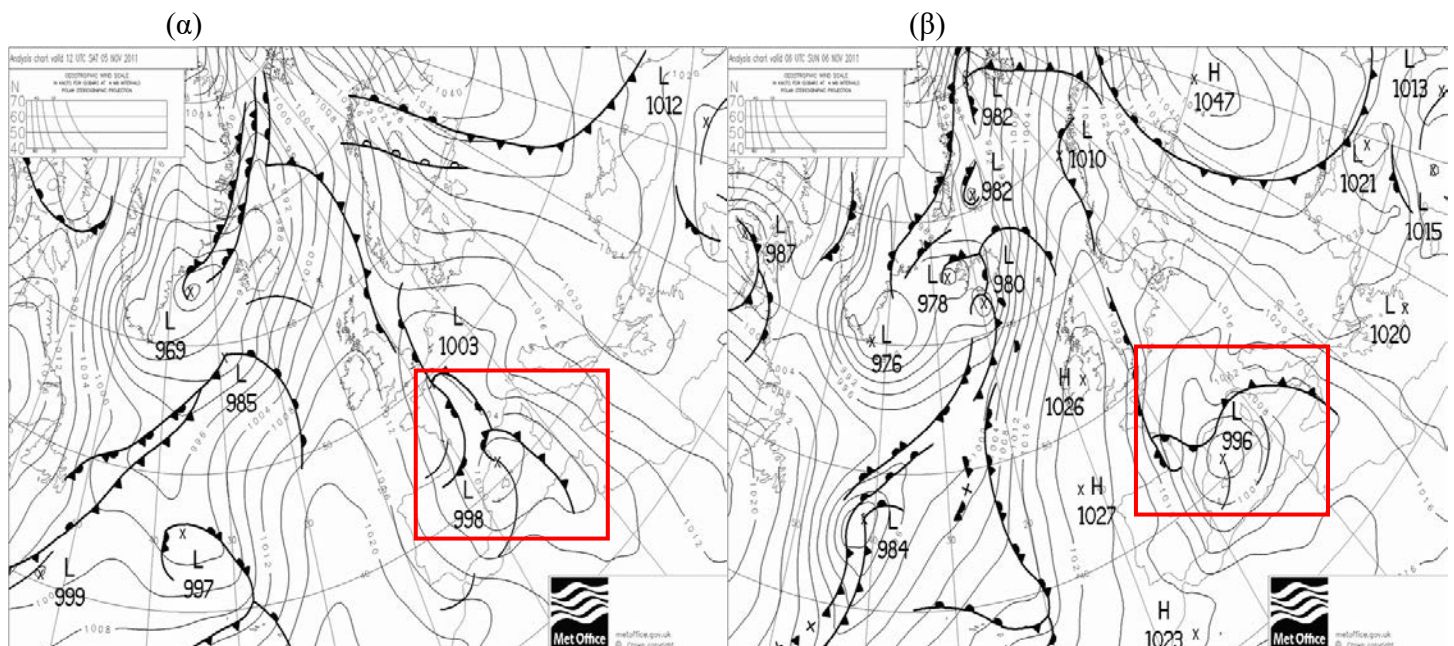
5.3 8-9 Νοεμβρίου 2011

Στις 4 Νοεμβρίου 2011, κυκλογένεση έλαβε χώρα στην Ισπανία και συγκεκριμένα πάνω από τα Πυρηναία όρη. Αιτία της κυκλογένεσης θεωρείται η ύπαρξη μιας βαθιάς επιφανειακής ύφεσης (965 hPa) στο βόρειο-ανατολικό Ατλαντικό ωκεανό συνοδευόμενη από μετωπική δραστηριότητα που προκάλεσε τη δημιουργία δευτερεύουσας ύφεσης στο δυτικό άκρο της Ευρωπαϊκής ηπείρου. Στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa παρατηρήθηκε η έλευση αυλώνα πάνω από την Ιβηρική χερσόνησο, με άξονα προσανατολισμένο από βόρεια-βορειοδυτικά έως νότια-νοτιοανατολικά (Σχήμα 5.15). Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας στη δυτική Μεσόγειο, ήταν μεταξύ 19 και 21 βαθμών Κελσίου (NOAA report), παρουσιάζοντας θετική απόκλιση 1.4 με 2 βαθμούς από τη μέση τιμή της περιόδου 1971-2000 για την ημέρα αυτή.



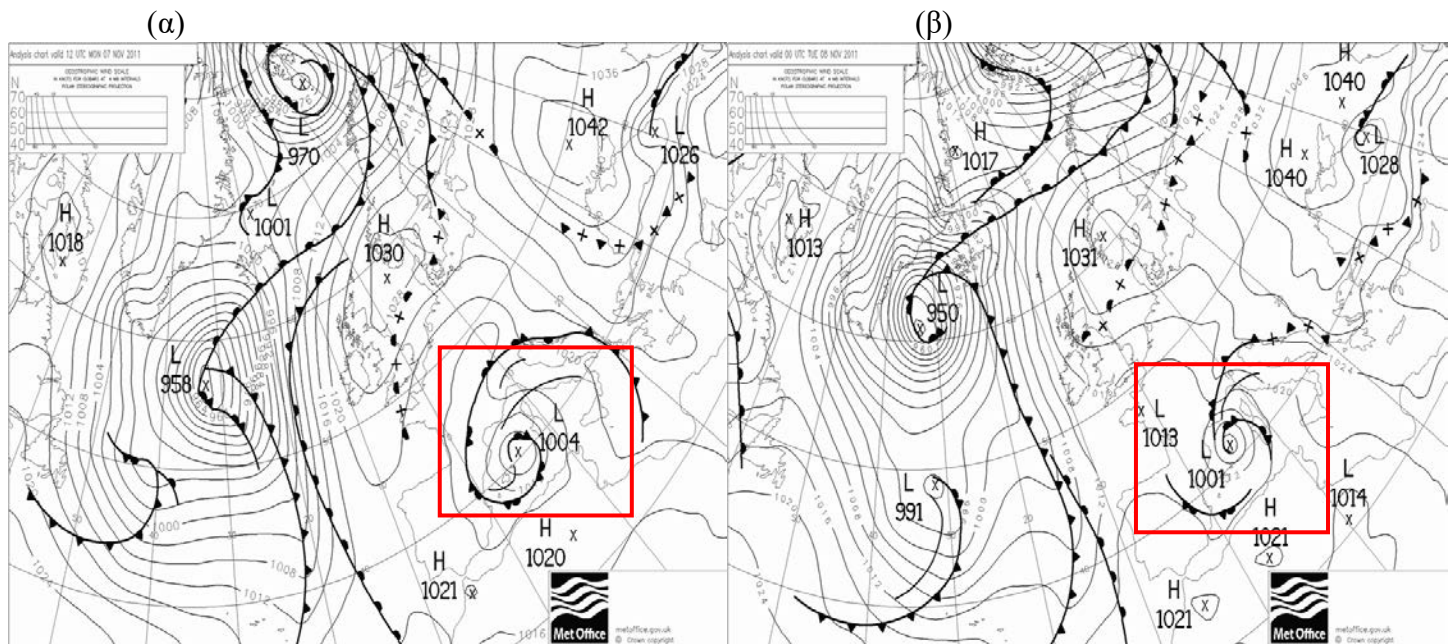
Σχήμα 5.15. Γεωδυναμικό ύψος (gpm) στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa την 5^η Νοεμβρίου 2011, στις 00UTC. Ισοϋψείς ανά 60 γεωδυναμικά μέτρα. Χάρτης επανανάλυσης του NCEP.

Ο αυλώνας της μέσης τροπόσφαιρας, προκάλεσε σημαντική αστάθεια στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα τη δημιουργία ισχυρών καταιγίδων σε θαλάσσιες και παραθαλάσσιες περιοχές της δυτικής και κεντρικής Μεσογείου. Μάλιστα, στις 4 Νοεμβρίου, ισχυρή καταιγίδα έπληξε τη Γένοβα της Ιταλίας η οποία έριξε 258 χιλιοστά βροχής σε ένα 24ωρο, με αποτέλεσμα το θάνατο έξι ανθρώπων (en.wikipedia.org). Το μεσημέρι (12UTC) της επόμενης ημέρας (5/11/2011), η μητρική ύφεση βρέθηκε πάνω από τα νερά της δυτικής Μεσογείου με βαρομετρική πίεση 998 hPa στο κέντρο της (Σχήμα 5.16, α). Στις 6/11 06UTC, καταγράφηκε η χαμηλότερη βαρομετρική πίεση, που έφτασε τα 996.7 hPa όπως έδειξαν τα στοιχεία ανάλυσης του ECMWF (Σχήμα 5.16, β). Τις επόμενες ώρες κινήθηκε κυκλικά στην ευρύτερη περιοχή της δυτικής Μεσογείου, μεταξύ των Βαλεαρίδων νήσων και της Κορσικής και βορειότερα από τις 39° Γ.Π (Σχήμα 5.18). Τη νύχτα της 7^{ης} Νοεμβρίου και την επόμενη ημέρα, οι δορυφορικές εικόνες έδειχναν να εμφανίζει χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα (Σχήμα 5.19, 5.20). Επιπλέον, σύμφωνα με τα στοιχεία ανάλυσης του ECMWF, παρατηρήθηκε μείωση της βαρομετρικής πίεσης από 1003.8 hPa στις 12UTC της 7/11 (Σχήμα 5.17 α), σε 1000.7 hPa στις 8/11 00UTC (Σχήμα 5.17, β). Τις επόμενες ώρες η πίεση αυξομειώθηκε μέχρι που έφτασε τα 1006.5 hPa στις 9/11 00UTC. Τελικά στις 12UTC της ίδιας ημέρας, πέρασε πάνω από την ξηρά στη νότια

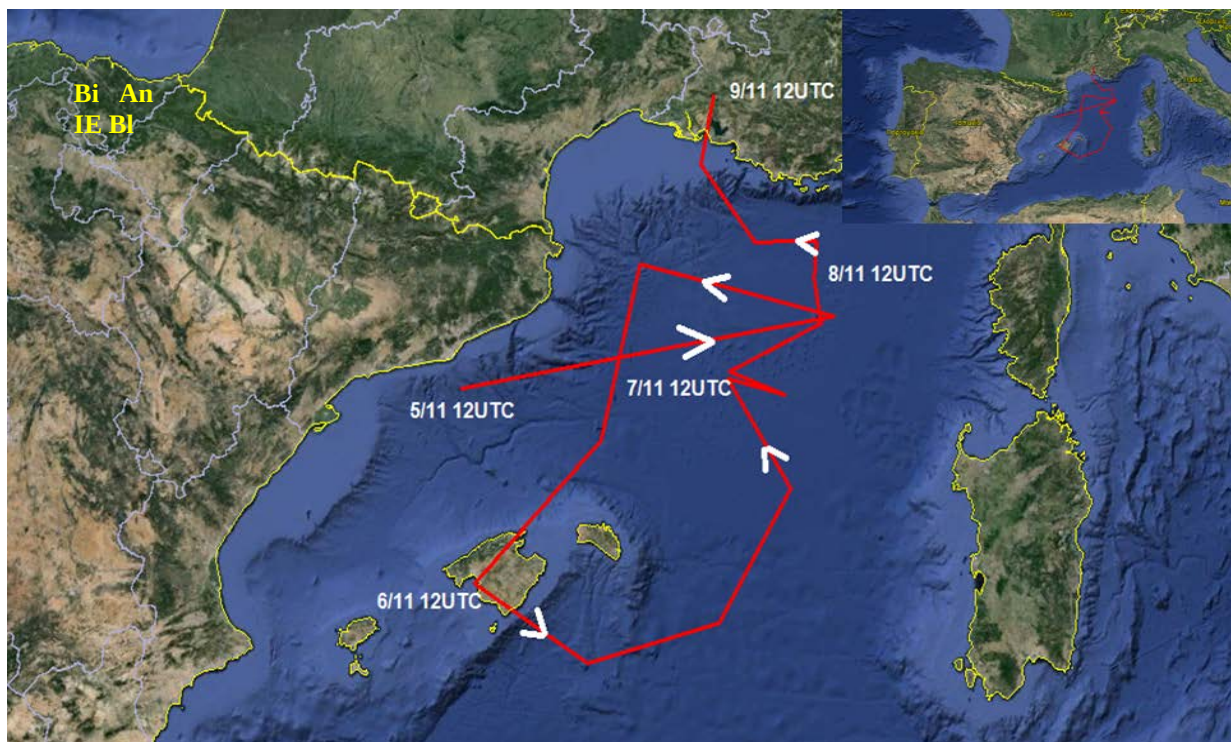


Σχήμα 5.16. Χάρτης πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας, στις α) 5/11/2011, 12UTC και β) 6/11/2011, 06UTC (www.metoffice.gov.uk). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.

Γαλλία και διαλύθηκε. Οι υψηλές πιέσεις στην ανατολική και νότια Ευρώπη με κέντρα την Τουρκία, τα νότια Βαλκάνια και την Σκανδιναβία, εμπόδισαν την ύφεση, να κινηθεί με πιο ανατολική τροχιά στη Μεσόγειο.



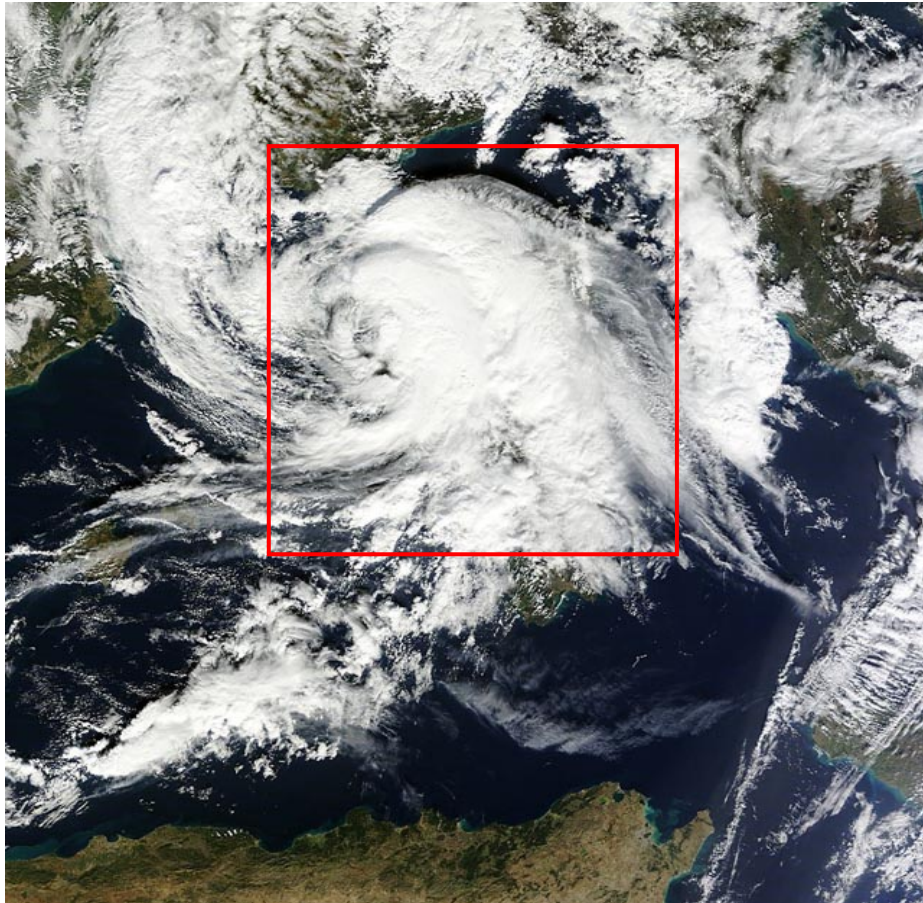
Σχήμα 5.17. Χάρτης πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας, στις α) 7/11/2011, 12UTC και β) 8/11/2011, 00UTC (www.metoffice.gov.uk). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.



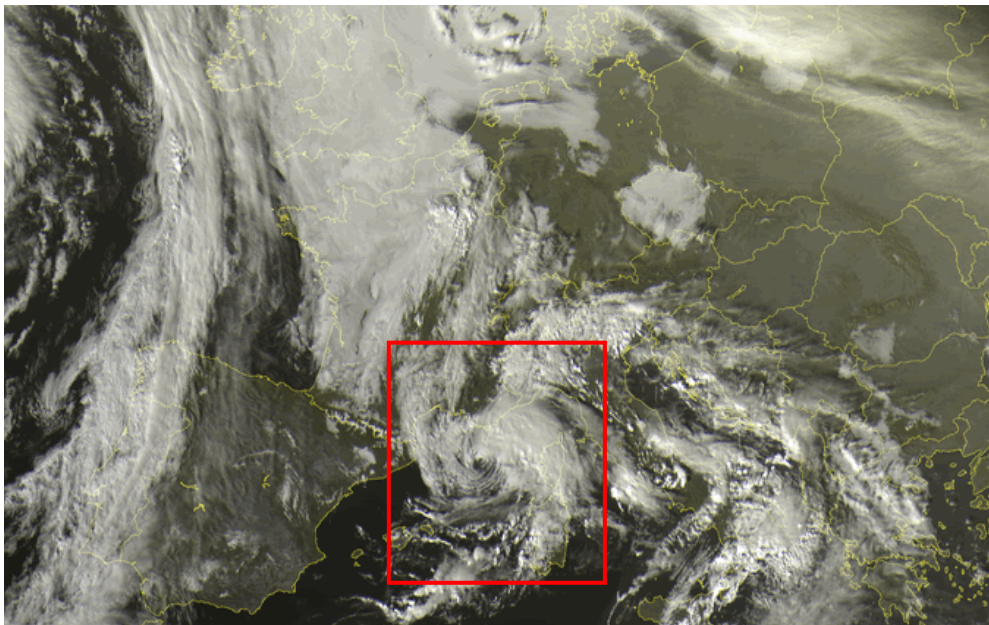
Σχήμα 5.18. Τροχιά του κυκλώνα από τις 5/11 12UTC, έως τις 9/11 12UTC που πέρασε πάνω από την ξηρά και διαλύθηκε. Στην επάνω δεξιά γωνία του σχήματος, απεικονίζεται η ευρύτερη περιοχή.

Στις 7/11/2011 18UTC, η Εθνική Υπηρεσία έρευνας Ωκεανών και Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α (NOAA) και η Υπηρεσία Ανάλυσης των Δορυφορικών εικόνων (Satellite Analysis Branch), που ιδρύθηκε από την NOAA, κατέταξαν τον κυκλώνα ως κατηγορία 01M (Σχήμα 5.21). Η Υπηρεσία αυτή ονομάζει και κατηγοριοποιεί σύμφωνα με την κλίμακα Saffir-Simpson τους τυφώνες ανάλογα με την ένταση των ανέμων τους. Κάτι τέτοιο όμως εφαρμόζεται από αυτή την Υπηρεσία για πρώτη φορά στην περιοχή της Μεσογείου. Από τις αναλύσεις των δορυφορικών δεδομένων, εκτιμήθηκαν άνεμοι μέγιστης ταχύτητας 23 m/s (NOAA). Το Πανεπιστήμιο Freien του Βερολίνου, έδωσε στον κυκλώνα την ονομασία “Rolf”, στις 4 Νοεμβρίου (www.fu-berlin.de).

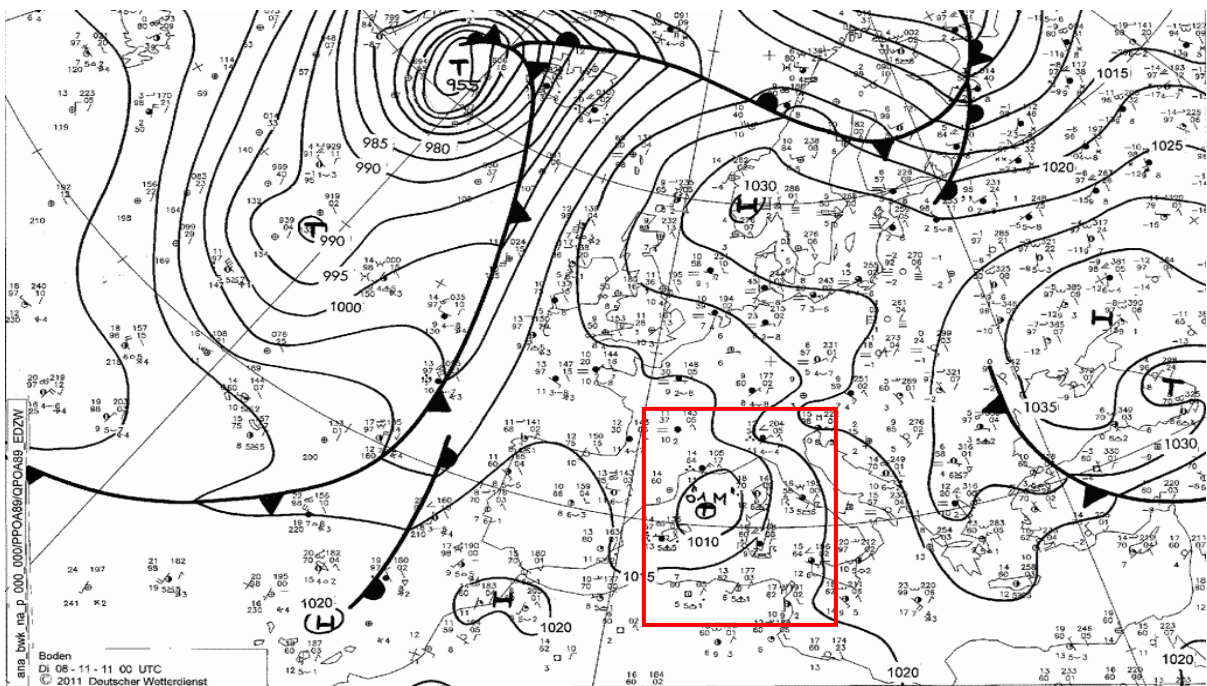
Πολλά ήταν τα προβλήματα που προκάλεσε ο κυκλώνας στην Ισπανία τη Γαλλία και την Ιταλία. Στις 5 Νοεμβρίου αλληπάλληλες καταιγίδες σάρωσαν τη βόρεια Ισπανία με τη χώρα των Βάσκων στα βορειοδυτικά, να είναι στο επίκεντρο της κακοκαιρίας. Σύμφωνα με το μετεωρολογικό ραντάρ της Euskalmet (Ισπανία) (Ruiz et al., 2012), στον σταθμό Añarbe (An) καταγράφηκαν 125 χιλιοστά βροχής, στον Bidania (Bi) 122 και στον Ibai Eder (IE) 120 χιλιοστά (Σχήμα 5.18). Στις 6 του μήνα οι βροχές συνεχίστηκαν με αμείωτη ένταση με πολλούς σταθμούς να καταγράφουν 100 με 170 χιλιοστά μέσα σε 24 ώρες. Το διάστημα 5/11 00UTC με 8/11 00UTC στο μετεωρολογικό σταθμό της Belauntza (Bl) καταγράφηκε το μεγαλύτερο ύψος βροχής με 355 χιλιοστά εκ των οποίων τα 211.5, έπεσαν σε διάρκεια 24 ωρών (Egana et al., 2013). Στην ίδια χρονική περίοδο, στις Βαλεαρίδες νήσους συνολικά έπεσαν 87 και 84 χιλιοστά βροχής στα αεροδρόμια της Πάλμα ντε Μαγιόρκα και της Ίμπιζα αντίστοιχα. Από τη θύελλα ένας άνθρωπος σκοτώθηκε, 5.400 κάτοικοι έμειναν χωρίς ρεύμα στη χώρα των Βάσκων ενώ δεκάδες σπίτια πλημμύρισαν. Τρία πλημμυρισμένα ποτάμια προκάλεσαν σημαντικές ζημιές σε καλλιέργειες, στους δρόμους και στις γραμμές των τρένων (Ruiz et al., 2012). Λόγω της σφοδρότητάς της, θεωρήθηκε ως η χειρότερη κακοκαιρία στην περιοχή, από το 1983 σύμφωνα με τα τοπικά M.M.E.



Σχήμα 5.19. Εικόνα του δέκτη MODIS στο ορατό φάσμα από το δορυφόρο Terra της NASA στις 8 Νοεμβρίου 2011 1030UTC (www.nasa.gov). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.



Σχήμα 5.20. Εικόνα του δέκτη MODIS στο ορατό φάσμα από το δορυφόρο Terra της NASA στο ορατό φάσμα. Λήφθηκε στις 8 Νοεμβρίου 2011 14UTC (www.nasa.gov). Στο κόκκινο πλαίσιο είναι το κέντρο του κυκλώνα.



Σχήμα 5.21. Χάρτης πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας. Ο χάρτης προέρχεται από την Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία, αναφέρεται στην 8^η Νοεμβρίου 2011, στις 00UTC και διακρίνεται ο κυκλώνας κατηγορίας 01M, στο κόκκινο πλαίσιο του χάρτη (www.wetterdienst.de).

Το διάστημα 5-9/11, στην Τουλόν (Tu) της νότιας Γαλλίας (Σχήμα 5.22, Πίνακας 5.1) σημειώθηκαν 193.2 χιλιοστά βροχής και άνεμοι που ξεπερνούσαν τα 18 m/s. Στη Νίκαια (Ni) έπεσαν 156 χιλιοστά βροχής και καταγράφηκε μέγιστη ριπή ανέμου 24.6 m/s, στη Μασσαλία 95 χιλιοστά και στο Μοντπελιέρ 136 χιλιοστά. Στο νησί Porquerolles (Porq) νότια της Τουλόν, καταγράφηκε ριπή ανέμου 23.1 m/s στις 8/11 ενώ την επόμενη ημέρα έπεσαν 40 χιλιοστά βροχής. Στην Κορσική στην πόλη Ajaccio (Aj), στις 5/11 σημειώθηκε ριπή ανέμου 21.6 m/s και στις 6/11 έπεσαν 49 χιλιοστά ενώ στο άλλο άκρο του νησιού, στην πόλη Bastia (Bas), οι άνεμοι έφτασαν τα 23 m/s στις 5/11 και το τριήμερο 6-8/11 έπεσαν 110 χιλιοστά. Την Τρίτη 8/11 στο μικρό Γαλλικό νησί Le Levant (Lev), η θύελλα άφησε πίσω της 89 χιλιοστά βροχής ενώ η μέγιστη μέση ένταση του ανέμου δεκαλέπτου έφτασε τα 26.8 m/s στις 19UTC της ίδιας ημέρας. Ο πλωτός σταθμός Lion (Li) που βρίσκεται νότια των ακτών της Γαλλίας, κατέγραψε μέγιστη ένταση ανέμου 18 m/s και ύψος κυματισμού 4.7 μέτρων, στις 8/11 00UTC, όταν το κέντρο χαμηλών πιέσεων βρισκόταν σε απόσταση 160 περίπου χιλιομέτρων, ανατολικά του.

Συνολικά στη Γαλλία πέντε άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους, 12 περιοχές κηρύχθηκαν σε κατάσταση έκτακτης ανάγκης και τουλάχιστον 750 άνθρωποι αναγκάστηκαν να εγκαταλείψουν τα σπίτια τους. Σημαντικά προβλήματα προκλήθηκαν στις μετακινήσεις, τις τηλεπικοινωνίες και την ηλεκτροδότηση ενώ η πυροσβεστική υπηρεσία δέχθηκε πάνω από 3.000 κλήσεις. Οι ζημιές υπολογίζονται μεταξύ 500 και 800 εκατομμυρίων Ευρώ.

Στην Ιταλία, στις 6/11 στην πόλη Olbia (Ol) της Σαρδηνίας, καταγράφηκαν 66.5 χιλιοστά βροχής ενώ στο αεροδρόμιο Alghero (Al), στο διάστημα 6 με 9 Νοεμβρίου σημειώθηκαν 118 χιλιοστά βροχής και ριπή ανέμου 18.5 m/s. Στη Napoli (Na) στις 5/11 καταγράφηκε ριπή 21.6 m/s. Στη Ρώμη (Ro) μεταξύ 6^{ης} και 8^{ης} Νοεμβρίου έπεσαν 50 χιλιοστά βροχής ενώ ο άνεμος έφτασε τα 20m/s, στις 6/11. Μικρότερη ήταν η ένταση της θύελλας στη νότια και ανατολική χώρα όπου δεν παρατηρήθηκε κάποιο αξιοσημείωτο γεγονός.



Σχήμα 5.22. Απεικόνιση των σταθμών όπου σημειώθηκαν τα πιο μεγάλα ύψη βροχής κατά την περίοδο 5-9/11/2011. Στον Πίνακα I αναγράφονται οι συντεταγμένες των σταθμών.

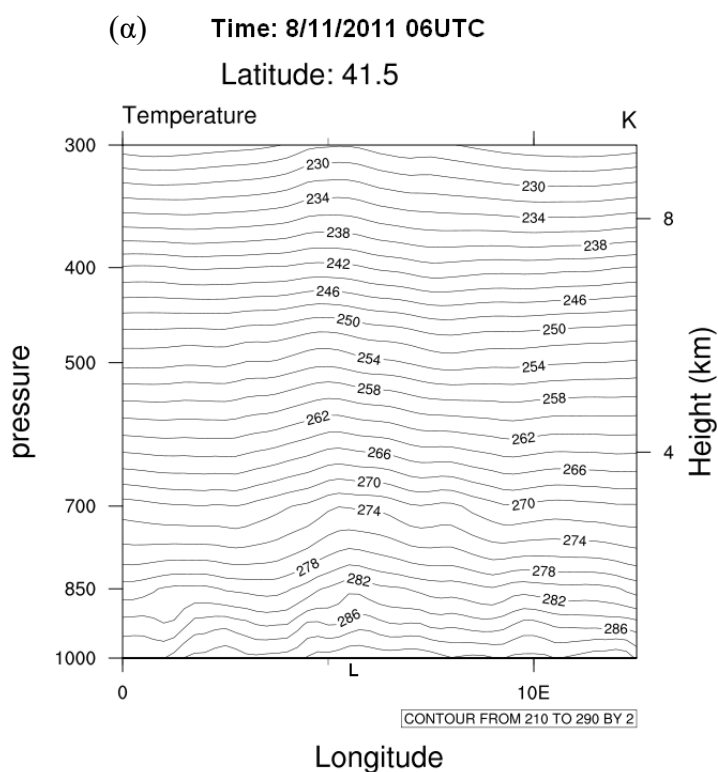
Μπορεί ο κυκλώνας να χαρακτηρίστηκε ως 01M από την NOAA, αλλά πρέπει να διερευνηθεί αν πράγματι ήταν Μ.Τ.. Έτσι, ακολούθησε, η μελέτη των αναλύσεων

του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων καιρού (ECMWF) με χωρική διακριτοποίηση 0.25 μοίρες κατά τον οριζόντιο άξονα, για να διερευνηθούν τα χαρακτηριστικά του.

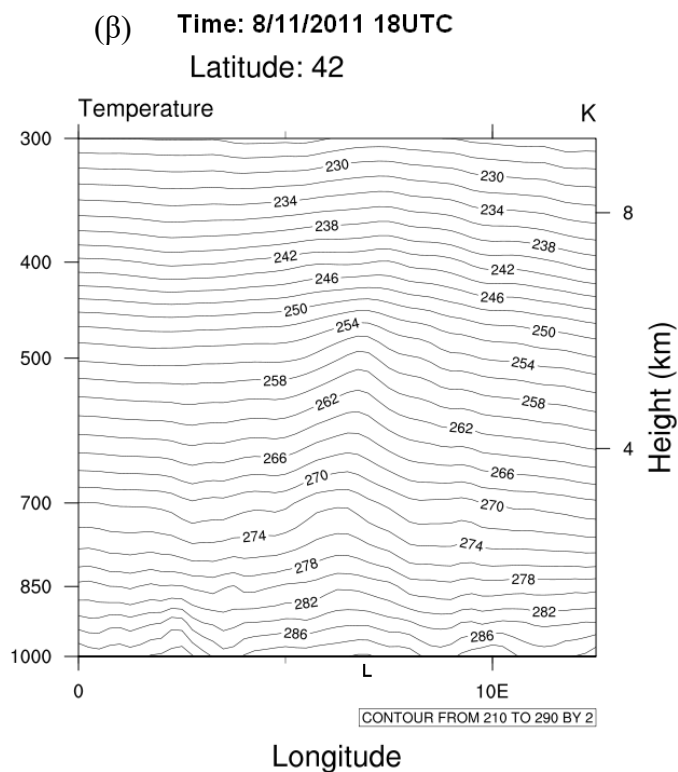
Συνολικά, εξετάστηκαν τα δεδομένα θερμοκρασίας, σχετικής και ειδικής υγρασίας, σχετικού στροβιλισμού, γεωδυναμικών υψών στα ισοβαρικά επίπεδα των 500 και 1000 hPa, οι δύο συνιστώσες του ανέμου, ο κατακόρυφος άνεμος καθώς και η απόκλιση. Τα δεδομένα καλύπτουν τη χρονική περίοδο από 03/11/2011 00UTC έως την 10/11/2011 00UTC, χωρισμένη σε διαστήματα 6 ωρών.

Οι κατακόρυφες τομές της θερμοκρασίας έδειξαν μια μικρή ανωμαλία στην θερμοκρασία στις 06UTC 8/11 (Σχήμα 5.23 α). Πάνω από το κέντρο του κυκλώνα, οι ισόθερμες καμπύλες παρουσίασαν μια καμπή, που φανερώνει ότι η θερμοκρασία στο κέντρο του κυκλώνα είναι υψηλότερη από το περιβάλλον του καθ' όλη τη διάρκεια του (Σχήμα 5.23). Η ανωμαλία έγινε πιο ευδιάκριτη τις επόμενες ώρες και διατηρήθηκε μέχρι τις 06UTC 9/11, δηλαδή για 24 ώρες (Σχήμα 5.23 δ). Το ύψος που έφτασε η ανωμαλία είναι κατά προσέγγιση μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 450 hPa, δηλαδή τα 6.000 μέτρα περίπου, κάτι που είναι σε συμφωνία με τους τροπικούς κυκλώνες και τους M.T. (Burpee 1986) (βλέπε Κεφάλαιο 3).

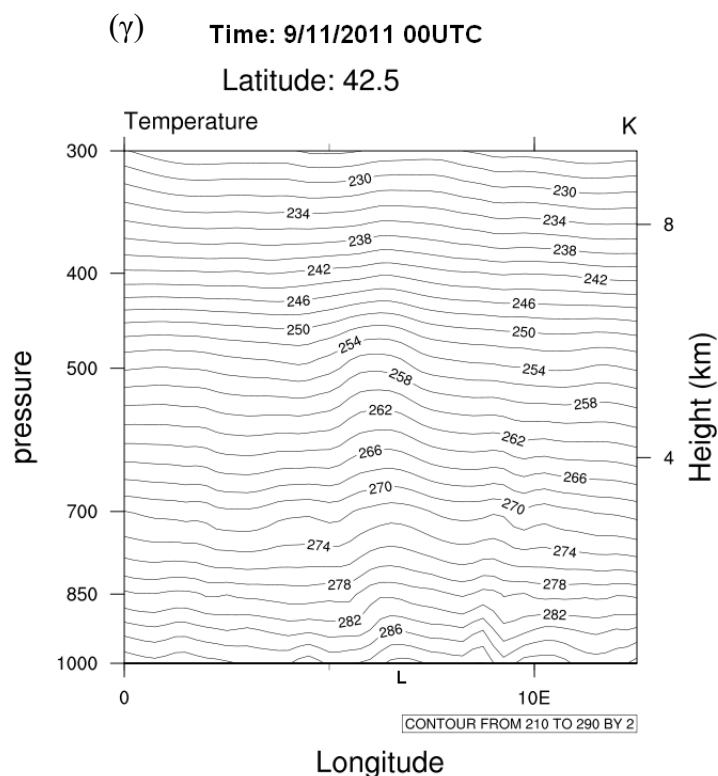
Στις κατακόρυφες τομές του ζωνικού ανέμου, οι μέγιστες ταχύτητες σημειώθηκαν πλησίον της επιφάνειας, όπως ακριβώς συμβαίνει και στους τυφώνες. Από τις 06UTC της 8/11 παρατηρήθηκε μία καλοσηματισμένη δομή των ισοταχών καμπύλων (Σχήμα 5.24 α), με χαρακτηριστική κατακόρυφη ανάπτυξη που έφτανε μέχρι το ύψος του αεροχειμάρρου και έντονη οριζόντια βαθμίδα. Η δομή αυτή διατηρήθηκε μέχρι και τις 9/11 06UTC (Σχήμα 5.24 δ), όπου άρχισε πλέον να εξασθενεί. Στις 8/11 18UTC, σημειώθηκαν δυτικοί άνεμοι εντάσεως 22 m/s και ανατολικοί εντάσεως 24 m/s. Στις 9/11 00UTC, οι δυτικοί εξασθένησαν φτάνοντας μέγιστη ταχύτητα τα 16 m/s και οι ανατολικοί παρέμειναν στα 24 m/s (Σχήμα 5.24 γ). Τις επόμενες έξι ώρες δεν παρατηρήθηκε αξιοσημείωτη μεταβολή της έντασης. Από τις 12UTC όμως, άρχισε να μειώνεται η ένταση των ανέμων και των δύο διευθύνσεων, η οριζόντια βαθμίδα έγινε ασθενέστερη, ενώ η κατακόρυφη δομή τους συρρικνώθηκε.



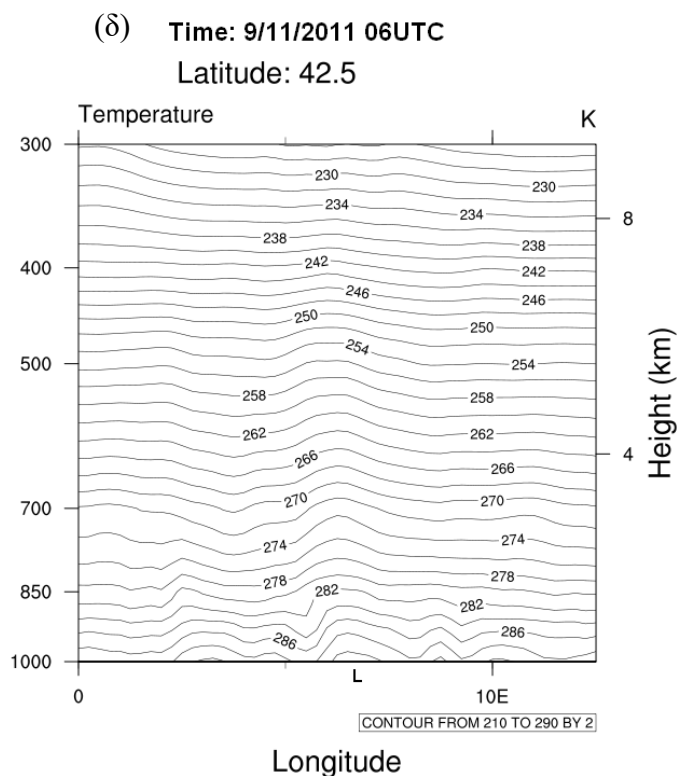
ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg



ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg

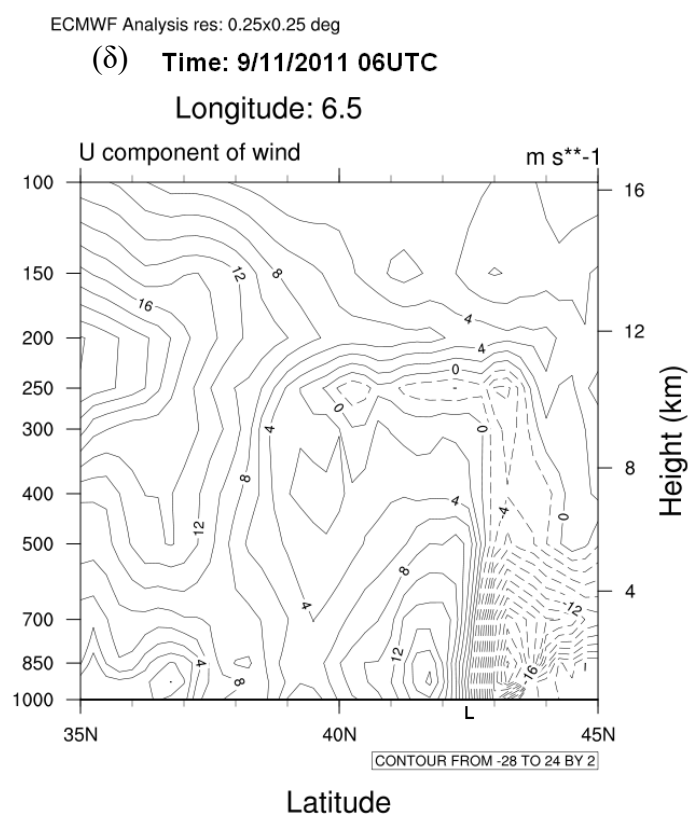
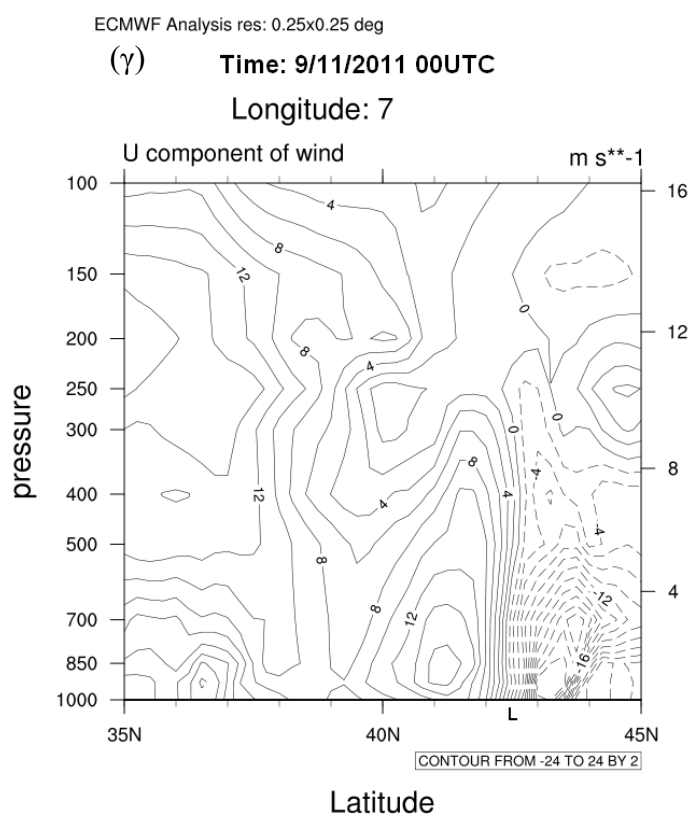
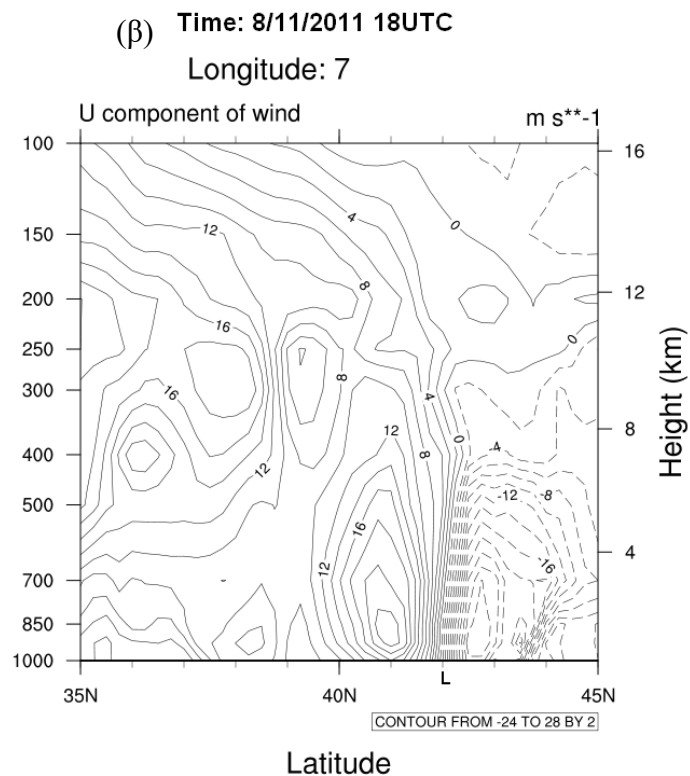
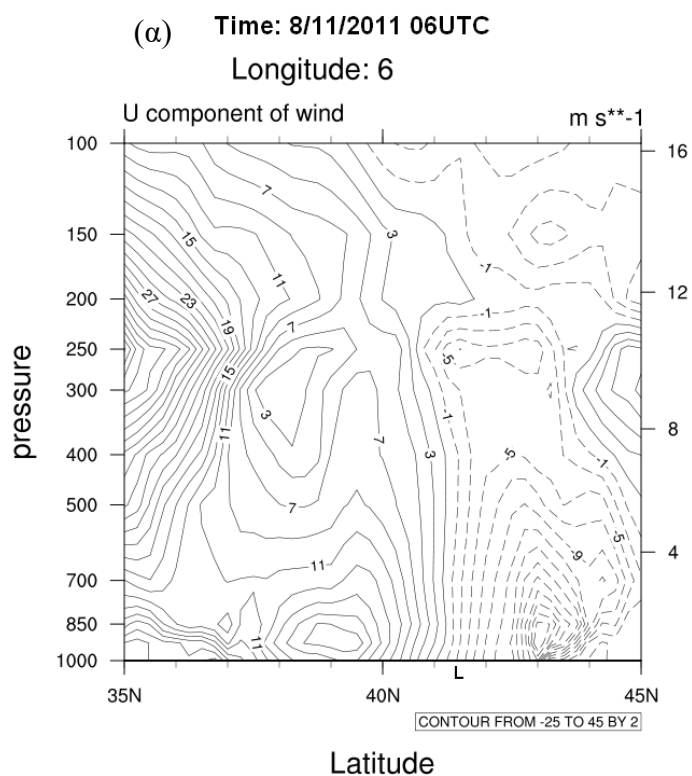


ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg



ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg

Σχήμα 5.23. Ζωνικές τομές της θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{K}$), στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.5° Β στις 8/11/2011 06UTC, β) 42° Β στις 8/11/2011 18UTC και γ), δ) 42.5° Β στις 9/11/2011 00UTC και 06UTC αντίστοιχα. Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

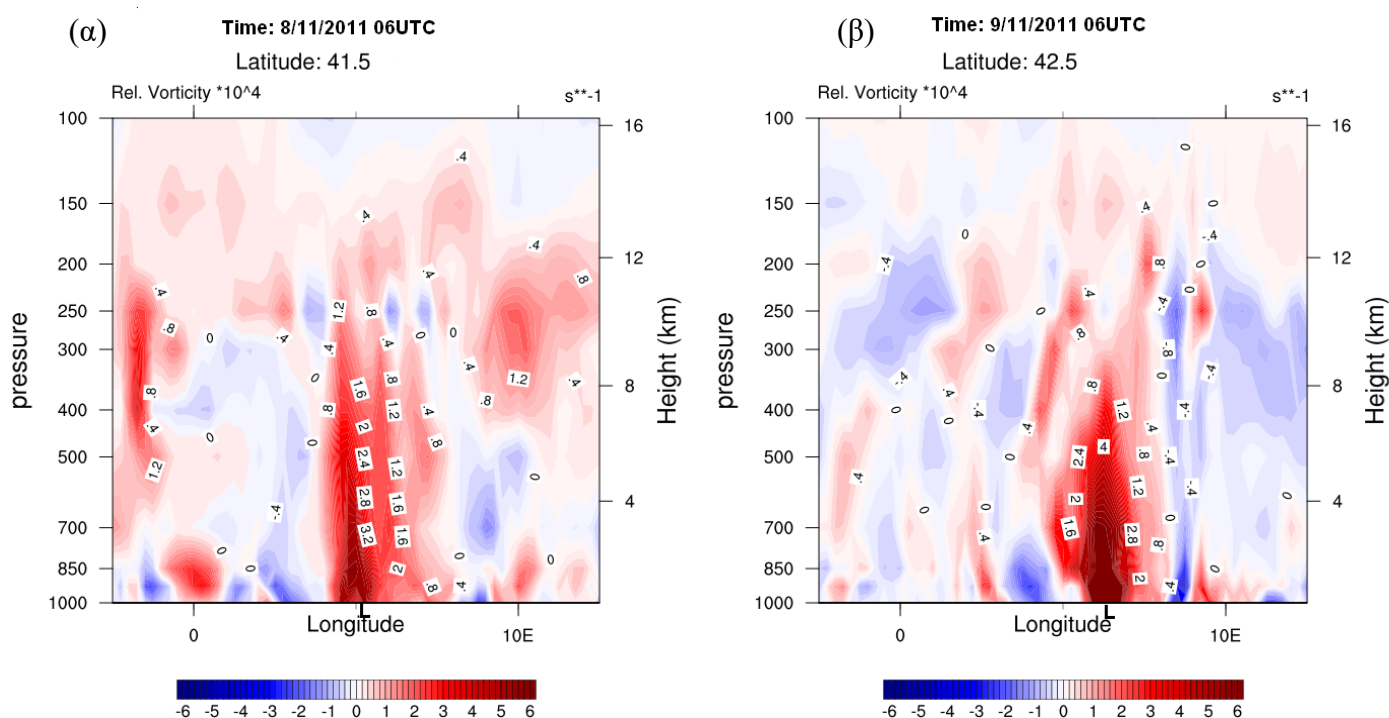


ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg

ECMWF Analysis res: 0.25x0.25 deg

Σχήμα 5.24. Μεσημβρινές τομές, του ζωνικού ανέμου (m/s), στο γεωγραφικό μήκος α) 6°A στις 8/11/2011 06UTC, β) 7°A στις 8/11/2011 18UTC, γ) 7°A στις 9/11/2011 00UTC και δ) 6.5°A στις 9/11/2011 06UTC. Θετικές τιμές (συνεχείς ισοπληθείς) υποδεικνύουν ότι ο άνεμος πνέει από δυτικές διευθύνσεις. Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

Υψηλές θετικές τιμές σχετικού στροβιλισμού παρατηρήθηκαν για όλο το 24ωρο μεταξύ 8/11 06UTC και 9/11 06UTC, καθώς ξεπέρασαν τα $6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (Σχήμα 5.25). Ισχυρή κυκλωνική ροή εντοπίστηκε στην περιοχή πάνω από το κέντρο, μέχρι το ύψος των 300-200 hPa. Να σημειωθεί ότι δεν υπήρξε αντικυκλωνική ροή στην ανώτερη τροπόσφαιρα, όπως συμβαίνει με τους τυφώνες.

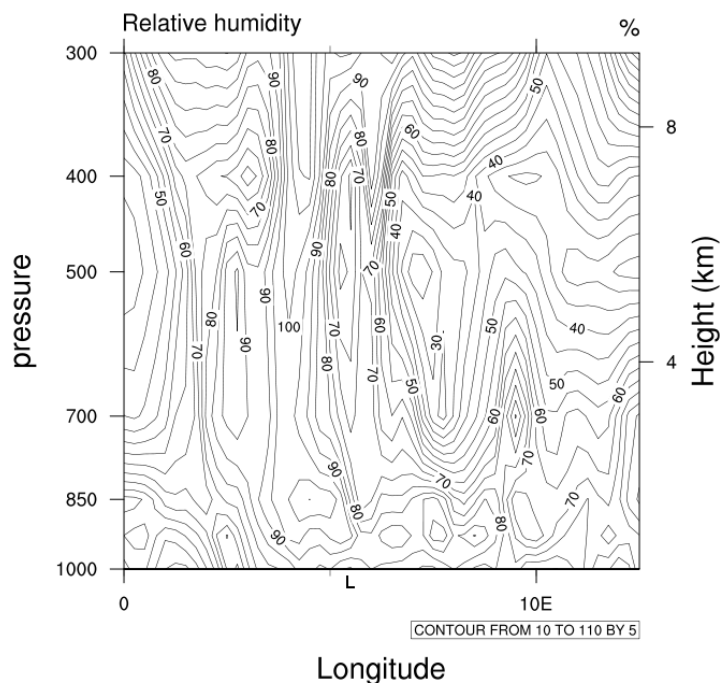


Σχήμα 5.25. Ζωνική τομή του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.5° B στις 8/11/2011 06UTC και β) 42.5° B στις 9/11/2011 06UTC. Θετικές τιμές (κόκκινη σκίαση) υποδηλώνουν κυκλωνική κίνηση, αρνητικές αντικυκλωνική (μπλε σκίαση). Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

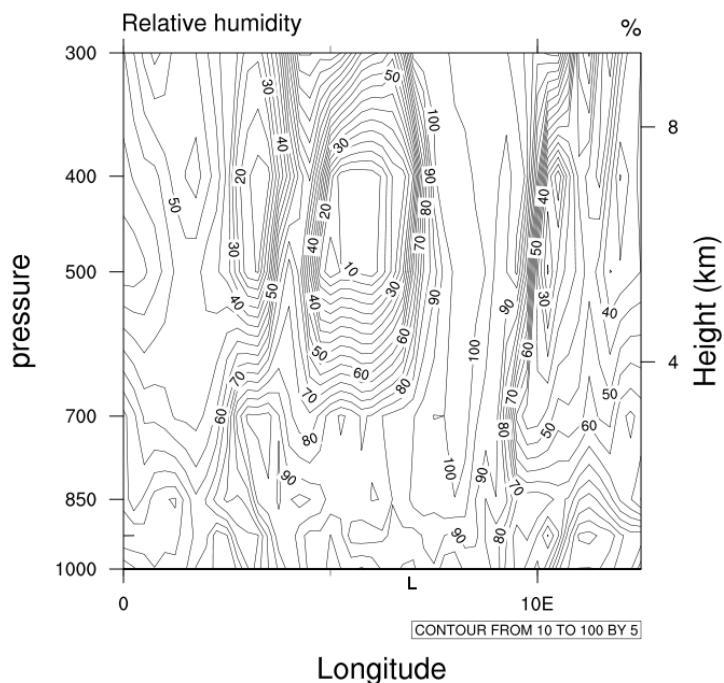
Εξετάζοντας την κατακόρυφη δομή της σχετικής υγρασίας για τις ίδιες ώρες, προκύπτει ότι ήδη από τις 06UTC 8/11 (Σχήμα 5.26 α), υπήρχε μια σχετικά ξηρή περιοχή μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων 600 και 400 hPa, όπου η τιμή της σχετικής υγρασίας έφτανε το 60% ενώ το περιβάλλον δυτικά του κέντρου ήταν πιο υγρό. Στις 18UTC 8/11 (Σχήμα 5.26 β), υπήρχε μια εξαιρετικά ξηρή περιοχή όπου η σχετική υγρασία έπεφτε κάτω από 10%. Η περιοχή αυτή βρισκόταν μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων 500 και 400 hPa και ήταν λίγο πιο δυτικά από το κέντρο χαμηλών πιέσεων στην επιφάνεια. Περιμετρικά αυτής της περιοχής, η σχετική υγρασία αυξανόταν απότομα, φτάνοντας και το 100%. Στις επόμενες έξι ώρες, δημιουργήθηκαν δύο περιοχές με σχετική υγρασία μικρότερη του 10% (Σχήμα 5.26 γ). Αυτό πιθανώς

προέκυψε από την εισχώρηση υγρού επιφανειακού αέρα στο μάτι του κυκλώνα, και είναι σημάδι διάλυσης του ξηρού πυρήνα. Πράγματι, στις 06UTC 9/11 (Σχήμα 5.26 δ), δεν υπάρχει σαφής ξηρός πυρήνας πάνω από το κέντρο χαμηλών πιέσεων, παρά μόνο ξηρά τμήματα και βρίσκονται κυρίως μεταξύ των επιφανειών των 600 και 400 hPa.

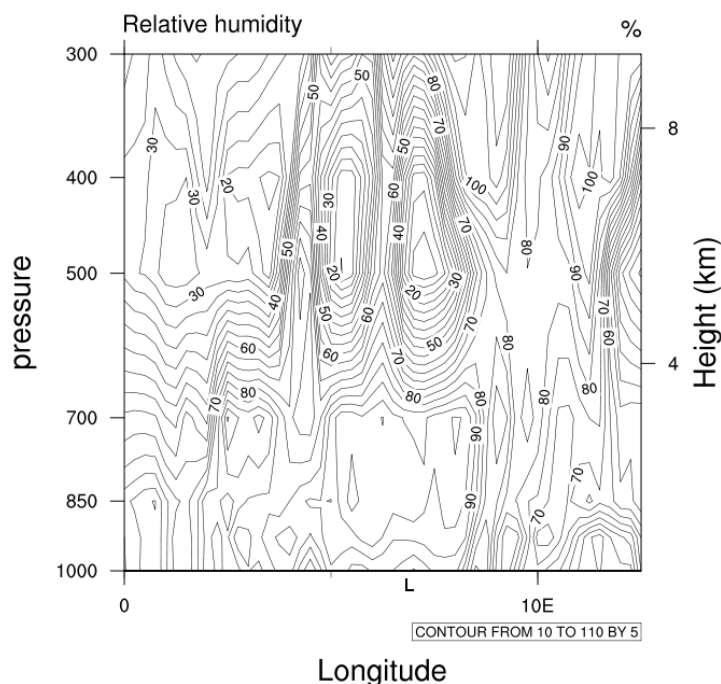
(α) Time: 8/11/2011 06UTC
Latitude: 41.5



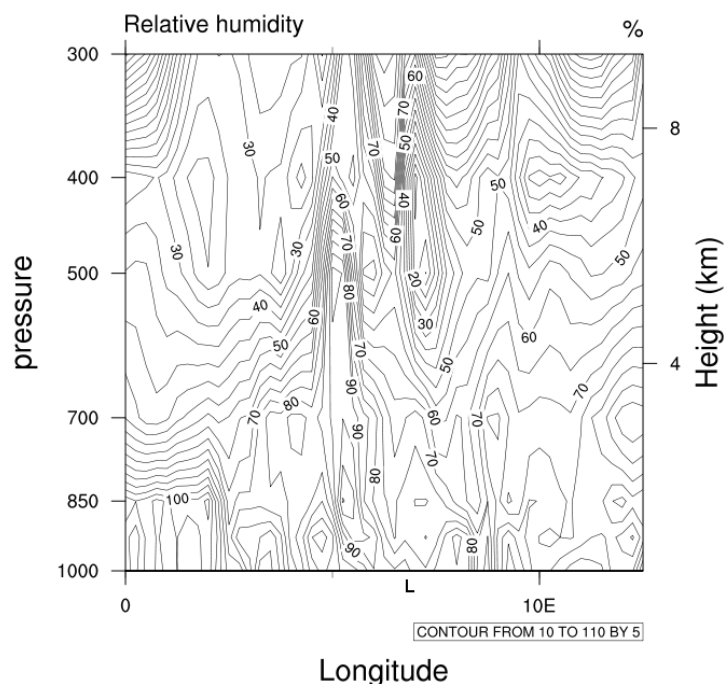
(β) Time: 8/11/2011 18UTC
Latitude: 42



(γ) Time: 9/11/2011 00UTC
Latitude: 42.5



(δ) Time: 9/11/2011 06UTC
Latitude: 42.5



Σχήμα 5.26. Ζωνικές τομές της σχετικής υγρασίας (%), στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.5° B στις 8/11/2011 06UTC, β) 42° B στις 8/11/2011 18UTC και γ), δ) 42.5° B στις 9/11/2011 00UTC και 06UTC αντίστοιχα. Με το γράμμα 'L' συμβολίζεται το κέντρο του κυκλώνα.

Συνδυάζοντας όλα τα παραπάνω, προκύπτει ότι το σύστημα που επηρέασε τη δυτική Μεσόγειο το διάστημα 4-9/11/2011, ξεκίνησε σαν εξωτροπικός κυκλώνας αλλά το ξημέρωμα της 8ης Νοεμβρίου, ενισχύθηκε αποκτώντας χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τις δορυφορικές εικόνες που δείχνουν την ύπαρξη ‘ματιού’, αλλά και από τη δομή των θερμοϋγρομετρικών του χαρακτηριστικών. Στις 06UTC 8/11 εμφανίζει να έχει θερμό και ξηρό πυρήνα καθώς και ισχυρούς ανέμους που αποκτούν μέγιστη ένταση κοντά στην επιφάνεια. Τα χαρακτηριστικά αυτά διατηρούνται για 24 περίπου ώρες, μέχρι το ξημέρωμα της 9ης Νοεμβρίου. Το μεσημέρι της ίδιας ημέρας, περνάει πάνω από την ξηρά στη νότια Γαλλία και διαλύεται.

Η γέννησή του πιθανώς να οφείλεται στη βαροκλινική αστάθεια ενώ η ενίσχυσή του σε Μ.Τ. πιθανώς σχετίζεται με τις ροές θερμότητας και υγρασίας από τη θάλασσα. Τα παραπάνω ερωτήματα θα διερευνηθούν στο επόμενο Κεφάλαιο.

Πίνακας 5.1. Συντεταγμένες των σταθμών που απεικονίζονται στο χάρτη του Σχήματος 5.22.

Χώρα	Σταθμός	Γεωγρ. πλάτος	Γεωγρ. μήκος
Ισπανία	Palma de Majorca (Maj)	39°36'14.13" N	2°39'33.69" E
	Ibiza (Ib)	38°55'53.63" N	1°25'07.68" E
	Belauntza (Bl)	43°08'06.00" N	-2°02'31.92" E
Γαλλία	Tulon (Tu)	43°16'03.92" N	5°55'34.19" E
	Nikaia (Ni)	43°49'08.42" N	7°16'26.61" E
	Porquerolles (Porq)	43°03'14.96" N	6°13'42.15" E
	Ajaccio (Aj)	41°57'16.90" N	8°44'56.03" E
	Bastia (Bas)	42°43'21.20" N	9°27'06.11" E
	Le Levant (Lev)	43°02'40.94" N	6°27'49.26" E
	Lion (Li, πλωτηρας)	42°06'09.00" N	4°42'9.00" E
Ιταλία	Olbia (Ol)	40°59'16.01" N	9°16'41.98" E
	Alghero (Al)	40°39'35.74" N	8°20'25.82" E
	Napoli (Na)	40°55'50.35" N	14°15'28.48" E
	Rome (Ro)	41°55'39.30" N	12°28'43.61" E

Κεφάλαιο 6

Αριθμητική προσομοίωση του Μεσογειακού τυφώνα του Νοεμβρίου 2011

Από τη μελέτη των αναλύσεων του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων καιρού (ECMWF) αλλά και τις διαθέσιμες δορυφορικές εικόνες της δυτικής Μεσογείου, φάνηκε πως ο επονομαζόμενος εξωτροπικός κυκλώνας ‘Rolf’, εμφάνισε κάποια χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στις 8 Νοεμβρίου 2011. Οι παράμετροι που μπορούν να αναλυθούν από τα δεδομένα ανάλυσης, είναι περιορισμένες και έχουν συγκεκριμένη χωρική και χρονική ανάλυση. Είναι επαρκή για τη διάγνωση του Μ.Τ. αλλά για να δοθεί απάντηση σε μια σειρά ερωτημάτων που προκύπτουν, είναι απαραίτητη η χρήση κάποιου αριθμητικού μοντέλου. Ειδικά σε περιπτώσεις συστημάτων με μικρή έκταση και διάρκεια ζωής, η βοήθεια που προσφέρει ένα αριθμητικό μοντέλο είναι πολύτιμη. Αυτό ισχύει και στους Μ.Τ., καθώς έχουν σχετικά μικρή διάρκεια ζωής και μεταβάλλονται ραγδαία μέσα σε λίγες ώρες. Σήμερα, η πρόοδος που έχει σημειώσει η αριθμητική πρόγνωση του καιρού, μας επιτρέπει τη λεπτομερή χρονική ανάλυση των διεργασιών, που λαμβάνουν χώρα σε πολύ μικρή χωρική κλίμακα.

Ένα από τα σημαντικά ερωτήματα που εγείρονται, είναι ποιοι παράγοντες συντέλεσαν στη δημιουργία και ανάπτυξή του. Σημαντική επίσης θεωρείται η προγνωσιμότητα αυτών των συστημάτων καθώς συνοδεύονται από έντονα καιρικά φαινόμενα που επηρεάζουν τις ζωές των ανθρώπων. Επιπλέον, με τη χρήση ενός αριθμητικού μοντέλου, ο ερευνητής έχει στη διάθεσή του ένα πλήθος παραμέτρων η μελέτη των οποίων τον βοηθά, να κάνει μια πιο λεπτομερή και πολυδιάστατη έρευνα. Τέλος, η προσομοίωση του κυκλώνα και ο έλεγχος των αποτελεσμάτων του μοντέλου με τα πραγματικά δεδομένα, βοηθάει στην εξέλιξη του μοντέλου και προσφέρει πολύ σημαντική γνώση και εμπειρία στο χρήστη και δυνατότητα διενέργειας αριθμητικών πειραμάτων.

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της προσομοίωσης του συστήματος από το αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού WRF. Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα πειράματα ευαισθησίας που έγιναν για να αξιολογηθεί η

ικανότητα του μοντέλου να αναπαραστήσει τον Μ.Τ., αλλά και να ελεγχθεί η συμπεριφορά του κυκλώνα στα διαφορετικά σχήματα παραμετροποιήσεων.

6.1 Βασική εκτέλεση του μοντέλου (πείραμα ελέγχου)

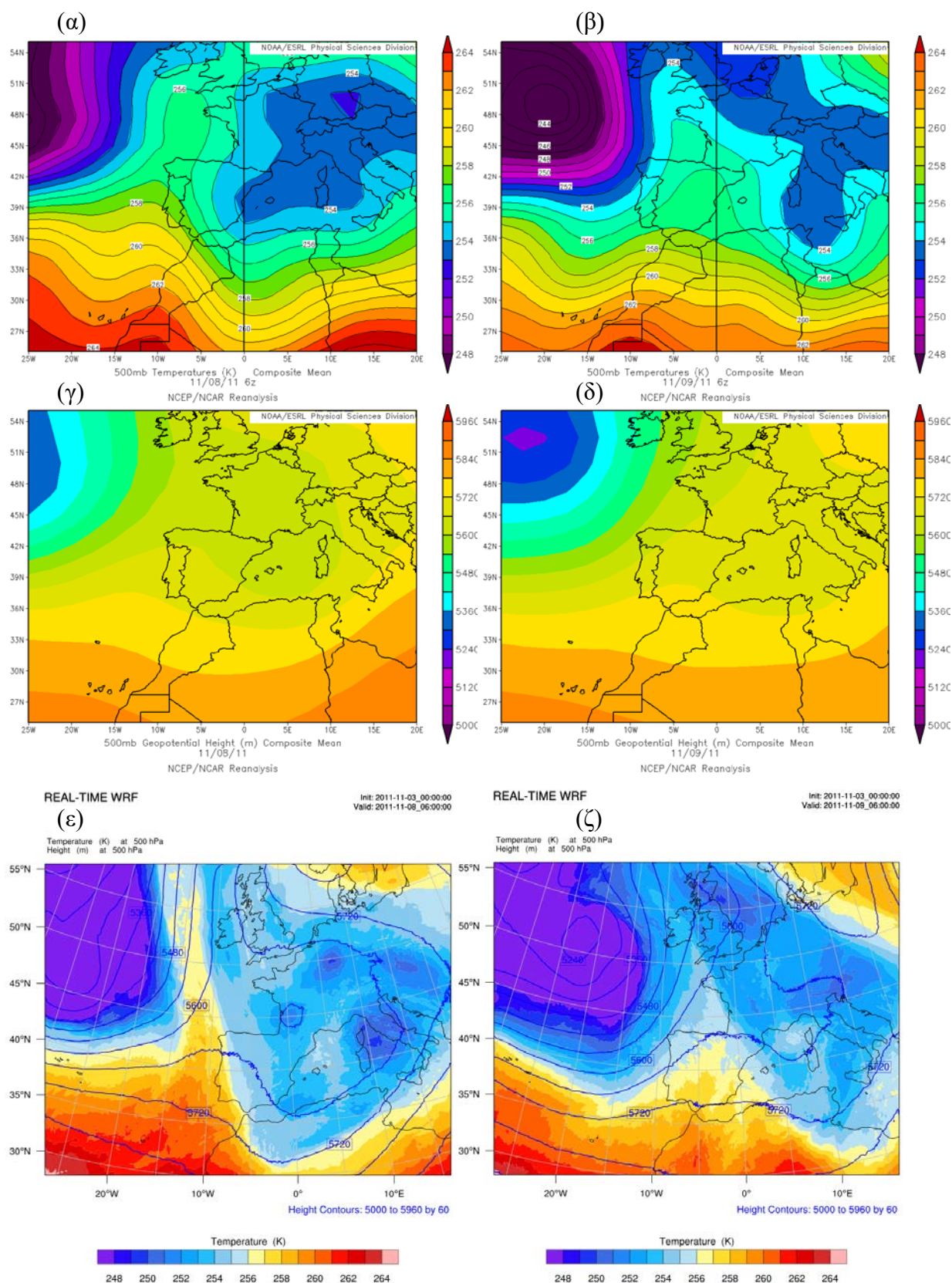
Τα πειράματα που έγιναν με το αριθμητικό μοντέλο, πραγματοποιήθηκαν για 7 προγνωστικές ημέρες, το διάστημα 3/11/2011 00UTC έως 10/11/2011 00UTC (T+00 έως T+168). Το μοντέλο αρχικοποιήθηκε αρκετές ημέρες πριν την εμφάνιση του Μ.Τ. γιατί στις 3/11 πραγματοποιήθηκε η έλευση αυλώνα από τα βορειοδυτικά, που προκάλεσε την κυκλογένεση στην Ιβηρική χερσόνησο και έπρεπε να συμπεριληφθεί στην προσομοίωση. Βασικός σκοπός της εργασίας, ήταν η διερεύνηση της ικανότητας του μοντέλου να προσομοιώνει την κυκλογένεση και τη μετέπειτα εξέλιξη του αρχικού χαμηλού σε Μ.Τ..

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου, η ύφεση δημιουργήθηκε στα Πυρηναία όρη στις 4/11/2011 (όπως και στην πραγματικότητα) και άρχισε να εμφανίζει χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στις 7/11 21UTC. Το χρονικό διάστημα από 03 έως 06UTC της 8/11, είχε τη μεγαλύτερη ένταση ενώ μετά από τις 9/11 00UTC έπαψε να εμφανίζει αυτά τα χαρακτηριστικά. Σημειώνεται ότι από τις αναλύσεις του ECMWF, ο κυκλώνας είχε θερμό πυρήνα το διάστημα από τις 8/11 06UTC μέχρι και τις 9/11 06UTC.

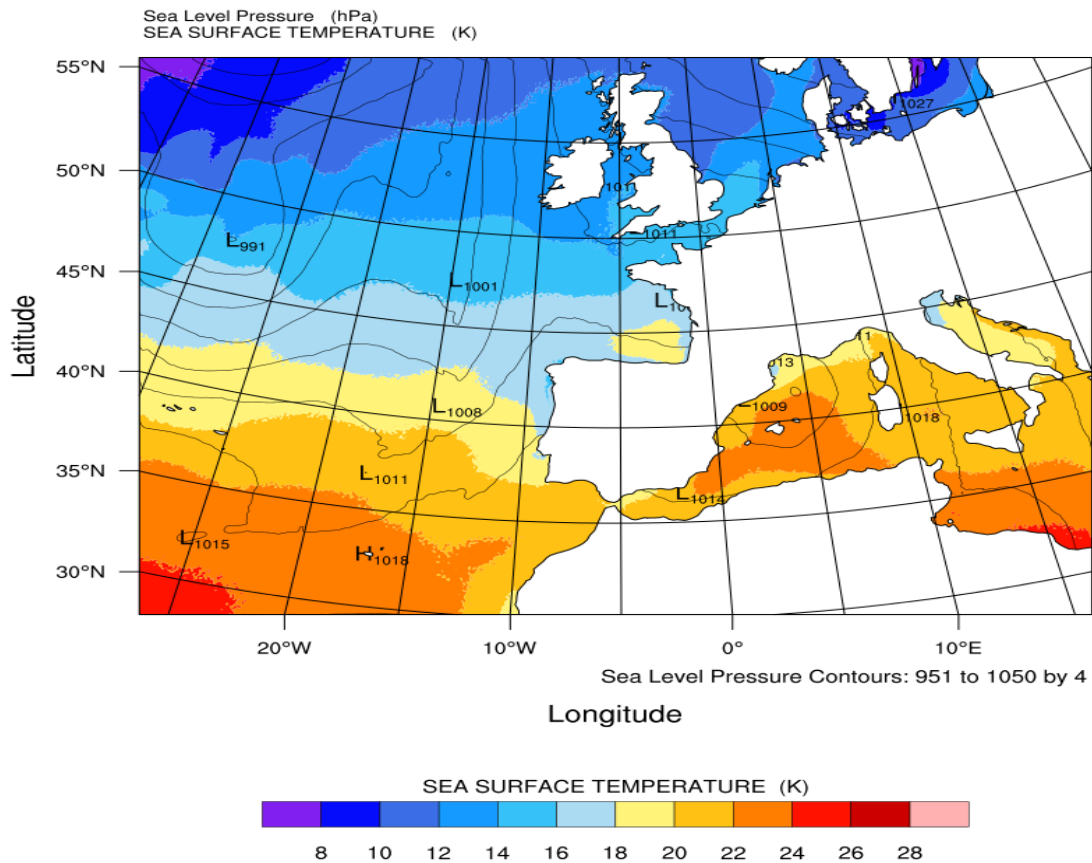
Στο Σχήμα 6.1 α και γ, προβάλλονται αντίστοιχα η θερμοκρασία στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa και τα γεωδυναμικά ύψη στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa, για τις 06UTC της 8ης Νοεμβρίου 2011. Θεωρείται δεδομένο πως το μέσο ύψος αυτής της ισοβαρικής επιφάνειας είναι 5.500 γδμ σε μέσα γεωγραφικά πλάτη. Στην περίπτωση αυτή, παρατηρούνται πολύ χαμηλά γεωδυναμικά ύψη στο βόρειο Ατλαντικό που φτάνουν τουλάχιστον τα 5360 γεωδυναμικά μέτρα. Αντίθετα μεγάλα ύψη παρατηρούνται στην περιοχή των Αζορών, τη βόρεια Αφρική και την ανατολική Ευρώπη. Πάνω από την κεντρική Ευρώπη και συγκεκριμένα πάνω από τη Γαλλία και τη δυτική Μεσόγειο εκτείνεται ένας αυλώνας από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά. Τα γεωδυναμικά ύψη σε αυτή την περιοχή είναι μικρότερα από 5660 γδμ. Στις 8/11 06UTC το προβλεπόμενο γεωδυναμικό ύψος στην περιοχή ενδιαφέροντος ταυτίζεται ακριβώς (5660 γδμ) με το πραγματικό (Σχήμα 6.1 γ, ε). Στις 150 προγνωστικές ώρες (9/11 06UTC), όταν δηλαδή ο Μ.Τ. έχει διαλυθεί, το προβλεπόμενο γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa πάνω από την περιοχή είναι μεταξύ

5660 γδμ και 5720 γδμ, που ταυτίζεται πλήρως με τις πραγματικές τιμές, που κυμαίνονται μεταξύ 5660 γδμ και 5720 γδμ. (Σχήμα 6.1 δ, ζ). Επιπλέον, το κέντρο χαμηλών υψών στο βόρειο Ατλαντικό προβλέφθηκε πολύ καλά τόσο ως προς τη θέση όσο και προς τα ύψη (μικρότερο από 5240 γδμ το πραγματικό και μικρότερο από 5240 γδμ το προβλεπόμενο). Παρόμοια, ικανοποιητικά αποτελέσματα, είχε το μοντέλο και για τις 27 ώρες της ανάπτυξης, της ενδυνάμωσης και διάλυσης του προσομοιούμενου Μ.Τ.. Τέλος, πολύ καλά είναι τα αποτελέσματα του μοντέλου και για τη θερμοκρασία στο επίπεδο των 500 hPa (Σχήμα 6.1 α,β,ε,ζ).

Η θερμοκρασία στο επίπεδο των 500 hPa πάνω από τη δυτική Μεσόγειο τις πρωινές ώρες της 8/11, είναι περίπου -19° C. Την ίδια ώρα (8/11 03UTC), η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας είναι περίπου 18° C με 22° C στην ευρύτερη περιοχή απ' όπου προέρχονται οι ροές θερμότητας (Σχήμα 6.2). Όπως θα αναλυθεί παρακάτω, την ώρα αυτή, έχει ήδη αναπτυχθεί ο Μ.Τ. (από εδώ και στο εξής θα αναφέρεται και με τη λέξη κυκλώνας) στη δυτική Μεσόγειο, φτάνοντας την ελάχιστη πίεσή του, τόσο στην πραγματικότητα όσο και στο μοντέλο.



Σχήμα 6.1 Χάρτης επανανάλυσης του NCEP στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa α), β) θερμοκρασία (K) ανά 2° K γ), δ) γεωδυναμικά ύψη (gpm) ανά 60 γεωδυναμικά μέτρα και πρόγνωσης ε), ζ) του μοντέλου για τις 8/11 06UTC (T+126) και 9/11 06UTC (T+150) αντίστοιχα. Στους χάρτες του μοντέλου με σκίαση απεικονίζεται η θερμοκρασία (K) ανά 2° K και με μπλε ισοπληθείς τα γεωδυναμικά ύψη (γδμ) ανά 60 γδμ (πείραμα ελέγχου).



Σχήμα 6.2. Με σκίαση απεικονίζεται η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας (ανά 2° C). Τα δεδομένα προέρχονται από το NCEP. Με συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζεται η προβλεπόμενη από το πείραμα ελέγχου βαρομετρική πίεση στην επιφάνεια (ανά 4 hPa) για τις 8/11 03UTC.

Στις 5/11 12UTC το αρχικό χαμηλό στο WRF, βρέθηκε πάνω από τη θαλάσσια περιοχή βόρεια των Βαλεαρίδων νήσων (Σχήμα 6.3), με επιφανειακή ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του 995.3 hPa (σύμφωνα με το UKMO 998 hPa). Το επόμενο 24ωρο κινήθηκε αργά, ανατολικά-βορειοανατολικά και στη συνέχεια βορειοδυτικά, έχοντας πίεση 997.8 hPa στις 6/11 12UTC (σύμφωνα με το UKMO 998 hPa). Έπειτα από μία μικρή κίνησή του προς τα ανατολικά, κινήθηκε προς τα δυτικά και ξανά προς τα ανατολικά, διαγράφοντας μια κυκλική πορεία. Στις 8/11 00UTC (T+120) τρεις ώρες αφού έγινε M.T., η πίεσή του ανήλθε στα 1006.2 hPa ενώ στις T+126 ανέβηκε κατά 1 hPa. Τις 18 ώρες που ακολούθησαν, μέχρι τη διάλυσή του, η πίεση στο κέντρο του ανέβαινε φτάνοντας τα 1010.3 hPa στις 9/11 00UTC (T+144), δηλαδή κατά 4 hPa περίπου υψηλότερη από την πραγματική. Στον Πίνακα 6.1, απεικονίζεται η προβλεπόμενη πίεση του μοντέλου και η πραγματική όπως προέκυψε από τις αναλύσεις του ECMWF.



Σχήμα 6.3. Στον παραπάνω χάρτη απεικονίζεται η τροχιά του κυκλώνα στο πείραμα ελέγχου, από τις 5/11 12UTC (T+60) που βρέθηκε πάνω από τη θάλασσα, έως τις 9/11 06UTC (T+ 150) που διαλύθηκε. Στην επάνω δεξιά γωνία του σχήματος, απεικονίζεται η ευρύτερη περιοχή.

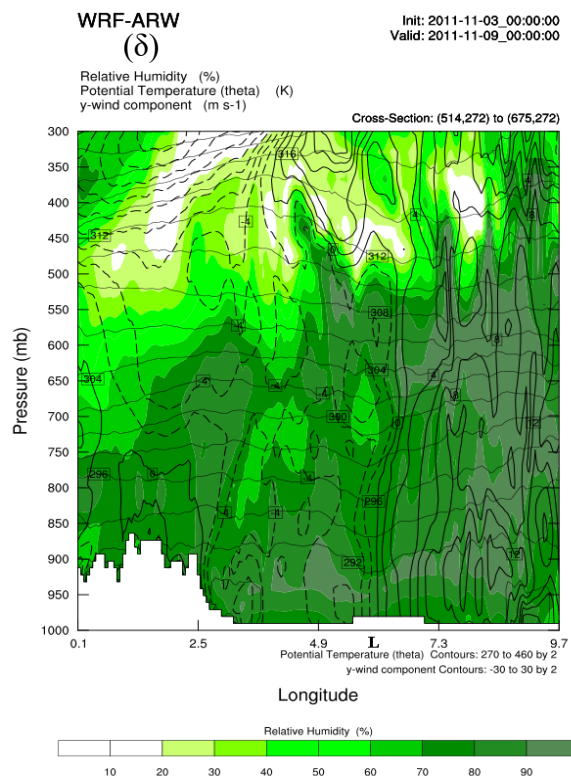
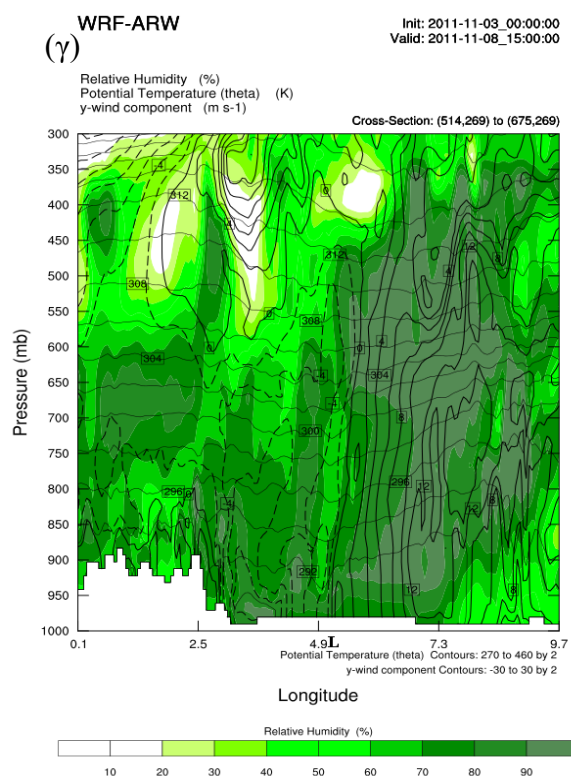
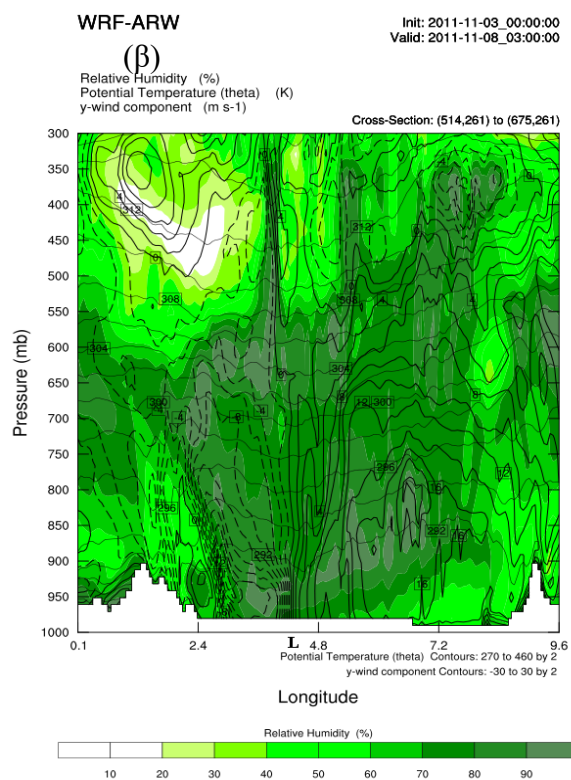
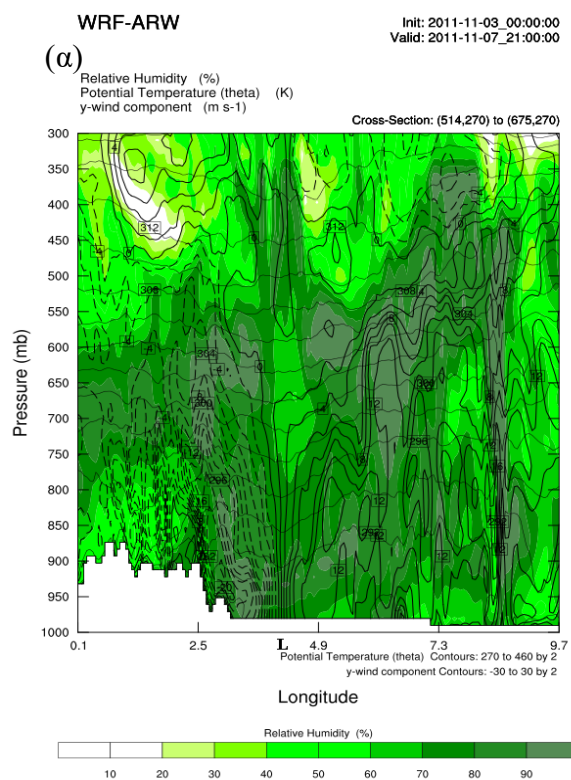
Πίνακας 6.1. Η πραγματική επιφανειακή πίεση στο κέντρο του συστήματος (αναλύσεις ECMWF και UKMO) και οι προβλεπόμενες τιμές του μοντέλου από 7/11 18UTC έως 9/11 00UTC.

Ημερομηνία & Ωρα	Προγνωστική Ωρα	Βαρομετρική πίεση μοντέλου (control)	Βαρομετρική πίεση (ECMWF)	Βαρομετρική πίεση (UKMO)
07/11 18UTC	T+114	1005.3 hPa	1003.3 hPa	1002 hPa
08/11 00UTC	T+120	1006.2 hPa	1000.7 hPa	1001 hPa
08/11 06UTC	T+126	1007.2 hPa	1000.8 hPa	1001 hPa
08/11 12UTC	T+132	1008.7 hPa	1001.4 hPa	998 hPa
08/11 18UTC	T+138	1010.1 hPa	1003.6 hPa	1000 hPa
09/11 00UTC	T+144	1010.3 hPa	1006.5 hPa	1004 hPa

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι το μοντέλο προέβλεψε με σχετική επιτυχία την τροχιά. Η ουσιαστική διαφορά είναι ότι στην πραγματικότητα ο κυκλώνας πέρασε πάνω από την ξηρά στην νότια Γαλλία στις 9/11 12UTC και διαλύθηκε, ενώ στο μοντέλο διαλύθηκε πάνω από τη θάλασσα. Επιπλέον, κάποια αστοχία

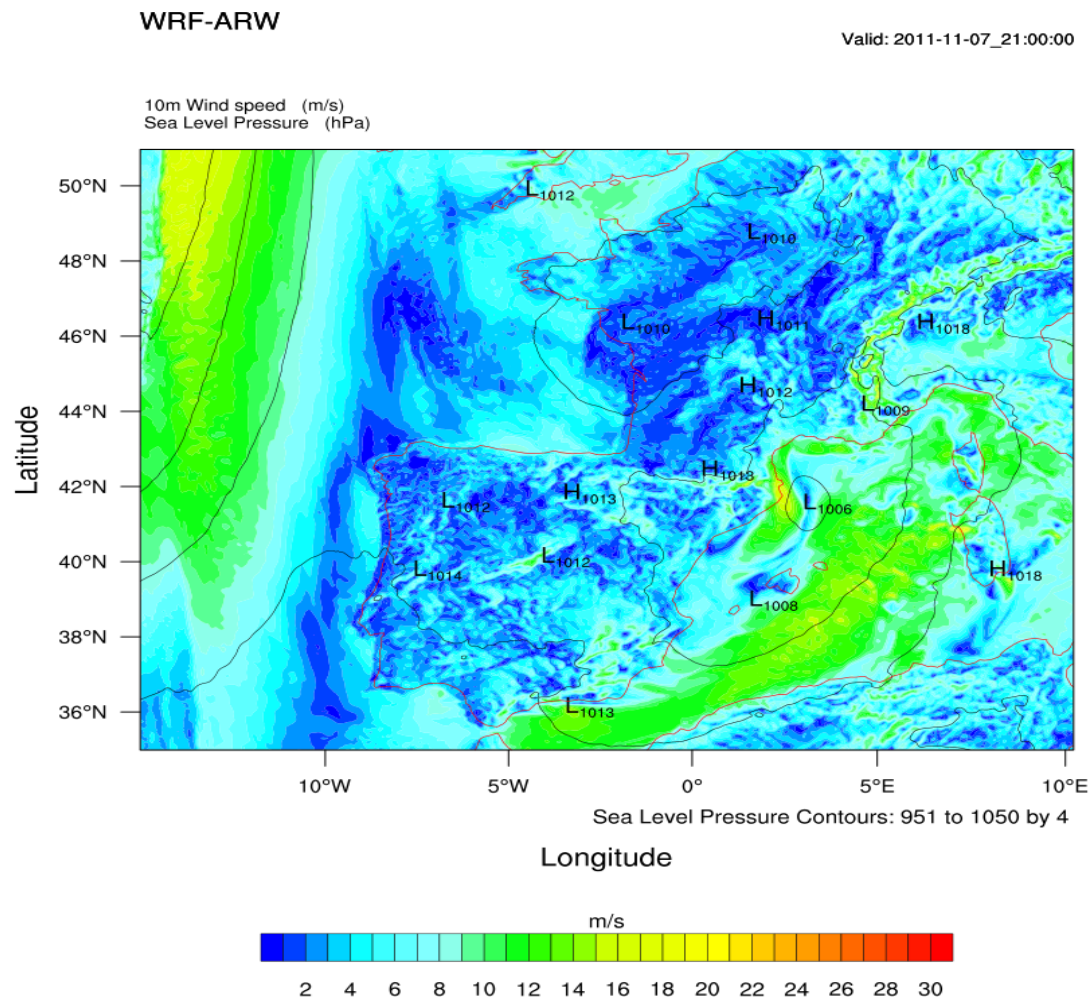
παρατηρείται και στην πρόβλεψη της ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο του για το διάστημα από 7/11 18UTC έως 9/11 00UTC. Η προβλεπόμενη πίεση ήταν από 2 έως 7.3 hPa υψηλότερη από την πραγματική (ECMWF). Μάλιστα, κατά τη δημιουργία του, μεταξύ 7/11 18UTC και 8/11 00UTC, η πίεση μειώθηκε κατά 2.6 hPa ενώ στο μοντέλο αυξήθηκε κατά 1 hPa. Ως εκ τούτου, και οι επιφανειακοί άνεμοι είναι λίγο υποεκτιμημένοι σε σχέση με τους πραγματικούς. Όπως παρατηρείται στον Πίνακα 6.1, η βαρομετρική πίεση που προκύπτει από τις αναλύσεις του ECMWF και του UKMO, εμφανίζει αξιοσημείωτες διαφορές καθιστώντας δύσκολη τη σύγκριση με τις τιμές του μοντέλου.

Σύμφωνα με το μοντέλο, στις 7/11 21UTC ο κυκλώνας εμφάνισε θερμό πυρήνα που διατηρήθηκε για 27 ώρες. Η ανωμαλία αυτή της δυναμικής θερμοκρασίας φτάνει περίπου μέχρι το επίπεδο των 600 hPa (Σχήμα 6.4 α). Η ένταση του μεσημβρινού ανέμου εμφανίζει μέγιστο κοντά στην επιφάνεια και μειώνεται καθ' ύψος λόγω της εξίσωσης του θερμικού ανέμου. Η μέγιστη ένταση που φτάνει ο άνεμος είναι τα 20 m/s από βόρειες διευθύνσεις και 22 m/s από νότιες, στις 8/11 03UTC (Σχήμα 6.4 β). Στην πραγματικότητα η μέγιστη ένταση των ανέμων σημειώθηκε τις μεσημεριανές και απογευματινές ώρες της ίδιας ημέρας. Στη συνέχεια η ένταση μειώνεται σταδιακά και φτάνει τα 6 και 14 m/s, αντίστοιχα, στις 9/11 00UTC (Σχήμα 6.4 δ). Η μέγιστη ένταση του οριζόντιου επιφανειακού ανέμου, που προκύπτει από τον συνδυασμό των δύο συνιστωσών u και v , έφτασε τα 18.8 m/s στις 7/11 21UTC, στην παράκτια περιοχή των συνόρων Γαλλίας-Ισπανίας (Σχήμα 6.5). Στη συνέχεια, η έντασή του μειώθηκε και κυμαινόταν μεταξύ 15 και 16 m/s. Οι μέγιστες τιμές του επιφανειακού ανέμου σημειώθηκαν στα δεξιά της κίνησης του κυκλώνα. Το παραπάνω γεγονός, έρχεται σε συμφωνία με την παρατήρηση των Wallace and Hobbs (1977), ότι οι ισχυρότεροι άνεμοι στους τυφώνες εμφανίζονται στα δεξιά της πορείας τους. Συγκρίνοντας αυτές τις τιμές με τις πραγματικές που παρουσιάστηκαν στο Κεφάλαιο 5, διαφαίνεται μικρή υποεκτίμηση των ανέμων από το μοντέλο. Τέλος, από την κατακόρυφη δομή του μεσημβρινού ανέμου στις 8/11 15UTC (T+135) (Σχήμα 6.4 γ), φαίνεται πως το κέντρο του κυκλώνα εμφανίζει μία κλίση προς τα ανατολικά καθ' ύψος. Αυτή η κλίση παρατηρείται και στη θερμοκρασία και δείχνει ότι το σύστημα επηρεάζεται από τη γενική κυκλοφορία.



Σχήμα 6.4. Ζωνικές τομές στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.8° B στις 7/11 21UTC, β) 41.4° B στις 8/11 03UTC, γ) 41.6° B στις 8/11 15UTC και δ) 41.8° B στις 9/11 00UTC. Με μαύρες συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζεται η δυναμική θερμοκρασία (ανά 2° K), με έντονες μαύρες ισοπληθείς η μεσημβρινή συνιστώσα του ανέμου ανά 2 m/s (οι διακεκομμένες ισοπληθείς δηλώνουν αρνητικές τιμές) και με σκίαση η σχετική υγρασία (ανά 10%). Με το γράμμα "L" συμβολίζεται το σημείο της ελάχιστης επιφανειακής πίεσης στο μοντέλο (πείραμα ελέγχου).

Η ροή στην επιφάνεια είναι κυκλωνική αλλά πάνω από το επίπεδο των 450 hPa γίνεται αντικυκλωνική, για τη διατήρηση του θερμικού ανέμου, δομή πολύ χαρακτηριστική στους τυφώνες (Riehl 1963). Η ροή αυτή στην ανώτερη τροπόσφαιρα, διατηρήθηκε από τις 07/11 21UTC έως τις 8/11 15UTC και στη συνέχεια διαλύθηκε. Στους χάρτες ανάλυσης στο Κεφάλαιο 5, δεν διακρίνεται καθόλου αντικυκλωνική ροή σε αυτά τα επίπεδα.

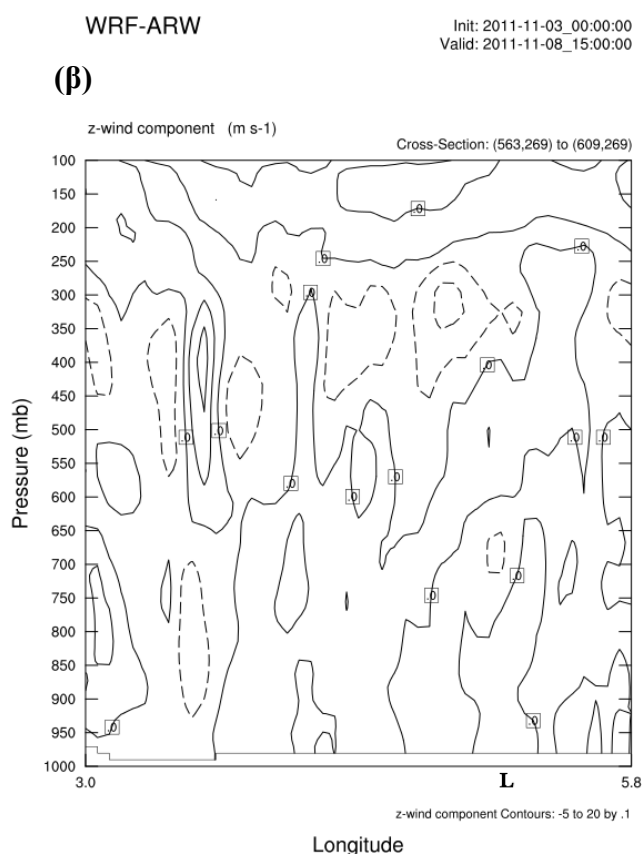
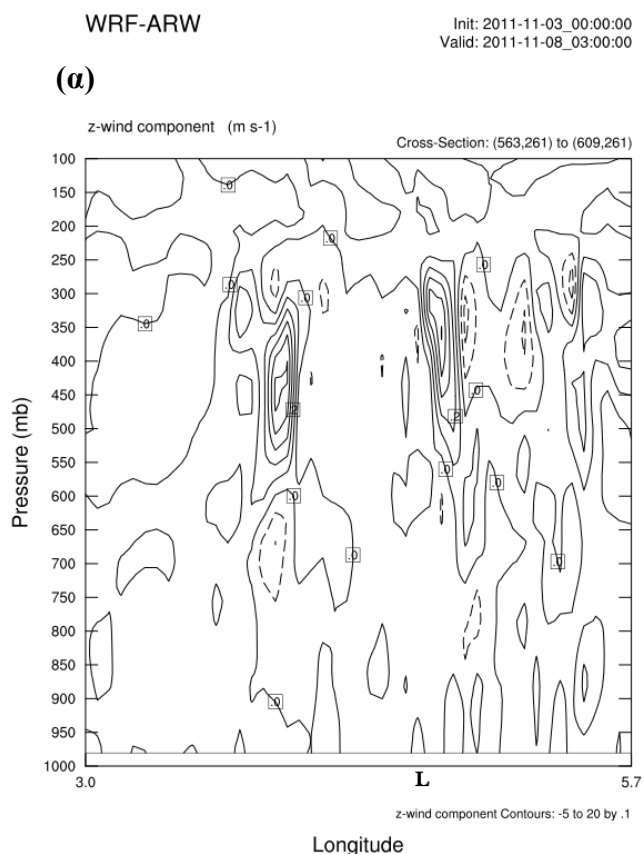


Σχήμα 6.5. Χάρτης της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (συνεχείς ισοπληθείς) ανά 4 hPa και του ανέμου στα 10μ (σκίαση) ανά 1 m/s για τις 7/11 21UTC (T+117) (πείραμα ελέγχου).

Στις 7/11 21UTC (T+117) μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων 800 και 550 hPa, παρατηρείται μειωμένη σχετική υγρασία στην περιοχή πάνω από το κέντρο (Σχήμα 6.4 α). Πάνω από την περιοχή αυτή η σχ. υγρασία αυξάνεται. Στις 8/11 03UTC (T+123) υπάρχει μια σαφώς πιο ξηρή περιοχή πάνω από το κέντρο και πάνω από το

επίπεδο των 550 hPa, με τιμές από 30 έως 60% (Σχήμα 6.4 β). Ανατολικά και δυτικά της περιοχής αυτής η υγρασία αυξάνεται φτάνοντας το 100%, δείγμα της ύπαρξης νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης περιμετρικά του ματιού και της ανέφελης περιοχής μέσα σε αυτό. Το καθεστώς αυτό της υγρασίας συνεχίζεται και όπως φαίνεται στις 8/11 15UTC (T+135) η ξηρότερη περιοχή στο κέντρο εκτείνεται από τα 950 hPa και πάνω (Σχήμα 6.4 γ). Τέλος, στη φάση διάλυσης του Μ.Τ., στις 9/11 00UTC (T+144), η δομή του ξηρού πυρήνα παύει να είναι εμφανής (Σχήμα 6.4 δ).

Η ξηρή περιοχή στις 8/11 03UTC, επιβεβαιώνεται και από τις κάθετες τομές του κατακόρυφου ανέμου. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.6 α, ανατολικά και δυτικά του κέντρου στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα επικρατούν ανοδικές κινήσεις με ταχύτητες έως και 0.5 m/s. Οι ανοδικές αυτές κινήσεις είναι δείγμα ύπαρξης νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης περιμετρικά του ματιού. Αντίθετα, πάνω από το κέντρο ο άνεμος εκτελεί καθοδικές κινήσεις με πολύ μικρότερες όμως, ταχύτητες. Η τυπική ταχύτητα των ανοδικών ρευμάτων στους τυφώνες του Ατλαντικού, κυμαίνεται μεταξύ 3 και 5 m/s σύμφωνα με τους Jorgensen et al. (1985). Η κίνηση αυτή του αέρα προκαλεί την αδιαβατική ψύξη του και την αύξηση της υγρασίας του. Στις 8/11 15UTC (Σχήμα 6.6 β), δεν υπάρχει σαφής εικόνα ανοδικών και καθοδικών κινήσεων μέσα και γύρω από το ‘μάτι’ καθώς ο κυκλώνας έχει περάσει σε φάση αποδυνάμωσης. Το μοτίβο αυτό του κατακόρυφου ανέμου διατηρήθηκε μέχρι και τις 8/11 21UTC.



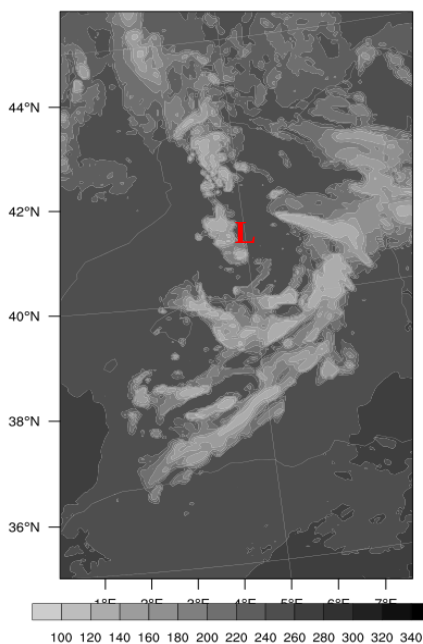
Σχήμα 6.6. Ζωνικές τομές του κατακόρυφου ανέμου (m/s) στα γεωγραφικά πλάτη α) 41.4° B στις 8/11 03UTC και β) 41.6° B στις 8/11 15UTC. Με συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζονται οι ανοδικές κινήσεις του ανέμου και με διακεκομμένες, οι καθοδικές. Με το γράμμα "L" συμβολίζεται το σημείο της ελάχιστης επιφανειακής πίεσης στο μοντέλο (πείραμα ελέγχου).

Μία από τις δυσκολότερες παραμέτρους στην πρόγνωση είναι η νέφωση. Σε αυτή την περίπτωση το μοντέλο δεν κατάφερε να προσομοιώσει με ακρίβεια τη δομή των νεφών και να εμφανίσει το "μάτι" (Σχήμα 6.7). Προέβλεψε όμως πολύ σωστά, την παρουσία διάσπαρτων καταιγίδων στην περιοχή και την κυκλωνική κίνηση των νεφών.

WRF-ARW

Init: 2011-11-03_00:00:00
Valid: 2011-11-08_12:00:00

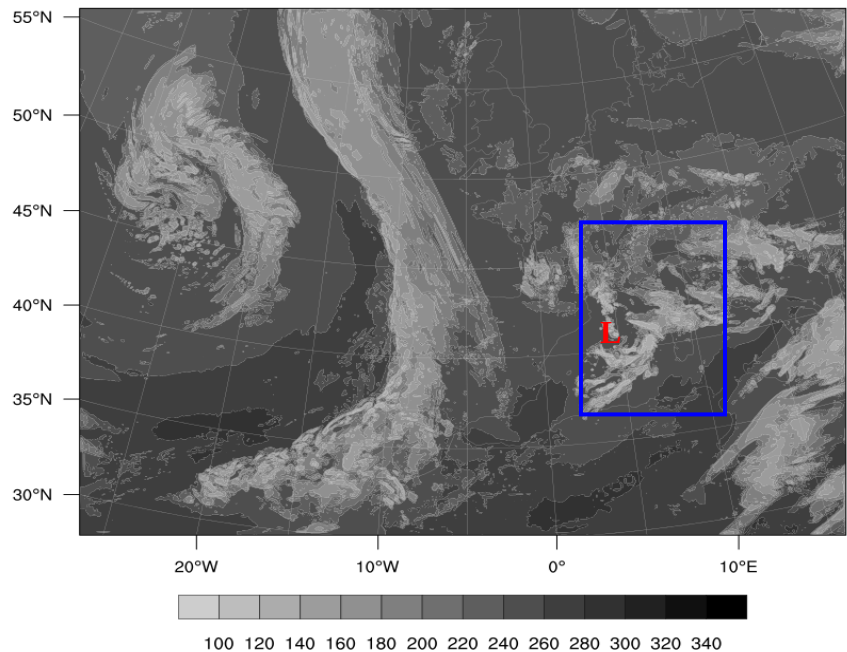
(α)

OLR (W m⁻²)

WRF-ARW

Init: 2011-11-03_00:00:00
Valid: 2011-11-08_12:00:00

(β)

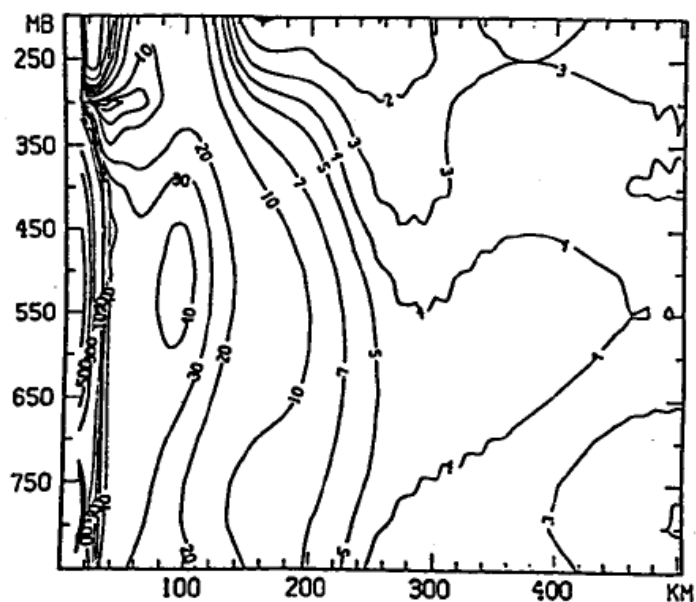
OLR (W m⁻²)

Σχήμα 6.7. Απεικόνιση της εκλυόμενης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος (W/m^2) για τις 8/11 12UTC, α) στην περιοχή ενδιαφέροντος και β) σε ολόκληρη την περιοχή ολοκλήρωσης του μοντέλου. Σε μπλε πλαίσιο περιλαμβάνεται η περιοχή της αριστερής εικόνας (πείραμα ελέγχου).

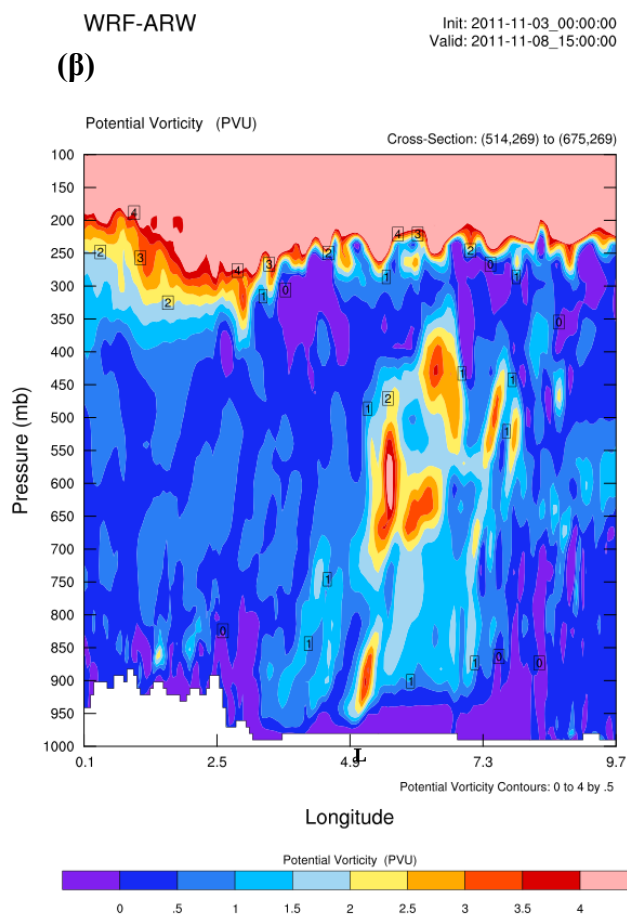
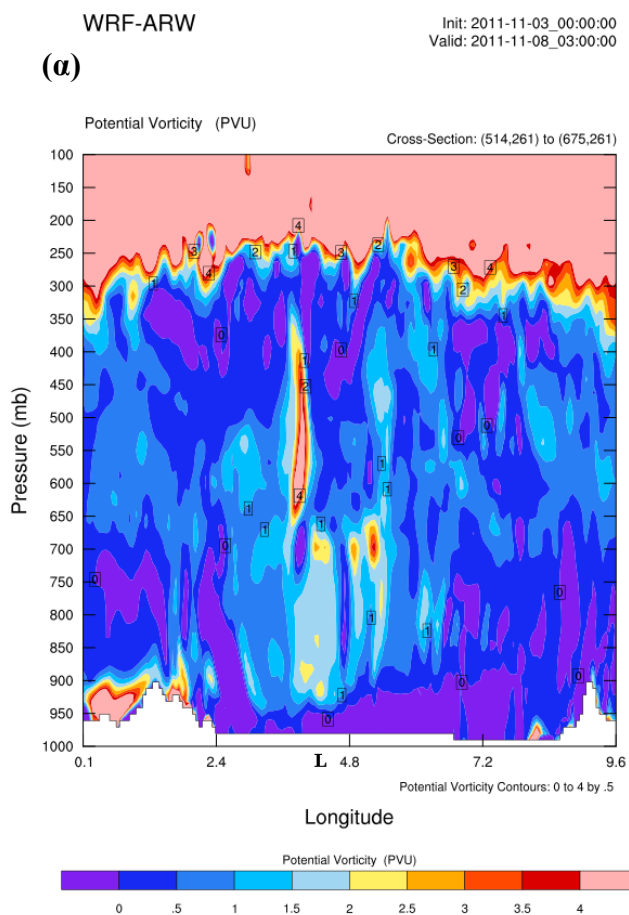
Στους τροπικούς κυκλώνες παρατηρείται μία μεγάλης κλίμακας σύγκλιση στην κατώτερη τροπόσφαιρα και απόκλιση στην ανώτερη. Επιπλέον απαιτούνται μικρές τιμές διατμητικού ανέμου, υψηλές τιμές στροβιλισμού στα κατώτερα στρώματα και ένα ασταθές περιβάλλον (McBride and Zehr 1981). Η μεταφορά θετικού σχετικού στροβιλισμού στα μέσα επίπεδα ενισχύει τις ανοδικές κινήσεις του αέρα. Γενικά, υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού ($\Delta\Sigma$), υποδεικνύουν κυκλωνική κυκλοφορία, σύγκλιση του αέρα και ανοδικές κινήσεις. Στην πραγματική ατμόσφαιρα, μια θετική ανωμαλία $\Delta\Sigma$ στα ανώτερα στρώματα προκαλεί κυκλωνική κυκλοφορία που η έντασή της μειώνεται προς την επιφάνεια. Οι επιφάνειες του $\Delta\Sigma$ με τιμές 1.5 ή 2 PVU ($\text{PVU}=10^{-6} \text{ Kkg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) συνήθως ορίζονται και σαν δυναμική τροπόπαυση και συνήθως βρίσκονται στο επίπεδο των 300-200 hPa (Hoskins et al., 1985, Hoskins and Berrisford, 1988). Μία ελάττωση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης σημαίνει ότι στρατοσφαιρικός αέρας με υψηλές τιμές $\Delta\Sigma$ διεισδύει στην τροπόσφαιρα. Αυτό το φαινόμενο ορίζεται ως «δυναμική ανωμαλία της

τροπόπαυσης» και κατάντη της περιοχής όπου συμβαίνει παρατηρούνται έντονες ανοδικές κινήσεις και κακοκαιρία.

Οι Shapiro and Franklin (1995) είχαν διαπιστώσει την ύπαρξη δύο μέγιστων του ΔΣ με το ύψος, στον τυφώνα Gloria στον Ατλαντικό το 1985 (Σχήμα 6.8). Το ένα μέγιστο εμφανίζεται στην κατώτερη τροπόσφαιρα (750-800 hPa) και το δεύτερο στη μέση (500 hPa). Στις κατακόρυφες τομές των αποτελεσμάτων του μοντέλου, ο ΔΣ παίρνει υψηλές τιμές πάνω από το κέντρο στις 8/11 03UTC (Σχήμα 6.9 α). Στο επίπεδο των 600 hPa, εμφανίζεται ένα μέγιστο με τιμές μεγαλύτερες από 4 PVU. Στις 8/11 15UTC, οι τιμές εμφανίζονται ελαφρώς μειωμένες αλλά υπάρχουν τρία μέγιστα (Σχήμα 6.9 β). Το πρώτο είναι στο επίπεδο των 900 hPa, το δεύτερο στα 600 hPa και το τρίτο στα 400 hPa. Η εικόνα αυτή έρχεται να επιβεβαιώσει τις παρατηρήσεις των Shapiro and Franklin για την παρουσία ενός μέγιστου κοντά στην επιφάνεια και ενός στη μέση τροπόσφαιρα. Γενικά αύξηση του ΔΣ αναμένεται σε περιοχές κάτω από ένα μέγιστο διαβατικής θέρμανσης, όπως οι περιοχές με έντονη καταιγιδοφόρο δράση (Hoskins et al., 1985, Shapiro and Franklin, 1995). Ο ισχυρός ΔΣ των παραπάνω εικόνων δεν σχετίζεται με κάποια εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα στην τροπόσφαιρα καθώς δεν παρατηρήθηκε κάτι τέτοιο πριν τη δημιουργία αλλά και κατά τη διάρκεια ζωής του Μ.Τ.



Σχήμα 6.8. Κατακόρυφη τομή του ΔΣ στον πυρήνα του τυφώνα Gloria του 1985. Οι ισοπληθείς είναι στα 2, 3, 4, 5, 7, 10, 20, 30, 40, 50, 70, 100, 300, 500, 1000 * 10^{-7} $\text{Kkg}^{-1}\text{m}^2\text{s}^{-1}$ (Shapiro and Franklin 1995).



Σχήμα 6.9. Ζωνική τομή του δυναμικού στροβιλισμού (ΔΣ) στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.9° B στις 8/11 03UTC και β) 42.0° B στις 8/11 15UTC. Οι μονάδες μέτρησης είναι $\cdot 10^{-6} \text{ Kkg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Με το γράμμα "L" συμβολίζεται το σημείο της ελάχιστης επιφανειακής πίεσης στο μοντέλο (πείραμα ελέγχου).

Συμπερασματικά, το μοντέλο προσομοίωσε ικανοποιητικά τη συνοπτική κατάσταση στη μέση τροπόσφαιρα και κατάφερε να εντοπίσει τη δημιουργία ενός ισχυρού κυκλώνα με έντονη καταιγιδόφορο δράση. Πέτυχε με μικρές αποκλίσεις τις ώρες δημιουργίας και διάλυσης του M.T. καθώς και την πορεία που αυτός ακολούθησε. Υπήρξε μικρή υποεκτίμηση της βάθυνσης της βαρομετρικής πίεσης και ως εκ τούτου των επιφανειακών ανέμων. Στη συνέχεια κρίθηκε σκόπιμο να πραγματοποιηθεί αρχικά ένα πείραμα με απενεργοποιημένο το σχήμα της κατακόρυφης μεταφοράς και στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκε το σχήμα Kain - Fritsch για να ελεγχθεί η ευαισθησία του μοντέλου στην παραμετροποίηση της κατακόρυφης μεταφοράς, δεδομένου ότι οι M.T. εμφανίζουν έντονη καταιγιδόφορο δράση.

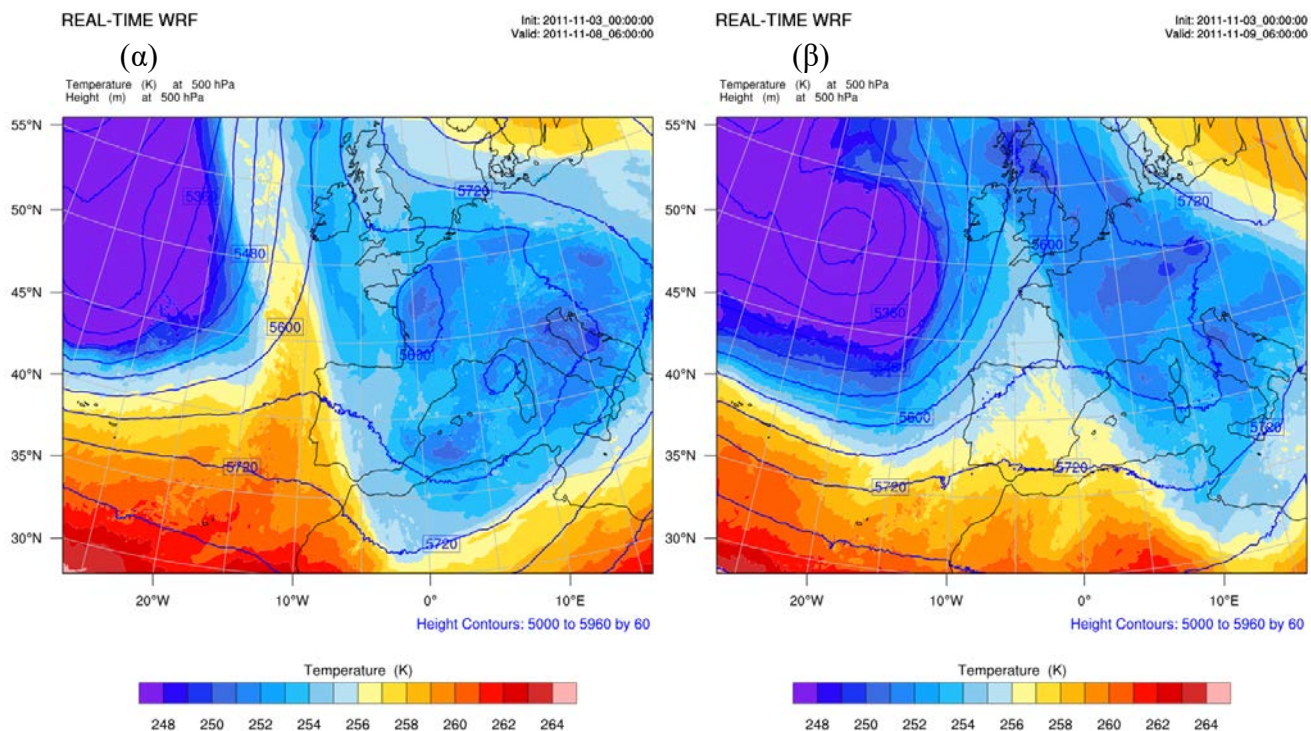
6.2 Διερεύνηση του ρόλου της παραμετροποίησης της κατακόρυφης μεταφοράς

Όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 4, όταν η οριζόντια χωρική διακριτοποίηση είναι μικρότερη των 10 χιλιομέτρων, πολλοί ερευνητές υποστηρίζουν ότι η καταγιδοφόρος δράση μπορεί να αναλυθεί από τα σημεία πλέγματος του μοντέλου. Ωστόσο, δεν έχει διαπιστωθεί αν η απενεργοποίηση της παραμετροποίησης επηρεάζει συστηματικά τα αποτελέσματα και δεν έχει γίνει ανάλογο πείραμα σε Μ.Τ. Στη βασική εκτέλεση του μοντέλου, χρησιμοποιήθηκε το σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς Betts-Miller-Janjic, που χρησιμοποιείται επιχειρησιακά με πολύ καλά αποτελέσματα, στον Τομέα Μετεωρολογίας του Α.Π.Θ αλλά και αλλού (SKIRON, Poseidon, ETA, την EMY, κ.α)

6.2.1 Απενεργοποίηση του σχήματος κατακόρυφης μεταφοράς

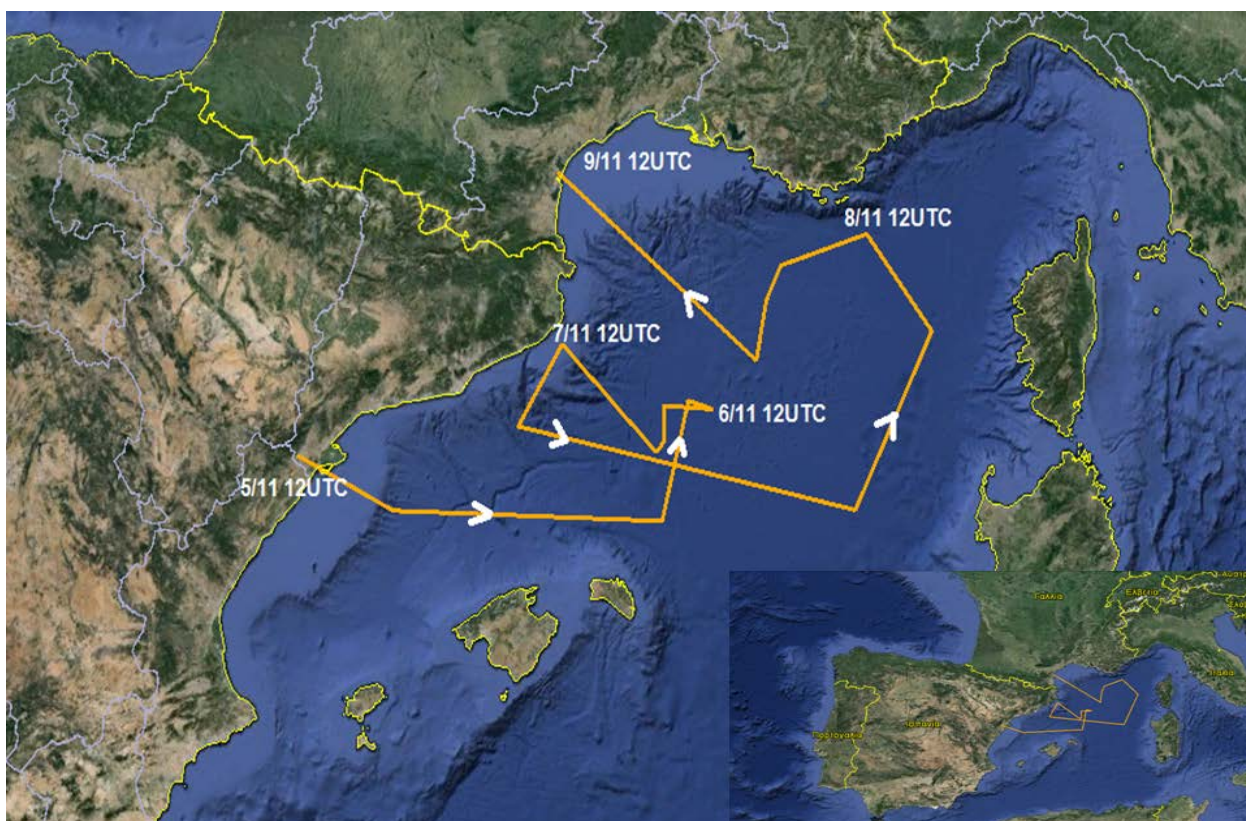
Στο πρώτο πείραμα, απενεργοποιήθηκε η παραμετροποίηση της κατακόρυφης μεταφοράς (cumulus scheme) για να αναλυθεί ο υετός από τα σημεία πλέγματος του μοντέλου.

Το μοντέλο αποτυπώνει με μεγάλη ακρίβεια τη συνοπτική κατάσταση στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa. Στις 8/11 06UTC, την ώρα ενδυνάμωσης του κυκλώνα, το γεωδυναμικό ύψος πάνω από την περιοχή είναι μεταξύ 5600 και 5660 γδμ και η θερμοκρασία περίπου -21° C (Σχήμα 6.10 α). Ακριβής είναι και η αποτύπωση της διάταξης του αυλώνα με άξονα βορειοδυτικά-νοτιοανατολικά. Στις 9/11 06UTC κατά τη διάλυση του κυκλώνα, το γεωδυναμικό ύψος στην περιοχή είναι μεταξύ 5600 και 5660 γδμ (Σχήμα 6.10 β). Το κέντρο χαμηλών υψών στον βόρειο Ατλαντικό εκτιμήθηκε στα 5240 γδμ ενώ το πραγματικό ήταν στα 5280 γδμ.



Σχήμα 6.10. Χάρτης των γεωδυναμικών υψών (γδμ) ανά 60 γδμ στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa (μπλε ισοπληθείς), και της θερμοκρασίας (K) ανά 2° K (σκίαση) για τις α) 8/11 06UTC και β) 9/11 06UTC (πέιραμα NoCu).

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου, στις 5/11 18UTC ο κυκλώνας βρέθηκε πάνω από τη θαλάσσια περιοχή βόρεια των Βαλεαρίδων νήσων, με επιφανειακή ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του 996.8 hPa. Το επόμενο 24ωρο κινήθηκε αργά, ανατολικά-βορειοανατολικά, αποκτώντας πίεση 998.2 hPa στις 6/11 12UTC. Στη συνέχεια κινήθηκε προς τα δυτικά, φτάνοντας στα παράλια της Ισπανίας με πίεση 1001.7 hPa στις 7/11 12UTC. Στις 8/11 12UTC βρισκόταν στη θάλασσα νότια της Γαλλίας, με πίεση 1006.5 hPa. Τέλος, κινήθηκε ανατολικά και πέρασε πάνω από την ακτή κοντά στη Γαλλική πόλη Narbonne, στις 9/11 12UTC με πίεση 1013 hPa. Σε διάστημα 6 ωρών από τις 8/11 00UTC, η πίεσή του έπεσε κατά σχεδόν 2 hPa ενώ τις επόμενες ώρες αυξήθηκε. Όλο το διάστημα από τις 7/11 18UTC ως τις 9/11 00UTC που το σύστημα στην πραγματικότητα ήταν Μ.Τ., το μοντέλο υπερεκτίμησε την ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας, από 1.1 έως 7.5 hPa, σε σχέση με τις αναλύσεις του ECMWF. Αντίθετα, η τροχιά που ακολούθησε στη δυτική Μεσόγειο (Σχήμα 6.11), εμφανίζει μικρές διαφορές από την πραγματική. Στον Πίνακα 6.2 παρακάτω, παρουσιάζονται οι τιμές της βαρομετρικής πίεσης του μοντέλου και οι πραγματικές.



Σχήμα 6.11. Στον παραπάνω χάρτη απεικονίζεται η τροχιά του κυκλώνα από τις 5/11 12UTC (T+60) που βρέθηκε πάνω από τη θάλασσα, έως τις 9/11 12UTC (T+ 156) που πέρασε πάνω από την ξηρά. Στην κάτω δεξιά γωνία του σχήματος, απεικονίζεται η ευρύτερη περιοχή (πείραμα NoCu).

Πίνακας 6.2. Η πραγματική επιφανειακή πίεση στο κέντρο του συστήματος (αναλύσεις ECMWF) και οι προβλεπόμενες τιμές του μοντέλου από 7/11 18UTC έως 9/11 00UTC.

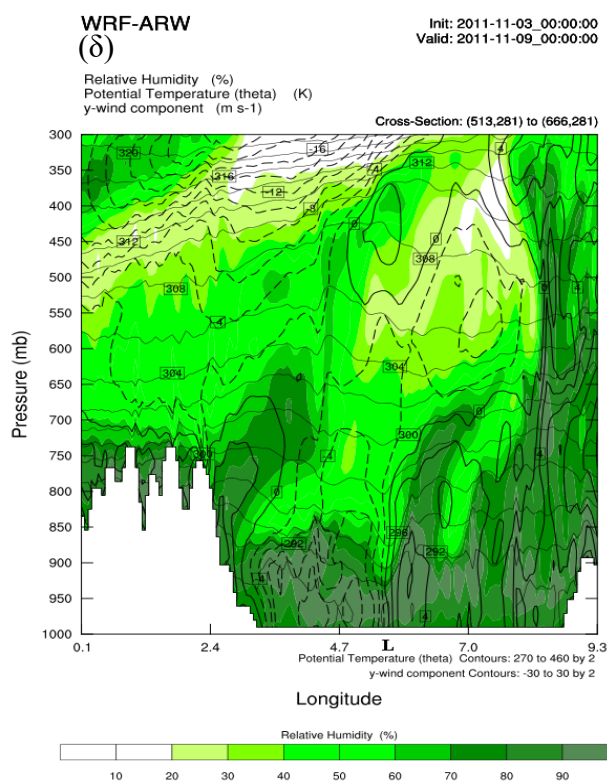
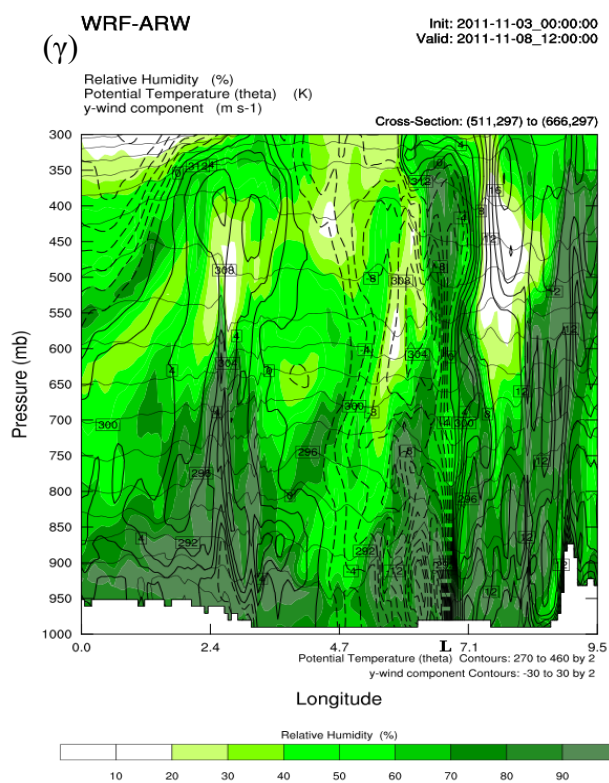
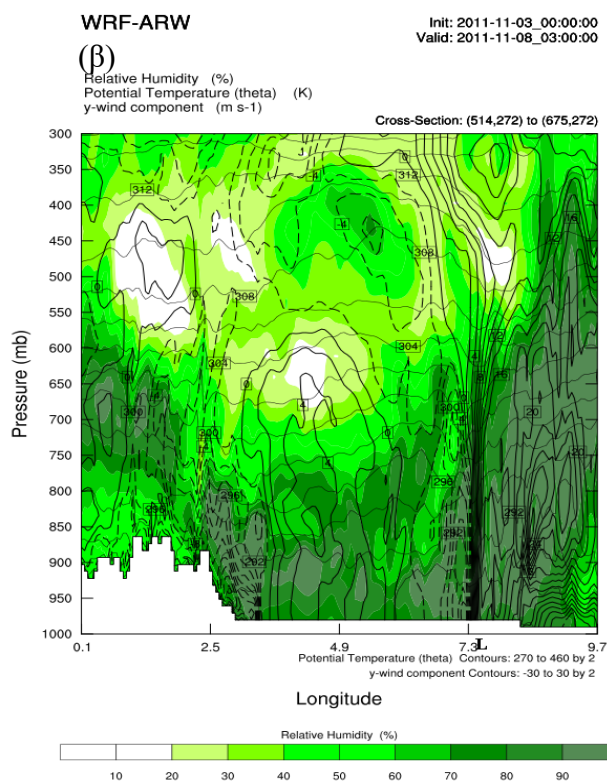
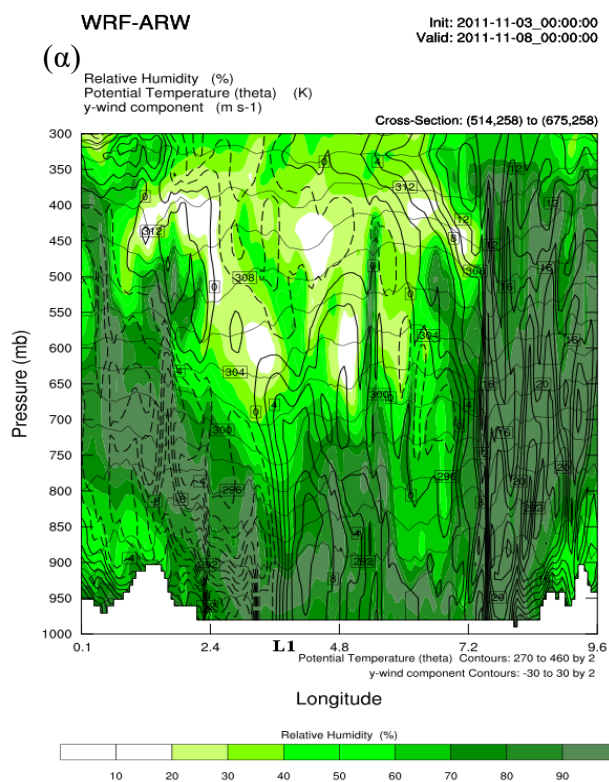
Ημερομηνία & Ωρα	Προγνωστική Ωρα	Βαρομετρική πίεση μοντέλου (No Cu)	Πραγματική Βαρομετρική πίεση
07/11 18UTC	T+114	1004.4 hPa	1003.3 hPa
08/11 00UTC	T+120	1008.2 hPa	1000.7 hPa
08/11 06UTC	T+126	1006.1 hPa	1000.8 hPa
08/11 12UTC	T+132	1006.5 hPa	1001.4 hPa
08/11 18UTC	T+138	1010.0 hPa	1003.6 hPa
09/11 00UTC	T+144	1011.7 hPa	1006.5 hPa

Όσο αφορά τα θερμοδυναμικά του χαρακτηριστικά, τα αποτελέσματα του πειράματος έδειξαν την εμφάνιση ενός συστήματος θερμού και ξηρού πυρήνα στις 8/11 00UTC, το κέντρο του οποίου βρισκόταν στις 3.4° ανατολικά και 41° βόρεια (L1, Σχήμα 6.12 α). Στη συνέχεια (8/11 03UTC) το σύστημα αυτό αποδυναμώθηκε και εμφανίστηκε δεύτερο κέντρο (L) στις 7.3° ανατολικά και 41.6° βόρεια (Σχήμα

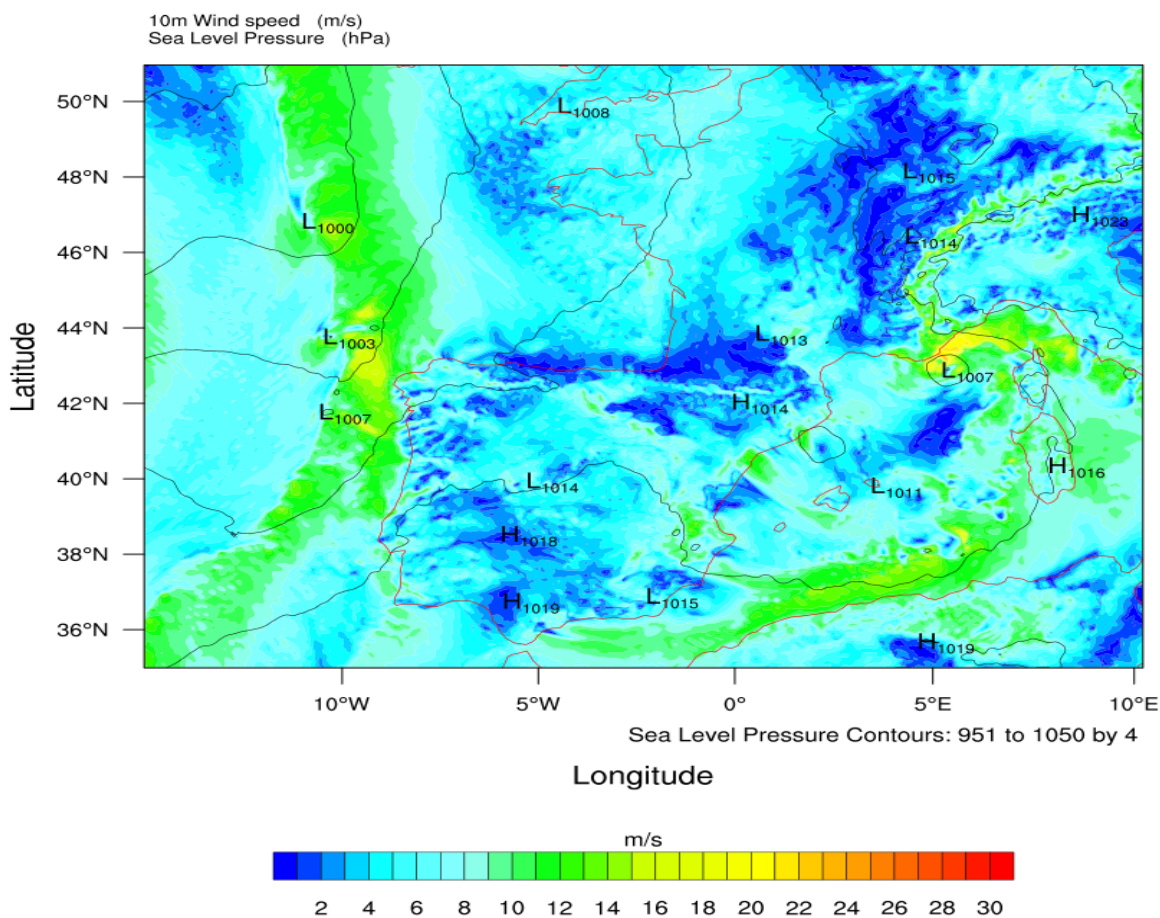
6.12 β). Η οριζόντια βαθμίδα του ανέμου ήταν πολύ έντονη ενώ από το κατακόρυφο προφίλ του φαίνεται πως το μέγιστο του ανέμου σημειώθηκε κοντά στην επιφάνεια. Η πίεση στο κέντρο του δεύτερου συστήματος ήταν 1006 hPa και εμφάνισε θερμό πυρήνα. Ο κυκλώνας συνέχισε να διατηρεί αυτά τα χαρακτηριστικά μέχρι τις 8/11 18UTC όπου εισήλθε σε φάση αποδυνάμωσης και στις 9/11 00UTC διαλύθηκε.

Το προφίλ της σχετικής υγρασίας έδειξε ότι ο πυρήνας άρχισε να εμφανίζει χαμηλή υγρασία καθ' ύψος στις 8/11 09UTC και η εικόνα αυτή διατηρήθηκε μέχρι την διάλυσή του. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.12 γ, στις 8/11 12UTC, η σχετική υγρασία στον πυρήνα, είναι μικρότερη σε σχέση με τις περιοχές ανατολικά και δυτικά αυτού, φτάνοντας μέχρι και μεταξύ 40 και 50%, στο επίπεδο των 700 hPa. Παράλληλα, γύρω από τον πυρήνα η ατμόσφαιρα είναι πολύ υγρή καθώς παρατηρούνται τιμές μεταξύ 90 και 100%. Κατά τις απογευματινές ώρες η υγρασία άρχισε να μειώνεται καθ' ύψος ενώ στις 9/11 00UTC, υπήρχε υψηλή υγρασία μόνο στην κατώτερη τροπόσφαιρα (μέχρι τα 700 hPa), κάτι που φανερώνει τη διάλυση των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης.

Η μέγιστη ένταση του οριζόντιου ανέμου (συνδυασμός των δύο συνιστωσών u και v) έφτασε τα 23.6 m/s στις 8/11 12UTC στον κόλπο της Γένοβας, βορειοανατολικά του κέντρου του κυκλώνα (Σχήμα 6.13). Η παραπάνω τιμή είναι μεγαλύτερη από το πείραμα ελέγχου που ήταν 18.8 m/s στις 7/11 21UTC και αρκετά πιο κοντά στις πραγματικές τιμές που κυμάνθηκαν μεταξύ 24-26 m/s σε εκείνη την περιοχή. Από την ώρα σχηματισμού του Μ.Τ. μέχρι και τις απογευματινές ώρες της 8^{ης} Νοεμβρίου, η μέγιστη ένταση ξεπερνούσε τα 20 m/s. Στις 9/11 00UTC, ο επιφανειακός άνεμος έχει εξασθενήσει φτάνοντας τα 16.9 m/s. Στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, δεν παρατηρείται αντικυκλωνική ροή σε όλη τη διάρκεια ζωής του κυκλώνα. Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι τόσο η ταχύτητα όσο και η χωρική κατανομή του ανέμου, βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τα πραγματικά δεδομένα.



Σχήμα 6.12. Ζωνικές τομές στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.0° B στις 8/11 00UTC, β) 41.6° B στις 8/11 03UTC, γ) 42.8° B στις 8/11 12UTC και δ) 42.2° B στις 9/11 00UTC. Με μαύρες συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζεται η δυναμική θερμοκρασία (ανά 2° K), με έντονες μαύρες ισοπληθείς η μεσημβρινή συνιστώσα του ανέμου ανά 2 m/s (οι διακεκομμένες ισοπληθείς δηλώνουν αρνητικές τιμές) και με σκίαση η σχετική υγρασία (ανά 10%). Με το γράμμα "L" συμβολίζεται το σημείο της ελάχιστης επιφανειακής πίεσης (πείραμα NoCu).



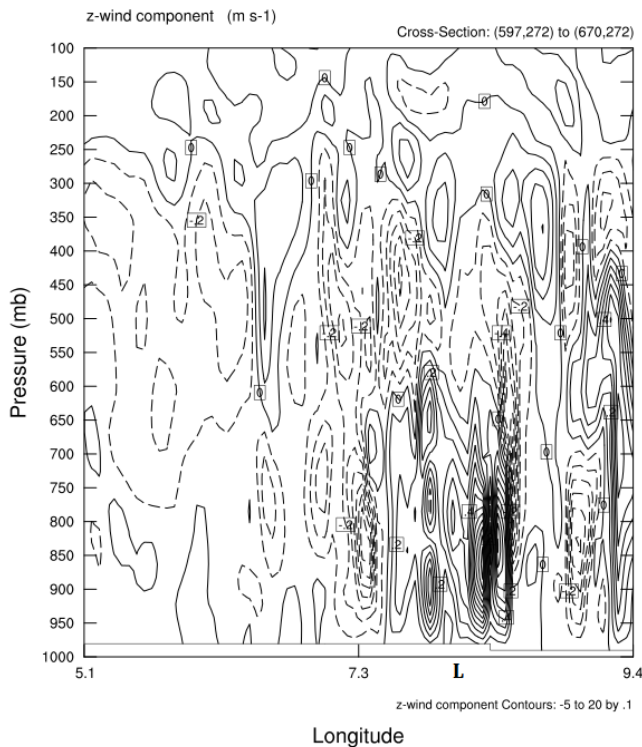
Σχήμα 6.13. Χάρτης της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχείς ισοπληθείς) ανά 4 hPa και του ανέμου στα 10μ (σκίαση) ανά 1 m/s για τις 8/11 12UTC (T+132) (πείραμα NoCu).

Από τις κάθετες τομές του κατακόρυφου ανέμου του Σχήματος 6.14, μπορούν να εξαχθούν πολύ σημαντικές πληροφορίες. Στις 8/11 03UTC (Σχήμα 6.14 α), ο κυκλώνας είναι σε φάση ενδυνάμωσης και μέσα στον πυρήνα αναπτύσσονται καθοδικές κινήσεις που αγγίζουν και τα 0.3 m/s, στο επίπεδο των 450 hPa. Στο ίδιο ύψος έξω από το μάτι σε μία ακτίνα 200 περίπου χιλιομέτρων, σημειώνονται ανοδικές κινήσεις, με μικρές ταχύτητες που φτάνουν τα 0.2 m/s. Κοντά στην επιφάνεια μέσα στον πυρήνα, σημειώνονται ισχυρές ανοδικές κινήσεις. Στις 8/11 12UTC (Σχήμα 6.14 β), η εικόνα έχει διαφοροποιηθεί αρκετά. Μέσα στον πυρήνα η κίνηση του ανέμου είναι ανοδική με ταχύτητες που ξεπερνούν τα 0.2 m/s και παραμένουν υψηλές μέχρι το επίπεδο των 400 hPa. Οι ανοδικές κινήσεις μέσα στον πυρήνα, δείχνουν τη δυνητικότητα δημιουργίας νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και επομένως δεν μπορεί να είναι ανέφελο το κέντρο του συστήματος.

WRF-ARW

Init: 2011-11-03_00:00:00
Valid: 2011-11-08_03:00:00

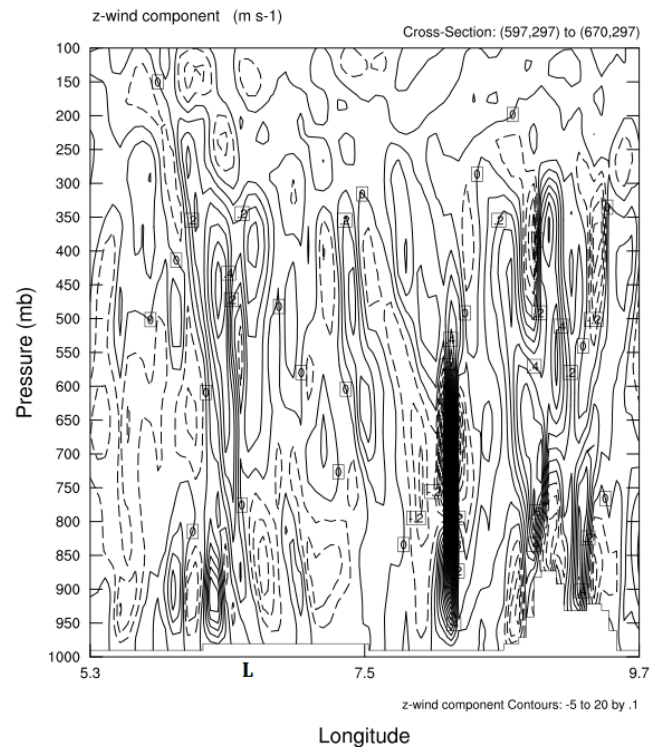
(α)



WRF-ARW

Init: 2011-11-03_00:00:00
Valid: 2011-11-08_12:00:00

(β)



Σχήμα 6.14. Ζωνικές τομές του κατακόρυφου ανέμου (m/s) στο γεωγραφικό πλάτος: α) 41.6° B στις 8/11 03UTC και β) 42.8° B στις 8/11 12UTC. Το γεωγραφικό μήκος απεικονίζεται στον οριζόντιο άξονα των σχημάτων. Με μαύρες συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζονται οι ανοδικές κινήσεις του ανέμου και με διακεκομμένες, οι καθοδικές. Με το γράμμα "L" συμβολίζεται το σημείο της ελάχιστης επιφανειακής πίεσης (πειράμα NoCu).

Από τα παραπάνω, συμπεραίνεται ότι οι διαφορές μεταξύ του πειράματος ελέγχου και του πρώτου πειράματος είναι μικρές και έχουν να κάνουν κυρίως ως προς την ένταση των ανέμων τόσο στην επιφάνεια όσο και καθ' ύψος. Μικρές διαφορές παρατηρήθηκαν στην πίεση του κέντρου και στην τροχιά του κυκλώνα ενώ καθυστέρησε κατά ένα 3ωρο (8/11 00UTC έναντι 7/11 21UTC) να εμφανίσει χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα.

6.2.2 Χρήση του σχήματος κατακόρυφης μεταφοράς Kain-Fritsch

Σε επόμενο πείραμα επιλέχθηκε το σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς Kain-Fritsch. Το σχήμα αυτό είναι κατάλληλο περισσότερο για φαινόμενα μικρής χωρικής και χρονικής κλίμακας και γι' αυτό επιλέχθηκε για την μελέτη του Μ.Τ.

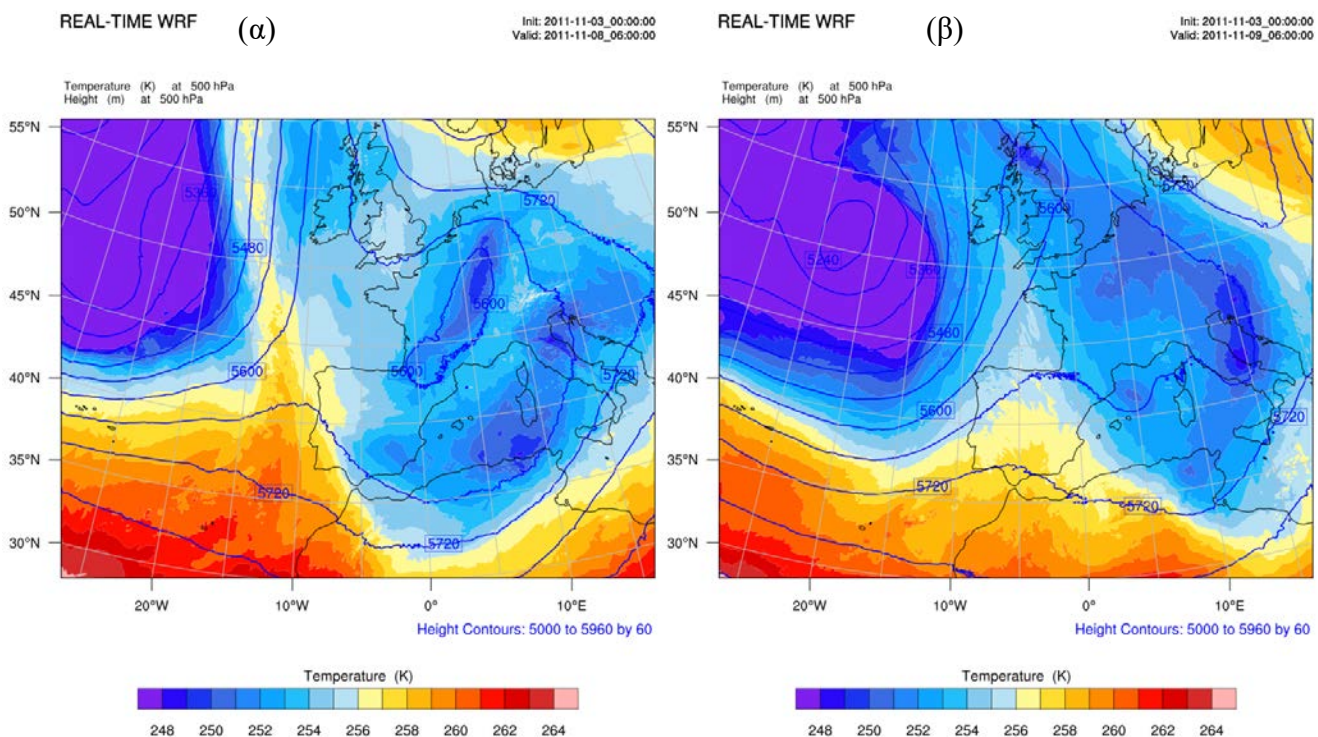
Το μοντέλο αποτυπώνει σε σχετικά ικανοποιητικό βαθμό τη συνοπτική κατάσταση στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa (Σχήμα 6.15). Στις 8/11 06UTC, το γεωδυναμικό ύψος πάνω από την περιοχή είναι μεταξύ 5600 και 5660 γδμ και η θερμοκρασία περίπου -20° C. Αρκετά καλά αποτυπώνεται και η θέση του αυλώνα με βορειοδυτική-νοτιοανατολική διεύθυνση. Στις 9/11 06UTC, το γεωδυναμικό ύψος στη δυτική Μεσόγειο είναι μεταξύ 5660 και 5720 γδμ. Τέλος, το κέντρο χαμηλών υψών στο βόρειο Ατλαντικό εκτιμήθηκε στα 5240 γδμ ενώ το πραγματικό ήταν στα 5280μ (Σχήμα 6.1). Καθ' όλη τη διάρκεια της προγνωστικής περιόδου, το μοντέλο εμφάνισε παρόμοια εικόνα στη μέση τροπόσφαιρα, με αυτή του προηγούμενου πειράματος και με την πραγματική εικόνα.

Ο κυκλώνας που προέβλεψε το μοντέλο, πέρασε πάνω από τη θάλασσα της δυτικής Μεσογείου, στις 5/11 00UTC με πίεση 993.1 hPa και σε 24 ώρες (6/11 00UTC) το σύστημα απέκτησε θερμό πυρήνα ενώ η πίεσή του έπεσε στα 992 hPa. Ο Μ.Τ. διατηρήθηκε μέχρι τις απογευματινές ώρες της ίδιας ημέρας και τελικά διαλύθηκε στις 21UTC ενώ η πίεσή του παρέμεινε μικρή, 996.0 hPa. Η εμφάνιση του Μ.Τ. δεν συμπίπτει χρονικά με την πραγματικότητα καθώς στο πείραμα εμφανίστηκε 54 ώρες νωρίτερα. Όσον αφορά την τροχιά του κυκλώνα, από τη στιγμή που βρέθηκε πάνω από τη θάλασσα, διέγραψε μία πορεία στη δυτική Μεσόγειο και διαλύθηκε πάνω από αυτήν (Σχήμα 6.16). Στον Πίνακα 6.3 παρακάτω, παρατίθεται η ελάχιστη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας στο κέντρο του κυκλώνα, τις ώρες που το σύστημα είχε θερμό πυρήνα. Υπενθυμίζεται ότι στην πραγματικότητα, το σύστημα εμφάνισε θερμό πυρήνα στις 8/11 06UTC. Επειδή το μοντέλο απέτυχε να προβλέψει την ώρα έναρξης και διάλυσης του κυκλώνα κατά 54 ώρες, δεν μπορεί να συγκριθεί τόσο η τροχιά όσο και η πίεσή του με τις πραγματικές τιμές.

Η μέγιστη ένταση του ανέμου στα 10μ, έφτασε τα 28.7 m/s ή αλλιώς, τους 56 κόμβους, στις 6/11 00UTC. Μέχρι και τη διάλυσή του στις 6/11 21UTC, η μέγιστη ένταση κυμαινόταν μεταξύ 20 και 28 m/s, τιμές υψηλότερες σε σχέση με αυτές που καταγράφηκαν από τους επίγειους σταθμούς τις μέρες εκείνες, οι οποίες δεν ξεπέρασαν τα 23 m/s. Επιπλέον, οι περιοχές στις οποίες παρατηρούνται αυτές οι

τιμές του ανέμου, είναι αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα μακριά από το κέντρο του συστήματος, στα σύνορα Ισπανίας - Γαλλίας (Σχήμα 6.17). Κοντά στον Μ.Τ., η ένταση δεν ξεπερνούσε τα 14 m/s. Αυτό οφείλεται στην ισχυρή οριζόντια βαροβαθμίδα που εμφάνισε το μοντέλο στην ευρύτερη περιοχή, καθώς το κέντρο του χαμηλού είχε πίεση 992 hPa.

Από τις κατακόρυφες τομές του μεσημβρινού ανέμου στο Σχήμα 6.18, φαίνεται ότι στις 6/11 03UTC (Σχήμα 6.18 α), ο κυκλώνας απέκτησε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα και στις 6/11 15UTC (Σχήμα 6.18 γ) είχε τη μεγαλύτερη ένταση. Καθ' όλη τη διάρκεια ζωής του, ο μεσημβρινός άνεμος στην περιοχή γύρω από τον πυρήνα δεν ξεπέρασε τα 22 m/s. Από την κατακόρυφη δομή τόσο του ανέμου όσο και των ισόθερμων καμπύλων φαίνεται ότι ο κυκλώνας παρότι είχε χαμηλότερη πίεση, δεν είχε τόσο χαρακτηριστική δομή τροπικού κυκλώνα όσο η βασική εκτέλεση και το πρώτο πείραμα (NoCu).



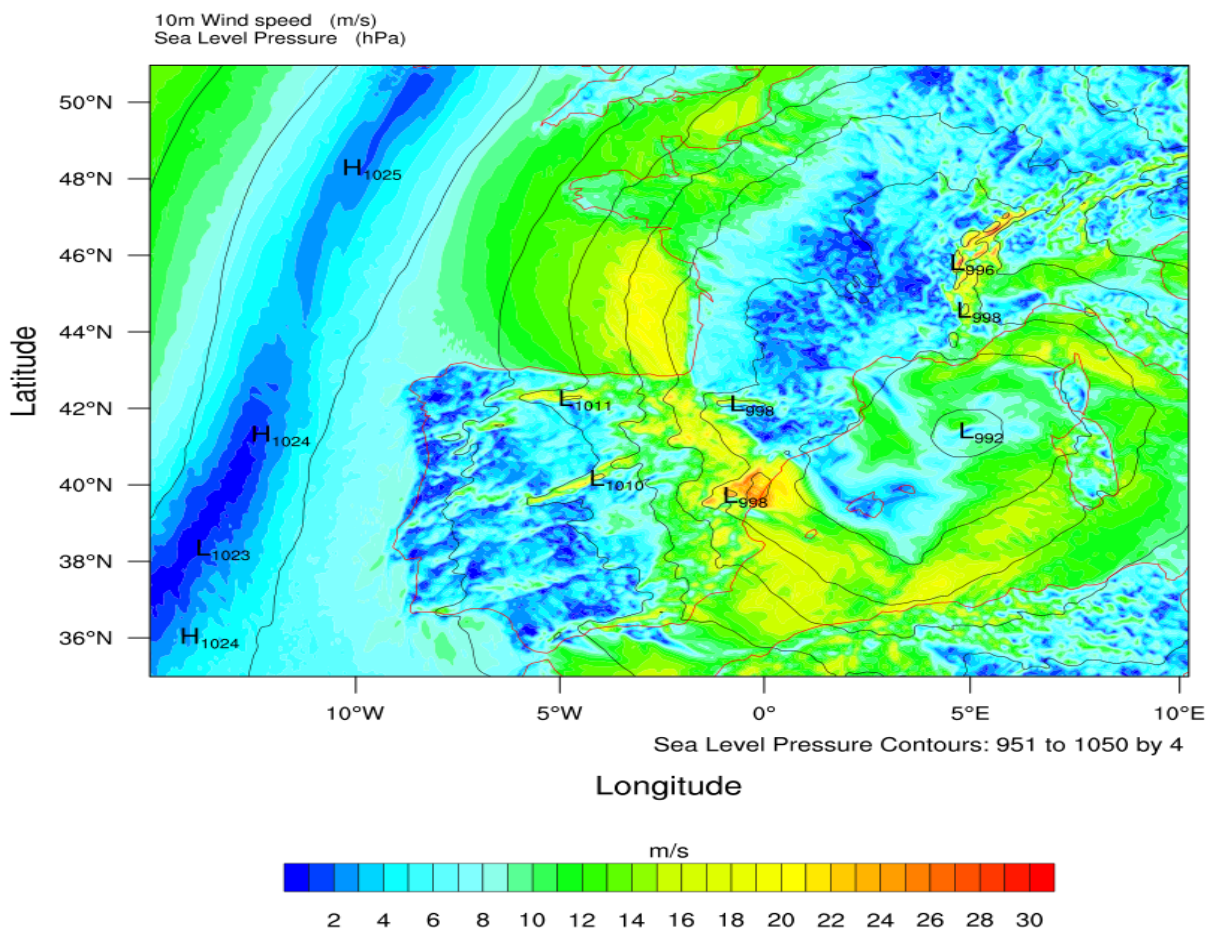
Σχήμα 6.15. Χάρτης των γεωδυναμικών υψών (γδμ) ανά 60 γδμ στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa (μπλε ισοπληθείς), και της θερμοκρασίας (K) ανά 2° K (σκίαση) για τις α) 8/11 06UTC και β) 9/11 06UTC (πείραμα K-F).

Πίνακας 6.3. Οι προβλεπόμενες τιμές τις βαρομετρικής πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας, από το μοντέλο, από 6/11 00UTC έως 6/11 21UTC.

Ημερομηνία & Ωρα	Προγνωστική Ωρα	Βαρομετρική πίεση μοντέλου (K-F)
06/11 00UTC	T+72	992.0 hPa
06/11 03UTC	T+75	992.0 hPa
06/11 06UTC	T+78	992.4 hPa
06/11 09UTC	T+81	993.4 hPa
06/11 12UTC	T+84	994.8 hPa
06/11 15UTC	T+87	996.3 hPa
06/11 18UTC	T+90	995.9 hPa
06/11 21UTC	T+93	996.0 hPa

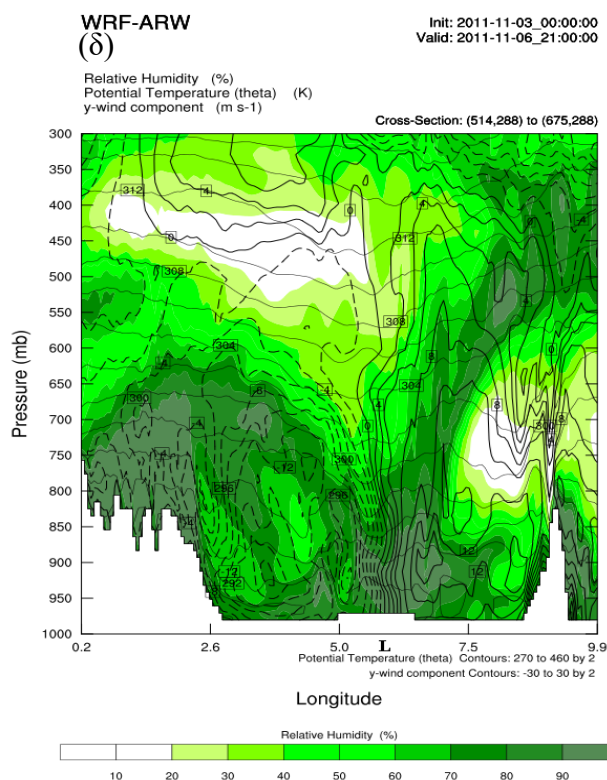
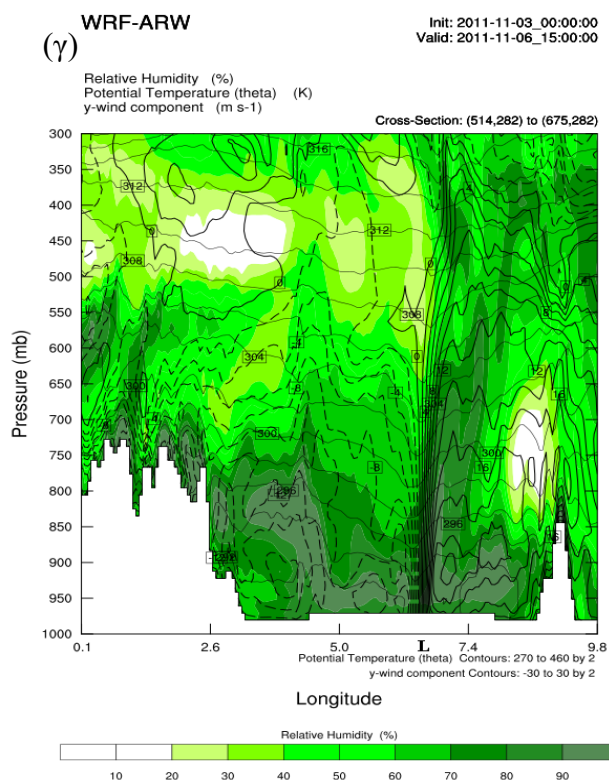
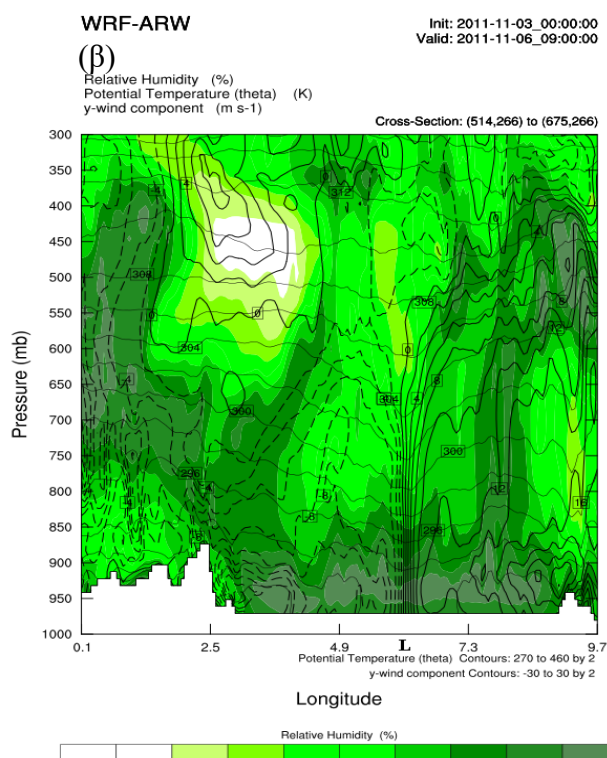
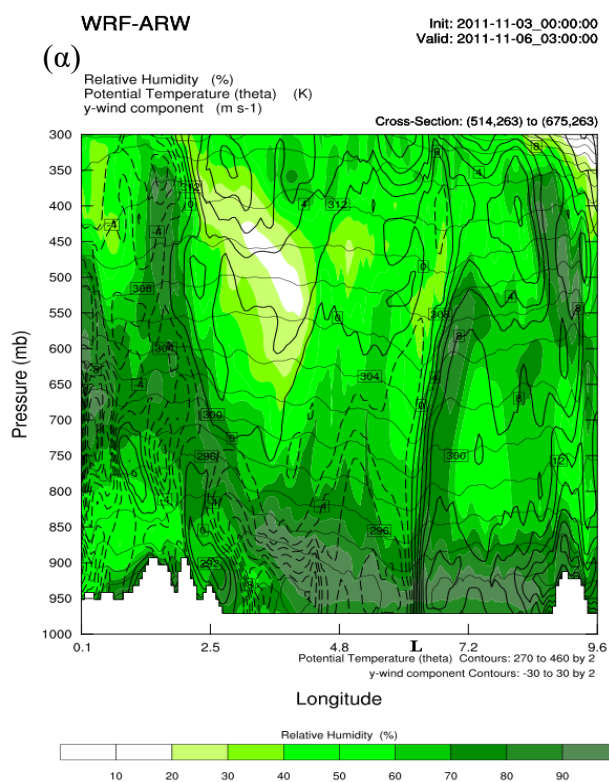


Σχήμα 6.16. Στον παραπάνω χάρτη απεικονίζεται η τροχιά του κυκλώνα από τις 5/11 00UTC (T+48) που βρέθηκε πάνω από τη θάλασσα, έως τις 9/11 06UTC (T+ 150). Στην κάτω αριστερή γωνία του σχήματος, απεικονίζεται η ευρύτερη περιοχή (πείραμα K-F).



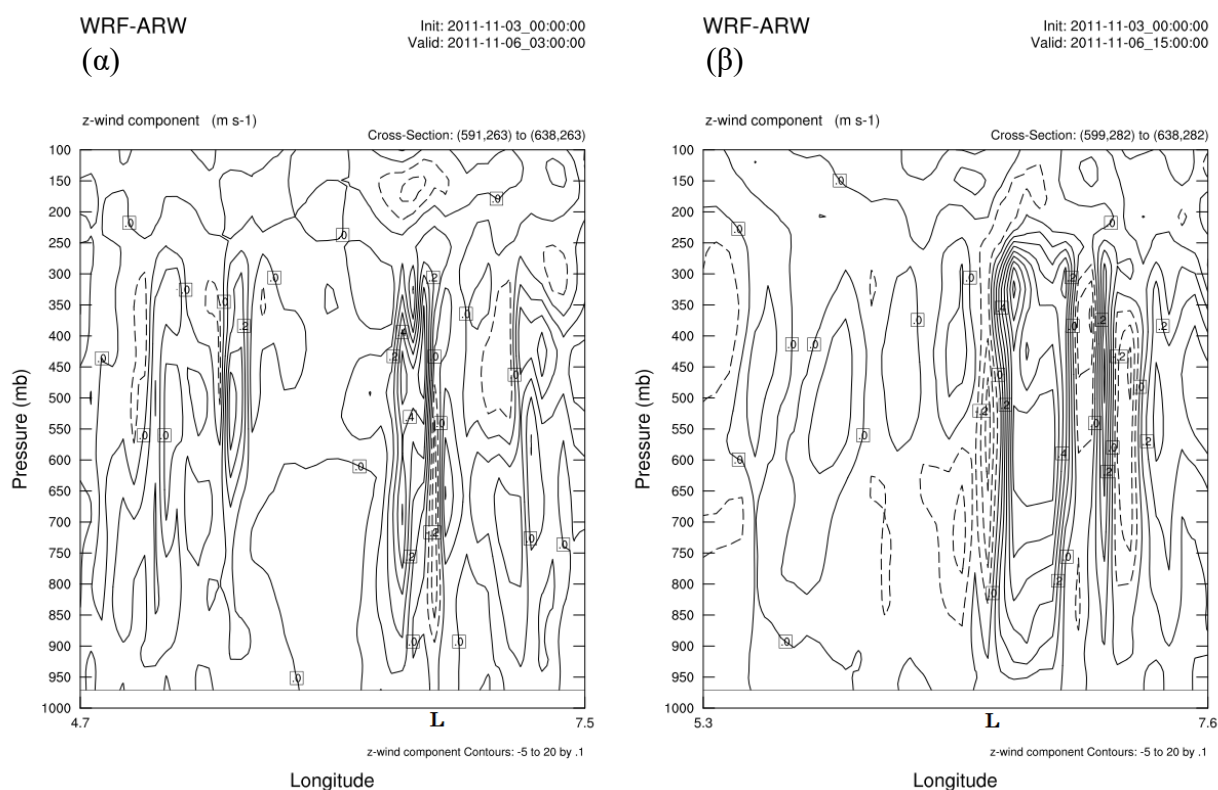
Σχήμα 6.17. Χάρτης απεικόνισης της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχής ισοπληθείς) ανά 4 hPa και του ανέμου στα 10μ (σκίαση) ανά 1m/s για τις 6/11 06UTC (T+78) (πείραμα K-F).

Η ποσότητα της σχετικής υγρασίας στη μέση και ανώτερη ατμόσφαιρα γύρω από τον πυρήνα, δίνει μία ένδειξη ύπαρξης καταιγίδων αλλά οι τιμές είναι μειωμένες κατά 10-20% σε σχέση με το πείραμα ελέγχου και το πρώτο πείραμα. Γενικά οι τιμές της είναι μειωμένες και αγγίζουν το 100% μόνο κοντά στην επιφάνεια και μέχρι τα 750 hPa. Ακόμα και στις 6/11 15UTC που το σύστημα έχει ενισχυθεί, η σχετική υγρασία παραμένει σε χαμηλότερα επίπεδα. Επιπλέον, στον πυρήνα δεν υπάρχουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές και δεν μπορεί να χαρακτηριστεί ξηρός σε σχέση με το περιβάλλον, εκτός από τις 6/11 15UTC μεταξύ των 600 και 350 hPa (Σχήμα 6.18 γ).



Σχήμα 6.18. Ζωνικές τομές στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.3° B στις 6/11 03UTC, β) 41.4° B στις 6/11 09UTC, γ) 42.1° B στις 6/11 15UTC και δ) 42.8° B στις 6/11 21UTC. Με μαύρες συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζεται η δυναμική θερμοκρασία (ανά 2° K), με έντονες μαύρες ισοπληθείς η μεσημβρινή συνιστώσα του ανέμου ανά 2m/s (οι διακεκομμένες ισοπληθείς δηλώνουν αρνητικές τιμές) και με σκίαση η σχετική υγρασία (ανά 10%). Με το γράμμα "L" συμβολίζεται το σημείο της ελάχιστης επιφανειακής πίεσης (πείραμα K-F).

Μελετώντας τη δομή του κατακόρυφου ανέμου, όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.19, στις 6/11 03UTC, παρατηρούνται καθοδικές κινήσεις πάνω από το κέντρο με ταχύτητα 0.2 m/s και ανοδικές γύρω από αυτό (Σχήμα 6.19 α), με ταχύτητα που φτάνει τα 0.4 m/s. Δώδεκα ώρες μετά, στις 6/11 15UTC η εικόνα του ανέμου παραμένει παρόμοια. Πάνω από το κέντρο μεταξύ των 800 και 200 hPa ο αέρας κατέρχεται με ταχύτητες έως 0.4 m/s (Σχήμα 6.19 β). Δυτικά του κέντρου οι ανοδικές κινήσεις φτάνουν τα 0.1 m/s ενώ ανατολικά του τα 0.8 m/s στο επίπεδο των 300 hPa. Οι έντονες ανοδικές κινήσεις στα ανατολικά του κέντρου επιβεβαιώνονται και από τις υψηλές τιμές της σχετικής υγρασίας του Σχήματος 6.18 γ.



Σχήμα 6.19. Ζωνικές τομές του κατακόρυφου ανέμου (m/s) στο γεωγραφικό πλάτος α) 41.3° B στις 6/11 03UTC και β) 42.1° B στις 6/11 15UTC. Με μαύρες συνεχείς ισοπληθείς απεικονίζονται οι ανοδικές κινήσεις του ανέμου και με διακεκομμένες, οι καθοδικές. Με το γράμμα "L" συμβολίζεται το σημείο της ελάχιστης επιφανειακής πίεσης (πείραμα K-F).

Συμπερασματικά, το πείραμα που έγινε με το σχήμα Kain—Fritsch, έδειξε έντονη βαροβαθμίδα στην περιοχή της δυτικής Μεσογείου και ως εκ τούτου ισχυρούς επιφανειακούς ανέμους που δεν ανταποκρίνονται στην πραγματικότητα. Το σύστημα εμφάνισε χαρακτηριστικά M.T. στις 6/11 από τις 03UTC έως τις 15UTC,

με καταιγισμοφόρο δράση, καθοδικές κινήσεις πάνω από το κέντρο και θερμό πυρήνα. Το μοντέλο δεν κατάφερε να εντοπίσει τη χρονική στιγμή και τη χρονική διάρκεια που θα εμφανιζόταν ο κυκλώνας.

6.3 Εκτίμηση Υετού

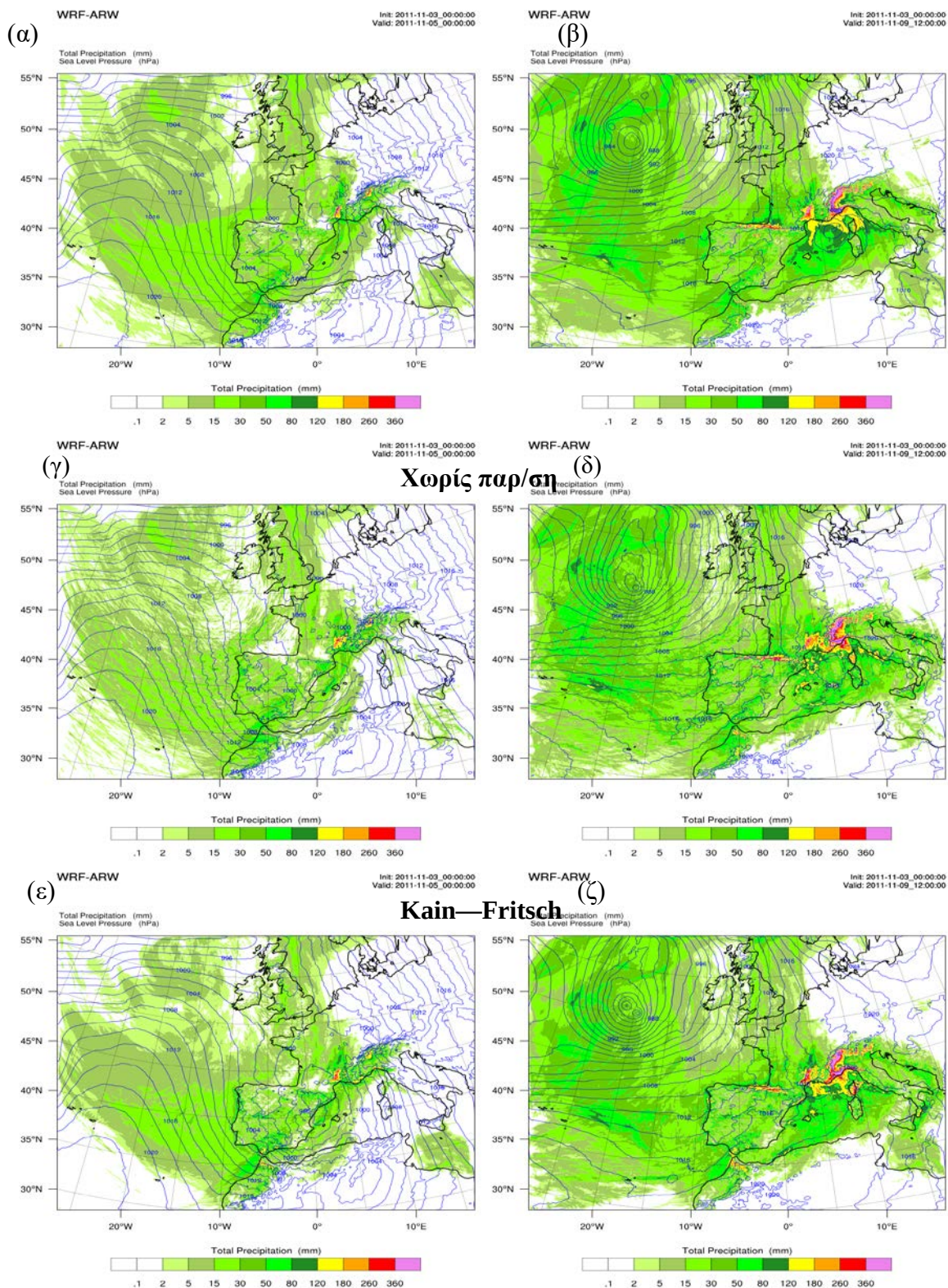
Όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 5, στις 4/11 ισχυρές καταιγίδες έπληξαν τη Γένοβα της Ιταλίας και την ευρύτερη περιοχή με 260 χιλιοστά να πέφτουν σε 24 ώρες. Τις επόμενες ημέρες, 5 με 7 Νοεμβρίου, οι βροχές εστιάστηκαν στη βόρεια Ισπανία με τη χώρα των Βάσκων να καταγράφει πολύ μεγάλα ύψη βροχής. Συγκεκριμένα, το μεγαλύτερο όγκο βροχής δέχτηκε η πόλη Belauntza με 360 χιλιοστά. Τέλος, το διάστημα 5 με 9 του μηνός, ισχυρές βροχές σημειώνονταν στην παράκτια κυρίως ζώνη της νότιας Γαλλίας, όπου οι επίγειοι σταθμοί κατέγραψαν από 130 έως 190 χιλιοστά.

Τα αποτελέσματα του μοντέλου στην πρόγνωση της βροχής είναι αρκετά ικανοποιητικά όσον αφορά τη χωρική κατανομή της. Σχετικά μικρές είναι οι διαφορές που παρατηρούνται στο προβλεπόμενο ποσό βροχής με το πραγματικό ενώ φαίνεται ότι και στα πειράματα που πραγματοποιήθηκαν η πρόγνωση του υετού έχει παρόμοια αποτελέσματα, με το πείραμα χωρίς σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς να εμφανίζει μικρότερο ποσό υετού πάνω από τη θάλασσα. Στο Σχήμα 6.20 παρουσιάζονται οι προβλέψεις του αθροιστικού υετού. Για τη χώρα των Βάσκων το μοντέλο στο πείραμα ελέγχου, προβλέπει περίπου 260 χιλιοστά για το διάστημα 3/11 00UTC έως 9/11 12UTC, τιμή σύμφωνη με τις μετρήσεις που έγιναν (355 χιλιοστά στον σταθμό Belauntza που αποτελεί το μέγιστο). Επιπλέον, τις πρώτες δύο ημέρες προέβλεψε πολύ σωστά τον υετό στη Γένοβα και την ευρύτερη περιοχή (180 χιλιοστά το μοντέλο και 260 χιλιοστά ο σταθμός της Γένοβα). Πολύ καλή ήταν η πρόγνωση και για τα νησιά της δυτικής Μεσογείου. Τόσο στις Βαλεαρίδες Νήσους όσο και στην Κορσική και τη Σαρδηνία, οι εκτιμήσεις της βροχής ήταν πολύ κοντά στις πραγματικές τιμές (50-160 χιλιοστά το μοντέλο και 60-120 χιλιοστά οι πραγματικές τιμές).

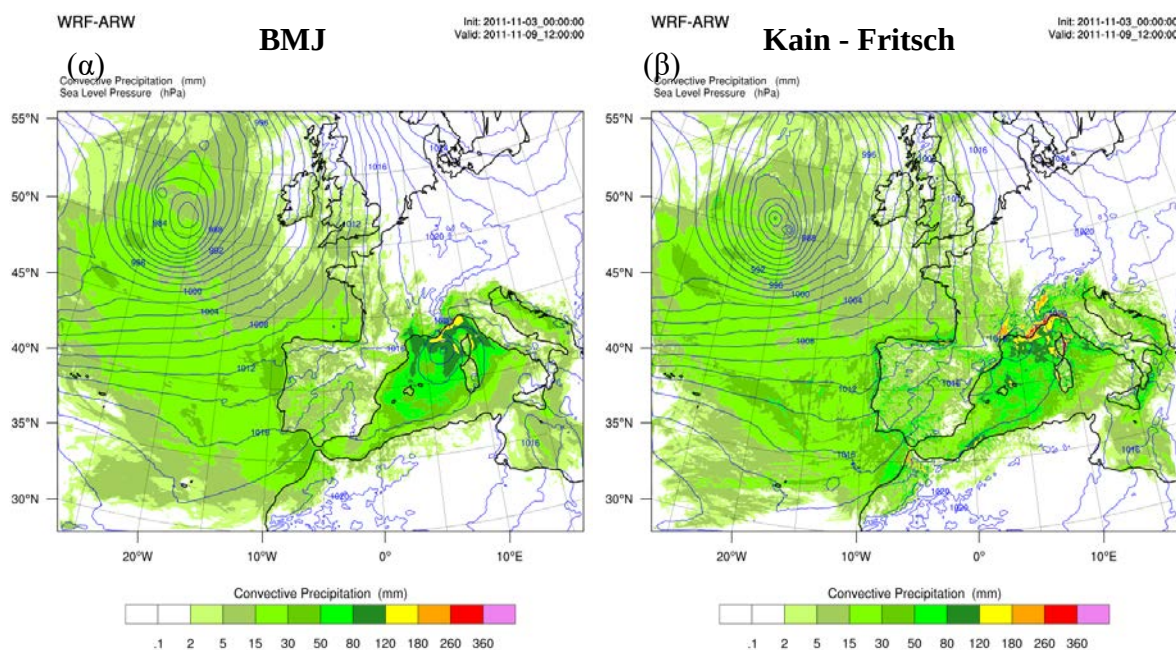
Αντίθετα, το μοντέλο φαίνεται να υπερεκτιμά τον ορεογραφικό υετό καθώς και στις Άλπεις αλλά και στην περιοχή Massif Central της νότιας Γαλλίας ο προβλεπόμενος όγκος βροχής είναι πολύ μεγαλύτερος του πραγματικού. Η Massif

Central είναι μια ορεινή ηφαιστειογενής περιοχή με έντονο ανάγλυφο η υψηλότερη κορυφή της οποίας, φτάνει τα 1886μ. Τις ημέρες 3 και 4 Νοεμβρίου το μοντέλο προέβλεψε πάνω από 250 χιλιοστά στην ορεινή νότια Γαλλία. Ο σταθμός της πόλης Montelimar (73μ), είχε περίπου 70 χιλιοστά ενώ ο σταθμός της Grenoble (384μ) στα βορειοανατολικά, μόλις 50 χιλιοστά. Στις Ιταλικές Άλπεις προβλέφθηκαν περισσότερα από 360 χιλιοστά το διάστημα 3/11 00UTC έως 9/11 12UTC αλλά κανένας σταθμός δεν επιβεβαίωσε την πρόβλεψη. Λόγω της θέσης του κυκλώνα οι άνεμοι σε αυτές τις ορεινές περιοχές έπνεαν από νότιες διευθύνσεις, και καθότι προερχόταν από τη θάλασσα, μετέφεραν υγρασία. Ο αυξημένος υετός στα ορεινά προέρχεται από τη σύγκλιση αυτών των ανέμων στη βάση των βουνών και την εξαναγκασμένη ανοδική τους κίνηση. Η μικρή ασυμφωνία στη θέση του κυκλώνα στο μοντέλο και στην πραγματικότητα, προκάλεσαν αυτές τις διαφορές στην κατανομή του υετού.

BMJ



Σχήμα 6.20. Χάρτης απεικόνισης του αθροιστικού υετού σε χιλιοστά (σκίαση) για το διάστημα α), γ), ε) 3/11 00UTC έως 5/11 00UTC και β), δ), ζ) 3/11 00UTC έως 9/11 12UTC και της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχείς μπλε ισοπληθείς) ανά 2 hPa, για τις α), γ), ε) 5/11 00UTC και β), δ), ζ) 9/11 12UTC. Σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς Betts–Miller–Janjic στην πρώτη γραμμή, χωρίς σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς στη δεύτερη γραμμή και σχήμα Kain-Fritsch στην τρίτη γραμμή.



Σχήμα 6.21. Χάρτης απεικόνισης του αθροιστικού νετού αστάθειας σε χιλιοστά (χρωματισμένη περιοχή) για το διάστημα από 3/11 00UTC έως 9/11 12UTC και της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχής μπλε γραμμή) ανά 2 hPa, για τις 9/11 12UTC. Σχήμα νεφών α) Betts-Miller-Janjic και β) Kain-Fritsch.

Σημαντικές διαφορές στον προβλεπόμενο νετό αστάθειας υπάρχουν μεταξύ των δύο σχημάτων Betts-Miller-Janjic και Kain-Fritsch. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.21, το σχήμα Kain-Fritsch δίνει περισσότερο νετό αστάθειας. Όταν χρησιμοποιείται το K-F ο νετός προέρχεται κατά κύριο λόγο από το σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς και όχι από το σχήμα μικροφυσικής όπως συμβαίνει με τη χρήση του B-M-J. Επιπλέον, στο K-F ο άνεμος είχε μεγαλύτερη ένταση επομένως η σύγκλιση στα ορεινά ήταν ισχυρότερη.

Σύμφωνα με το μοντέλο κατακόρυφης μεταφοράς που χρησιμοποιεί το K-F για την ανάλυση των θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών των νεφών, μέσα στα ανοδικά ρεύματα αέρα εισέρχεται θερμότητα και υγρασία από την επιφάνεια. Η εισροή αέρα με μεγαλύτερη δυναμική θερμοκρασία 'θ' σε μια περιοχή με μέτριες τιμές διαθέσιμης κινητικής ενέργειας, ενισχύει την αποτελεσματικότητα των ανοδικών κινήσεων στην παραγωγή νετού.

Αντίθετα, οι μικρότερες ποσότητες νετού του B-M-J, οφείλονται στα κατακόρυφα προφίλ της ατμόσφαιρας που χρησιμοποιεί ως αναφορά. Τα προφίλ αυτά περιέχουν κλιματικές τιμές και πιθανώς στην παρούσα κατάσταση ήταν ξηρότερα από την πραγματικότητα.

Σε αυτού του είδους τους κυκλώνες της Μεσογείου, ο υετός προέρχεται κατά κύριο λόγο από αστάθεια. Τα σχήματα νεφών ανωμεταφοράς, χρησιμοποιούνται για την παραμετροποίηση κάποιων διαδικασιών που έχουν μικρότερη κλίμακα από αυτή του μοντέλου. Στην πραγματικότητα, αν η χωρική διακριτοποίηση ήταν χαμηλή, ο υετός λόγω αστάθειας θα αυξανόταν στους χάρτες. Το ζήτημα προκύπτει όταν τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης ξεπερνούν σε έκταση αυτή του πλέγματος και το σημείο πλέγματος εμφανίζεται κορεσμένο από υγρασία. Τότε τα νέφη αυτά δεν λαμβάνονται από το μοντέλο ως νέφη αστάθειας και ο υετός αναλύεται από το σχήμα υετού μεγάλης κλίμακας.

Η μη χρήση σχήματος κατακόρυφης μεταφοράς (convection), θα μπορούσε να έχει πολύ καλά αποτελέσματα στην προσομοίωση μιας καταιγίδας μέσης κλίμακας, όταν η χωρική διακριτοποίηση του μοντέλου είναι μικρότερη ή ίση των 3 χιλιομέτρων. Σε αυτή την περίπτωση, οι εξισώσεις του μοντέλου αναπαριστούν πολύ καλύτερα τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα, στα σημεία πλέγματος. Οι Gilliland and Rowe (2007) μελετώντας πολυκυτταρικά καταιγιδοφόρα συστήματα, σε πειράματα που πραγματοποίησαν με το WRF, κατέληξαν ότι το σχήμα K-F είναι καλύτερο από το B-M-J στην αναπαράσταση των διεργασιών σε μια ασταθή ατμόσφαιρα όταν η χωρική διακριτοποίηση είναι μικρότερη από 5 χιλιόμετρα. Απενεργοποιώντας όμως το σχήμα, τα αποτελέσματα ήταν λίγο καλύτερα από αυτά του K-F.

Οι Molinari and Dudek (1992), αναλύοντας το παραπάνω ζήτημα κατέληξαν ότι τα αποτελέσματα των μοντέλων υψηλής χωρικής διακριτοποίησης (μέγεθος πλέγματος από 3 έως 20-25 χιλιόμετρα), στα οποία υπάρχει παραμετροποίηση της κατακόρυφης μεταφοράς, θα πρέπει να ερμηνεύονται με μεγάλη προσοχή. Κάτι τέτοιο αποτελεί σημαντικό πρόβλημα και στην επιχειρησιακή χρήση των μοντέλων πρόγνωσης καθώς ο υετός που προέρχεται από αστάθεια (convective precipitation), ενδέχεται να εμφανιστεί ως υετός από στρωματόμορφα νέφη (large scale precipitation).

6.4 Μηχανισμοί ανάπτυξης

Στο πρώτο Κεφάλαιο, αναπτύχθηκε η θεωρία γύρω από τους μηχανισμούς που συμβάλουν στη γένεση και ανάπτυξη των Μ.Τ.. Σύμφωνα με αυτή,

αναπτύσσονται σε ένα ήδη διαταραγμένο περιβάλλον όπου προϋπάρχει κάποιο αποκομμένο χαμηλό των υψών στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, και η ατμόσφαιρα είναι βαροκλινικά ασταθής. Στη συνέχεια, οι ροές θερμότητας και υγρασίας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα είναι αυτές που καθορίζουν την ένταση και την πορεία τους. Δεν είναι τυχαίο άλλωστε ότι δεν έχει εμφανιστεί παρόμοιο σύστημα πάνω από την ξηρά ενώ όταν βρεθούν πάνω από αυτή διαλύονται πολύ γρήγορα. Παρακάτω, θα εξεταστεί αν όντως προϋπήρχε βαροκλινική αστάθεια και τι ρόλο έπαιξαν οι ροές λανθάνουσας θερμότητας, στην περίπτωση του Νοεμβρίου 2011.

Για να εξακριβωθεί αν υπήρχε βαροκλινική αστάθεια, θα εξεταστεί η ύπαρξη ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα και η βαροκλινικότητα στα κατώτερα επίπεδα. Για την ανώτερη τροπόσφαιρα θα μελετηθεί η επιφάνεια του δυναμικού στροβιλισμού όπου $PV=2PVU$ και που αντιστοιχεί περίπου στο επίπεδο της τροπόπαυσης (Hoskins et al. 1985, Hoskins and Berrisford 1988, Pytharoulis et al. 2000). Αντίστοιχα θα εξετασθεί η δομή της 'θ' κοντά στην επιφάνεια, στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa.

Ο χάρτης του Σχήματος 6.22 δείχνει ότι η επιφάνεια του δυναμικού στροβιλισμού ($PV=2PVU$) ανατολικά-νοτιοανατολικά της θέσης του Μ.Τ., βρίσκεται στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα από 300 έως 500 hPa στις 7/11 21UTC (Σχήμα 6.22 α). Τα χαμηλότερα επίπεδα συναντώνται πάνω από τη Σαρδηνία και την Κορσική. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι η τροπόπαυση είναι σε χαμηλότερα ύψη στην περιοχή αυτή και ο δυναμικός στροβιλισμός παρουσιάζει θετική ανωμαλία. Η θετική ανωμαλία σχετίζεται με κυκλωνική κυκλοφορία και προκαλεί μείωση της στατικής ευστάθειας και αύξηση του στροβιλισμού, πάνω και κάτω από την ανωμαλία. Στη μέση τροπόσφαιρα (500 hPa), όπως ειπώθηκε και στην αρχή του κεφαλαίου, η θερμοκρασία στην περιοχή είναι μειωμένη καθώς ο αυλώνας μεταφέρει ψυχρές αέριες μάζες από τα βορειοδυτικά. Στα χαμηλότερα επίπεδα και συγκεκριμένα στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa, παρατηρείται η ανωμαλία της δυναμικής θερμοκρασίας πάνω από τη δυτική Μεσόγειο αλλά δεν φαίνεται η ύπαρξη βαροκλινικότητας στην περιοχή (Σχήμα 6.22 β). Συγκεκριμένα, η δυναμική θερμοκρασία έχει μικρότερες τιμές από τα βορειότερα γεωγραφικά πλάτη και κυμαίνεται μεταξύ 292 και 294° K. Από τα παραπάνω, συμπεραίνεται ότι η βαροκλινικότητα δεν έπαιξε κάποιο ρόλο στην ενίσχυση του κυκλώνα σε Μ.Τ..

Στη συνέχεια εξετάζεται η θέση του αεροχειμάρου στο ύψος της τροπόπαυσης (250 hPa). Ο αεροχείμαρος μπορεί να παίζει καθοριστικό ρόλο στην πορεία ενός κυκλώνα αλλά και στην ενίσχυσή του. Στα αριστερά της εξόδου του αεροχειμάρου (περιοχή απόκλισης στην ανώτερη τροπόσφαιρα) σημειώνονται ανοδικές κινήσεις του αέρα ενώ στα δεξιά καθοδικές (Holton 1972). Αντίθετα, στα αριστερά της εισόδου του αεροχειμάρου σημειώνονται καθοδικές κινήσεις και στα δεξιά, ανοδικές. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, η περιοχή της δυτικής Μεσογείου βρίσκεται στα αριστερά της εξόδου του υποτροπικού αεροχειμάρου (Σχήμα 6.23 α) οπότε ενισχύονται οι ανοδικές κινήσεις και ευνοείται η εκδήλωση αστάθειας ενώ χαρακτηριστική είναι και η κυκλωνική κυκλοφορία που παρατηρείται. Στις 9/11 00UTC ο αεροχείμαρος έχει εξασθενήσει και μετακινηθεί ανατολικότερα (Σχήμα 6.23 β). Θα μπορούσε λοιπόν να θεωρηθεί ότι η θέση του αεροχειμάρου έδρασαν ευεργετικά στην ενίσχυση του συστήματος. Όσον αφορά την τροχιά κίνησής του, ο αεροχείμαρος συνεχίζει την πορεία του στα ανατολικά του κυκλώνα με κατεύθυνση προς τα βορειοανατολικά. Αυτή η κατεύθυνση του αεροχειμάρου και η ροή στη μέση τροπόσφαιρα, ενδέχεται να έδρασαν ουσιαστικά στον εγκλωβισμό της ύφεσης στη δυτική Μεσόγειο μην αφήνοντας την να κινηθεί ανατολικότερα προς την Ιταλία. Για αυτόν το λόγο, ο κυκλώνας διέγραψε κυκλική τροχιά πάνω από τη θάλασσα στη δυτική Μεσόγειο μέχρι τελικά να διαλυθεί, στις ακτές της νότιας Γαλλίας στις 9/11.

AUTH, Dept. of Met&Clim
Fest: 117.00 h
Pressure

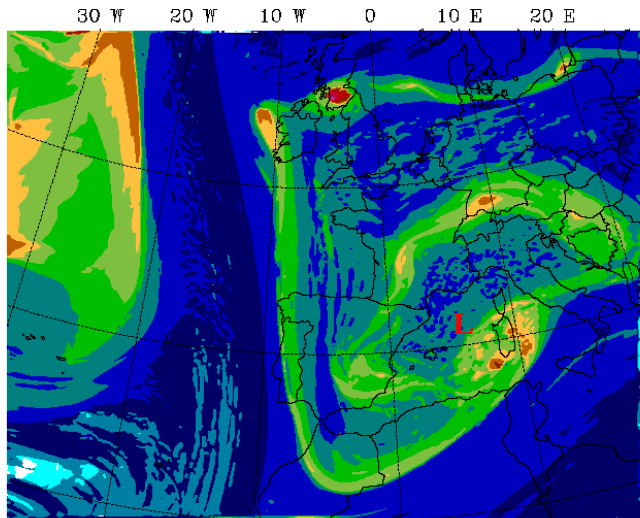
Valid: 2100 UTC Mon 07 Nov 11 (2300 LST Mon 07 Nov 11)
at PV = 2.0 PVU

Init: 0000 UTC Thu 03 Nov 11

REAL-TIME WRF

Init: 2011-11-03_00:00:00
Valid: 2011-11-07_21:00:00

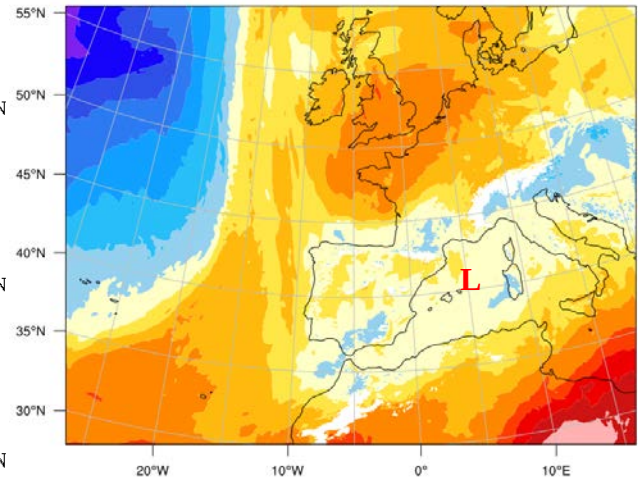
(α)



100 150 200 250 300 350 400 450 500 550 600 650 700 750 800 hPa

(β)

Potential Temperature (theta) (K) at 850 hPa



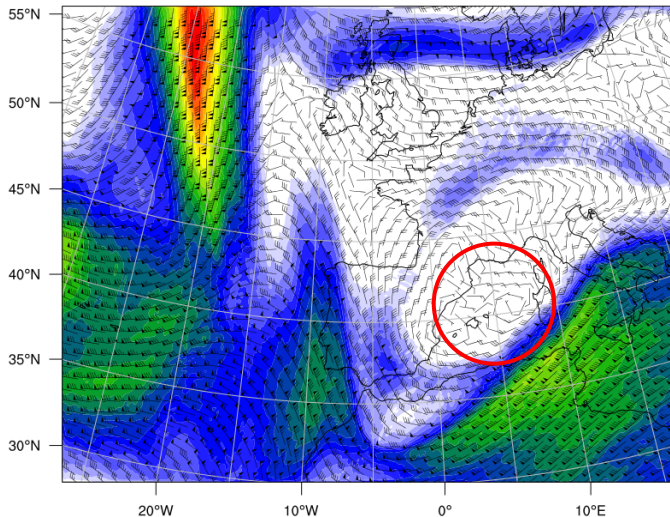
Potential Temperature (theta) (K)
280 282 284 286 288 290 292 294 296 298 300 302 304 306

Σχήμα 6.22. Χάρτης απεικόνισης α) της πίεσης (hPa) ανά 50 hPa στην ισοδυναμική επιφάνεια $PV=2PVU$ για τις 7/11 21UTC και β) της δυναμικής θερμοκρασίας (K) στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa, ανά $2^\circ K$ (σκίαση) για τις 7/11 21UTC ($T+117$) (πείραμα ελέγχου).

REAL-TIME WRF
(α)

Init: 2011-11-03_00:00:00
Valid: 2011-11-07_21:00:00

Wind (kts) at 250 hPa
Wind Speed (kts)

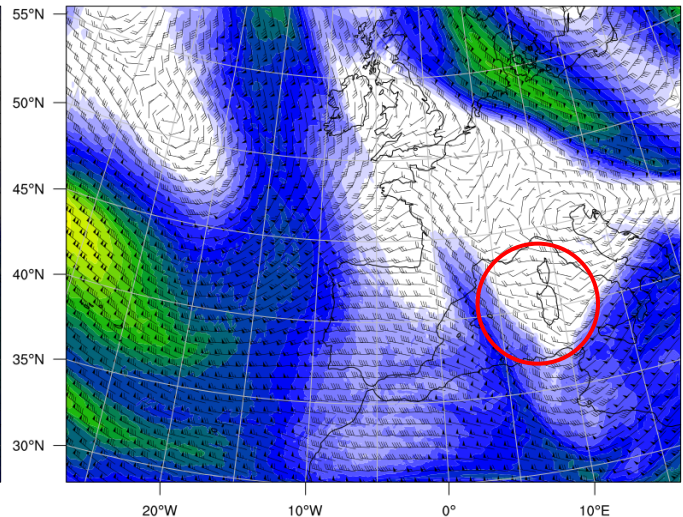


Wind Speed (kts)
30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140

REAL-TIME WRF
(β)

Init: 2011-11-03_00:00:00
Valid: 2011-11-09_00:00:00

Wind (kts) at 250 hPa
Wind Speed (kts)

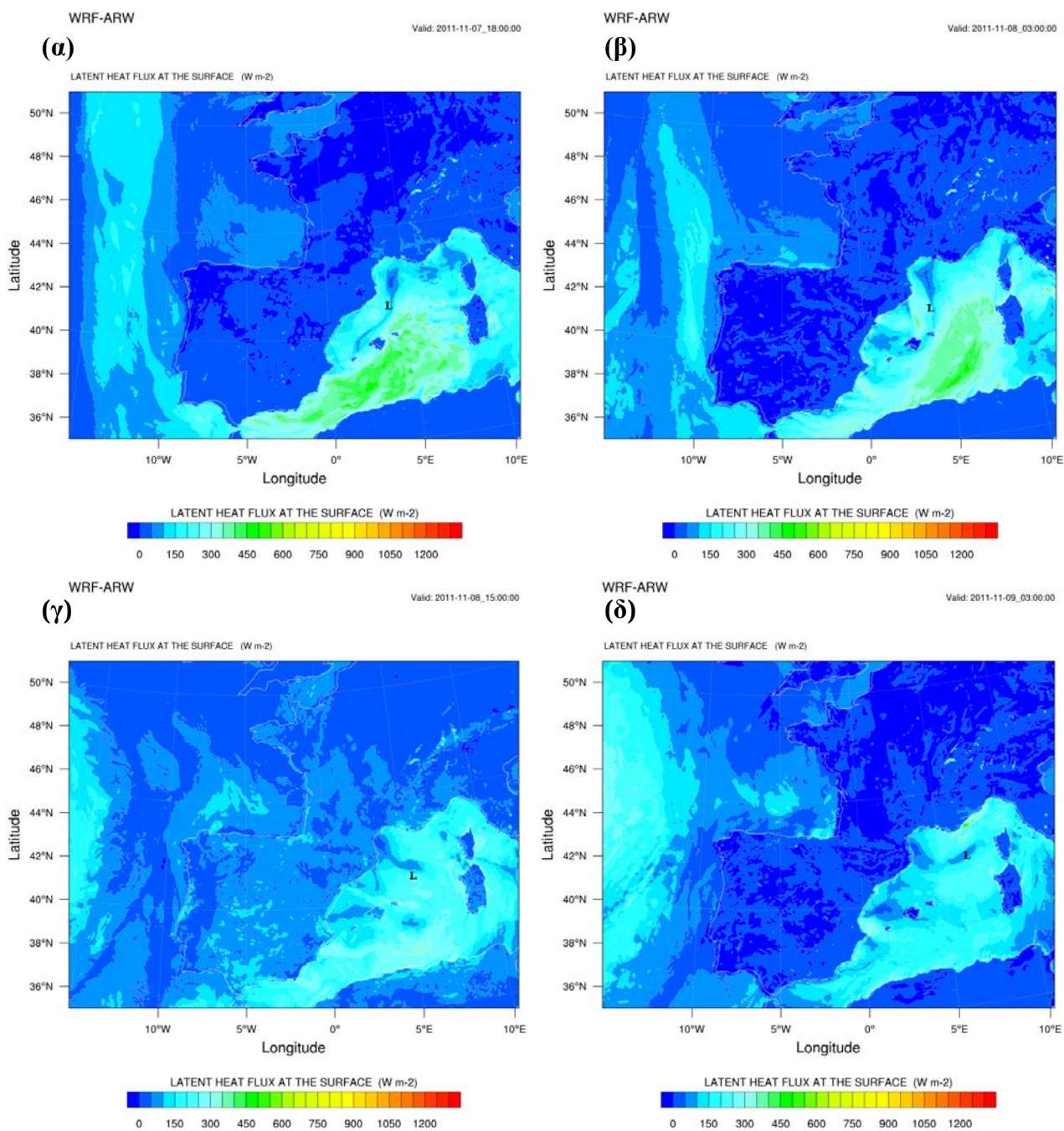


Wind Speed (kts)
30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140

Σχήμα 6.23. Χάρτης απεικόνισης της ταχύτητας (κόμβοι) και διεύθυνσης του ανέμου στο ισοβαρικό επίπεδο των 250 hPa για τις α) 7/11 21UTC και β) 9/11 00UTC. Ο κόκκινος κύκλος δείχνει τη θέση του κυκλώνα (πείραμα ελέγχου).

Όπως έχει ήδη επισημανθεί, οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα, διαδραματίζουν πολύ σπουδαίο ρόλο στην ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων. Εξίσου σπουδαίοι παράγοντες είναι και στους Μ.Τ. όπως έχει αποδειχθεί από τους Pytharoulis et al. (1995), Lagouvardos et al. (1999), κ.α.. Μάλιστα, όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 1, οι Pytharoulis et al. (2000) με πειράματα ευαισθησίας που πραγματοποίησαν με το αριθμητικό μοντέλο UKMO στον Μ.Τ. του Ιανουαρίου του 1995, απέδειξαν ότι οι ροές λανθάνουσας θερμότητας είναι εξίσου σημαντικές με τις ροές αισθητής θερμότητας, αλλά οι πρώτες εμφανίζουν μεγαλύτερα μεγέθη και γι αυτό τον λόγο επιλέχθηκαν να προβληθούν παρακάτω. Η εικόνα των ροών θερμότητας στην περίπτωση που εξετάζεται επιβεβαιώνει την ύπαρξη ισχυρών ροών πριν και κατά τη διάρκεια του Μ.Τ. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.24 α), στις 7/11 18UTC, δηλαδή την ώρα που ο κυκλώνας αποκτούσε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα, οι ροές λανθάνουσας θερμότητας από τη θάλασσα ήταν πολύ ισχυρές, φτάνοντας και τοπικά ξεπερνώντας, τα 600 W/m^2 . Οι μεγαλύτερες τιμές εμφανίστηκαν ανατολικά και νότια του κέντρου του χαμηλού, στις περιοχές που οι άνεμοι ήταν πιο ενισχυμένοι όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Τις επόμενες ώρες, οι ροές μειώθηκαν λίγο, φτάνοντας τα 550 W/m^2 , τιμές όμως και πάλι υψηλές (Σχήμα 6.24 β). Στις 8/11 15UTC όταν πλέον ο κυκλώνας άρχισε να αποδυναμώνεται, οι ροές λανθάνουσας θερμότητας είχαν μειωθεί στα 300 W/m^2 ενώ τις πρωινές ώρες της επόμενης ημέρας στις 9/11 03UTC, οι τιμές είχαν μειωθεί στα 150 W/m^2 .

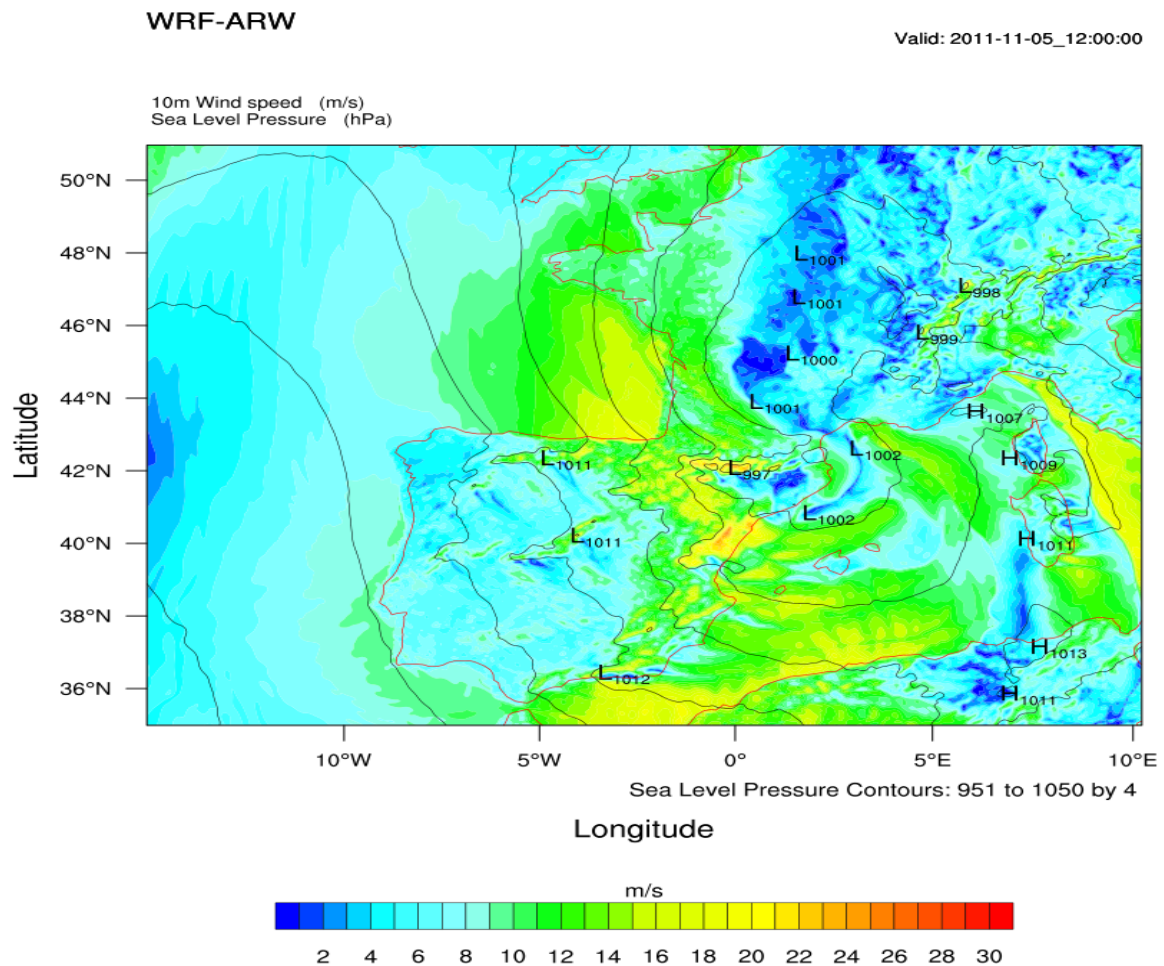
Οι παρατηρούμενες τιμές θεωρούνται φυσιολογικές καθώς σε προηγούμενες περιπτώσεις είχαν βρεθεί τιμές από 100 έως 1000 W/m^2 . Συγκεκριμένα οι Lagouvardos et al. (1999), υπολόγισαν με τη χρήση του μοντέλου ETA, τιμές λανθάνουσας θερμότητας κοντά στα 500 W/m^2 στον Μ.Τ. του Ιανουαρίου 1995 ενώ στον ίδιο Μ.Τ. οι Pytharoulis et al. (2000) υπολόγισαν με τη βοήθεια του μοντέλου UKMO τιμές αισθητής θερμότητας γύρω στα 180 W/m^2 . Οι Fita et al. (2009), βρήκαν τιμές λανθάνουσας θερμότητας, περίπου 1000 και 500 W/m^2 στους Μ.Τ. του Σεπτεμβρίου 1996 και Οκτωβρίου 2003 αντίστοιχα. Τέλος, οι Miglietta et al. (2011), βρήκαν ότι η λανθάνουσα θερμότητα είχε μικρότερες τιμές από 400 W/m^2 στην περίπτωση του Σεπτεμβρίου 2006.



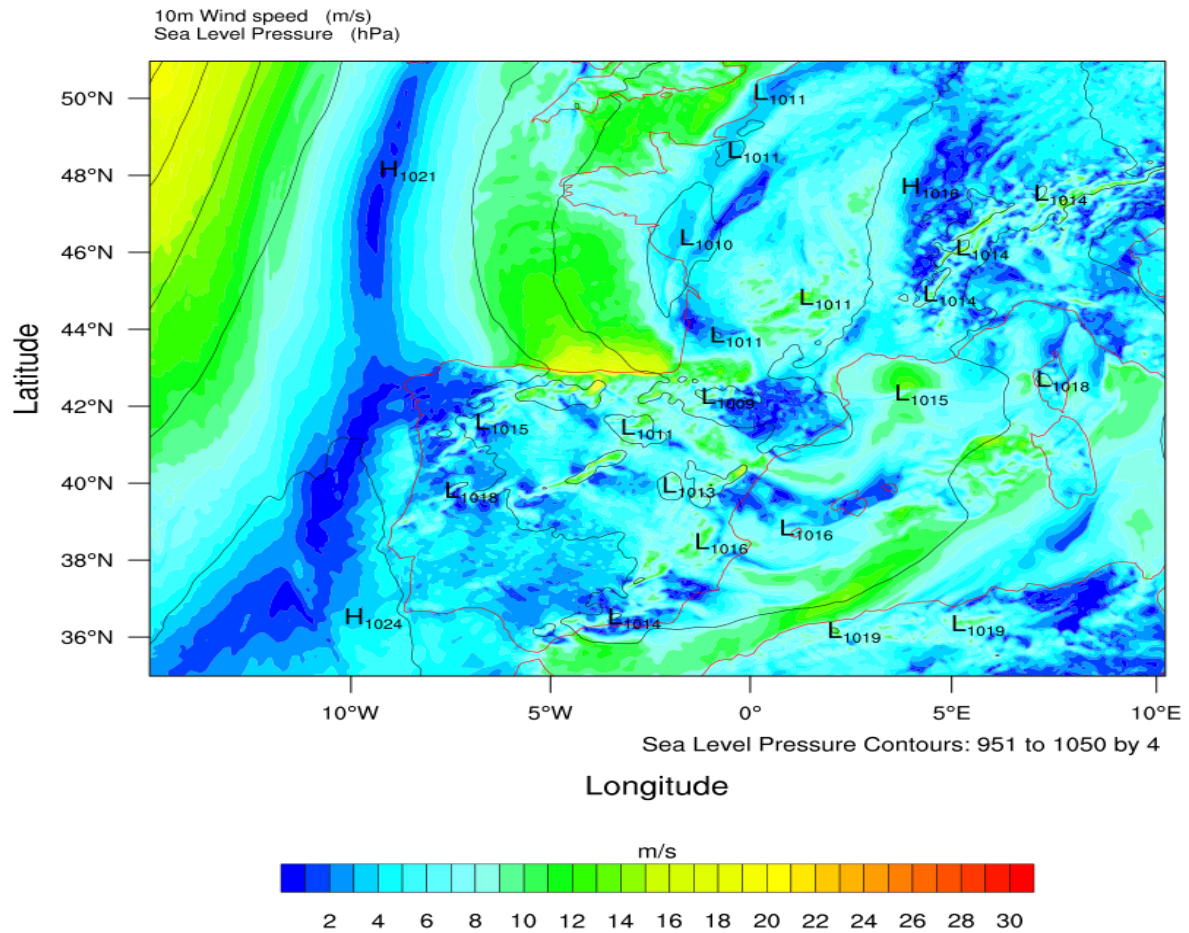
Σχήμα 6.24. Χάρτες των ρών λανθάνουσας θερμότητας (W/m^2) για τις α) 7/11 18UTC, β) 8/11 03UTC γ) 8/11 15UTC και δ) 9/11 03UTC (πείραμα ελέγχου).

Η σημασία των ρών λανθάνουσας θερμότητας στην ανάπτυξη του Μ.Τ. επιβεβαιώθηκαν με την πραγματοποίηση ενός πειράματος, με απενεργοποιημένες τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας και αλλάζοντας το σχήμα παραμετροποίησης του οριακού στρώματος, όπως ορίζουν οι κατασκευαστές του WRF. Το μοντέλο προσομοίωσε με επιτυχία την κυκλογένεση στα Πυρηναία όρη τις απογευματινές ώρες της 4/11. Στις 5/11 12UTC ο κυκλώνας απέκτησε τη

χαμηλότερη πίεση, 997 hPa (Σχήμα 6.25), πολύ κοντά στα 998 hPa που είχε το σύστημα στην πραγματικότητα την ίδια ώρα. Στη συνέχεια, το σύστημα κινήθηκε πάνω από τη δυτική Μεσόγειο όμως λόγω της απουσίας των ροών εξασθένησε γρήγορα και τελικά διαλύθηκε το πρωί της 7/11 χωρίς να εμφανίσει τη δομή ενός Μ.Τ. (Σχήμα 6.26).

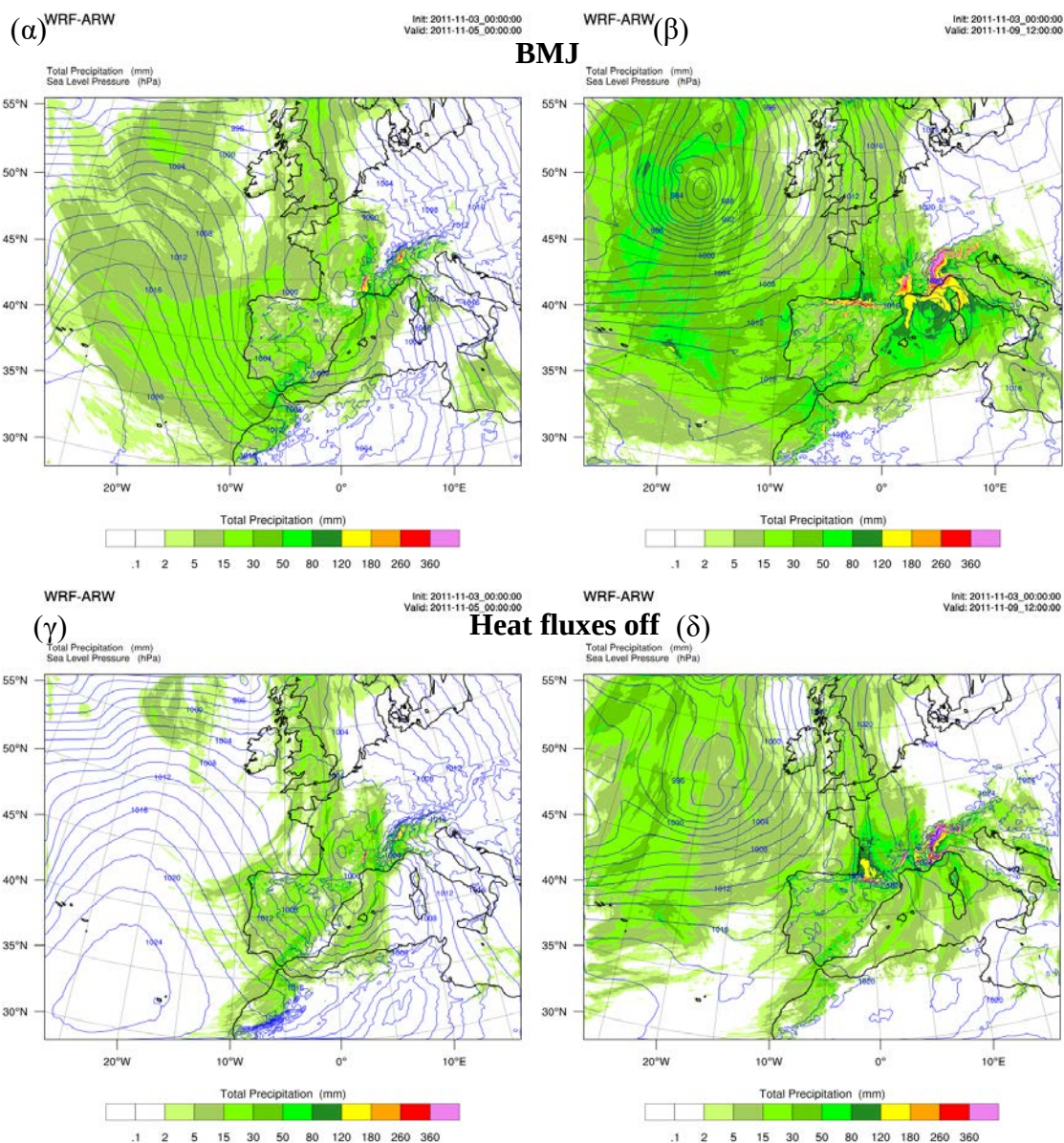


Σχήμα 6.25. Χάρτης απεικόνισης της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχής ισοπληθείς) ανά 4 hPa και του ανέμου στα 10μ (σκίαση) ανά 1m/s για τις 5/11 12UTC (T+60) (πείραμα με απενεργοποιημένες τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας-heat fluxes off).



Σχήμα 6.26. Χάρτης απεικόνισης της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχής ισοπληθείς) ανά 4 hPa και του ανέμου στα 10μ (σκίαση) ανά 1m/s για τις 7/11 09UTC (T+105) (πείραμα heat fluxes off).

Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 6.27, στο πείραμα που απενεργοποιήθηκαν οι ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας, ο συνολικός υετός ήταν αρκετά μειωμένος σε σχέση με το πείραμα ελέγχου ενώ ο μεγαλύτερος όγκος αυτού, παρατηρείται στην οροσειρά των Άλπεων και στα Πυρηναία όρη όπου προβλέφθηκαν πάνω από 360 χιλιοστά (Σχήμα 6.27 δ).

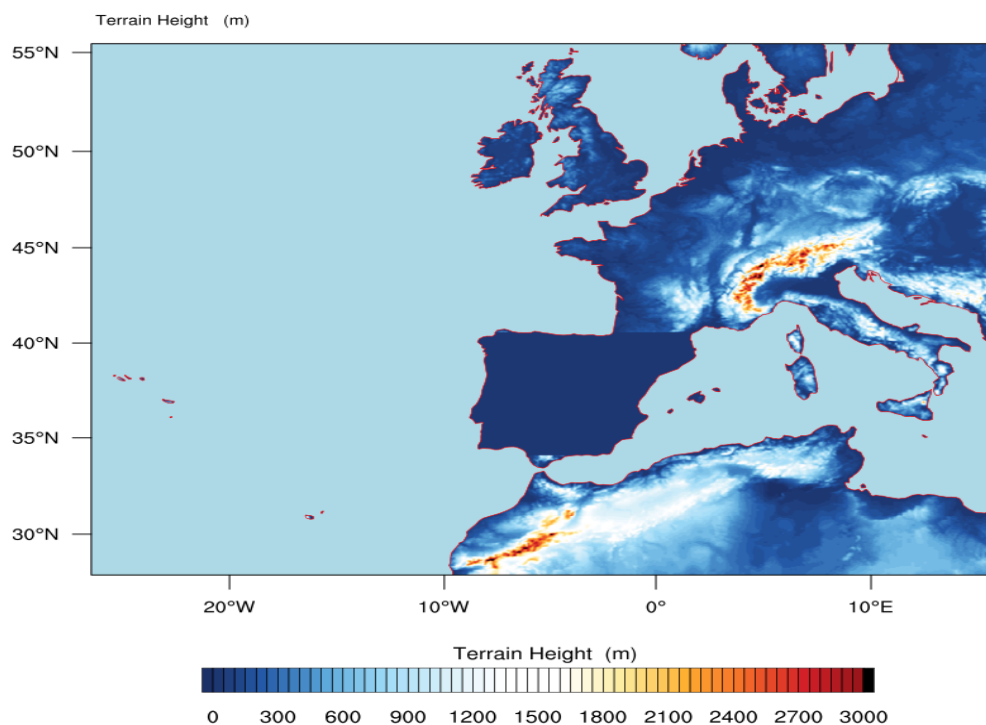


Σχήμα 6.27. Χάρτης απεικόνισης του αθροιστικού υετού σε χιλιοστά (σκίαση) για το διάστημα α), γ) 3/11 00UTC έως 5/11 00UTC και β), δ) 3/11 00UTC έως 9/11 12UTC και της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχείς μπλε ισοπληθείς) ανά 2 hPa, για τις α), γ) 5/11 00UTC και β), δ) 9/11 12UTC. Σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς Betts–Miller–Janjic στην πρώτη γραμμή και με απενεργοποιημένες τις ροές λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας στη δεύτερη γραμμή.

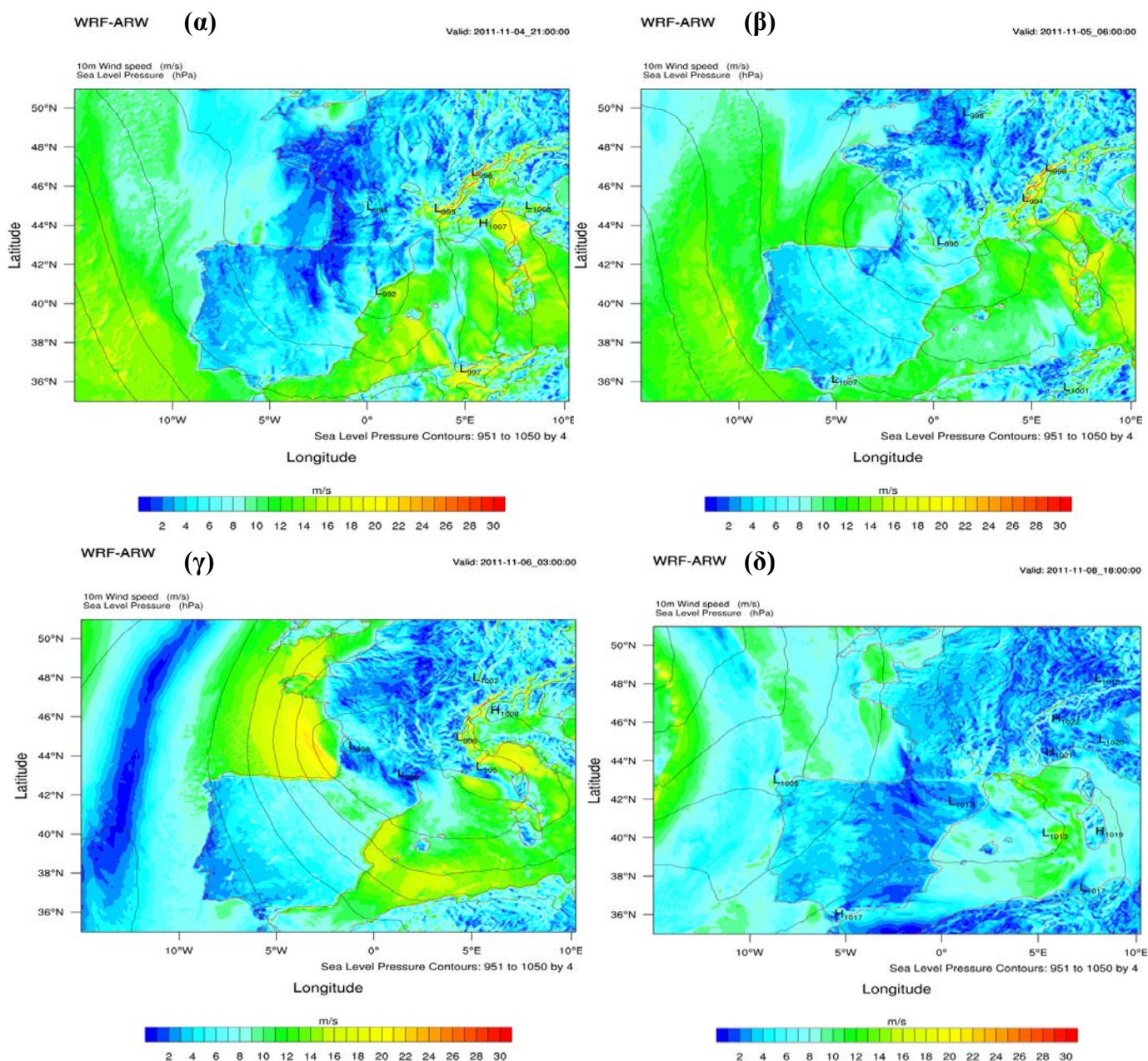
6.5 Διερεύνηση της τοπογραφίας στην ανάπτυξη του Μεσογειακού Τυφώνα

Για να προσδιοριστεί ο ρόλος που έπαιξε η τοπογραφία στην κυκλογένεση, πραγματοποιήθηκε ακόμα ένα πείραμα, στο οποίο η Ιβηρική χερσόνησος είχε

μηδενικό υψόμετρο (Σχήμα 6.28). Τα αποτελέσματα του πειράματος έδειξαν, ότι υπήρξε κυκλογένεση τις απογευματινές ώρες στις 4/11 (όπως και στο πείραμα ελέγχου), πάνω από την Ισπανία, με πίεση στο κέντρο, 992 hPa (Σχήμα 6.29 α). Στη συνέχεια, η ύφεση δεν πέρασε πάνω από τη θάλασσα όπως στο πείραμα ελέγχου, αλλά βάθυνε στα 990 hPa και κινήθηκε βόρεια προς τη Γαλλία (Σχήμα 6.29 β). Τις βραδυνές ώρες της 5/11, δευτερεύων κέντρο χαμηλών πιέσεων εμφανίστηκε στη θαλάσσια περιοχή νότια της Γαλλίας, με πίεση στο κέντρο του που τελικά έφτασε τα 995 hPa στις 6/11 03UTC (Σχήμα 6.29 γ). Τις επόμενες ημέρες, η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας έφτανε τα 1010 hPa στην περιοχή της δυτικής Μεσογείου, τιμή αρκετά χαμηλότερη από την ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης. Το βράδυ της 8/11, εμφανίστηκε ένα κέντρο χαμηλών πιέσεων μεταξύ της Σαρδηνίας και των Βαλεαρίδων νήσων, με πίεση 1013 hPa (Σχήμα 6.29 δ) χωρίς να εμφανίζει χαρακτηριστικά Μ.Τ.. Η ύφεση αυτή κινήθηκε προς τα βόρεια και έφτασε τα 1013 hPa στις 9/11 09UTC ενώ το μεσημέρι της ίδιας ημέρας πέρασε πάνω από την ξηρά στη νότια Γαλλία και διαλύθηκε.



Σχήμα 6.28. Η περιοχή ολοκλήρωσης του μοντέλου και η τοπογραφία (μ) στο πείραμα που μηδενίστηκε το υψόμετρο της Ιβηρικής χερσονήσου (πείραμα τοπογραφίας).



Σχήμα 6.29. Χάρτης απεικόνισης της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (συνεχής ισοπληθείς) ανά 4 hPa και του ανέμου στα 10μ (σκίαση) ανά 1m/s για τις α) 4/11 21UTC (T+45), β) 5/11 06UTC (T+54), γ) 6/11 03UTC (T+75) και δ) 8/11 18UTC (T+138) (πείραμα τοπογραφίας).

Όπως φαίνεται από την πορεία και την εξέλιξη της ύφεσης, η τοπογραφία δεν επηρέασε τη γέννηση του “μητρικού” χαμηλού αλλά υπήρξε καθοριστικός παράγοντας στη μετέπειτα πορεία του και την ενίσχυσή του σε Μ.Τ.. Τα Πυρηναία όρη είναι μια οροσειρά που εκτείνεται σε μήκος 480 περίπου χιλιομέτρων, με πολλές κορυφές να ξεπερνούν τα 3000 μέτρα. Στο πείραμα ελέγχου, η ύφεση αναπτύχθηκε στην υπήνεμη περιοχή της οροσειράς και κινήθηκε προς τη θάλασσα, μην μπορώντας να περάσει πάνω από τους ορεινούς όγκους. Αντίθετα, στο παραπάνω πείραμα που το

ανάγλυφο ήταν μηδενικό και επομένως η ατμοσφαιρική ροή είχε τροποποιηθεί, κινήθηκε βόρεια, πάνω από την ξηρά με κατεύθυνση τη Γαλλία.

Το αποτέλεσμα ήταν να δημιουργηθεί ένα εκτεταμένο πεδίο χαμηλών πιέσεων στη δυτική Ευρώπη, με αρκετά πιο ήπια φαινόμενα απ' ό τι στην πραγματικότητα. Λόγω των ροών θερμότητας από τη θάλασσα, δημιουργήθηκε το κέντρο που αναφέρθηκε παραπάνω (Σχήμα 6.29 δ) αλλά είχε πιο αδύναμα χαρακτηριστικά που δεν παρέπεμπαν σε Μ.Τ., και μικρότερη διάρκεια ζωής από αυτό στο πείραμα ελέγχου.

Περίληψη - Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία εξετάζονται τρεις περιπτώσεις συστημάτων στη Μεσόγειο, που έμοιαζαν με τροπικούς κυκλώνες έπειτα από έρευνα των δορυφορικών εικόνων και των επιχειρησιακών αναλύσεων του ECMWF, που πραγματοποιήθηκε για την τριετία 2009-2011. Αρχικός σκοπός ήταν να εξακριβωθεί αν πράγματι αυτά τα τρία συστήματα μπορούν να χαρακτηριστούν ως Μ.Τ. και στη συνέχεια με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης καιρού να ελεγχθεί η δυνατότητα προσομοίωσής τους αρκετές ημέρες νωρίτερα αλλά και να εντοπιστούν οι παράγοντες που ευθύνονται για τη γέννηση και ανάπτυξή τους, με την πραγματοποίηση πειραμάτων ευαισθησίας του μοντέλου.

Η εξέταση των συστημάτων αυτών, έδειξε ότι η περίπτωση του Ιανουαρίου 2009 εμφάνισε κάποια χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα αλλά πρέπει να γίνει περαιτέρω μελέτη του βαρομετρικού χαμηλού, κάτι που προτείνεται ως μελλοντική εργασία, με τη χρήση υψηλής ανάλυσης αριθμητικού μοντέλου καιρού προκειμένου να διαπιστωθεί αν πράγματι ήταν Μ.Τ.. Η περίπτωση του Απριλίου 2009 δεν εμφάνισε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα παρόλο που η δορυφορική αποτύπωση του κυκλώνα έδινε τέτοια εντύπωση. Η τρίτη περίπτωση του 2011, ήταν διαφορετική από τις άλλες καθώς οι αναλύσεις του ECMWF έδειξαν ότι εμφανίζει θερμό και ξηρό πυρήνα, έντονους ανέμους κοντά στην επιφάνεια γύρω από το κέντρο του και καθοδικές κινήσεις του αέρα μέσα σε αυτό.

Στις 3/11/2011, η έλευση αυλώνα με προσανατολισμό βορειοδυτικά-νοτιοανατολικά, στη δυτική Μεσόγειο, προκάλεσε έντονη αστάθεια στην περιοχή και κυκλογένεση πάνω από την Ιβηρική Χερσόνησο. Την επόμενη μέρα έντονες καταιγίδες σημειώνονταν στα παράκτια τμήματα της Γαλλίας και της Ιταλίας προκαλώντας σημαντικές υλικές ζημιές και προκαλώντας το θάνατο έξι ανθρώπων σε Γαλλία και Ισπανία. Στις 5/11, η ύφεση βρέθηκε πάνω από τη θάλασσα με επιφανειακή πίεση 995 hPa. Τις ημέρες που ακολούθησαν, διέγραψε μια κυκλική πορεία στη δυτική Μεσόγειο ενώ στις 8/11 06UTC εμφάνισε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα, με θερμό πυρήνα, ανέφελη περιοχή στο κέντρο του και ισχυρούς άνεμους στην επιφάνεια. Πριν από αυτό, μεταξύ 7/11 18UTC και 8/11 00UTC η πίεσή του μειώθηκε κατά σχεδόν 3 hPa. Τελικά στις 06UTC της 9/11 έπαψε να έχει

θερμό πυρήνα και σταδιακά άρχισε να εξασθενεί ώσπου στις 12UTC πέρασε πάνω από την ξηρά στη νότια Γαλλία και διαλύθηκε.

Για τη μελέτη των παραγόντων που επηρέασαν την ανάπτυξη του Μ.Τ., έγινε χρήση του τρισδιάστατου μοντέλου πρόγνωσης και έρευνας καιρού, WRF. Οι αναλύσεις του ECMWF οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στη συνοπτική/δυναμική ανάλυση αλλά και για αρχικές και οριακές συνθήκες του WRF, είχαν χωρική διακριτοποίηση 0.25x0.25 μοίρες, ενώ το μοντέλο, 5 χιλιομέτρων. Η υψηλότερη χωρική ανάλυση επέτρεψε την καλύτερη μελέτη των μετεωρολογικών παραμέτρων όπως είναι ο κατακόρυφος άνεμος, ο δυναμικός στροβιλισμός, η υγρασία, η δυναμική θερμοκρασία ο άνεμος και ο υετός.

Το μοντέλο προσομοίωσε πολύ ικανοποιητικά τις επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες της μέσης τροπόσφαιρας. Τα γεωδυναμικά ύψη και η θερμοκρασία στο επίπεδο των 500 hPa, αποτυπώθηκαν επακριβώς από το μοντέλο.

Η ύφεση πέρασε πάνω από τη θάλασσα, η θερμοκρασία της οποίας ήταν περίπου 20 βαθμοί Κελσίου, υψηλότερη κατά 1,5 με 2 βαθμούς Κελσίου από τη μέση τιμή της περιόδου 1971-2000. Το σύστημα εμφάνισε χαρακτηριστικά Μ.Τ. για 27 ώρες, από τις 7/11 21UTC έως τις 9/11 00UTC. Το μοντέλο φαίνεται να υπερεκτίμησε την επιφανειακή πίεση κατά 2 έως 7.3 hPa αλλά πρέπει να σημειωθεί ότι σημαντική ήταν η ασυμφωνία στην επιφανειακή πίεση στις αναλύσεις του UKMO και του ECMWF. Η υπερεκτίμηση αυτή είχε σαν αποτέλεσμα την υποεκτίμηση των επιφανειακών ανέμων που δεν ξεπέρασαν τα 22 m/s από νότιες διευθύνσεις ενώ το μέγιστο των ανέμων σημειώθηκε στα δεξιά της πορείας του κυκλώνα, σε συμφωνία με τους Wallace and Hobbs (1977) για τους τροπικούς κυκλώνες. Η ροή πάνω από το ισοβαρικό επίπεδο των 450hPa ήταν αντικυκλωνική, σε συμφωνία με τον Riehl (1963) για τους τροπικούς κυκλώνες. Όπως φάνηκε, υπήρχαν ισχυρές ροές λανθάνουσας θερμότητας στις 6 και 7/11, κυρίως νότια και ανατολικά της ύφεσης. Στην περιοχή εκείνη παρατηρήθηκαν και οι μεγαλύτερες τιμές του οριζόντιου ανέμου. Τις πρωινές ώρες της 8/11 15UTC εμφανίστηκαν τρία μέγιστα του δυναμικού στροβιλισμού στα 900, 600 και 400hPa, σε συμφωνία με τις εκτιμήσεις των Shapiro and Franklin (1995) για τον τυφώνα Gloria. Η αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας με τις επιφανειακές ροές θερμότητας και υγρασίας ήταν αυτές που ενίσχυσαν τον κυκλώνα και προκάλεσαν τη δημιουργία δίνης στο κέντρο του.

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν πειράματα ευαισθησίας με το μοντέλο, αρχικά απενεργοποιώντας το σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς και στη συνέχεια αλλάζοντάς το, προκειμένου να διερευνηθεί πιο σχήμα προσομοιώνει καλύτερα ένα τέτοιο έντονο σύστημα.

Στην προσομοίωση με απενεργοποιημένο το σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς, αποτυπώθηκε πολύ καλά η τροχιά της ύφεσης ενώ το σύστημα απέκτησε χαρακτηριστικά M.T. στις 8/11 00UTC έως 8/11 18UTC. Η μέγιστη ένταση των ανέμων έφτασε τα 23.6 m/s, τιμή πολύ κοντά στην πραγματική (24-26m/s). Στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα δεν παρατηρήθηκε αντικυκλωνική ροή όπως στο πείραμα ελέγχου. Τις πρώτες ώρες της 8/11, μέσα στον πυρήνα σημειώθηκαν καθοδικές κινήσεις του αέρα που έφτασαν τα 0.3m/s ενώ μετά τις 12UTC παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις μέχρι το ύψος των 400hPa. Κλείνοντας, το πείραμα αυτό εμφάνισε μικρές διαφορές από το πείραμα ελέγχου, που έχουν να κάνουν κυρίως ως προς την ένταση των ανέμων στην επιφάνεια και καθ' ύψος αλλά και τη μικρότερη διάρκεια ζωής του M.T. κατά 6 ώρες.

Στη συνέχεια, εφαρμόστηκε το σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς Kain-Fritsch. Στο πείραμα ελέγχου εφαρμόστηκε το σχήμα Betts-Miller-Janjic το οποίο όπως αποδείχθηκε είχε τα πιο σωστά αποτελέσματα σε σχέση με τα πραγματικά δεδομένα. Με το σχήμα Kain-Fritsch, ο M.T. δημιουργήθηκε 48 ώρες πιο νωρίς, στις 6/11 και διήρκησε για 21 ώρες. Ο επιφανειακός άνεμος έφτασε τα 28.7m/s, τιμή αρκετά μεγαλύτερη από το πείραμα ελέγχου και από την πραγματικότητα. Αυτό οφείλεται στην έντονη βαροβαθμίδα καθώς η ελάχιστη πίεση έφτασε τα 992hPa. Εμφανίστηκαν καθοδικές κινήσεις μέσα στον πυρήνα και ανοδικές γύρω από αυτόν αλλά οι τιμές της σχετικής υγρασίας του, δεν υποδηλώνουν ανέφελη περιοχή στο κέντρο του. Επιπλέον, το σύστημα δεν είχε τόσο έντονα τα χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα, παρά μόνο για λίγες ώρες.

Το πείραμα ελέγχου κατάφερε να αποτυπώσει με ικανοποιητική ακρίβεια την χωρική και χρονική κατανομή του υετού αν και υπερεκτίμησε τον ορογραφικό. Σημαντικές διαφορές υπήρξαν στον υετό αστάθειας μεταξύ του πειράματος ελέγχου και του πειράματος Kain-Fritsch, με το δεύτερο να δίνει σαφώς μεγαλύτερο ποσό υετού.

Σύμφωνα με την εικόνα της επιφάνειας του δυναμικού στροβιλισμού και της δυναμικής θερμοκρασίας στα 850hPa, η βαροκλινικότητα δεν έπαιξε κάποιο ρόλο στην ενίσχυση της αρχικής διαταραχής σε M.T.. Η θέση του αεροχειμμάρου ευνόησε

τις ανοδικές κινήσεις στην περιοχή ανάπτυξης του Μ.Τ. ενώ σε συνδυασμό με τη ροή στη μέση τροπόσφαιρα εγκλώβισαν τη διαταραχή στην περιοχή. Στον κυκλώνα που μελετάται, οι ροές λανθάνουσας θερμότητας από τη θάλασσα ήταν πολύ ισχυρές, ξεπερνώντας τα 600 W/m^2 . Οι τιμές αυτές είναι πολύ ικανοποιητικές για έναν Μ.Τ., καθώς οι Lagouvardos et al. (1999) με τη χρήση του μοντέλου ETA είχαν βρει τιμές κοντά στα 500 W/m^2 για τον Μ.Τ. του Ιανουαρίου 1995 ενώ για την ίδια περίπτωση οι Pytharoulis et al. (2000) υπολόγισαν τιμές αισθητής θερμότητας γύρω στα 180 W/m^2 με τη χρήση του μοντέλου UKMO. Σε επόμενο πείραμα που πραγματοποιήθηκε, απενεργοποιήθηκαν οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας και το “μητρικό” χαμηλό δημιουργήθηκε στις 5/11, κινήθηκε γρήγορα πάνω από τη θάλασσα και τελικά διαλύθηκε το πρωί της 7/11 αποδεικνύοντας τη σημαντική συνεισφορά των ροών στην ανάπτυξη και διατήρηση αυτού του έντονου συστήματος.

Τέλος, όπως αποδείχθηκε, η τοπογραφία δεν έπαιξε σημαντικό ρόλο στη δημιουργία της “μητρικής” ύφεσης αλλά συντέλεσε στην ανάπτυξη και την τροχιά που ακολούθησε στη συνέχεια, καθώς και στην εμφάνιση του Μ.Τ. όπως έδειξε το πείραμα που πραγματοποιήθηκε. Στο πείραμα αυτό, το ανάγλυφο της Ιβηρικής χερσονήσου μηδενίστηκε για να εξεταστεί ο ρόλος των Πυρηναίων στην κυκλογένεση. Όπως έδειξαν τα αποτελέσματα, η “μητρική” ύφεση δημιουργήθηκε όπως και στην πραγματικότητα, τις απογευματινές ώρες της 4/11 αλλά στη συνέχεια, σε αντίθεση με το πείραμα ελέγχου, κινήθηκε πάνω από την ξηρά προς τα βόρεια. Στις 6/11 η δυτική Ευρώπη καλυπτόταν από ένα ευρύ πεδίο χαμηλών πιέσεων ενώ ποτέ δεν εμφανίστηκε πάνω από τη θάλασσα κάποιος ισχυρός κυκλώνας με χαρακτηριστικά Μ.Τ.. Συνεπώς, η γέννεση της ύφεσης, οφείλεται κατά κύριο λόγο στην αλληλεπίδραση του αυλώνα, με τις θερμότερες επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας στα νότια. Η οροσειρά φαίνεται να έπαιξε ρόλο μόνο σαν φυσικό εμπόδιο στην κίνηση της ύφεσης, η οποία επειδή στο πείραμα χωρίς τοπογραφία κινήθηκε πάνω από την ξηρά, δεν τροφοδοτήθηκε με μεγάλα ποσά θερμότητας και τελικά δεν ενισχύθηκε σε Μ.Τ..

Συνοψίζοντας, φαίνεται πως η βαροκλιτική αστάθεια δεν έπαιξε κάποιο ρόλο στην ενίσχυση της αρχικής ύφεσης σε Μ.Τ. ενώ οι ροές λανθάνουσας και πιθανώς της αισθητής θερμότητας, ήταν οι πηγές τροφοδότησής της που προκάλεσαν την αναβάθμιση της ύφεσης σε Μ.Τ.. Η πορεία που ακολούθησε η ύφεση στη δυτική Μεσόγειο, οφείλεται κατά κύριο λόγο στην ορογραφία και συγκεκριμένα στην

οροσειρά των Πυρηναίων ενώ και η θέση του αεροχειμάρου δημιούργησε κατάλληλες συνθήκες για την ενίσχυση της ύφεσης. Από τα πειράματα που πραγματοποιήθηκαν, αποδείχθηκε ότι είναι ικανή η μεσοπρόθεσμη προσομοίωση της εμφάνισης και ανάπτυξης ενός Μ.Τ. με ένα, μέσης κλίμακας, αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού, με σχετικά μεγάλη ακρίβεια.

Στα πλαίσια μελλοντικής έρευνας, θα μπορούσε ακόμη να εφαρμοσθεί:

- Η προσαρμογή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στις κλιματικές τιμές προκειμένου να εξακριβωθεί αν η μικρή θετική απόκλιση αυτής έπαιξε ρόλο στη δημιουργία του Μ.Τ..
- Η χρήση μεγαλύτερης χωρικής διακριτοποίησης (μικρότερη ή ίση των 3 χιλιομέτρων) με ταυτόχρονη απενεργοποίηση του σχήματος κατακόρυφης μεταφοράς για να ερευνηθεί αν το μοντέλο θα προσομοιώσει καλύτερα την κατανομή του υετού.
- Η θέσπιση οριακών τιμών ορισμένων μεταβλητών και ο έλεγχος των αποτελεσμάτων του μοντέλου με αυτές, για την έγκαιρη προειδοποίηση των χρηστών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ξένη βιβλιογραφία

Aebischer, U. and C., Schar (1998). Low-level potential vorticity and cyclogenesis to the lee of the Alps. *J. Atmos. Sci.*, 55, 186–207.

Alpert, P. and B., Ziv (1989). The Sharav cyclone: Observations and some theoretical considerations. *J. Geophys. Res.*, 94, 18 495–18 514.

Alpert, P., B.U., Neeman and Y., Shay-El (1990): Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus*, 42A, 65–77.

Bergeron, T. (1954). The problem of tropical hurricanes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 80, 131-164.

Betts, A. K. (1986). A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 677-692.

Betts, A. K. and M.J., Miller (1986). A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE-wave, BOMEX, ATEX, and Arctic Airmass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 693-710.

Blier, W. and Q., Ma (1997). A Mediterranean Sea hurricane?. In *Preprints, 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Amer. Meteor. Soc., 592–595.

Burpee, R.W. (1986). Mesoscale structure of hurricanes. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P.S. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., 311-330.

Businger, S. (1985). The synoptic climatology of polar low outbreaks. *Tellus* 37A, 419-432.

Businger, S. and R.J., Reed (1989). Cyclogenesis in cold air masses. *Weather Forecast.* 4, 133–156.

Buzzi, A. and S., Tibaldi (1978). Cyclogenesis in the lee of the Alps: a case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 271–287.

Charney, J. G. and A., Eliassen (1964). On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.

Chen, F. and J., Dudhia (2001). Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.

Conte, M. (1986). The meteorological bomb in the Mediterranean: a synoptic climatology. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 46, 314: 121–130.

Craig, G.C. and S.L., Gray (1996). CISK or WISHE as the mechanism for tropical cyclone intensification. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3528–3540.

Egaña, J., S., Gaztelumendi, M., Ruiz, R., Hernández, I.R., Gelpi and K., Otxoa de Alda (2013). A study of flood episode in Basque country. 7th European Conference on Severe Storms, Helsinki, Finland.

Egger, J. (1988). Alpine lee cyclogenesis-Verification of theories. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2187–2203.

Emanuel, K.A. (1987): An air-sea interaction theory for tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-605.

Emanuel, K.A. (1987): An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2324-2340.

Emanuel, K.A. (1994). *Atmospheric Convection*. Oxford Univ.Press, Oxford.

Emanuel, K.A. (1995). Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3969-3976.

Emanuel, K.A. (1997). Some aspects of hurricane inner-core dynamics and energetics. *J. Atmos. Sci.*, 54, 1014-1026.

Emanuel, K.A. (2005). Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Adv. in Geos.*, 2, 217–220.

Ferrier, B. S., Y. Jin, T. Black, E. Rogers and G. DiMego (2002). Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in NCEP Eta model. Preprints, 15th Conf. on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 280-283.

Flocas, H.A. and T.S., Karacostas (1996). Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identifications and synoptic categories. *Meteor. Appl.*, 3, 53–61.

Fita, L., R., Romero, A., Luque, K., Emanuel and C., Ramis (2007). Analysis of the environments of seven Mediterranean tropical-like storms using an axisymmetric, nonhydrostatic, cloud resolving model. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 41–56.

Fita, L., R., Romero, A., Luque and C., Ramis (2009). Effects of assimilating precipitation zones derived from satellite and lightning data on numerical simulations of tropical-like Mediterranean storms. *Ann. Geophys.*, 27, 3297–3319.

Frisius, T. (2006). Surface-flux-induced tropical cyclogenesis within an axisymmetric atmospheric balanced model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 2603–2623.

Genoves, A. and A., Jansa (1991). The use of potential vorticity maps in monitoring shallow and deep cyclogenesis in the Western Mediterranean. *WMO/TD No 420*, 55–65.

Gilliland, E. and M., Rowe (2007). A comparison of cumulus parameterization schemes in the WRF model. Preprints, 21 Conf. on Hydrology, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., P2.16.

Gray, W.M. (1979). Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation, *Meteorology Over Tropical Oceans*. D. B. Shaw (Ed.), Roy. Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX, 155-218.

Grenos, S., A., Foss and M., Lystad (1987). Numerical simulations of polar lows in the Norwegian Sea. *Tellus* 39A, 334-353.

Harrold, J.W. and Browning, K. A. (1969). The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 95, 71-723.

Hawkins, H.F. and D.T. Rubsam (1968). Hurricane Hilda, 1964 : II Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 418-442.

Holton, J.R. (1972). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York, 319.

Homar, V., C. Ramis, R. Romero and S. Alonso, J. A. García-Moya, and M. Alarcón, (1999). A case of convection development over the western Mediterranean Sea: A study through numerical simulations. *Meteor. Atmos. Phys.*, 71, 169-188.

Homar V, C., Ramis and S., Alonso (2002). A deep cyclone of African origin over the western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation. *Ann. of Geophys.*, 20, 93-106.

Homar, V., R., Romero, D., Stensrud, C., Ramis and S., Alonso (2003). Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 1469-1490.

Hoskins, B.J., M.E., McIntyre and A.W., Robertson (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.

Hoskins, B.J. and P., Berrisford (1988). A potential vorticity perspective on the storm of 15-16 October 1987. *Weather*, 43, 122-129.

Hoskins, B.J. and K.I., Hodges (2002) New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 59 (6), 1041-1061.

Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough and W. D. Collins (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, 113, D13103, doi:10.1029/2008JD009944.

Janjic, Z.I. (1994). The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945.

Janjic, Z. I. (2000). Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models. *J. Atmos. Sci.*, 57, 3686.

Jorgensen, D.P., E.J., Zispser and M.A., Lemone (1985). Vertical motions in intense hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 42, 839-856.

Kain, J.S. and J.M., Fritsch (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2784-2802.

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

Karacostas, T.S. and A.A., Flocas (1983). The Development of the "Bomb" Over the Mediterranean Area. *La Meteorologie*, No 33, 351-358.

Karacostas, T.S., D., Brikas, I., Pytharoulis and P., Pennas (2010). Dynamic processes of the Mediterranean bomb of 2004. *Proceedings of the 10th conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, 25-28 May, Patras, Greece, 27-35.

Katsafados, P., E., Mavromatidis, A., Papadopoulos and I., Pytharoulis (2011). Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity on sea surface temperature. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1233-1246.

Kerry, A. and Emanuel (1988). Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus* 41A (1989), 1-17

Lagouvardos, K., V., Kotroni, S., Nickovic, D., Jovic and G., Kallos (1999). Observations and model simulations of a winter sub-synoptic vortex over the Central Mediterranean. *Meteor. Appl.*, 6, 371-383.

Lagouvardos, K., V., Kotroni, E., Defer (2007). The 21-22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: observations and model analysis. *Quart J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 1519-1531, DOI: 10.1002/qj.121.

Landsea, C.W., G.D., Bell, W.M., Gray and S.B., Goldenberg (1998). The extremely active 1995 Atlantic Hurricane Season: Environmental Conditions and Verification of Seasonal Forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1174-1193.

Lawrence, M.B. and E.N., Rappaport (1994). Eastern North Pacific Hurricane Season of 1992. *Mon. Wea. Rev.*, 122 (3), 549-558.

Lorenz, E., (1955). Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, Vol 7, Issue 2, 157-167.

Malkus J. S. and H. Riehl (1960). On the Dynamics and Energy Transformations in Steady-State Hurricanes. *Tellus*, Vol. 12, 1-20.

Martín, A., R., Romero, V., Homar, A., Luque, S., Alonso, T., Rigo and M., Llasat (2007). Sensitivities of flash flood event over Catalonia: a numerical analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 2, 651–669.

McBride, J., and R., Zehr, (1981). Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1132–1154.

Meneguzzo, F., M., Pasqui and D., Grifoni (2001). Sensitivity of mesoscale atmospheric modelling to vegetation and leaf area index. LAND surface Satellite Application Facility (LAND-SAF) Document, EUMETSAT.

Miglietta M.M., A., Moscatello, D., Conte, G., Mannarini, G., Lacorata and R., Rotunno (2011). Numerical analysis of a Mediterranean ‘hurricane’ over south-eastern Italy: Sensitivity experiments to sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 101, 412–426.

Moscatello, A., M.M., Miglietta and R., Rotunno (2008). Observational analysis of a Mediterranean “hurricane” over southeastern Italy. *Weather*, 63, 306-311.

Moulin, C., C.E., Lambert, U., Dayan, V., Masson, M., Ramonet, P., Bousquet, M., Legrand, Y.J., Balkanski, W., Guelle, B., Marticorena, G., Bergametti and F., Dulac (1998). Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 103, 13 137–13 144.

Molinari, J., and M., Dudek (1992). Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: a critical review. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 326-344.

Ooyama, K. (1964). A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofis. Intern. (Mexico)*, 4, 187-198.

Ooyama, K. (1969). Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.* 26, 3-40

Palmen, E. (1948). On the formation and structure of the tropical hurricane. *Geophysica*, 3, 26-38.

Perrot, P. (1998). *A to Z of Thermodynamics*. Oxford University Press. ISBN 0-19-856552-6.

Pettersen, S. (1956). *Weather Analysis and Forecasting*, Mac Graw Hill, New York.

Pichler, H., R., Steinacker, and A., Lazinger (1990). Cyclogenesis induced by the Alps. *Meteor. Atmos. Phys.*, 43, 21–29.

Prezerakos, N. G., and H.A., Flocas (1996). The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteor. Appl.*, 3, 101–111.

Pytharoulis, I., G.C., Craig, and S.P., Ballard (2000). The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995, *Meteorol. Appl.*, 7, 261–279.

Pytharoulis, I. (2008). Numerical study of the eastern Mediterranean “bomb” of January 2004, 8th Annual Meeting of the European Meteorological Society and European Conference on Applied Climatology, Amsterdam, Holland

Rasmussen, E. (1979). The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 105, 531-549.

Rasmussen, E. (1985). A case study of a polar low development over the Barents Sea. *Tellus* 37A, 407-418.

Rasmussen, E. and C. Zick (1987). A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows. *Tellus*, 39A, 408-425.

Raymond, D. (1994). Cumulus convection and the Madden-Julian oscillation of the tropical troposphere. *Physica D*, 77, 1-22.

Reed, R.J. (1979). Cyclogenesis in polar airstreams. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 38-52.

Reiter, E. (1975). Handbook for forecasters in the Mediterranean. Part 1: general description of the meteorological processes. Naval Environmental Research Facility, Monterey, California.

Rielh, H., (1963). Some relations between wind and thermal structure of steady state hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 20, 276-287.

Rodwell, M.J. and B.J., Hoskins (1996). Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, 1385–1404.

Romero, R., C.A., Doswell III and C., Ramis (2000). Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasistationary convective systems over eastern Spain. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3731-3751.

Romero, R. and K.A., Emanuel (2013). Medicanes risk in a changing climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 5992–6001, doi:10.1002/jgrd.50475.

Rotunno, P. and K.A., Emanuel (1987). An Air-sea Interaction for Tropical Cyclones. Part II: Evolutionary Study Using Nonhydrostatic Axisymmetric Numerical Model. *J. Atmos. Sci.*, 44, 542-561.

Ruiz, M., J., Egana, S., Gaztelumendi, M., Maruri and I.R., Gelpi (2012). A case study of heavy and persistent rainfall: 4-7 November 2011. ERAD 2012 – The seventh European Conference on radar in meteorology and hydrology.

Sanders, F. and J.R., Gyakum (1980). Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589–16

Sardie, J.M. and W.T., Warner (1985). A numerical study of the development mechanism of polar lows. *Tellus* 37A, 460-477.

Shapiro, M.A., L.S., Fedor and T., Hampel (1987). Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. *Tellus* 39A, 272-306.

Shapiro, L.J. and J.L., Franklin (1995). Potential Vorticity in Hurricane Gloria. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1465-1475.

Shea, D.J. and W.M., Gray (1973) The hurricane’s inner core region: I. Symmetric and asymmetric structure, II: Thermal stability and dynamic characteristics. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1544-1576.

Smith, R.K., (1980). Tropical cyclone eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1227–1232

Speranza, A, A., Buzzi, A., Trevisan and P., Malguzzi (1985). A theory of deep cyclogenesis in the lee of the Alps. Part I: modifications of baroclinic instability by localized topography. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1521–1535.

Tafferner (1990). Lee cyclogenesis resulting from the combined outbreak of cold air and potential vorticity against the Alps. *Meteor. Atmos. Phys.*, 43, 1-4, 31-47

Tous, M. and R., Romero (2013). Meteorological environments associated with medicane Development. *Int. J. Climatol.*, DOI: 10.1002/joc.3428

Trigo, I.F., T.D., Davies and G.R., Bigg (1999). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, *J. Climate*, 12, 1685–696.

Trigo, I.F., G.R., Bigg and T.D., Davies (2002). Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 549-569, DOI: 10.1175/1520-0493.

Wallace, J.M. and P.V., Hobbs (1977). *Atmospheric Science – an introductory survey*. Academic Press.

Wang, W., D., Barker, J., Bray, C., Bruyère, M., Duda, J., Dudhia, J., Gill and J., Michalakes (2008). *WRF-ARW Version 3 Modelling System user’s guide*.

Wernli, H. and C., Schwerz (2006). Surface cyclones in the ERA40 data set (1958-2001). Part I: novel identification method and global climatology, *J. Atmos. Sci.*, 63 (10), 2486–2507.

Winstanley, D. (1970). The North African flood disaster, September 1969. *J. Roy. Meteor. Soc.*, 25 (9), 390–403.

Willoughby, H.E. (1995). Mature structure and evolution. *Global Perspectives on Tropical Cyclones*, R. L. Elsberry, Ed., WMO, 21–62.

Ziakopoulos, D. and A., Marinaki (1996). Mediterranean mesoscale vortices with tropical cyclone features. In Proc. of the 3rd Hellenic Conference on Meteorology, Climatology and Physics of the Atmosphere, 25–27 September, Athens, Greece, 154–159.

Zilitinkevich, S.S. (1995). Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flow. Air Pollution III, Vol. 1, (H. Power, N. Moussiopoulos, and C. A. Brebbia, eds), Computational Mechanics Publ, Southampton, Boston, 1, 53-60.

Zupanski, M. and J., McGinley (1989). Numerical Analysis of the Influence of Jets, Fronts, and Mountains on Alpine Lee Cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., 117, 154–176.

Ελληνική βιβλιογραφία

Καρακώστας Θ. (2010). Σημειώσεις Δυναμικής Μετεωρολογίας. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Πυθαρούλης Ι. (2010). Σημειώσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Φείδας Χ. (2010). Σημειώσεις Δορυφορικής Μετεωρολογίας. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Μπρίκας, Δ. (2006). Ο υποτροπικός αεροχείμαρρος και η συμβολή του στη δημιουργία και ένταση εξαιρετικών καιρικών φαινομένων στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Διαδίκτυο

<http://www.dtcenter.org/wrf-nmm/users>

<http://www.meted.ucar.edu>

<http://www.mmm.ucar.edu>

<http://www.wrf-model.org>

