

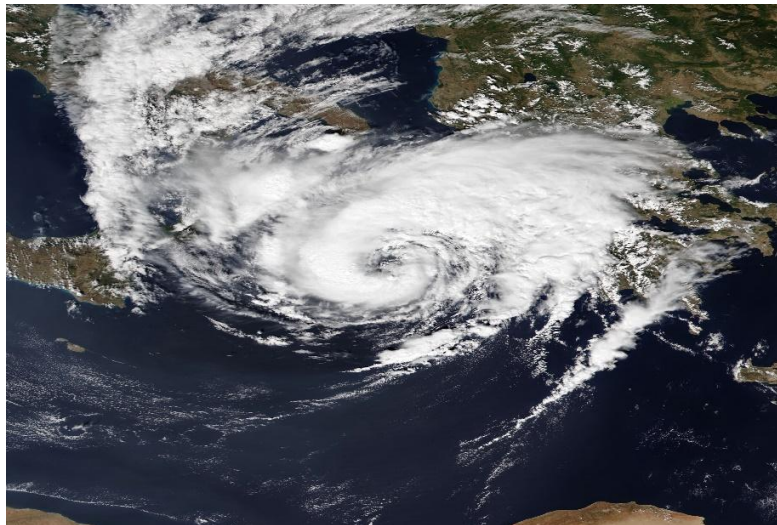


ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ
Εθνικόν και Καποδιστριακόν
Πανεπιστήμιον Αθηνών
— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ:
«ΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΓΗΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ»

Θερμοδυναμική μελέτη ενός Μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά και οι επιπτώσεις του στην Ελλάδα



Διπλωματική Εργασία του Αρσένη Σωτήρη

A.M. 7114112100008

Επιβλέπων Καθηγητής: Νάστος Παναγιώτης
Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας

Αθήνα, Ιούλιος 2023



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ
Εθνικόν και Καποδιστριακόν
Πανεπιστήμιον Αθηνών

— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ:
«ΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΓΗΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ»

**Θερμοδυναμική μελέτη ενός Μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά
χαρακτηριστικά και οι επιπτώσεις του στην Ελλάδα**

Αρσένης Σωτήριος

A.M. 7114112100008

Επιβλέπων Καθηγητής: Νάστος Παναγιώτης

Τριμελής Επιτροπή

Καθηγητής Παναγιώτης Νάστος

Καθηγήτρια Έλενα Φλόκα

Αν. Καθηγήτρια Μαρία Χατζάκη

Αθήνα 2023

Αφιερώνεται
στην οικογένειά μου
και στη σεπτή μνήμη του πατέρα μου,
Θωμάς Αρσένης

Ευχαριστίες

Η παρούσα διπλωματικής εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών με ειδίκευση της κλιματικές μεταβολές και στις επιπτώσεις στο περιβάλλον. Κύριος στόχος της διπλωματικής είναι η μελέτη των συνοπτικών, δυναμικών και θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών του μεσογειακού κυκλώνα της περιόδου 15ης – 19ης Σεπτεμβρίου 2020.

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέπον Καθηγητή Παναγιώτη Νάστο για την ευκαιρία που μου έδωσε να ασχοληθώ με το συγκεκριμένο θέμα το οποίο αποτέλεσε για μένα ένα ιδιαίτερα ενδιαφέρον θέμα. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, την Καθηγήτρια Φλόκα Ελένη και την Επίκουρο Καθηγήτρια Χατζάκη Μαρία, που μου έκαναν την τιμή να εξετάσουν την παρούσα εργασία.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω στον κο Τσιούγκο Σωτήρη για την πολύτιμη βοήθεια που προσέφερε σε ένα από τα πιο κρίσιμα σημεία της εργασίας μου. Επίσης να ευχαριστήσω για τη στήριξη και την συμπαράσταση την οικογένεια μου, τους φίλους μου και ιδιαίτερα την αδερφή μου Γεωργία.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω τις ειλικρινείς μου ευχαριστίες στους ανθρώπους - τυχαίνει να είναι αρκετοί -, που ενώ οι ίδιοι δεσμεύτηκαν να με βοηθήσουν όταν ζήτησα τη βοήθεια τους, σε κρίσιμα σημεία της εργασίας μου, με περιφρόνησαν. Δεν θα είχα αποκομίσει σε βάθος όλες αυτές τις γνώσεις χωρίς αυτούς.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Πρόκειται για μια μελέτη της δομής της εξέλιξης, καθώς και των δυναμικών και θερμοδυναμικών μηχανισμών μιας περίπτωσης βαρομετρικού χαμηλού με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα, που σημειώθηκε στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου από τις 17 έως τις 19 Σεπτεμβρίου 2020. Θεωρείται ένα ακραίο μετεωρολογικό γεγονός που επηρέασε ιδιαίτερα τον ελλαδικό χώρο, με επιπτώσεις στην οικονομική και κοινωνική δομή της χώρας, και αποτελεί ένα από τα σημαντικά καταγεγραμμένα φαινόμενα μεσογειακού κυκλώνα στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Το συνοπτικό και δυναμικό περιβάλλον, καθώς και η θερμοδυναμική δομή αυτής της ατμοσφαιρικής διαταραχής, μελετήθηκαν από την έναρξη της κυκλογένεσής της έως την αποσύνθεσή της, χρησιμοποιώντας θερμοδυναμικές παραμέτρους όπως δυναμική δίνη, δυναμική θερμοκρασία, αισθητές και λανθάνουσες ροές θερμότητας, θερμοκρασία επιφάνειας της θάλασσας σε συγκεκριμένες ισοβαρικά επίπεδα και ισηντροπικές επιφάνειες και δορυφορικές εικόνες.

Η μελέτη χωρίζεται σε τρία κύρια μέρη. Το πρώτο παρουσιάζει μια θεωρητική προσέγγιση του φαινομένου, το δεύτερο μέρος παρουσιάζει μια συνοπτική και δυναμική μελέτη της εκρηκτικής κυκλογένεσης, ενώ το τρίτο μέρος καταγράφει την καταστροφή που προκάλεσε το φαινόμενο, καθώς και τις επιπτώσεις του στον πληθυσμό και την οικονομία.

Λέξεις κλειδιά: Μεσόγειος, κυκλογένεση, μεσογειακός κυκλώνας, βαροτροπικότητα, στροβιλισμός, θερμός πυρήνας, μάτι

ABSTRACT

This is a study of the structure and evolution, as well as the dynamic and thermodynamic mechanisms of a case of a barometric low with characteristics of a tropical cyclone, which occurred in the central Mediterranean region from September 17 to 19, 2020. It is an extreme meteorological event that affected the Greek area particularly, with implications for the country's economic and social structure, and is one of the significant recorded phenomena of a Mediterranean cyclone in the wider Mediterranean region. The concise and dynamic environment, as well as the thermodynamic structure of this depression, were studied from the time of its cyclogenesis to its decay, using thermodynamic parameters such as dynamic vorticity, dynamic temperature, sensible and latent heat flows, sea surface temperature at specific isobaric levels and isentropic surfaces, and satellite images.

The study is divided into three main parts. The first presents a theoretical approach to the phenomenon, the second part presents a concise and dynamic study of the explosive cyclogenesis, while the third part records the destruction caused by the phenomenon, as well as its impact on the population and the economy.

Key words: Mediterranean, cyclogenesis, medicane, vorticity, warm core, eye

Πίνακας περιεχομένων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Θεωρητικό Υπόβαθρο

2.1 Μεσόγειος

2.1.1 Άνεμοι στη Μεσόγειο

2.2 Μεγάλης Κλίμακας Κινήσεις

2.2.1 Εξίσωση κίνησης μεγάλης κλίμακας

2.2.2 Άνεμοι

2.3 Υφέσεις

2.3.1 Χαρακτηριστικά των υφέσεων

2.3.2 Υφέσεις της Μεσογείου

2.3.3 Ταξινόμηση των υφέσεων της Μεσογείου

2.4 Κυκλογένεση

2.4.1 Τύποι Κυκλογενέσεων

2.4.2 Χαρακτηριστικά της Εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο

2.4.3 Τύποι Εκρηκτικής Κυκλογένεσης στην Μεσόγειο

2.5 Σχέση αεροχείμαρρου με τα καιρικά φαινόμενα

2.5.1 Επίδραση αεροχείμαρρου στα επιφανειακά συστήματα

2.6 Βασικοί μηχανισμοί εκρηκτικής κυκλογένεσης

2.6.1 Βαροκλιτικές διεργασίες

2.6.2 Διαβατικές διεργασίες

2.6.3 Λανθάνουσα θερμότητα και Ροές επιφανειακής θερμότητας

2.6.4 Επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας

2.6.5 Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

2.7 Μεσογειακοί κυκλώνες τροπικού τύπου (Medicane)

2.7.1 Εποχιακή και γεωγραφική κατανομή των medicane

2.8 Ταυτοποίηση κυκλωνικής διαταραχής ως medicane

2.8.1 Τρόποι ενίσχυσης κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Δεδομένα και Εργαλεία Ανάλυσης

3.1 Δεδομένα Μελέτης

3.2 Εργαλεία Ανάλυσης Δεδομένων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Συνοπτική Μελέτη

4.1 Εντοπισμός της τροχιάς της ύφεσης

4.2 Φάση 1^η

4.3 Φάση 2^η

4.4 Φάση 3^η

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Δυναμική Μελέτη Ανώτερων Στρωμάτων

5.1 Φάση 1^η

5.2 Φάση 2^η

5.3 Φάση 3^η

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

Δυναμική Μελέτη Κατώτερων Στρωμάτων

6.1 Συμβολή φυσικών – διαβατικών διεργασιών

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

Περιγραφή των καιρικών φαινομένων που εκδηλώθηκαν

7.1 Η εικόνα των καιρικών φαινομένων και οι καταστροφές όπως παρουσιάστηκαν από τον ηλεκτρονικό τύπο

7.2 Αναφορές από διευθύνει μέσα ενημέρωσης

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

Συμπεράσματα

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή

Οι καιρικές συνθήκες ανέκαθεν απασχολούσαν το ανθρώπινο γένος πόσο μάλιστα τα έντονα καιρικά φαινόμενα που επηρεάζουν αρνητικά την καθημερινότητα των πολιτών, τις αγροτικές καλλιέργειες, τις μεταφορές, τις εγκαταστάσεις αλλά και τις δραστηριότητες αναψυχής (Michaelides et al., 2018; Moscatello et al., 2008 ; Reale, 2001; Flocas and Angouridakis, 1979; Chan et al., 2005; Chagnon, 2003;Khandekar et al., 2005). Η συχνότητα εμφάνισης των έντονων καιρικών φαινομένων έχει αυξηθεί σημαντικά τις τελευταίες δεκαετίες στη σκιά της κλιματικής αλλαγής, γεγονός που οδήγησε στην επισταμένη μελέτη των χαρακτηριστικών τους όπως είναι η συχνότητα εμφάνισης, διάρκεια και ένταση, γραμμική τάση και μεταβλητότητα. Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί περιοχή εμφάνισης πιο έντονων καιρικών φαινομένων τις τελευταίες δεκαετίες.

Ειδικότερα, η λεκάνη της Μεσογείου είναι γνωστή σαν περιοχή όπου ευνοείται η δημιουργία υφέσεων, ενώ κάθε εποχή επηρεάζεται από μερικές κινούμενες που προέρχονται, δια μέσου της Βορειοδυτική Ευρώπη, από τον Ατλαντικό Ωκεανό (Maheras et al., 2001). Επίσης, περικλείεται από ένα σχεδόν συνεχές φράγμα ορεινών όγκων που σε συνδυασμό με την υψηλότερη επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε σχέση με την αντίστοιχη των ωκεανών, οι Μεσογειακές υφέσεις παρουσιάζουν ιδιαίτερη πολυπλοκότητα αναφορικά με την γεωγραφική και χρονική κατανομή τους. Ο Petterssen (1956), ήταν ο πρώτος που μελέτησε τη συχνότητα της κυκλογενετικής δραστηριότητας στην περιοχή της Μεσογείου. Κάποιες υποπεριοχές όπου ευνοείται η κυκλογένεση στον ευρύτερο χώρο της Μεσογείου, αναγνωρίστηκαν από το HMSO (1962) και από τον Radinovic (1987).

Οι Medicanes είναι «μεσογειακοί κυκλώνες με τροπικά χαρακτηριστικά», αποκλειστικά με θερμό πυρήνα που περιστασιακά θέτουν σε κίνδυνο τα νησιά και τις παράκτιες περιοχές. Παρά τις μεγάλες γεωγραφικές διαφορές μεταξύ της Μεσογείου και των τροπικών ωκεανών, οι μηχανισμοί γένεσής τους, που βασίζονται στη θερμοδυναμική ανισορροπία μεταξύ της θάλασσας και της ατμόσφαιρας, είναι παρόμοιοι. Δημιουργούνται πάνω από την θάλασσα κυρίως το φθινόπωρο και τα χαρακτηριστικά τους είναι παρόμοια με αυτά της εκρηκτικής κυκλογένεσης: ύπαρξη θερμού αέρα στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας με μια περιοχή καθαρή από νεφώσεις γύρω από το κέντρο του (μάτι) η οποία περιβάλλεται από ζώνη ισχυρών επιφανειακών ανέμων και νεφικά στρώματα σε σπειροειδή διάταξη αποτελούμενα από νέφη ισχυρής κατακόρυφης ανάπτυξης, συνοδευόμενα συχνά από έντονα φαινόμενα (Lagouvardos et al., 1999 , Miglietta et al. , 2013 , Miglietta et al., 2015 ; Miglietta and Rotunno, 2019 Böttger et al. 1975; Bosart 1981; Gyakum 1983b ; Mayencon 1984).

Αναλυτικότερα, οι παράγοντες που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην έναρξη ενός μεσογειακού κυκλώνα είναι: Η ενισχυμένη βαροκλινικότητα των χαμηλών στρωμάτων της τροπόσφαιρας (Rogers and Bosart 1991), η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας (Gyakum 1983b; Kuo et al. 1991), η θέρμανση των κατωτέρων στρωμάτων λόγω επίδρασης της θερμότερης θάλασσας σε σχέση με τον παρακείμενο ψυχρότερο αέρα (Davis and Emanuel 1988; Hedley and Yau 1991) καθώς και η ασθενής στατική ευστάθεια (Reed and Albright 1986; Gyakum and Barker 1988). Επιπρόσθετα το φαινόμενο υποστηρίζεται από την δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων της τροπόσφαιρας μέσω διαφόρων διεργασιών οι οποίες συχνά αλληλοεπιδρούν μεταξύ τους

(Bosart and Lin 1984; Colucci 1985; Rogers and Bosart 1986; Zehnder and Keyser 1991; Roebber 1993; Strahl and Smith 2001). Πρόκειται για ένα ιδιαίτερο φαινόμενο με σχετικά μικρή συχνότητα, διότι κατά την περίοδο 1948-2011 εκτιμάται ότι έλαβαν χώρα κατά μέσο όρο 1,6 medicanes ανά χρόνο (Cavichia et al. 2014a) παρουσιάζοντας έντονη ετήσια διακύμανση και μέγιστη εμφάνιση κατά τη διάρκεια της φθινοπωρινής και χειμερινής περιόδου.

Πραγματοποιήθηκαν πολλές μακροχρόνιες συζητήσεις σχετικά με το εάν τα medicanes μπορούν να θεωρηθούν εξολοκλήρου διαβατικά συστήματα αλλά και σε ποιο βαθμό οι διαφορετικοί μηχανισμοί, που συνδέονται τόσο με τη θεωρία του εξωτροπικού όσο και του τροπικού κυκλώνα, είναι υπεύθυνοι για την ανάπτυξή τους (Emanuel, 2005 ; Miglietta and Rotunno, 2019 ; Flaounas et al.,2021). Οι Cioni et al. (2016) σημείωσε ότι τα εξωτροπικά και τροπικά χαρακτηριστικά του κυκλώνα έχουν την δυνατότητα να εναλλάσσονται ή και να συνυπάρχουν στο ίδιο κυκλωνικό σύστημα. Σε μια πρόσφατη μελέτη, οι Flaounas et al. (2021) , εστίασαν στην ώριμη φάση 10 περιπτώσεων medicanes, διαπίστωσαν ότι οι περισσότερες από αυτές αναπτύσσονται υπό την επίδραση τόσο των βαροκλιτικών όσο και των διαβατικών διαδικασιών.

Αναφορικά με την κατακόρυφη επέκταση του θερμού πυρήνα αυτή ποικίλλει από την κατώτερη προς την ανώτερη τροπόσφαιρα (Lagouvardos et al., 1999 ; Picornell et al., 2014 ; Ragone et al., 2018), και χαρακτηρίζει τη διάρκεια της τροπικής φάσης (Emanuel, 2005). Οι Miglietta et al. (2017) συνδέουν την κατακόρυφη δομή του θερμού πυρήνα με το κατώτερο και το ανώτερο επίπεδο ανωμαλίες δυνητικού στροβιλισμού (PV) που σχετίζονται με το medicane, ιδιαίτερα με το ξηρό PV, που σχετίζεται με την εισβολή ξηρού αέρα στη στρατόσφαιρα και το υγρό PV που δημιουργείται από λανθάνουσα απελευθέρωση θερμότητας λόγω συμπύκνωση. Η λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνετε στα χαμηλά επίπεδα της τροπόσφαιρας έχει την τάση να επεκταθεί στα ανώτερα επίπεδα μόνο σε περίπτωση κυκλώνων μεγάλης διάρκειας. Άλλοι συγγραφείς έχουν συμπεράνει ότι σε μερικές περιπτώσεις ο θερμός πυρήνας των medicane θα ήταν το αποτέλεσμα μιας απομόνωσης θερμού αέρα στον πυρήνα του κυκλώνα (Fita and Flaounas, 2018 ; Mazza et al., 2017).

Οι Nastos et al. 2017 μελέτησαν το διάστημα 1969-2014 και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι τα Medicanes φαίνεται να αναπτύσσονται κυρίως στη δυτική Μεσόγειο και την ευρύτερη περιοχή του Ιονίου πελάγους με μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης τους μήνες Σεπτέμβριο και Οκτώβριο. Ανάλογες μελέτες με μοντέλα και παρατηρήσεις έχουν διεξάγει και οι Cavichia et al., 2014 ; Miglietta et al., 2013; Davolio et al., 2009 ; Emanuel, 2005 ; Flaounas et al. , 2021 , Miglietta et al., 2011 , Miglietta and Rotunno, 2019 , Pytharoulis et al., 1999 , Reale, 2001)

Οι Kouroutzoglou et al. 2021 ανέλυσαν τη γένεση και την εξέλιξη του Medicane ‘Zorbas’ χωρίζοντας το φαινόμενο σε τρεις φάσης. Κατά την πρώτη φάση βαροκλιτική αστάθεια πυροδότησε τον σχηματισμό του εκρηκτικού κυκλώνα. Στην δεύτερη φάση, που σχηματίστηκε το medicane, οι διαβατικές διεργασίες στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας καθόρισαν την εξέλιξη του επιφανειακού κυκλώνα. Τέλος, κατά την τρίτη φάση το σύστημα παραμένει βαροτροπικό.

Ο μεσογειακός κυκλώνας ‘Ιανός’ έχει αναγνωριστεί ως το πιο έντονο medicane που έχει καταγραφεί ποτέ, σύμφωνα με τους Lagouvardos et al. (2021). Συγκεκριμένα αναφέρουν ελάχιστη

πίεση στο επίπεδο της θάλασσας 984 hPa, ριπές ανέμου έως και 54 m/s στην κορύφωση της έντασής του, την στιγμή όπου προσέγγισε την ηπειρωτική Ελλάδα, με ρεκόρ ημερήσιας συσσωρευμένης βροχόπτωσης 645 mm που μετρήθηκε στο νησί της Κεφαλλονιάς, στο Ιόνιο πέλαγος. Ο μεσογειακός κυκλώνας Ιανός χαρακτηρίστηκε ως ένα ιδιαίτερα ισχυρό σύστημα που επηρέασε κυρίως τον Ελλαδικό χώρο αφήνοντας πίσω του εκατοντάδες ζημιές και ανθρώπινα θύματα (Zalachotis, 2020). Έτσι λοιπόν, αποτελεί το θέμα που θα μελετηθεί αναλυτικά σε αυτή την διπλωματική εργασία.

Με βάση τα παραπάνω στόχοι της συγκεκριμένης εργασίας αποτελούν:

- Η συνοπτική και δυναμική ανάλυση περίπτωσης ισχυρής κυκλωγένεσης στην κεντρική Μεσόγειο την περίοδο 15 με 19 Σεπτεμβρίου 2020, και για συγκεκριμένο διάστημα παρουσίασε δομή μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά.
- Η ανάλυση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και η μελέτη της δομής της ατμόσφαιρας την συγκεκριμένη περίοδο. Για τη μελέτη αυτή θα χρησιμοποιηθούν δεδομένα ανάλυσης του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού (ECMWF) σε συνδυασμό με δορυφορικές εικόνες.

Η προς εξέταση περίπτωση έλαβε χώρα στη λεκάνη της Μεσογείου, περιοχή που παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον από μετεωρολογικής άποψης για τέτοιου είδους φαινόμενα (Lionello et al. 2006).

Το δεύτερο κεφάλαιο αποτελεί το θεωρητικό τμήμα της εργασίας. Αναλύονται οι όροι που θα χρησιμοποιηθούν στα επόμενα και ότι συσχετίζεται με τα medicanes. Επίσης, γίνεται εκτενές αναφορά στον τρόπο ταυτοποίησης ενός βαρομετρικού χαμηλού ως medicane με τη χρήση διαγραμμάτων φάσης όπως έχουν οριστεί από την διεθνή βιβλιογραφία (Hart, 2003).

Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται η μεθοδολογία που θα ακολουθηθεί και το είδος των δεδομένων μελέτης. Δίνεται ιδιαίτερη έμφαση στον τρόπο προσέγγισης του συστήματος ως medicane μέσω αυτών των μεθοδολογιών.

Το τέταρτο κεφάλαιο μαζί με τα κεφάλαια 5 και το 6 αποτελούν το δεύτερο σκέλος της εργασίας, είναι τα κεφάλαια όπου πραγματοποιείται η μελέτη του συστήματος. Ουσιαστικά, στο τέταρτο κεφάλαιο προσδιορίζεται η τροχιά που ακολούθησε, καθώς επίσης πραγματοποιείτε η συνοπτική μελέτη της τροπόσφαιρας.

Στα κεφάλαια 5 και 6 μελετάτε η δυναμική κατάσταση των ανώτερων στρωμάτων και η δυναμική κατάσταση των κατώτερων στρωμάτων, αντίστοιχα. Και στις 3 αναλύσεις η μελέτη έχει χωριστή σε τρεις φάσης για μεγαλύτερη ευκολία.

Στο έβδομο κεφάλαιο δίνεται μια αναλυτική περιγραφή των καιρικών φαινομένων που εκδηλώθηκαν κατά την εξέλιξη του φαινομένου. Παρουσιάζεται η εικόνα του μεσογειακού κυκλώνα όπως μεταδόθηκε από τα Μέσα Μαζικής Ενημέρωσης.

Τέλος, στο όγδοο κεφάλαιο παραθέτονται βασικά συμπεράσματα από την ανάλυση του φαινομένου όπως αυτή εξετάζεται στα προηγούμενα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Θεωρητικό Υπόβαθρο

- 2.1 Μεσόγειος
 - 2.1.1 Άνεμοι στη Μεσόγειο
 - 2.2 Μεγάλης Κλίμακας Κινήσεις
 - 2.2.1 Εξίσωση κίνησης μεγάλης κλίμακας
 - 2.2.2 Άνεμοι
 - 2.3 Υφέσεις
 - 2.3.1 Χαρακτηριστικά των υφέσεων
 - 2.3.2 Υφέσεις της Μεσογείου
 - 2.3.3 Ταξινόμηση των υφέσεων της Μεσογείου
 - 2.4 Κυκλογένεση
 - 2.4.1 Τύποι Κυκλογένεσεων
 - 2.4.2 Χαρακτηριστικά της Εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο
 - 2.4.3 Τύποι Εκρηκτικής Κυκλογένεσης στην Μεσόγειο
 - 2.5 Σχέση αεροχείμαρρου με τα καιρικά φαινόμενα
 - 2.5.1 Επίδραση αεροχείμαρρου στα επιφανειακά συστήματα
 - 2.6 Βασικοί μηχανισμοί εκρηκτικής κυκλογένεσης
 - 2.6.1 Βαροκλιτικές διεργασίες
 - 2.6.2 Διαβατικές διεργασίες
 - 2.6.3 Λανθάνουσα θερμότητα και Ροές επιφανειακής θερμότητας
 - 2.6.4 Επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας
 - 2.6.5 Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα
 - 2.7 Μεσογειακοί κυκλώνες τροπικού τύπου (Medicanes)
 - 2.7.1 Εποχιακή και γεωγραφική κατανομή των medicanes
 - 2.8 Ταυτοποίηση κυκλωνικής διαταραχής ως medicane
 - 2.8.1 Τρόποι ενίσχυσης κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά
-

2.1 Μεσόγειος

Η Μεσόγειος θάλασσα χαρακτηρίζεται ως ένα σχεδόν κλειστό λεκανοπέδιο (Σχήμα 2.1) με έκταση που αντιστοιχεί σε περίπου 2500000km^2 από -6° έως 36° γεωγραφικό μήκος και 31° έως 45° γεωγραφικό πλάτος. Η μέση επιφανειακή θερμοκρασία των υδάτων κυμαίνεται μεταξύ 12°C και 29°C ενώ το μέσο βάθος της είναι 1500m με το βαθύτερο σημείο να βρίσκεται στο Ιόνιο πέλαγος (5150m). Σε ότι αφορά τα κλιματολογικά στοιχεία, η Μεσόγειος χαρακτηρίζεται με θερμά-ξηρά καλοκαίρια και υγρούς χειμώνες. Η θερμοκρασία του θερμότερου μήνα του έτους είναι μεγαλύτερη ή ίση με 10°C και η θερμοκρασία του πιο κρύο μήνα είναι μικρότερη από 18°C και μεγαλύτερη από -3°C . Η τιμές αυτές εντάσσουν το κλίμα της στην κατηγορία C της κλιματολογική κατάταξης κατά Koppen-Geiger. Ισχύει ότι ο καιρός και το κλίμα της Μεσογείου είναι περισσότερο το αποτέλεσμα της μεσημβρινής κυκλοφορίας, και λιγότερο της ζωνικής κυκλοφορίας (Μαχαίρας και Μπαλαφούτης, 1984).



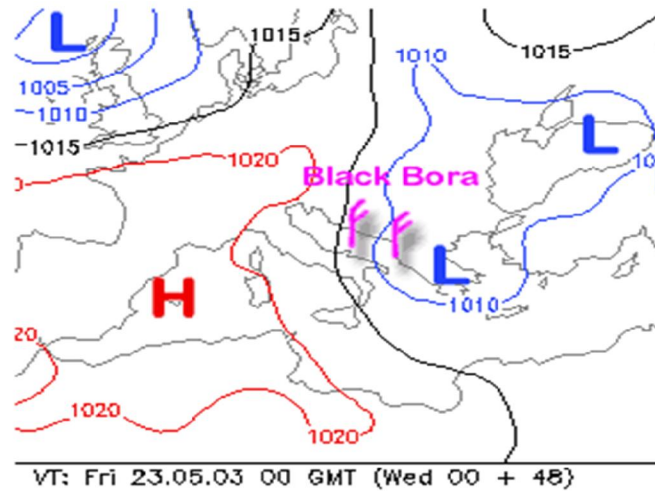
Σχήμα 2.1: Γεωμορφολογικός χάρτης της λεκάνης της Μεσογείου (Κλίμακα 1:5.000.000), (πηγή: ebooks.edu.gr).

Σε ότι αφορά την κυκλογένεση αυτή είναι συνήθως μικρής χωρικής και χρονικής κλίμακας με εμφάνιση δευτερεύουσας κυκλογένεσης η οποία εντοπίζεται με μεγάλη συχνότητα εμφάνισης σε συγκεκριμένες περιοχές που επηρεάζονται από την τοπογραφία της περιοχής (Tibaldi et al 1980). Χωρίζοντας τη Μεσόγειο σε Δυτικό, Κεντρικό και Ανατολικό τμήμα, τα ποιοτικά χαρακτηριστικά της κυκλογένεσης σε καθεμιά από τις παραπάνω περιοχές παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις σε σχέση με τα υπόλοιπα τμήματα, αναδεικνύοντας τους διαφορετικούς μηχανισμούς που διαδραματίζουν τον κυριότερο ρόλο σε καθεμιά από αυτές (Sutcliffe 1960b; Karein 1979; Radinovic 1989; Alpert et al 1990a Shay-El and Alpert 1991).

2.1.1 Άνεμοι στη Μεσόγειο

Α) Άνεμος Μπόρα

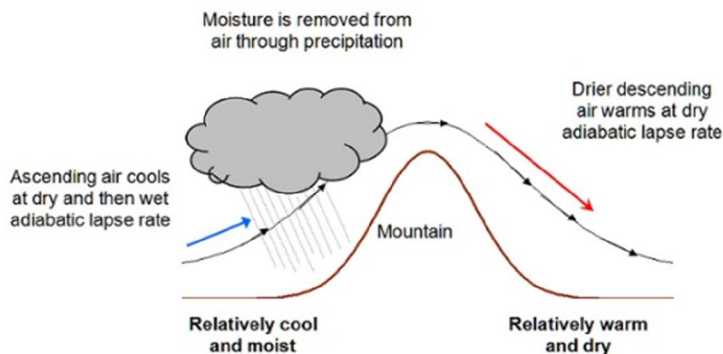
Ο άνεμος Μπόρα πνέει από τις Δειναρικές Άλπεις προς την Αδριατική και μπορεί να φτάσει έως το Ιόνιο πέλαγος ως βόρειος-βορειοδυτικός άνεμος. Δημιουργείται καθώς τα χιόνια που συσσωρεύονται κατά τη διάρκεια του χειμώνα στα οροπέδια των Δειναρικών Άλπεων ψύχουν τον αέρα που βρίσκεται στα χαμηλά στρώματα. Ο ψυχρός πυκνός αέρας ξεχύνεται από τα ανοίγματα και επιταχυνόμενος φθάνει στις πεδινές περιοχές, αποκτώντας μεγάλη ταχύτητα. Ο πολύ ψυχρός αυτός άνεμος μπορεί να φτάσει τους 100 κόμβους. Στην περίπτωση αντικυκλωνικής κυκλοφορίας ο Μπόρα συνοδεύεται από ξηρασία, αίθριο ουρανό και πολύ καλή ορατότητα. Στην περίπτωση κυκλωνικής κυκλοφορίας ο Μπόρα συνοδεύεται από αυξημένη νέφωση και βροχές.



Σχήμα 2.2: Απεικόνιση του ανέμου Μπόρα σε ισοβαρικό χάρτη (Πηγή: weatheronline.gr).

B) Άνεμος Φεν (Foehn)

Οι καταβάτες άνεμοι τύπου Φεν είναι θερμοί και ξηροί άνεμοι, που πνέουν στις υπήνεμες περιοχές οροσειρών ή μεγάλων ορεινών όγκων (Σχήμα 2.3). Όταν μία αέρια μάζα κινούμενη οριζόντια συναντήσει μια οροσειρά θα αναγκαστεί να ανυψωθεί προκυμμένου να περάσει πάνω από το βουνό μεταβάλλοντας με αυτό το τρόπο τα χαρακτηριστικά της. Αναλυτικά, έστω ότι η θερμοκρασία (T) αέριας μάζας στη βάση ενός βουνού είναι 22°C και το σημείο δρόσου (Td) του είναι 12°C. Κατά την άνοδο, εκτονώνεται αδιαβατικά και ψύχεται με ρυθμό που είναι ίσος με την τιμή της ξηρής θερμοβαθμίδας (10°C/χιλιόμετρο), επομένως σε ύψος περίπου ενός χιλιομέτρου η θερμοκρασία θα πέσει στους 12°C. Στο ύψος αυτό θα αρχίσει η συμπύκνωση των υδρατμών. Όταν αρχίσει η συμπύκνωση, ο ρυθμός ψύξης ελαττώνεται με βάση την υγρή θερμοβαθμίδα (6°C/χιλιόμετρα), επομένως, στην κορυφή του βουνού η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου του αέρα θα είναι 6°C. Στην συνέχεια ο αέρας που κατέρχεται στην υπήνεμη πλευρά, συμπιέζεται αδιαβατικά και θερμαίνεται με ρυθμό ίσο με τη ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Ως αποτέλεσμα φτάνει στα χαμηλότερα υψόμετρα ως θερμός και ξηρός αέρας και θα έχει θερμοκρασία 26°C και σημείο δρόσου 10°C.

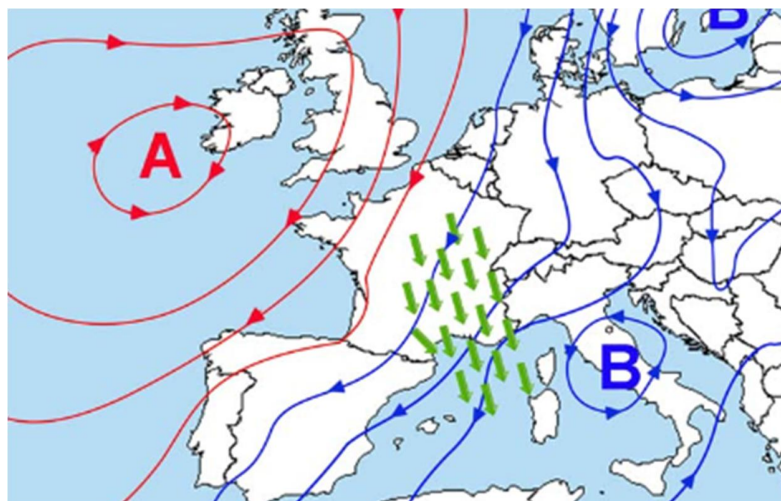


Σχήμα 2.3: Ο άνεμος Φεν (Πηγή: YouWeather.com)

Στην Ελλάδα, η μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης ανέμων τύπου Φεν παρατηρείται στη βόρεια Κρήτη. Οι νότιοι άνεμοι που πνέουν μπροστά από τα βαρομετρικά χαμηλά που διασχίζουν την Μεσόγειο από τα δυτικά προς τα ανατολικά, παίρνουν τη μορφή θερμών και ξηρών καταβατικών ανέμων στο βόρειο τμήμα της Κρήτης.

Γ) Άνεμος Μιστράλ (Mistral)

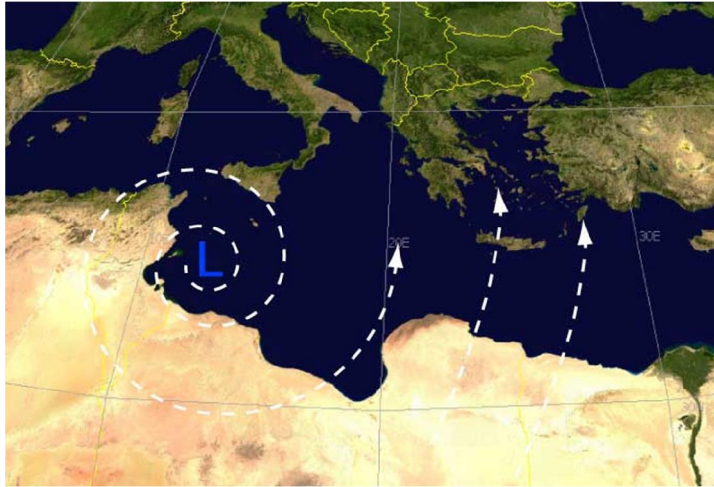
Ο Μιστράλ είναι ένας ακόμη τοπικός άνεμος που παρατηρήτε στη Μεσόγειο. Πρόκειται για έναν ισχυρό και κρύο, βορειοδυτικό άνεμο που φυσά από τη νότια Γαλλία στον Κόλπο του Λιονταριού στη βόρεια Μεσόγειο (Σχήμα 2.4). Ο συνδυασμός ενός αντικυκλώνα στον Βισκαϊκό Κόλπο και ενός βαρομετρικού χαμηλού με κέντρο στην περιοχή του Κόλπου της Γένοβας παράγει τον εν λόγω άνεμο. Διότι, όταν συμβεί αυτό, η ροή του αέρα μεταξύ των περιοχών υψηλής και χαμηλής πίεσης αντλεί ένα ρεύμα ψυχρού αέρα από το βορρά που επιταχύνεται από τους καταβατικούς ανέμους των βουνών που περικλείουν την κοιλάδα του Ροδανού από τα δυτικά και ανατολικά. Έχει μεγάλη επιρροή σε όλη τη μεσογειακή ακτή της Γαλλίας και πολύ συχνά προκαλεί ξαφνικές καταιγίδες στη Μεσόγειο μεταξύ της Κορσικής και των Βαλεαρίδων Νήσων.



Σχήμα 2.4: Άνεμος Μιστράλ. A=Αντικυκλώνας, B=Υφεση. (Πηγή: sailandtrip)

Δ) Άνεμος Σιρόκος (Sirocco)

Διεθνώς ο όρος χρησιμοποιείται για ανέμους του νότιου τομέα. Επομένως, είναι θερμός και ξηρός άνεμος που μεταφέρει ποσότητες σκόνης. Κατά την διέλευση μιας ζαχαριανής ύφεσης (Σχήμα 2.5), οι αέριες μάζες που προέρχονται από τις ερημικές περιοχές της Σαχάρας, είναι ξηρές και θερμές, αλλά, λόγω της επίδρασης των ψυχρών νερών της Μεσογείου, προκαλείται συμπύκνωση των υδρατμών που βρίσκονται στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας. Έτσι, σχηματίζονται χαμηλά νέφη που περιορίζουν σε μεγάλο βαθμό την ορατότητα και συχνά δίνουν ασθενείς φαινόμενα.



Σχήμα 2.5: Άνεμος Σιρόκος. (Πηγή: el.wikipedia.org)

Ε) Ετησίες (μελτέμια)

Οι ετησίες είναι άνεμοι του βόρειου τομέα που πνέουν στο Αιγαίο και στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου (Σχήμα 2.6), κατά τους θερινούς μήνες με μέγιστη συχνότητα τον Ιούλιο και τον Αύγουστο. Είναι αποτέλεσμα του συνδυασμού των υψηλών πιέσεων, που κυριαρχούν στα Βαλκάνια και στην κεντρική Ευρώπη, και των χαμηλών πιέσεων που καταγράφονται στην ανατολική Μεσόγειο με κέντρο την περιοχή της Κύπρου.

Η ένταση των Ετησίων περίπου δύο ημέρες από τη στιγμή της επικράτησης τους παρουσιάζει ημερήσια κύμανση με μέγιστο τις θερμές ώρες τις ημέρας και ελάχιστο τη νύχτα. Αυτό συμβαίνει διότι την ημέρα, με τις ανοδικές κινήσεις του αέρα πάνω από τα νησιά και τα ηπειρωτικά παράλια και τις καθοδικές κινήσεις του πάνω από τη θάλασσα, μεταφέρεται ορμή από το ύψος της κορυφής του οριακού στρώματος προς τα κάτω, με αποτέλεσμα την αύξηση της έντασης των ανέμων. Τη νύχτα, που στο οριακό στρώμα επικρατούν συνθήκες ευστάθειας, δεν γίνεται μεταφορά ορμής και η ένταση του ανέμου μειώνεται σημαντικά.



Σχήμα 2.6: Ετησίες. (Πηγή: hellenicweather.com)

2.2 Μεγάλης Κλίμακας Κινήσεις

Η ατμόσφαιρα είναι ρευστό με σύνθεση θερμοκρασιακή δομή και σύστασή τόσο καθ' ύψος όσο και οριζόντια. Αυτό το μείγμα αερίων βρίσκεται μέσα σε βαρυτικό πεδίο και ακολουθεί την κατανομή ισορροπίας με τα βαρύτερα μόρια όπως είναι φυσικό να βρίσκονται στο χαμηλότερο ύψος και τα ελαφρύτερα σε υψηλότερο. Λόγω των συνεχών μεταβολών και της πολυπλοκότητας των φυσικών διεργασιών υπάρχουν συνεχείς μεταβολές στην υδροστατική ισορροπία. Ο χρόνος που κάνει να επέλθει υδροστατική ισορροπία είναι πολύ μικρότερος σε σχέση με την ισορροπία από την βαρύτητα. Πέρα από αυτό λαμβάνουν μέρος πιο σύνθετες θερμοδυναμικές και μηχανικές διεργασίες όπως επίσης και κάποιες χημικές αντιδράσεις. Επίσης, η μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος (κατακόρυφη θερμοβαθμίδα) είναι διαφορετική καθώς απομακρυνόμαστε από το έδαφος.

2.2.1 Εξίσωση κίνησης μεγάλης κλίμακας

- **Εξίσωση ορμής για ασυμπίεστα ρευστά:**

$$\mathbf{u} \frac{Du}{Dt} = \frac{-1}{\rho} \nabla P + F_c + FT$$

Όπου Du/Dt είναι η ολική παράγωγος ως προς τον χρόνο της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας μίας μοναδιαίας αέριας μάζας καθώς κινείται μέσα στην ατμόσφαιρα.

x-άξονας (Δύση-Ανατολή)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} - fV + V_H \left(\frac{\partial u^2}{\partial^2 x} + \frac{\partial u^2}{\partial^2 y} \right) + V_v \frac{\partial u^2}{\partial^2 z}$$

y-άξονας (Νότος- Βορράς)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + V \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + fu + V_H \left(\frac{\partial V^2}{\partial^2 x} + \frac{\partial V^2}{\partial^2 y} \right) + V_v \frac{\partial V^2}{\partial^2 z}$$

z-άξονας (κατακόρυφος άξονας)

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + V \frac{\partial w}{\partial y} + W \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g + V_H \left(\frac{\partial w^2}{\partial^2 x} + \frac{\partial w^2}{\partial^2 y} \right) + V_v \frac{\partial w^2}{\partial^2 z}$$

Οι παραπάνω εξίσωση προέρχεται από τον δεύτερο νόμο του Νεύτωνα. Το αριστερό μέλος εκφράζει την επιτάχυνση και το αριστερό τις συνιστώσες των δυνάμεων προς την μονάδα μάζας που δρουν στο ρευστό και στις τρεις διαστάσεις.

- **Δύναμη Coriolis F_c**

Ένα σώμα το οποίο κινείται με ταχύτητα V σε επίπεδο κάθετο στον άξονα περιστροφής της Γης δέχεται μία φαινόμενη δύναμη, που καλείται δύναμη Coriolis. Εάν το σύστημα περιστρέφεται αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού (αριστερόστροφα), όπως η Γη, η δύναμη θα έχει φορά προς τα δεξιά της κίνησης του σώματος με ταχύτητα V και αντίστροφα. Η δύναμη αυτή επιδρά μόνο στη διεύθυνση της κίνησης και οφείλεται στην περιστροφή της Γης, ενώ αυξάνει από τον

Ισημερινό, όπου έχει τιμή μηδέν, προς τους πόλους, όπου και λαμβάνει τη μέγιστη τιμή $2\Omega V$. Συγκεκριμένα ισχύει:

$$\vec{F}_c = -2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad \text{ή} \quad F_c = -fkxV$$

όπου

$f = 2\Omega \sin(\varphi)$ αποτελεί την παράμετρο Coriolis

k μοναδιαίο διάνυσμα κάθετο στην οριζόντια επιφάνεια της κίνησης με θετικό πρόσημο προς τα πάνω.

φ γεωγραφικό πλάτος.

- **Δύναμη Τριβής F_T**

Αποδεικνύεται πως η δύναμη τριβής στη μονάδα μάζας έχει τη μορφή:

$$F_T = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z}$$

όπου τ είναι η κατακόρυφη συνιστώσα της διατμητικής τάσης, που αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη μεταφοράς ορμής σε μονάδες Nm^{-2} .

Πάνω από το οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας (τα πρώτα 1500 μέτρα από την επιφάνεια) η δύναμη τριβής είναι πολύ μικρότερη από τις δυνάμεις βαροβαθμίδας και Coriolis, αντίθετα μέσα στο οριακό στρώμα η δύναμη τριβής είναι ανάλογου μεγέθους με τις άλλες δύο δυνάμεις.

- **Δύναμη βαρύτητας και φυγόκεντρος**

Η βαρύτητα έλκει όλα τα σώματα που βρίσκονται στην επιφάνεια προς το κέντρο της μάζας της Γης. Η φυγόκεντρος δύναμη τείνει να εκτρέψει όλα τα σώματα προς τα έξω από τον άξονα της πλανητικής περιστροφής. Επομένως, οι δύο αυτές δυνάμεις έχουν αντίθετη κατεύθυνση. Ο συνδυασμός των δύο αυτών δυνάμεων καθορίζει την ενεργό επιτάχυνση της βαρύτητας ($g_{\text{effective}}$), η οποία περιλαμβάνει εκτός της επιτάχυνσης της βαρύτητας την επιτάχυνση της φυγόκεντρος.

$$g_{\text{effective}} = g + \Omega^2 r$$

όπου Ω είναι ο ρυθμός περιστροφής του συστήματος συντεταγμένων σε ακτίνια ανά δευτερόλεπτο (s^{-1}) και r είναι η απόσταση από τον άξονα περιστροφής.

2.2.2 Άνεμοι

- **Γεωστροφικός άνεμος**

Ο γεωστροφικός άνεμος (V_g) ορίζεται μόνο στο πεδίο των ταχυτήτων που ικανοποιεί τις εξισώσεις της γεωστροφικής ισορροπίας. Στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, πάνω από το οριακό στρώμα, όπου η δύναμη τριβής θεωρείται αμελητέα, μπορεί να θεωρηθεί ότι ο μόνος όρος που εξισορροπεί τη δύναμη Coriolis F_c είναι η δύναμη βαροβαθμίδας α_{PGF} , η οποία τον μετακινεί

αρχικά από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις. Την στιγμή που μεταβάλλει την κινητική του κατάσταση, δρα η δύναμη Coriolis και τον εκτρέπει, στο βόρειο ημισφαίριο, προς τα δεξιά της ροής.

Για μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη ισχύει:

$$V_g = \frac{1}{\rho f} \frac{Dp}{Dn}$$

όπου f : η Coriolis παράμετρος

ρ : η πυκνότητα του αέρα και

$\frac{Dp}{Dn}$: η οριζόντια βαθμίδα της πίεσεως κατά μήκος της καθέτου προς τις ισοβαρείς.

Γνωρίζοντας μόνο το πεδίο της πίεσης είναι εύκολο να καθοριστεί ο γεωγραφικός άνεμος ο οποίος προσεγγίζει τον πραγματικό οριζόντιο άνεμο με ακρίβεια 10 με 15% στα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

- **Αγεωστροφικός άνεμος**

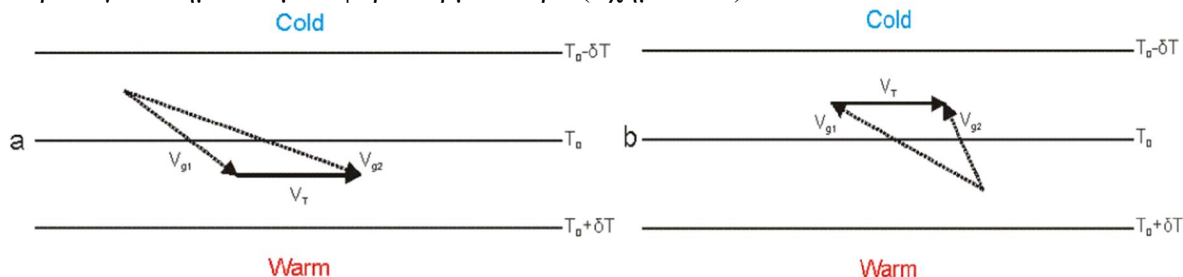
Ως αγεωστροφικός άνεμος (V_{ag}) ορίζεται η διανυσματική διαφορά του πραγματικού (V) και του γεωστροφικού ανέμου, δηλαδή:

$$V_{ag} = V - V_g$$

Ο άνεμος αυτός ουσιαστικά αναφέρει την απόκλιση του πραγματικού ανέμου από τον γεωστροφικό. Η απόκλιση αυτή μπορεί να οφείλεται στην τριβή, στις αλλαγές στο πεδίο πίεσεων με τον χρόνο, όταν οι ισοβαρείς είναι καμπύλες, όταν η μετατόπιση ως προς το γεωγραφικό πλάτος είναι έντονη.

- **Θερμικός άνεμος**

Ο θερμικός άνεμος (V_T) στην πραγματικότητα είναι η κατακόρυφη μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου που οφείλεται στην οριζόντια θερμοβαθμίδα και ορίζεται ως η διανυσματική διαφορά των γεωστροφικών ανέμων δύο ισοβαρικών επιφανειών. Πνέει παράλληλα προς τις ισόθερμες καμπύλες έχοντας πάντα το θερμό αέρα προς τα δεξιά. Επομένως, ισχύει ότι στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, κατά φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού σημαίνει μεταφορά κρύου αέρα (Σχήμα 2.7a). Ενώ η καθ' ύψος στροφή κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού σημαίνει μεταφορά θερμού αέρα (Σχήμα 2.7b).



Σχήμα 2.7: (a) Ψυχρή μεταφορά. (b) Θερμή μεταφορά. (Πηγή: Κατσαφάδος Π. Αρχές Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας – 2019)

Εκτός από την σημαντική σημασία του για την προσέγγιση της οριζόντιας μεταφοράς θερμοκρασίας, ο θερμικός άνεμος αποτελεί ένα διαγνωστικό εργαλείο για την συσχέτιση της μεταβολής του γεωστροφικού ανέμου με το ύψος με την οριζόντια θερμοβαθμίδα. Για τον υπολογισμό του μέτρου της ταχύτητας του χρησιμοποιείται η σχέση:

$$V_T = \frac{g}{f\bar{T}} \frac{\Delta\bar{T}}{\Delta n} \Delta z$$

όπου $\frac{\Delta\bar{T}}{\Delta n}$ η οριζόντια θερμοβαθμίδα της μέσης θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού στρώματος πάχους Δz .

Ισχυρός θερμικός άνεμος σημαίνει μεγάλη τιμή στην οριζόντια θερμοβαθμίδα επομένως και ισχυρή βαροκλιτικότητα. Αντίθετα, σε μία βαροτροπική ατμόσφαιρα δεν παρατηρείτε ούτε μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, ούτε υπάρχει θερμικός άνεμος.

- **Άνεμος βαθμίδας**

Είναι γνωστό ότι τα πεδία των ισοβαρών-ισοϋψών γραμμών δεν είναι πάντα ευθύγραμμα, πολλές φορές καμπυλώνουν. Επομένως, στα μόρια του αέρα ασκείται η φυγόκεντρος δύναμη που τα εκτρέπει από την τροχιά τους. Στην περίπτωση που ισχύει $F_T=0$, ο άνεμος που φυσά, ως αποτέλεσμα της τέλει ισορροπίας των τριών δυνάμεων F_B , F_C , F_ϕ ονομάζεται άνεμος βαθμίδας. Στην κυκλωνική τροχιά, η φυγόκεντρος ενισχύεται από την coriolis, επειδή δρουν και οι δύο δεξιά της κίνησης, συνεπώς η ταχύτητα του ανέμου είναι μικρότερη του γεωστροφικού. Σε αντικυκλωνική ροή η φυγόκεντρος και η coriolis είναι αντίθετες με αποτέλεσμα να πρέπει να αναπτυχθεί υπεργεωστροφική ταχύτητα ανέμου για να επιτευχθεί ισορροπία.

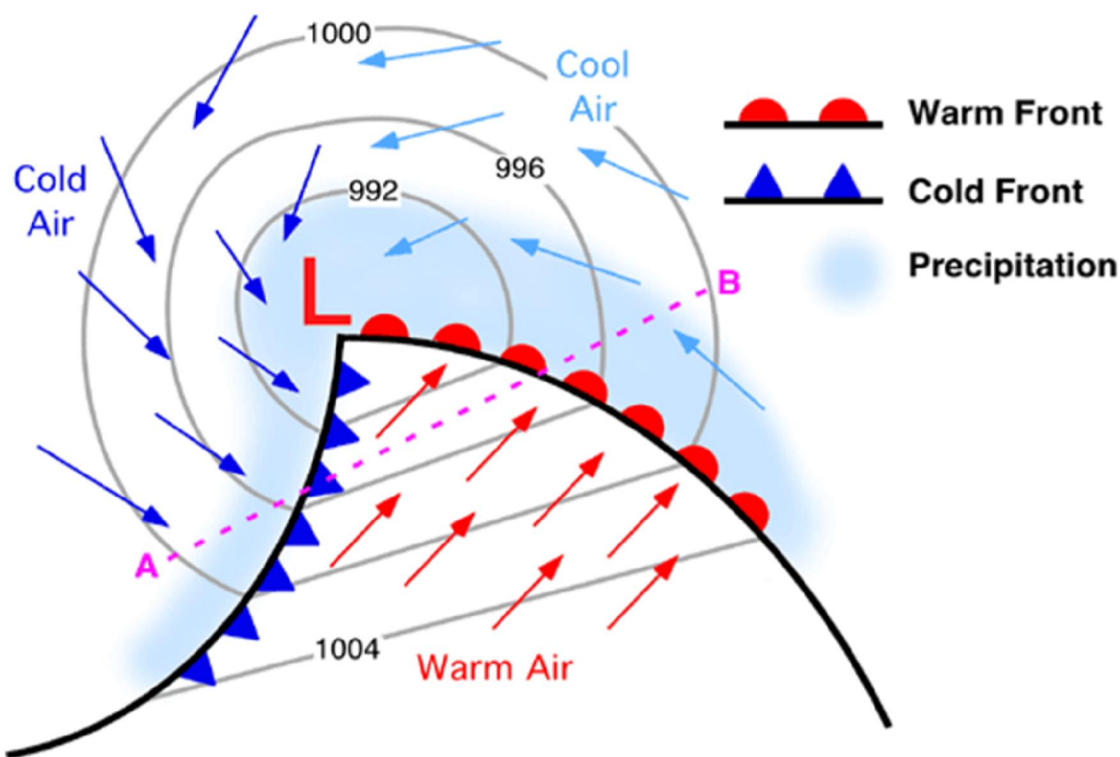
2.3 Υφέσεις

Η ύφεση (Low) δηλαδή το βαρομετρικό χαμηλό, αποτελεί ένα βαρομετρικό σύστημα, που κύριο χαρακτηριστικό του είναι η κακοκαιρία. Στην ύφεση οι ισοβαρείς είναι κλειστές, κυκλικές ή ελλειπτικές και η τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο.

2.3.1 Χαρακτηριστικά των υφέσεων

Οι υφέσεις δημιουργούνται με την συνάντηση δυο εντελώς διαφορετικών, ως προς τα θερμοϋδρομετρικά χαρακτηριστικά τους, αέριες μάζες. Σχηματίζονται εκεί όπου μια ψυχρή αέρια μάζα συναντιέται με μια θέρμη αέρια μάζα. Επί της ουσίας, η ανάμειξη των αερίων μαζών θα οδηγήσει στη δημιουργία ενός μετώπου κατά μήκος του οποίου παρατηρείτε κυκλωνική διάτμηση (shear) του ανέμου. Ο σχηματισμός τους προϋποθέτει η διάτμηση να είναι σημαντική, ώστε να προκαλέσει την εμφάνιση διαταραχών υπό την μορφή κυμάτων. Στην περιοχή αυτών των διαταραχών παρατηρείτε πτώση της πίεσης στην επιφάνεια με αποτέλεσμα να εμφανίζεται ένα

βαρομετρικό χαμηλό. Αυτή η φάση ονομάζεται πρώτο στάδιο της ύφεσης, αν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι ευνοϊκές καθ' ύψος τότε θα αρχίσει να βαθιάει και να οργανώνεται καλύτερα. Κάθε ύφεση συνοδεύεται από δύο μέτωπα κακοκαιρίας, ένα θερμό και ένα ψυχρό να το ακολουθεί (Σχήμα 2.8). Το τμήμα που βρίσκεται μεταξύ του θερμού και του ψυχρού μετώπου καλείται θερμός τομέας της ύφεσης, καταλαμβάνει την μικρότερη περιοχή της ύφεσης. Επειδή όμως, το ψυχρό μέτωπο κινείται πιο γρήγορα από το θερμό, ο θερμός τομέας συνεχώς περιορίζεται με αποτέλεσμα την διάλυση της ύφεσης. Στην ουσία η διάλυση οφείλεται στην έλλειψη της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας στο εσωτερικό της ύφεσης, εξαιτίας της εξασθένησης των θερμοκρασιακών αντιθέσεων των δύο αερίων μαζών. Οι άνεμοι στην επιφάνεια, δηλαδή στο τμήμα της ύφεσης που βρίσκονται μέσα στο στρώμα τριβείς, τέμνουν με μία μικρή γωνία τις ισοβαρείς, με αποτέλεσμα την σύγκλιση αερίων μαζών προς το κέντρο. Εν συνεχεία, δημιουργούνται ανοδικές κινήσεις στο κέντρο (αρχή διατήρησης μαζών), αδιαβατική ψύξη και δημιουργία νεφών. Ο κύριος όγκος της νέφωσης αναπτύσσεται μπροστά από το θερμό μέτωπο και σε μία λεπτή ζώνη κατά μήκος του ψυχρού μετώπου. Η διάμετρος των υφέσεων, κυμαίνεται από 300 έως 4000km, με τυπική διάμετρο 2000km.



Σχήμα 2.8: Μέτωπα, άνεμοι, νέφωση, πίεση και είδος αερίων μαζών όπως εμφανίζονται σε μια ώριμη ύφεση των μέσων γεωγραφικών πλατών. (Πηγή: physicalgeography)

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, οι υφέσεις κινούνται, με ελάχιστες εξαιρέσεις, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, όσες βρίσκονται σε πλήρη ανάπτυξη, κινούνται κατά τη διεύθυνση των ισοβαρών του θερμού τομέα τους. Αναλυτικότερα, οι ισοβαρείς καμπύλες σε μια ύφεση κάμπτονται κατά μήκος των μετώπων και είναι σχεδόν παράλληλες ευθείες στον θερμό τομέα, αυτό δικαιολογεί και την σχεδόν σταθερή διεύθυνση του ανέμου που παρατηρείται στην περιοχή. Έτσι, η διεύθυνση της υφέσεως καθορίζει και τους ανέμους στο θερμό τομέα που είναι νότιοι ή νοτιοδυτικοί. Στον ψυχρό τομέα όμως οι άνεμοι στρέφονται κατά την κυκλωνική φορά, και

επομένως από ανατολικοί – νοτιοανατολικοί, που πνέουν μπροστά από το θερμό μέτωπο, να στρέφονται σιγά σιγά σε δυτικούς - βορειοδυτικούς πίσω από το ψυχρό μέτωπο. Η μέση ταχύτητα μιας ύφεσης των μέσων γεωγραφικών πλατών κυμαίνεται γενικά από 30Km/h έως 50Km/h βέβαια αυτό διαφέρει από ύφεση σε ύφεση. Κατά κανόνα κινούνται πιο γρήγορα όταν βρίσκονται στο αρχικό στάδιο με την ταχύτητα να μειώνεται έως και 100% στο στάδιο της σύσφιξης. Επίσης την ψυχρή περίοδο του έτους η ταχύτητα αυξάνεται εξαιτίας της έντονης κυκλοφορίας στην μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα.

2.3.2 Υφέσεις της Μεσογείου

Οι υφέσεις της Μεσογείου αποτελούν τα βασικά συστήματα καιρού, συνοπτικής κλίμακας, που διαμορφώνουν τον καιρό στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, κατά τη χειμερινή περίοδο. Οι υφέσεις αυτές διακρίνονται σε:

- Υφέσεις που δημιουργούνται μέσα στην περιοχή της Μεσογείου.
- Υφέσεις που προέρχονται από τον Ατλαντικό, οι οποίες περνούν μέσω του στενού του Γιβλαρτάρ ή της περιοχής των Πυρηναίων στη δυτική Μεσόγειο και εκεί αναδιοργανώνονται και συνεχίζουν την πορεία τους προς τα ανατολικά και
- Υφέσεις που προέρχονται από την περιοχή της Σαχάρας, νότια της οροσειράς του Άτλαντα, κινούνται προς τα βόρεια και επηρεάζουν τη Μεσόγειο (Σαχαριανές υφέσεις) (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004).

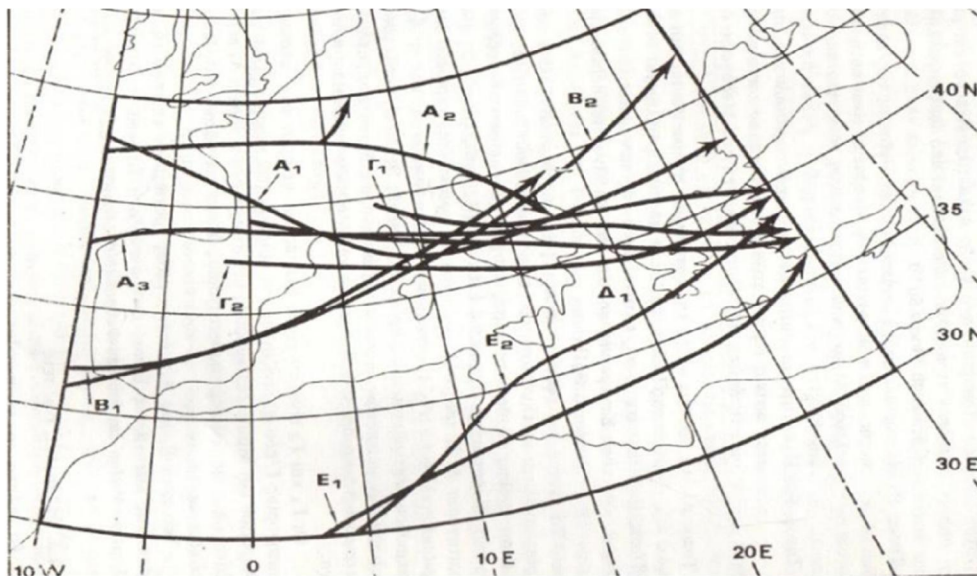
Η δυτική Μεσόγειος όπως και η περιοχή στα νότια-νοτιοανατολικά της οροσειράς του Άτλαντα, αποτελούν περιοχές σημαντικής κυκλογέννησης. Οι υφέσεις της κεντρικής και ανατολικής Μεσογείου σχηματίζονται κυρίως στην Αδριατική, στη νότια Ιταλία, στο Αιγαίο πέλαγος καθώς επίσης και στην περιοχή της Κύπρου (Χορλακί, 2002). Σύμφωνα με τον Sutcliffe (1960), κυρίως κατά την χειμερινή περίοδο, το 69% του συνόλου των υφέσεων της Μεσογείου δημιουργείται στον κόλπο της Γένοβας, το 18% είναι Σαχαριανές υφέσεις, το 9% προέρχονται από τον Ατλαντικό και το 4% των μεσογειακών υφέσεων λαμβάνουν χώρα στην κεντρική και ανατολική Μεσόγειο. Πρόσφατες μελέτες (Berckmans et al, 2013) έχουν δείξει ότι η καλύτερη αναπαράσταση και ανάλυση της ορογραφίας έχει συμβάλει στην βελτίωση των αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης του καιρού, υποδηλώνοντας έτσι ότι μεγαλύτερη ανάλυση των ατμοσφαιρικών διεργασιών, όπως για παράδειγμα το σπάσιμο των κυμάτων Rossby είναι δευτερεύουσα σημασίας.

2.3.3 Ταξινόμηση των υφέσεων της Μεσογείου

Με βάση τις τροχιές που ακολουθούν τα κέντρα υφέσεων (Φλόκας, 1992) πραγματοποιήθηκε ταξινόμηση των υφέσεων της Μεσογείου. Προέκυψαν πέντε τύποι, οι εξής:

- Τύπος Α: Οι υφέσεις της κατηγορίας αυτής εισέρχονται στη περιοχή της Μεσογείου από τον Β. Ατλαντικό Ωκεανό και συγκεκριμένα από την περιοχή που περικλείεται από τους παραλλήλους γεωγραφικού πλάτους 40° Β και 50° Β.

- Τύπος Β: Η βασική περιοχή δημιουργίας των υφέσεων της κατηγορίας αυτής, που εισέρχονται στη λεκάνη της Μεσογείου είναι αυτή του Α. Ατλαντικού, που βρίσκεται νοτιότερα του παραλλήλου των 40° Β.
- Τύπος Γ: Σε αυτόν τον τύπο περιλαμβάνονται όλες οι υφέσεις που αναπτύσσονται στη δυτική και βόρεια λεκάνη της Μεσογείου.
- Τύπος Δ: Περιλαμβάνει τις υφέσεις που σχηματίζονται στο βόρειο τμήμα της Ιταλίας και στην Αδριατική θάλασσα.
- Τύπος Ε: Οι υφέσεις αυτής της κατηγορίας είναι Σαχαριανής προέλευσης και κινούνται βόρεια προς τη Μεσόγειο θάλασσα.



Σχήμα 2.9: Μέσες τροχιές των κέντρων μετωπικών υφέσεων της Μεσογείου (Φλόκας, 1992).

Ανάλογα με την εποχή του έτους, τα κέντρα των υφέσεων των παραπάνω κατηγοριών, ακολουθούν συγκεκριμένες τροχιές. Επομένως με βάση τα κέντρα τους προκύπτουν 10 βασικές τροχιές των υφέσεων (Σχήμα 2.9).

2.4 Κυκλογένεση

2.4.1 Τύποι Κυκλογένεσεων

Σύμφωνα με τον ερευνητή Cohen (1996) οι κυκλογενέσεις χωρίζονται σε δύο τύπους, με βάση τη δημιουργία και την ενίσχυσή τους, αυτοί είναι:

Κυκλογένεση τύπου Α: Η κυκλογένεση τύπου Α ξεκινά από τα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, στην περιοχή όπου παρατηρείται μέγιστη βαροκλινικότητα χωρίς ωστόσο να σημειώνεται αξιόλογη μεταφορά στροβιλισμού. Ο αυλώνας στα ανώτερα στρώματα, δεν προϋπάρχει, αλλά αναπτύσσεται καθώς η ύφεση στη μέση στάθμη θάλασσας ενισχύεται λόγω θερμικής μεταφοράς. Καθώς η ύφεση φτάνει στο στάδιο της σύσφιξης, η βαροκλινικότητα

εξασθενεί, με αποτέλεσμα η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια να μετατρέπεται σε κινητική, όπως προαναφέρθηκε.

Κυκλογένεση τύπου Β: Η κυκλογένεση αυτού του τύπου πραγματοποιείται όταν ένας προϋπάρχων αυλώνας στα ανώτερα τροποσφαιρικά στρώματα κινείται πάνω από περιοχή θερμής μεταφοράς στην επιφάνεια, όπου μπορεί να υπάρχει και κάποιο μέτωπο. Μπροστά από τον αυλώνα (συνήθως στα ανατολικά χείλη) σημειώνεται ισχυρή μεταφορά στροβιλισμού. Η απόσταση διαχωρισμού μεταξύ ανώτερου αυλώνα και της ύφεσης συνεχώς ελαττώνεται καθώς η ύφεση ενισχύεται, ενώ ο άξονας που ενώνει τα κέντρα των δυο συστημάτων τείνει να γίνει κατακόρυφος. Η βαροκλιτικότητα και η θερμή μεταφορά αρχικά είναι μικρή και ενισχύεται στα επόμενα στάδια ανάπτυξης της ύφεσης. Καθώς το σύστημα φτάνει στο στάδιο μέγιστης ανάπτυξης η μεταφορά στροβιλισμού εξασθενεί και ο αεροχείμαρρος τροφοδοτεί τα ανώτερα στρώματα με κινητική ενέργεια.

2.4.2 Χαρακτηριστικά της Εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο

Σύμφωνα με τον Bergeron (1954) ως εκρηκτικά χαμηλά ονομάζονται τα βαρομετρικά χαμηλά των μέσων γεωγραφικών πλατών όπου χαρακτηρίζονται από ασυνήθιστα υψηλό ρυθμό πτώσης της πίεσης, να φτάνει κατά μέσο όρο τουλάχιστον 1hpa /1hr για χρόνο ενός εικοσιτετραώρου. Ο ορισμός αυτός δεν περιγράφει το φαινόμενο σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη, επομένως απαραίτητη προϋπόθεση είναι να πραγματοποιηθεί κανονικοποίηση του πραγματικού ρυθμού πτώσης της πίεσης (NDRc) στις 60°N (Sanders and Gyakum 1980):

$$NDRc = \frac{\Delta P \sin 60^\circ}{24 \sin \varphi}$$

Όπου:

ΔP είναι η διαφορά πίεσης του κέντρου η οποία λαμβάνει χώρα στο 24ωρο και φ είναι το γεωγραφικό πλάτος.

Ο Radinovic (1965b), χρησιμοποιώντας ως μέτρο της έντασης μιας ύφεσης τη Λαπλασιανή του πεδίου της πίεσης, παρατήρησε ότι οι υφέσεις με τη μεγαλύτερη ένταση σχηματίζονται συχνότερα στη θάλασσα της Μεσογείου, παρά στην ξηρά. Οι Capaldo et al (1980), Mayençon (1982, 1984), Billing et al (1983), Karacostas and Flocas (1983), Jansà (1983), Prezerakos and Michaelides (1989), αλλά και οι Lagouvardos et al (1999), Pytharoulis et al (2000), Reale and Atlas (2001), Emanuel (2005), Fita et al (2007), σε μικρότερη χωρική κλίμακα, έχουν μελετήσει μεμονωμένες περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο οι οποίες παρουσιάζουν χαρακτηριστικά τροπικών κυκλώνων (tropical like cyclones). Τα χαρακτηριστικά των συστημάτων που παρουσιάζουν εκρηκτική κυκλογένεση στη Μεσόγειο παρουσιάζουν σε έναν αριθμό περιπτώσεων ομοιότητες με αυτά των κυκλώνων των τροπικών περιοχών: ύπαρξη θερμού αέρα στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας σε συνδυασμό με μια ανέφελη περιοχή γύρω από το κέντρο του συστήματος η οποία περιβάλλεται από ζώνη ισχυρών επιφανειακών ανέμων και νεφικά στρώματα σε σπειροειδή διάταξη αποτελούμενα από νέφη ισχυρής κατακόρυφης ανάπτυξης, προκαλώντας έντονα φαινόμενα (Böttger et al 1975; Bosart 1981; Gyakum 1983b; Mayençon 1984).

Σύμφωνα με τον ερευνητή Sanders (1986), η συχνότητα εμφάνισης της εκρηκτικής κυκλογένεσης όχι μόνο στη Μεσόγειο αλλά σε όλο το Β. Ημισφαίριο, σαν συνάρτηση του ρυθμού βάρυνσης αυτών, συμπεραίνει χαρακτηριστικά ότι τα Μεσογειακά εκρηκτικά χαμηλά είναι

συνολικά πιο ήπια από ότι τα αντίστοιχα πάνω από τους ωκεανούς. Επίσης, η μελέτη του Sanders (1986) έδειξε ότι η εκρηκτική κυκλογένεση στη Μεσόγειο αποτελεί φαινόμενο με πολύ μικρότερη συχνότητα εμφάνισης σε σύγκριση με την κοινή κυκλογένεση. Επιπλέον, δεν καταγράφηκαν εκρηκτικά χαμηλά στη Μεσόγειο με ισχυρό ρυθμό πτώσης της πίεσης (> 1.8 Bergerons¹) καταδεικνύοντας έτσι ότι είναι ασθενέστερα σε σχέση με τα αντίστοιχα πάνω από τους ωκεανούς. Το γεγονός αυτό είχε ως αποτέλεσμα οι Sanders and Gyakum (1980) να εξαιρέσουν την περιοχή της Μεσόγειο από την κλιματολογική μελέτη των εκρηκτικών χαμηλών του Β. Ημισφαιρίου.

Όσον αφορά την κλιματολογία των εκρηκτικών χαμηλών στη Μεσόγειο οι πρώτες μελέτες παρουσιάστηκαν από τον Conte (1986) και τους Conte et al (1997) με τη βοήθεια συνοπτικών αναλύσεων επιφάνειας. Βρέθηκαν 78 περιπτώσεις σε ένα διάστημα 20 ετών (1965-1984), αποδεικνύοντας τη σπανιότητα του φαινομένου στη λεκάνη της Μεσόγειου. Η γεωγραφική κατανομή του φαινομένου στη Μεσόγειο κατά τη διάρκεια της μέγιστης βάθυνσης τους (Conte 1986), δείχνει ότι οι τρεις περιοχές που ευνοούν την εκρηκτική κυκλογένεση είναι: α) Η Κεντρική Αδριατική, β) Η περιοχή που περικλείεται από την περιοχή μεταξύ του κεντρικού Τυρρηνικού Πελάγους, Σαρδηνίας και Κορσικής και γ) Το νότιο Αιγαίο Πέλαγος. Το φαινόμενο στη Μεσόγειο παρουσιάζει μέγιστη συχνότητα εμφάνισης τον Δεκέμβριο, ενώ για όλο το Β. Ημισφαίριο σύμφωνα με τη μελέτη των Sanders and Gyakum (1980), κατά τη διάρκεια του Ιανουαρίου. Αναλύοντας την κατανομή της μέσης θερμοκρασίας θάλασσας τον Ιανουάριο στη Μεσόγειο (Conte 1986), συμπεραίνει κανείς ότι η γεωγραφική κατανομή της εκρηκτικής κυκλογένεσης λαμβάνουν χώρα κυρίως κοντά στις ισχυρότερες βαθμίδες της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας ή ελάχιστα νοτιότερα αυτών.

Κάποιες μελέτες έχουν εστιάσει στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία και τη δυναμική της τροπόσφαιρας, θεωρώντας την ως φαινόμενο συνοπτικής κλίμακας (Sanders 1986; Konrad and Collucci 1988; Manobianco 1989; Wash et al. 1992; Lackmann et al. 1996; Wang and Rogers 2001), ενώ διάκριση ανάμεσα στις δυναμικές και θερμοδυναμικές διεργασίες που συμβάλουν στην εκρηκτική κυκλογένεση σε σχέση με την κοινή κυκλογένεση παρουσιάζονται στους ερευνητές Gyakum and Danielson (2000). Αναλυτικότερα, οι σημαντικότεροι παράγοντες που συντελούν στην έναρξη της εκρηκτικής κυκλογένεσης είναι:

- Η ενισχυμένη βαροκλινικότητα των χαμηλών στρωμάτων της τροπόσφαιρας (Rogers and Bosart 1991),
- η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας (Gyakum 1983b; Kuo et al. 1991),
- η θέρμανση των κατωτέρων στρωμάτων λόγω επίδρασης της θερμότερης θάλασσας σε σχέση με τον παρακείμενο ψυχρότερο αέρα (Davis and Emanuel 1988; Hedley and Yau 1991) και
- η ασθενής στατική ευστάθεια (Reed and Albright 1986; Gyakum and Barker 1988)

Σημαντικό παράγοντα για την έναρξη του φαινομένου αποτελεί, επίσης, η υποστήριξη από την δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων της τροπόσφαιρας μέσω διαφόρων διεργασιών οι οποίες συχνά αλληλεπιδρούν μεταξύ τους (Bosart and Lin 1984; Colucci 1985; Rogers and Bosart 1986; Zehnder and Keyser 1991; Roebber 1993; Strahl and Smith 2001).

Οι Rogers και Bosart (1986) διαχώρισαν σε τέσσερα στάδια την εκρηκτική κυκλογένεση:

α) Αρχικό στάδιο: Περιλαμβάνει τη περίοδο όπου αρχίζει ο σχηματισμός μιας περιοχής με χαμηλή πίεση μέχρι και την χρονική στιγμή που ξεκινά η ταχεία βάθυνση,

¹ Σύμφωνα με το ρυθμό πτώσεις της πίεσης τα εκρηκτικά χαμηλά κατηγοριοποιούνται ως εξής: α) ασθενής (1 - 1.2 Bergerons), β) μέτρια (1.3 - 1.8 Bergerons) και γ) ισχυρά (πάνω από 1.8 Bergerons).

β) Εκρηκτικό στάδιο: Η περίοδος όπου παρουσιάζεται ο εκρηκτικός ρυθμός πτώσης της πίεσης (≤ 1 Bergeron),

γ) Ωριμο στάδιο: Η ταχεία πτώση της πίεσης του κέντρου σταματά, ενώ η ένταση (intensity) και οι χωρικές διαστάσεις του χαμηλού παραμένουν σχεδόν στάσιμες,

δ) Στάδιο διάλυσης: Αρχικά παρουσιάζεται σταδιακή ελάττωση του ρυθμού ανάπτυξης (NDRc < 1), ενώ στη συνέχεια ξεκινάει η άνοδος της πίεσης, η μείωση της έντασης του συστήματος και η κυκλοδιάλυση.

Οι ερευνητές Konrad και Colucci (1988) διαχώρισαν τις περιπτώσεις των εκρηκτικών κυκλογενέσεων ανάλογα με το αν, στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa, αναπτύσσονταν κυκλωνική ή αντικυκλωνική κυκλοφορία μέσα σε χρονικό διάστημα 48ωρων περίξ από τη μέση θέση του επιφανειακού χαμηλού κατά τη διάρκεια του σταδίου εκρηκτικής βάθυνσης, στις παρακάτω κατηγορίες:

1. Περιπτώσεις επιφανειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης οι οποίες ξεκινούν με την παρουσία κυκλογενετικής δραστηριότητας στα 500hPa,

2. Περιπτώσεις επιφανειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης οι οποίες ξεκινούν να σχετίζονται με την παρουσία αντικυκλώνα μεγάλης κλίμακας στα 500hPa, με τη μορφή εμποδισμού, ο οποίος δρα ως μια δυναμικά ασταθής έξαρση και στα ανατολικά του κράσπεδα αναπτύσσονται ανώτερες διαταραχές και,

3. Περιπτώσεις επιφανειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης οι οποίες δεν συνδέονται με καμία από τις δυο παραπάνω μορφές κυκλοφορίας στα 500hPa (wave category).

2.4.3 Τύποι Εκρηκτικής Κυκλογένεσης στην Μεσόγειο

Το συντριπτικά μεγαλύτερο τμήμα της εκρηκτικής κυκλογένεση στην Μεσόγειο ακολουθεί δυο κύριους συνοπτικούς τύπους ανάλογα με τα διαφορετικά θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά και την δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων που παρουσιάζουν (Conte (1986):

α) Ο τύπος KF (Karacostas and Flocas 1983), ο οποίος χαρακτηρίζει εκείνη την κατηγορία των εκρηκτικών υφέσεων όπου το χαμηλό αναπτύσσει ισχυρό ρυθμό πτώσης της πίεσης σαν αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης μεταξύ μιας διαταραχής μεγάλου μήκους κύματος και μίας αντίστοιχης μικρού μήκους κύματος πάνω σε μια προϋπάρχουσα βαροκλιτική ζώνη. Στα ανώτερα στρώματα, ο συνδυασμός του ισχυρού θετικού στροβιλισμού με την έντονη ψυχρή μεταφορά, καθώς και οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στα κατώτερα στρώματα συμβάλλουν στην ενίσχυση της ισχυρής και ταχείας πτώσης της πίεσης στην επιφάνεια. Στον συγκεκριμένο τύπο σημαντικό ρόλο διαδραματίζει και η ύπαρξη του αεροχειμμάρου, ο οποίος τροφοδοτεί τη μεγάλη μήκους κύματος διαταραχή με την απαιτούμενη τυρβώδη κινητική ενέργεια, όπου σε συνδυασμό με διαβατικές διεργασίες στα κατώτερα στρώματα (ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας), συμβάλλουν στην περαιτέρω βάθυνσή της ύφεσης (Orlanski and Sheldon 1995). Σε αυτόν τον τύπο ωστόσο, έχει καθοριστική σημασία η επίδραση της οροσειράς των Άλπεων, αφού στα υπήνεμα παρατηρείται η δημιουργία της μικρής κλίμακας διαταραχής, στοιχείο το οποίο αποτελεί την επικρατούσα συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας κατά την ψυχρή περίοδο του έτους. Στην ουσία, οι μετωπικές υφέσεις μεγάλης κλίμακας από το Βόρειο Ατλαντικό εισβάλλουν στη Μεσόγειο διαμέσου της βορειοδυτικής Ευρώπης με κίνηση κάθετη σε σχέση με τον προσανατολισμό των Άλπεων ευνοώντας με τον τρόπο αυτόν την κυκλογένεση στα υπήνεμα. Σε δεύτερο χρόνο το υπήνεμο επιφανειακό ρηχό χαμηλό βαθαίνει ως αποτέλεσμα της

αλληλεπίδρασης με τη μεγάλου μήκους κύματος διαταραχή η οποία εμφανίζεται σαν μια ανώτερη trough ή σαν ένα επιφανειακό ψυχρό μέτωπο η οποία ακολουθεί την ύφεση στην επιφάνεια με Δ-ΒΔ κλίση. Τέλος, σε αυτόν τον τύπο η συχνότητα εμφάνισης μεγιστοποιείται κατά τη χειμερινή περίοδο (Conte et al (1997)). Αυτό αποδίδεται στο γεγονός ότι κατά τη διάρκεια του χειμώνα και ιδίως τον Ιανουάριο, το μοτίβο της συνοπτικής κυκλοφορίας στη Μεσόγειο, ευνοεί τη δημιουργία κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων και των Πυρηναίων Ορέων (Trigo et al 2002).

β) Ο τύπου CC (Capaldo et al 1980) αναφέρεται στην ύφεση, συνήθως μικρής χωρικής κλίμακας, η οποία προερχόμενη από τη Βόρεια Αφρική, πολλές φορές δημιουργείται στα υπήνεμα των οροσειρών του Ατλαντα, αλληλεπιδρά με μια ύφεση ή διαταραχή η οποία κινείται από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη και εισβάλλει στη Μεσόγειο από τα βόρεια. Σε αυτόν τον τύπο, έχει καθοριστική σημασία η ύπαρξη και η συμπεριφορά του αεροχείμαρρου των χαμηλών υψών² (low level jet) σε συνδυασμό με την ύπαρξη ισχυρής βαροκλιδικότητας στα χαμηλά στρώματα, που οφείλεται στην ισχυρή θερμοκρασιακή αντίθεση των αερίων μαζών που συναντιούνται. Αξίζει να αναφερθεί στο σημείο αυτό ότι σε κυκλογενέσεις των μέσων γεωγραφικών πλατών η ύπαρξη αεροχείμαρρου χαμηλών υψών αποτελεί κύριο γνώρισμα των ισχυρών μετωπικών επιφανειών ή βαροκλιδικών ζωνών που συνοδεύουν τις υφέσεις αυτές, σχηματιζόμενος μπροστά από το ψυχρό μέτωπο της επιφανειακής ύφεσης (Bader et al 1995). Επιπλέον, στα αρχικά στάδια του συγκεκριμένου τύπου επικρατούν υψηλές τιμές στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα, που προκαλούνται από την αντίστοιχη ισχυρή διάτμηση του ανέμου εξαιτίας της προσέγγισης του κλάδου του πολικού αεροχείμαρρου (PFJ) με τον υποτροπικού αεροχείμαρρου (STJ). Ο πολικός αεροχείμαρρος συνοδεύει την κίνηση της ύφεσης από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη προς την περιοχή της Μεσογείου, ενώ ο υποτροπικό μετατοπίζεται βορειότερα μέσα στη Μεσόγειο, (Prezerakos et al (2006)). Το σκεπτικό αυτό προτάθηκε και από τον Karein (1979) σε σχέση με την ισχυρή κυκλογένεση στην Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο,

2.5 Σχέση αεροχείμαρρου με τα καιρικά φαινόμενα

Οι δύο αεροχείμαρροι (Πολικός και Υποτροπικός) βρίσκονται τόσο ψηλά, που η πνοή τους δε φθάνει μέχρι το έδαφος, εκτός ελάχιστων περιπτώσεων όπου έχει παρατηρηθεί μεταφορά ορμής μέσω καθοδικών ρευμάτων έως το έδαφος (karyampudi, 1994). Ωστόσο, τόσο ο ΠΑ όσο και ο ΥΑ μπορούν να συμβάλλουν σε περεταίρω ενίσχυση των καιρικών φαινομένων διαμέσου καθοδικών και ανοδικών κινήσεων, ανάλογα την εποχή και τη θέση τους. Οι κυκλοφορίες που αναπτύσσονται κάτω από τον αεροχείμαρρο μελετήθηκαν από τους Namias και Clapp (1949) και στην συνέχεια από τους Bjerknes (1951), Riehl et al. (1952), Murray and Daniels (1953) και Reiter (1963). Πολλές φορές οι επιπτώσεις έντονων φαινομένων, που σχετίζονται με τους αεροχείμαρρους, είναι σημαντικές στη γεωργία και στις ανθρώπινες δραστηριότητες (Flocas and Angouridakis, 1979; Chan et al., 2005; Chagnon, 2003; Khandekar et al., 2005).

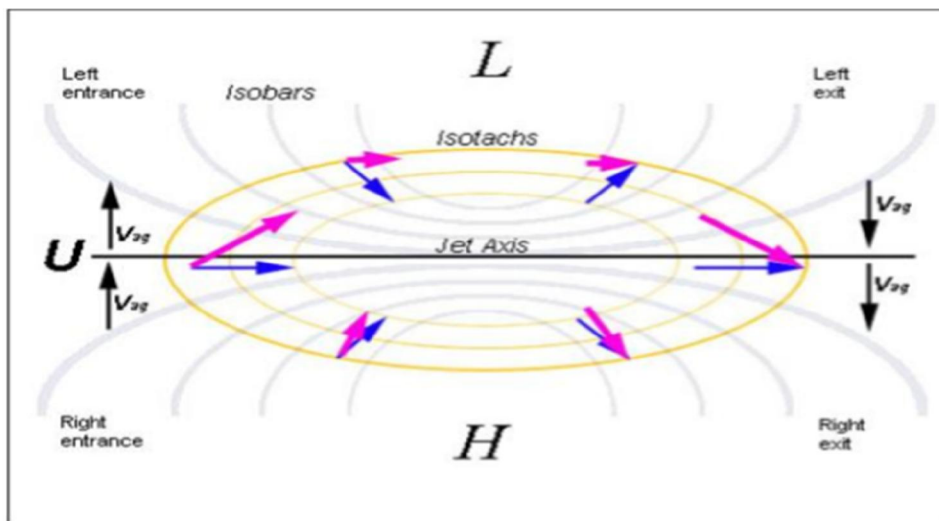
2.5.1 Επίδραση αεροχείμαρρου στα επιφανειακά συστήματα

Η ταχύτητα του ανέμου ενός αεροχείμαρρου (μέγιστα και ελάχιστα) έχει πολύ μεγάλη σημασία στην ανάπτυξη των επιφανειακών βαρομετρικών συστημάτων, με τη παρουσία του να

² Αεροχείμαρροι που πνέουν, συνήθως, παράλληλα με τα επιφανειακά μέτωπα (Lackmann, 2002). Γνωστότερος όλων είναι ο θερμός αερομεταφορέας (warm conveyor belt, Browning, 1986; Carlson, 1980), πρόκειται για ένα θερμό και υγρό ρεύμα αέρα μπροστά από το ψυχρό μέτωπο και παράλληλα με αυτό.

αποτελεί στοιχείο βαροκλινηκότητας. Τα μέγιστα και τα ελάχιστα δημιουργούν οριζόντιες αποκλίσεις ή συγκλίσεις του αέρα, που τελικά οδηγούν σε ανοδικές ή καθοδικές κινήσεις, με αποτέλεσμα έντονα καιρικά φαινόμενα. Έχει αποδειχθεί (Wash et al., 1988) ότι η βάρυνση του συστήματος ευνοείται όταν κλάδος του αεροχειμάρρου περνά ακριβώς πάνω από τη θέση του επιφανειακού βαρομετρικού χαμηλού. Με άλλα λόγια, η εγκάρσια και ανάδρομη αγεωστροφική ροή που χαρακτηρίζει τους αεροχειμάρρους συμβάλει στη πτώση της επιφανειακής πίεσης καθώς ενισχύει της αποκλίσεις του αέρα στην ανώτερη τροπόσφαιρά. Ο αεροχειμαρος δεν αποτελεί αποκλειστικό αίτιο για την γένεση η διάλυση χαμηλών και υψηλών βαρομετρικών (Herbert Riehl, 1952), αλλά λειτουργεί ως παράγοντας ώθησης στην εξέλιξη του φαινομένου. Επομένως, παρατηρείται σύγκλιση στην επιφάνεια και στα κατώτερα στρώματα, ο αέρας ανεβαίνει θετικά στροβιλιζόμενος (αρχή διατήρησης της μάζας) και στη συνέχεια αποκλίνει. Οι Gyakum and Baker (1988) και οι Uccellini et al. (1984) συμπέραναν ότι το επιφανειακό χαμηλό εμφανίζεται κατά τη διεύθυνση της ροής του κύριου αυλώνα και του αεροχειμάρρου. Στο σημείο αυτό καλό θα είναι να σημειωθεί πως η δημιουργία ευνοϊκών συνθηκών για επιφανειακή κυκλογένεση δε περιορίζεται στη δυναμική των ανώτερων στομάτων, αλλά προϋπόθετέ την ύπαρξη και άλλων διεργασιών και δεν αφορά αποκλειστικά τη συμπεριφορά του εκάστοτε αεροχειμάρρου.

Κατά την επιβράδυνση του αεροχειμάρρου, η αγεωστροφική συνιστώσα του ανέμου, προς τα δεξιά της ροής, είναι αρνητική. Η επιβράδυνση³ της ροής του ανέμου έχει ως αποτέλεσμα τη συσσώρευση (σύγκλιση) μάζας αέρα στο δεξί τεταρτημόριο της εξόδου του αεροχειμάρρου. Εξαιτίας της συσσώρευσης αέριας μάζας (αύξηση πυκνότητας) και το μπλοκάρισμα της τροπόπαυσης, η διεύθυνση του ρεύματος αέρα στρέφεται προς τα χαμηλότερα στρώματα. Έτσι λοιπόν, η περιοχή αυτή καθ' ύψος χαρακτηρίζεται από ανοδικές κινήσεις, οι οποίες δημιουργούν απόκλιση μάζας στην επιφάνεια, άρα, και την δημιουργία επιφανειακού βαρομετρικού υψηλού. Στο αριστερό τεταρτημόριο της εξόδου παρατηρείται απόκλιση μάζας και ανοδικές κινήσεις οπότε και δημιουργία επιφανειακού χαμηλού. Οι μη γεωστροφικές κινήσεις που περιεγράφηκαν μπορούν να συμβάλουν στην ανάπτυξη κλειστών θερμικών ανάστροφων κυκλοφοριών.

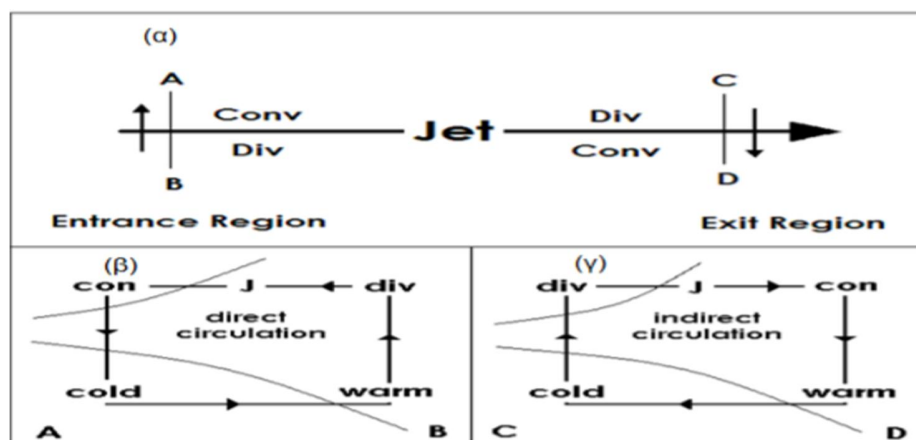


Σχήμα 2.10: Κάτοψη ενός μέγιστου του αεροχειμάρρου σε ζωνική μορφή. Οι γκρι γραμμές που απεικονίζονται είναι οι ισοβαρικές καμπύλες. Τα μπλε βέλη περιγράφει τη πραγματική ταχύτητα του ανέμου

³ Η κυκλωνική και η απορροή είναι υπεύθυνες για την υπογεωστροφική συνιστώσα, ενώ η αντικυκλωνική ροή και η συρροή για την υπεργεωστροφική συνιστώσα.

που εφάπτεται στις ισοβαρές. Τα ροζ βέλη είναι η αγεωστροφική συνιστώσα του ανέμου, όταν βρίσκεται αριστερά της ροής υποδηλώνοντας την επιβράδυνση του αεροχειμάρρου ενώ δεξιά την επιτάχυνση.

Η διαδικασία αυτή ισχύει αντίστροφα στην είσοδο του αεροχειμάρρου. Η επιτάχυνση της ροής του ανέμου έχει ως αποτέλεσμα ο αγεωστροφικός άνεμος να έχει κατεύθυνση αριστερά της ροής, υποδηλώνοντας την άνιση κατανομή της πυκνότητας οπότε και την εντονότερη μεταφορά μάζας από το δεξί προς το αριστερό τεταρτημόριο της εισόδου. Επομένως, η έλλειψη μάζας στο δεξί τεταρτημόριο (περιοχή απόκλισης), λόγω της αρχής διατήρησης της μάζας, συμπληρώνεται από τα κατώτερα στρώματα ενισχύοντας με αυτόν τον τρόπο τις ανοδικές κινήσεις. Οι ανοδικές κινήσεις με την σειρά τους συμβάλουν στην περαιτέρω πτώση της πίεση στην επιφάνεια του εδάφους, συνεπώς σύγκλιση μάζας. Οι μη γεωστροφικές κινήσεις που αναλύθηκαν συμβάλουν στην ανάπτυξη κλειστών θερμικών ορθών κυκλοφοριών.



Σχήμα 2.11: (α) Στο σχήμα απεικονίζεται η κάτοψη ενός μέγιστου του αεροχειμάρρου σε ζωνική μορφή με τις περιοχές σύγκλισης (CONV) και απόκλισης (DIV) στο ύψος του αεροχειμάρρου. (β) Η κατακόρυφη τομή A-B απεικονίζει την θερμικά ορθή κυκλοφορία στην είσοδο. (γ) Η κατακόρυφη τομή C-D απεικονίζει την θερμικά ανάδρομη κυκλοφορία στην έξοδο. Οι καμπύλες στα (β) και (γ) είναι οι ισηντροπικές καμπύλες και κλίνουν προς τα μικρά ύψη προς το νότο κάτω από τον αεροχειμάρρο και προς τα μεγάλα ύψη πάνω από αυτόν.

Με την παρουσία του αεροχειμάρρου συνδέεται επίσης η εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα έως τα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα. Η διεργασία αυτή λαμβάνει χώρα μέσω της αναδίπλωση της τροπόπαυσης λόγω αγεωστροφικής ροής κατά μήκος του άξονα του αεροχειμάρρου (Reed 1955). Η διαδικασία αυτή χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού (βλέπε ενότητα 2.6.1 Βαροκλινηκές διεργασίες) στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Οι Uccellini et al. (1985) όπως οι και τους Bosart and Lin (1984) και Weng and Barcilon (1987) υποστήριξαν ότι η αναδίπλωση πρέπει να είναι ευνοϊκός παράγοντας πριν την κυκλογένεση. Αντίθετα, οι Boyle and Bosart (1983) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι εισβολή του στρατοσφαιρικού αέρα και της κυκλογένεσης στην επιφάνεια πραγματοποιούνται ταυτόχρονα. Σύμφωνα με τους MacDonald and Reiter (1988) η αναδίπλωση της τροπόπαυσης αποτελεί σημαντικό παράγοντα τόσο κατά την εκρηκτική, όσο και κατά την κοινή κυκλογένεση, άρα δεν αποτελεί στοιχείο διάκρισης μεταξύ αυτών. Βάση όσων αναφέρθηκαν, η αναδίπλωση της τροπόπαυσης σε συνδυασμό με τον αεροχειμάρρο φαίνεται να συμβάλλουν στην κυκλογένεση όχι ανεξάρτητα το ένα από το άλλο.

2.6 Βασικοί μηχανισμοί εκρηκτικής κυκλογένεσης

2.6.1 Βαροκλιτικές διεργασίες

Μολονότι οι εξωτροπική κυκλώνες παρουσιάζουν ομοιότητες με τους κυκλώνες τροπικών περιοχών, εμφανίζονται, κατά βάση, να έχουν βαροκλιτική δομή. Ως βαροκλιτική θεωρείται η ατμόσφαιρα η πυκνότητα της οποίας εξαρτάται από την πίεση και την θερμοκρασία (Holton 1972) και είναι οι περιοχές όπου υποστηρίζουν την ανάπτυξη και βάθυνση των βαρομετρικών χαμηλών σε συνδυασμό με άλλες φυσικές διεργασίες (Δημητριάδου, 2017). Η θεωρία αυτή είναι απόλυτα συνεπές με τα αποτελέσματα των Gyakum (1983 b) και Bosart (1981), οι οποίοι μελέτησαν συγκεκριμένες περιπτώσεις εκρηκτικών κυκλογενέσεων. Ισχυρή εκδήλωση της βαροκλιτικότητας των ανωτέρων στρωμάτων είναι η ύπαρξη αεροχείμαρρου πάνω από την περιοχή της επιφανειακής κυκλογένεσης πριν την έναρξη της ταχείας βάθυνσης του χαμηλού ως πρόδρομη συνθήκη (antecedent condition).

Η ταχεία βάθυνση των εξωτροπικών χαμηλών εξηγείται με βάση την τροποποίηση της θεωρίας της βαροκλιτικής αστάθειας από διάφορες φυσικές και δυναμικές διαδικασίες, όπως η δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων, η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας και η αλληλεπίδραση της θάλασσας με τον παρακείμενο αέρα. Σύμφωνα με την ημιγεωστροφική εξίσωση ωμέγα (quasi-geostrophic omega equation), τόσο οι αδιαβατικοί όσο και οι διαβατικοί όροι είναι υπεύθυνοι για μια ταχεία κυκλογένεση. Πράγματι, έχει αποδειχθεί χρησιμοποιώντας ένα διαγνωστικό, αδιαβατικό, ιδεατό ημιγεωστροφικό (QG) μοντέλο, ότι οι ρυθμοί πτώσεις της πίεσης (που προκύπτουν από αντίστοιχες στιγμιαίες κατακόρυφες κινήσεις) που προβλέπονταν ήταν σημαντικά μικρότεροι από τους πραγματικούς. Επομένως, η ημι-γεωστροφική προσέγγιση της εκρηκτικής κυκλογένεσης δεν αρκεί για να περιγράψει από μόνη της την ανάπτυξη ενός εκρηκτικού χαμηλού (Sanders και Gyakum, 1980; Bosart 1981; Gyakum 1983). Από την άλλη, η στατιστική ανάλυση των ρυθμών πτώσης της πίεσης των εξωτροπικών χαμηλών (Roebber 1984) είναι αυτή που έδειξε ότι οι περιπτώσεις εκρηκτικού χαμηλού προκύπτουν ως το αποτέλεσμα της συνέργειας διαβατικών και βαροκλιτικών διεργασιών (Lim and Simmonds 2002; Kouroutzoglou et al. 2013).

Οι συγκεκριμένες φυσικές διεργασίες, που προαναφέρθηκαν, έχουν την ικανότητα να δίνουν σε κάθε περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης την δική της ταυτότητα, διότι εξετάζονται στις ιδιαίτερες συνθήκες που διαμορφώνονται σε μεμονωμένες κυκλογενετικές περιπτώσεις λόγω της φυσικής μεταβλητότητας που παρουσιάζουν. Στην ουσία ο συνδυασμός διαφορετικών φυσικών διεργασιών συνεργούν και δημιουργούν τον διαχωρισμό ανάμεσα σε αυτές τις περιπτώσεις και στις αντίστοιχες της κοινής κυκλογένεσης. Φυσικές διεργασίες όπως είναι: η δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων, βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα, συνθήκες μέσα στο οριακό στρώμα, τυρβώδεις ροές θερμότητας με τη μορφή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, μεγάλης κλίμακας μεταβολές στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία κ.α.. Η διαφοροποίηση αυτή, των φυσικών διεργασιών δεν επιτρέπει την γενίκευση των συμπερασμάτων αναφορικά με την επίδραση των διαφόρων φυσικών διεργασιών.

Αρκετές μελέτες υπογραμμίζουν την κρισιμότητα μεταξύ των βαροκλινικών διεργασιών των χαμηλών τροποσφαιρικών στρωμάτων και της διαβατικής θέρμανσης λόγω και της αλληλεπίδρασης της θερμότερης επιφάνειας θάλασσας με τον υπερκείμενο αέρα για την εκρηκτική κυκλογένεση, κάτω από μια ποικιλία θερμοδυναμικών συνθηκών των ανωτέρων στρωμάτων (Sanders 1986; Uccellini et al 1984; Uccellini et al 1985; Bosart 1981; Bosart και Lin 1984; Gyakum 1983; Reed και Albright 1986; Anthes et al 1983).

- Στατική ευστάθεια

Οι διακυμάνσεις της στατικής ευστάθειας στα υψηλά και τα χαμηλά τροποσφαιρικά στρώματα φαίνεται να διαδραματίζει διαφορετικό ρόλο στην εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης. Οι Nuss και Anthes (1987), απέδειξαν ότι σχετικά μικρές μεταβολές της στατικής ευστάθειας στα χαμηλά στρώματα και της μεσημβρινής βαθμίδας της θερμοκρασίας, μπορούν να προκαλέσουν σημαντική τροποποίηση στους ρυθμούς πτώσης της πίεσης ενός βαρομετρικού χαμηλού το οποίο προσομοιάζεται από το αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού.

Οι Weng και Barcilon (1987) διαπίστωσαν ότι επίσης, χαμηλές τιμές της στατικής ευστάθειας στα χαμηλά στρώματα ευνοούν τη δημιουργία μικρού μήκους κύματος διαταραχών, συμπεράσμα το οποίο συνάδει με τα ευρήματα των Stalley and Gall (1977), Blumen (1979) και Anthes et al. (1983). Αντίστοιχα, μικρές τιμές της στατικής ευστάθειας στα ανώτερα στρώματα ευνοούν την ανάπτυξη μεγάλου μήκους κύματος διαταραχών, αλλά εμποδίζουν την αντίστοιχη ανάπτυξη των διαταραχών μικρού μήκους κύματος. Το αποτέλεσμα αυτό επιβεβαιώνεται από τα αντίστοιχα των Blumen (1979), αλλά διαφέρει από αυτά των Stalley και Gall (1977), οι οποίοι κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η αλλαγή της στατικής ευστάθειας στα ανώτερα τροποσφαιρικά στρώματα δεν θα έχει σημαντική επίδραση στις ανάπτυξη διαταραχών μικρού μήκους κύματος. Ωστόσο, μελέτες με αριθμητικές προσομοιώσεις της εκρηκτικής κυκλογένεσης κατέδειξαν την παραπάνω επίδραση (Hoskins 1971; Uccellini et al. 1985).

- Στροβιλισμός

Ένας ιδιαίτερα χρήσιμος τρόπος έτσι ώστε να αποκτηθεί άμεση γνώση των βασικών μηχανισμών που ευθύνονται για την εκρηκτική κυκλογένεση, είναι η κατανόηση της έννοιας του δυναμικού στροβιλισμού (PV) και της σύνδεσης του με την εξέλιξη του φαινομένου. Η εξίσωση του στροβιλισμού σε μορφή Lagrange είναι:

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = -(\zeta + f) \cdot D + K + S$$

Όπου ζ είναι ο σχετικός στροβιλισμός, f η παράμετρος Coriolis, D η απόκλιση, K είναι ο όρος της κλίσης ή συστροφής και S είναι ο όρος σωληνοειδούς.

Πιο αναλυτικά:

$$D = \frac{\theta u}{\theta x} + \frac{\theta v}{\theta y}$$

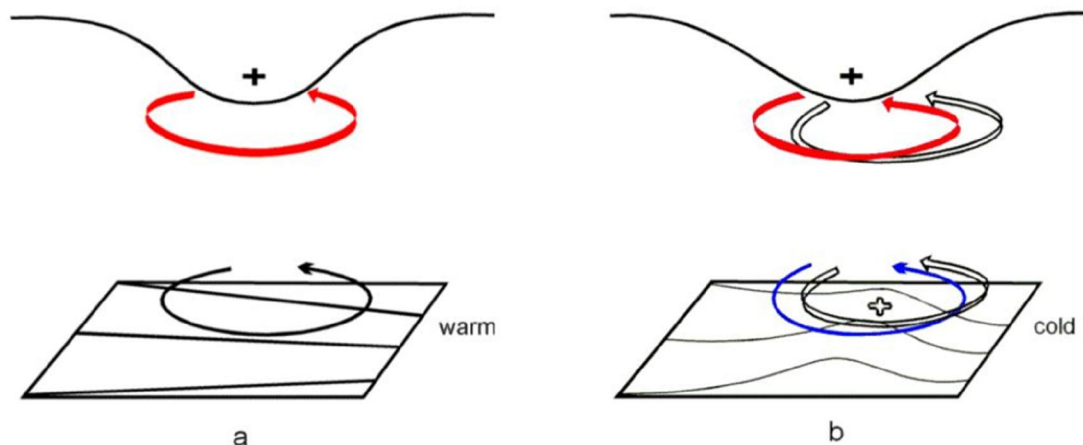
$$K = \frac{\theta w}{\theta y} \cdot \frac{\theta u}{\theta z} - \frac{\theta w}{\theta x} \cdot \frac{\theta v}{\theta z}$$

$$S = \frac{1}{\rho^2} \cdot \left(\frac{\theta \rho}{\theta x} \cdot \frac{\theta P}{\theta y} - \frac{\theta \rho}{\theta y} \cdot \frac{\theta P}{\theta x} \right)$$

Ο όρος D, όταν έχει θετικό πρόσημο υποδηλώνει οριζόντια απόκλιση μίας αέριας μάζας, ενώ αν έχει αρνητικό πρόσημο υποδηλώνει σύγκλιση. Ο όρος κλίσης K, έχει σημασία μόνο στις περιπτώσεις μελέτης μετωπικών επιφανειών, ανεμοστρόβιλων και καταιγίδων. Τέλος, ο όρος σωληνοειδούς S, αποτελεί μέτρο της βαροκλιδικότητας της ατμόσφαιρας και συνήθως χρησιμοποιείται σε φαινόμενα με κλίμακα μικρότερη της συνοπτικής.

Οι φυσικοί μηχανισμοί που είναι υπεύθυνοι για την εκρηκτική κυκλογένεση μπορούν να ερευνηθούν με βάση την κατανομή του δυναμικού στροβιλισμού σε ισηντροπικές επιφάνειες, αποσυνδέοντας της οριζόντιες μεταφορές των μελετώμενων μεταβλητών από τις κατακόρυφες. Γενικά, η ανάλυση μίας θετικής ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού της ανώτερης τροπόσφαιρας ή μια αντίστοιχη θετική (θερμή) ανωμαλία της δυναμικής θερμοκρασίας, παρέχουν την δυνατότητα κατανόησης αν ένας μηχανισμός αστάθειας ευνοεί την ενίσχυση της κυκλογένεσης (Hoskins et al. 1985). Σε τέτοιες περιπτώσεις η στατική ευστάθεια ενισχύεται στο επίπεδο όπου βρίσκεται η ανωμαλία και μειώνεται στα ανώτερα και κατώτερα στρώματα αυτού.

Σύμφωνα με τη μελέτη των Hoskins et al. (1985) για την συντελεστή επιφανειακή κυκλογένεση θα πρέπει μια διαταραχή στην ανώτερη τροπόσφαιρα η οποία να συνοδεύεται από ισχυρή ανωμαλία του δυναμικού στροβιλισμού να κινηθεί πάνω από μια προϋπάρχουσα βαροκλιδική ζώνη στα κατώτερα στρώματα. Παράλληλα, η θερμική μεταφορά η οποία δημιουργείται από την κυκλοφορία της κατώτερης τροπόσφαιρας έχει την τάση να δημιουργήσει μια θερμή ανωμαλία στα κατώτερα στρώματα ακριβώς μπροστά από την αντίστοιχη ανωμαλία του δυναμικού στροβιλισμού της ανώτερης τροπόσφαιρας (Σχήμα 2.12b) ενισχύοντας με αυτό το τρόπο την επίδραση οποιασδήποτε θερμής μεταφοράς στα χαμηλά στρώματα που πιθανόν να υπήρχε πριν την έναρξη της διαδικασίας αυτής. Η θερμή ανωμαλία των κατώτερων στρωμάτων δημιουργεί συνήθως τη δική της κυκλωνική κυκλοφορία. Το αποτέλεσμα της διαδικασίας που περιγράφεται είναι να προστίθεται το αποτέλεσμα των διεργασιών στην ανώτερη τροπόσφαιρα σε αυτό της κατώτερης τροπόσφαιρας, δημιουργώντας ισχυρή κυκλογένεση στην επιφάνεια με το κέντρο του χαμηλού να εντοπίζεται ανατολικά του μεγίστου του δυναμικού στροβιλισμού, στοιχείο που δηλώνει την έντονη βαροκλιδικότητα.



Σχήμα 2.12: Αναπαράσταση της δημιουργίας επιφανειακού βαρομετρικού χαμηλού στην περίπτωση όπου μια θετική μεταφορά του στροβιλισμού κοντά στην τροπόπαυση κινείται πάνω από μια περιοχή προϋπάρχουσας βαροκλινικότητας στα κατώτερα στρώματα (Hoskins et al. 1985).

Εφόσον η θερμική ανωμαλία στα χαμηλά στρώματα διατηρείται ανατολικά της αντίστοιχης ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού των ανώτερων στρωμάτων, θα επικρατήσει ανατροφοδότηση των διεργασιών στα ανώτερα στρώματα γεγονός που ενισχύει ταυτόχρονα τις δυο ανωμαλίες. Ειδικότερα, η κυκλωνική κατάσταση που επεκτείνεται (θερμή ανωμαλία) κατακόρυφα τείνει να ενισχύει την ανωμαλία του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού. Η εξέλιξη αυτή συνεπάγεται με μεταφορά αέρα με υψηλές τιμές του PV προς τα νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη. Επειδή αυτή η οριζόντια μεταφορά τείνει να είναι ισχυρότερη στα δυτικά της ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού η διαδικασία αυτή θα έχει την τάση να επιβραδύνει την κίνηση της ανώτερης διαταραχής.

Η παρουσία θετικής ανωμαλίας του PV αποτελεί καθοριστικό παράγοντα-ρυθμιστή για την εκρηκτική κυκλογένεση. Την θεωρία αυτή επιβεβαιώνουν οι Hoskins και Draghici (1977) αφού με την βοήθεια τις εξισώσεις ημι-γεωστροφικής προσέγγισης απέδειξαν ότι ο δυναμικός στροβιλισμός καθορίζει την ένταση των κατακόρυφων κινήσεων και κατ' επέκταση προσδιορίζει τον ρυθμό ανάπτυξης ενός εκρηκτικού χαμηλού. Ο Gyakum (1983) αναφέρει ότι ο ρυθμός δημιουργίας του δυναμικού στροβιλισμού είναι ένα αποτελεσματικό μέτρο της έντασης μιας επιφανειακής κυκλογένεσης.

Οι Petterssen και Smebye (1971) διαχώρισαν τους τύπους επιφανειακής κυκλογένεσης σε δυο μεγάλες κατηγορίες:

Τύπος Α όπου η βαροκλινικότητα στα χαμηλά στρώματα αποτελεί τον πρωταρχικό παράγοντα.

Τύπος Β όπου η οριζόντια μεταφορά στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα αποτελεί τον πρωταρχικό παράγοντα κυκλογένεσης.

Ο Sanders (1986) συσχέτισε ποσοτικά την μεταφορά του στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα με την επιφανειακή εκρηκτική βάθυνση του χαμηλού. Σε όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν παρατηρήθηκε ότι προϋπήρχε ένα κέντρο του στροβιλισμού στα 500hPa κατά την εμφάνιση της εκρηκτικής ύφεσης στην επιφάνεια. Έτσι λοιπόν, κατέταξε τις συγκεκριμένες περιπτώσεις ως κυκλογενέσεις τύπου Β κατά Petterssen and Smebye (1971), θεωρώντας ότι η μεταφορά του στροβιλισμού στα μέσα και ανώτερα στρώματα αποτελεί κύριο συστατικό της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Ωστόσο, ο Wash et al. (1988) βάση των περιπτώσεων που ανέλυσαν

διαπίστωσαν ότι ο θετικός στροβιλισμός στα 500hPa αποτέλεσε έναν παράγοντα με μικρότερη σημασία σε σχέση με τη θερμή μεταφορά στα κατώτερα στρώματα.

Επιπλέον ο Sanders (1986) εξέτασε την συμπεριφορά του μέγιστου του στροβιλισμού στις ισχυρές, μέτριες και ασθενείς περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης. Οι ισχυρές περιπτώσεις ξεχώρισαν από τις άλλες δυο αφού παρουσίασαν: α) μεγαλύτερη κλίση (tilting) μεταξύ του ανώτερου μέγιστου του στροβιλισμού και του επιφανειακού χαμηλού (επιβεβαιώνοντας, κατά βάση, τον βαροκλιτικό χαρακτήρα του φαινομένου) και β) μεγαλύτερες ταχύτητες κίνησης του μέγιστου του στροβιλισμού. Ένας ακόμη παράγοντας που αφορά τη δυναμική μελέτη των ανωτέρων στρωμάτων, είναι η παρουσία του αεροχειμάρρου όπως αυτή περιγράφεται στην ενότητα 2.5.1.

2.6.2 Διαβατικές διεργασίες

Ο όρο διαβατικές διεργασίες, περιγράφει τις διεργασίες κατά τις οποίες επιτρέπεται η ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον. Από της διαβατικής διεργασίες οι βασικοί μηχανισμοί εκδήλωσης της εκρηκτικής κυκλογένεση θεωρούνται οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από την επιφάνεια προς την ατμόσφαιρα. Αποτελούν τις δύο διαχωριστικές φυσικές διεργασίες μεταξύ της εμφάνισης εκρηκτικών χαμηλών πάνω από την θαλάσσια επιφάνεια σε σχέση με την αντίστοιχη πάνω από την ξηρά. Ωστόσο, ο συγκεκριμένος μηχανισμός δεν φαίνεται να παρουσιάζει άμεση συσχέτιση με την ταχεία βύθιση σε όλες τις περιπτώσεις εκρηκτικών χαμηλών που μελετήθηκαν. Ανάλογα με την κατανομή της υγρασίας (Kuo and Reed 1988) και της αντίστοιχης κατανομής της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας (Emanuel 1988; Reed and Albright 1986) στην περιοχή όπου πραγματοποιείτε η βύθιση του βαρομετρικού χαμηλού, η επίδραση των διαβατικών διεργασιών διαμέσου των τυρβωδών ροών θερμότητας μπορεί να είναι θετική ή αρνητική.

Κατά την εξαγωγή πειραμάτων οι Kuo and Reed (1988), κατέληξαν ότι οι ροές θερμότητας είχαν την τάση να περιορίζουν τη βύθιση ενός χαμηλού στη περίπτωση που θεωρούσαν την ατμόσφαιρα ως ξηρή, ενώ στην αντίθετη περίπτωση, όπου η ατμόσφαιρα θεωρούνταν υγρή, παρατηρήθηκε μικρή τάση για ενίσχυσης της βύθισης κατά 3%. Σύμφωνα με τη μελέτη των Nuss and Anthes (1987), η επίδραση των ροών θερμότητας και υγρασίας ήταν ικανή να μειώσει το ρυθμό βύθισης ενός χαμηλού κατά 25%, ανάλογα με τη χωρική κατανομή των ροών στην περιοχή της κυκλογένεσης. Οι Lagouardos et al. (2007); Pytharoulis (2008) σε αντίστοιχο πείραμα, όπου αποκλείστηκαν εντελώς οι επιφανειακές ροές, το αποτέλεσμα ήταν πιο ρηχή ύφεση στο ώριμο στάδιο του εκρηκτικού χαμηλού, επομένως κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι δεν έπαιξαν τον σημαντικότερο ρόλο στην ανάπτυξη του χαμηλού. Στην ίδια περίπτωση οι Κατσαφάδος κ.α. (2010) διερεύνησαν την απόκριση στις επιφανειακές ροές. Οι προσομοιώσεις ευαισθησίας έδειξαν μικρή επιρροή του συστήματος από τις επιφανειακές ροές.

2.6.3 Λανθάνουσα θερμότητα και Ροές επιφανειακής θερμότητας

Ο λόγος όπου οι επιφανειακές θερμικές ροές είναι σημαντικές στην εμφάνιση εκρηκτικής κύκλογένεσης είναι η ιδιότητα τους να ενισχύουν τις ανοδικές κινήσεις στα χαμηλότερα στρώματα

και κυρίως πάνω θαλάσσιες επιφάνειες. Όταν οι επιφανειακές θερμικές ροές τείνουν να μειώνουν τη βαροκλινικότητα στα χαμηλά στρώματα, ο ρυθμός βάθυνσης του χαμηλού μειώνεται σημαντικά. Αντίθετα, όταν αυξάνουν τη βαροκλινικότητα στα χαμηλά στρώματα και μειώνουν (διαμέσου της επίδρασης τους) τη στατική ευστάθεια ενισχύουν την ανάπτυξη του χαμηλού, μόνο ωστόσο κατά το αρχικό στάδιο κυκλογένεσης (Danard and Ellenton 1980).

Έχουν μελετηθεί περιπτώσεις (Anthes et al. 1983; Uccellini et al. 1987) σημαντικής ενίσχυσης του ρυθμού βάθυνσης ενός εκρηκτικού χαμηλού λόγω της θετικής επίδρασης των ροών θερμότητας, όπως η περίπτωση "the Presidents' Day Storm" με αύξηση 127%. Σε όλες τις περιπτώσεις η επίδραση παρατηρείται πριν από το στάδιο εκρηκτικής βάθυνσης. Ο Bosart (1981) επιβεβαιώνει τα αποτελέσματα του Uccellini et al. (1987) για τον συγκεκριμένο εκρηκτικό χαμηλό, με τις θερμικές ροές να παρέχουν την απαιτούμενη θερμότητα και υγρασία στην ατμόσφαιρα έτσι ώστε να ξεκινήσει η διαδικασία της ισχυρής βάθυνσης και τη ροή λανθάνουσας θερμότητας να είναι σχεδόν διπλάσια σε τιμή από την αντίστοιχη της αισθητής θερμότητας. Οι Müllen and Baumhelfner (1988) έδειξαν ότι οι επιφανειακές ροές αντιπροσωπεύουν περίπου το μισό του μέσου ρυθμού πτώσης της πίεσης, ενώ ο Müllen (1983) έδειξε ότι οι έντονες θερμικές ροές πάνω από τους ωκεανούς θερμαίνουν και εμπλουτίζουν με υγρασία τα χαμηλά τροποσφαιρικά στρώματα, δημιουργώντας συνθήκες για ταχεία βάθυνση Stanley and Gall (1977).

Σε εργασία τους οι Reed and Albright (1986), συσχέτισαν την κατανομή της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας (SST) με της αντίστοιχης κατανομής των ροών θερμότητας. Αναφέρουν ότι η ανάπτυξη του χαμηλού μπορεί να ενισχυθεί σημαντικά όταν η κατανομή της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας επηρεάζει τη κατανομή των θερμικών ροών έτσι ώστε να βρίσκεται σε φάση με τη βαροκλιτική ζώνη στα χαμηλά στρώματα και να παράγει θετικές ροές θερμότητας στο θερμό τομέα του συστήματος. Οι Davis and Emanuel (1988) εξετάζοντας τη γεωγραφική κατανομή των εκρηκτικών χαμηλών με βάση τις περιοχές όπου προκαλείτε θέρμανση του αέρα που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια της θάλασσας. Συμπέραναν, λοιπόν ότι οι περιοχές όπου παρατηρείται έντονη θέρμανση του αέρα, ταυτίζονται με τις περιοχές όπου παρουσιάζονται ισχυρές βαθμίδες της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας και τις αντίστοιχες όπου μεγιστοποιείται η εκρηκτική κυκλογένεση. Η ισχυρή ανταλλαγή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ ηπειρωτικού ψυχρού αέρα και της σχετικά παρακείμενης θερμότερης επιφάνειας θάλασσας, έχει σημαντική βαρύτητα για την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδίως όταν ο ψυχρός αέρας κινείται γρήγορα πάνω από σχετικά θερμή θάλασσα με ισχυρή θερμοβαθμίδα επιφάνειας (Winston 1955). Ωστόσο, οι Danard and Ellenton (1980) δημοσίευσαν μια μελέτη η οποία δημιούργησε αμφιβολίες αναφορικά με την συσχέτιση μεταξύ ροών θερμότητας και εκρηκτικής βάθυνση ενός χαμηλού. Έδειξαν ότι οι επιφανειακές ροές θερμότητας δεν συνδέονται κατά τρόπο άμεσο με την εκρηκτική κυκλογένεση, το γεγονός αυτό έρχεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα του Bosart (1981). Θεώρησαν λοιπόν, ότι επιφανειακές ροές λειτουργούν κατά τέτοιο τρόπο ώστε να εγκαθιδρύουν ευνοϊκό περιβάλλον στα χαμηλά τροποσφαιρικά στρώματα, το οποίο σε δεύτερο χρόνο είναι ικανό να ανταποκρίνεται θετικά σε ένα δυναμικό αίτιο διαφορετικής φύσης το οποίο εμπλέκεται στην κυκλοφορία γύρω από το χαμηλό.

Όσα αναφέρθηκαν υποδηλώνουν ότι οι επιφανειακές θερμικές ροές θα πρέπει να θεωρούνται ως σημαντικός παράγοντας για την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδίως πάνω από τη θάλασσα σε σχέση με τη ξηρά, καθώς στην πρώτη περίπτωση έχουν την δυνατότητα να ενισχύουν τις ανοδικές κινήσεις στα χαμηλά στρώματα σε πολύ μεγαλύτερο βαθμό από ότι πάνω

από την χερσαίες επιφάνειες. Ωστόσο, ο ακριβής τρόπος με τον οποίο επιδρούν στην ταχεία βύθιση του χαμηλού παρουσιάζει διαφορές από περίπτωση σε περίπτωση.

Επίσης, η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας συνδέεται με την εκρηκτική κυκλογένεση, ως ένας από τους αντιπροσωπευτικότερους μηχανισμούς των διαβατικών διεργασιών και μελετάται σε ότι αφορά την αλληλεπίδραση της με τον βαροκλιτικό χαρακτήρα της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Anthes et al. (1983) οι Emanuel et al. (1987) θεωρούν ότι από μόνη της η συμπύκνωση ως θερμοδυναμική διεργασία δεν είναι ικανή να προκαλέσει κυκλογένεση πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες. Ο Danard (1964) απέδειξε ότι η επίδραση της λανθάνουσας θερμότητας ενισχύει τις ανοδικές κινήσεις σε περιοχές υψηλών ποσών υετού και συντελεί στη δημιουργία ασθενών καθοδικών κινήσεων στον περιβάλλοντα χώρο, ενώ ταυτόχρονα ενισχύεται η σύγκλιση στα χαμηλά και η απόκλιση στα ανώτερα στρώματα. Οι Mailhot and Chouinard (1989) μελετώντας συγκεκριμένες περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης και κατέληξαν πως η συμπύκνωση που είναι αποτέλεσμα ανοδικών κινήσεων και του υετού σε μεγάλη χωρική κλίμακα, αποτελεί επαρκή μηχανισμό για την εκρηκτική κυκλογένεση. Τα αποτελέσματα επιβεβαιώνουν και οι μελέτες των Staley and Gall (1977) και των Anthes et al. (1983).

Ο Danard (1964) αποτυπώνει την άποψη ότι η θέρμανση λόγω συμπύκνωσης δεν έχει και τόσο μεγάλη βαρύτητα στην έναρξη της εκρηκτικής κυκλογένεσης, αλλά μάλλον επηρεάζει τα επόμενα στάδια οργάνωσης και εξέλιξης ενός συστήματος. Με άλλα λόγια, τα σημαντικά ποσά υετού από τα οποία μπορεί να εκλυθούν σημαντικά ποσά λανθάνουσας θερμότητας στην επιφάνεια είναι το αποτέλεσμα της ύπαρξης μεγάλης κλίμακας οργανωμένων, οριζόντια και κατακόρυφα, νεφικών συστημάτων τα οποία όμως εκδηλώνονται με χρονική υστέρηση σε σχέση με τα αρχικά στάδια ανάπτυξης ενός βαρομετρικού χαμηλού το οποίο προβλέπεται να γίνει εκρηκτικό.

Στη μελέτη του ο Hoskins (1980) έδειξε ότι οι ανοδικές κινήσεις και η αστάθεια, σε ψυχρό περιβάλλον, κατά το πέρασμα και μπροστά από μια επιφανειακή διαταραχή αυξάνουν το ρυθμό βύθισης ενός επιφανειακού κυματισμού. Επιπλέον ισχυρίστηκε πως το “convection⁴” διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο κατά το πρώτο στάδιο ανάπτυξης ενός εκρηκτικού χαμηλού (incipient stage), αφού η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας εξαιτίας της επίδρασης του υετού σε μεγάλη χωρική κλίμακα, ή και σε μικρή χωρική κλίμακα λόγω “convection” είναι σημαντικές για την βύθιση του χαμηλού. Οι μελέτη των MacDonald and Reiter (1988) επιβεβαιώνει την θεωρία ότι η θέρμανση λόγω συμπύκνωσης σε περιοχές υετού μεγάλης κλίμακας ενισχύεται καθώς το σύστημα φτάνει στο εκρηκτικό αλλά και στο ώριμο στάδιο ανάπτυξής του. Στην ίδια εργασία ωστόσο θεωρούν ότι η θέρμανση λόγω “convection” μπορεί να μην είναι πάντοτε μια επαρκής συνθήκη για την ανάπτυξη ενός εκρηκτικού χαμηλού. Η περιορισμένη προσομοίωση και η ατελής παραμετροποίηση της επίδρασης της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας, κυρίως πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες, όπου επιδρά και το “convection”, δηλαδή ένα φαινόμενο μικρής κλίμακας, σε σημαντικότερο βαθμό από ότι πάνω από την ξηρά, αποτελούν τους βασικότερους λόγους για την αποτυχία ακριβών προγνώσεων της βύθισης ενός εκρηκτικού χαμηλού από τα μοντέλα πρόγνωσης καιρού, (Reed and Albright 1986; Anthes et al. 1983; Kuo and Reed 1988; Mullen and Baumhefner 1988; Gyakum 1983b).

⁴ Το φαινόμενο των ανοδικών κινήσεων μικρής κλίμακας λόγω θέρμανσης στα κατώτερα στρώματα.

2.6.4 Επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας

Οι ισχυρές βαθμίδες της θερμοκρασίας επιφάνειας της θάλασσας (SST) ενισχύουν την βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα, το γεγονός αυτό φαίνεται να επηρεάζει το ρυθμό πτώσης της πίεσης των εκρηκτικών χαμηλών. Πράγματι, οι Sanders και Gyakum (1980) έδειξαν ότι υπάρχει θετική συσχέτιση μεταξύ της υποκείμενης θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας και του ρυθμού βάθυνσης των εκρηκτικών χαμηλών σε διάστημα 12 ωρών. Συσχέτιση η οποία ωστόσο φαίνεται να είναι μεγαλύτερη στους κυκλώνες των τροπικών. Αναφέρουν επιπλέον ότι η εκρηκτική βάθυνση πραγματοποιείται σε μία ευρεία περιοχή τιμών του SST που κυμαίνεται μεταξύ 0-23°C, αλλά, με προτίμηση, μέσα και γύρω από τις ισχυρότερες βαθμίδες αυτών. Τέλος, σε ότι αφορά τις ισχυρές κυκλογενέσεις η ύπαρξη υψηλών τιμών του SST είναι στενά συνδεδεμένη με τις τυρβώδεις ροές θερμότητας στην επιφάνεια όπως και με την θερμική αντίθεση μεταξύ ξηράς-θάλασσας, καταστάσεις οι οποίες ευνοούν την εμφάνιση της εκρηκτικής κυκλογένεσης.

2.6.5 Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

Οι διεργασίες που συντελούνται μέσα στο Ατμοσφαιρικό Οριακό στρώμα σχετίζονται με την εκρηκτική κυκλογένεση (Danard and Ellenton, 1980). Το οριακό στρώμα αρκετές φορές αναφέρεται και στρώμα επίδρασης τριβής (layer of frictional influence), με την επίδραση να έχει την μέγιστη τιμή στην επιφάνεια και να ελαττώνεται σταδιακά προς την κορυφή του στρώματος όπου παίρνει την μικρότερη τιμή. Όταν μια καταιγίδα κινείται από τη ξηρά στη θάλασσα μεταβαίνει ταυτόχρονα από μια σχετικά τραχιά επιφάνεια σε μια σχετικά ομαλή επιφάνεια, με αποτέλεσμα την πτώση του συντελεστή τριβής CD. Πρόκειται για μια ποσότητα που μετράει τη τραχύτητα των επιφανειών. Σύμφωνα με την θεωρία του Ekman, βάση της οποίας η τριβή στρέφει την διεύθυνση του ανέμου προς τις χαμηλές πιέσεις, μια μείωση στις δυνάμεις τριβής προκαλεί μείωση στη σύγκλιση των κατώτερων στρωμάτων, και με την σειρά της προκαλεί μείωση στην επιφανειακή πίεση με αποτέλεσμα η καταιγίδα να μην εντείνεται.

Ο Mansfield (1974), συμπεριέλαβε την επίδραση της τριβής στις αριθμητικές προσομοιώσεις και συμπέρανε ότι τα κύματα βαθαίνουν πολύ πιο αργά. Αυτή η διαπίστωση συμφωνεί, γενικά, με τον Holopainen (1961) που κατέληξε ότι η επίδραση της τριβής θεωρείται περισσότερο σημαντική στα κύματα μικρότερων μηκών. Ο Farrell (1985), θεώρησε ότι για σημαντική τριβή, η ατμόσφαιρα δεν χαρακτηρίζεται βαροκλινικά ασταθής. Η εισαγωγή της τριβής στα βαροκλινικά μοντέλα, μειώνει σημαντικά το εύρος των κυματαριθμών των ασταθών κυμάτων, καθώς και την αστάθεια. Επομένως, η επικρατούσα άποψη είναι ότι το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα επιδρά επιβραδυντικά στο ρυθμό βάθυνσης μίας ύφεσης.

2.7 Μεσογειακοί κυκλώνες τροπικού τύπου (Medicanes)

Ανάμεσα στο σύνολο των βαρομετρικών χαμηλών που επηρεάζουν την Μεσόγειο θάλασσα υπάρχει ένας αριθμός που εμφανίζουν κάποια κοινά στοιχεία με τους τροπικούς κυκλώνες. Τα βαρομετρικά χαμηλά αυτά είναι συστήματα μέσης κλίμακας και σύμφωνα με τις δορυφορικές εικόνες αναπτύσσουν μία δομή η οποία, μοιάζει σε μεγάλο βαθμό με αυτήν των τροπικών κυκλώνων (Claud et al., 2010; Fita et al., 2007; Pytharoulis et al., 2000; Mayengon, 1984 κ.α.). Κάποια κοινά χαρακτηριστικά είναι το ευκρινές ημι-κυκλικό κυκλωνικό «μάτι» το οποίο

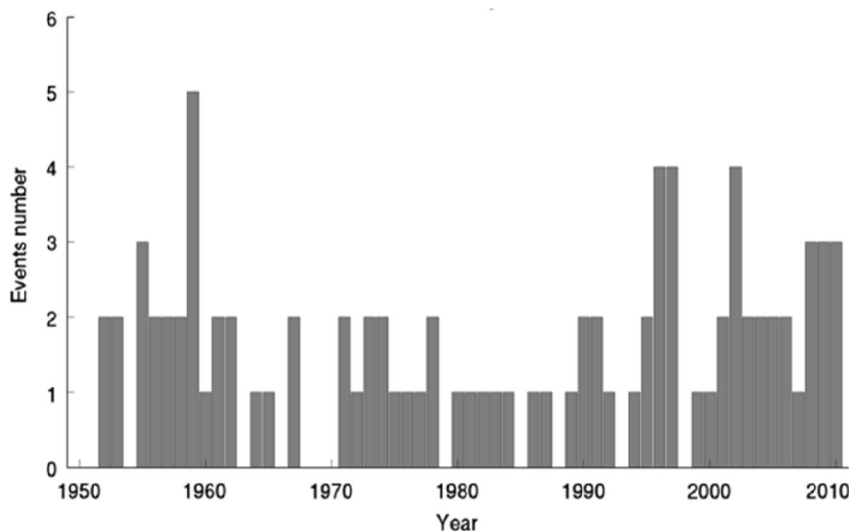
περιβάλλεται από έναν τοίχο νεφών (eyewall) και στην συνέχεια από σπειροειδείς νεφώδεις ζώνες που χαρακτηρίζονται από υψηλή μεταφορά ενέργειας και ισχυρούς ανέμους στην επιφάνεια, της τάξεως των 47 με 180 km/h, ο δε πυρήνας (warm-core) τους είναι θερμός (Ernest and Matson, 1983; Reale and Atlas, 2001; Jansa, 2003). Η ακτίνα τους μπορεί να φτάσει από 50 έως και 200km (Miglietta et al., 2013).

Λόγω της ομοιότητας αυτής με τους τυφώνες («hurricanes») τους έχει δοθεί το όνομα Mediterranean hurricanes, ή συντομογραφικά Medicanes (Mediterranean Tropical-Like Cyclones – TLCs). Η ονομασία αυτή υποδηλώνει πρώτων, την σημαντικότητα των τροπικών χαρακτηριστικών τους και δεύτερων τον παρόμοιο τρόπο δημιουργίας με αυτούς των τροπικών κυκλώνων. Να αναφερθεί στο σημείο αυτό ότι οι medicanes είναι μικρότερης κλίμακας μεγέθους σε σχέση με τους τροπικούς κυκλώνες, κατά μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα και λαμβάνουν χώρα σε πολύ ξηρότερο περιβάλλον από αυτό των τροπικών κυκλώνων (Fita et al., 2007), ωστόσο προκαλούν έντονα καιρικά φαινόμενα (mesoscale storms). Οι συνθήκες σχηματισμού κυκλώνων εξωτροπικών περιοχών, απαιτούν: α) έντονη θερμοκρασιακή ανισορροπία μεταξύ της θάλασσας και του υπερκείμενου αυτής αέρα, γεγονός που είναι η πιθανότερη αιτία της μεγάλης συχνότητας εμφάνισης τους κυρίως κατά τους φθινοπωρινούς μήνες (Romero and Emanuel, 2006), και β) της διάτμησης του ανέμου. Σχηματίζονται κυρίως πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες βαθαινούν αρκετά κι εξασθενούν γρήγορα με την έλευσή τους πάνω από την ξηρά. Προσομοιώσεις ευαισθησίας που έχουν πραγματοποιηθεί με τη βοήθεια μοντέλων μέσης κλίμακας (Lagouvardos et al., 1999; Homar et al., 2003; Emanuel, 2003) έδειξαν τροπικά χαρακτηριστικά, όπως η παρουσία βαθιάς κατακόρυφης μεταφοράς αλλά και την έντονη επιρροή της λανθάνουσας επιφανείας («surface latent») και ενδεχομένως των ροών θερμότητας («heat fluxes»).

Με τη βοήθεια της δορυφορικής τηλεπισκόπησης είναι δυνατή η ανίχνευση των κυκλώνων καθώς επιτρέπει τον εντοπισμό τους κατά τη διάρκεια δημιουργία τους πάνω από τη θάλασσα. Οι πρώτοι ερευνητές που ασχολήθηκαν με τους μεσογειακούς κυκλώνες ήταν οι Ernst and Matson (1983), Mayengon (1984), Rasmussen and Zick (1987) και Winstanley (1970). Στην συνέχεια το φαινόμενο μελετήθηκε περαιτέρω ενώ σήμερα φαίνεται ότι υπάρχει αρκετό ενδιαφέρον με χαρακτηριστικές και αρκετά μελετημένες τις περιπτώσεις της 15-16 Ιανουαρίου πάνω από την περιοχή του Ιονίου (Lagouvardos et al., 1999; Pytharoulis et al., 2000; Picornell et al., 2014; Tous et al., 2013) και 25-26 Σεπτεμβρίου 2006 πάνω από τη περιοχή της νότιας Ιταλίας (Chaboureau et al., 2012; Conte et al., 2011; Davolio et al., 2009; Miglietta et al., 2013, 2015, 2017; Moscatello et al., 2008). Επίσης, ένας αριθμός 29 περιπτώσεων medicanes και αντίστοιχων δορυφορικών φωτογραφιών είναι διαθέσιμος για μία 25-ετή περίοδο (1982–2007) στην σελίδα: <http://meteo.uib.cat/medicanes/>.

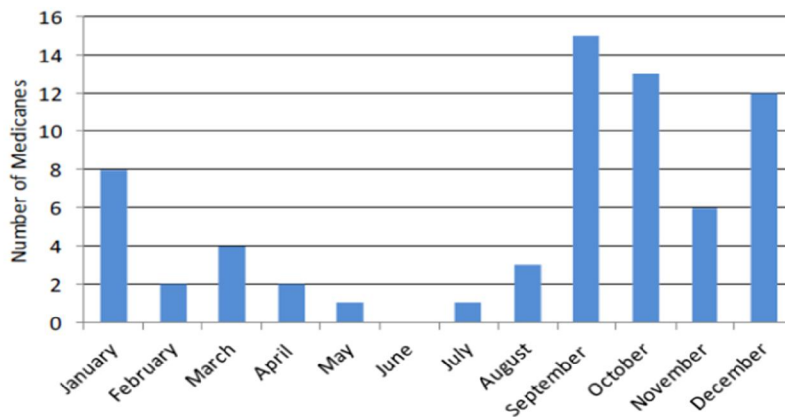
2.7.1 Εποχιακή και γεωγραφική κατανομή των medicanes

Η εποχιακή κατανομή των medicanes αποτελεί ένα θέμα με το οποίο έχουν ασχοληθεί πολλές μελέτες, σχετικά με την προτιμητέα περίοδο εμφάνισης των φαινομένων αυτών (Tous and Romero 2011; Romero and Emanuel 2013; Walsh et al. 2013). Οι Cavicchia et al. (2014) στην μελέτη τους 3για την κλιματολογία του φαινομένου κατά την περίοδο 1948-2011 αναφέρουν ότι αυτή χαρακτηρίζεται από έλλειψη γεγονότων κατά το θέρος και από έντονη δραστηριότητα καθ' όλη την διάρκεια του φθινοπώρου, με μέγιστη συχνότητα εμφάνισης τον Ιανουάριο. Επίσης, καταγράφουν όλα τα επεισόδιά ανά έτος για την ίδια περίοδο (Σχήμα 2.13).



Σχήμα 2.13: Ανά έτος αριθμός των medicanes. Τα έτη αναφέρονται στον άξονα x, και ο αριθμός επεισοδίου ανά έτος στον άξονα y. (Cavicchia et al., 2014).

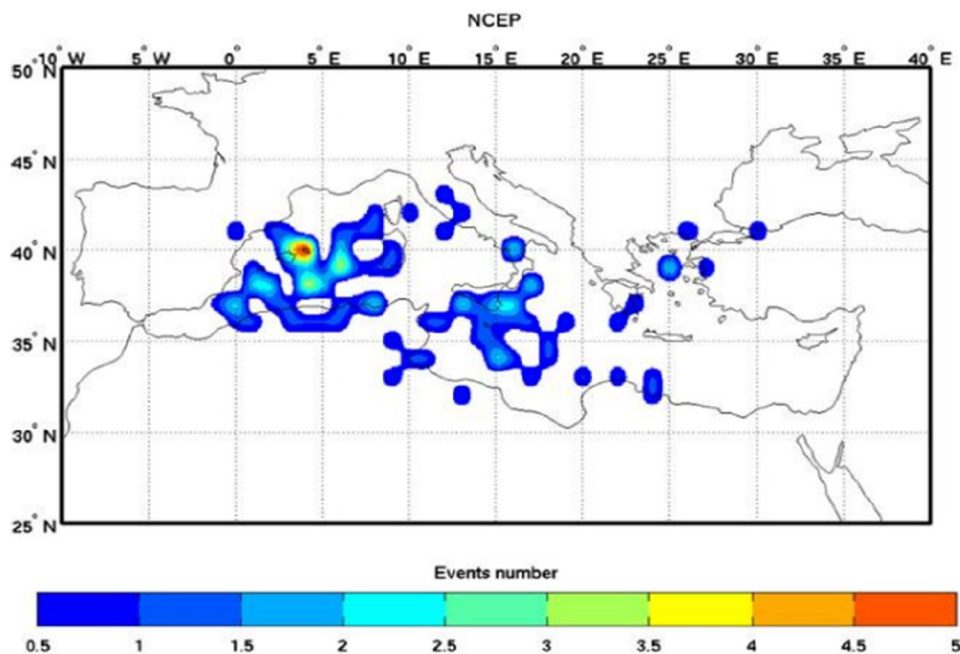
Οι Nastos et al., (2015), μελέτησαν ένα σύνολο κυκλώνων τροπικών χαρακτηριστικών, με βάσει δεδομένα 64 κυκλώνων που συγκεντρώθηκαν από βιβλιογραφικές αναφορές (Σχήμα 2.14). Αν και αποκλίνουν από τους παραπάνω ερευνητές ως προς την μέγιστη συχνότητα εμφάνισης του φαινομένου (Σεπτέμβριος: 15 γεγονότα), τα αποτελέσματα έρχονται σε γενική συμφωνία. Ακολουθεί ο Οκτώβριος (13 γεγονότα), ο Δεκέμβριος (12 γεγονότα) και ο Ιανουάριος (8 γεγονότα). Επιπλέον, επισημαίνουν ότι κατά την θερμή περίοδο του έτους (Απρίλιος –Αύγουστος) τα medicanes μειώνονται, ειδικά τον Ιούνιο, εξαιτίας της προς τον πόλο μετατόπισης του πολικού αεροχειμάρρου και της εμφάνισης των χαμηλών της χειμερινής περιόδου.



Σχήμα 2.14: Μηνιαίος αριθμός medicanes για την περίοδο 1947-2014 (Nastos et al., 2015)

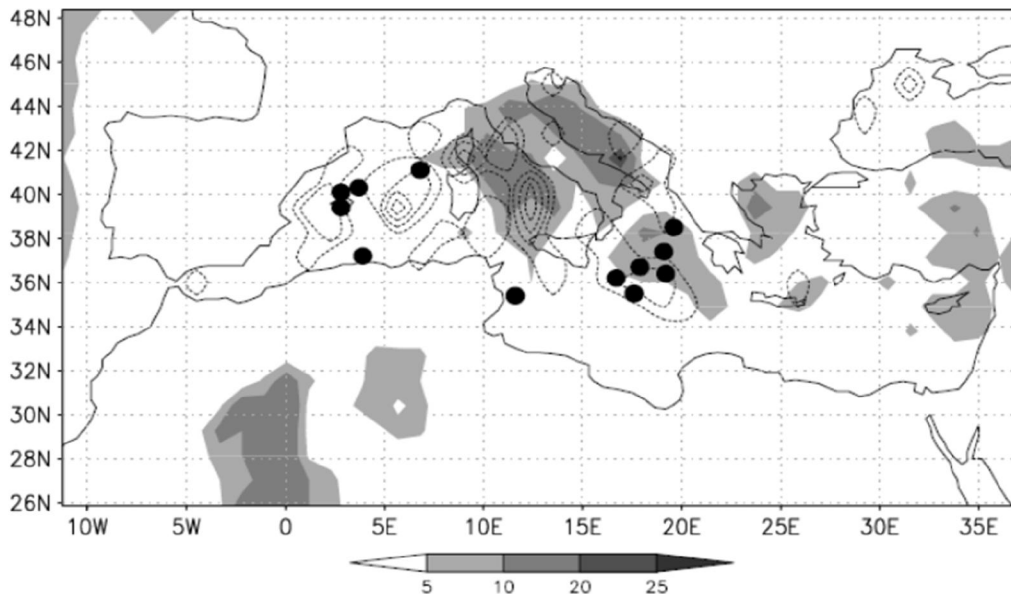
Αναφορικά με την γεωγραφική κατανομή του φαινομένου, αρκετές μελέτες συμφωνούν σε μεγάλο βαθμό ως προς τις περιοχές προτίμησης των medicanes. Περιγράφουν μία αυξημένη πυκνότητα κατανομής στην δυτική περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου (θάλασσα των Βαλεαρίδων) και δευτερευόντως στην περιοχή του Ιονίου πελάγους (Cavicchia et al., 2014; Tous and Romero, 2013). Εξετάζοντας τις περιπτώσεις των medicanes για την χρονική περίοδο 1948-

2011, βάσει δεδομένων επαναanalύσεων NCEP/NCAR, οι ερευνητές Cavicchia et al. (2014) ανέλυσαν το γεωγραφικό τους πρότυπο (Σχήμα 2.15). Αρκετά εύκολα συμπεραίνει κανείς ότι η γεωγραφική τους κατανομή είναι αρκετά διαφορετική από αυτή της κοινής Μεσογειακής κυκλογένεσης. Ένα μεγάλο μέρος των Μεσογειακών κυκλώνων τροπικών χαρακτηριστικών σχηματίζεται σε δύο συγκεκριμένες περιοχές της Μεσογείου. Η πρώτη, στην οποία η γένεση τους λαμβάνει χώρα πιο συχνά, είναι αυτή της δυτικής Μεσογείου. Η δεύτερη προτιμητέα περιοχή γένεσης στο Ιόνιο πέλαγος, ανάμεσα στην Σικελία και την Ελλάδα, ενώ, μικρή δραστηριότητα εντοπίζεται στο Αιγαίο πέλαγος και στην λεκάνη της Λεβαντίνης στην ανατολική Μεσόγειο.



Σχήμα 2.15: Το γεωγραφικό πρότυπο της γένεσης των medicanes για την περίοδο 1948-2011 (Cavicchia et al., 2014).

Σε μία αντίστοιχη προσπάθεια, οι Tous & Romero (2013) συνέκριναν την γεωγραφική κατανομή ενός συνόλου 220 γεγονότων (πιθανών medicanes) που προέκυψαν από μία συλλογή εικόνων του δορυφόρου Meteosat, από το 1982 έως το 2003, με αυτήν 12 «αναγνωρισμένων» medicanes, και απέδωσαν τις τοποθεσίες αυτές σε συνάρτηση με τις περιοχές που παρατηρείται η γένεση έντονων Μεσογειακών κυκλώνων. Στο σχήμα 2.16 αναπαρίσταται με διακεκομμένες γραμμές η πυκνότητα κατανομής των γεγονότων των «πιθανών» medicanes κατά την ώριμη φάση τους. Αυτοί εντοπίζονται στην κεντρική και δυτική περιοχή της Μεσογείου, και ιδιαίτερα μεταξύ των Βαλεαρίδων νήσων και της Ιταλικής χερσονήσου. Τα μαύρα σημεία στο ίδιο σχήμα αντιστοιχούν στους 12 ταξινομημένους ως «πραγματικούς Μεσογειακούς κυκλώνες (medicanes) και τοποθετούνται στην κεντρική και δυτική Μεσόγειο, ωστόσο οι τοποθεσίες αυτές δεν ταυτίζονται πλήρως με τις προηγούμενες. Συμπερασματικά με βάση τα παραπάνω, ως προς το εποχιακό πρότυπο, μεταξύ των δυο περιοχών υπάρχουν σημαντικές διαφορές, η περιοχή του Ιονίου εμφανίζει τον μέγιστο αριθμό γεγονότων τον Ιανουάριο, ενώ της δυτικής Μεσογείου καθ' όλη την διάρκεια του φθινοπώρου και των αρχών του χειμώνα.



Σχήμα 2.16: Κατανομή της χωρικής πυκνότητας των έντονων κυκλώνων από το MEDEX project (σκιασμένες περιοχές) ως αριθμός γεγονότων σε τετράγωνο ($1.125^\circ \text{ lat-lon}$), κατανομή πυκνότητας των «πιθανών» medicanes (διακεκομμένες γραμμές, η ισοδιάσταση είναι ένα γεγονός/ $(1.125^\circ)^2$ ξεκινώντας από την τιμή 1) και οι 12 αναγνωρισμένοι medicanes (μαύρα σημεία) (Tous and Romero, 2013).

2.8 Ταυτοποίηση κυκλωνικής διαταραχής ως medicane

Έχουν γίνει αρκετές προσπάθειες καθορισμού κριτηρίων για τον εντοπισμό και την ταυτοποίηση των βαρομετρικών χαμηλών ως medicanes, που έχουν σαν βάση την ανάλυση δεδομένων πεδίου σε πλέγματα παρατηρήσεων που παρουσιάζουν την εξέλιξη της δομής τους. Λόγω του μικρού μεγέθους και των ειδικών μετεωρολογικών συνθηκών που απαιτούνται για τον σχηματισμό τους υπάρχει μεγάλη δυσκολία στην διάκριση των medicanes (Tous and Romero, 2011) βάση της μεθοδολογίας που χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό κυκλώνων που προκαλούν ακραίες καιρικές επιπτώσεις πάνω από την Μεσόγειο (MEDEX project). Ο Hart (2003) ασχολήθηκε με τα διαγράμματα φάσης-χώρου. Πρόκειται για διαγράμματα που βασίζονται στον θερμικό άνεμο και στον παράγοντα B (παράγοντας θερμικής συμμετρίας/ασυμμετρίας⁵). Τα διαγράμματα αυτά, μπορούν να αξιολογήσουν την μετωπική φύση (lower-tropospheric thickness asymmetry) ενός κυκλώνα, καθώς επίσης και το είδος της θερμικής δομής (warm-cold core) μέσα σε δύο στρώματα ίσου πάχους. Στην ουσία, η τιμή του B, σε ένα συγκεκριμένο ατμοσφαιρικό στρώμα, ορίζεται ως η διαφορά του μέσου πάχους μεταξύ της δεξιάς και της αριστερής πλευράς (δεξιά μείον αριστερά) του κυκλώνα (σε κάθε χρονικό βήμα), σε σχέση με την κίνησή του στα κατώτερα τροποσφαιρικά στρώματα. Δηλαδή αναφέρεται για τα εξής δύο ισοβαρικά στρώματα: το ανώτερο (upper) από 600hPa έως 300hPa (B^U) και το κατώτερο (low) από 900hPa έως 600hPa (B^L). Η θέση του κέντρου του κυκλώνα προσδιορίζεται από τη χαμηλότερη τιμή MSLP και στη συνέχεια η διαδρομή του κυκλώνα για κάθε επόμενο χρονικό βήμα υπολογίζεται σύμφωνα με τον Hart (2003). Το μέσο πάχος της αριστερής και της δεξιάς πλευράς υπολογίζεται λαμβάνοντας

⁵ Συμμετρική/ μη μετωπική έναντι ασύμμετρη/μετωπιαία.

υπόψη έναν κύκλο με ακτίνα 200km⁶ γύρω από το κέντρο του κυκλώνα. Τέλος, υπολογίζεται και ο θερμικός άνεμος στα προαναφερθέντα στρώματα (V_T^L και V_T^U).

Η παράμετρος του θερμικού ανέμου καθορίζει αν το σύστημα χαρακτηρίζεται από θερμό ή ψυχρό πυρήνα. Όταν οι τιμές των $-V_T^L$ και $-V_T^U$ είναι θετικές ($-V_T^L > 0$ και $-V_T^U > 0$) τότε ο πυρήνας είναι θερμός και ψυχρός όταν οι τιμές είναι αρνητικές ($-V_T^L < 0$ και $-V_T^U < 0$). Μικρές τιμές του παράγοντα B ($B < 10m$), αντιστοιχούν σε ένα θερμικά συμμετρικό σύστημα χωρίς μετωπικές δραστηριότητες, όπως είναι οι τροπικοί κυκλώνες. Επομένως, για όλους τους τροπικούς κυκλώνες, και κατ' επέκτασιν για τους μεσογειακούς κυκλώνες, θα πρέπει να ισχύει $B < 10m$ και $-V_T^L > 0$ και $-V_T^U > 0$.

Οι κλιμακούμενες παράμετροι μεγέθους θερμικού ανέμου ορίζονται ως:

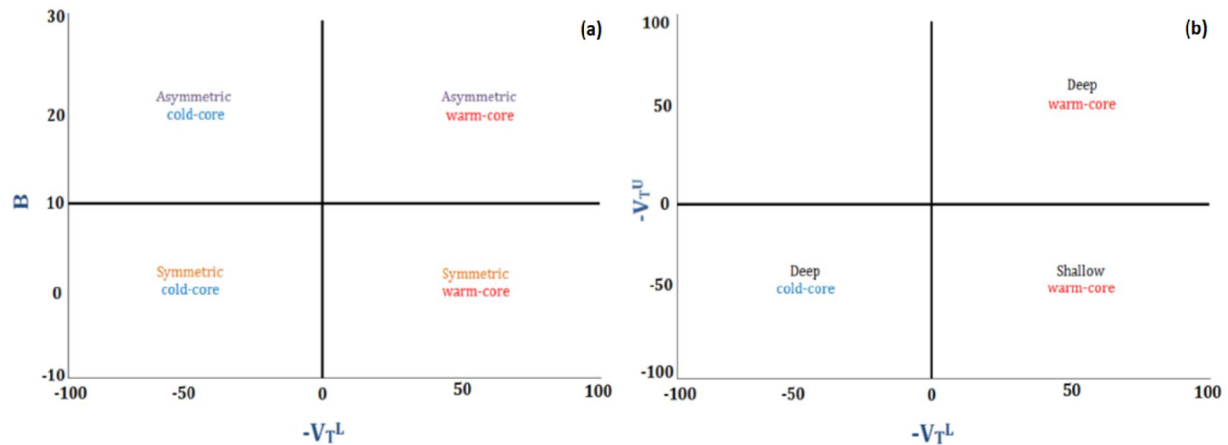
$$\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Bigg|_{900 \text{ hPa}}^{600 \text{ hPa}} = -|V_T^L|$$

$$\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \Bigg|_{600 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} = -|V_T^U|$$

Όπου ΔZ είναι η διαφορά μεταξύ δύο διαφορετικών επιπέδων γεωδυναμικών υψών, εντός του κυκλώνα με ακτίνα 200 km γύρω από το ελάχιστο MSLP.

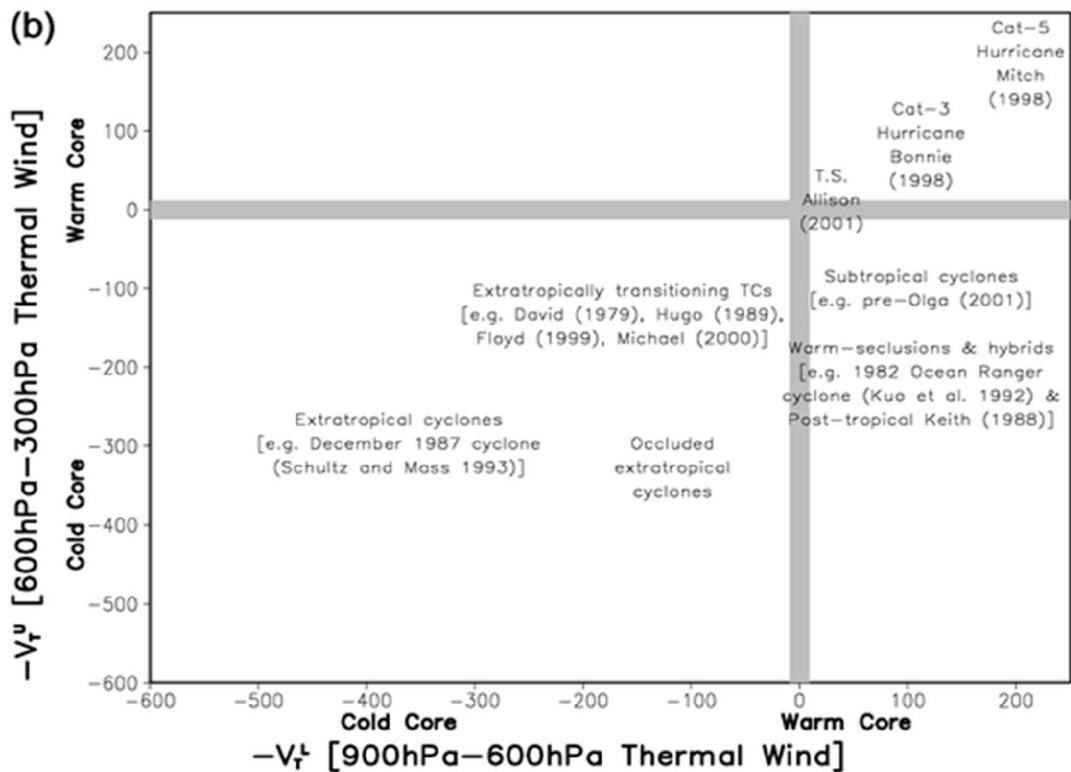
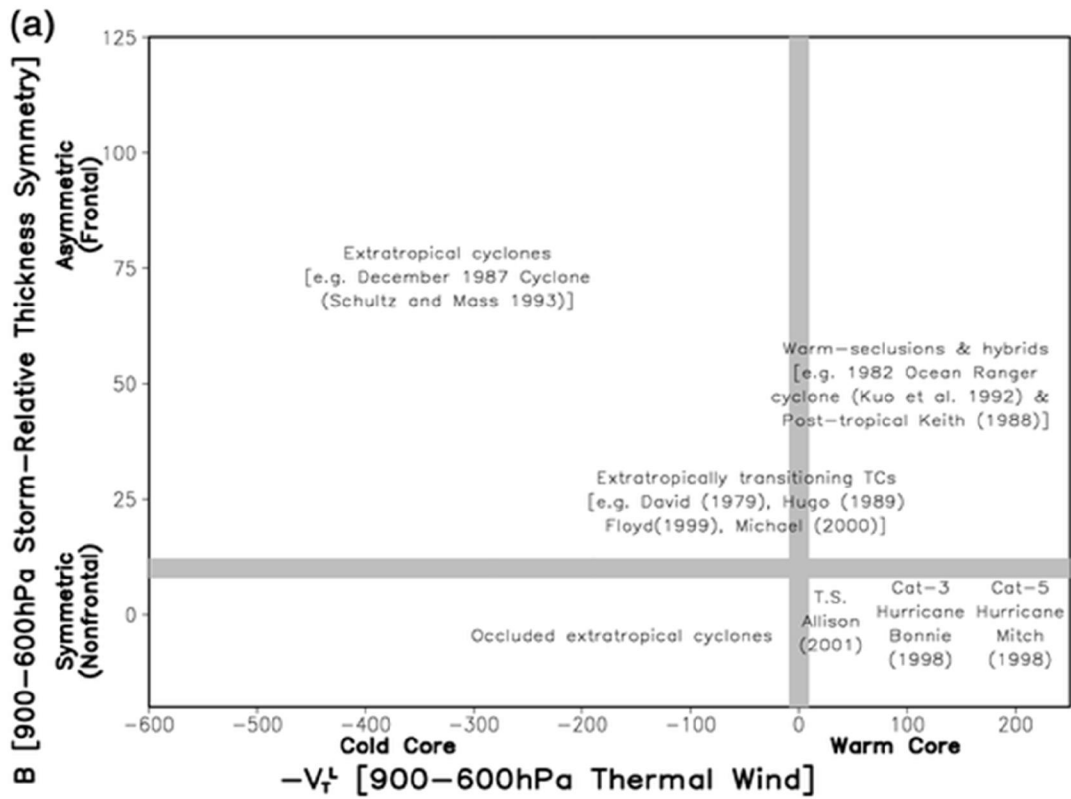
⁶ Ο Hart (2003) επέλεξε ακτίνα 500km για τη μελέτη των τροπικών κυκλώνων, στη Μεσόγειο θεωρείτε καταλληλότερη η ακτίνα των 200km, λαμβάνοντας υπόψη ότι οι Μεσογειακοί κυκλώνες έχουν μικρότερο μέγεθος από τους τροπικούς κυκλώνες, οπότε η επιλογή μεγαλύτερης ακτίνας θα αλλοιώσει τα χαρακτηριστικά των μεσογειακών κυκλώνων (Pytharoulis, I. al et 2014; Karacostas, T. al et. 2017; Mylonas, M. al et. 2019).

Η διαδικασία ολοκληρώνεται με την παρασκευή των παρακάτω διαγραμμάτων (Σχήμα 2.17), με τον σχηματισμό, δηλαδή, μιας τεθλασμένης γραμμής για τις διάφορες χρονικές στιγμές και έτσι εξάγεται συμπέρασμα για το είδος του βαρομετρικού χαμηλού.



Σχήμα 2.17: Τεταρτημόρια των διαγραμμάτων φάσης και ποιοτική σημασία (Hart 2003).

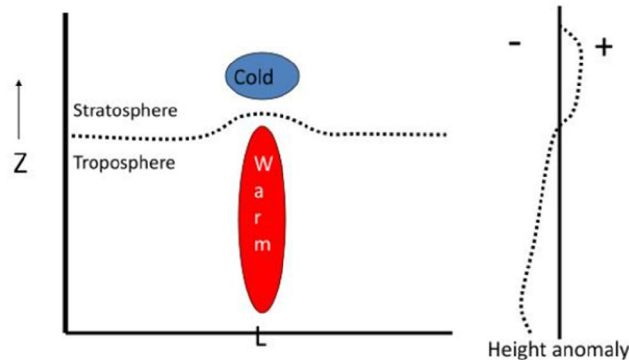
Σε περίπτωση όπου η γραμμή χαρακτή στο πρώτο ή στο δεύτερο τεταρτημόριο του διαγράμματος (a), τότε το σύστημα χαρακτηρίζεται από θερμική ασυμμετρία, το B δηλαδή είναι μικρότερο από 10, ενώ αν χαρακτηρίσει στο πρώτο ή στο τέταρτο τεταρτημόριο χαρακτηρίζεται από θερμό πυρήνα. Το διάγραμμα (b) του σχήματος 2.17 διακρίνει αν ο πυρήνας είναι βαθύς ή ρηχός αν η γραμμή χαρακτή στο πρώτο ή στο τρίτο τεταρτημόριο τότε ο πυρήνας είναι βαθύς διαφορετικά (δεύτερο ή τρίτο) είναι ρηχός.



Σχήμα 2.18: Τύπος κυκλωνικής διαταραχής σε κάθε τεταρτημόριο στο διάγραμμα φάσης (a) $-V_T^L$ vs B και (b) $-V_T^U$ vs $-V_T^L$. (Hart, 2003).

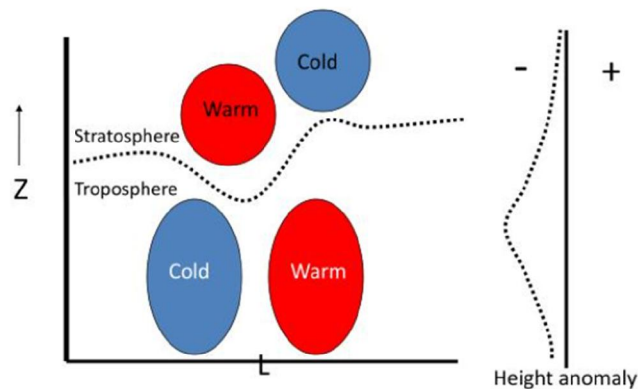
2.8.1 Τρόποι ενίσχυσης κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά

- Κλασικός κυκλώνας θερμού πυρήνα (Τροπικός κυκλώνας)
 - Ενισχύεται μέσω παρατεταμένης μεταφοράς, επιφανειακών ροών.
 - Η ισχύς του κυκλώνα είναι μεγαλύτερη κοντά στην κορυφή του οριακού στρώματος
 - Ο τυφώνας Bonnie (1998) ανήκει σε αυτή τη κατηγορία.



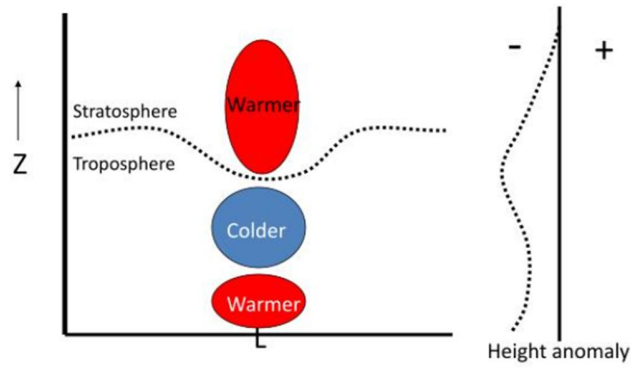
Σχήμα 2.19: Κατακόρυφη αναπαράσταση δημιουργίας κυκλώνα με θερμό πυρήνα (Robert Hart).

- Κλασικός κυκλώνας ψυχρού πυρήνα (Εξωτροπικός)
 - Ενισχύεται μέσω βαροκλιτικής ανάπτυξης και μείωσης της τροπόπαυσης.
 - Η ισχύς του κυκλώνα είναι μεγαλύτερη κοντά στην τροπόπαυση



Σχήμα 2.20: Κατακόρυφη αναπαράσταση δημιουργίας κυκλώνα με ψυχρό πυρήνα (Robert Hart).

- Υβριδικός (μη συμβατικός) κυκλώνας
 - Αποτελεί ανάμιξη των δύο παραπάνω κατηγοριών.
 - Το φαινόμενο μελετήθηκε από αρκετούς ερευνητές. Οι Tannehill (1938) και Pierce (1939) ασχολήθηκαν με τον πρώτο υβριδικό κυκλώνα που καταγράφηκε (κυκλώνας της νέας Αγγλίας 1938). Ακολούθησαν οι ερευνητές: Knox (1955); Palmén (1958) (κυκλώνας Hazel), Simpson (1972), (κυκλώνας Neutercanes), DiMego and Bosart (1982) (κυκλώνας Agnes), Miner et al. (2000) (κυκλώνας Huron), Gustav (2002), (κυκλώνας Catarina).



Σχήμα 2.21: Κατακόρυφη αναπαράσταση δημιουργίας κυκλώνα με υβριδικό πύρινα (Robert Hart).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Δεδομένα και Εργαλεία Ανάλυσης

3.1 Δεδομένα Μελέτης

3.2 Εργαλεία Ανάλυσης Δεδομένων

3.1 Δεδομένα Μελέτης

Το σύνολο των δεδομένων που χρησιμοποιούνται στην παρούσα μελέτη προέρχονται από τη χρονοσειρά ERA5 του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμης Πρόγνωσης Καιρού ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts). Είναι η πιο πρόσφατη χρονοσειρά των δεδομένων Reanalysis του ECMWF, με διαστάσεις πλέγματος $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ κανονικού γεωγραφικού πλάτους – μήκους. Για την περίπτωση μελέτης το χωρικό πλέγμα είναι ικανοποιητικό, αφού οι μεσογειακοί κυκλώνες δε ξεπερνούν σε ακτίνα τα 150 με 200km (Miglietta et al., 2013). Η βάση δεδομένων περιλαμβάνει μετεωρολογικά δεδομένα από πολλές πηγές και διάφορα κράτη, συμπεριλαμβανομένων πληροφοριών από δορυφόρους (Urrala et al., 2005). Σύμφωνα με τις αξιολογήσεις και πρώτες αναφορές του (ECMWF), η χρονοσειρά των δεδομένων “reanalysis” του ERA5 βελτιώνει την αντίστοιχη η οποία χρησιμοποιούνταν πριν (ERA-Interim), από αρκετές απόψεις. Μία από τις σημαντικότερες βελτιώσεις της χρονοσειράς του ERA5 είναι η πολύ υψηλότερη χωρική και χρονική διακριτότητα.

Περιλαμβάνουν αναλύσεις, με βωρο χρονικό βήμα, για την χρονική περίοδο από 15 Σεπτεμβρίου 2020 00:00UTC μέχρι τις 19 Σεπτεμβρίου 2020 18:00UTC, την μέση πίεση της στάθμης της θάλασσας (MSLP), το γεωδυναμικό (Z) στις ισοβαρικές επιφάνειες 850, 500 και 300hPa, τον ζωνικό άνεμο (u), τον μεσημβρινό άνεμο (v), την ένταση και την διεύθυνση του ανέμου στα 850 και 500hPa, της θερμοκρασίας (T) για τις ισοβαρικές επιφάνειες 850 και 500hPa, την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας (SST), την μεταφορά θερμοκρασίας στα 850hPa, τη δυναμική θερμοκρασία (θ) στο επίπεδο όπου ο δυναμικός στροβιλισμός ισούται με 2PVU, την απόκλιση (D) στις ισοβαρικές επιφάνειες 1000, 925, 500 και 300hPa, την σχετική υγρασία (RH) στα 1000, 925, 850, 700, 500 και 300hPa, τον δυναμικό στροβιλισμό (PV) στις ισηντροπικές επιφάνειες 315 °K, 330°K και στην ισοβαρική των 500hPa και το σχετικό στροβιλισμό (RV) στα 500hPa και 300hPa. Επίσης για την κατανόηση των επιφανειακών ροών θερμότητας, χρησιμοποιήθηκαν, με χρονικό βήμα 6 ωρών, για την ίδια χρονική περίοδο, η ροή λανθάνουσας (Latent Heat Flux) κι αισθητής θερμότητας (Sensible Heat Flux) και η κατανομή εξάτμισης (Evaporation).

Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκαν εικόνες της βάσης δεδομένων EUMeTrain ePort Pro, που συνδυάζουν δορυφορικές εικόνες MSG RGB στο κανάλι των υδρατμών 6.2 μm και 7,3 μm , στο υπέρυθρο κανάλι 10.8 μm και του δείκτη Airmass, που χορηγήθηκαν από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY) για την χρονική περίοδο από 15 Σεπτεμβρίου 2020 12:00UTC μέχρι τις 20 Σεπτεμβρίου 2020 12:00UTC. Τέλος, για την περιοχή του Ελλαδικού χώρου αξιοποιήθηκαν χάρτες <Real Time Weather> από τις 17 Σεπτεμβρίου 2020 μέχρι τις 19 Σεπτεμβρίου 2020, που χορηγήθηκαν επίσης από την EMY.

Τα περισσότερα δεδομένα της χρονοσειράς ERA5 που χρησιμοποιήθηκαν ήταν σε μορφή NetCDF (Network Common Data Form). Πρόκειται για αρχεία διατήρησης δεδομένων που χρησιμοποιούνται συνήθως στην επιστημονική κοινότητα για την αποθήκευση μεγάλου όγκου

δεδομένων που παράγονται από αριθμητικές προσομοιώσεις και μετρήσεις. Η μορφή αρχείου NetCDF έχει σχεδιαστεί για να είναι πολύ ευέλικτη και να υποστηρίζει μεγάλους όγκους δεδομένων, καθώς και να διευκολύνει την ανταλλαγή δεδομένων μεταξύ ερευνητικών ομάδων.

Τα NetCDF αρχεία αποτελούνται από δομημένα δεδομένα που οργανώνονται σε μια πλεξίδα. Η πλεξίδα μπορεί να είναι δισδιάστατη (πχ. στην περίπτωση ενός γεωγραφικού χάρτη) ή τρισδιάστατη (πχ. στην περίπτωση ενός κλιματικού μοντέλου). Τα δεδομένα περιλαμβάνουν συνήθως πληροφορίες για την γεωγραφική θέση, το χρόνο και την τιμή του μετρητικού παραμέτρου. Μπορούν να αποθηκεύουν διάφορους τύπους δεδομένων, όπως ακέραιους αριθμούς, πραγματικούς αριθμούς, κείμενο, κ.λπ. Τα αρχεία NetCDF είναι διαθέσιμα σε διάφορες γλώσσες προγραμματισμού και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να αποθηκεύσουν δεδομένα από διάφορα επιστημονικά πεδία, όπως ατμοσφαιρική επιστήμη, οικονομική, και κλιματικές επιστήμες. Τα NetCDF αρχεία μπορούν να αποκωδικοποιηθούν με τη χρήση λογισμικού NetCDF, που είναι διαθέσιμο σε πολλές γλώσσες προγραμματισμού, όπως η Python, η R, η MATLAB και άλλες

Μερικά από τα δεδομένα αποθηκεύτηκαν σε μορφή GRIB, η οποία είναι ένα διεθνές, κατανοητό format για την αποθήκευση δεδομένων μετεωρολογικών και ωκεανογραφικών μεταβλητών. Τα δεδομένα αυτά περιέχουν μια ακολουθία διαστάσεων 4-D (π.χ. η υ συνιστώσα του ανέμου = $f(lon, lat, level, time)$), με τις πρώτες δύο διαστάσεις να περιγράφουν τις συντεταγμένες της γεωγραφικής τοποθεσίας, ενώ οι διαστάσεις level και time περιγράφουν τα ατμοσφαιρικά στρώματα και το χρόνο αντίστοιχα. Όσα από τα δεδομένα επεξεργάστηκαν μέσω του λογισμικού πακέτου Panoply (δίνονται λεπτομέρειες στην ενότητα 3.2) αποθηκεύτηκαν σε μορφή GRIB.

3.2 Εργαλεία Ανάλυσης Δεδομένων

Για την ανάλυση των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το Integrated Data Viewer (IDV). Το IDV είναι ένα λογισμικό ανοιχτού κώδικα που αναπτύχθηκε από το Κέντρο Προγραμμάτων Unidata στο Πανεπιστήμιο του Κολοράντο με στόχο τη δημιουργία και τη διάδοση ενός ενσωματωμένου εργαλείου οπτικοποίησης και ανάλυσης δεδομένων για την επιστημονική κοινότητα. Επιτρέπει την οπτικοποίηση και την ανάλυση μεγάλων όγκων δεδομένων από διάφορες πηγές, όπως μοντέλα πρόγνωσης και εικόνες από δορυφόρους. Υποστηρίζει διάφορες μορφές δεδομένων, συμπεριλαμβανομένων των μορφών NetCDF, GRIB, HDF και GeoTIFF, καθώς και πρότυπα δεδομένων, όπως οι OGC Web Services.

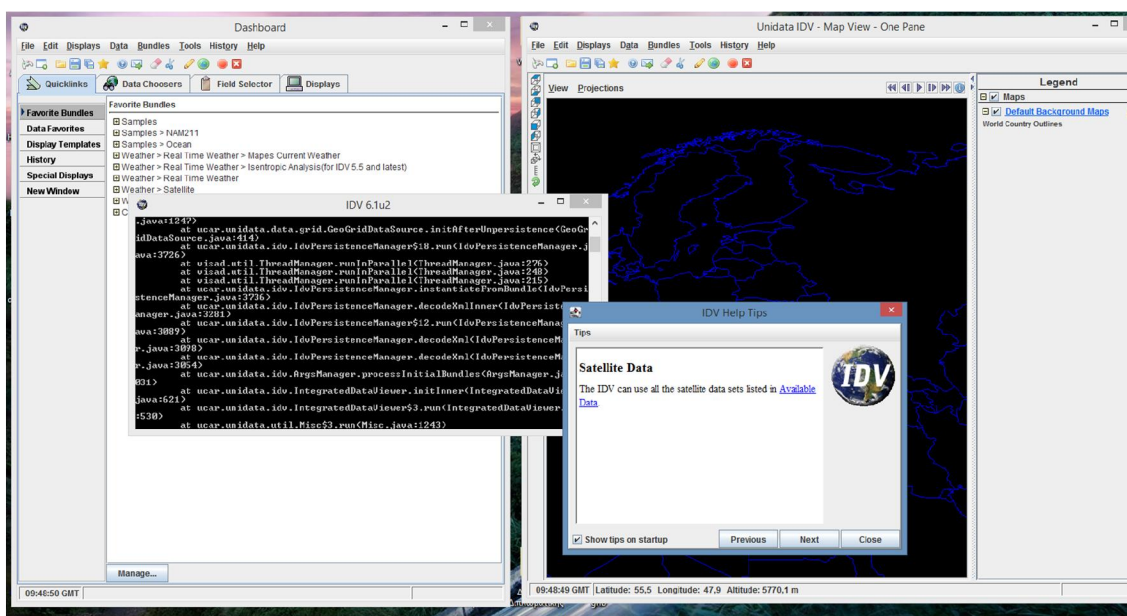
Περιλαμβάνει οπτικοποίηση δεδομένων σε 1D, 2D, 3D και 4D (χωροχρόνος) χρησιμοποιώντας μια ποικιλία οθονών, συμπεριλαμβανομένων χαρτών, γραφημάτων περιγράμματος και κάθετων διατομών. Παρέχει επίσης πολλά εργαλεία ανάλυσης δεδομένων, όπως η αναγνώριση χαρακτηριστικών και προτύπων, στατιστική ανάλυση, γραφήματα επιφάνειας, χωροχρονικές προβολές καθώς επίσης αναγνώριση μοτίβων και χαρακτηριστικών. Έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως σε διάφορους τομείς έρευνας, συμπεριλαμβανομένης της ατμοσφαιρικής επιστήμης, της ωκεανογραφίας, της υδρολογίας και της γεωγραφίας. Παρέχει ένα ισχυρό εργαλείο για την εξερεύνηση και την ανάλυση μεγάλων και πολύπλοκων συνόλων δεδομένων και η φύση ανοιχτού κώδικα επιτρέπει την προσαρμογή και την επέκταση από την επιστημονική κοινότητα.

Το IDV παρέχει ένα ολοκληρωμένο API που επιτρέπει στους χρήστες να ενσωματώνουν τις λειτουργίες του IDV με άλλα προγράμματα λογισμικού και γλώσσες προγραμματισμού, όπως Python, Java και MATLAB. Αυτό επιτρέπει στους χρήστες να δημιουργούν προσαρμοσμένα εργαλεία ανάλυσης δεδομένων και οπτικοποίησης που αξιοποιούν τις δυνατότητες του IDV. Το

API περιλαμβάνει ένα σύνολο κλάσεων Java που παρέχουν πρόσβαση στις λειτουργίες του IDV, καθώς και ένα πακέτο Ruython που παρέχει μια απλοποιημένη διεπαφή προγραμματισμού στην Ruython. Το IDV API επιτρέπει στους χρήστες να χρησιμοποιούν τις λειτουργίες του IDV για να δημιουργούν προσαρμοσμένες εφαρμογές και εργαλεία, καθώς και να αυτοματοποιούν εργασίες και διαδικασίες ανάλυσης δεδομένων. Αυτό καθιστά το IDV ένα ισχυρό εργαλείο για την επιστημονική κοινότητα, καθώς επιτρέπει την ενσωμάτωση με άλλο λογισμικό και γλώσσες προγραμματισμού.

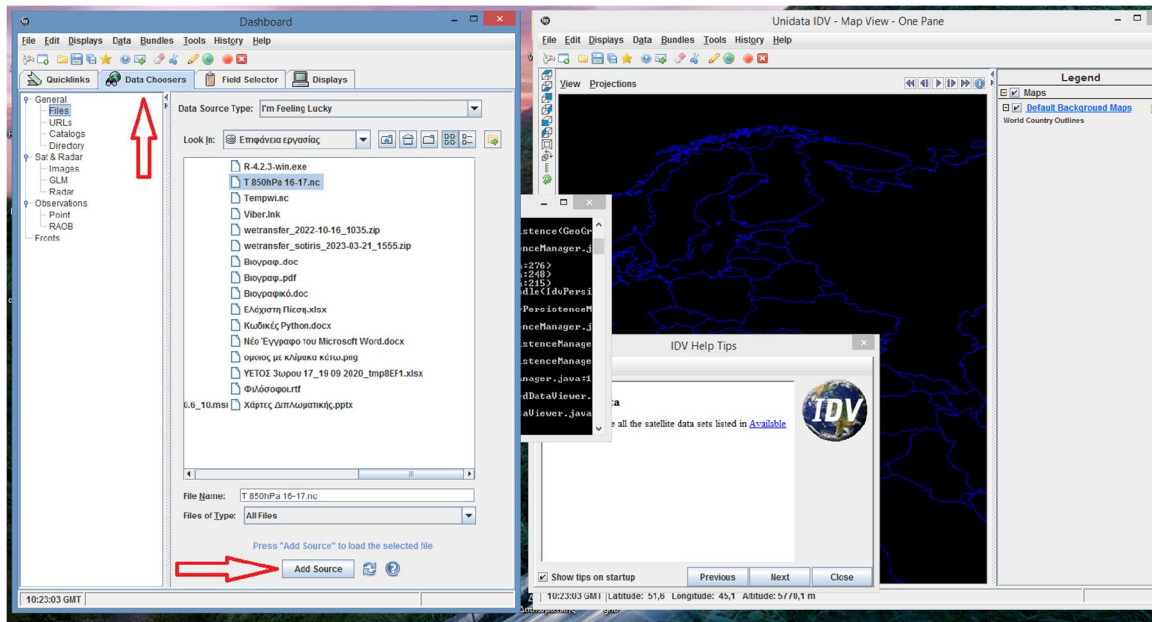
Παράδειγμα οπτικοποίησης δεδομένων της θερμοκρασίας και γεωδυναμικών υψών για την περιοχή μελέτης στο πρόγραμμα Integrated Data Viewer

Με την εκκίνηση της εφαρμογής εμφανίζονται τέσσερα παράθυρα (Σχήμα 3.1), η εργασία ξεκινά στο Dashboard με την επιλογή των δεδομένων.



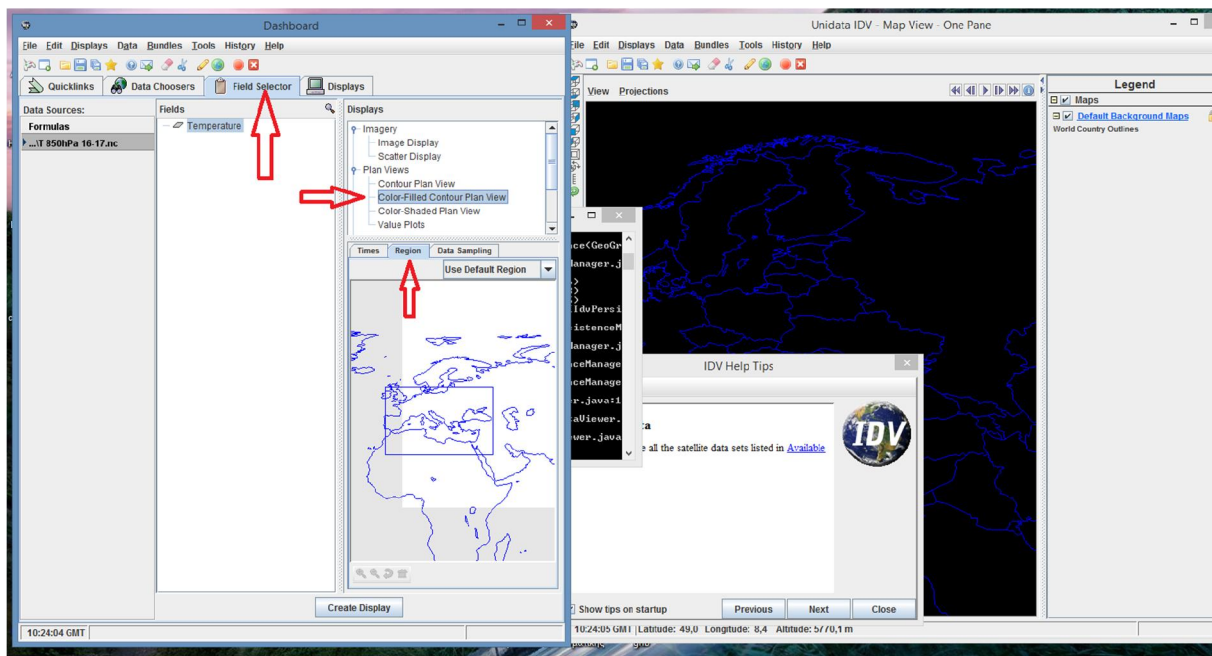
Σχήμα 3.1

Μετά την επιλογή Data Choosers στο παράθυρο Dashboard (Σχήμα 3.2) επιλέγεται ο τύπος της πηγής των δεδομένων και στην συνέχεια τα δεδομένα, που σε αυτή τη περίπτωση είναι το αρχείο με ονομασία <T 850hPa 16-17.nc> σε μορφή NetCDF και αφορά τη θερμοκρασία στο επίπεδο 850hPa για της 16-17 Σεπτεμβρίου 2020. Στη συνέχεια γίνεται προσθήκη του επιλεγμένου αρχείου στις πηγές των δεδομένων με την επιλογή “Add Source”.



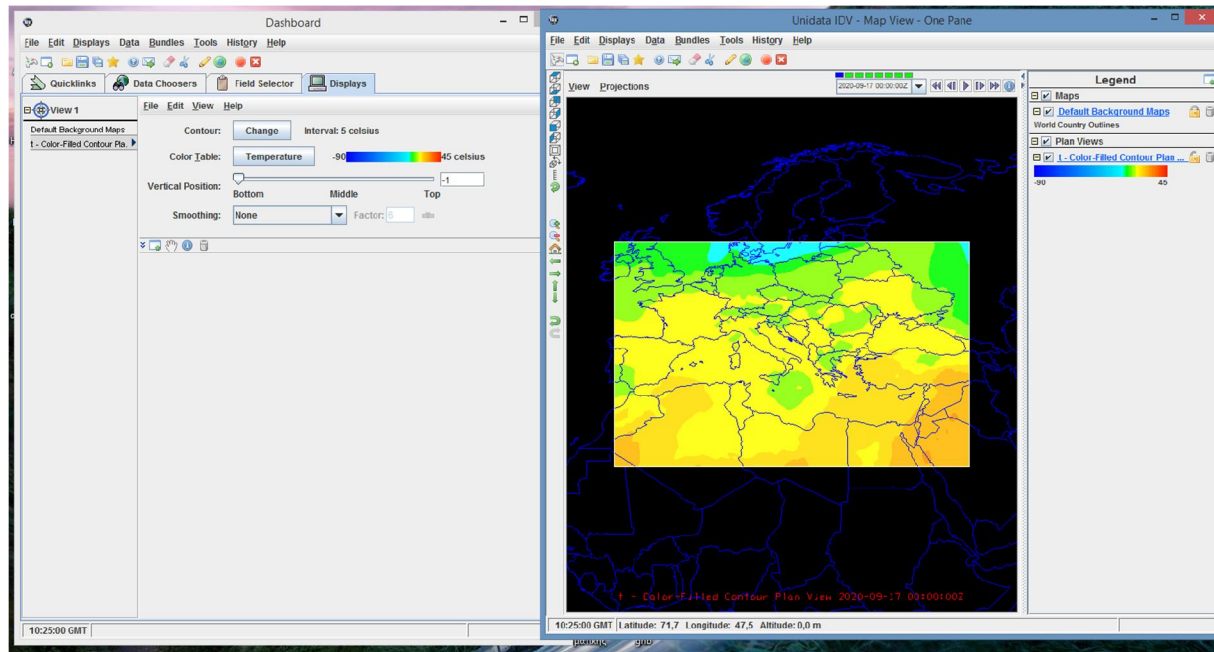
Σχήμα 3.2

Αυτόματα γίνεται μετάβαση στη καρτέλα Field Selector (Σχήμα 3.3) και από το Displays επιλέγεται μορφή οπτικοποίησης: Color-Filled Contour Plan View. Επίσης, το παράθυρο Region στην ίδια καρτέλα (ακριβώς από κάτω) δείχνει τη περιοχή στο χάρτη όπου αναφέρονται τα δεδομένα, ενώ το παράθυρο Times τη χρονική περίοδο που καλύπτουν.



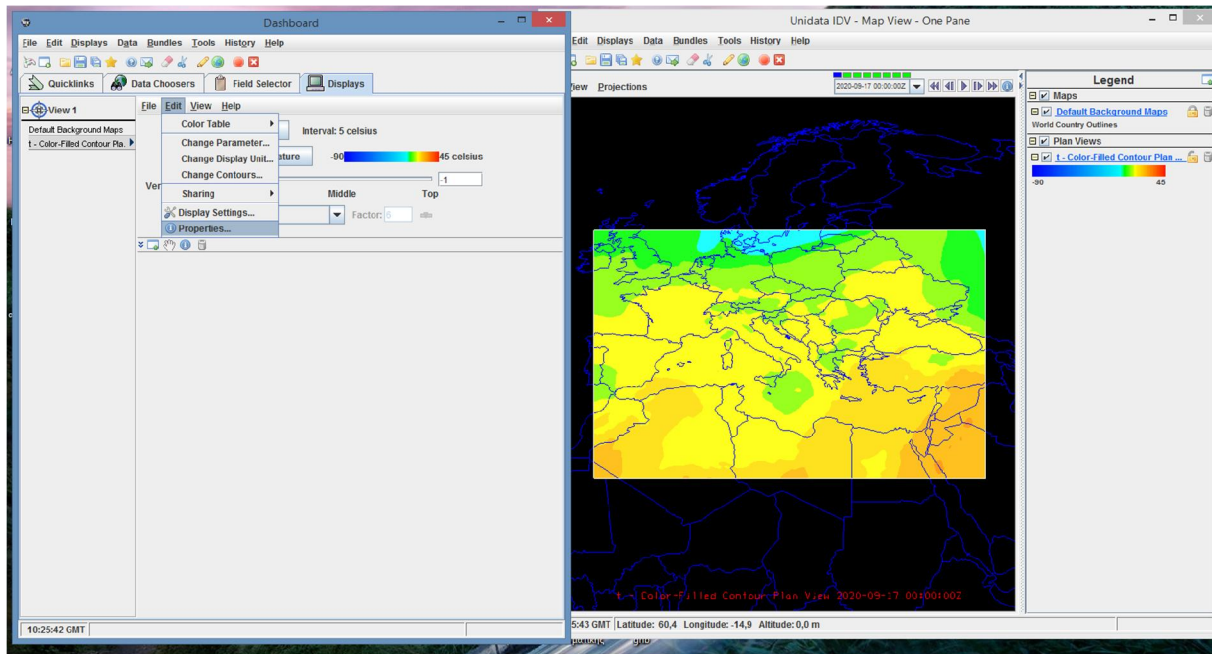
Σχήμα 3.3

Επιλέγοντας Create Display πραγματοποιείται η οπτικοποίηση των δεδομένων στο παράθυρο Unidata IDV – Map View – One Page. Με διάφορες ενέργειες στο Dashboard μπορεί να τροποποιηθεί η μορφή του χάρτη (Σχήμα 3.4).

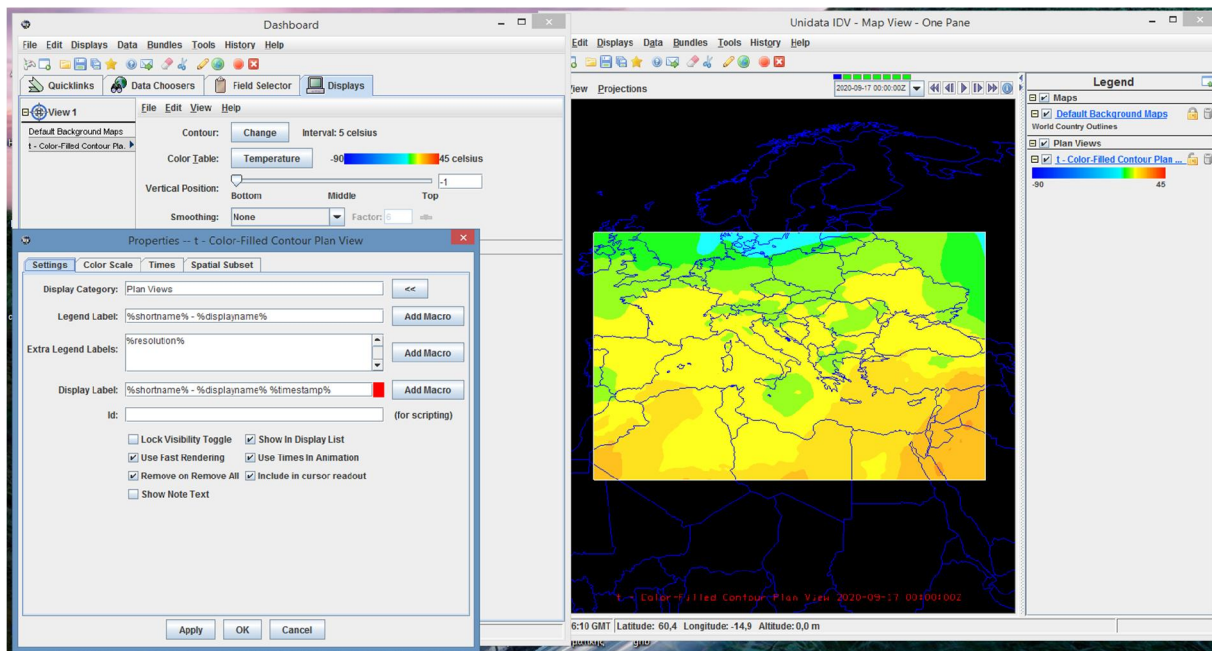


Σχήμα 3.4

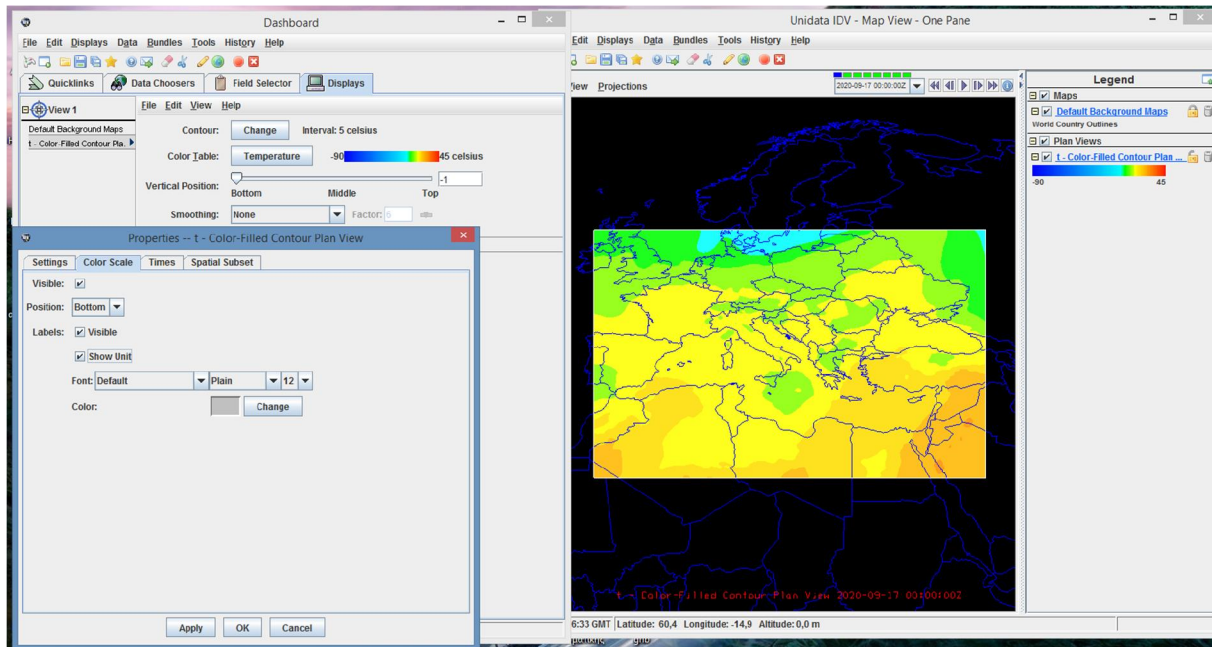
Στο αναδυόμενο παράθυρο Properties – t – Color-Filled Contour Plan View (Σχήμα 3.6) μέσω της επιλογής Displays → Edit → Properties → Settings (Σχήμα 3.5) πραγματοποιείται η επεξεργασία του τίτλου (Display Label), ενώ μέσω της επιλογής Color Scale η προσθήκη της κλίμακας (Σχήμα 3.7). Δίνεται η δυνατότητα να τοποθετηθεί σε όποια πλευρά του χάρτη.



Σχήμα 3.5

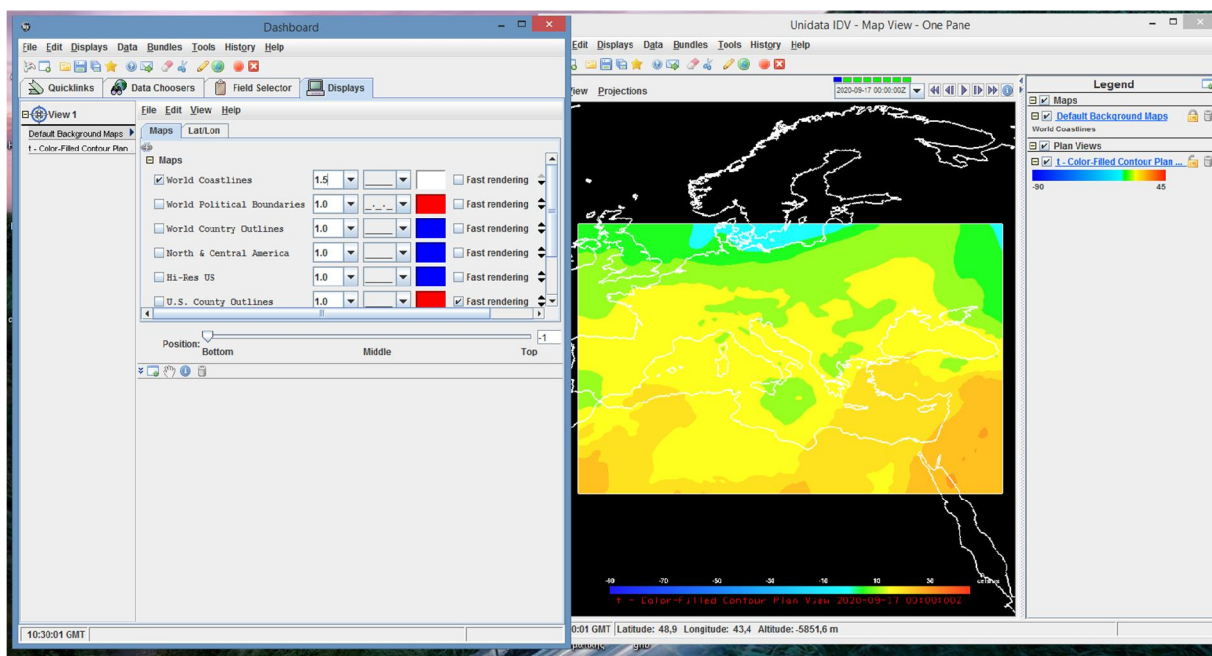


Σχήμα 3.6

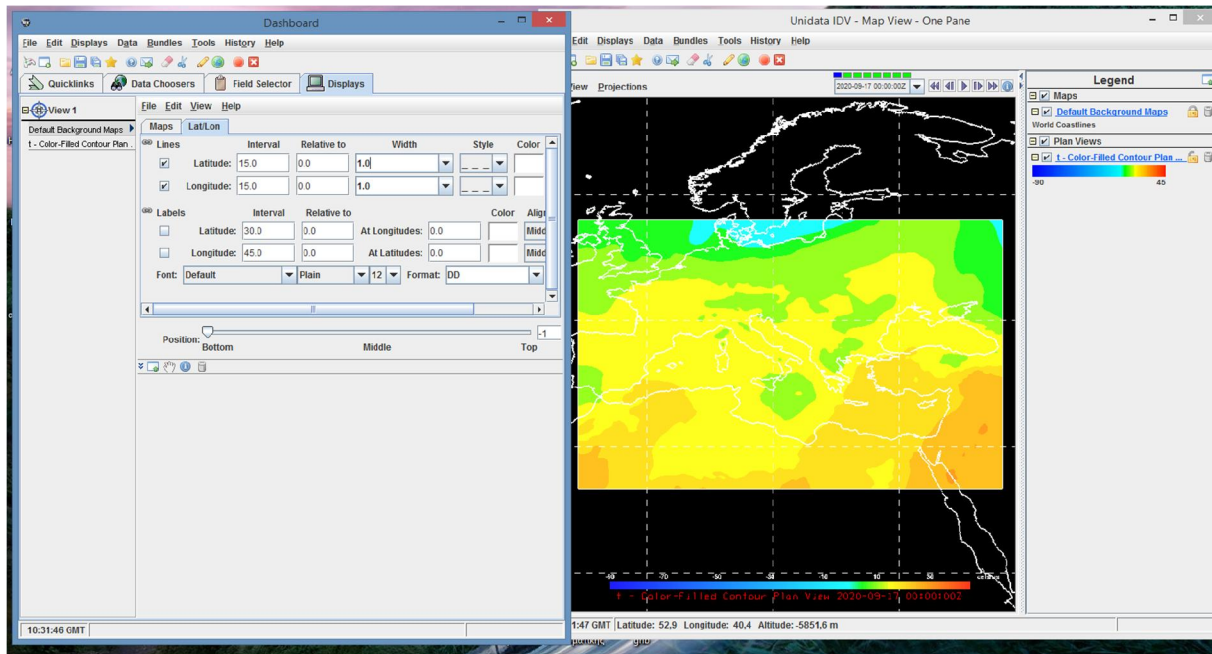


Σχήμα 3.7

Όσο αφορά τις συντεταγμένες της περιοχής η προσθήκη πραγματοποιείται από το παράθυρο Unidata IDV – Map View – One Page πατώντας την επιλογή Default Background Maps δεξιά στη στήλη Legend (Σχήμα 3.8). Στη συνέχεια στο παράθυρο Dashboard εμφανίζεται η επιλογή Maps όπου πραγματοποιείται η επεξεργασία των συνόρων και η επιλογή Lat/Lon για τη προσθήκη των συντεταγμένων (Σχήμα 3.9).

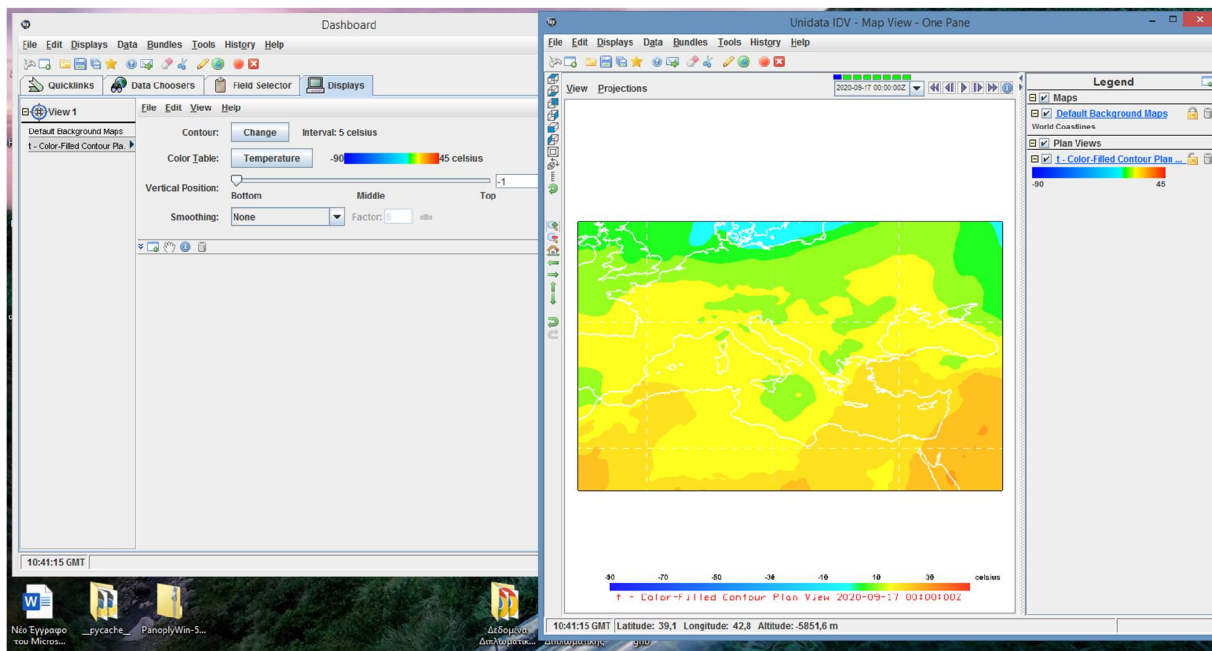


Σχήμα 3.8



Σχήμα 3.9

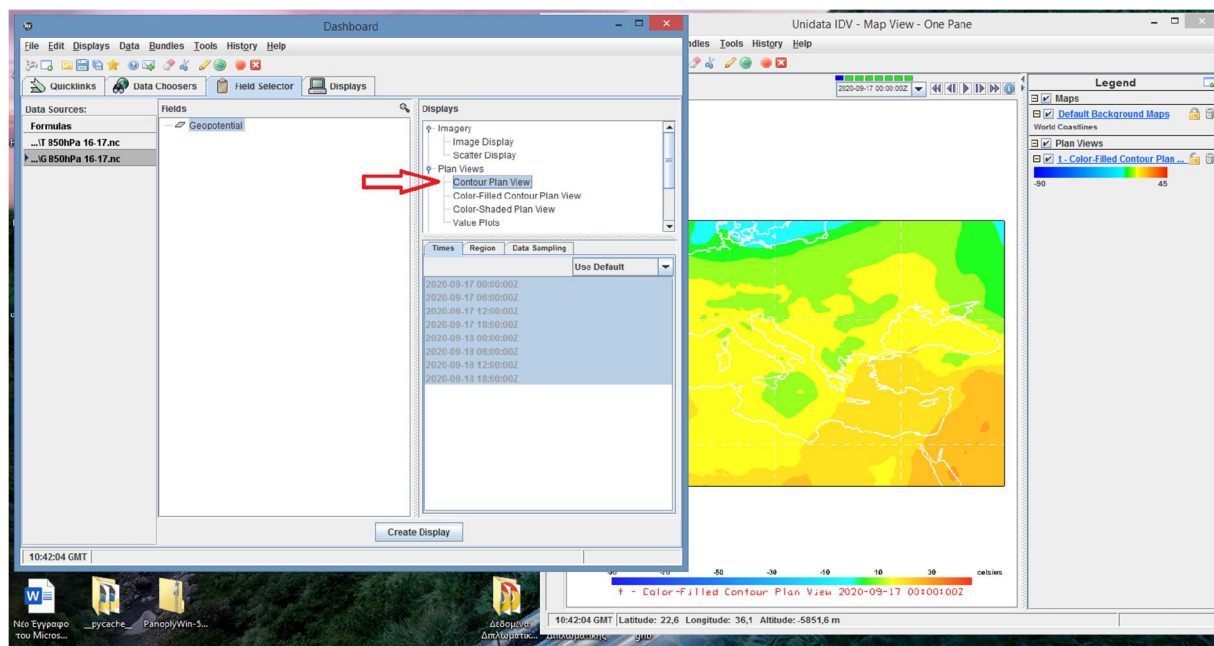
Με την επιλογή View → Color → Black on white στο παράθυρο Unidata IDV – Map View – One Page το φόντο της γραφικής παράστασης γίνεται λευκό (Σχήμα 3.10).



Σχήμα 3.10

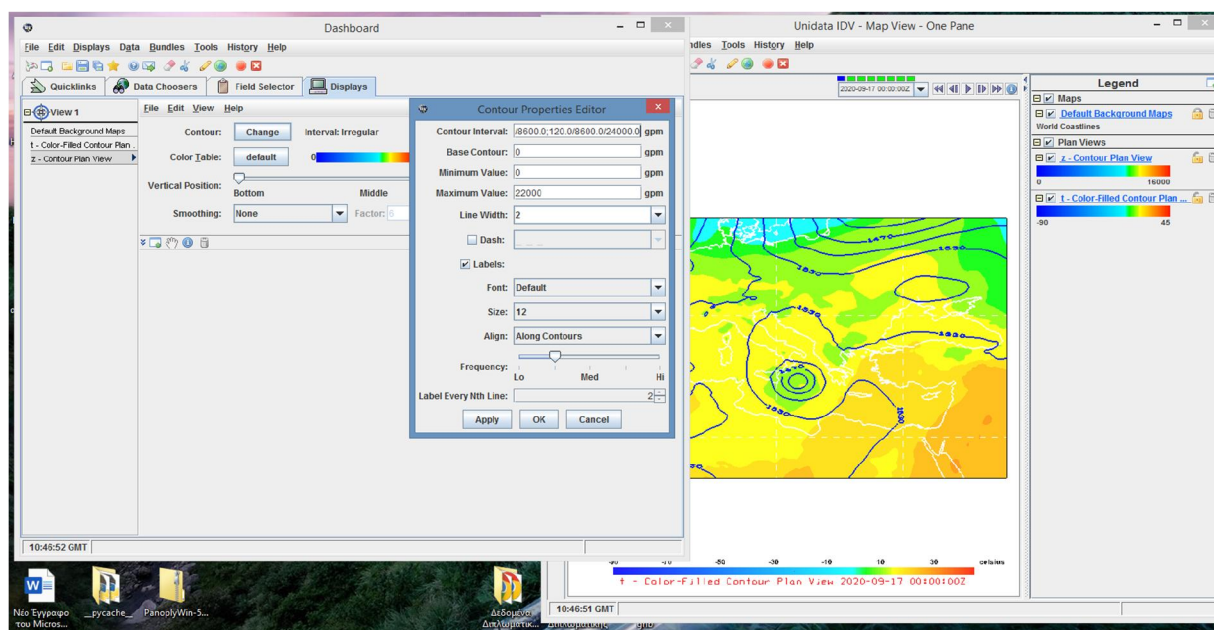
Για την οπτικοποίηση και δεύτερης μεταβλητής στον ίδιο χάρτη ακολουθείτε η ίδια διαδικασία με τη διαφορά ότι στη καρτέλα Field Selector επιλέγετε η εντολή Contour Plan View (Σχήμα 3.11). Αυτό γίνεται ώστε τα δεδομένα να εμφανιστούν στο χάρτη με τη μορφή ισοπληθών

μιας και το δεύτερο αρχείο περιέχει -σε αυτή τη περίπτωση- δεδομένα γεωδυναμικών υψών στο επίπεδο 850hPa για της 16-17 Σεπτεμβρίου 2020 σε μορφή NetCDF. Στη συνέχεια γίνεται προσθήκη του επιλεγμένου αρχείου στις πηγές των δεδομένων με την επιλογή “Create Display”.



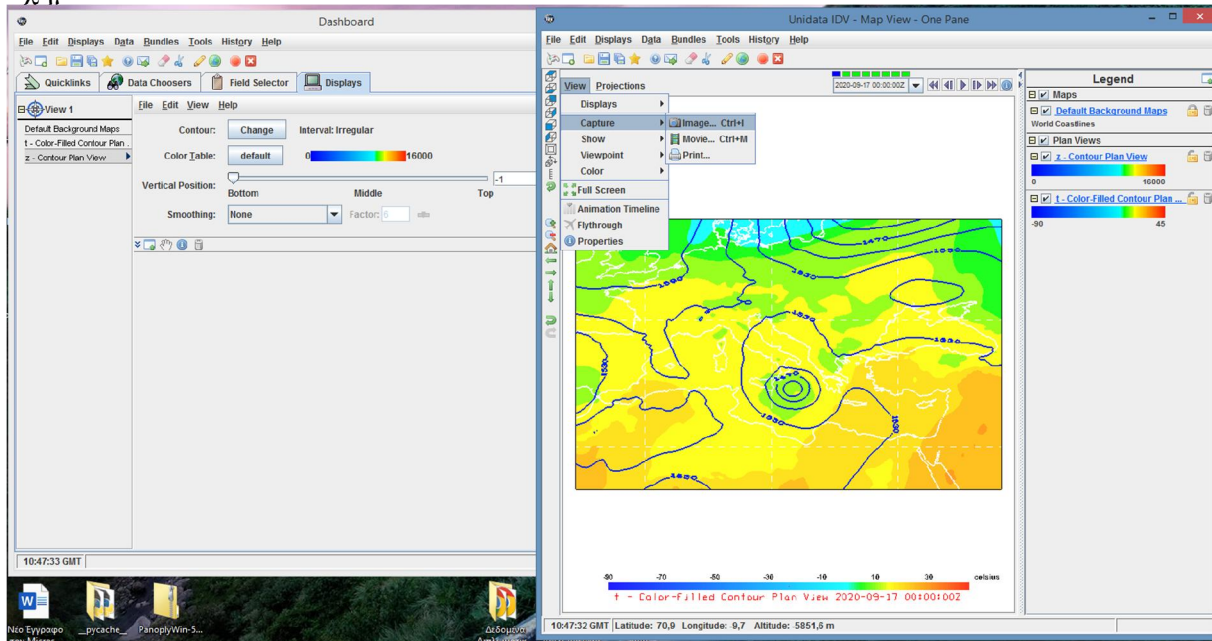
Σχήμα 3.11

Επιλέγοντας Displays → Change αναδύεται το παράθυρο Contour Properties Editor (Σχήμα 3.12). Με τη χρήση αυτού του παραθύρου είναι εύκολη η επεξεργασία των ισοπληθών σε ότι αφορά το πάχος, το χρώμα, την τιμή που θα αναγράφεται σε κάθε ισοπληθή, αν θα εμφανίζονται πιο πυκνές ακόμη και ανά πόσο να αυξομειώνονται οι τιμές σε κάθε ισοπληθή.



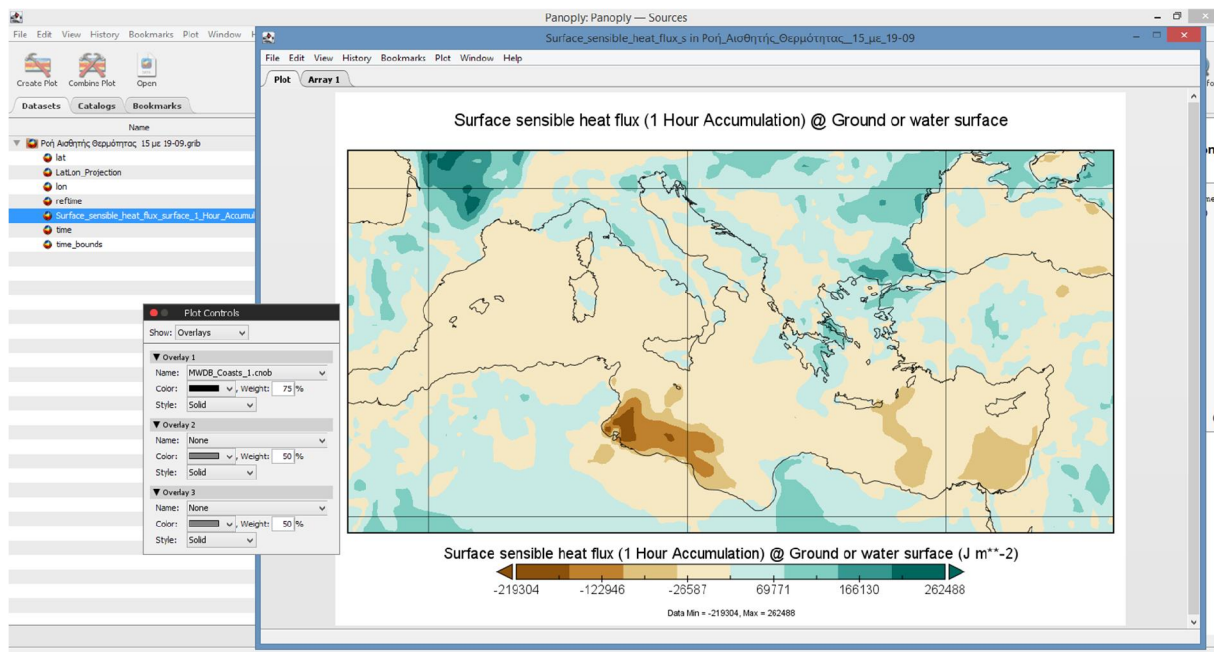
Σχήμα 3.12

Η γραφική παράσταση μπορεί να σωθεί με την επιλογή View → Capture → image, όπως στο σχήμα 3.13.



Σχήμα 3.13

Επίσης χρησιμοποιήθηκε το Panoply. Πρόκειται για ένα λογισμικό πακέτο που χρησιμοποιείται για την ανάλυση και απεικόνιση δεδομένων από αρχεία NetCDF, HDF και GRIB. Αναπτύχθηκε από τον NASA (National Aeronautics and Space Administration) και επιτρέπει στους χρήστες να επιλέξουν δεδομένα, να πραγματοποιήσουν μετασχηματισμούς και να προβάλουν τα αποτελέσματα σε μορφή 2D ή 3D γραφημάτων. Χρησιμοποιείται σε μεγάλο βαθμό από επιστήμονες που εργάζονται σε πεδία όπως η κλιματολογία, η ατμοσφαιρική επιστήμη και η ωκεανογραφία. Επιπλέον, το Panoply παρέχει δυνατότητες εξαγωγής δεδομένων σε μορφές που μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε άλλα λογισμικά ανάλυσης και απεικόνισης δεδομένων. Στο σχήμα 3.15 φαίνεται ένα παράδειγμα οπτικοποίησης δεδομένων.



Σχήμα 3.15: Παράδειγμα απεικόνισης της ροής αισθητής θερμότητας για την περιοχή μελέτης στο πρόγραμμα Panoply.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Συνοπτική Μελέτη

- 4.1 Εντοπισμός της τροχιάς της ύφεσης
 - 4.2 Φάση 1^η
 - 4.3 Φάση 2^η
 - 4.4 Φάση 3^η
-

Για την καλύτερη κατανόηση του φαινομένου έγινε διαίρεση της εξέλιξης του σε τρεις φάσεις. Η πρώτη φάση περιγράφει τη δημιουργία και την ταχεία βάθυνση του βαρομετρικού χαμηλού και διαρκεί από της 15 Σεπτεμβρίου 2020 00:00UTC μέχρι της 17 Σεπτεμβρίου 2020 00:00UTC. Η δεύτερη φάση αναφέρεται στο χρονικό διάστημα από 17 Σεπτεμβρίου 2020 00:00UTC μέχρι 18 Σεπτεμβρίου 2020 06:00UTC, όπου το σύστημα απέκτησε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα και ονομάστηκε “medicane”. Ενώ τέλος, η 3^η φάση, από 18 Σεπτεμβρίου 2020 06:00UTC μέχρι 19 Σεπτεμβρίου 2020 18:00UTC, περιγράφει το τελευταίο στάδιο ζωής του συστήματος - και την διάλυση - που είναι η νότια μετακίνηση του κατά μήκος της δυτικής Πελοποννήσου.

4.1 Εντοπισμός της τροχιάς της ύφεσης

Με τη χρήση δεδομένων ανάλυσης της χρονοσειράς ERA-5 Interim του μοντέλου ECMWF για την πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας (MSLP), για το διάστημα από 15 Σεπτεμβρίου 2020 έως και 19 Σεπτεμβρίου 2020, υπολογίστηκε η τροχιά του βαρομετρικού χαμηλού. Αρχικά, εντοπίστηκαν οι ελάχιστες τιμές πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας και στη συνέχεια η γεωγραφική θέση στην οποία καταγράφηκαν. Οι καταγραφές αυτή πραγματοποιήθηκε ανά 6 ώρες, για πέντε εικοσιτετράωρα. Οπότε προέκυψαν 20 σημεία, τα οποία αντιπροσωπεύουν την τροχιά του βαρομετρικού χαμηλού.

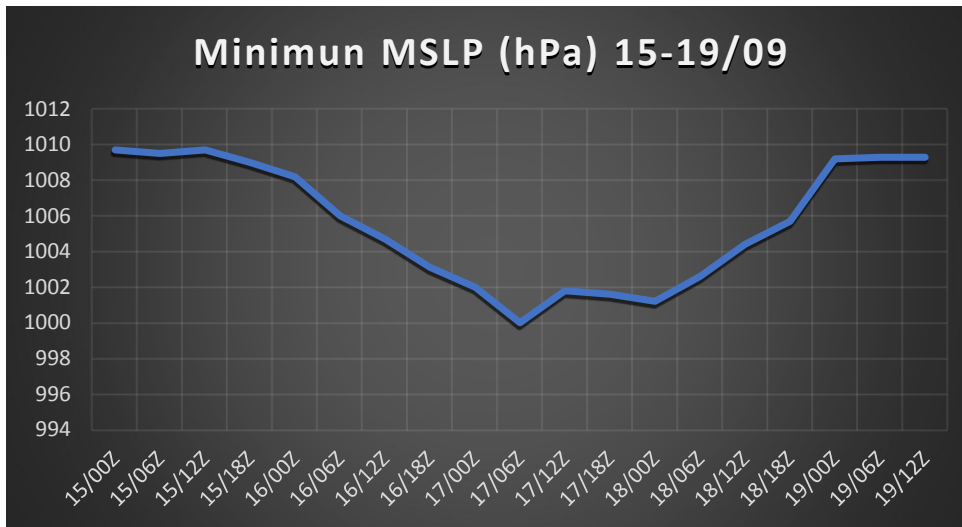
Έτσι λοιπόν, στον χάρτη του σχήματος 4.1 αποτυπώνεται η τροχιά του συστήματος από της 15/09 00UTC έως της 19/09 18UTC. Κατά τη διάρκεια της 15^{ης} Σεπτεμβρίου το σύστημα στροβιλίζονταν με μορφή ήπιου βαρομετρικού χαμηλού στο κόλπο της Σύρτης. Εκείνες τις ώρες η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας κυμαίνονταν στους 27 με 28°C, σημαντική μετεωρολογική συνθήκη για την εξέλιξη του βαρομετρικού χαμηλού.



Σχήμα 4.1: Η τροχιά που διέγραψε η ύφεση από τις 15/09 18UTC έως 19/09 18UTC. Με κόκκινο η διαδρομή που διένυσε ως medicane.

Κατά τη διάρκεια της 16^{ης} Σεπτεμβρίου διένυσε μια αρκετά μεγάλη απόσταση, κινούμενο βόρεια. Την 17^η Σεπτεμβρίου, ημέρα όπου έλαβε τροπικά χαρακτηριστικά και θεωρήθηκε μεσογειακός κυκλώνας, παρουσίασε αλλαγή στη πορεία και από βόρεια άρχισε να κινείται δυτικά προς την Ελλάδα. Καθ' όλη τη διάρκεια της 18^{ης} Σεπτεμβρίου παρέμεινε εγκλωβισμένο στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Λευκάδας – Κεφαλονιάς – Ζακύνθου – Αιτωλοακαρνανίας – Αχαΐας, είναι η μέρα όπου χάνει τα τροπικά του χαρακτηριστικά, αλλά και η μέρα με τα πιο έντονα φαινόμενα. Τέλος, στις 19 Σεπτεμβρίου ακολουθεί μια νότια- νοτιοανατολική πορεία, φτάνοντας στις 18UTC νοτιοδυτικά της Κρήτης.

Ο πίνακας του σχήματος 4.2 απεικονίζει την ελάχιστη πίεση του κέντρου στη μέση στάθμη της θάλασσας από της 15/09 00UTC έως της 19/09 18UTC. Αρχικά, μέχρι της 16/09 00UTC η πίεση στο κέντρο μειώνεται με αργό ρυθμό. Από τα ξημερώματα παρουσιάζει ραγδαία μείωση φτάνοντας να αποκτά τη χαμηλότερη ελάχιστη τιμή 999,8hPa στις 17/09 06UTC στη θέση 37,2°N 18°E, αυτή είναι και η πρώτη χρονική στιγμή όπου θεωρείται μεσογειακός κυκλώνας με τροπικά χαρακτηριστικά. Μέχρι και τα ξημερώματα της 18^{ης} Σεπτεμβρίου η ελάχιστη πίεση στο κέντρο παρουσιάζει τάση ανόδου, χωρίς ωστόσο δε μεταβάλλεται σημαντικά. Από της 18/09 06UTC αυξάνεται με γρήγορους ρυθμούς μέχρι και της 19/09 00UTC όπου ξεκινάει μια σταθερή πορεία στο χρόνο με τιμή περί τα 1009hPa.

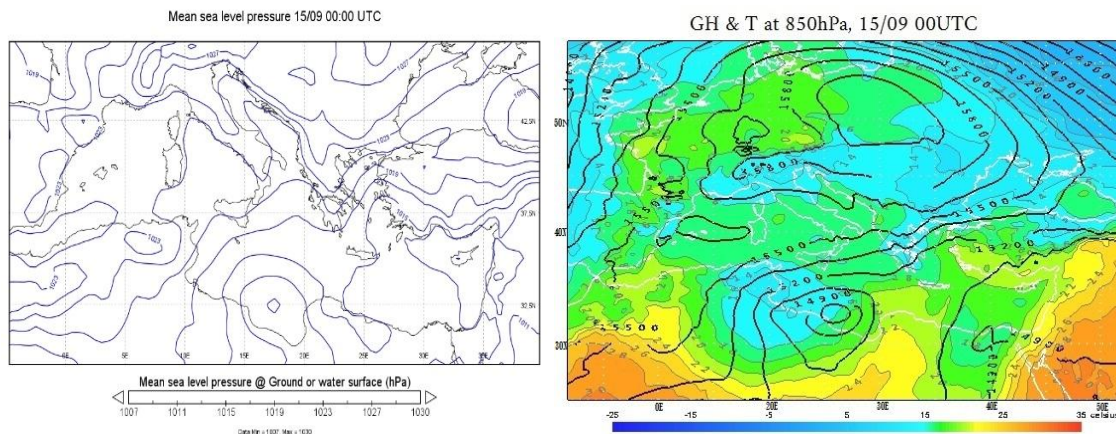


Σχήμα 4.2: Ελάχιστη ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια στο κέντρο του συστήματος για το χρονικό διάστημα από 15 μέχρι 19 Σεπτεμβρίου 2020.

4.2 Φάση 1^η

Η συνοπτική κατάσταση στην ανώτερη τροπόσφαιρα στις 15 Σεπτεμβρίου 2020 παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον καθώς αντικυκλώνας τύπου εμποδισμού (Rex Block) έχει εγκαθιδρυθεί στη περιοχή της κεντρικής Ευρώπης, παράλληλα εκτεταμένο βαρομετρικό χαμηλό αποκομμένο από τη γενική κυκλοφορία στροβιλίζεται στην Μεσόγειο.

Αναλυτικά, στις 15/09 00UTC, στην επιφάνεια, εκτεταμένος αντικυκλώνας καλύπτει το μεγαλύτερο τμήμα της κεντρικής Ευρώπης με κέντρο 1028hPa 37,5°N 25°E, ενώ στη περιοχή του κόλπου της Σύρτης η πίεση μειώνετε στα 1010hPa 32,6°N 17°E, με αυτές τις συνθήκες στην περιοχή του Ελλαδικού χώρου επικρατούν καλές καιρικές συνθήκες. Επίσης, η μέγιστη πίεση στον Ελλαδικό χώρο καταγράφεται στα βόρεια (~1023hPa 41,2°N) και η χαμηλότερη στην περιοχή της Ρόδου (1012hPa 36,3°N) καταδεικνύοντας την έντονη οριζόντια βαροβαθμίδα και κατ' επέκτασιν την επικράτηση βόρειας συνιστώσας.

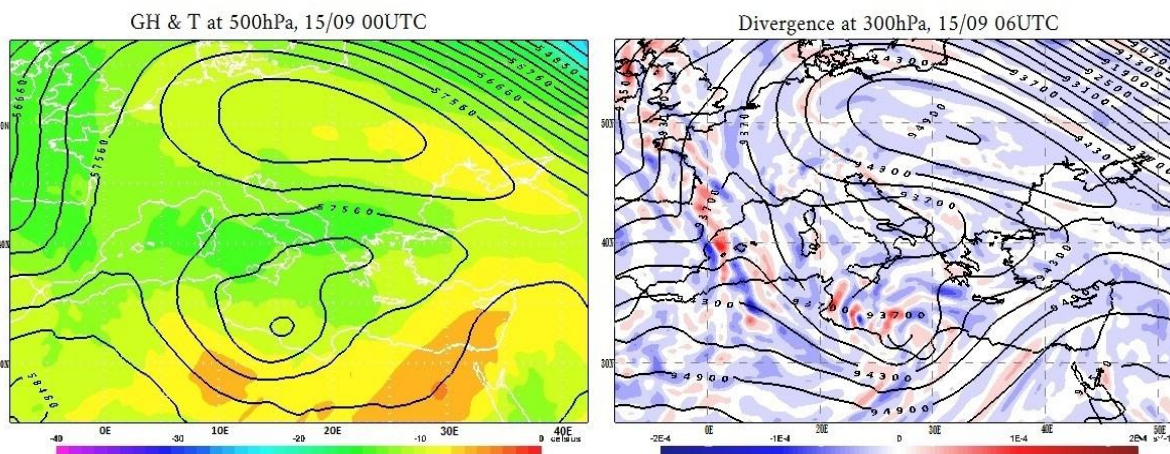


Σχήμα 4.3: **a)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και **b)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa για τις 15/09 00UTC.

Στη στάθμη των 850hPa οι ισοϋψείς καμπύλες από την Τυνησία μέχρι και την Μαύρη Θάλασσα σχηματίζουν μια σχεδόν ζωνική ροή, με μια μικρή κλίση από βορειοανατολικά προς νοτιοδυτικά (Σχήμα 4.3β). Το γεωδυναμικό ύψος πάνω από τη Βόρεια Ελλάδα είναι περίπου 1560gpm, κατερχόμενο στα 1508gpm στη περιοχή της Κρήτης. Η θερμοκρασία πάνω από την ηπειρωτική χώρα φτάνει τους 14°C, ενώ πάνω από τα Δωδεκάνησα τους 19°C. Στον κόλπο της Σύρτης οι ισοϋψείς έχουν σχηματίσει μια ύφεση με γεωδυναμικό ύψος στο κέντρο 1475gpm 32,5°N 16,5°E και θερμοκρασία περί τους 16°C.

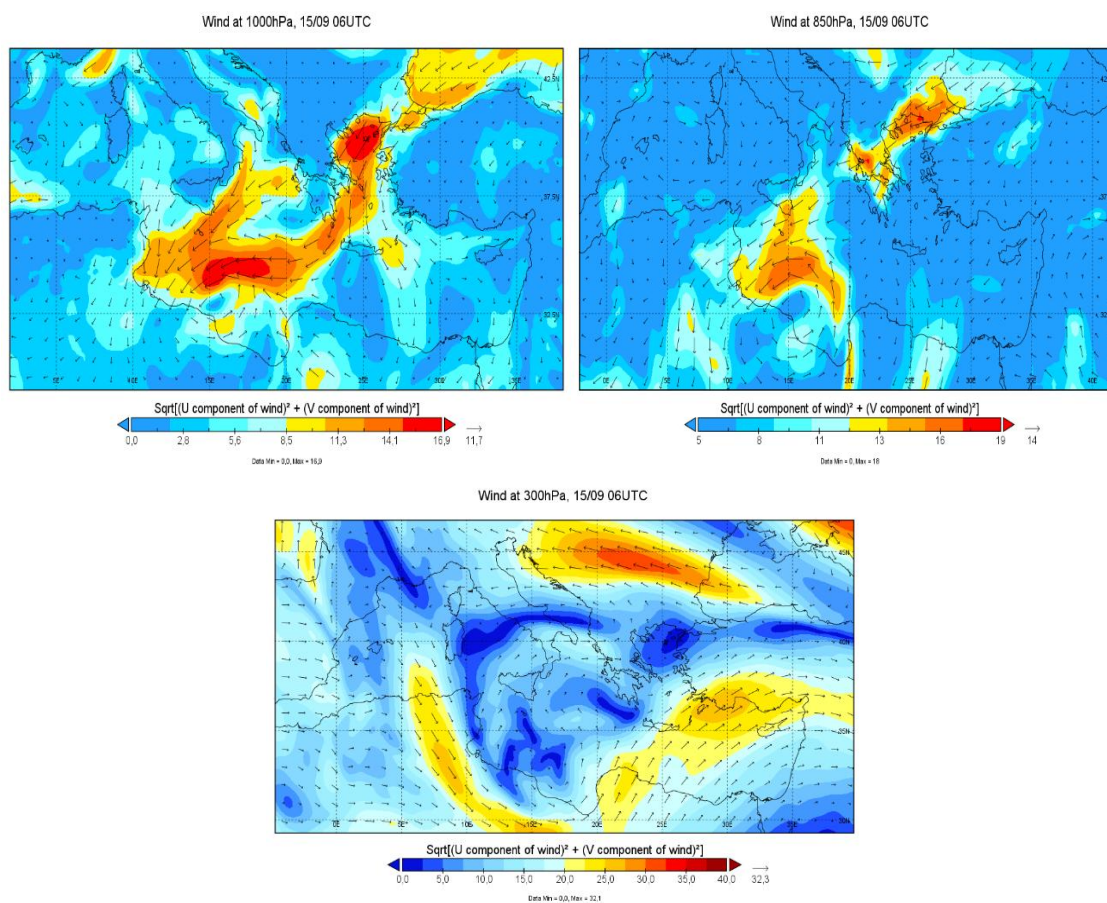
Στο ισοβαρικό επίπεδο των 500hPa, το εκτεταμένο χαμηλό έχει απομονώσει ψυχρότερες αέριες μάζες δημιουργώντας μια ψυχρή λίμνη (Dor) στη περιοχή της βαλκανικής - κεντρική Μεσόγειο με θερμοκρασία της τάξεως των -15°C, συνοπτική κατάσταση η οποία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη πρώτη φάση του φαινομένου. Το γεωδυναμικό ύψος πάνω από τον Ελλαδικό χώρο κυμαίνεται από 5720gpm (δυτικά) έως 5755 (ανατολικά) και η θερμοκρασία -14°C στα βορειοδυτικά έως -9°C στα νοτιοανατολικά.

Σε ακόμα υψηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας, όπως στη στάθμη των 500hPa, έτσι και των 300hPa διακρίνεται μια περιφερειακή trough πάνω από τη Λιβύη η οποία συνδέεται με την ύπαρξη κλάδου του πολικού αεροχειμμάρου στη περιοχή της βόρειας αφρικανικής ηπείρου. Η εικόνα σε αυτή τη στάθμη στις 15 Σεπτεμβρίου 06UTC περιγράφει μια απόκλιση, πέριξ του κέντρου, η οποία με τη σειρά της υποδηλώνει την περεταίρω βάθυνση της ύφεσης τις επόμενες συνοπτικές ώρες. Το γεωδυναμικό ύψος σε αυτή τη περιοχή έχει τιμές περί τα 9370gpm και στη περιοχή του Ελλαδικού χώρου από 9370gpm στα βορειοδυτικά έως 9430gpm στις νοτιοανατολικές νησιωτικές περιοχές.



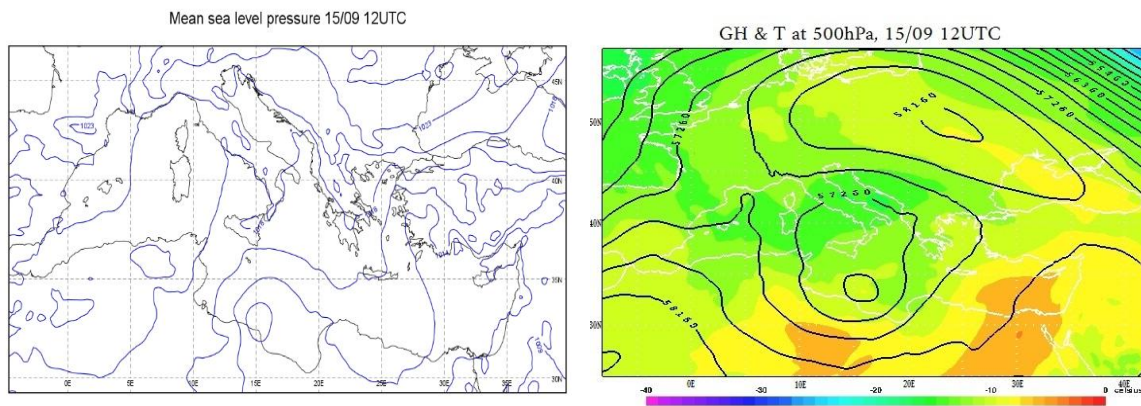
Σχήμα 4.4: α) Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις 15/09 00UTC, και β) Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 15/09 06UTC.

Όσα αναφέρθηκαν ανώτερο διαμορφώνουν και το πεδίο του ανέμου. Η ύπαρξη έντονης βαροβαθμίδας στην επιφάνεια δηλώνει το ενισχυμένο βορειοανατολικό ρεύμα στο Αιγαίο με ένταση 16,5 m/s (Σχήμα 4.5a), ανάλογη ένταση ανέμου επικρατεί και στο βόρειο τμήμα της εξεταζόμενης ύφεσης. Την ίδια χρονική στιγμή ανάλογη ένταση παρατηρείται, στις ίδιες περιοχές, και στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa (Σχήμα 4.5b), ευνοώντας τη μεταφορά θερμοκρασίας πάνω από τη χώρα. Το πεδίο του ανέμου στα 300hPa αποτυπώνει τη διαμόρφωση ενός κλάδου του υποτροπικού αεροχειμάρου νότια της ύφεσης (Σχήμα 4.5c), με ταχύτητες της τάξεως των 27 m/s. Αντιθέτως, πέριξ του κέντρου της ύφεσης ο άνεμος είναι εξασθενημένος. Στον συγκεκριμένο τύπο βαρομετρικού χαμηλού που μελετάτε, η ύπαρξη αεροχείμαρρου παίζει σημαντικό ρόλο καθώς τροφοδοτεί τη μεγάλου μήκους κύματος διαταραχή με την απαιτούμενη τυρβώδη κινητική ενέργεια συμβάλλοντας με αυτό το τρόπο στην περαιτέρω βάθυνσή του (Orlanski and Sheldon 1995).



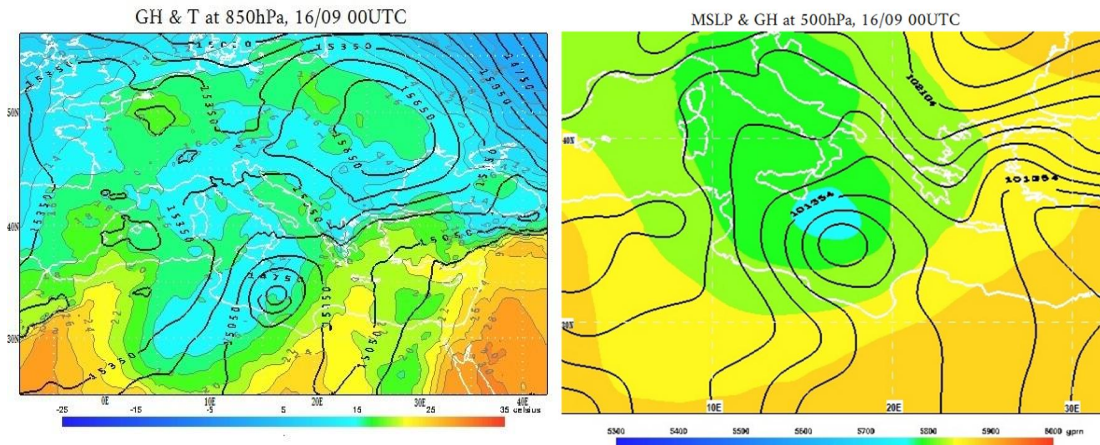
Σχήμα 4.5: Χάρτες ανέμων στις στάθμες των a) 1000hPa, b) 850hPa και c) 300hPa για την χρονική στιγμή 15/09 06UTC.

Στις 15/09 12UTC έχει ξεκινήσει η δημιουργία της ύφεσης, δεν έχει μετακινηθεί, και με σταθερή πίεση στο κέντρο (1010hPa), παρέμεινε στη περιοχή του κόλπου της Σύρτης καθ' όλη τη διάρκεια της 15ης Σεπτεμβρίου. Μικρή υποχώρηση ανατολικότερα του θερμικού χαμηλού της Κύπρου έχει ως αποτέλεσμα τη πρόσκαιρη εξασθένηση της οριζόντιας βαροβαθμίδας στο Αιγαίο πέλαγος. Την ίδια χρονική στιγμή στο επίπεδο των 500hPa ο αντικυκλώνας της κεντρικής Ευρώπης έχει μετακινηθεί ανατολικότερα και με μία κλειστή ισοϋψή το κέντρο του εντοπίζεται στη περιοχή της ανατολικής Ουκρανίας, με γεωδυναμικό ύψος 5820gpm. Το κέντρο του κλειστού στρόβιλου (vortex) της Μεσογείου παραμένει στη περιοχή 34°N 15,5°E, με γεωδυναμικό ύψος περί τα 5690gpm, ενώ στη περιοχή του Ελλαδικού χώρο καταγράφεται μικρή αύξηση του γεωδυναμικού ύψος από τα ανατολικά προς τα δυτικά.



Σχήμα 4.6: *a)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και *b)* Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις 15/09 12UTC.

Στις 16/09 00UTC η ύφεση στην επιφάνεια έχει ξεκινήσει να κινείται βόρεια και με μικρή πτώση της πίεσης (1009hPa) το κέντρο βρίσκεται 34°N 16°E. Στα 850hPa το κέντρο της ίδιας ύφεσης βρίσκεται 35°N 16,5°E με τιμή γεωδυναμικού ύψος 1450gpm. Εξαιτίας της κυκλωνικής φοράς του ανέμου γύρω από το κέντρο, οι ψυχρότερες αέριες μάζες (~14°C) εντοπίζονται στο βόρειο και δυτικό τμήμα της ύφεσης και οι θερμότερες (~21°C) στο νότιο και ανατολικό. Μπορεί να γίνει λοιπόν λόγος για έντονη οριζόντια βαθμίδα της θερμοκρασίας ενισχύοντας τη βαροκλιδικότητα στα χαμηλότερα τροποσφαιρικά στρώματα, η οποία μαζί με θετικές ανωμαλίες του δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα – όπως περιγράφεται παρακάτω-, είναι υπεύθυνες για την δημιουργία και βάρυνση της ύφεση στην επιφάνεια (Petterssen and Smebye, 1971). Θερμοκρασιακά παρόμοια είναι η κατάσταση στη στάθμη των 500hPa, με τις θερμότερες αέριες μάζες στα νότια και κοντά στο κέντρο (~ -8°C) του συστήματος και τις ψυχρότερες (~ -15°C) στα υπόλοιπα τμήματα του συστήματος. Η ύπαρξη ψυχρής λίμνης στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, που προαναφέρθηκε, αποτελεί χαρακτηριστικό ενός συνεσφιγμένου μετώπου με δομή bent back front, όπως, δηλαδή, περιγράφεται από τις ζώνες σύγκλισης (conveyor belts) που χαρακτηρίζουν καλοσηματισμένη μετωπική ύφεση (Semple 1988). Διαπιστώνεται επίσης περαιτέρω πτώση του γεωδυναμικού ύψους σε σχέση με ένα δωρο πριν και καταγράφεται στη θέση 35°N 17°E με 5665gpm, δυτικότερα δηλαδή από το κέντρο στην επιφάνεια. Το γεγονός ότι η καθ' ύψος κλίση (vertical tilting) μεταξύ του κέντρου των ανώτερων και των κατώτερων στρωμάτων είναι αρνητική (κλίση από τα ΝΑ-ΒΔ), συνεπάγεται με αύξηση της βαροκλιδικότητας και την ενίσχυση του ρυθμού πτώσης της πίεσης στην επιφάνεια για το επόμενο δωρο (όπως και παρατηρήθηκε), με βάση την ημιγεωστροφική προσέγγιση και το βαροκλιτικό μοντέλο για την ανάπτυξη των συστημάτων των μέσων γεωγραφικών πλατών (Holton 1992).

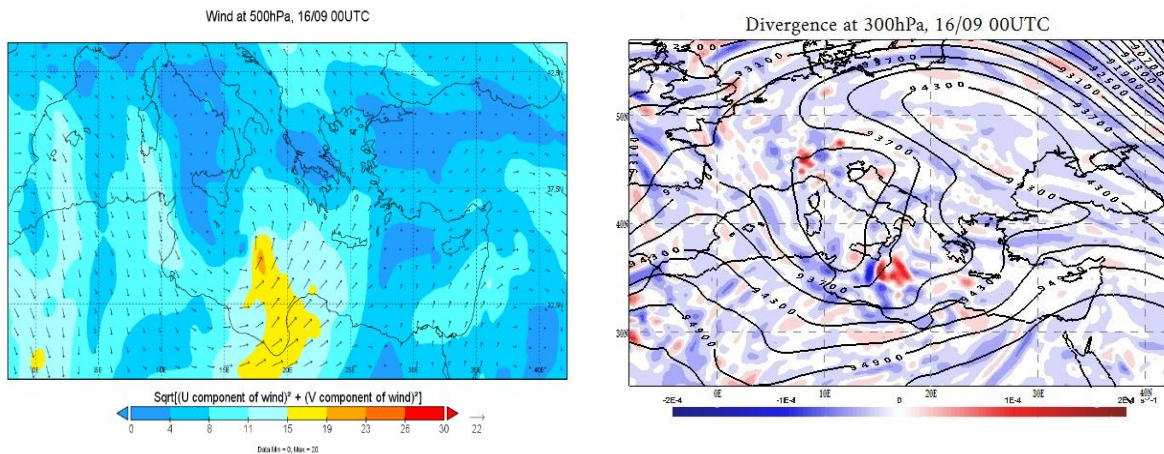


Σχήμα 4.7: *a)* Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa και *b)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και γεωδυναμικό ύψος στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις 16/09 00UTC.

Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφερθεί πως η παρουσία του αεροχειμάρρου ήταν σχεδόν ανύπαρκτη και αυτό αποτελεί ισχυρή ένδειξη πως η δυναμική των ανώτερων στρωμάτων, συνέβαλε ελάχιστα στη βάθυνση της ύφεσης. Γενικά, η παρουσία κλάδου του αεροχειμάρρου στη περιοχή της επιφανειακής κυκλογένεσης αποτελεί σημαντική ένδειξη οριζόντιας μεταφοράς στροβιλισμού στα ανώτερα τροποσφαιρικά στρώματα, καθώς επίσης συμβάλει στην ενίσχυση της αγεωστροφικής κυκλοφορίας στην περιοχή της διαταραχής, κάτι που δεν συμβαίνει στη περίπτωση που μελετάτε. Στο κεφάλαιο 6 πραγματοποιείται ανάλυση του ρόλου του αεροχειμάρρου σε συνδυασμό, φυσικά και με άλλους παράγοντες της δυναμικής κατηγορίας. Πάντως, όλα δείχνουν ότι η διαταραχή των ανώτερων στρωμάτων κινήθηκε πάνω από μία προϋπάρχουσα βαροκλιτική ζώνη των κατώτερων στρωμάτων. Επομένως κατατάσσεται βάση του τύπου A της εξωτροπικής κυκλογένεσης των μέσων γεωγραφικών πλατών (Petterssen and Smebye, 1971).

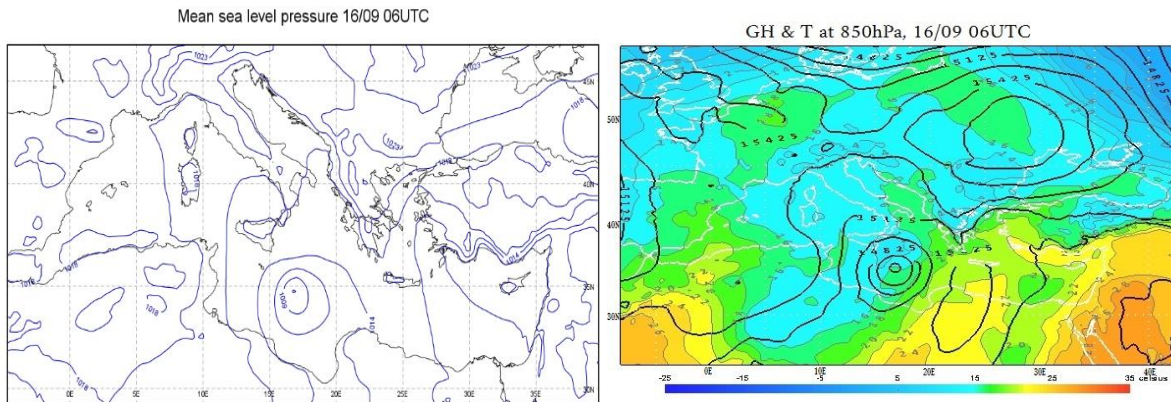
Επίσης, η απόκλιση στα 300hPa στη περιοχή μεταξύ νότια της Σικελίας και βόρεια του κόλπου της Σύρτης, στη περιοχή δηλαδή όπου εντοπίζεται και το κέντρο της ύφεσης, είναι ιδιαίτερα έντονη όπως φαίνεται στο σχήμα 4.8b, με τιμές⁷ $>45 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Στοιχείο που σε συνδυασμό με τα υπόλοιπα που καταγράφηκαν συμβάλουν στη περεταίρω βάθυνση της ύφεσης τις επόμενες συνοπτικές ώρες.

⁷ Οι υψηλές τιμές οφείλονται στις ισχυρές ανοδικές κινήσεις που προκαλούνται κατά τη βάθυνση της ύφεσης, δημιουργώντας το μηχανισμό σύγκλισης στην επιφάνεια και απόκλισης στα ανώτερα στρώματα με βάση την εξίσωση της συνέχειας (αρχή διατήρησης μάζας).



Σχήμα 4.8: α) Χάρτης ανέμου στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa και β) Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 16/09 00UTC.

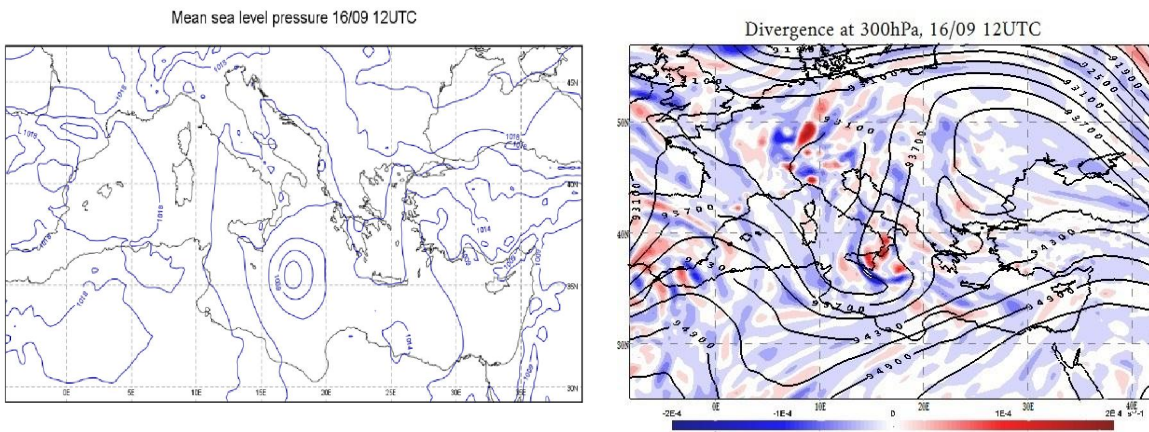
Πράγματι, 6 ώρες αργότερα στις 06UTC 16 Σεπτεμβρίου 2020 η πίεση στο κέντρο του επιφανειακού χαμηλού έχει μειωθεί κατά 3hPa (1006hPa 34,6°N 17°E) με τάση περαιτέρω μείωσης, γεγονός που επιβεβαιώνει τα όσα προαναφέρθηκαν. Όπως στην επιφάνεια έτσι και στα 850hPa διαπιστώνεται μια ελαφρός βόρεια μετακίνηση της ύφεσης που με κέντρο 1450gpm βρίσκεται στη θέση 34,8°N 17°E.



Σχήμα 4.9: α) Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και β) Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa για τις 16/09 06UTC.

Σε αυτό το επίπεδο η θερμοκρασία στον Ελλαδικό χώρο παραμένει αμετάβλητη. Η ισόθερμη των 14°C καλύπτει περιοχές από τη Θεσσαλία και βορειότερα, ενώ η ισόθερμη των 22°C τα Δωδεκάνησα.

Στις 16/09 12UTC διακρίνεται πλέον ταύτιση του κέντρου καθ' ύψος μέχρι τη στάθμη των 700hPa στη θέση 35,5°N 17,5°E με τιμή γεωδυναμικού ύψος στο κέντρο 3010gpm. Το επιφανειακό χαμηλό συνεχίζει να κινείται βόρεια, βρίσκεται στη θέση 35,5°N 17,5°E (όπως και στα 850hPa με τιμή γεωδυναμικού ύψος στο κέντρο 1415gpm) και η πίεση στο κέντρο της συνεχώς μειώνεται έχοντας φτάσει 1005hPa. Τη συνοπτική εικόνα στα κατώτερα τροποσφαιρικά στρώματα συμπληρώνει αντικυκλώνας τύπου εμποδιστής το κέντρο του οποίου εντοπίζεται στην Ουκρανία και τα νότια κράσπεδα συνεχίζουν να φτάνουν μέχρι τα βόρεια τμήματα της χώρας που σε συνδυασμό με το θερμικό χαμηλό της Κύπρου διατηρούν το βορειοανατολικό ρεύμα στο Αιγαίο. Στην στάθμη των 500hPa το κέντρο εντοπίζεται στη θέση 36,5°N 16,5°E με κέντρο 5640gpm. Ακόμη υψηλότερα στη στάθμη των 300hPa πάνω από τη περιοχή μελέτης έχει οριστεί though τύπου απορροής (Diffluent Ruff) η οποία σύμφωνα με τη θεωρία της συνοπτικής μετεωρολογίας έχει την τάση τις επόμενες χρονικές στιγμές να βαθαινει λόγω μεταφοράς τυρβώδους κινητικής ενέργειας προς την περιοχή της διαταραχής. Σημαντική είναι και η απόκλιση στη περιοχή όπου εντοπίζεται το κέντρο της ύφεσης.

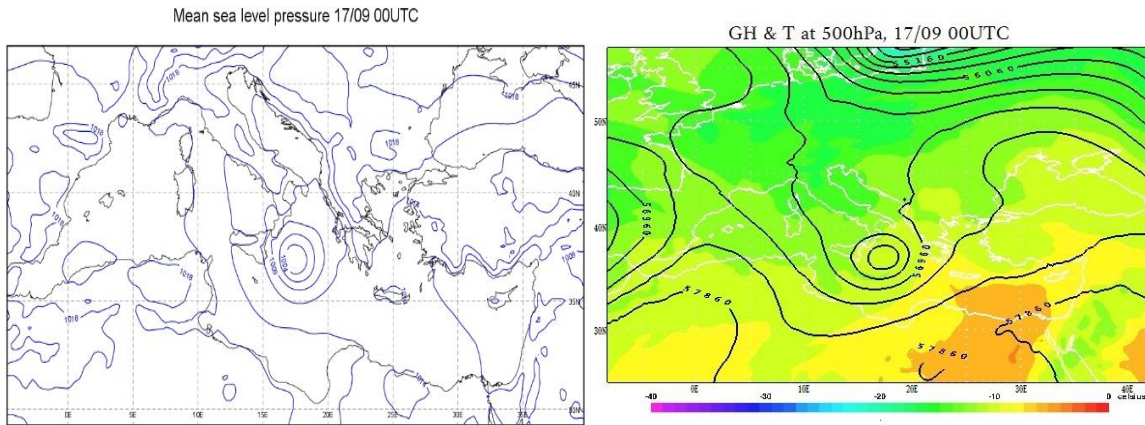


Σχήμα 4.10: *a)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και *b)* Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 16/09 12UTC.

Το επιφανειακό χαμηλό συνεχίζει να κινείται βόρεια και στις 16/09 18UTC με πίεση στο κέντρο 1003hPa βρίσκετε στη θέση 36,5°N 17,5°E. Πτώση των γεωδυναμικών υψών παρατηρείτε μέχρι και τα μέσα περίπου της τροπόσφαιρας, ενώ στα 300hPa η κατάσταση δεν αλλάζει σημαντικά. Οι άνεμοι τόσο στην επιφάνεια όσο και στα 850hPa είναι πιο ενισχυμένοι στο ψυχρό τομέα της ύφεσης απ' ότι στο θερμό, με τιμές που φτάνουν τα 16m/s και 20m/s αντίστοιχα.

4.3 2^η Φάση

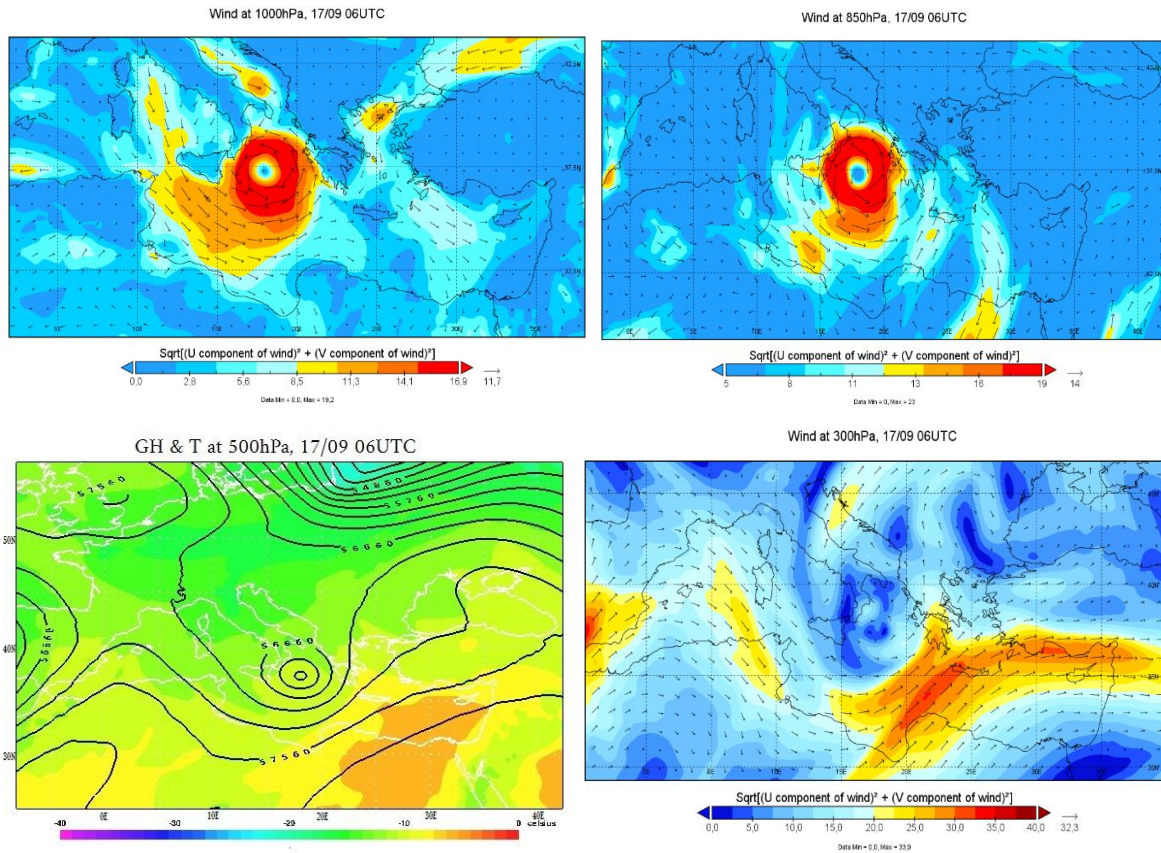
Στις 17 Σεπτεμβρίου 00UTC ξεκινά η δεύτερη φάση όπου το σύστημα, σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, έχει πάρει πλέον τη μορφή μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά (Mediterranean Tropical Like Cyclone – TLC). Το επιφανειακό χαμηλό βαθαίνοντας κι άλλο (1002hPa) εντοπίζεται στη θέση 36,7 °N 17,5°E. Ένα από τα χαρακτηριστικά της κατάστασης, αυτή τη χρονική στιγμή, αποτελεί το γεγονός ότι το κέντρο του συστήματος εντοπίζεται καθ' ύψος στην ίδια γεωγραφική περιοχή μέχρι και τα μέσα της τροπόσφαιρας καταδεικνύοντας την έντονη βαροτροπικότητα του συστήματος, βασικό χαρακτηριστικό των *medicanes*. Επομένως, στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa το κέντρο βρίσκεται 36,7 °N 17,5°E με τιμή 5605gpm, ενώ παράλληλα η θερμοκρασία πάνω από τον Ελλαδικό χώρο πρόσκαιρα ανεβαίνει στους -6°C με -8°C.



Σχήμα 4.11: *a)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και *b)* Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις 17/09 00UTC.

Στις 17/09 06UTC είναι η χρονική στιγμή όπου σημειώθηκε η χαμηλότερη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας για το υπό μελέτη σύστημα, φτάνοντας τα 999,9hPa. Περαιτέρω ενίσχυση παρουσιάζουν οι άνεμοι στην επιφάνεια, οι οποίοι κινούμενη κυκλωνακά γύρω από το κέντρο φτάνουν σε ένταση τα 18,5m/s. Έτσι παρατηρείται ισχυρός νότιος άνεμος αρχικά στο κεντρικό Ιόνιο και κατ'έπекτασιν στα νησιά Κεφαλλονιά, Ζάκυνθο και Ιθάκη. Συμμετρία γύρω από το κέντρο, στο πεδίο του ανέμου, επικρατεί και στα 850hPa με ένταση τα 22m/s.

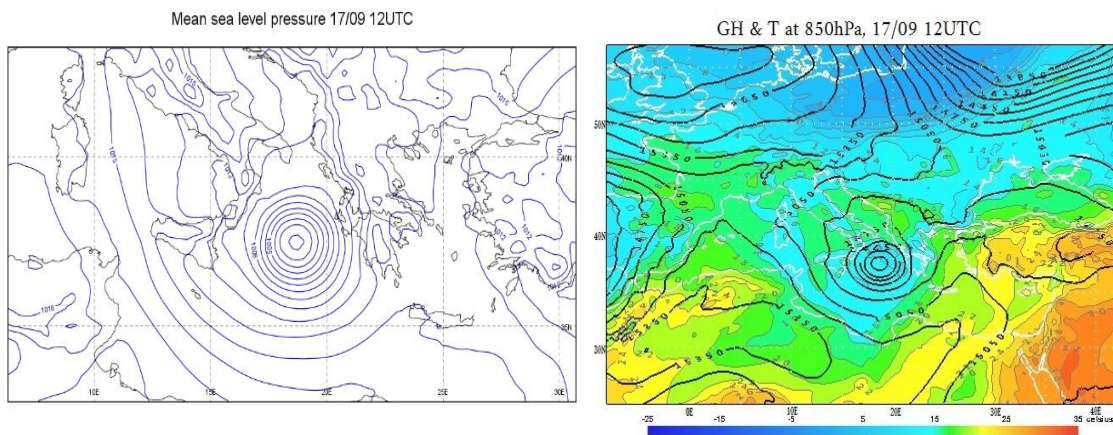
Στην στάθμη των 500hPa παρατηρείται περαιτέρω πτώση των γεωδυναμικών υψών στα 5600gpm. Οι περιοχές του κεντρικού και βόρειου Ιονίου περικλείονται από την ισοϋψή των 5660gpm και όπως φαίνεται στο σχήμα 4.12c, οι ισοϋψείς κλείνουν σχηματίζοντας ένα κλειστό χαμηλό. Στην στάθμη των 300hPa οι ισοϋψείς πάνω από τη χώρα βαθαίνουν με την ισοϋψή των 9340gpm να περικλείει τις δυτικές ηπειρωτικές περιοχές και το Ιόνιο, ενώ τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή η ενίσχυση των ανέμων στην περιοχή νότιο Ιόνιο – Πελοπόννησο – νότιο Αιγαίο, υποδηλώνει την πιθανή ύπαρξη ενός κλάδου του υποτροπικού αεροχειμάρρου με τη διαταραχή να εντοπίζεται μέσα στον ψυχρό τομέα αυτού.



Σχήμα 4.12: Χάρτης ανέμων στις στάθμες των **a) 1000hPa**, **b) 850hPa**, **c)** κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa και **d) 300hPa** για την χρονική στιγμή 17/09 06UTC.

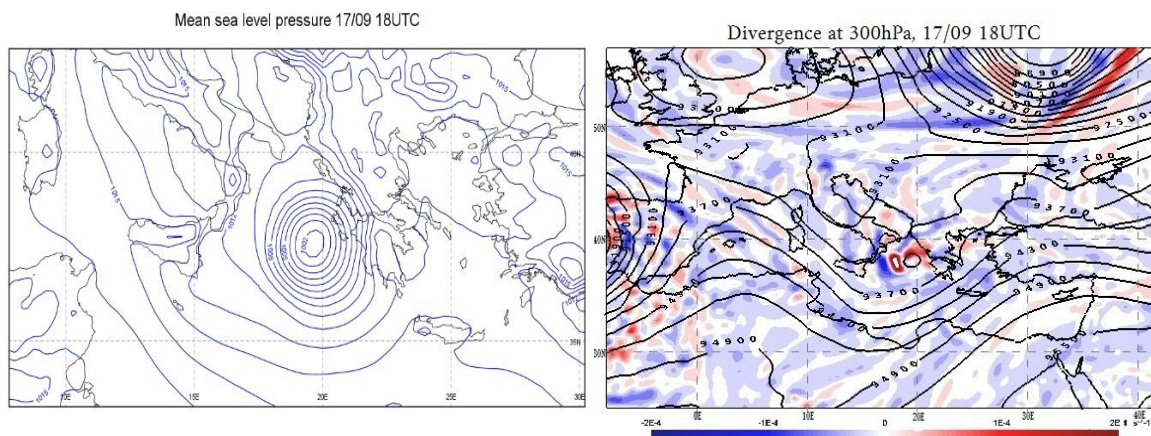
Στις 17/09 12UTC μικρή αύξηση καταγράφεται στη τιμή της ελάχιστης πίεσης του επιφανειακού συστήματος που είναι 1,8hPa, άρα έχει τιμή 1001,7hPa. Από εδώ και πέρα σταματάει να κινείται βόρεια, η κίνηση γίνεται ανατολική κατευθυνόμενο προς την Ελλάδα και με ισχυρούς ανέμους περίξ του κέντρου εντοπίζεται στη γεωγραφική θέση 37,5°N 18,5°E, επηρεάζοντας τα νησιά του Ιονίου με έντονα φαινόμενα. Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.13 στην στάθμη των 850hPa, τόσο στις 12 όσο και στις 18UTC, οι ισοϋψείς γύρο από το κέντρο παραμένουν αρκετά πυκνές. Αυτό συνδέεται με το πεδίο του ανέμου, ο οποίος παρουσιάζει κυκλωνική φορά με ην ίδια ένταση. Επιπλέον, η ισόθερμη των 16°C περικλείει το Ιόνιο και την ηπειρωτική χώρα πλην της κεντρικής Μακεδονίας.

Μικρή άνοδο καταγράφεται στη τιμή του γεωδυναμικού και στα 500hPa (5615grpm με θέση κέντρου 37,5°N 18,5°E), χωρίς ωστόσο αυτό να σημαίνει κάποια εξασθένηση του συστήματος, αντίθετα παραμένει ισχυρό πληρώντας όλες τις προϋποθέσεις ώστε να χαρακτηρίζεται medicane. Επίσης εξακολουθεί να αποτυπώνεται η μηδενική κλίση καθ' ύψος. Στην ισοβαρική στάθμη 300hPa επικρατεί απόκλιση στις περιοχές δυτική Στερεά – δυτική Πελοπόννησο – κεντρικό Ιόνιο, εξαιτίας των ανοδικών κινήσεων σε αυτές τις περιοχές με τελικό αποτέλεσμα τα έντονα καιρικά φαινόμενα που εκδηλώνονται.



Σχήμα 4.13: *a)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και *b)* Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (grpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa για τις 17/09 12UTC.

Στις 17/09 18UTC στη στάθμη των 300hPa η ισοϋψής με τιμή 9340grpm σχηματίζει ένα κλειστό χαμηλό ανοιχτά του κεντρικού Ιονίου (Σχήμα 4.14b) με την απόκλιση να συνεχίζεται στις ίδιες περιοχές. Στα 500hPa η κατάσταση στη κατανομή των γεωδυναμικών δεν αλλάζει, ενώ θερμές αέριες μάζες εξακολουθούν να βρίσκονται στο κέντρο του χαμηλού περιτριγυριζόμενες από ελαφρός ψυχρότερες. Το επιφανειακό χαμηλό έχει εισέλθει πλέον στις δυτικές ηπειρωτικές περιοχές της Ελλάδας και βρισκόμενο στη θέση 37,5°N 19,5°E με πίεση στο κέντρο 1001,6hPa δίνει θυελλώδη ανέμους, ισχυρές βροχές και καταιγίδες. Αυτή είναι η τελευταία χρονική στιγμή όπου το σύστημα χαρακτηρίζεται ως medicane.



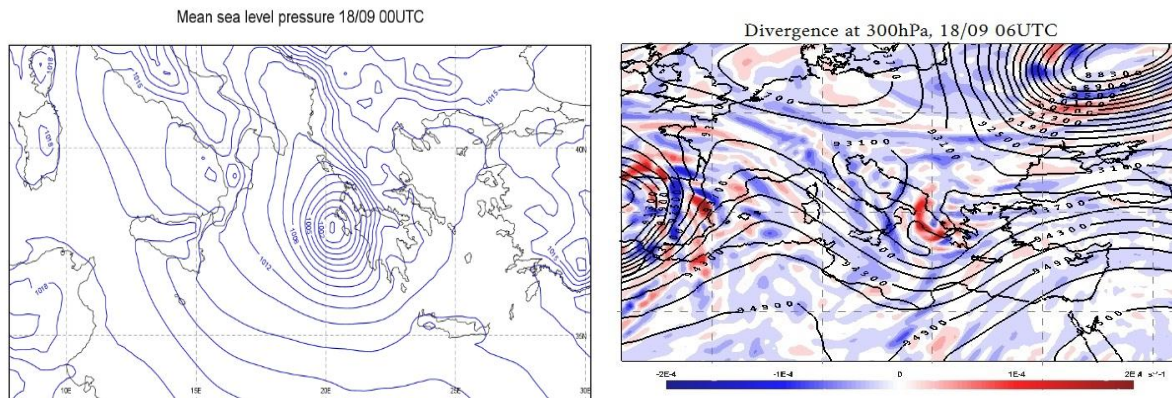
Σχήμα 4.14: **a)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και **b)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 17/09 18UTC.

4.4 Φάση 3^η

Κατά τη διάρκεια της 3^{ης} φάσης το σύστημα χάνει τα τροπικά χαρακτηριστικά και ως ένα ισχυρό βαρομετρικό χαμηλό συνεχίζει να δίνει έντονα φαινόμενα σε Ελληνικές περιοχές. Ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της εξέλιξης του συστήματος κατά την 18^η Σεπτεμβρίου, όπως αναφέρεται και παρακάτω, είναι η μηδαμινή μετακίνηση, παραμένει σχεδόν στάσιμο καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας. Το γεγονός αυτό συνεπάγεται με έντονα καιρικά φαινόμενα για αρκετές ώρες στις ίδιες περιοχές, πτυχή που αναλύετε επαρκώς στο κεφάλαιο 7 με τίτλο “Περιγραφή των καιρικών φαινομένων που εκδηλώθηκαν”.

Αναλυτικά, στις 18/09 00UTC το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού βρίσκεται στη θέση 37,5°N 20°E, δηλαδή δυτικά της Ζακύνθου, με πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας 1001,2hPa (Σχήμα 4.15a). Ο άνεμος έχει κυκλωνική φορά γύρω από το κέντρο φτάνοντας τα 7 Beaufort από νοτιοδυτικές διεύθυνσης στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Λευκάδας – Αχαΐας – Ζακύνθου και από βόρειες διευθύνσεις, με ένταση τα 8 Beaufort, δυτικά της Ζακύνθου και Κεφαλονιάς.

Στη στάθμη των 850hPa το σύστημα διατηρεί τη συμμετρική δομή των γεωδυναμικών ισοϋψών με ελαφρώς ψυχρότερες μάζες γύρω από το κέντρο (37,5°N 20°E).

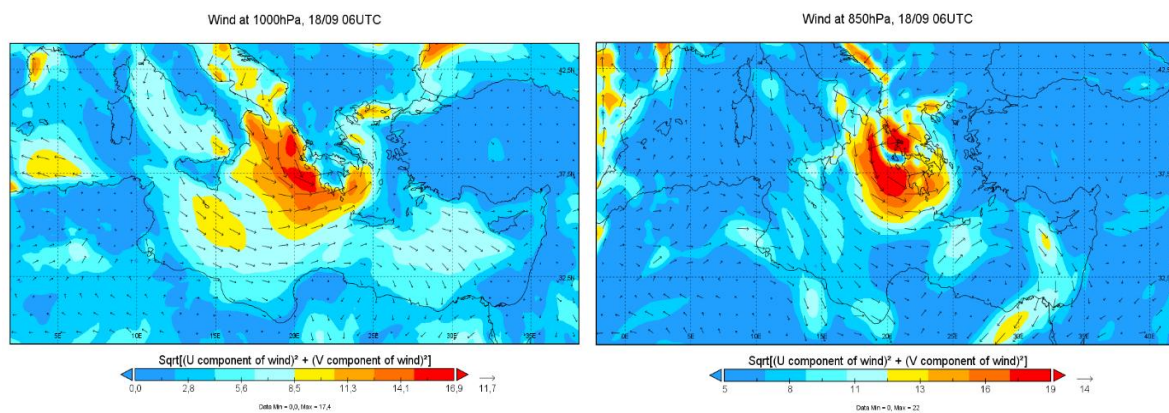


Σχήμα 4.15: **a)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και **b)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 18/09 06UTC.

Ένα εξάωρο αργότερα, στις 18/09 06UTC στη στάθμη των 500hPa η ισοϋψή 5660gpm παρουσιάζει κλειστή καμπύλη που περικλείει το Ιόνιο και τις περισσότερες κεντρικές ηπειρωτικές περιοχές της χώρας. Παράλληλα η θερμοκρασιακή κατανομή φανερώνει και αυτή τη χρονική στιγμή θερμό πυρήνα. Στη περιοχή της βορειοδυτικής Ευρώπης καταγράφεται αντικυκλώνας (κέντρο περί τα 5760gpm) ο οποίος εμπλέκεται στην αργή κίνηση του ισχυρού βαρομετρικού χαμηλού που μελετάται.

Στη στάθμη 300hPa η απόκλιση συνεχίζει να είναι σημαντική σε μια μεγάλη έκταση πάνω από την περιοχή μελέτης (Σχήμα 4.15b). Το γεγονός αυτό καταδεικνύει ότι η δυναμική των ανώτερων στρωμάτων διαδραματίζει ακόμη σημαντικό ρόλο στην ενίσχυση των φαινομένων.

Την ίδια ώρα το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού παρουσιάζει μικρή άνοδο στη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας φτάνοντας τα 1002,5hPa, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα ελαφρός βορειοανατολική μετακίνηση άρα βρίσκεται μεταξύ Ιθάκης και Αιτωλοακαρνανίας. Ο άνεμος τόσο στην επιφάνεια όσο και στα 850hPa παρουσιάζει ενίσχυση πάνω από την ηπειρωτική χώρα με διεύθυνση νοτιοδυτικού στα νότια, νοτιοανατολικού στα βόρεια όπως φαίνεται στο σχήμα 4.16. Αξίζει να αναφερθεί ότι η ενισχυμένη βορειοανατολική συνιστώσα του βορείου Αιγαίου συνδύαστηκε με το νοτιοανατολικό ρεύμα που προκλήθηκε εξαιτίας της θέσης του συστήματος στο Ιόνιο, με αποτέλεσμα η ζώνη σύγκλισης να δώσει έντονες βροχοπτώσεις με διάρκεια στη περιοχή της Καρδίτσας. Επομένως, τα υψηλά ύψη βροχής που καταγράφηκαν οφείλονται στη σύγκλιση δυο ρευμάτων και όχι εξ' ολοκλήρου στο ισχυρό σύστημα του Ιονίου.

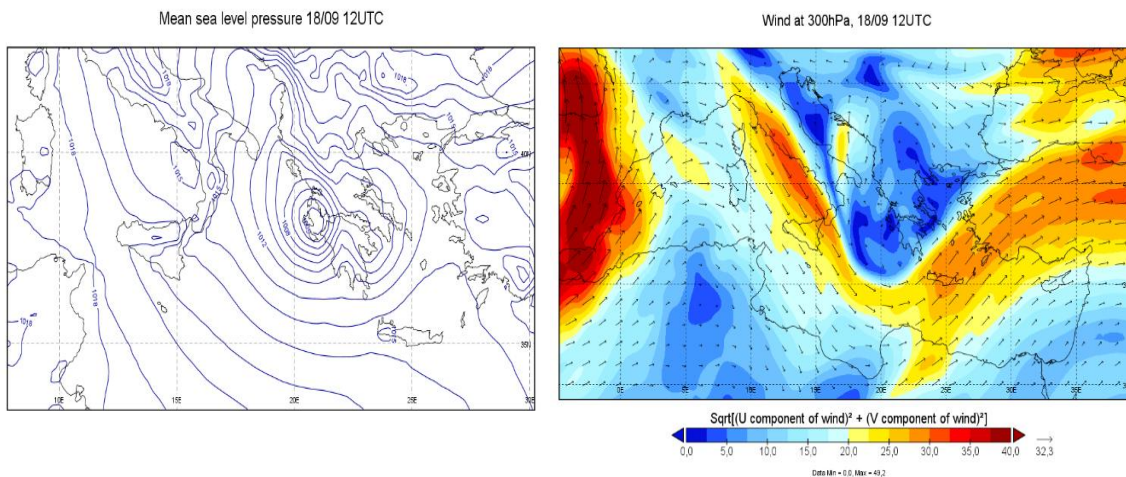


Σχήμα 4.16: Χάρτες ανέμων στις στάθμες των *a) 1000hPa*, *b) 850hPa*, για την χρονική στιγμή *18/09 06UTC*.

Στις 18 Σεπτεμβρίου 12UTC τα φαινόμενα κορυφώνονται, οπότε ισχυρές βροχές και καταιγίδες σημειώνονται μέχρι και αργά το μεσημέρι, στο Ιόνιο τη Στερεά, τη Θεσσαλία και τη δυτική Πελοπόννησο. Οι βόρειοι άνεμοι στο Ιόνιο ξεπερνούν τα 8 Beaufort, στο νοτιοδυτικό Αιγαίο (συμπεριλαμβανομένου του Σαρωνικού κόλπου) το νότιο ρεύμα φτάνει τα 7B. Μέχρι και αυτή τη χρονική στιγμή το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού, αφενός παραμένει στην ίδια ακριβώς θέση, αφετέρου αυξάνεται η πίεση (1004,4hPa).

Στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa το κέντρο του συστήματος έχει τιμή 1410gpm και βρίσκεται στην ίδια θέση με το επιφανειακό. Η ισόθερμη των 16°C καλύπτει της περισσότερες περιοχές του Ελλαδικού χώρου.

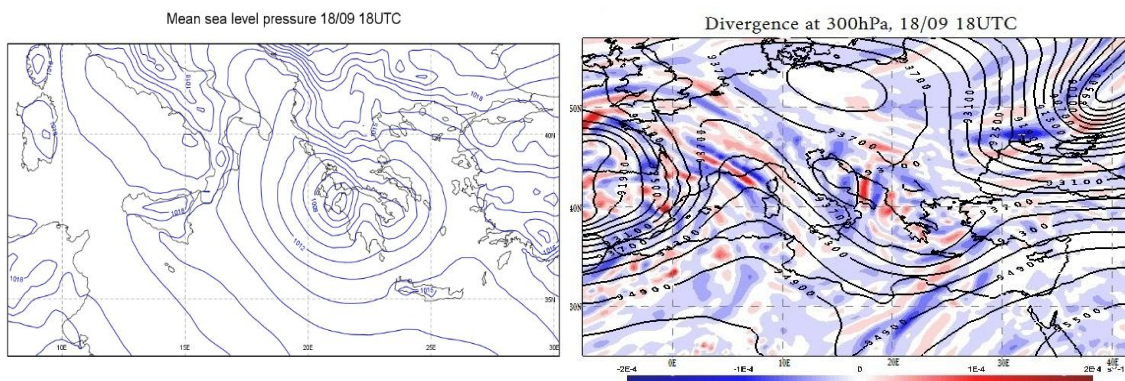
Όπως στη στάθμη των 500hPa έτσι και των 300hPa έχει ξεκινήσει η αύξηση των γεωδυναμικών υψών, άρα και η εκφύλιση του συστήματος στα ανώτερα στρώματα. Επίσης κλάδος του πολικού αεροχείμαρρου περικλείει την εξεταζόμενη διαταραχή οι οποία βρίσκετε στο ψυχρό τομέα αυτού.



Σχήμα 4.17: *a)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και *b)* Χάρτης ανέμων στη στάθμη των 300hPa για την χρονική στιγμή 18/09 12UTC.

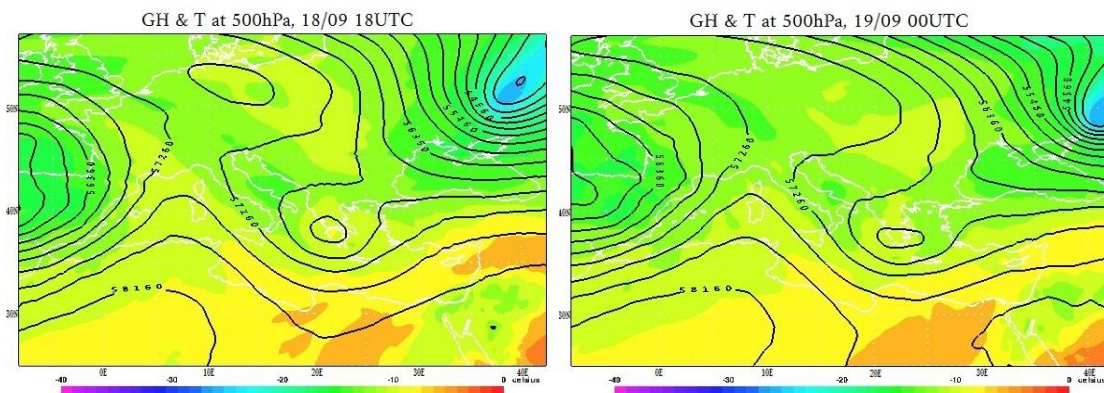
Το απόγευμα της ίδιας ημέρας, δηλαδή στις 18UTC, παρουσιάζεται τάση εξασθένησης των φαινομένων χωρίς ωστόσο ιδιαίτερα σημάδια βελτίωσης. Πλημμυρικά φαινόμενα και καταστροφές καταγράφονται στις περιοχές που έπληξε το σύστημα. Οι άνεμοι στα πελάγη φτάνουν τα 7 με 8 Beaufort με τάση εξασθένησης στο Ιόνιο και ενίσχυσης στο Αιγαίο (βόρειο). Το χαμηλό της επιφάνεια κινείται πλέον αργά προς τα νότια και με πίεση στο κέντρο 1006hPa εντοπίζεται στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ του νομού Ηλίας και Ζακύνθου.

Στη στάθμη των 300hPa σταμάτησε η σημαντική απόκλιση, ενώ από τις πρωινές ώρες της ίδιας ημέρας, το σύστημα έχει χάσει την κυκλωνική μορφή και οι ισοϋψείς παρουσιάζουν ξανά ανοιχτές καμπύλες σχηματίζοντας έναν βαρομετρικό αυλώνα με άξονα βορά-νότο πάνω από τον Ελλαδικό χώρο. Η εξέλιξη αυτή φανερώνει την αποδυνάμωση του δυναμικού αιτίου από τα ανώτερα τροποσφαιρικά στρώματα.



Σχήμα 4.18: *a)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και *b)* Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 18/09 18UTC.

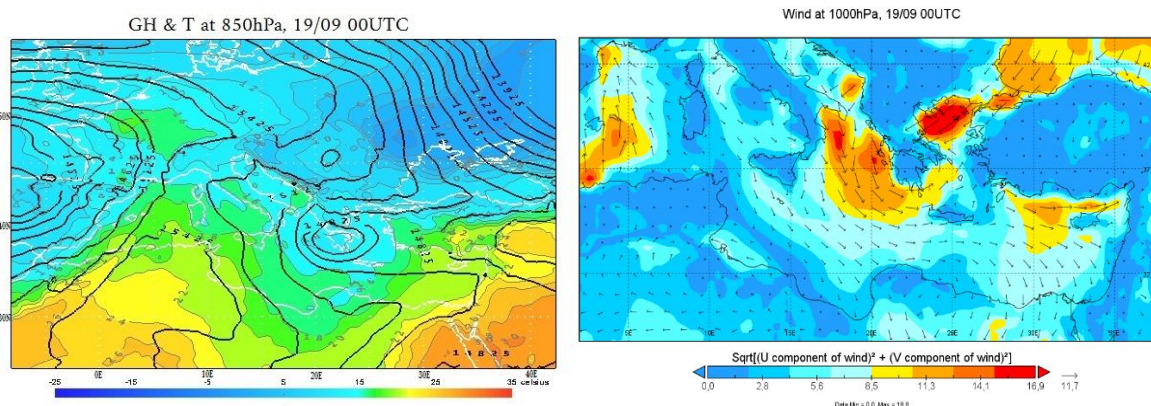
Στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa ο βαρομετρικός αυλώνας έχει πάρει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, διατηρεί την κυκλωνική μορφή στο κέντρο με την ισοϋψή 5665grm να δημιουργεί για λίγες ώρες ακόμη ένα κλειστό χαμηλό πάνω από την Πελοπόννησο. Διαπιστώνεται ότι 6 ώρες αργότερα, στις 00UTC 19 Σεπτεμβρίου, κινείται αργά νοτιοανατολικά μεταφέροντας ελαφρός ψυχρότερες αέριες μάζες (-12°C) πάνω από το Αιγαίο.



Σχήμα 4.19: Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (grm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις χρονικές στιγμές **a)** 18/09 18UTC και **b)** 19/09 00UTC.

Είναι φανερή πλέον η αποδυνάμωση του συστήματος σε όλα τα στρώματα της τροπόσφαιρας. Το βαρομετρικό χαμηλό στην επιφάνεια έχει κινηθεί λίγο νοτιότερα με την πίεση στο κέντρο να έχει αυξηθεί σημαντικά (1009hPa). Σε αυτή τη θέση διατηρεί το βόρειο ρεύμα σε όλη την επικράτεια πλην του νοτίου Αιγαίου. Η ένταση στο Ιόνιο δε ξεπερνά τα 6 Beaufort, ενώ στο βόρειο Αιγαίο οι ριπές φτάνουν και τα 9 Beaufort. Με αυτές τις συνοπτικές συνθήκες τα φαινόμενα έχουν παρουσιάσει ουσιαστική εξασθένηση, όμως βροχές ήπιου χαρακτήρα εκδηλώνονται στη δυτική Ελλάδα, σε περιοχές της Πελοποννήσου και τις δυτικές Κυκλάδες.

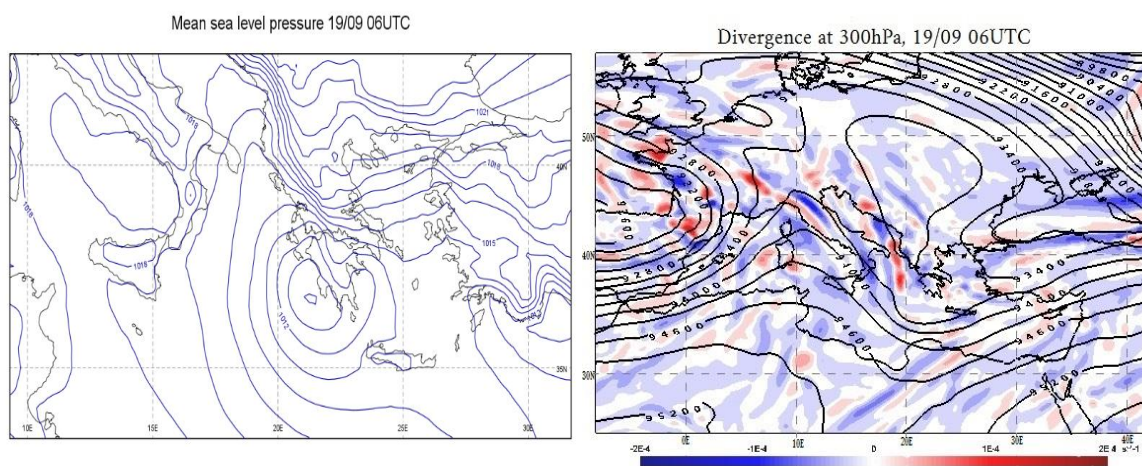
Στα 850hPa, όπως και στην επιφάνεια, το σύστημα έχει κινηθεί λίγο νοτιότερα. Το γεωδυναμικό ύψος έχει παρουσιάσει σημαντική άνοδο σε σχέση με ένα ωρο πριν, οπότε στις 00UTC έχει την ελάχιστη τιμή στο κέντρο 1465grm. Θερμοκρασιακά η κατάσταση δεν αλλάζει ιδιαίτερα.



Σχήμα 4.20: **a)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (grm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa, **b)** Χάρτης ανέμων στη στάθμη των 1000hPa για την χρονική στιγμή 19/09 00UTC.

Ένα ώρα αργότερα, στις 06UTC, το επιφανειακό χαμηλό, χωρίς μεταβολή στη πίεση του κέντρου κινήθηκε κι άλλο νότια, άρα βρίσκεται στη θέση 36,7°N 21,2°E, δηλαδή νότια της Μεσσηνίας (Σχήμα 4.21a). Επομένως και οι βροχές περιορίστηκαν πιο νότια και σημειώνονται στο δυτικό τμήμα του νοτίου Αιγαίου, την Πελοπόννησο και στο νότιο Ιόνιο, όπου εκδηλώνεται και καταιγίδα. Στη στάθμη των 850hPa δεν αλλάζει η κατάσταση, με το σύστημα να ακολουθεί το επιφανειακό, όπως και στα προηγούμενα χρονικά βήματα.

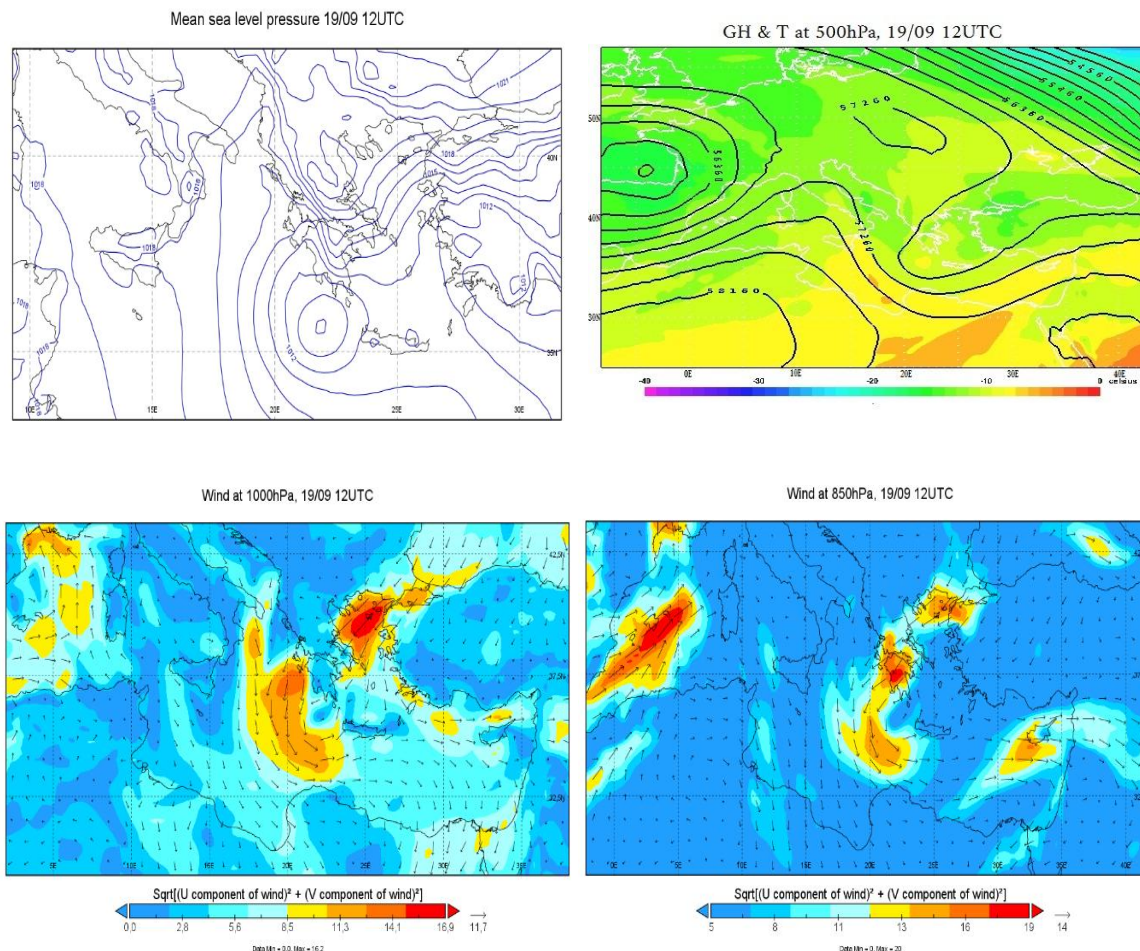
Στη στάθμη των 300hPa το γεωδυναμικό ύψος αυξάνεται περαιτέρω. Η μέγιστη τιμή καταγράφεται στην Ήπειρο, όπου διέρχεται η ισοϋψής των 9370gpm και η ελάχιστη στη ρόδο 9310gpm. Επιπλέον, σύγκλιση παρατηρείται στη δυτική Ελλάδα, συμβάλλοντας στην αποδυνάμωση του φαινομένου.



Σχήμα 4.21: **a)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και **b)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 19/09 06UTC.

Στις 19/09 12UTC το επιφανειακό χαμηλό συνεχίζει τη νότια πορεία (κέντρο 35,5°N 23°E) χωρίς να μεταβάλλεται η πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας (Σχήμα 4.22a). Οι δυτικές ηπειρωτικές περιοχές πλέον δε καλύπτονται από νέφη, σε αντίθεση με της ανατολικές ηπειρωτικές περιοχές. Αυτό οφείλεται στις ανοδικές κινήσεις λόγω εξαναγκασμένης κίνησής του βορειοανατολικού ανέμου - που πνέει στο Αιγαίο – από την οροσειρά της Πίνδου που στη συνέχεια μετατρέπεται σε καταβάτη διαλύοντας τις νεφώσεις στα δυτικά ηπειρωτικά. Βροχές εκδηλώνονται στις ανατολικές περιοχές της Στερεάς, της Πελοποννήσου, στις Κυκλάδες και την δυτική Κρήτη.

Στα κατώτερα στρώματα η κυκλωνική φορά, αν και όχι τόσο ισχυρή, εξακολουθεί να εντοπίζεται και στην ουσία αποτελεί την αιτία των φαινομένων στις περιοχές που προαναφέρθηκαν. Αναλύοντας το πεδίο του ανέμου στην επιφάνεια (Σχήμα 4.22c) και στη στάθμη των 850hPa (Σχήμα 4.22d) διακρίνονται στη κυκλωνική ροή υψηλότερες ταχύτητες δυτικά και νότια του κέντρου. Μάλιστα στα 850hPa, όπου είναι υψηλή είναι η ταχύτητα και πάνω από τις νότιες ηπειρωτικές περιοχές, φτάνει τα 15m/s. Στην επιφάνεια τα 13m/s (6 Beaufort), στο βόρειο Αιγαίο το βορειοανατολικό ρεύμα εντάσεως 7 Beaufort καλά κρατεί.

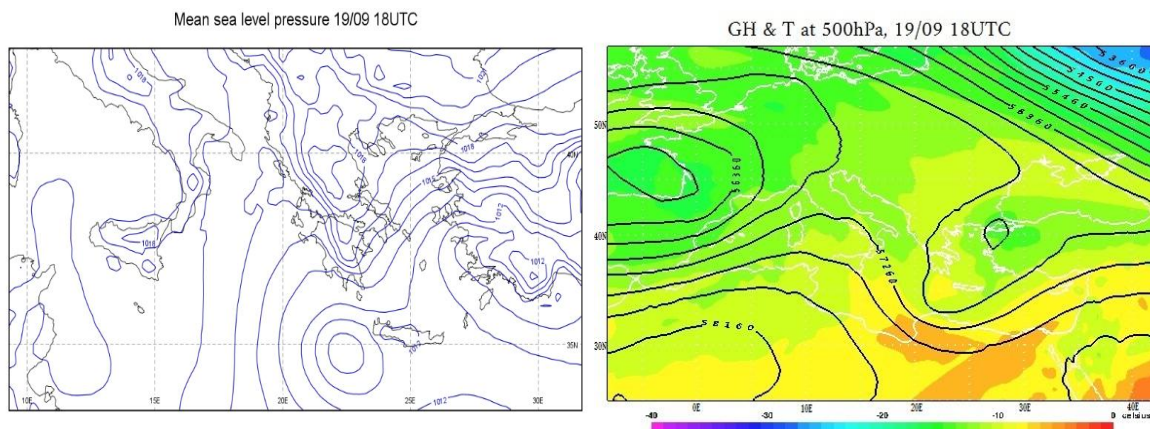


Σχήμα 4.22: **a)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και **b)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa, **c)** και **d)** Χάρτης ανέμων στις στάθμες των 1000hPa και 850hPa, αντίστοιχα, για τις 19/09 12UTC.

Στη στάθμη των 500hPa ο βαρομετρικός αυλώνας συρροής κινήθηκε ελαφρός νοτιοανατολικά διατηρώντας την ΒΑ-ΝΔ κατεύθυνση (Σχήμα 4.22b). Δεν παρουσιάζει πλέον κυκλωνική μορφή, ενώ τα γεωδυναμικά ύψη σημειώνουν άνοδο, με τις τιμές των γεωδυναμικών υψών πάνω από την Ελληνική περιοχή να κυμαίνονται από 5680gpm στα ανατολικά μέχρι 5695gpm στα δυτικά. Επιπλέον, άνοδο της τάξης των 2°C παρουσιάζει η θερμοκρασία.

Την τελευταία χρονική στιγμή της εξεταζόμενης περιόδου, δηλαδή στις 18UTC το απόγευμα, το επιφανειακό χαμηλό εντοπίζονταν νοτιοδυτικά της Κρήτης (1009hPa), όπως φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 4.23a. Ταυτόχρονα η επέκταση του αντικυκλώνα της κεντρικής Ευρώπης σε συνδυασμό με το χαμηλό διατηρεί το βόρειο ρεύμα που στο Αιγαίο φτάνει τα 6 με 7 B.

Το σύστημα συνεχίζει να εκφυλίζεται και στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa, το κέντρο ανεβαίνει στα 1470gpm. Το βόρειο ρεύμα που προαναφέρθηκε καταγράφεται και σε αυτή τη στάθμη διατηρώντας τη θερμοκρασία στο βόρειο Αιγαίο και τα ηπειρωτικά στους 12 με 14°C.



Σχήμα 4.23: **a)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και **b)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa, για τις 19/09 18UTC.

Τέλος, στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa ο βαρομετρικός αυλώνας διατηρεί τον άξονα ΒΑ-ΝΔ (Σχήμα 4.23) πηδαλιουχώντας το επιφανειακό χαμηλό. Διαπιστώνεται θερμότερη αέρια μάζα σε σχέση με τον περιγύρω αέρα νοτιοδυτικά της Κρήτης πάνω δηλαδή από το κέντρο του χαμηλού των κατώτερων τροποσφαιρικών στρωμάτων, συνθήκη που παρατηρήθηκε και στα προηγούμενα χρονικά βήματα της 19^η Σεπτεμβρίου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΑΝΩΤΕΡΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ

5.1 Φάση 1^η

5.2 Φάση 2^η

5.3 Φάση 3^η

Η δομή του παρόν κεφαλαίου δε διαφέρει από τη δομή της συνοπτικής ανάλυσης του κεφαλαίου 4. Αποτελείτε, δηλαδή, από 3 φάσεις. Στη πρώτη φάση μελετάτε η δυναμική των ανώτερων στρωμάτων κατά τη δημιουργία και την ταχεία βύθυνση του συστήματος κατά το χρονικό διάστημα από της 15 Σεπτεμβρίου 2020 00:00UTC μέχρι της 17 Σεπτεμβρίου 2020 00:00UTC. Η δεύτερη φάση αναφέρεται στο χρονικό διάστημα όπου το σύστημα απέκτησε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα και ονομάστηκε “medicane”, δηλαδή από 17 Σεπτεμβρίου 2020 00:00UTC μέχρι 18 Σεπτεμβρίου 2020 06:00UTC,. Ενώ τέλος, η 3^η φάση, από 18 Σεπτεμβρίου 2020 06:00UTC μέχρι 19 Σεπτεμβρίου 2020 18:00UTC, περιγράφει το τελευταίο στάδιο ζωής του συστήματος που είναι η νότια μετακίνηση του κατά μήκος της δυτικής Πελοποννήσου.

5.1 Φάση 1^η

Η δυναμική ανάλυση βασίζεται τόσο σε χάρτες ισοβαρικών και ισηντροπικών επιφάνειες, όσο και σε δορυφορικές εικόνες. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκε το κανάλι της υπέρυθρης ακτινοβολίας των 10.8μm, με εύρος φασματικής περιοχής 9.80-11.80μm. Είναι ένα από τα κανάλια που χρησιμοποιούνται στα δορυφορικά συστήματα παρακολούθησης του καιρού για τη μέτρηση της θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα. Χρησιμοποιείται για την ανίχνευση των νεφικών συστημάτων καθώς τα νέφη απορροφούν και εκπέμπουν ακτινοβολία σε αυτό το κανάλι. Η ακτινοβολία αυτή είναι ευαίσθητη στις θερμοκρασιακές διαφορές μεταξύ των νεφών και της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας, και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αναγνώριση των διαφορετικών τύπων νεφών και την παρακολούθηση της εξέλιξης τους. Στην ουσία, ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι απεικονίζουν ψυχρές περιοχές, ενώ σκουρόχρωμες αποχρώσεις του γκρι απεικονίζουν θερμές περιοχές.

Επίσης χρησιμοποιήθηκε το κανάλι των υδρατμών στα 6.2 μm. Είναι μια συγκεκριμένη μπάντα μεταξύ των υπέρυθρων και των υπερύψηλών συχνοτήτων με εύρος φασματικής περοχής 5.35-7.15μm (θερμικό υπέρυθρο), η οποία εκπέμπεται από τους υδρατμούς, συνεπώς, καταγράφει τη κατανομή της υγρασίας στα μεσαία και ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Ειδικότερα, μια περιοχή με υψηλές τιμές υγρασίας στα μεσαία και ανώτερα τροποσφαιρικά στρώματα θα εμφανιστή με ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι, ενώ περιοχές με χαμηλές τιμές υγρασίας θα εμφανιστούν με σκούρες αποχρώσεις του γκρι. Επιπλέον, οι μετρήσεις του καναλιού των υδρατμών 6.2μm μπορούν να βοηθήσουν στην δυναμική ανάλυση της ατμόσφαιρας αφού δίνουν πληροφορίες σχετικά με την κυκλογένεση, τις PV ανωμαλίες και την ύπαρξη jet streaks.

Οι δορυφορικές εικόνες MSG (Meteosat Second Generation) RGB Airmass είναι εικόνες που προέρχονται από τους δορυφόρους του δικτύου MSG της Ευρωπαϊκής Διαστημικής Υπηρεσίας (ESA). Αυτές οι εικόνες παρουσιάζουν πληροφορίες για την ατμόσφαιρα της Γης, όπως η θερμοκρασία, η υγρασία και η πίεση, και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να παρακολουθήσουν τις μεταβολές του καιρού και την ανίχνευση μετεωρολογικών συστημάτων

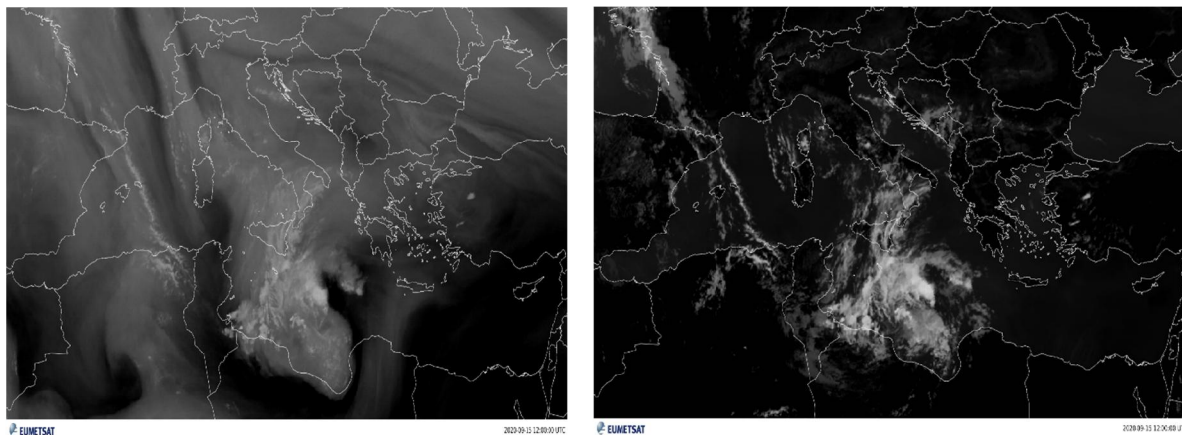
όπως κυκλώνες και καταιγίδες. Συγκεκριμένα, οι εικόνες MSG RGB Airmass είναι αποτελεσματικές για την παρακολούθηση της δυναμικής της ατμόσφαιρας, καθώς παρουσιάζουν τη συνδυασμένη πληροφορία από διαφορετικά κανάλια των δορυφόρων MSG. Αποτελούνται από τρεις διαφορετικούς χρωματισμούς, ο καθένας απεικονίζει διαφορετικές πληροφορίες για την ατμόσφαιρα πάνω από κάποια συγκεκριμένη περιοχή. Οι τρεις χρωματισμοί είναι ο εξής:

α) το κόκκινο χρώμα αντιστοιχεί στην κατακόρυφη κατανομή της υγρασίας, στα μεσαία και ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Οι σκουρότεροι τόνοι του κόκκινου δηλώνουν υψηλές τιμές PV, ενώ τα πορτοκαλί- κόκκινα χρώματα υποδεικνύουν ξηρές μάζες αέρα.

β) το πράσινο χρώμα, απεικονίζει μια εκτίμηση για το ύψος της τροπόπαυσης βασιζόμενο στην συγκέντρωση του όζοντος. Το πράσινο δηλώνει περιοχές με χαμηλές συγκεντρώσεις όζοντος, άρα και τροπόπαυση σε μεγάλα ύψη.

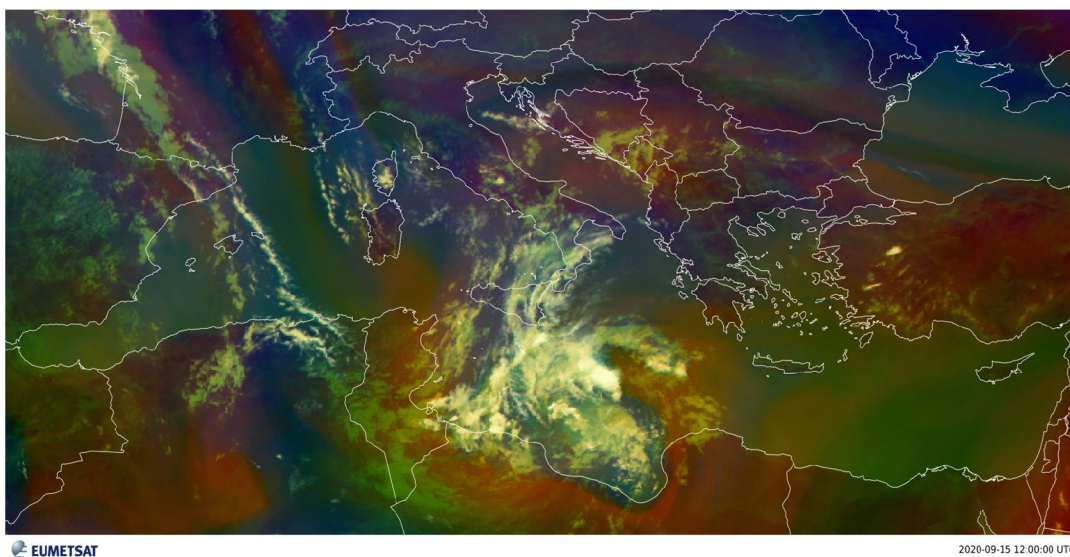
γ) το μπλε/μοβ χρώμα φανερώνει περιοχές με ψυχρές αέριες μάζες και με αυξημένες συγκεντρώσεις όζοντος, άρα και με χαμηλότερο ύψος τροπόπαυσης.

Στις 15/09 12UTC, η απεικόνιση της δορυφορικής φωτογραφίας στο κανάλι των υδρατμών (Σχήμα 5.1), έδειξε την παρουσία ενός εκτεταμένου νεφικού στρώματος στην περιοχή της Βόρειας παραθαλάσσιας Λιβύης – Νότιας Ιταλίας το οποίο προσομοιάζει τα χαρακτηριστικά ενός βαροκλινικού φύλλου (baroclinic leaf), κάτι που αποτυπώνεται και στην αντίστοιχη εικόνα του υπέρυθρου φάσματος, και αποτελεί την έναρξη δημιουργίας μίας βαροκλινικής ζώνης στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας. Δείχνει όμως και την πιθανή έναρξη επιφανειακής μετωπογένεσης στα ανατολικά μιας βαρομετρικού αυλώνα στα ανώτερα στρώματα (Weldon 1986a), και υποδηλώνει την ύπαρξη μιας PV ανωμαλίας κατά μήκος του, χαρακτηρίζοντας την περιοχή αυτή με αρκετή υγρασία ή αρκετά νέφη. Ένα σημαντικό ποσοστό ισχυρών επιφανειακών κυκλογενέσεων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη ξεκινούν με το νεφικό στρώμα με τη μορφή βαροκλινικού φύλλου. Κατά συνέπεια, υπάρχει το ενδεχόμενο σχηματισμού επιφανειακής κυκλογένεσης της επόμενες ώρες. Σημαντικό στοιχείο της δυναμικής των ανώτερων στρωμάτων είναι η εμφάνιση βαθμίδας της υγρασίας (ή υψηλές τιμές PV) νότια και δυτικά του βαροκλινικού φύλλου (έντονη σκούρα περιοχή), όπως αποτυπώνεται στη δορυφορική φωτογραφία στο κανάλι των υδρατμών για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, η οποία υποδηλώνει την ύπαρξη κλάδου του αεροχείμματος στη συγκεκριμένη περιοχή (upper level jet streak) και βρίσκεται σε συμφωνία με την αποτυπωμένη ζώνη ενισχυμένων ανέμων από την αντίστοιχη ανάλυση των γεωδυναμικών υψών στα 300hPa και τα 500hPa.



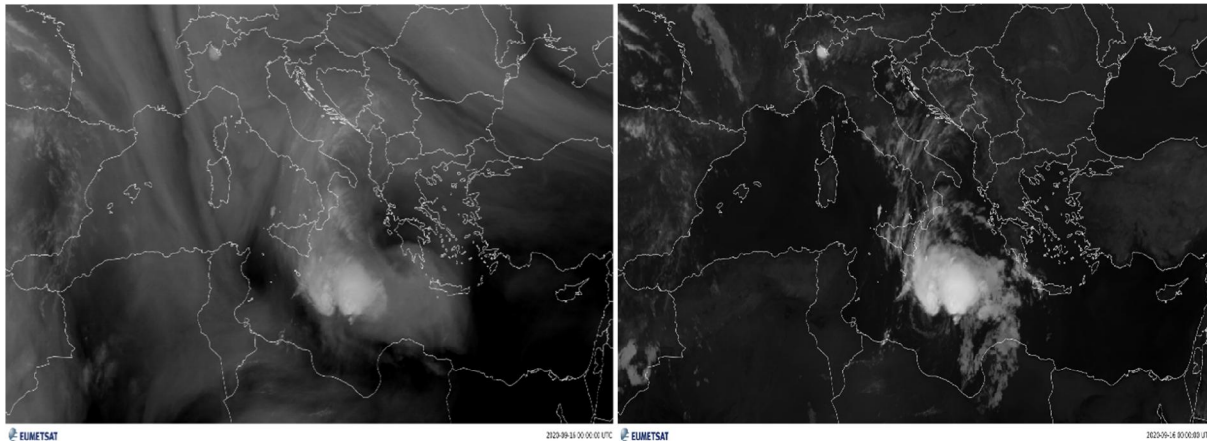
Σχήμα 5.1: Δορυφορική εικόνα MSG για τις 15/09 12UTC **a)** στο κανάλι των υδρατμών 6.2μm και **b)** στο υπέρυθρο κανάλι 10.8μm.

Πράγματι, η εικόνα Airmass RGB για τις 15/09 12UTC επιβεβαιώνει την ύπαρξη αεροχειμάρρου με την εμφάνιση μιας κιτρινωπής περιοχής που εκτείνεται στην περιοχή Τυνησία – Βόρεια Λιβύη – κεντρική Μεσόγειο (Σχήμα 5.2). Η επίδραση της ύπαρξης αεροχειμάρρου στη δυτική και νότια πλευρά της κυκλωνικής κυκλοφορίας δημιουργεί συνθήκες ισχυρής απόκλισης στην ανώτερη τροπόσφαιρα που συνοδεύεται με ισχυρές ανοδικές κινήσεις και σύγκλιση στην επιφάνεια (Uccellini et al., 1985). Εξαιτίας της εγκάρσιας αγεωστροφικής κυκλοφορίας με τους δύο κλάδους της (direct - indirect circulation) αλλά και της ανακατανομή της μάζας (mass readjustment) στην περιοχή του αεροχειμάρρου, παρουσιάζεται πτώση της επιφανειακής πίεσης στο αριστερό τεταρτημόριο εξόδου του αεροχειμάρρου, ευνοώντας την επιφανειακή κυκλογένεση (Uccellini and Johnson, 1979). Επίσης, στην εικόνα αυτή αποτυπώνεται και το βαροκλιτικό φύλλο με μπλε αποχρώσεις στην περιοχή που προαναφέρθηκε.



Σχήμα 5.2: Δορυφορική εικόνα MSG του δείκτη Airmass για τις 15/09 12UTC.

Δώδεκα ώρες αργότερα, στις 16/09 00UTC, στη δορυφορική φωτογραφία στο κανάλι των υδρατμών, πέρα από τη νεφώδης μάζα της κεντρικής Μεσογείου είναι ακόμη πιο εμφανές η έντονα μαύρη περιοχή κυρίως δυτικά αυτής, άρα και η ύπαρξη του αεροχειμάρρου. Η ύπαρξη του αεροχειμάρρου στα δυτικά χείλη του αποκομμένου, από τη γενική κυκλοφορία, βαρομετρικού χαμηλού, στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου, με ΒΔ ανώτερη ροή, ευνοεί τη δημιουργία και τη βάθυνση της διαταραχής που έχει ήδη αρχίσει να παρατηρείται στην επιφάνεια από το μεσημέρι της 15^η Σεπτεμβρίου. Η ενίσχυση αυτή γίνεται μέσω της μεταφοράς ψυχρού αέρα με υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού στη Μεσόγειο καθορίζοντας τη δυναμική των ανώτερων στρωμάτων.

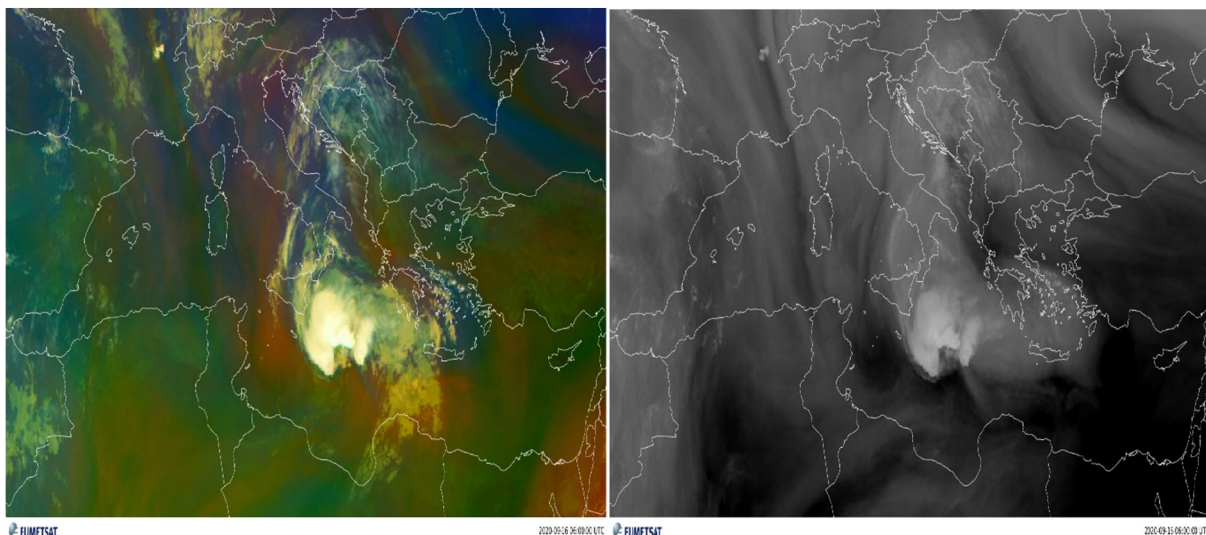


Σχήμα 5.3: Δορυφορική εικόνα MSG για τις 16/09 00UTC **a)** στο κανάλι των υδρατμών $6.2\mu\text{m}$ και **b)** στο υπέρυθρο κανάλι $10.8\mu\text{m}$.

Η κατάσταση αυτή συνδέεται και με την επικείμενη βάθυνση της τροπόπαυσης, όπως περιγράφεται παρακάτω. Επιπλέον, η παρουσία του αεροχειμάρρου τροφοδοτεί με τυρβώδη κινητική ενέργεια την ανώτερη ροή η οποία θα μετατραπεί σε διαθέσιμη δυναμική ενέργεια (Prezerakos et al. 1999), ευνοώντας με τον τρόπο αυτό τη βάθυνση της διαταραχής.

Στην δορυφορική εικόνα του υπέρυθρου φάσματος του σχήματος 5.3b φαίνονται οι νεφώσεις που υιοθετούν σιγά-σιγά τη μορφή κυκλωνικού συστήματος. Είναι φανερό ότι σε σχέση με ένα δωδεκάωρο πριν τα νέφη έχουν λευκότερους τόνους, αυτό οφείλεται στη υψηλότερη και ψυχρότερη κορυφή τους.

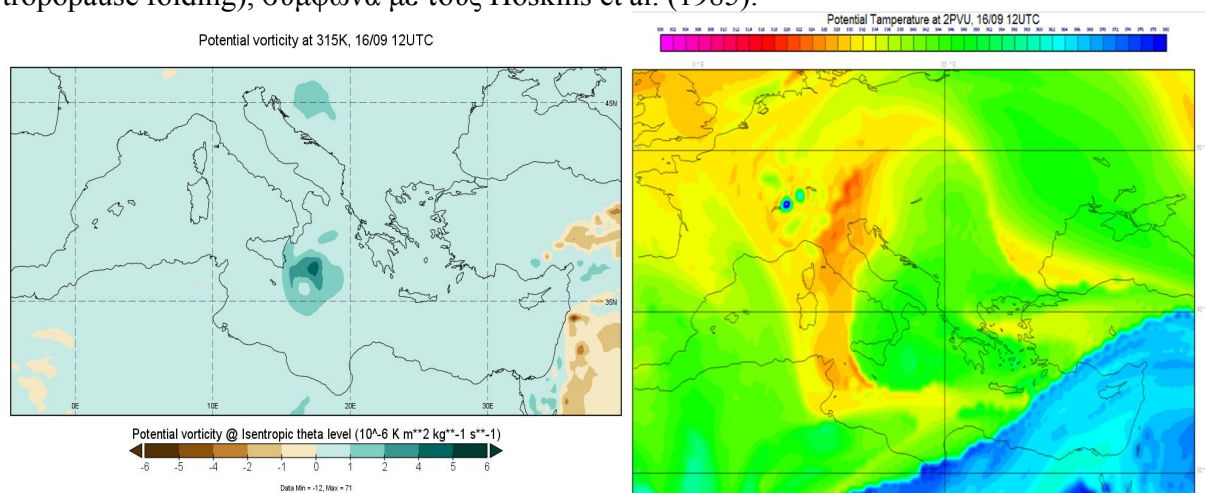
Στις 16/09 06UTC βάση της δορυφορικής εικόνας του δείκτη Airmass, κλάδος του αεροχειμάρρου εντοπίζεται νότια της διαταραχής (κιτρινωπά χρώματα στο σχήμα 5.4a), τροφοδοτώντας την ακόμη με ξηρές και ψυχρές αέριες μάζες. Επίσης, οι χρωματισμοί μπλε και πράσινοι στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου υποδηλώνουν αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά, και κατ'έκτασιν τη δημιουργία μετωπικών επιφανειών.



Σχήμα 5.4: Δορυφορική εικόνα MSG για τις 16/09 06UTC **a)** δείκτης Airmass και **b)** στο κανάλι των υδρατμών $6.2\mu\text{m}$.

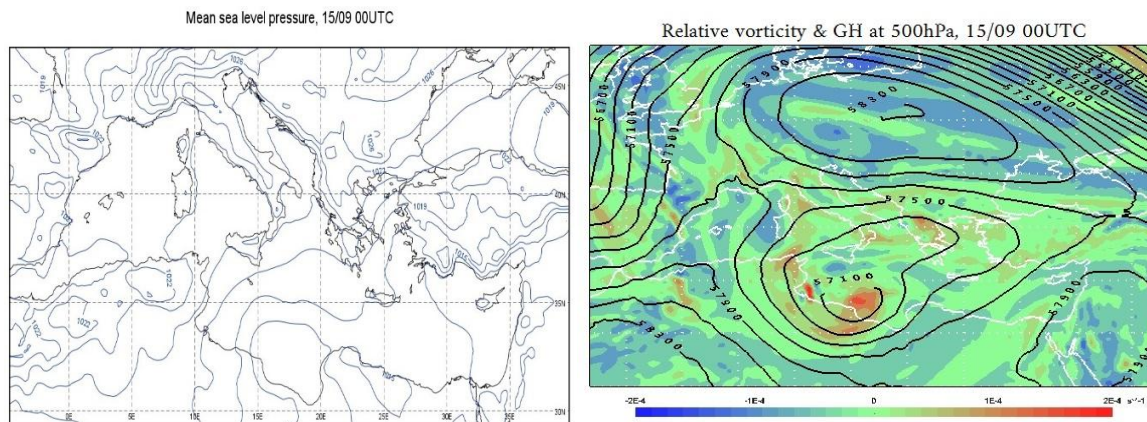
Η αναδίπλωση της τροπόπαυσης διαδραματίζει επίσης βασικό ρόλο στην έναρξη της κυκλογένεσης, σε συνδυασμό βέβαια με τον αεροχειμάρρο (Uccellini et al. 1986). Η αναδίπλωση της τροπόπαυσης συμβαίνει όταν υπάρχει εισροή ξηρού και ψυχρού στρατοσφαιρικού αέρα προς τη μέση τροπόσφαιρα κατά μήκος του άξονα του αεροχειμάρρου (Μακρογιάννης και Φλόκα, 2005). Η ανάλυση της κατανομής της δυναμικής θερμοκρασίας σε επιφάνειες σταθερού δυναμικού στροβιλισμού, διευκολύνουν την αναγνώριση βαροκλιτικών ζωνών και του αεροχειμάρρου, όπως και τα μέγιστα ή ελάχιστα της δυναμικής θερμοκρασίας πάνω από μια περιοχή τα οποία καλούνται ψυχρές ή θερμές ανωμαλίες αντίστοιχα (Thorpe 1985; Hoskins et al. 1985). Τιμές δυναμικού στροβιλισμού μικρότερες από 1,5PVU αντιστοιχούν σε τροποσφαιρικό αέρα, τιμές από 1,5 έως 2 PVU αντιστοιχούν σε αέρα από την περιοχή της τροπόπαυσης, ενώ τιμές μεγαλύτερες από 2 PVU αντιστοιχούν σε τροποσφαιρικό αέρα. Επομένως αναλύθηκε ο δυναμικός στροβιλισμός στην ισημερινική επιφάνεια των 315°K (~500hPa στα μέσα γεωγραφικά πλάτη) και στην ισημερινική των 330°K (~300hPa στα μέσα γεωγραφικά πλάτη). Ακόμη αναλύθηκε η δυναμική θερμοκρασία στην επιφάνεια σταθερού δυναμικού στροβιλισμού PV=2PVU.

Η κατανομή του δυναμικού στροβιλισμού στην ισημερινική επιφάνεια 315K (Σχήμα 5.5a) και της αντίστοιχης δυναμικής θερμοκρασίας στην επιφάνεια των 2PVU (Σχήμα 5.5b) για τις 16/09 12UTC, καταδεικνύει την παρουσία ψυχρού αέρα με υψηλές τιμές του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού, μεγαλύτερες των 2PVU πάνω από την περιοχή μελέτης. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ότι αέρας στρατοσφαιρικής προέλευσης έχει κατέλθει στην ανώτερη τροπόσφαιρα και στοιχειοθετεί μια αναδίπλωση της τροπόπαυσης (stratospheric intrusion – tropopause folding), σύμφωνα με τους Hoskins et al. (1985).



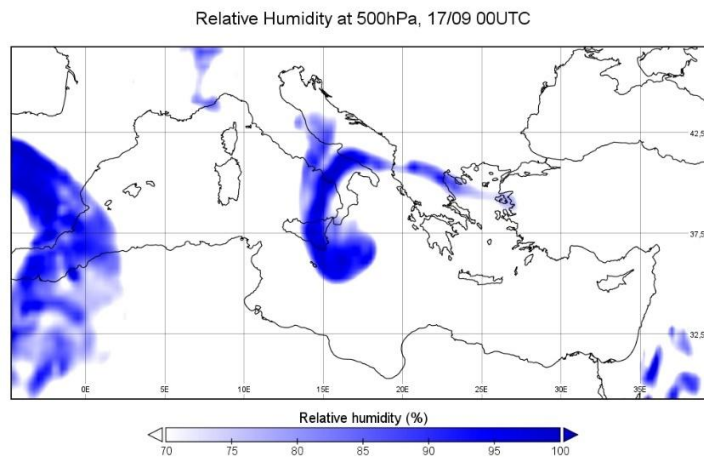
Σχήμα 5.5: Γεωγραφική κατανομή για τις 16/09 12UTC: **a)** του δυναμικού στροβιλισμού στην ισημερινική επιφάνεια των 315K και **b)** της δυναμικής θερμοκρασίας στην iso-PV επιφάνεια των 2PVU.

Σκόπιμο είναι να εξετασθεί και ο σχετικός στροβιλισμός ζ , προκειμένου να εντοπιστεί η θέση και η ένταση του αντίστοιχου συστήματος στην επιφάνεια. Πρόκειται για ένα αξιόπιστο διαγνωστικό εργαλείο για την εμφάνιση και τη βύθυνση του επιφανειακού χαμηλού. Αναλυτικά, ήδη από τις 14/09 σημειώνονταν υψηλές τιμές κυκλωνικού στροβιλισμού στη περιοχή μελέτης (δεν απεικονίζεται), δηλαδή πριν την εμφάνιση του επιφανειακού χαμηλού. Έτσι λοιπόν, στις 15/09 00UTC κοντά στο κέντρο του αποκομμένου χαμηλού επικρατούν υψηλές τιμές κυκλωνικού στροβιλισμού, όπως υποδηλώνουν οι κοκκινωποί χρωματισμοί (Σχήμα 5.6b).



Σχήμα 5.6: *a)* Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa, και *b)* Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και του σχετικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις 15/09 00UTC

Στις 17/09 00UTC σημειώνεται έντονη μεταφορά θετικού στροβιλισμού στη περιοχή της ύφεσης (δεν απεικονίζεται) και κατ'επέκταση ανοδικές κινήσεις. Ταυτόχρονα όμως στην ίδια περιοχή καταγράφονται πολύ υψηλές τιμές της σχετικής υγρασίας που υποδηλώνουν και αυτές ανοδικές κινήσεις. Αυτές οι κινήσεις προκαλούν συμπύκνωση του αέρα, οπότε και μείωση της στατικής ευστάθειας. Αυτές οι συνθήκες επιβεβαιώνουν ότι η ύφεση βρίσκεται στη φάση ενίσχυσης.



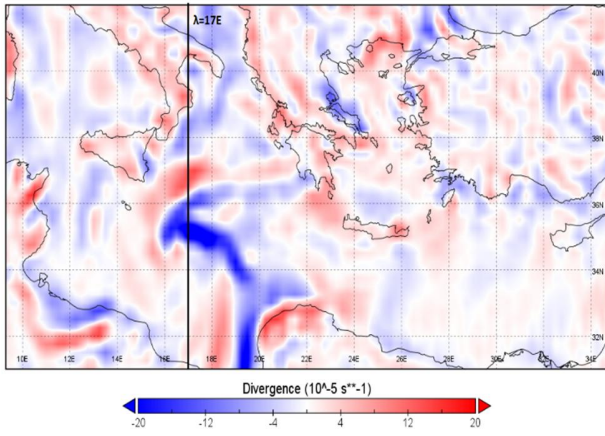
Σχήμα 5.7: Κατανομή της σχετικής υγρασίας στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις 15/09 00UTC.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, δημιουργήθηκαν οι κατάλληλες κατακόρυφες τομές, σε σταθερά γεωγραφικά πλάτη για διαφορεές χρονικές στιγμές, της ύφεσης, προκυμμένου να εξετασθή με περισσότερη ακρίβεια η κυκλωνική δραστηριότητα. Στις τομές αυτές απεικονίζετε η καθ' ύψος απόκλιση από τη στάθμη των 1000hPa έως και την στάθμη των 100 hPa (cross section). Η απόκλιση είναι πολλαπλασιασμένη επί 10^5 και επομένως έχει μονάδα μέτρησης 10^{-5} s^{-1} . Θετικές τιμές σημαίνει απόκλιση, ενώ αρνητικές τιμές σημαίνει σύγκλιση. Αναλυτικά, στην επιφάνεια καθ' όλη τη διάρκεια της 16^η Σεπτεμβρίου η σύγκλιση ήταν έντονη στη περιοχή του συστήματος (Σχήμα 5.8a,c), με το σημείο μηδενικής απόκλισης συνεχώς να εντοπίζεται σε χαμηλότερο ύψος. Για τις 06UTC, βάση της κατανομής κατά μήκος του παραλλήλου με γεωγραφικό μήκος 17°E,

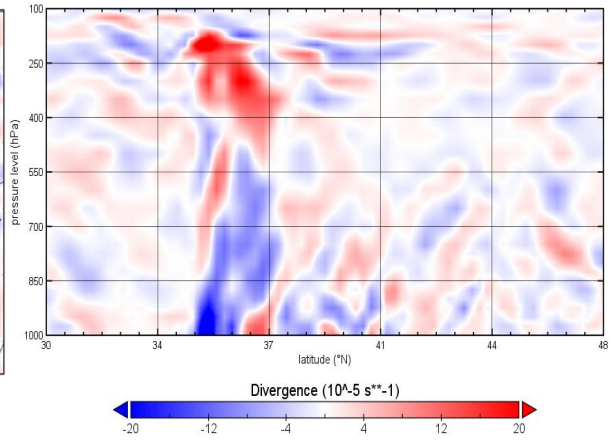
κάτω από τα 550hPa επικρατεί σύγκλιση, ενώ πάνω από τα 450hPa παρατηρείται απόκλιση, επομένως το σημείο μηδενικής απόκλισης βρίσκεται στα 500hPa (Σχήμα 5.8b). Αντίθετα, στις 18UTC το σημείο μηδενικής απόκλισης εντοπίζεται στην ισοβαρική των 700hPa (Σχήμα 5.8d). Αξίζει να αναφερθεί ότι η συγκεκριμένη μέρα αποτελεί μέρα ανάπτυξης του συστήματος συνεπώς πυροδοτούνται ανοδικές κινήσεις στην επιφάνεια.



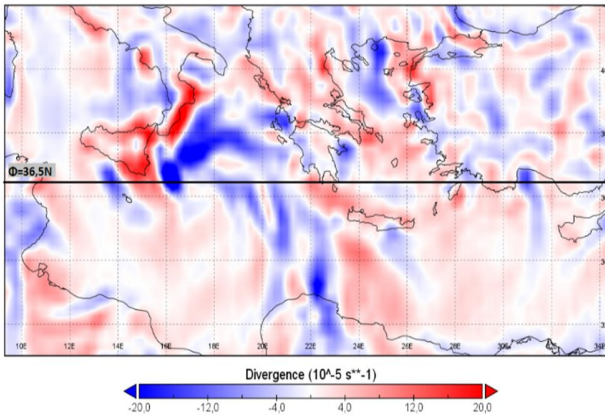
Divergence at 1000hPa, 16/09 06UTC



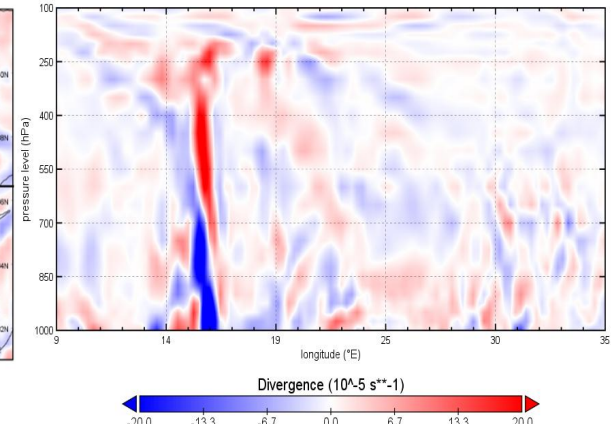
Cross Section 17E Divergence, 16/09 06UTC



Divergence at 1000hPa, 16/09 18UTC

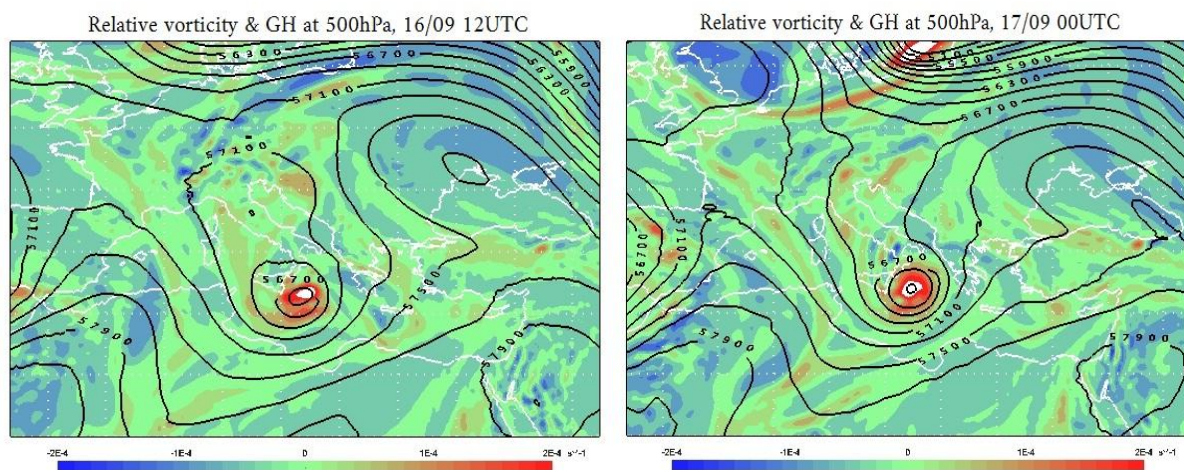


Cross Section 36,5N Divergence, 16/09 18UTC



Σχήμα 5.8: Απόκλιση στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000hPa για τις **a)** 16/09 06UTC και **c)** 16/09 18UTC. **b)** κατανομή απόκλισης κατά μήκος του γεωγραφικού μήκους $\lambda=17^\circ E$ για τις 16/09 06UTC και **d)** κατανομή απόκλισης κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους $36,5^\circ N$ για τις 16/09 18UTC.

Καθώς το σύστημα κινείται βόρεια παρατηρούνται και πάλι μεγάλες τιμές θετικού στροβιλισμού στα 500hPa, οι οποίες εντοπίζονται σε μια αρκετά μεγάλη ακτίνα γύρω από το κέντρο της ύφεσης καθ' όλη τη διάρκεια της πρώτης φάσης. Συγκεκριμένα, τόσο τη χρονική στιγμή 16/09 12UTC (Σχήμα 5.9a), όσο και τη χρονική στιγμή 17/09 00UTC (Σχήμα 5.9b) σημαντικά υψηλές τιμές σχετικού (κυκλωνικού) στροβιλισμού καταγράφονται στη περιοχή της κυκλωνικής κυκλοφορίας. Επομένως, ο ισχυρός θετικός στροβιλισμός σε συνδυασμό με την έντονη ψυχρή μεταφορά στα ανώτερα στρώματα, καθώς και οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας ενισχύουν την πτώση της πίεσης στην επιφάνεια.



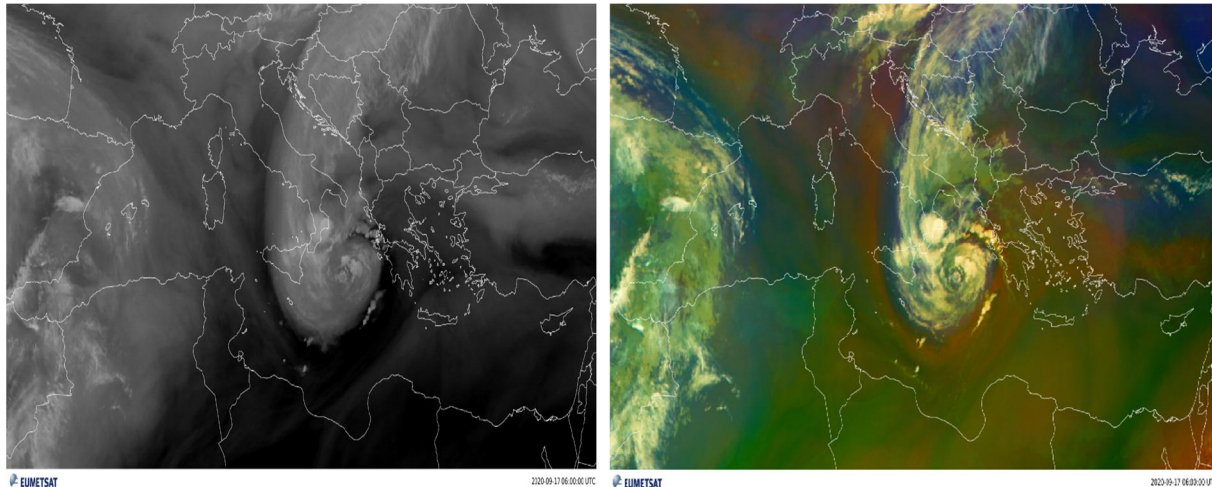
Σχήμα 5.9: Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και του σχετικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις **a)** 16/09 12UTC **b)** 17/09 00UTC

5.2 Φάση 2^η

Στις 17/09 06UTC το σύστημα έχει λάβει πλέον τη μορφή μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά (από τις 03UTC) και είναι εμφανές το μάτι στο κέντρο του συστήματος (Σχήμα 5.10a) στροβιλιζόμενο στη θαλάσσια περιοχή που ορίζει η Λιβύη, η νότια Ιταλία και η δυτική Ελλάδα με κατεύθυνση πλέον ανατολική και βρίσκεται στη θέση $37,2^\circ N$ $18^\circ E$. Την κυκλωνική διαταραχή εξακολουθεί να συνοδεύει κλάδος του αεροχειμμάρου ο οποίος συνδέεται με εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα έως τα μέσα της τροπόσφαιρας και αυτό επιβεβαιώνεται από τη δορυφορική εικόνα MSG στο κανάλι των υδρατμών $6.2\mu m$. Αποτυπώνεται μέσω της μαύρης ζώνης που εκτείνεται σε μία μεγάλη περιοχή νοτιοανατολικά, νότια και δυτικά της διαταραχής (Σχήμα 5.10a).

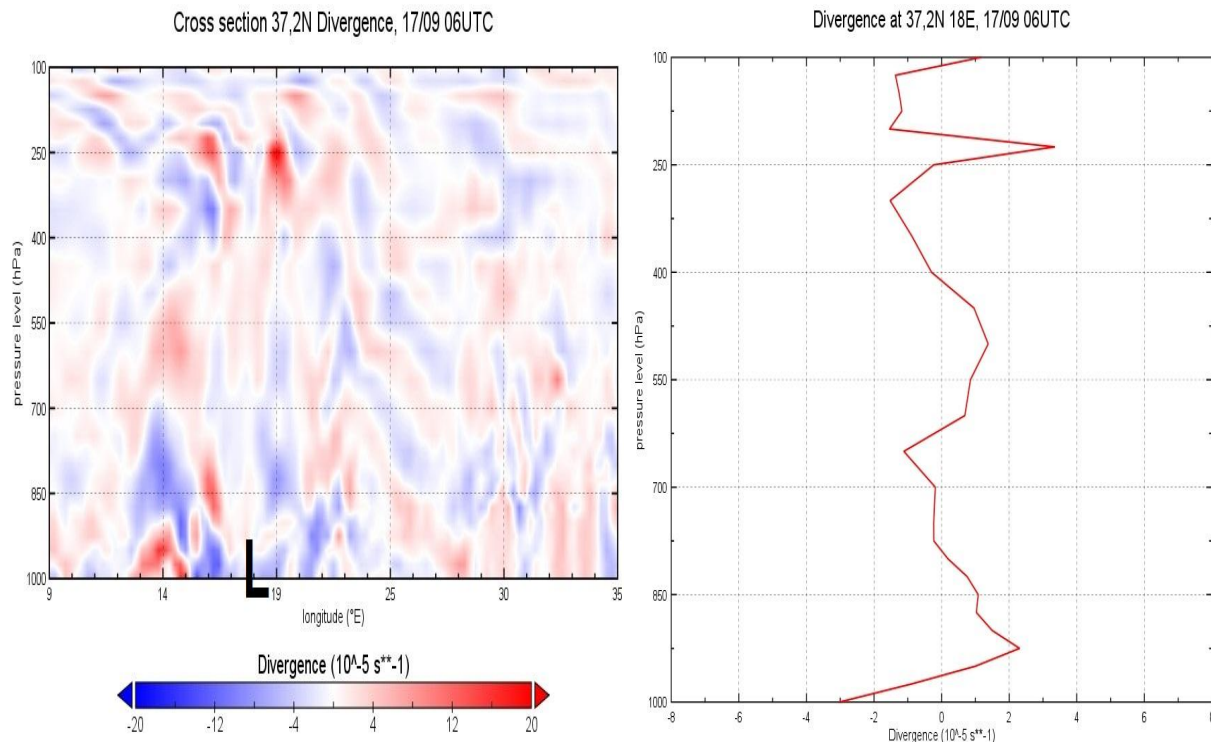
Στο σχήμα 5.10b φαίνεται η εικόνα του δείκτη Airmass για την ίδια χρονική στιγμή. Αρχικά εντοπίζεται η ψυχρή εισβολή από τα δυτικά τμήματα του συστήματος, η οποία είναι υπεύθυνη για τη νεφική σπειροειδή μορφή (Bader et al. 1995). Η ανατολική περιοχή του

συστήματος αντιστοιχεί σε θερμότερο αέρα από τη γύρω περιοχή. Συνεπώς, γίνεται αντιληπτή η δημιουργία ενός συνεσφιγμένου μετώπου (bent-back structure of the cold front) όπου αποκόπτεται μια περιοχή θερμού αέρα (warm core seclusion) που περιβάλλεται από τον ψυχρότερο αέρα της σύσφιξης και απεικονίζεται με μπλε χρώμα.



Σχήμα 5.10: Δορυφορική εικόνα MSG για τις 17/09 06UTC **a)** στο κανάλι των υδρατμών 6.2μm και **b)** δείκτης Airmass.

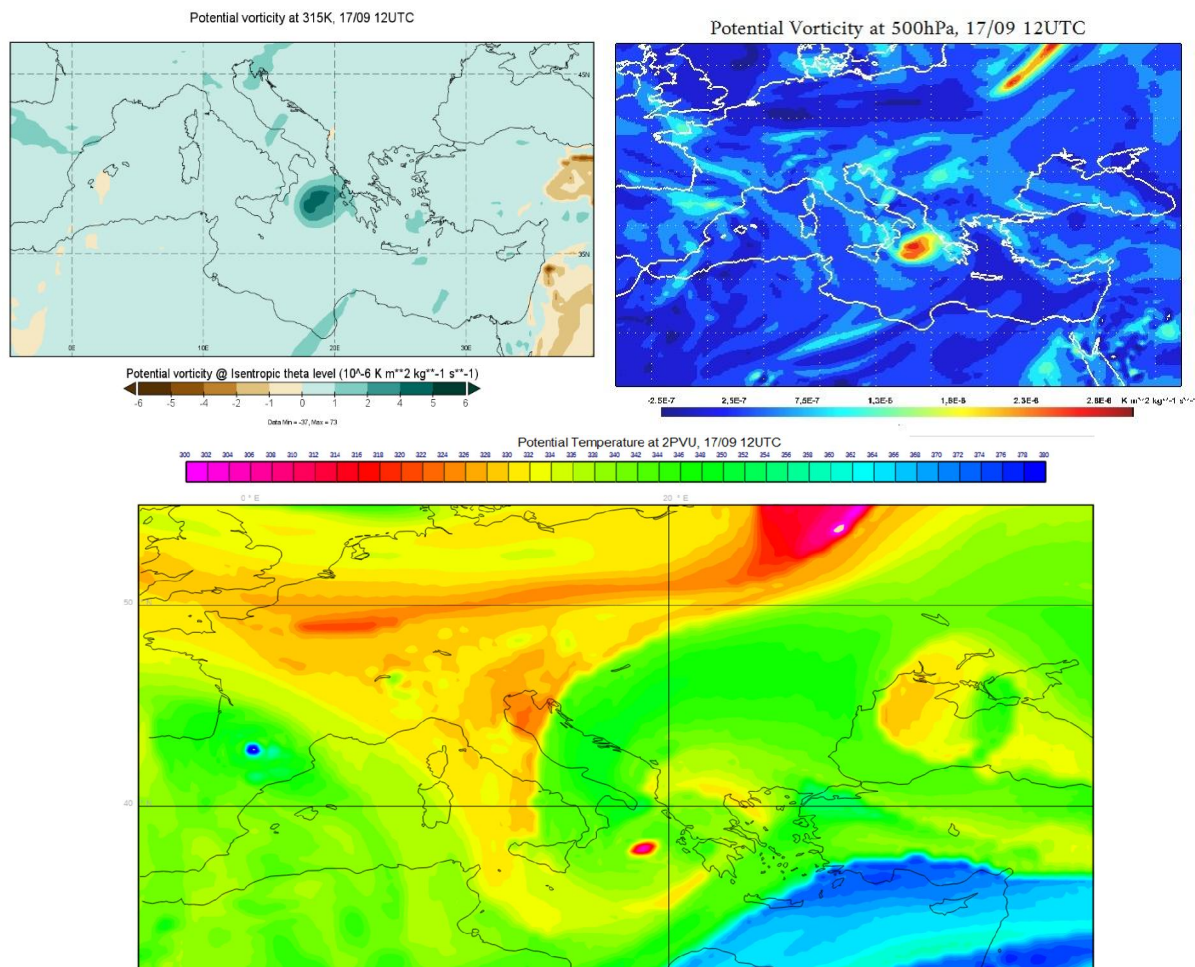
Στο σχήμα 5.11b παρουσιάζεται η καθ' ύψος απόκλιση για το κέντρο του συστήματος (37,2°N 18°E) την χρονική στιγμή 17/09 06UTC, δηλαδή 3 ώρες αφότου απέκτησε τα χαρακτηριστικά μεσογειακού κυκλώνα. Παρατηρείται σύγκλιση μόνο στην επιφάνεια καθώς ακολουθεί απόκλιση αρκετά πριν τη στάθμη των 850hPa. Οι εντάσεις γενικά είναι μικρές και το επίπεδο μηδενικής απόκλισης παρατηρείται στην στάθμη των 400hPa.



Σχήμα 5.11: **a)** Κατανομή απόκλισης κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους 37,2°N. **b)** Απόκλιση ($10^{-5} s^{-1}$) στο κέντρο της ύψους για τις στάθμες από 1000hPa έως 100hPa για την χρονική στιγμή 17/09 06UTC.

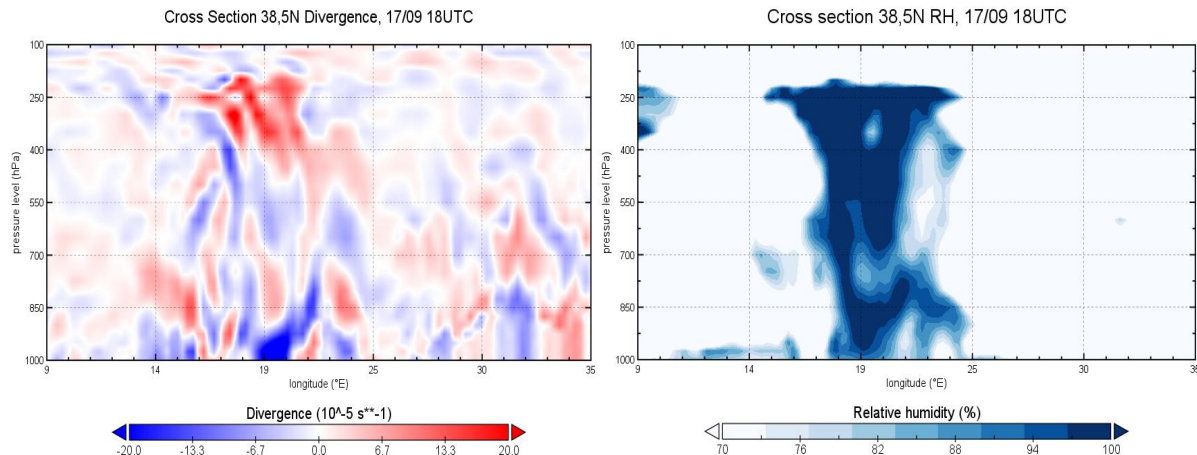
Στην ισημερινή επιφάνεια 315°K καταγράφονται τιμές δυναμικού στροβιλισμού της τάξεως των 5 με 6PVU (Σχήμα 5.12a) , με τη μορφή αποκομμένου χαμηλού στη περιοχή όπου εντοπίζεται και το επιφανειακό χαμηλό. Πρόκειται για εισροή ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα, μέχρι τα μέσα της τροπόσφαιρας. Η κατάσταση αυτή επιβεβαιώνεται και από την κατανομή του στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa, οι τιμές του οποίου είναι αυξημένες στις ίδιες περιοχές. Τέλος, η δυναμική θερμοκρασία αποτελεί στοιχείο ταυτοποίησης μιας αέριας μάζας και αυξάνεται με το ύψος. Με την απεικόνιση της, λοιπόν, στην επιφάνεια 2PVU φαίνεται μία ψυχρή ανωμαλία στην ίδια περιοχή. Όλα τα στοιχεία επιβεβαιώνουν την καταβύθιση της τροπόπαυσης και την εισβολή ψυχρού στρατοσφαιρικού αέρα.

Ο δυναμικός στροβιλισμός θεωρείται μία αποτελεσματική διαγνωστική παράμετρος, για δύο λόγους (Hoskins et. al. 1985; Holopainen and Kaurola 1991; Davis and Emanuel 1991): α) διατηρείται σε μία αδιαβατική ατμόσφαιρα χωρίς τριβή (αρχή της διατήρησης) και β) ο δυναμικός στροβιλισμός αποτελεί μία σημαντική δυναμική ποσότητα που μπορεί να περιγράψει με αρκετή ακρίβεια τη δυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας σε κάθε χρονική στιγμή αν είναι γνωστή η κατανομή του, σε συνδυασμό, βέβαια με κατάλληλες οριακές συνθήκες μέσω της αρχής της αντιστροφής (inversion principle).



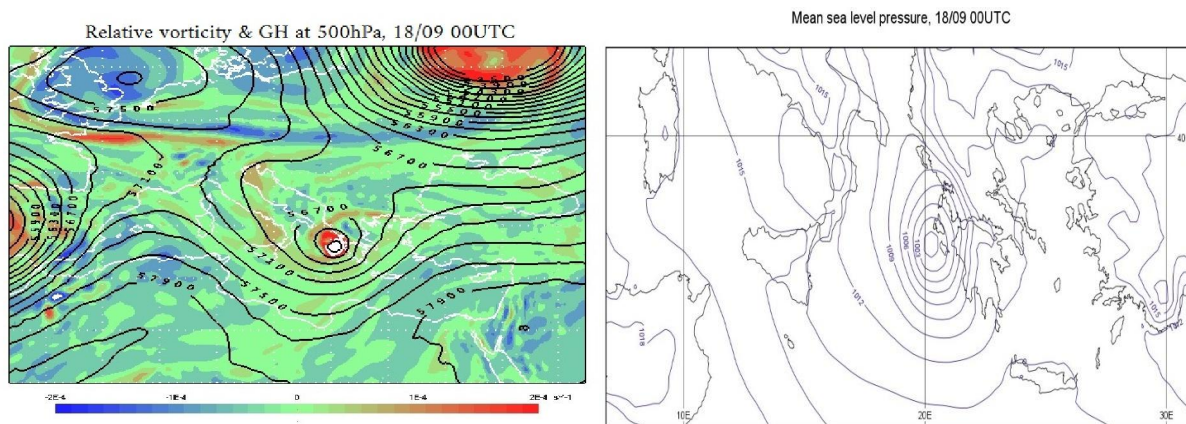
Σχήμα 5.12: Γεωγραφική κατανομή για τις 17/09 12UTC: **a)** του δυναμικού στροβιλισμού στην ισημερινική επιφάνεια των 315K, **b)** του δυναμικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa και **c)** της δυναμικής θερμοκρασίας στην ισο-PV επιφάνεια των 2PVU.

Σε αυτή τη κατάσταση είναι σκόπιμο να εξετασθή η κατανομή της απόκλισης και της σχετικής υγρασίας στο γεωγραφικό πλάτος 38,5°N (Σχήμα 5.13). Είναι φανερό ότι στις 17/09 18UTC, η τάση στη κατανομή της απόκλισης δεν αλλάζει σε σχέση με προηγούμενες. Παραμένει η σύγκλιση στην επιφάνεια και τα κατώτερα τμήματα, και η απόκλιση στα ανώτερα τμήματα. Παράλληλα η σχετική υγρασία είναι μεγαλύτερη από 100% με μία κατακόρυφη ζώνη από τη στάθμη των 950hPa έως και 210hPa, δηλώνοντας υπερκορεσμένη ατμόσφαιρα. Όλα αυτά μεταξύ του γεωγραφικού μήκους 18,5°E και 20°E, δηλαδή αρκετά κοντά στο κέντρο του κυκλώνα.



Σχήμα 5.13: a) Κατανομή απόκλισης και **b)** Κατανομή σχετικής υγρασίας, κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους 38,5°N για τις 17/09 18UTC.

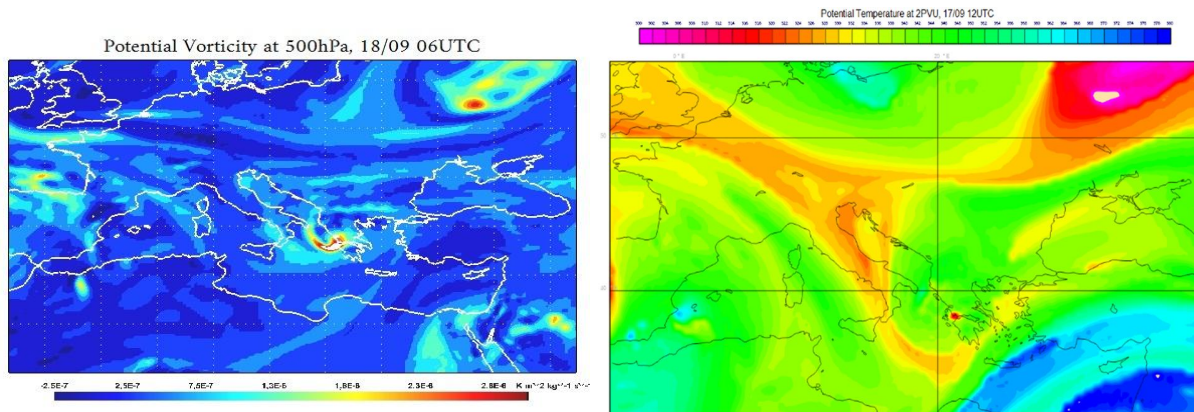
Στις 18/09 00UTC, στα 500hPa καθώς το κέντρο του medicane προσεγγίζει τα νησιά του κεντρικού Ιονίου παρατηρείται θετικός στροβιλισμός με μέγιστη τιμή στο κέντρο, δηλαδή στη θέση 37,7°N 20°E. Στην ίδια ακριβώς θέση καταγράφεται και το αντίστοιχο επιφανειακό χαμηλό, άρα το σύστημα διέπετε από μηδενική κατακόρυφη κλίση (βαροτροπικό).



Σχήμα 5.14: a) Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gh) και του σχετικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa και **b)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa για τις 18/09 00UTC.

Ένα 6ωρο αργότερα η κατάσταση στη δυναμική των ανώτερων στρωμάτων δεν αλλάζει σημαντικά. Έτσι παρατηρούνται υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa (Σχήμα 5.15a), αλλά και ενισχυμένη βαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας στην επιφάνεια $\rho\theta=2$ PVU (Σχήμα 5.15b), γεγονότα που συνάδουν με τη διατήρηση των τροπικών χαρακτηριστικών του συστήματος για ένα ακόμη 6ωρο.

Την ίδια χρονική στιγμή παρατηρείτε σημαντική θετική μεταφορά στροβιλισμού στα δυτικά ηπειρωτικά στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa (δε φαίνεται), με αποτέλεσμα τις αυξημένες τιμές RH που οφείλονται στην ανωμεταφορά, αλλά και σε εκδήλωση νετού από στρατόμορφα νέφη. Σε αυτή την περιοχή η τροπόσφαιρα έχει εμπλουτιστεί με υγρασία, συνεπώς έχει αυξηθεί η αστάθεια.

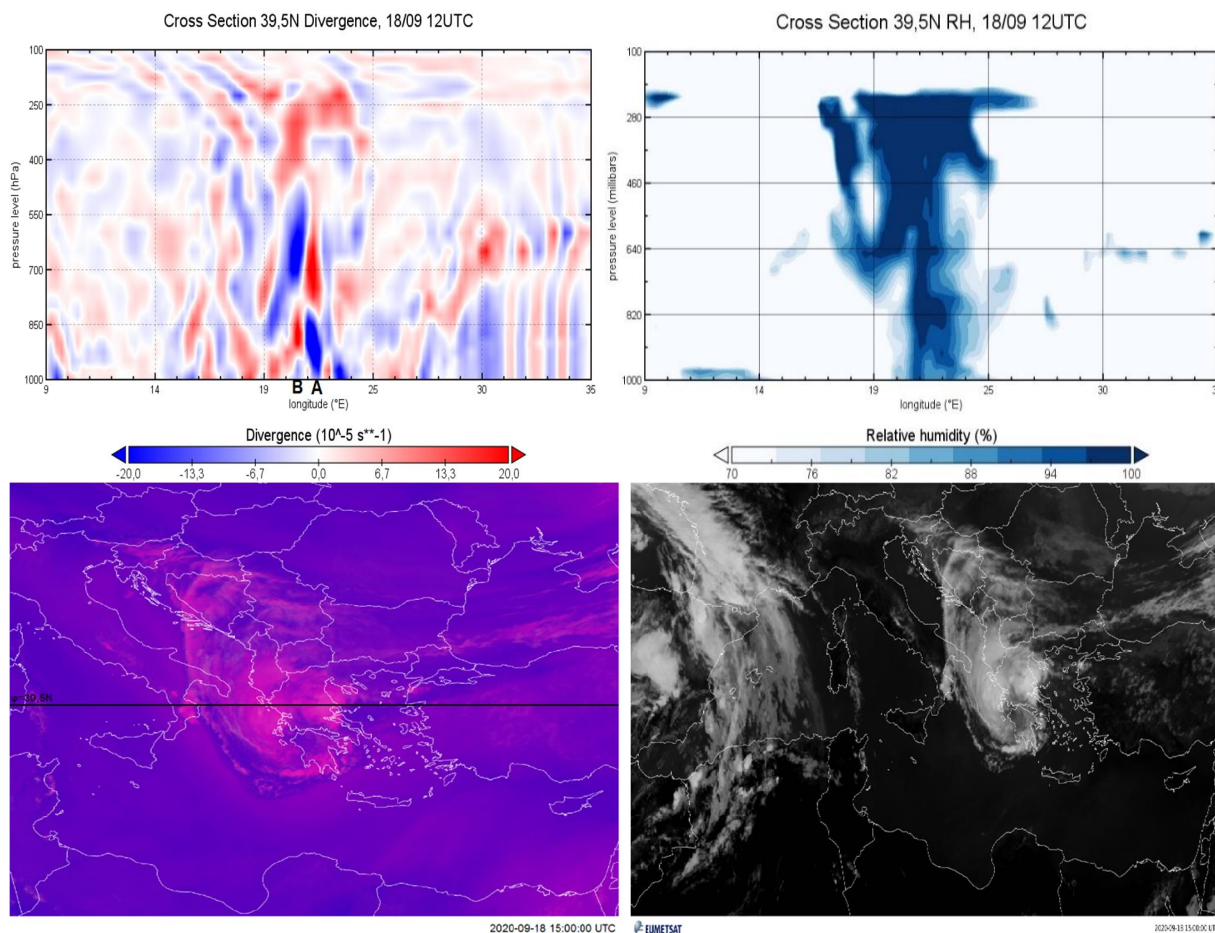


Σχήμα 5.15: Γεωγραφική κατανομή για τις 18/09 06UTC: **a)** του δυναμικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa και **b)** της δυναμικής θερμοκρασίας στην ισο-PV επιφάνεια των 2PVU.

Στις 18/09 12UTC έχει ξεκινήσει η διαδικασία της κατακόρυφης ανάπτυξης των σωρειτόμορφων νεφών στη περιοχή της Θεσσαλίας. Το φαινόμενο αυτό προκλήθηκε κατόπιν ενίσχυσης των ΝΑ έως ΒΑ ανέμων που δημιούργησαν τη σύγκλιση. Η ενίσχυση αυτή οφείλετε στη πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης στη ΝΑ Στερεά Ελλάδα, η οποία προήλθε από δυναμικό αίτιο (μεταφορά θετικού στροβιλισμού λόγω της προς ανατολάς κίνησης της μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής διαταραχής) και όχι λόγω του μεσογειακού κυκλώνα που μελετάτε.

Έτσι λοιπόν, στο σχήμα 5.16α φαίνεται μια ισχυρή σύγκλιση στην επιφάνεια μέχρι το επίπεδο των 800hPa περίπου και στη συνέχεια ισχυρή απόκλιση μέχρι την ανώτερη τροπόσφαιρα, σε συνδυασμό με μια στήλη υπερκορεσμένου αέρα από την επιφάνεια μέχρι το επίπεδο των 200hPa (Σχήμα 5.16b). Όλα αυτά λαμβάνουν χώρα στο παράλληλο με γεωγραφικό μήκος 22°E (σημείο Α), δηλαδή στην ανατολική πλευρά της Πίνδου. Το αντίθετο συμβαίνει στις 21°E (σημείο Β - δυτική πλευρά Πίνδου) όπου σημειώνεται σύγκλιση στην ανώτερη τροπόσφαιρα και απόκλιση στα κατώτερα και την επιφάνεια με παράλληλη μείωση της υγρασίας, μιας και ο άνεμος δρα ως καταβάτης με τελικό αποτέλεσμα την σταδιακή εξασθένηση των φαινομένων στη δυτική Στερεά Ελλάδα. Η αλλαγή αυτή οφείλεται στην κορυφογραμμή της Πίνδου που διασχίζει την ηπειρωτική Ελλάδα με κατεύθυνση από βορειοανατολικά προς νοτιοανατολικά με ύψος που φτάνει τα 2.637 μέτρα. Επομένως μπορεί να αποφανθεί ότι ο άνεμος είναι κάθετος στην οροσειρά, οπότε υποβάλλεται με εξαναγκασμένη μηχανική ανοδική κίνηση και από την ανατολική πλευρά της Πίνδου σημειώνεται σύγκλιση ενώ από την δυτική πλευρά απόκλιση.

Η έντονη ανωμεταφορά φαίνεται και από τη δορυφορική εικόνα Daytime Convection RGB (Σχήμα 5.16c) με τα έντονα κοκκινωπά χρώματα στη περιοχή της Θεσσαλίας. Επιπλέον, στο σχήμα 5.16d διακρίνονται τα σωρειτόμορφα νέφη στις 15UTC δηλώνοντας την ύπαρξη έντονων καιρικών φαινομένων.

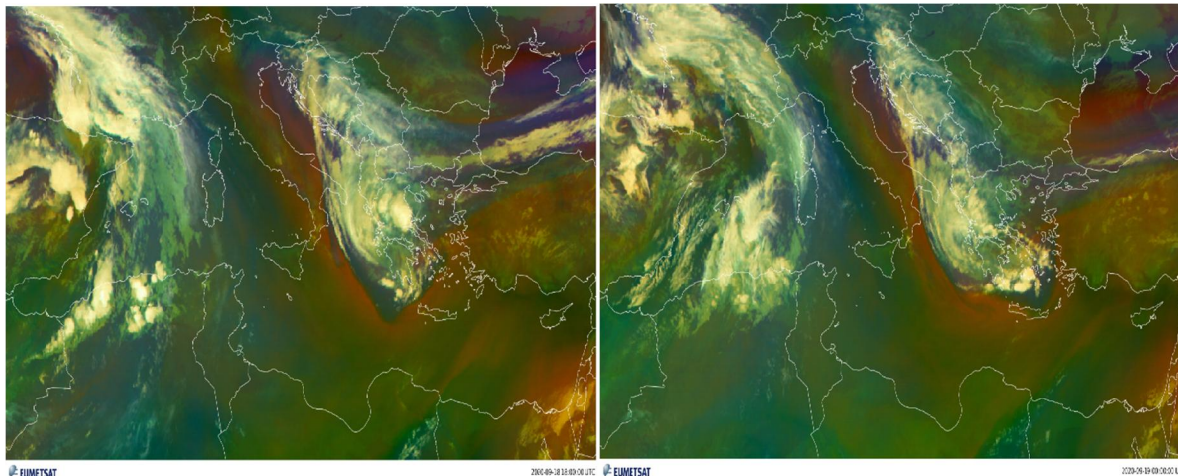


Σχήμα 5.16: **a)** Κατανομή απόκλισης και **b)** Κατανομή σχετικής υγρασίας, κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους 39,5°N για τις 18/09 12UTC. **c)** Δορυφορική εικόνα Daytime Convection RGB και **d)** Δορυφορική εικόνα MSG στο υπέρυθρο κανάλι 10.8μm για τις 18/09 15UTC.

5.3 Φάση 3^η

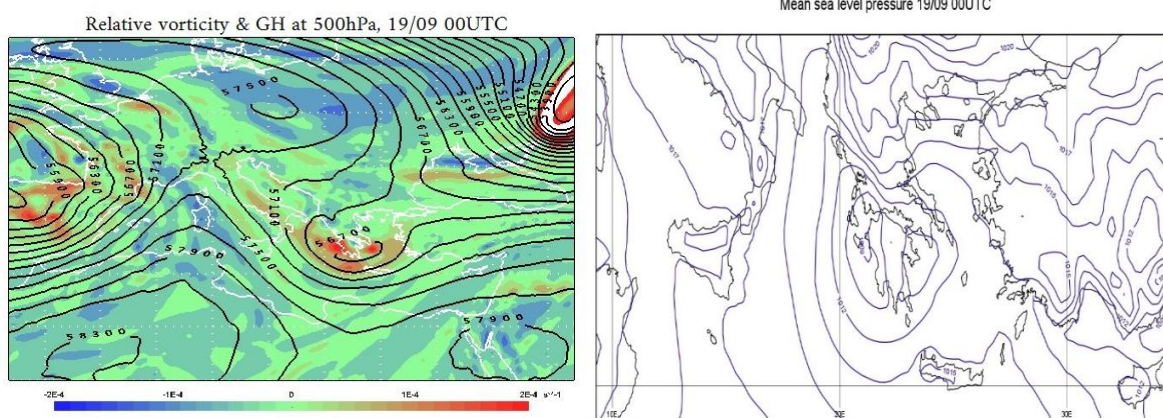
Από το μεσημέρι της 18^{ης} Σεπτεμβρίου το σύστημα χάνει πλέον τα τροπικά χαρακτηριστικά και με μορφή ισχυρού εξωτροπικού βαρομετρικού χαμηλού στροβιλίζεται με κέντρο στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Κεφαλονιάς, Ζακύνθου και Αχαΐας. Έτσι στις 18/09 18UTC εξακολουθεί να δίνει έντονα φαινόμενα σε αρκετές περιοχές. Επίσης, τόσο στις 18/09 18UTC όσο και στις 19/09 00UTC (Σχήμα 6.17 a,b) στο Ιόνιο παρατηρούνται κοκκινωπά και μπλε χρώματα τα οποία υποδηλώνουν ψυχρό και ξηρό αέρα με υψηλές τιμές δυναμικού στροβιλισμού άρα και την ύπαρξη της δυναμικής για διατήρηση της καιρικής κατάστασης στη περιοχή μελέτης.

Οι υψηλές τιμές ρ_v, αποδίδονται στην καθίζηση της τροπόπαυσης (tropopause folding) που παρατηρήθηκε τις προηγούμενες ώρες. Στις δορυφορικές εικόνες του σχήματος 5.17 φαίνεται, επίσης, με κοκκινωπό χρώμα ο κλάδος του αεροχειμάρου που μετέχει στη συμπεριφορά του συστήματος πάνω από τον Ελλαδικό χώρο και το συνοδεύει και τα επόμενα ώρα.



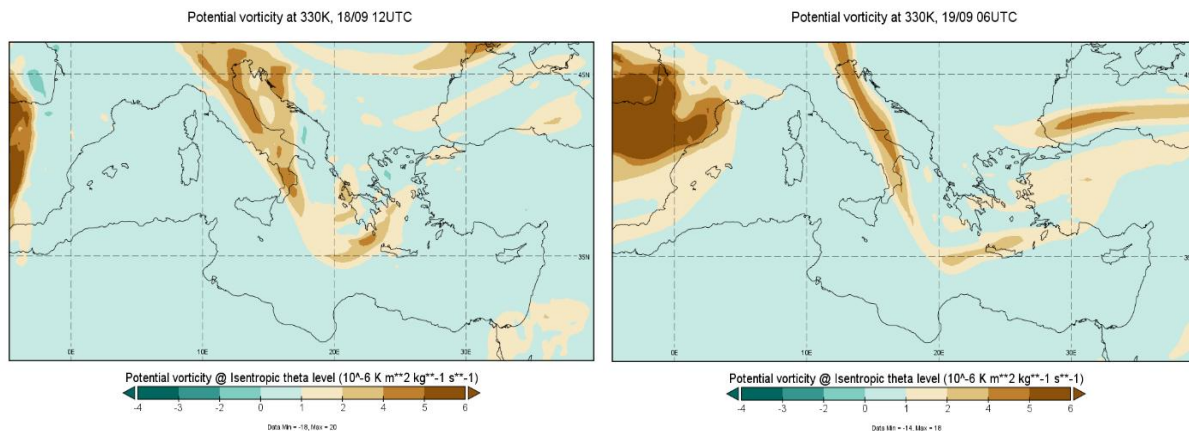
Σχήμα 5.17: Δορυφορική εικόνα MSG του δείκτη Airmass για τις **a) 18/09 18UTC** και **b) 19/09 00UTC**.

Στις 19/09 00UTC πάνω από τον Ελλαδικό χώρο εντοπίζεται θετικός στροβιλισμούς στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa, με μέγιστες τιμές και πάλι πάνω από το επιφανειακό χαμηλό που βρίσκεται στη θέση 37,7°N 21,2°E (Σχήμα 5.18). Σημαντικές τιμές εντοπίζονται και στη θαλάσσια περιοχή ανατολικά της Αττικής όπου εκδηλώνονται κάποια φαινόμενα. Ωστόσο, οι τιμές αυτές είναι μικρότερες μιας και το σύστημα έχει περάσει από τη φάση της ενίσχυσης στη φάση της εξασθένησης.



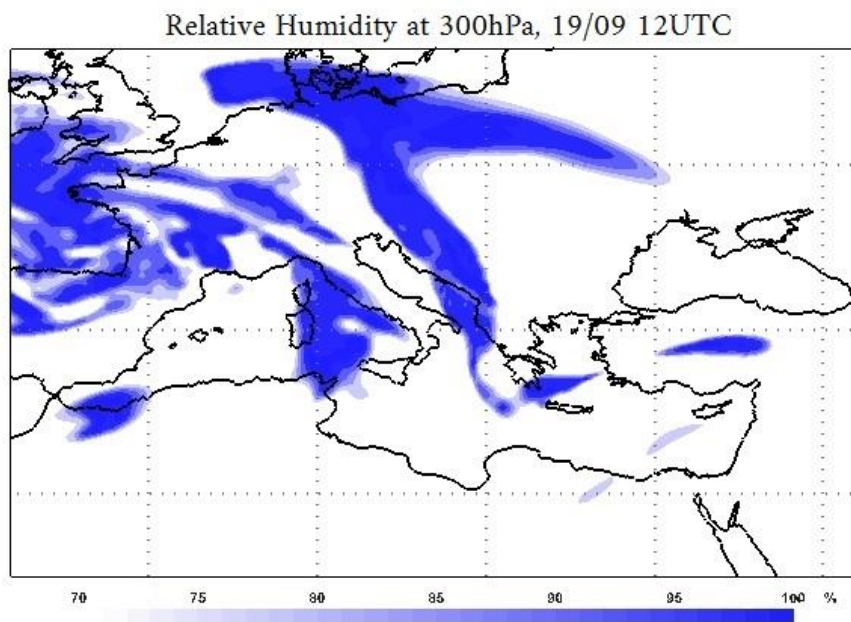
Σχήμα 5.18: **a)** Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και του σχετικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa, και **b)** Πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας σε hPa για τις 19/09 00UTC.

Αναλύοντας την ισεντροπική επιφάνεια $\theta=330^{\circ}\text{K}$ στις 18/09 12UTC και στις 19/09 06UTC (Σχήμα 6.19), που αντιπροσωπεύει περίπου την τροπόπαυση, καταγράφονται τιμές του δυναμικού στροβιλισμού, δυτικά και νότια της ύφεσης, μεγαλύτερες από 2PVU. Οι τιμές αυτές οφείλονται όχι μόνο στην ύπαρξη κλάδου του αεροχειμάρου, αλλά και στην αναδίπλωση της τροπόπαυσης. Συγκεκριμένα, στις 18/09 12UTC καταγράφονται τιμές μεγαλύτερες από 4PVU, λόγω πρόσκαιρης ενίσχυσης της ταχύτητας του αεροχειμάρου.



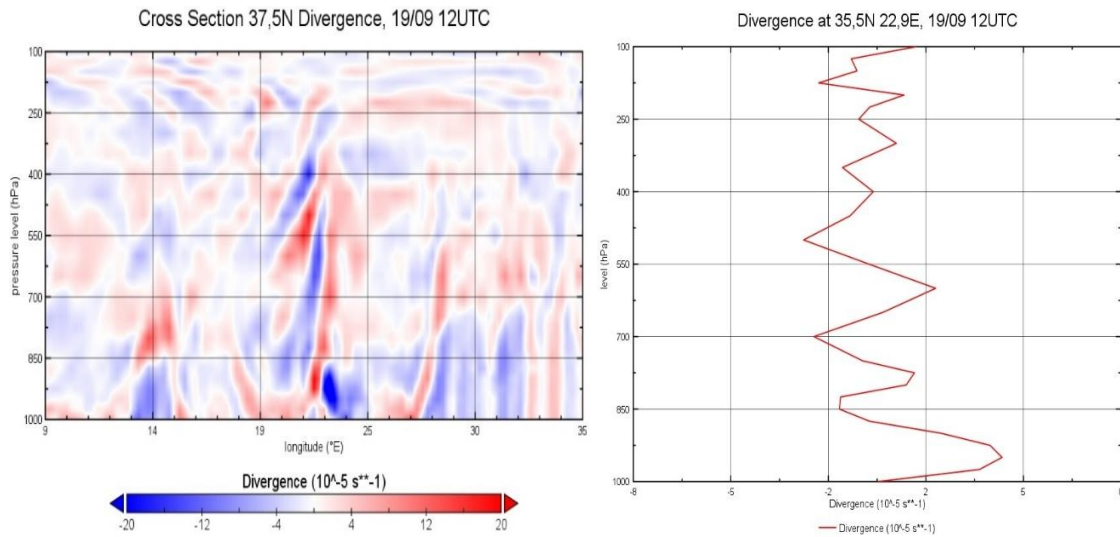
Σχήμα 5.19: Γεωγραφική κατανομή του δυναμικού στροβιλισμού στην ισημερινική επιφάνεια των 330°K για τις **a)** 18/09 12UTC και **b)** 19/09 06UTC.

Αναφορικά με τη σχετική υγρασία στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa, για τις 12UTC, της ίδιας ημέρας, παρατηρούνται υψηλές τιμές νότια της Πελοποννήσου λόγω της εκδήλωσης νετού (Σχήμα 5.20).



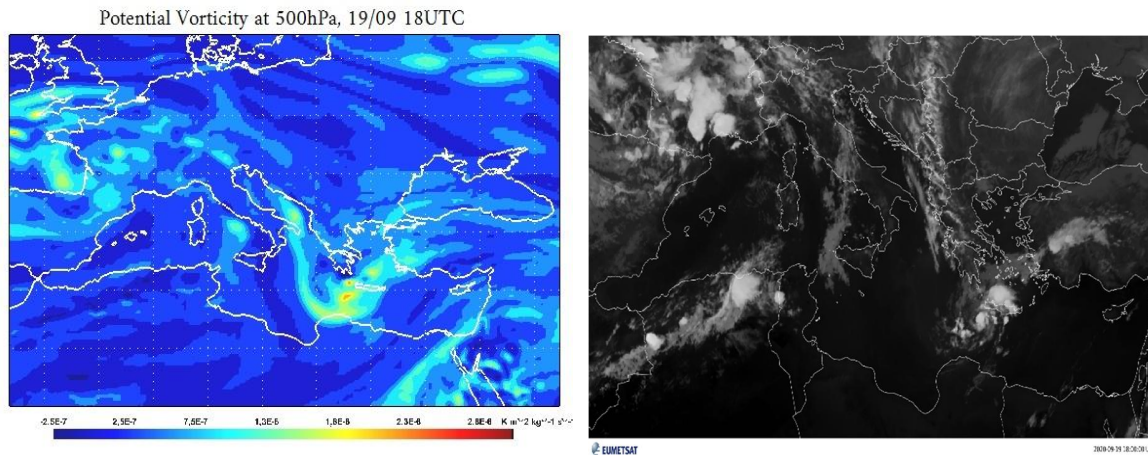
Σχήμα 5.20: Κατανομή σχετικής υγρασίας στην ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για τις 19/09 12UTC.

Επίσης, την ίδια χρονική στιγμή το κέντρο του χαμηλού εντοπίζεται στη θέση 35,5°N 22,9°E και πλέον στην επιφάνεια λαμβάνει χώρα απόκλιση, ενώ καθ' ύψος παρατηρούνται γρήγορες εναλλαγές από σύγκλιση σε απόκλιση με μικρό εύρος διακύμανσης. Στο παράλληλο με γεωγραφικό πλάτος $\phi=37,5^\circ\text{N}$ καταγράφονται σημαντικές, αλλά μικρότερες, τιμές απόκλισης, ικανές για την εκδήλωση κατακρημνισμάτων. Η συμπεριφορά της απόκλισης υποδηλώνει, ωστόσο, τάση εξασθένησης του συστήματος με αργό ρυθμό.



Σχήμα 5.21: *a)* Κατανομή απόκλισης κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους 37,5°N. *b)* Απόκλιση ($10^{-5} s^{-1}$) στο κέντρο της ύφεσης για τις στάθμες από 1000hPa έως 100hPa για την χρονική στιγμή 19/09 12UTC.

Στις 19/09 18UTC οι τιμές του δυναμικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa έχουν μειωθεί σημαντικά (Σχήμα 5.22a) υποδηλώνοντας την εξασθένηση της δυναμικής των ανώτερων στρωμάτων άρα και την περαιτέρω εκφύλιση του επιφανειακού χαμηλού. Παρόλα αυτά, μεταξύ Πελοποννήσου και Κρήτης εκδηλώνονται βροχοπτώσεις. Στη δορυφορική εικόνα MSG στο υπέρυθρο κανάλι 10.8μm (σχήμα 5.22) φαίνεται η νέφωση του συστήματος που έχει περιοριστή στη νότια - νοτιοδυτική χώρα.



Σχήμα 5.22: *a)* Γεωγραφική κατανομή του δυναμικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa και *b)* Δορυφορική εικόνα MSG στο υπέρυθρο κανάλι 10.8μm, για τις 19/09 18UTC.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΤΩΤΕΡΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ

6.1 Συμβολή φυσικών – διαβατικών διεργασιών

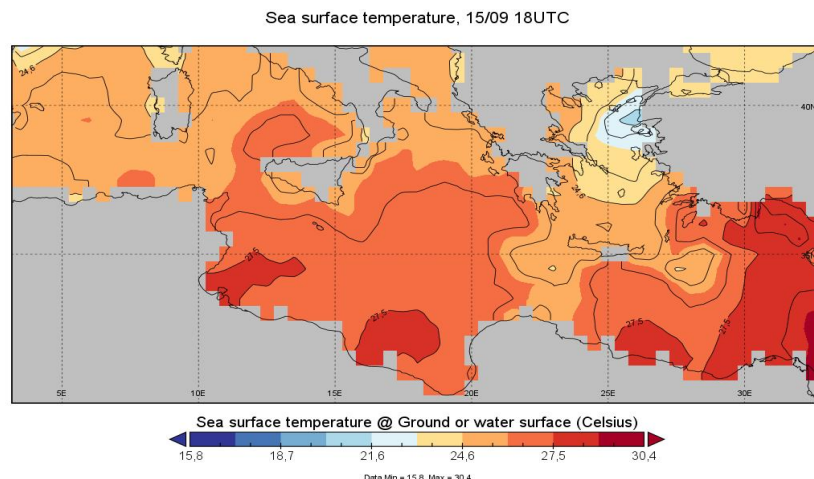
Μετά τη δυναμική ανάλυση των ανώτερων στρωμάτων σειρά έχει η δυναμική ανάλυση των κατώτερων τροποσφαιρικών στρωμάτων. Συνεπώς σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφονται οι διαβατικές διεργασίες οι οποίες διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο κυρίως στη πρώτη φάση της εξέλιξης του συστήματος.

6.1 Συμβολή φυσικών – διαβατικών διεργασιών

Εκτός από την επίδραση της βαροκλιλικότητας στην εμβάθυνση του χαμηλού, η οποία αναφέρθηκε στη συνοπτική μελέτη, η αλληλεπίδραση της με τις μη γραμμικές διαβατικές διεργασίες - χωρίς συμφωνία ως προς τον ρόλο τους - κατά τη διάρκεια της εμβάθυνσης του συστήματος, μπορεί να υποδηλώνει ότι τελικά οι διαβατικές διεργασίες ήταν αυτές που προκάλεσαν την εμβάθυνση του χαμηλού. Η δυναμική των κατώτερων στρωμάτων κατά την γένεση (είτε μέσω των βαροκλιλικών διεργασιών είτε μέσω των διαβατικών διεργασιών) έχει αποδειχθεί σε προηγούμενες μελέτες (Capaldo et al. 1980, Karacostas and Flocas 1983, Lagouvardos et al. 2006, Kouroutzougou et al. 2012, 2013a,b,c). Οι βασικότερες από αυτές διαβατικές διεργασίες είναι η έκλυση αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας. Ειδικότερα, η λανθάνουσα θερμότητα ευθύνεται για την αύξηση του ρυθμού ανάπτυξης των κυκλώνων διαμέσου της βαροκλιλικής αστάθειας (Davis and Emanuel 1991).

Είναι αποδεδειγμένο πλέον ότι ο σχηματισμός και η ανάπτυξη μεσογειακών κυκλώνων ευνοείται από οριακά θετικές ανωμαλίες στις θερμοκρασίες επιφάνειας θάλασσας (Sea Surface Temperature) (Nastos et al. 2018). Συνεπώς στη μελέτη των επιφανειακών ροών περιλαμβάνεται και η λεπτομερής εξέταση της επιφανειακής θερμοκρασία της θάλασσας, καθώς η κίνηση του ψυχρού αέρα από τις ηπειρωτικές περιοχές προς τη θερμή θάλασσα της Μεσογείου, κατά μήκος ισχυρής θερμοβαθμίδας της SST, αυξάνει τις θερμικές ροές από την επιφάνεια προς τον υπερκείμενο αέρα, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ευνοϊκών συνθηκών για την έκλυση λανθάνουσας αστάθειας (Pálmen and Newton 1969; Davis and Emanuel 1988). Επιπλέον, συντελεί στην ενίσχυσή της βαροκλιλικότητας και στη μείωση της στατικής ευστάθειας στα χαμηλά στρώματα, διεργασία η οποία δημιουργεί ευνοϊκές συνθήκες για κυκλογένεση (Winston 1955).

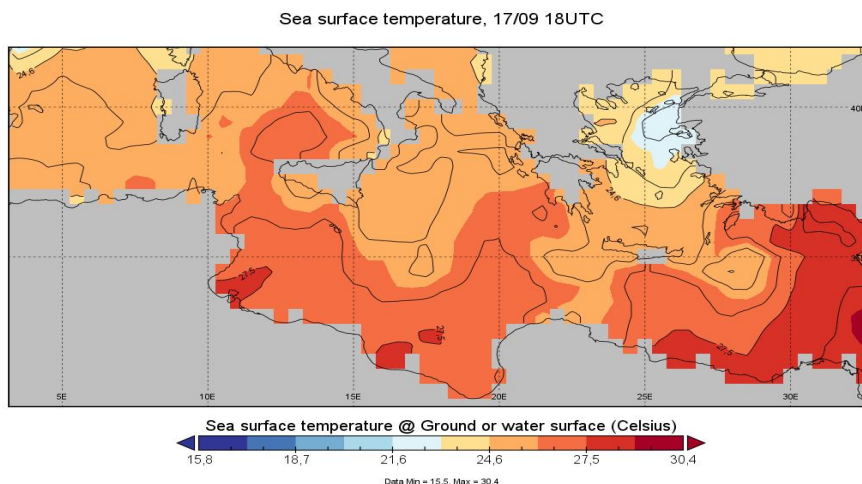
Ήδη από τις 15/09, αλλά και από πιο πριν, από τις 14/09 (δε φαίνεται), η επιφανειακή θερμοκρασία στη περιοχή δημιουργίας του συστήματος, δηλαδή στη περιοχή του κόλπου της Σύρτης, ήταν ιδιαίτερα υψηλή. Γενικά για την περιοχή της Μεσογείου, οι Conte et al. (1997) έχουν επισημάνει τη θετική επίδραση της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας για την ισχυρή κυκλογένεση. Στις 15/09 18UTC (Σχήμα 6.1) η μεταβολή της θερμοκρασίας από τις ακτές της Λιβύης μέχρι τις ακτές της δυτικής Ελλάδας ήταν σημαντική, περίπου 4°C, με τις περιοχές στον κόλπο της Σύρτης να φτάνουν τους 27,5 με 28°C. Σημαντική ήταν και η μεταβολή της θερμοκρασίας στη περιοχή του Αιγαίου, αλλά με χαμηλότερες θερμοκρασίες (19°C – 23°C) λόγω της ψυχρής εισβολής των προηγούμενων ημερών.



Σχήμα 6.1: Κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας (SST) σε °C για τις 15/09/20 18UTC.

Σύμφωνα με Κατίνη-Ζαμπάκα (1983) οι μέσες μηνιαίες επιφανειακές θερμοκρασίες θάλασσας για την περιοχή του ανοιχτά του Ιονίου τον μήνα Σεπτέμβρη είναι 24,7°C, ενώ στο βόρειο και νότιο Αιγαίο είναι 21,8°C και 24,3°C αντίστοιχα. Βάση λοιπόν με αυτή την έρευνα, οι προαναφερθείσες τιμές της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας, στις 15 και 16/09 2020 είναι σημαντικά υψηλές. Το γεγονός αυτό δημιουργεί ένα θερμό περιβάλλον στα χαμηλά τροποσφαιρικά στρώματα που με την εισβολή ψυχρότερου αέρα πραγματοποιείτε ισχυρή αλληλεπίδραση.

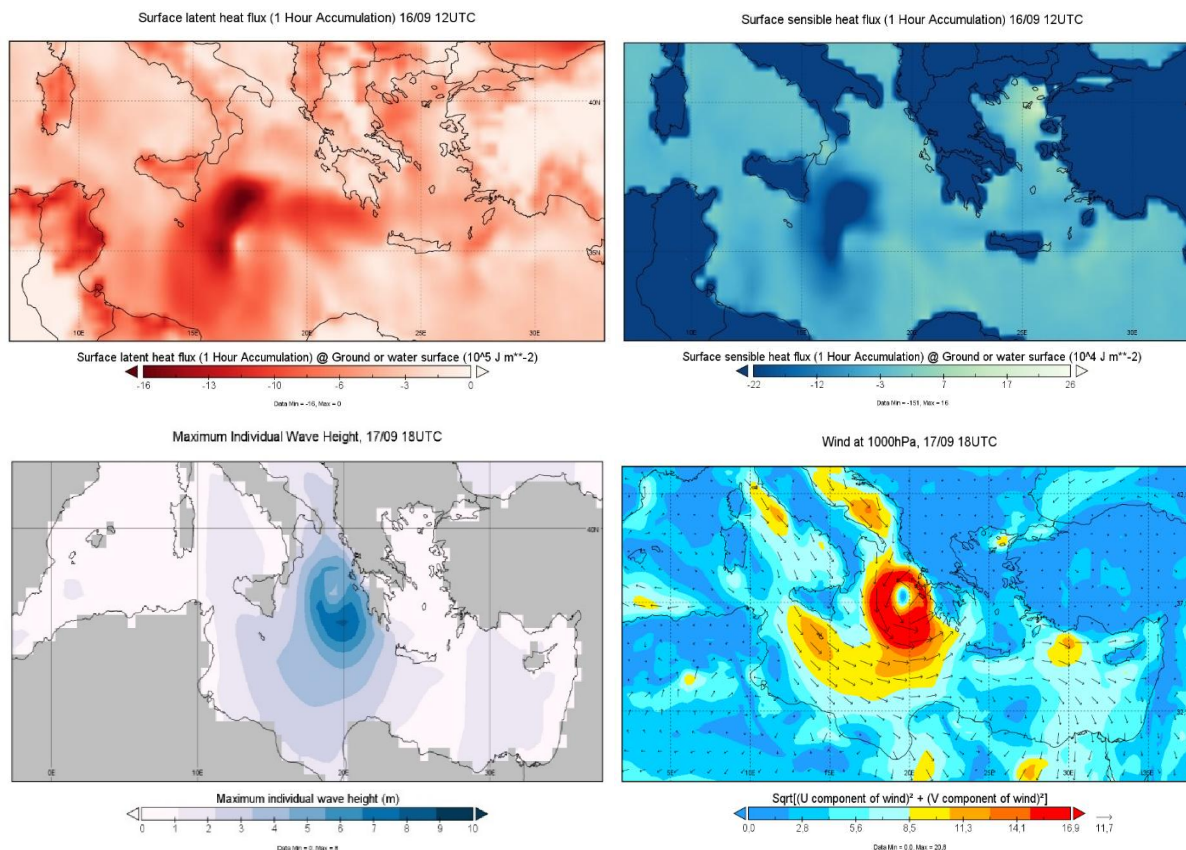
Η κατάσταση στη γεωγραφική κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας κατά την εξέλιξη της ύφεσης αλλάζει αρκετά. Όπως φαίνεται και στο χάρτη του σχήματος 6.2, για τις 17/09 18UTC, η θερμοκρασία έχει μειωθεί. Το γεγονός αυτό οφείλεται στη σύσφιξης που έχει δημιουργηθεί στην επιφάνεια αλλά και στην εναπόθεση του νετού μέσω των έντονων φαινομένων που εκδηλώνονταν. Η διεύθυνση της βαθμίδας, κυρίως στην έναρξη της περίπτωσης, είναι μεσημβρινή όπως και η μελλοντική πορεία του συστήματος. Το γεγονός αυτό καταδεικνύει ότι η αέρια μάζα κινήθηκε από θερμότερες προς ψυχρότερες επιφάνειες, άρα η θάλασσα επέδρασε ως πηγή θερμότητας που προκάλεσε έκλυση λανθάνουσας θερμότητας.



Σχήμα 6.2: Κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας (SST) σε °C για τις 17/09/20 18UTC.

Πράγματι, όπως φαίνεται στο σχήμα 6.3 οι απόλυτες τιμές των θερμικών ροών είναι ιδιαίτερα αυξημένες στη περιοχή όπου εξελίσσεται το φαινόμενο. Πρέπει να σημειωθεί, στο σημείο αυτό ότι κατά σύμβαση για δεδομένα ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από τα δεδομένα reanalysis του ECMWF ERA 5 – Interim, αρνητικές τιμές ροής λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας υποδηλώνουν ροή λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας από την επιφάνεια προς τον αέρα, εννοώντας τη διαδικασία της ανωμεταφοράς (convection). Αντίθετα, θετικές τιμές των παραπάνω παραμέτρων σημαίνουν τυρβώδεις ροές θερμότητας από τον αέρα προς την επιφάνεια. Αξίζει να σημειωθεί ότι στις 16/09 οι αρνητικές επιφανειακές ροές θερμότητας ήταν ενισχυμένες στο δυτικό και βορειοδυτικό τμήμα της ύφεσης, περιοχές όπου κατά το πρωινό της 16^η Σεπτεμβρίου, παρατηρήθηκε το μέγιστο της έντασής των ανέμων με διεύθυνση μάλιστα ΒΔ.

Οι δύο τύποι επιφανειακών θερμικών ροών εξαρτώνται γραμμικά από την ένταση του ανέμου (Paradopoulos et al 2012a). Ισχυροί άνεμοι προκαλούν ταραγμένη θάλασσα, αυξάνοντας την τριβή μεταξύ αέρα και επιφάνειας θάλασσας. Η αυξημένη τριβή οδηγεί στη σύγκλιση του αέρα στα κατώτερα στρώματα και ανοδικές κινήσεις. Ο αέρας που θα ανέβει από την ταραγμένη επιφάνεια της θάλασσας μεταφέρει θερμότητα και υγρασία, δημιουργώντας επιφανειακή κυκλογένεση και ελευθερώνοντας περισσότερη θερμότητα. Αυτή η θερμότητα συνεισφέρει στην ανάπτυξη χαμηλών πιέσεων στην Μεσόγειο,

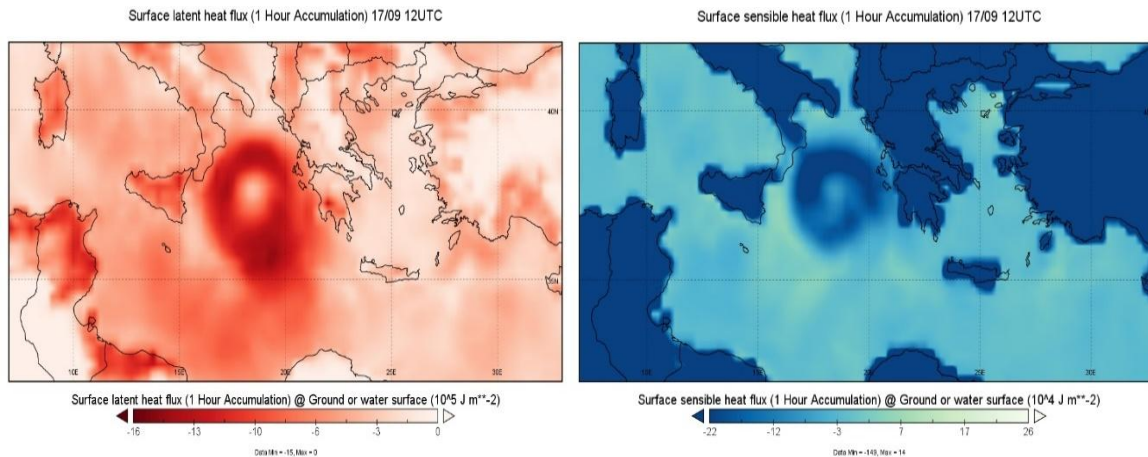


Σχήμα 6.3: Αθροιστική ωριαία γεωγραφική κατανομή της ενέργειας στις 16 /09 12UTC λόγω a) Λανθάνουσας θερμότητας ($10^5 J m^{-2}$) και b) Αισθητής θερμότητας ($10^4 J m^{-2}$). c) Ατομικό ύψος κύματος και d) ένταση και διεύθυνση ανέμου στα 1000hPa για τις 17/09 18UTC.

συνδέοντας τις ροές θερμότητας με την επιφάνεια και την κατώτερη τροπόσφαιρα, ενισχύοντας το φαινόμενο της ανατροφοδότησης (Lolis et al 2004). Οι ενισχυμένοι επιφανειακοί ΒΔ άνεμοι ευνοούν την έκλυση θερμικών ροών και συμβάλλουν στη δημιουργία χαμηλών πιέσεων. Η οποία με τη σειρά της ενισχύει τις ροές θερμότητας δημιουργώντας τον μηχανισμό ανατροφοδότησης.

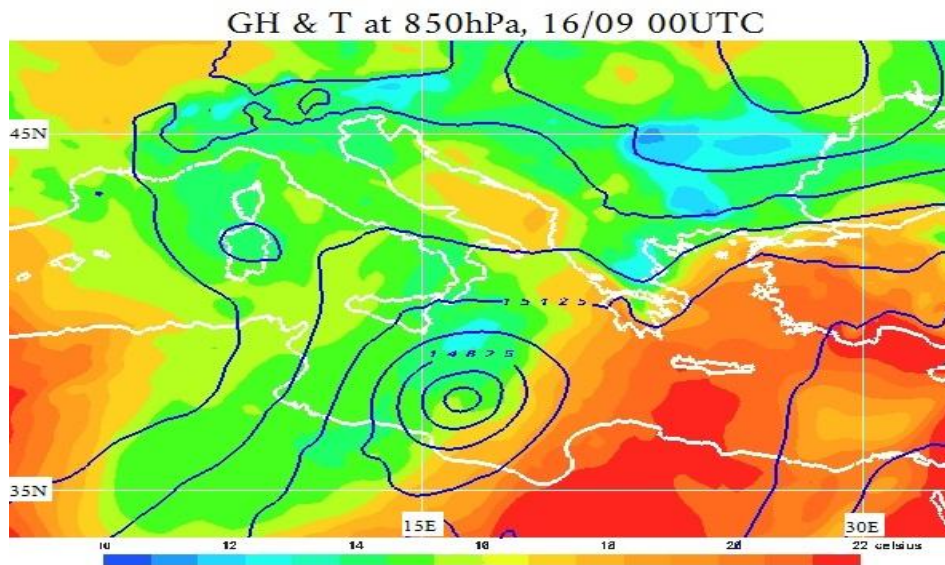
Στις 17/09, 18UTC (ημέρα με τις πιο έντονες επιφανειακές ροές θερμότητας) οι άνεμοι στην επιφάνεια έφτασαν τα 8 με 9 Beaufort, κυρίως στο νότιο Ιόνιο, όπου καταγράφηκε και το μέγιστο ύψος κύματος, 9 μέτρα (Σχήμα 6.3 c,d). Σε γενικές γραμμές και στο υπόλοιπο Ιόνιο επικρατούσαν πολύ υψηλά κύματα της τάξεως των 6 με 7 μέτρων.

Ουσιαστικά καθ' όλη τη διάρκεια της 17^{ης} Σεπτεμβρίου αρνητικές ροές, τόσο λανθάνουσας όσο και αισθητής, θερμότητας παρατηρήθηκαν, ομοιόμορφα κατανεμημένες, γύρω από το κέντρο του συστήματος (Σχήμα 6.3 b, d), με τάση ενίσχυσης μέχρι την χρονική στιγμή που το σύστημα παρουσίασε την ελαχίστη ατμοσφαιρική πίεση. Επισημαίνεται η σημασία της αλληλεπίδρασης μεταξύ της θάλασσας και του αέρα κατά τη διάρκεια της ψυχρής εισβολής, ιδίως λόγω του γεγονότος ότι η Μεσόγειος είναι μια κλειστή θαλάσσια περιοχή. Αυτό οφείλεται στη δυναμική θέρμανση των αερίων μαζών από τη θάλασσα, η οποία είναι έντονη (Davis and Emanuel 1988).



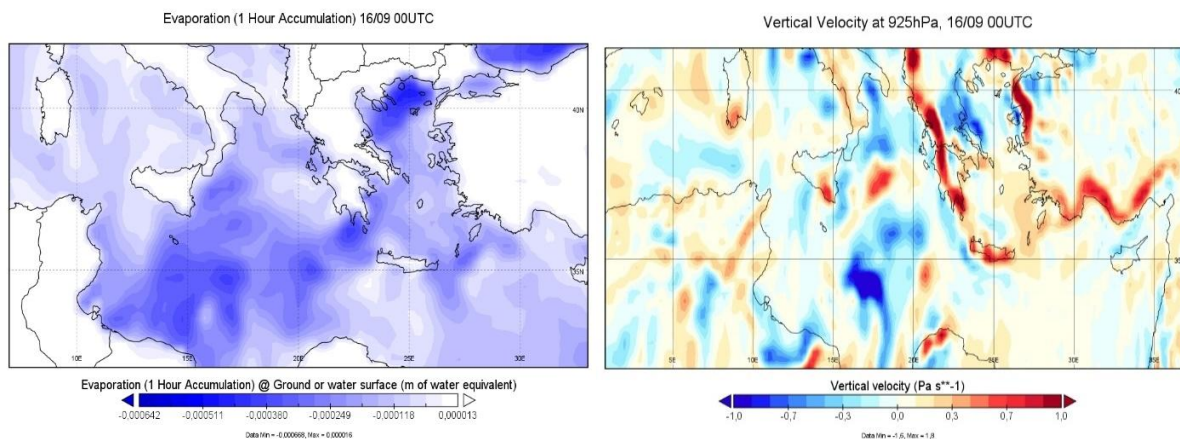
Σχήμα 6.3: Αθροιστική ωριαία γεωγραφική κατανομή της ενέργειας στις 17 /09 12UTC λόγω a) Λανθάνουσας θερμότητας ($10^5 J m^{-2}$) και b) Αισθητής θερμότητας ($10^4 J m^{-2}$).

Επίσης, διέλευση ψυχρού αέρα πάνω από θερμότερη θάλασσα (Σχήμα 6.4), συνεπάγεται, όπως έχει αναφερθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο, με αύξηση της βαροκλιλικότητας στα κατώτερα στρώματα και μείωση της στατικής ευστάθειας. Επιπλέον, η επίδραση της αέριας μάζας δεν περιορίζεται μόνο στον εμπλουτισμό τους με υδρατμούς από την επιφάνεια της θάλασσας και την θέρμανσή τους, αλλά περιλαμβάνει επίσης τη σύγκλιση τους στα κατώτερα στρώματα. Αυτό οδηγεί σε ανοδικές κινήσεις, δημιουργία νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και ισχυρών όμβρων, προωθώντας έτσι την επιφανειακή κυκλογένεση (Winston 1955, Pálmen and Newton 1969).



Σχήμα 6.4: Κατανομή των γεωδυναμικών υψών ανα 150 (gpm) και θερμοκρασίας (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa για τις 16/09 00UTC.

Ενδεικτικό των διαβατικών διαδικασιών στη βάθυνση του βαρομετρικού χαμηλού αποτελεί και το γεγονός της αυξημένης εξάτμισης στη περιοχή από τις ακτές της Λιβύης έως τις ακτές της Σικελίας σε συνδυασμό με τις ανοδικές κινήσεις που επικρατούσαν στην κατώτερη ατμόσφαιρα (σχήμα 6.5). Αναφορικά με της κατακόρυφες ατμοσφαιρικές κινήσεις, οι αρνητικές τιμές της συνιστώσας ω του ανέμου δηλώνουν ανοδικές κινήσεις μετρούμενες σε Pa/s. Ταυτόχρονα, τα μέγιστα των ανοδικών κινήσεων στην κατώτερη ατμόσφαιρα εντοπίζονται στην ίδια περιοχή της αυξημένης εξάτμισης, ενισχύοντας έτσι το ρόλο των διαβατικών διεργασιών στην ανάπτυξη και την εξέλιξη της ύφεσης. Με την εξάτμιση, απορροφάτε ένα πόσο λανθάνουσας θερμότητας. Το ποσό αυτό θα απελευθερωθεί κατά τη συμπύκνωση των υδρατμών όταν η αέρια μάζα αναγκαστεί να ανέλθει σε υψηλότερα στρώματα από κάποιο αίτιο.

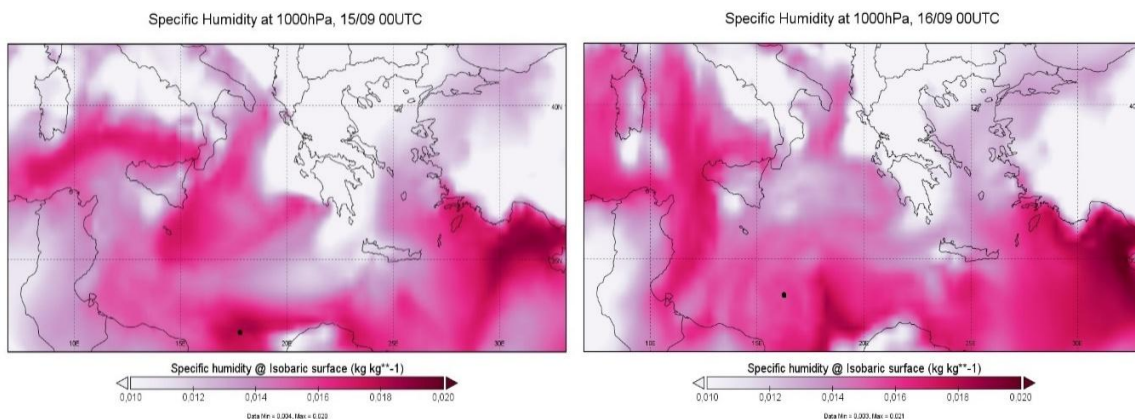


Σχήμα 6.5: Γεωγραφική κατανομή (a) της εξάτμισης στην επιφάνεια της θάλασσας και (b) της κατακόρυφης ταχύτητας στην στάθμη των 925hPa, για τις 16/09 00UTC.

Λόγω της εξάτμισης αυξάνεται η ειδική υγρασία στην επιφάνεια της θάλασσας (Σχήμα 6.6) στα πρώτα χρονικά στάδια της ύφεσης. Έτσι οι μεγαλύτερες τιμές, τόσο κατά τη διάρκεια της 15^η

όσο και κατά τη διάρκεια της 16^η Σεπτεμβρίου, παρατηρούνται στο κόλπο της Σύρτης που είναι και οι περιοχές με την υψηλότερη επιφανειακή θερμοκρασία. Η ειδική υγρασία είναι η μάζα των υδρατμών ενός δείγματος αέρα προς τη συνολική του μάζα, συνεπώς, δείχνει την περιεκτικότητα σε υδρατμούς.

Μια ισχυρή αύξηση της ειδικής υγρασίας παρατηρήθηκε στις 16/09 00UTC, 30 ώρες πριν από τη σημείωση της ελαχίστης ατμοσφαιρικής πίεσης στην μέση στάθμη της θάλασσας. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι η υγρασία των κατωτέρων στρωμάτων ‘καταναλώθηκε’ από τις αέριες μάζες, κατά την διάρκεια που το χαμηλό περνούσε πάνω από την θέρμη επιφάνεια της θάλασσας, οδηγώντας μέσω της συμπύκνωσής των υδρατμών στην απελευθέρωσή λανθάνουσα θερμότητα. Επομένως η διαδικασία συμπύκνωσής των υδρατμών προηγείται της βάθυνσης του συστήματος. Η παρατήρηση αυτή επιτρέπει να οδηγηθεί κανείς στο συμπέρασμα πως σημαντικός παράγοντας για την εκρηκτική βάθυνση του χαμηλού πρέπει να ήταν και η ισχυρή ανωμαλία της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας.

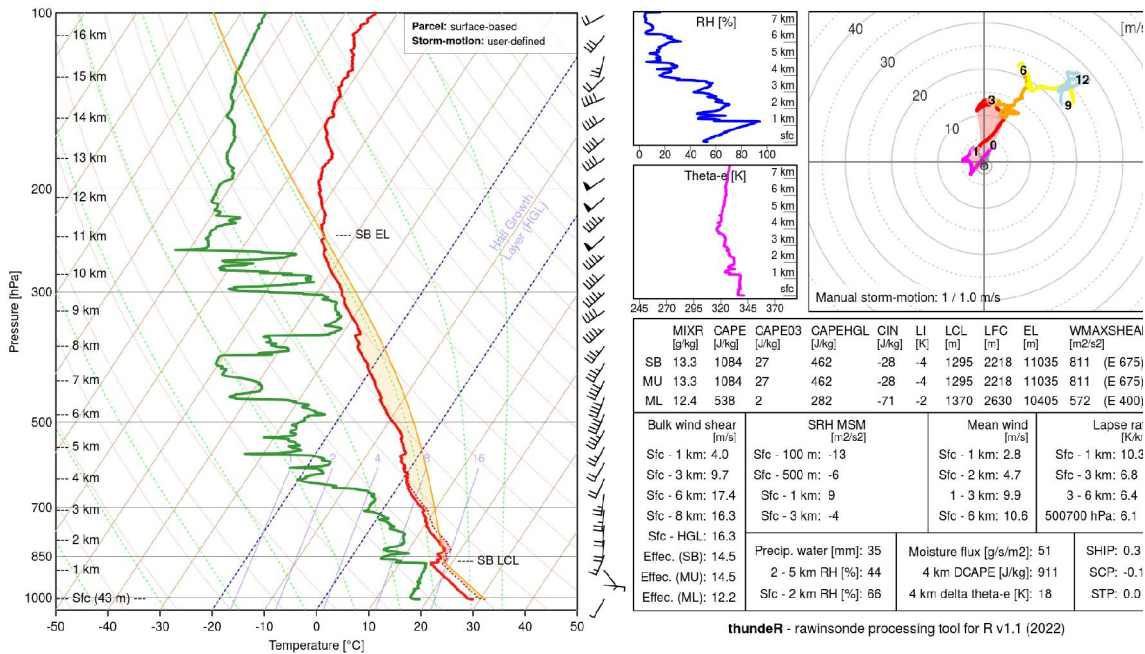


Σχήμα 6.6: Γεωγραφική κατανομή της ειδικής υγρασίας (%) στην στάθμη των 1000hPa, με μαύρη κουκίδα καταγράφεται το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού για τις a) 15/09 00UTC και b) 16/09 00UTC

Περαιτέρω μελέτη της θερμοδυναμικής αστάθειας, έγινε αναλύοντας την διαθέσιμη δυναμική ενέργεια ανύψωσης CAPE (Convective Available Potential Energy), καθώς και μέσω του τεφίγραμματο για την περιοχή της Αθήνας.

Το τεφίγραμμα προκύπτει μέσω της ραδιοβόλησης και δίνει μια ολοκληρωμένη εικόνα για την δομή της ατμόσφαιρας καθ' ύψος. Παρέχει σημαντική βοήθεια στην πρόγνωση φαινομένων μέσης κλίμακας καθώς και στη διαδικασία ανάλυσης των αερίων μαζών. Στις 17/09 12UTC, ο δείκτης CAPE έχει τιμή 27J/kg, δηλώνοντας ασταθείς ατμόσφαιρα. Ο δείκτης CAPE είναι ένα μέτρο της ποσότητας της ενέργειας που διατίθεται σε μια αέρια μάζα ώστε αυτή να ανυψωθεί. Το ύψος στη στάθμη συμπύκνωσης είναι (Lifting Condensation Level) 1295 μέτρα. Εάν πληροίτε έστω μία από τις δύο θερμοδυναμικές συνθήκες η αέρια μάζα θα γίνει κορεσμένη και η βάση του νέφους θα καταγράφεται στα 1295 μέτρα.

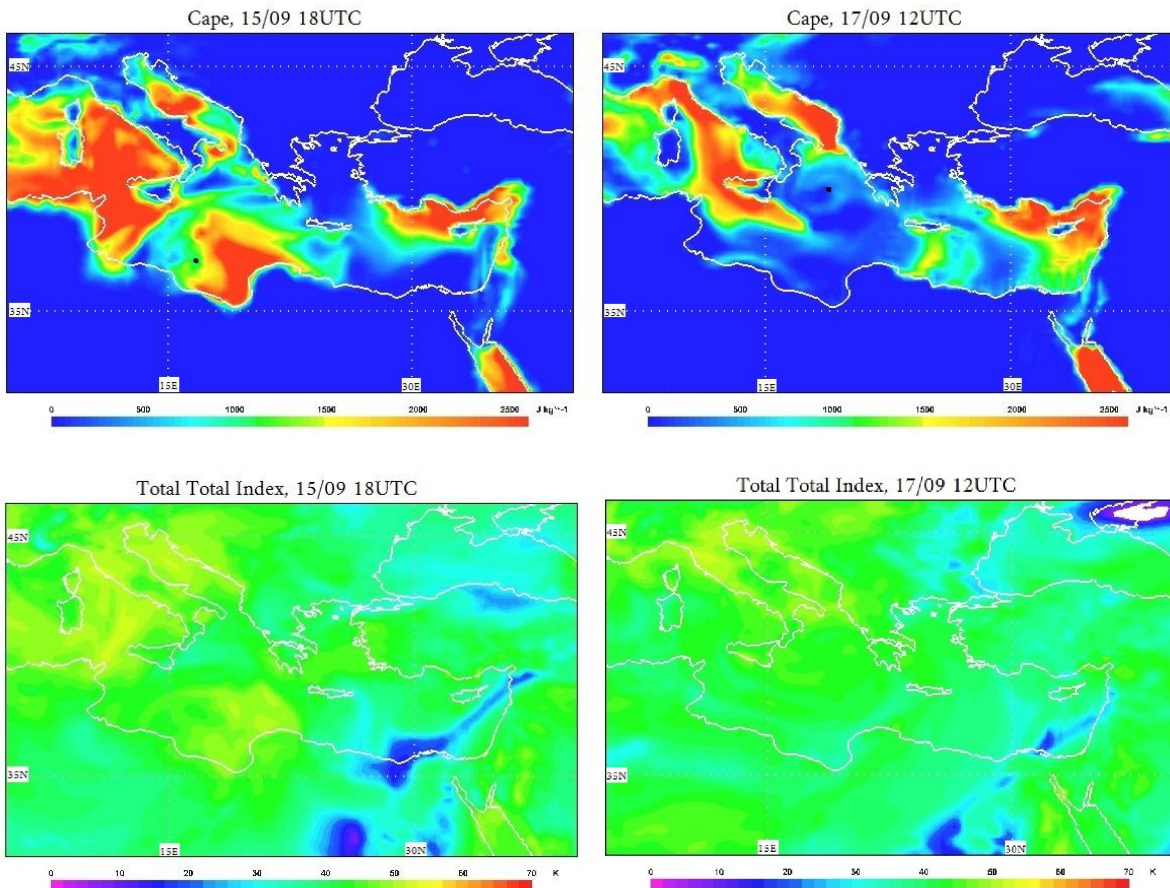
WMO ID: 16716 (23.73 E 37.90 N), 17 Sep 2020 (Thursday) 1200 UTC



Σχήμα 6.7: Θερμοδυναμικό διάγραμμα για την περιοχή του Ελληνικού (23.73 E 37.90 N) στις 17/09.20 12UTC.

Στις 15/09 18UTC (διάστημα συγκρότησης της ύφεσης) παρατηρούνται μεγάλες ποσότητες διαθέσιμης δυναμικής ενεργείας ανύψωσης στο κόλπο της Σύρτης, με τιμές περί τα 2000 Jkg^{-1} (Σχήμα 6.8a). Σύμφωνα με τους Vazquez – Schipper 2007 τιμές του CAPE που συνδυάζονται με ασταθής ατμόσφαιρα και ισχυρές ανοδικές κινήσεις για την περιοχή της Μεσογείου είναι μεγαλύτερες από 600 Jkg^{-1} σε συνδυασμό με τον δείκτη Lift Index (LI) που πρέπει να είναι μικρότερος του μηδέν και του CIN⁸ που πρέπει να είναι μικρότερος του 300 Jkg^{-1} . Η ενεργεία CIN είναι το ‘αντίθετο’ της CAPE. Τις επόμενες ώρες οι ποσότητες μειώθηκαν σημαντικά και στις 17/09 12UTC η τιμές δεν υπερβαίνουν τα 500 Jkg^{-1} (Σχήμα 6.8b) στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Σικελίας - Νότιας Ιταλίας – Επτανήσων, στη περιοχή δηλαδή όπου στροβιλίζεται το βαρομετρικό χαμηλό που πλέον χαρακτηρίζεται ως μεσογειακός κυκλώνας. Η μείωση αυτή οφείλεται στη πυκνή νέφωση και υποδηλώνει ότι η ενεργεία αυτή έχει καταναλωθεί από τις ισχυρές ανοδικές κινήσεις.

⁸ Η ποσότητα CIN (ενεργεία αναστολής – παρεμπόδισης της ανύψωσης) είναι ένα μέτρο για την ποσότητα της ενέργειας που λειτουργεί ως αποτρεπτικός παράγοντας στη διαδικασία ανύψωσης της αέριας μάζας από ένα δεδομένο επίπεδο της ατμόσφαιρας στο επίπεδο της ελεύθερης μεταφοράς.

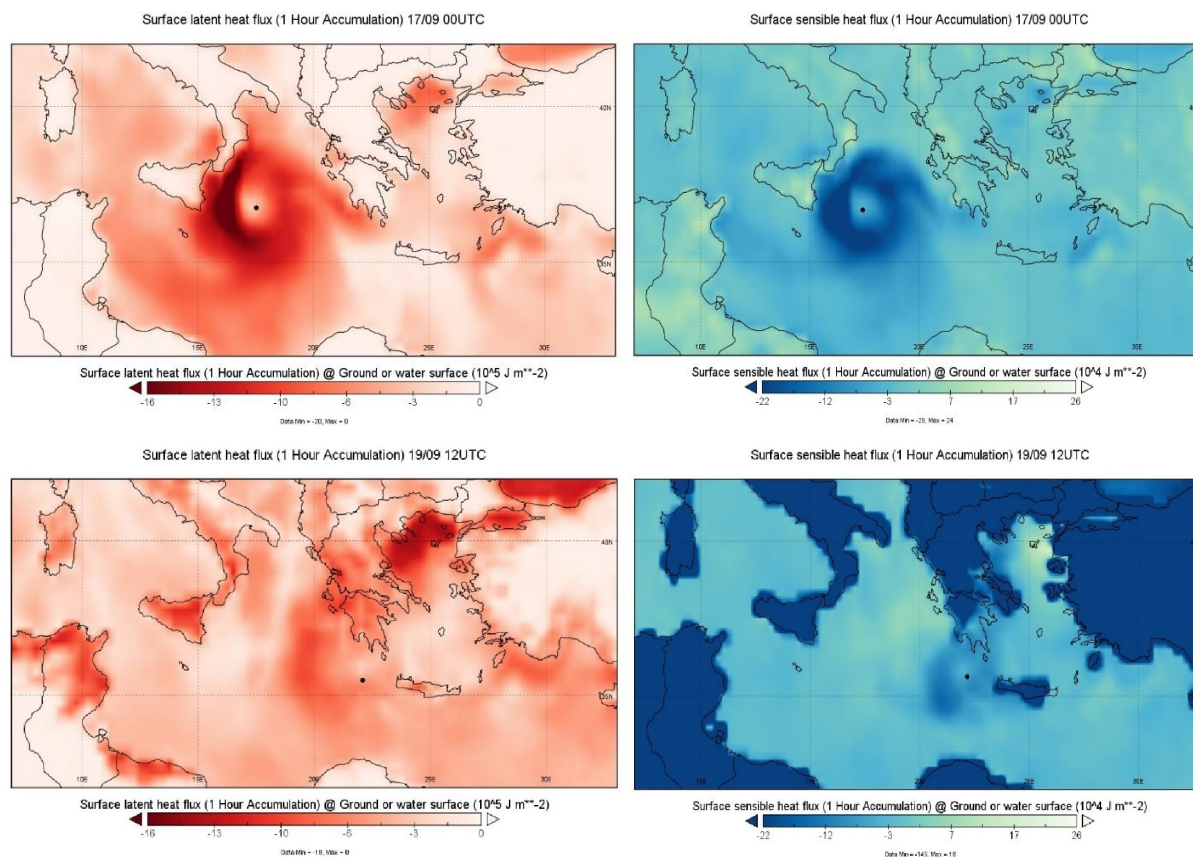


Σχήμα 6.8: Διαθέσιμη δυναμική ενέργεια ανύψωσης CAPE, με μαύρη κουκίδα αποτυπώνετε το κέντρο της ύφεσης για τις (a) 15/09 18UTC, (b) 17/09 12UTC, ανά 20J/Kg^{-1} και δείκτης Total Totals ανά 2K, για τις (c) 15/09 18UTC, (d) 17/09 12UTC.

Ταυτόχρονα, η θερμοδυναμική αστάθεια στην ατμόσφαιρα αποτυπώνεται και από τον δείκτη Total Totals, ο οποίος στηρίζεται στην θερμοβαθμίδα μεταξύ του στρώματος 850hPa και 500hPa και στην θερμοκρασία του σημείου δροσού στα 850hPa. Δεν αφορά μόνο τα κατώτερα στρώματα, αλλά καλό είναι να αναφερθεί σε αυτό το σημείο. Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του δείκτη τόσο πιο ασταθής είναι η ατμόσφαιρα, ενώ για τιμές κάτω από 40K η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται ως ευσταθής. Είναι φανερό (Σχήμα 6.8c), λοιπόν, ότι η θαλάσσια περιοχή στο κόλπο της Σύρτης, στις 15/09 18UTC, τα χαρακτηρίζεται από μια έντονα ασταθής δομής, με τιμές 50 με 55K. Η τιμή αυτή μειώθηκε σιγά-σιγά στη περιοχή του συστήματος και στις 17/09 12UTC οι τιμές δε ξεπερνούσαν τα 45K.

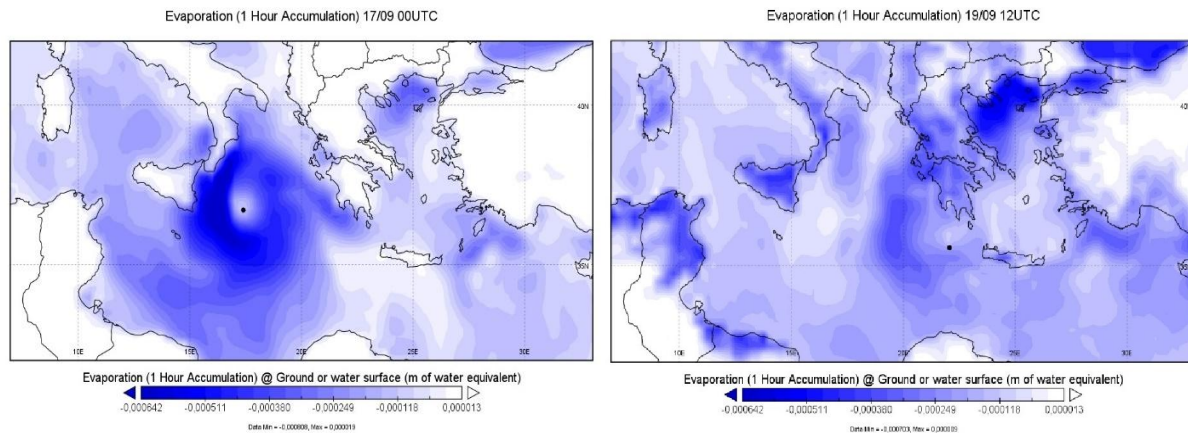
Είναι γνωστό ότι οι ροές ενέργειας αντιπροσωπεύουν τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά του αέρα αλλά και των μεταβολών τους κατά τη διάρκεια εξέλιξης της ύφεσης. Είναι οφθαλμοφανές, λοιπόν, μέσω του σχήματος 6.9, ότι οι ροές ενέργειας παρουσιάζουν ενισχυμένες αρνητικές τιμές μέχρι τη στιγμή που η ύφεση παρουσίασε την ελάχιστη ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια (17/09 06UTC), ενώ στη συνέχεια οι ροές παρουσίασαν σημαντική εξασθένηση. Αναλυτικά, στις 17/09 00UTC οι αρνητικές ροές, τόσο της λανθάνουσας (Σχήμα 6.9a), όσο και της αισθητής (Σχήμα 6.9b) θερμότητας είναι ισχυρές στην εκτεταμένη περιοχή που καλύπτει ο μεσογειακός κυκλώνας. Αντίθετα στις 19/09 12UTC, που το σύστημα πλέον έχει εξασθενήσει

σημαντικά και κινείται αργά νότια βρισκόμενο, τη δεδομένη χρονική στιγμή, δυτικά της Κρήτης όπως φαίνεται με τη μαύρη κουκίδα, οι ενισχυμένες αρνητικές ροές έχουν παρουσιάσει ιδιαίτερη εξασθένηση. Το γεγονός αυτό οφείλεται στις θερμοκρασιακές διαφορές οι οποίες επηρεάζουν της μεταφορά αισθητής θερμότητας. Μιας λοιπόν οι θερμοκρασιακές διαφορές μικραίνουν, εξαιτίας της ψύξης της θαλάσσιας επιφάνειας λόγω της έντονης εξάτμισης, η ροή αισθητής θερμότητας ελαττώνεται (Σχήμα 6.9c). Επιπλέον καθώς το σύστημα ήρθε σε επαφή με την ξηρά (Πελοπόννησος) σταμάτησε η τροφοδότηση του με υγρασία και ενέργεια, ταυτόχρονα αναπτύχθηκε η δύναμη της τριβής, η λανθάνουσα θερμότητα παρουσίασε μειωμένες τιμές (Σχήμα 6.9d).



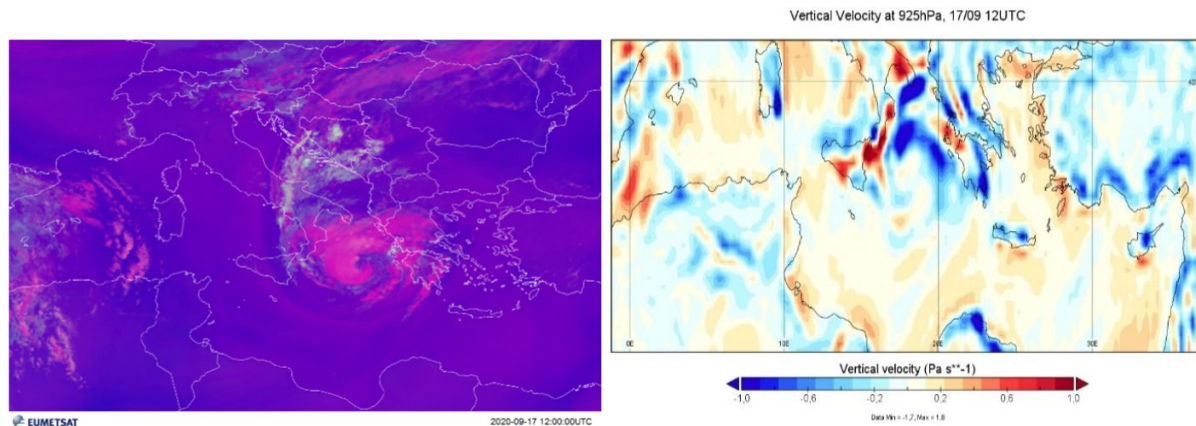
Σχήμα 6.9: Αθροιστική ωριαία γεωγραφική κατανομή της ενέργειας και θέση του κέντρου της ύφεσης (μαύρη κουκίδα) για τις **a)** 17/09 00UTC λόγω Λανθάνουσας θερμότητας (10^5 J m^{-2}), **b)** 17/09 00UTC λόγω Αισθητής θερμότητας (10^4 J m^{-2}), **c)** 19/09 12UTC λόγω Λανθάνουσας θερμότητας και **d)** 19/09 12UTC λόγω Αισθητής θερμότητας.

Η μεταβολή των θερμικών ροών αποτυπώνεται και στην εξάτμιση, η οποία παρουσιάζει υψηλές τιμές στις 17/09 00UTC (Σχήμα 6.10a), από τις ακτές της νότιας Ιταλίας μέχρι το κεντρικό Ιόνιο, η περιοχή δηλαδή που καλύπτει ο μεσογειακός κυκλώνας. Στις 19/09 12UTC (Σχήμα 6.10b) οι τιμές μειώνονται σημαντικά, μιας και το σύστημα έχει εναποθέσει τη δεσμευμένη λανθάνουσα θερμότητα κυρίως μέσω του νετού. Επιπλέον, η μεταβολή στις τιμές της εξάτμισης οφείλεται και στην μεταβολή της έντασης του ανέμου, αφού η εξάτμιση συνδέεται με τις βαθμίδες του ανέμου. Αυτός είναι και ο κύριος λόγος της ενισχυμένης εξάτμισης στο βόρειο Αιγαίο κατά τη διάρκεια της 19^η Σεπτεμβρίου - ημέρα ενίσχυσης του βορειοανατολικού ανέμου στο βόρειο Αιγαίο - .



Σχήμα 6.10: Γεωγραφική κατανομή της εξάτμισης στην επιφάνεια της θάλασσας και θέση του κέντρου της ύφεσης για τις **a)** 17/09 00UTC και **b)** 19/09 12UTC.

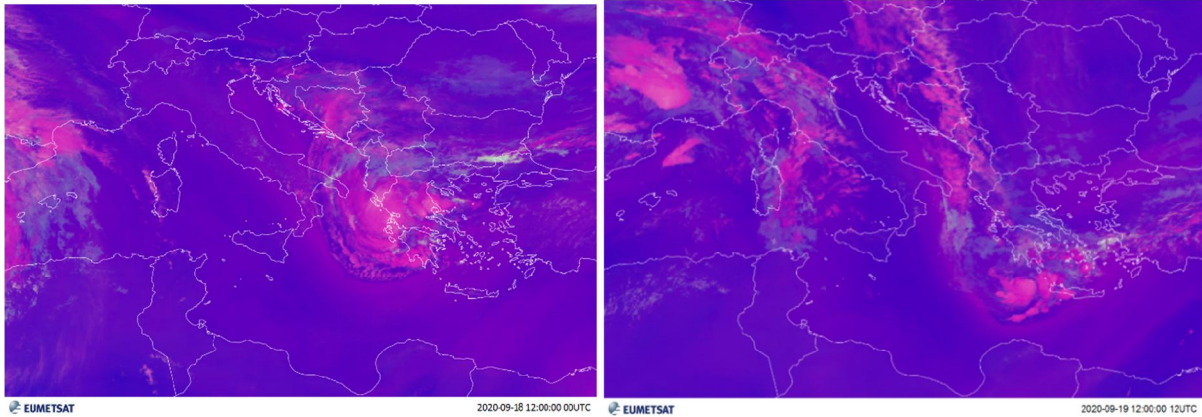
Μέσω των δορυφορικών εικόνων convection RGB πραγματοποιείται ανάλυση των convective clouds που αποτελούν ένδειξη για έντονα φαινόμενα και παρέχουν πληροφορίες για το είδος των νεφών. Στις 17/09 12UTC έχουν αναπτυχθεί πολύ υψηλά νέφη με μεγάλο μέγεθος σωματιδίων (κόκκινο χρώμα) στο περιοχή Νότια Ιταλία – Ιόνιο – Δυτική Ελλάδα – Θεσσαλία. Στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Επτανήσων και Νότιας Ιταλίας τα νέφη χαρακτηρίζονται και από μεγάλο πάχος στροβηλιζόμενα γύρω από το κέντρο του συστήματος. Στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα της εν λόγω περιοχής παρατηρούνται ισχυρές ανοδικές κινήσεις ($\omega < 0$) (Σχήμα 6.11b). Στις ίδιες περιοχές σημειώνονται και οι αυξημένες τιμές λανθάνουσας θερμότητας (Σχήμα 6.3a).



Σχήμα 6.11: **a)** Δορυφορική εικόνα Daytime Convection RGB και **b)** κατακόρυφη ταχύτητα στην στάθμη των 925hPa, για τις 17/09 12UTC.

Στις 18/09 12UTC (Σχήμα 6.12a) τα ψηλά νέφη με μεγάλο πάχος κινήθηκαν ανατολικότερα, οπότε οι κόκκινη χρωματισμοί καλύπτουν το Ιόνιο και τα ηπειρωτικά. Τα έντονα χρώματα στη περιοχή της νότιας Θεσσαλίας φανερώνουν τα καταιγιδοφόρα νέφη που δίνουν έντονα φαινόμενα εκείνο το χρονικό διάστημα στη περιοχή. Ένα 24ωρο αργότερα, στις 19/09 12UTC, καθώς το κέντρο του χαμηλού εντοπίζεται στη θαλάσσια περιοχή δυτικά της Κρήτης, οι κόκκινη χρωματισμοί (δηλαδή τα convective σύννεφα) περιορίστηκαν κυρίως στις νοτιοδυτικές περιοχές της χώρας (Σχήμα 6.12b). Παράλληλα ανοδικές κινήσεις παρατηρούνται, χωρίς ωστόσο

να ισχύει το ίδιο και για τις τιμές της λανθάνουσας θερμότητας (Σχήμα 6.9c), οι οποίες έχουν εξασθενήσει σημαντικά στη περιοχή του συστήματος. Αυτό συμβαίνει, όπως αναφέρθηκε και προηγούμενος, στην επαφή του συστήματος με την ξηρά και στη μηδενική περιεκτικότητα σε υδρατμούς σε σχέση με τη θαλάσσια επιφάνεια.



Σχήμα 6.12: Δορυφορική εικόνα Daytime Convection RGB για τις **a)** 18/09 12UTC και **b)** 19/09 12UTC.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΚΑΙΡΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ ΠΟΥ ΕΚΔΗΛΩΘΗΚΑΝ

7.1 Η εικόνα των καιρικών φαινομένων και οι καταστροφές όπως παρουσιάστηκαν από τον ηλεκτρονικό τύπο

7.2 Αναφορές από διευθύνει μέσα ενημέρωσης

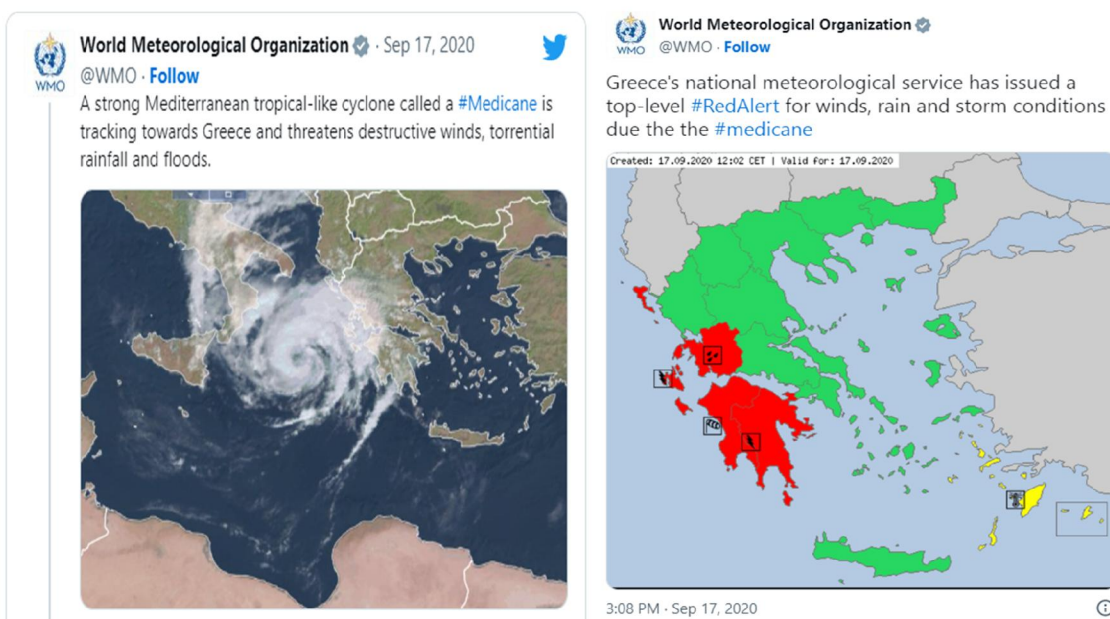
Ο μεσογειακός κυκλώνας Ιανός ήταν ένας ισχυρός κυκλώνας που επηρέασε την Ιταλία και την Ελλάδα στις 17 και 18 Σεπτεμβρίου 2020. Ο κυκλώνας αυτός προκάλεσε σοβαρές πλημμύρες και κατολισθήσεις, με αποτέλεσμα το θάνατο αρκετών ανθρώπων και σημαντικές ζημιές στην υποδομή. Ο Ιανός δημιουργήθηκε όταν μια ψυχρή αέρια μάζα στην ανώτερη τροπόσφαιρα κινήθηκε νότια από την κεντρική Ευρώπη προς την κεντρική Μεσόγειο όπου συνάντησε έναν υποκείμενο αέρα θαλάσσιο και υγρό. Αυτό οδήγησε σε έναν ισχυρό κυκλώνα που κινήθηκε βόρεια επηρεάζοντας τη Νότια Ιταλία και περιοχές της Ελλάδας. Κατά τη διάρκεια του φαινομένου, έσπασαν πολλά ρεκόρ βροχόπτωσης σε διάφορες περιοχές της Ιταλίας και της Ελλάδας.

7.1 Η εικόνα των καιρικών φαινομένων και οι καταστροφές όπως παρουσιάστηκαν από τον ηλεκτρονικό τύπο

Η Ελλάδα βρέθηκε αντιμέτωπη με ένα σπάνιο κύμα κακοκαιρίας, το οποίο περιλάμβανε ισχυρούς ανέμους με ταχύτητες έως και 117 χιλιόμετρα ανά ώρα και έντονες βροχοπτώσεις. Η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία εξέδωσε ανώτατο κόκκινο συναγερμό, ενώ η ελληνική κυβέρνηση κάλεσε τους πολίτες στις πληγείσες περιοχές να παραμείνουν στα σπίτια τους, και να ασφαλίσουν αντικείμενα που μπορεί να παρασυρθούν από τον άνεμο. Οι Zekkos et al. (2020), που μελέτησαν το ίδιο medicane που εξετάζεται σε αυτή την εργασία, αναφέρουν ότι εξαιτίας των ισχυρών βροχοπτώσεων προκλήθηκαν τουλάχιστον 1400 κατολισθήσεις στην κεντρική Ελλάδα σε διάστημα 2 ημερών. Το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (ΕΑΑ) ονόμασε το πρωί της 16ης Σεπτεμβρίου το medicane «Ιανός».

Αναλυτικά, τα φαινόμενα ξεκίνησαν νωρίς το πρωί της Πέμπτης 17 Σεπτεμβρίου. Η πρώτη περιοχή που επηρεάστηκε αρχικά με ήπιες βροχές ήταν η Ζάκυνθος, και στη συνέχεια τα υπόλοιπα νησιά του κεντρικού Ιονίου, πολύ γρήγορα οι βροχές εντάθηκαν σημαντικά, εκδηλώθηκαν καταιγίδες, ενώ οι άνεμοι ήταν θυελλώδεις. Τα φαινόμενα μέχρι της 15:00 τοπική ώρα, είχαν επεκταθεί και σε περιοχές της δυτικής ηπειρωτικής Ελλάδας. Στο λιμάνι της Κυλλήνης τα πλοία παρέμειναν δεμένα, ένα μόνο δρομολόγιο εκτελέστηκε το πρωί της Πέμπτης από Ζάκυνθο προς Κυλλήνη. Σε κατάσταση ειδικής ανάγκης κηρύχθηκαν οι νομοί: Ηλία, Αχαΐα, Αιτωλοακαρνανία, Αρκαδία, Μεσσηνία, Ζακύνθου, Κεφαλονιάς, Ιθάκη

Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός αναφέρθηκε στη κατάσταση με ανάρτηση στην επίσημη σελίδα του στο twitter περιγράφοντας την επικινδυνότητα του φαινομένου (Σχήμα 7.1). Στην ίδια ανάρτηση δημοσίευσε τον χάρτη επικινδυνότητας που εξέδωσε η Ελληνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, όπου με κόκκινο χρώμα εμφανίζονται η περιοχές που αναμένεται να πλήξει το σύστημα.



*Σχήμα 7.1: Η ανάρτηση του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού για την κακοκαιρία στην Ελλάδα.
Πηγή: Twitter @WMO*

Το απόγευμα και κατά τη διάρκεια της νύχτα τα έντονα φαινόμενα δοκίμασαν τη Δυτική Ελλάδα. Το βράδυ ήταν ιδιαίτερα δύσκολο για την Κεφαλλονιά, την Ιθάκη και τη Ζάκυνθο. Τα νησιά αυτά μέχρι και το βράδυ της 17^η Σεπτεμβρίου είχαν τα περισσότερα προβλήματα, διακοπές στην ηλεκτροδότηση, πτώσεις δέντρων καθώς και πλημμυρισμένα σπίτια και καταστήματα. Παράλληλα, ισχυρές βροχοπτώσεις και θυελλώδεις άνεμοι επηρεάζουν τις δυτικές ηπειρωτικές περιοχές από το ύψος της Αιτωλοακαρνανίας και νοτιότερα μέχρι τη Μεσσηνία.

Η Παρασκευή 18 Σεπτεμβρίου είναι η μέρα με τις περισσότερες καταστροφές και την απώλεια ανθρώπινων ζώων. Τα σχολεία παρέμειναν κλειστά σε όλες τις περιοχές που είναι κόκκινες στο χάρτη του σχήματος 7.1β. Στις Φρίκες της Ιθάκης, οι ριπές των ανέμοι, που έφταναν τα 10 μποφόρ, σε συνδυασμό με τις έντονες βροχοπτώσεις, είχαν ως αποτέλεσμα το φαινόμενο «Carruccino coast». Πρόκειται για των σχηματιζόμενο αφρός εξαιτίας της συγκέντρωσης οργανικής ύλης σε αποσύνθεση (φύκια και ψάρια).



Εικόνα 1: Ζάκυνθος. Παρασκευή 18 Σεπτεμβρίου. Πηγή: EUROKINISSI



Εικόνα 2: Ζάκυνθος. Παρασκευή 18 Σεπτεμβρίου Πηγή: EUROKINISSI

Από τις προμεσημβρινές ώρες της Παρασκευής βροχές εκδηλώνονται και στη Θεσσαλία οι οποίες μέσα στη μέρα εντάθηκαν σημαντικά, κυρίως στη περιοχή της Καρδίτσας. Τις απογευματινές ώρες προέκυψαν τα πρώτα προβλήματα στο οδικό δίκτυο. Μέσα στη νύχτα, ξημερώνοντας η 19^η Σεπτεμβρίου, η κατάσταση είναι δραματική στη Καρδίτσα και το Μουζάκι όπου δυο άνθρωποι αγνοούνται. Αργότερα υπήρξαν πληροφορίες και για έναν ακόμη αγνοούμενο, έναν 64χρονο κτηνοτρόφο. Παράλληλα, πραγματοποιήθηκε τεράστια προσπάθεια να απεγκλωβιστούν επτά άνθρωποι από τρία αυτοκίνητα τα οποία είχαν εγκλωβιστεί στην θέση «Τσουκνίδα» στην Αν. Αργιθέα Καρδίτσας. Το σημείο που έχει δημιουργηθεί το πρόβλημα είναι ιδιαίτερο και ο χείμαρρος φέρνει συνεχώς μάζα και νερά, επομένως, παρότι το μηχάνημα έφτασε στο σημείο, ήταν εξαιρετικά δύσκολο να μπορέσει να δράσει αποτελεσματικά. Ως τα ξημερώματα, η πυροσβεστική είχε δεχτεί 85 κλήσεις για απομακρύνσεις κατοίκων στην ευρύτερη περιοχή της Καρδίτσας, 4 από το Μουζάκι, και άλλες τέσσερις από τις Σοφάνες. Υπήρξαν ακόμη 10 κλήσεις για κοπές δέντρων και αντλήσεις υδάτων από πλημμυρισμένα σπίτια. Στη πόλη της Καρδίτσας το νερό στους δρόμους έφτασε το μισό μέτρο αφού το ανάχωμα στον ποταμό Καράμπαλη έσπασε με τα νερά να μπαίνουν σε καταστήματα και υπόγειες κατοικίες. Σύμφωνα με το δίκτυο αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, η Καρδίτσα συμπλήρωσε 188 χιλιοστά βροχής και το Μουζάκι 158. Το τραγικό απολογισμό συμπληρώνουν τρεις νεκροί στην εν λόγω περιοχή, ενώ 5.000 σπίτια <βυθίστηκαν> στη λάσπη.

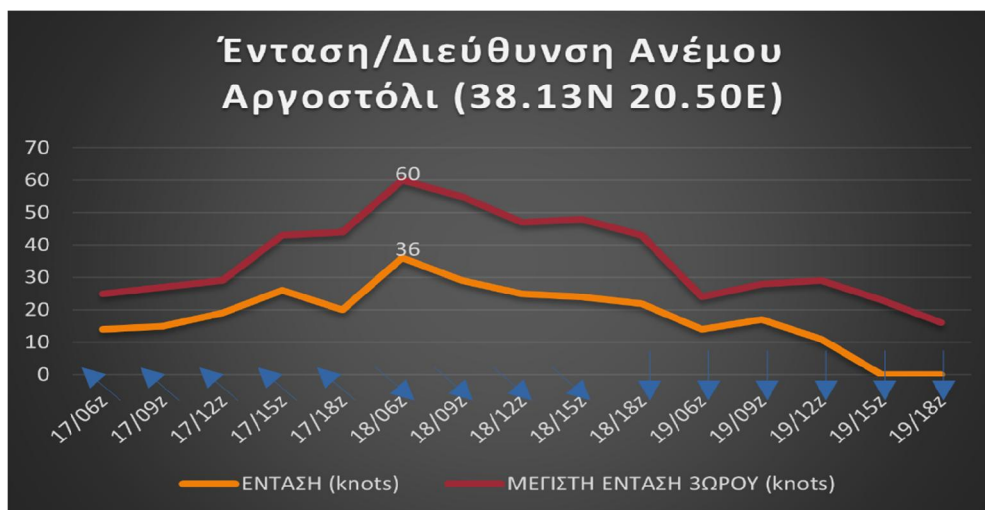
Ανάλογη ήταν η κατάσταση και σε άλλες περιοχές της Θεσσαλίας όπως στα Τρίκαλα στα Φάρσαλα και στη Μαγνησία. Συνεργεία του δήμου κλήθηκαν σε σημεία της οδού Φαρσάλων - Βόλου προκυμμένου να απεγκλωβίσουν οχήματα. Στην Φθιώτιδα οι ισχυρές βροχές ανάγκασαν τους κατοίκους να εγκαταλείψουν τα σπίτια τους. Τα χωριά της δυτικής Φθιώτιδας παρέμειναν στο σκοτάδι με τις ζημιές στις υποδομές να είναι μεγάλες. Ο δρόμος Λαμίας - Καρπενησίου παρέμεινε αποκλεισμένος το Σάββατο 19 Σεπτεμβρίου και η συγκοινωνία προς το Καρπενήσι πραγματοποιούνταν μέσα από διάφορους βοηθητικούς δρόμους.



Εικόνα 3: Η πόλη της Καρδίτσας ξημερώματα Σαββάτου 19 Σεπτεμβρίου. Πηγή: thessaliatv.gr

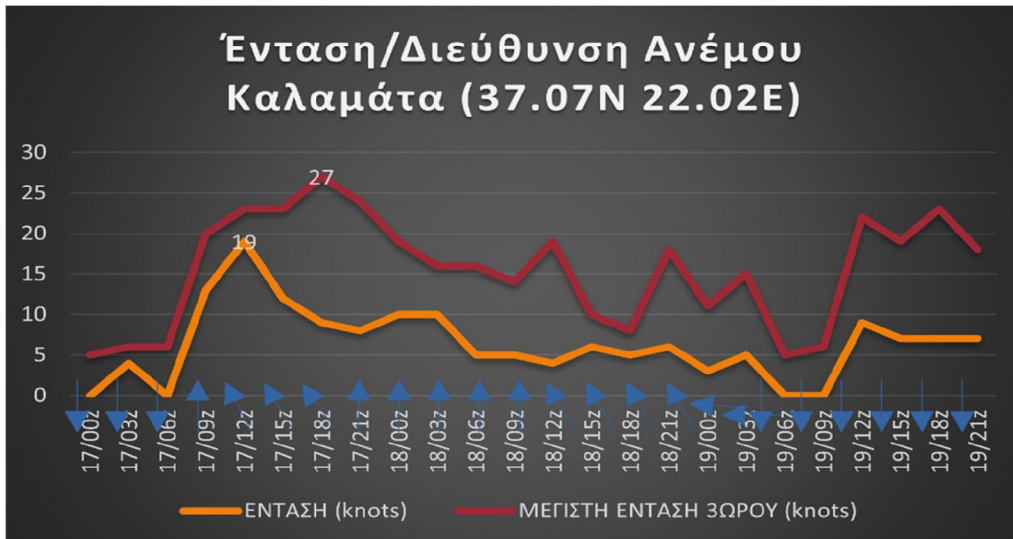
Αναφορικά με τους θυελλώδεις ανέμους, παρουσιάζονται δεδομένα έντασης και διεύθυνσης για το διάστημα από 17 έως 19 Σεπτεμβρίου για δύο κρίσιμους μετεωρολογικούς σταθμούς: Αργοστόλι και Καλαμάτα. Τα δεδομένα χορηγήθηκαν από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία.

Η ανάλυση που προηγήθηκε, λοιπόν, στα παραπάνω κεφάλαια, ταυτίζεται με τα στοιχεία ανέμου για τον μετεωρολογικό σταθμό του Αργοστολίου (38.13N 20.50E). Η ένταση του ανέμου αυξήθηκε προοδευτικά κατά τη διάρκεια της Πέμπτης 17 Σεπτεμβρίου με τη διεύθυνση να είναι κυρίως νοτιοανατολική εξαιτίας του βαρομετρικού χαμηλού που πλησίαζε τον Ελλαδικό χώρο. Την Παρασκευή 18 Σεπτεμβρίου η διεύθυνση έγινε βορειοδυτική λαμβάνοντας μέγιστη τιμή τις πρωινές ώρες 36knots (8 Beaufort), με ριπές 60knots (11 Beaufort). Ουσιαστική εξασθένηση παρατηρήθηκε στη περιοχή από το πρωί του Σαββάτου (19/09) όταν η ένταση μειώθηκε στους 12knots (3-4 Beaufort) με ριπές έως 23knots (6 Beaufort) μιας και το σύστημα κινήθηκε προς τα νότια.



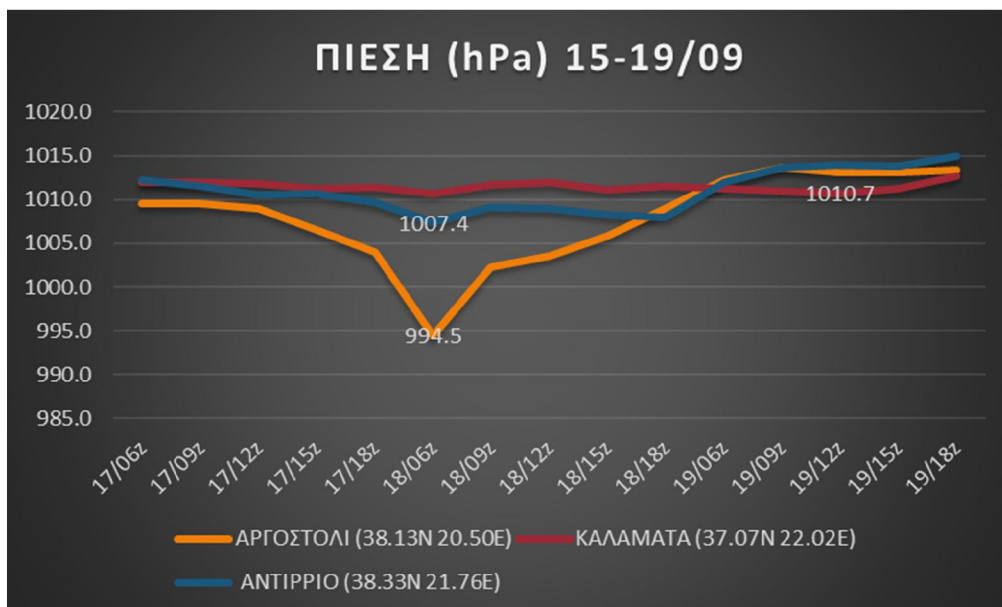
Σχήμα 7.2: Ένταση, ριπές και διεύθυνση (μπλε βέλη) ανέμου όπως κατέγραψε ο μετεωρολογικό σταθμό της ΕΜΥ για το Αργοστόλι το 3ήμερο 17-19/09.

Σύμφωνα με τον μετεωρολογικό σταθμό της περιοχής πιο ήπια ήταν η κατάσταση, από πλευράς ανέμων στη περιοχή της Καλαμάτας. Ο άνεμος ενισχύθηκε προοδευτικά κατά τη διάρκεια της 17^η Σεπτεμβρίου, με τις ριπές να φτάνουν έως 27knots δηλαδή τα 7 Beaufort με βασική διεύθυνση την νότια-νοτιοανατολική.



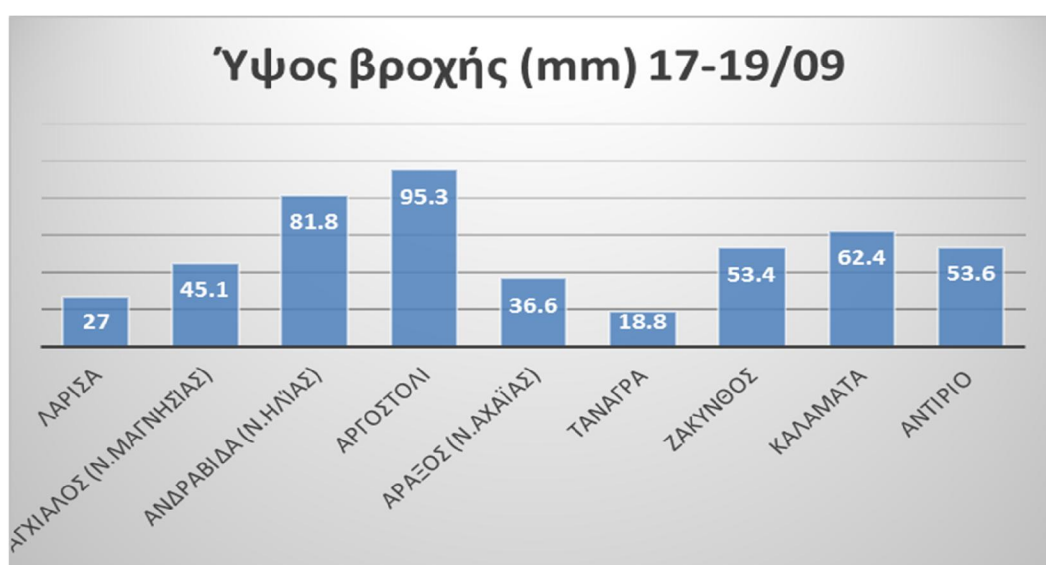
Σχήμα 7.3: Ένταση, ριπές και διεύθυνση (μπλε βέλη) ανέμου όπως κατέγραψε ο μετεωρολογικό σταθμό της ΕΜΥ για την Καλαμάτα το 3ήμερο 17-19/09.

Επιπλέον, παρουσιάζεται, για το ίδιο διάστημα, η ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, για τους μετεωρολογικούς σταθμούς: Αργοστόλι, Αντίρριο και Καλαμάτα. Η χαμηλότερη τιμή καταγράφηκε στο Αργοστόλι το πρωί της Παρασκευής 994,5hPa. Μικρότερου εύρους αυξομειώσεις παρατηρήθηκαν στη περιοχή του Αντιρρίου, ενώ στη Καλαμάτα δεν έπεσε κάτω από 1010,7hPa.



Σχήμα 7.4: Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας όπως κατέγραψαν οι μετεωρολογικοί σταθμοί της ΕΜΥ για το Αργοστόλι, το Αντίρριο και την Καλαμάτα το 3ήμερο 17-19/09.

Τέλος, στο διάγραμμα του σχήματος 7.5 παρουσιάζεται το ύψος βροχής για 3 24ωρα από της 17 μέχρι της 19 Σεπτεμβρίου για 9 μετεωρολογικούς σταθμούς της ΕΜΥ. Οι 3 (Λάρισα, Αγχιαλός, Τανάγρα) δεν ανήκουν στη περιοχή που επηρέασε το σύστημα, αλλά βρίσκονται κοντά στη περιοχή της νότιας Θεσσαλίας που επλήγη από τα ισχυρά φαινόμενα και καταγράφουν υετό κατά τη διάρκεια της 18^{ης} Σεπτεμβρίου. Από το διάγραμμα είναι οφθαλμοφανές ότι ο μετεωρολογικός σταθμός με το υψηλότερο ύψος βροχής είναι ο σταθμός του Αργοστολίου με 95.3mm, κατά το χρονικό διάστημα 17/09 09UTC - 18/09 21UTC, και αυτό είναι λογικό αφού η περιοχή βρέθηκε στο επίκεντρο της έντονης καιρικότητας. Το ίδιο ισχύει και για την περιοχή της Ηλίας όπου ο μετεωρολογικός σταθμός της Ανδραβίδας κατέγραψε 81,8mm σε 36 ώρες. Ακολουθεί ο σταθμός της Καλαμάτας με 62,4mm σε 33ώρες.



Σχήμα 7.5: Αθροιστικό ύψος βροχής το 3ήμερο 17-19/09 όπως κατέγραψαν 9 μετεωρολογικοί σταθμοί της ΕΜΥ.

7.2 Αναφορές από διευθύνει μέσα ενημέρωσής

Ο κυκλώνας Ιανός και η επίδρασή του στην Ελλάδα αναφέρθηκε σε πολλά ξένα μέσα ενημέρωσης, με εικόνες και βίντεο από τις πληγείσες περιοχές να κάνουν το γύρο του κόσμου. Σε άρθρο του το The Guardian, (με τίτλο: Η Ελλάδα σφυροκοπάτε από σπάνια καταιγίδα), που δημοσιεύτηκε το απόγευμα της 18^{ης} Σεπτεμβρίου 2020 περιγράφει το μέγεθος του φαινομένου. Αναφέρεται αναλυτικά στις καταστροφές που σημειώθηκαν στη Δυτική Ελλάδα και στο δύσκολο έργο των αρχών στη διάσωση πλημμυροπαθών. Κλείνοντας, κάνει αναφορά στον κυκλώνα που έπληξε τη χώρα το Σεπτέμβριο του 2018 υπογραμμίζοντας τους εκατοντάδες αστέγους και στους 25 νεκρούς που άφησε πίσω του ο κυκλώνας στην περιοχή της Μάνδρας στην Δυτική Αττική.



The Guardian

Support us

News Opinion Sport Culture Lifestyle

World Europe US Americas Asia Australia More

Greece

This article is more than 2 years old

Greece lashed by rare hurricane-force storm

Flooding, power cuts and damage to homes widespread as emergency services inundated with calls

Με τίτλο: <‘Medicane’ μια σπάνια καταιγίδα που μοιάζει με τυφώνα στη Μεσόγειο, πλησιάζει την Ελλάδα>, που δημοσίευσαν την Παρασκευή 18 Σεπτεμβρίου το CNN περιγράφει αναλυτικά κάθε πτυχή της κατάστασης. Μεταξύ πολλών αναφέρετε στις προειδοποιήσεις που εξέδωσε έγκυρα η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία για την επικινδυνότητα του φαινομένου. Τέλος, με μια αναλυτική αναφορά, συνδέει τον κυκλώνα με την κλιματική αλλαγή. Επικαλούμενη τη μελέτη του ερευνητή Leone Cavicchia (2011) περιγράφει τη κλιματολογία του φαινομένου και συμπληρώνει ότι κάθε μελλοντική ενίσχυση θα οφείλεται στην υπερθέρμανση του πλανήτη εξαιτίας της κλιματικής αλλαγής που έχει προκαλέσει ο άνθρωπος.



CNN

‘Medicane,’ a rare, hurricane-like storm in the Mediterranean, makes landfall in Greece

By Brandon Miller and Jennifer Gray, CNN
Updated 2:19 PM EDT, Fri September 18, 2020

01:20 - Source: CNN

(CNN) — A rare Mediterranean hurricane —

Το BBC μέσω αρκετών άρθρων κρατάει την Ευρώπη πλήρες ενημερωμένη, μεταξύ αυτών βρίσκονται και τα άρθρα με τίτλο: <Κυκλώνας Ιανός: Τρεις νεκροί καθώς το 'medicane' σαρώνει την Ελλάδα.> και <Η καταιγίδα Medicane Ιανός μαστιγώνει τη δυτική Ελλάδα>. Πέρα από την περιγραφή της καταιγίδας και της κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις που άφησε πίσω της διαχωρίζει τους κυκλώνες του Ατλαντικού από τους κυκλώνες της Μεσογείου.

Cyclone Ianos: Three dead as 'medicane' sweeps across Greece

20 September 2020



Drone footage shows the damage caused by Cyclone Ianos

Medicane Storm Ianos lashes western Greece

18 September 2020



Medicanes closely resemble tropical cyclones and have become more frequent in recent years

A rare hurricane-like storm is lashing islands in western Greece, bringing torrential rain and power cuts.

Το euronews χρησιμοποιεί το τίτλο: <Κυκλώνας Ιανός: Δυο νεκροί και ένας αγνοούμενος μετά το 'σπάνιο καιρικό φαινόμενο' που πλήττει την Ελλάδα>. Με αρκετές εικόνες περιγράφει την κακοκαιρία μεταδίδοντας πληροφορίες παρόμοιες με τα υπόλοιπα σάιτς που ανακλούν τη πραγματικότητα. Μεταξύ άλλων μεταφέρει τα λόγια του τότε υφυπουργός Πολιτικής Προστασίας Νίκος Χαρδαλιά: «Οι μεσογειακοί κυκλώνες είναι σχετικά σπάνια φαινόμενα, τα οποία συναντάμε στην Ελλάδα από το 1995, αλλά έχουν ενταθεί και έχουν γίνει πιο συχνόι στην περιοχή της Μεσογείου λόγω της κλιματικής αλλαγής». Το άρθρο αυτό δημοσιεύτηκε στις 19 Σεπτεμβρίου 2020.



Με το πέρας της καταιγίδας οι sky news σε άρθρο τους με τίτλο: <Καταιγίδα Ιανός: Τρεις νεκροί καθώς η Ελλάδας ξεκινά τον καθαρισμό μετά το σπάνιο 'medicane'>. Πέρα από τον απολογισμό υπογραμμίζει την αύξηση της συχνότητας του φαινομένου τα τελευταία χρόνια. Την είδηση μετέδωσαν και οι The New York Times με τίτλο: "Powerful Hurricane-Force Storm Ianos Sweeps Across Greece, Italy", οι ABC News χρησιμοποιώντας το τίτλο: "Medicane hits Greece with rare hurricane-force winds, heavy rain" όπως και οι Fox News με τίτλο: "Mediterranean hurricane: Cyclone Ianos hits Greece, flooding streets". Τέλος, στη κατάσταση αναφέρεται με άρθρο του το Al Jazeera, αναφέροντας ότι πρόκειται για ένα από τους ισχυρότερους κυκλώνες που έχουν καταγραφεί στη περιοχή της Μεσογείου.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

Συμπεράσματα

Στη συγκεκριμένη μελέτη εξετάστηκε η γένεση και η εξέλιξη, καθώς και τα δυναμικά και θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά μιας περίπτωσης ύφεσης στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου κατά το διάστημα 15 με 19 Σεπτεμβρίου, η οποία για 30 ώρες παρουσίασε μορφή μεσογειακού κυκλώνα με τροπικά χαρακτηριστικά. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα για διάφορες μετεωρολογικές μεταβλητές της νέας και βελτιωμένης χρονοσειράς ERA 5 - INTERIM των reanalysis προϊόντων του ECMWF σε κανονικό πλέγμα $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ γεωγραφικού πλάτους – μήκους. Τα συμπεράσματα που προέκυψαν είναι τα εξής:

- Το σύστημα ξεκίνησε στις 15 Σεπτεμβρίου ως ένα αβαθές βαρομετρικό χαμηλό στον κόλπο της Σύρτης. Δεν παρατηρήθηκε έντονη μεταφορά στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα. Συνεπώς μπορεί να καταταγεί στη κατηγορία κυκλογένεσης τύπου A με βάση τη κατάταξη του Cohen (1996) και στην κατηγορία εκρηκτικής κυκλογένεσης τύπου A κατά τους Petterssen και Smebye (1971).
- Η συνοπτική εικόνα εκείνες τις ημέρες, περιγράφεται από την ύπαρξη ενός αντικυκλώνα στη περιοχή της κεντρικής Ευρώπης και ένα αποκομμένο, από τη γενική κυκλοφορία, χαμηλό στη κεντρική Μεσόγειο (Rex Block). Το σύστημα από το αρχικό στάδιο του είχε τα χαρακτηριστικά ενός βαροκλινικού κύματος, αφού επικρατούσε έντονη βαροκλιτικότητα καθ' ύψος, όπως αποτυπώνεται από την κλίση των κέντρων των χαμηλών προς τα δυτικά (αρνητική κλίση από την επιφάνεια έως την ανώτερη τροπόσφαιρα). Το γεγονός αυτό είναι πολύ σημαντικό διότι συνέβαλε στην αύξηση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας του συστήματος και κατά συνεπεία στην ενίσχυσή του.
- Στο κόλπο της Σύρτης, σημειώθηκαν υψηλές τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας (SST~28°C), με αποτέλεσμα να υπάρχουν μεγάλες θερμοβαθμίδες, οι οποίες είναι υπεύθυνες για την βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα. Παράλληλα, η μεταφορά ψυχρών αερίων μαζών στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου συνέβαλε στη κυκλογένεση. Ωστόσο και η συμβολή των επιφανειακών ροών θερμότητας στην ανάπτυξη του συστήματος ήταν καθοριστική, ενώ η αυξημένη ταχύτητα των ανέμων αποτέλεσε παράγοντα αύξησης αυτών των επιφανειακών ροών.
- Η πίεση στο κέντρο του χαμηλού ξεκίνησε να μειώνεται από το απόγευμα της 15^η Σεπτεμβρίου, μέχρι που σημειώθηκε η ελάχιστη πίεση στις 17/09 06UTC (999hPa). Ήδη από τις 17/09 00UTC τα κέντρα του συστήματος σε όλες τις ισοβαρικές επιφάνειες ευθυγραμμίστηκαν κατακόρυφα (μηδενική κλίση καθ' ύψος), οπότε το σύστημα μπήκε στη φάση μέγιστης απόδοσης.

- Η απόκλιση της ανώτερης τροπόσφαιρας στη περιοχή όπου εντοπίστηκε το κέντρο του συστήματος έπαιξε σημαντικό ρόλο, καθ' όλη τη φάση ενίσχυσης, αλλά και κατά την διάρκεια όπου το σύστημα χαρακτηρίζονταν ως μεσογειακός κυκλώνας. Βάση της κατανομής της απόκλισης, η μέγιστη απόκλιση εντοπίζεται πέρι του κέντρου του συστήματος.
- Καθώς το σύστημα κινήθηκε βόρειο αποκτώντας τα χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα, ο θερμότερος αέρας του κέντρου περικυκλώθηκε από ψυχρότερο, στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, δημιουργώντας κατά τη σύσφιξη μια αποκομμένη περιοχή θερμού αέρα. Οπότε δημιουργήθηκε και ένα καλοσηματισμένο συνεσφιγμένο μέτωπο συνοδευόμενο από σπειροειδή νεφική διάταξη.
- Αν και η παρουσία κλάδου του πολικού αεροχείμαρου που κατέβηκε σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, δεν ήταν και τόσο ισχυρή, τροφοδότησε τα ανώτερα στρώματα με κινητική ενέργεια. Επιπλέον, παρατηρήθηκε αναδίπλωση της τροπόπαυσης άρα και εισροή ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα στη περιοχή μελέτης που κορυφώθηκε λίγο μετά τις 18/09 06UTC. Το γεγονός αυτό βασίζεται στις υψηλές τιμές δυναμικού στροβιλισμού ($p_n \Rightarrow 2PVU$) στις ισημερινικές επιφάνειες 315 και 330°K, στις χαμηλές τιμές δυναμικής θερμοκρασίας στην επιφάνεια ίσου στροβιλισμού $p_n=2PVU$, και στις δορυφορικές εικόνες Airmass. Οι παράγοντες αυτοί, με βάση τη θεωρία του δυναμικού στροβιλισμού κατά Hoskins et al. (1985) ευνοούν τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων στα ανατολικά της ζώνης των καθοδικών κινήσεων ανώτερη τροπόσφαιρα.

Βιβλιογραφία

Ξένη Βιβλιογραφία

1. Anthes R.A., Y-H KuO and J.R. GyaKum, 1983: Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, ILL, 1174-1188.
2. Balasubramanian, G., & Yau, M. K. (1994). Baroclinic instability in a two-layer model with parameterized slantwise convection. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(7), 971-990.
3. Blumen W., 1979: On short wave baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1925-1933.
4. Bosart LF (1981): The Presidents' Day Snowstorm of 18–19 February 1979: A SubsynopticScale Event. *Mon Wea Rev* 109: 1542–1566.[doi: http://dx.doi.org/10.1175/15200493\(1981\)109<1542:TPDSOF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/15200493(1981)109<1542:TPDSOF>2.0.CO;2).
5. Bosart, L. F., & Lin, S. C. (1984). A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. *Monthly Weather Review*, 112(11), 2148-2177.
6. Böttger, H., Eckardt, M., & Katergiannakis, U. (1975). Forecasting extratropical storms with hurricane intensity using satellite information. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 14(7), 1259-1265.
7. Boyle J. S. and L.F. Bosart, 1983: A cyclone/anticyclone couplet over N. America: an example of anticyclone evolution. *Mon. Wea. P,ev.*, Ill, 1025-1045.
8. Cavicchia Leone, Hans von Storch, Silvio Gualdi, (2014). A long-term climatology of medicanes. 2014, *Clim Dyn* (2014) 43:1183–1195, DOI 10.1007/s00382-013-1893-7.
9. Cavichia, O., Mollá, M., Costa, R. D. D., & Maciel, W. J. (2014). The role of the Galactic bar in the chemical evolution of the Milky Way. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 437(4), 3688-3701.
10. Chan K., Mysterud A., Øritsland N., Severinsen T. and N. Stenseth, 2005: Continuous and discrete extreme climatic events affecting the dynamics of a high-arctic reindeer population. *Oecologia*, 145, 556-563.
11. Chagnon S.A., 2003: Measures of economic impacts of weather extremes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1231-1235.
12. Cioni, G., Malguzzi, P., & Buzzi, A. (2016). Thermal structure and dynamical precursor of a Mediterranean tropical-like cyclone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(697), 1757-1766.

13. Claud C., Alhammoud B., Funatsu B. M., and Chaboureau J.-P., (2010), Mediterranean hurricanes: large-scale environment and convective and precipitating areas from satellite microwave observations, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2199–2213, 2010, www.nathazards-earth-syst-sci.net/10/2199/2010/doi:10.5194/nhess-10-2199-2010.
14. Cohen J., 1996: *Encyclopedia of Climate and Weather*. In: *Explosive cyclones*. Oxford University Press.
15. Collucci S.J., 1985: Explosive cyclogenesis and large scale circulation changes: implications for atmospheric blocking *J. Atmos. Sci.*, 42, 2701-2717.
16. Colucci, S. J. (1985). Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: Implications for atmospheric blocking. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42(24), 2701-2717.
17. Danard M.B., 1964: On the influence of released latent heat on cyclone development. *J. Appl. Met.*, 3, 27-37
18. Danard M.B., and G.E. Ellenton, 1980: Physical influences on east coast cyclogenesis. *Atm. Ocean.*, 18, 65-82.
19. Davis, C. A., & Emanuel, K. A. (1988). Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 116(12), 2649-2659.
20. Davolio, S., Miglietta, M. M., Moscatello, A., Pacifico, F., Buzzi, A., & Rotunno, R. (2009). Numerical forecast and analysis of a tropical-like cyclone in the Ionian Sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(2), 551-562.
21. Emanuel K.A., KM. Fantini and A.J. Thorpe, 1987: Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection Part I: Two dimensional models. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1559-1573.
22. Emanuel K. (2003). Tropical cyclones. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 31: 75–104.
23. Emanuel, K. (2005). Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Advances in Geosciences*, 2, 217-220.
24. Ernst J. A. and Matson M., 1983, A MEDITERRANEAN TROPICAL STORM?, *Weather*, Volume 38, Issue 11, pages 332–337, November 1983
25. 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, 2007.

26. Fita, L., & Flaounas, E. (2018). Medicanes as subtropical cyclones: the December 2005 case from the perspective of surface pressure tendency diagnostics and atmospheric water budget. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(713), 1028-1044.
27. Flaounas, E., Gray, S. L., & Teubler, F. (2021). A process-based anatomy of Mediterranean cyclones: from baroclinic lows to tropical-like systems. *Weather and Climate Dynamics*, 2(1), 255-279.
28. Flocas, A. A., & Giles, B. D. (1991). Distribution and intensity of frontal rainfall over Greece. *International journal of climatology*, 11(4), 429-442.
29. Flocas A.A. and V.E. Angouridakis, 1979: Extreme values analysis of air temperature over Greece. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A., Vol. 28*, 375 – 386.
30. Gyakum JR, and E.S. Barker, 1988: A case study of explosive subsynoptic scale cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2225-2253.
31. Gyakum JR (1983b): On the evolution of the QEII Stor. Part II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon Wea Rev* 111: 1156-1173.
32. Gyakum JR, Danielson RE (2000): Analysis of Meteorological Precursors to Ordinary and Explosive Cyclogenesis in the Western North Pacific *Mon Wea Rev* 128: 851–863.
33. Hedley, M., and M. K. Yau, 1991: Anelastic modeling of explosive cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*,48, 711–727. HMSO (1962) *Weather in the Mediterranean*. Vol 1, 2nd ed, Meteorological Office.
34. Holton J.R. (1972). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York, pp.319.
35. Holton J.R., 1979: "An introduction to Dynamic Meteorology", Academic Press, New York and London.
36. Holton J.R., (2004): *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4th Edition, Academic Press.

37. Homar V., R. Romero, D. J. Stensrud, C. Ramis and S. Alonso (2003) Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (2003), 129, pp. 1469–1490 doi: 10.1256/qj.01.91
38. Hoskins, B. J. (1971). Atmospheric frontogenesis models: Some solutions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97(412), 139-153.
39. Hoskins BJ, 1980: Effect of diabatic processes on transient midlatitude waves. Workshop on diagnostics of diabatic processes. E.C.M.W.F. Sept.1980,85-99.
40. Jansa A. (2003). Miniciclons a la Mediterrània. IX Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè, Associació Catalana de Meteorologia (ACAM), Barcelona, 75–85.
41. Karacostas TS, Flocas AA (1983): The development of the “bomb” over the Mediterranean area. *La Meteorologie, Actes de la conference “eau verte”* 34:351-358.
42. Khandekar, M. L., Murty, T. S., & Chittibabu, P. (2005). The global warming debate: A review of the state of science. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1557-1586.
43. Konrad C.E. and S.J. Collucci, 1988: Synoptic climatology of 500 mb circulation changes during explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1431-1443.
44. Kouroutzoglou J, Flocas HA, Keay K, Simmonds I, Hatzaki M (2012): On the vertical structure of Mediterranean explosive cyclones. *Theor Appl Climatol* 110: 155-176. doi: 10.1007/s00704-012-0620-3.
45. Kouroutzoglou J, H.A Flocas, M. Hatzaki, K. Keay, I. Simmonds, and A. Mavroudis, 2013: Identification of the development mechanisms of an explosive cyclone in Central Mediterranean with the aid of the MSG satellite images. First International Conference on Remote Sensing and Geoinformation 2013, 8-10 April 2013, Paphos, Cyprus.
46. Kouroutzoglou J, J., H.A. Flocas, M. Hatzaki, K. Keay, and I. Simmonds, 2013: A highresolution climatological study on the comparison between surface explosive and ordinary cyclones in the Mediterranean. *Regional Environmental Change*, DOI 10.1007/s10113-0130461-3, online
47. Kuo, Y.-H., Reed RJ (1988): Numerical simulation of an explosively deepening cyclones in the Eastern Pacific. *Mon Wea Rev* 116: 2081-2105.
48. Kuo, Y.-H., R. J. Reed, and S. Low-Nam, 1991a: Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 457–476.
49. Kuo, Y.-H., M. A. Shapiro, and E. G. Donall, 1991b: The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 368 – 384.

50. Kuo, Y. H., Low-Nam, S., & Reed, R. J. (1991). Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic. *Monthly Weather Review*, 119(2), 457-476.
51. Lackmann, G. M., L. F. Bosart, and D. Keyser, 1996: Planetary – and synoptic – scale characteristics of explosive wintertime cyclogenesis over the western North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2672-2702.
52. Lagouvardos, K., Kotroni, V., Nickovic, S., Jovic, D., Kallos, G., & Tremback, C. J. (1999). Observations and model simulations of a winter sub-synoptic vortex over the central Mediterranean. *Meteorological Applications*, 6(4), 371-383.
53. Lagouvardos, K., Karagiannidis, A., Dafis, S., Kalimeris, A., & Kotroni, V. (2022). Ianos—A hurricane in the Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(6), E1621-E1636.
54. Lagouvardos K., V. Kotroni and E. Defer, (2007): The 21 –22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 1519–1531.
55. Lim EP, Simmonds I (2002): Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. *Mon Weather Rev* 130:2188-2209. doi:10.1175/1520-0493
56. Mac Donald B.C. and E.R. Reiter, 1988: Explosive cyclogenesis over the Eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1568-1586.
57. Manobianco, John, 1989: Explosive East Coast Cyclogenesis over the West-Central North Atlantic Ocean: A Composite Study Derived from ECMWF Operational Analyses. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2365–2383
58. Mayençon R, 1984: Warm core cyclones in Mediterranean. *Mariners Weather Log*, 28 (1).
59. Mayençon R. (1984). Warm core cyclones in the Mediterranean. *Mariners Weather Log*. 28: 6 – 9.
60. Mayençon, R. (1983). *Météorologie marine. Ciel et Terre, Vol. 99, p. 29, 99, 29.*
61. Mazza, E., Ulbrich, U., & Klein, R. (2017). The tropical transition of the October 1996 medicane in the western Mediterranean Sea: A warm seclusion event. *Monthly Weather Review*, 145(7), 2575-2595.
62. Michaelides, S., Karacostas, T., Sánchez, J. L., Retalis, A., Pytharoulis, I., Homar, V., ... & Nisantzi, A. (2018). Reviews and perspectives of high impact atmospheric processes in the Mediterranean. *Atmospheric Research*, 208, 4-44.

63. Miglietta, M. M., Laviola, S., Malvaldi, A., Conte, D., Levizzani, V., & Price, C. (2013). Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite approach. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2400-2405.
64. Miglietta, M. M., Mastrangelo, D., & Conte, D. (2015). Influence of physics parameterization schemes on the simulation of a tropical-like cyclone in the Mediterranean Sea. *Atmospheric Research*, 153, 360-375.
65. Miglietta, M. M., Cerrai, D., Laviola, S., Cattani, E., & Levizzani, V. (2017). Potential vorticity patterns in Mediterranean “hurricanes”. *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2537-2545.
66. Miglietta, M. M., & Rotunno, R. (2019). Development mechanisms for Mediterranean tropical-like cyclones (medicanes). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(721), 1444-1460.
67. Moscatello, A., Miglietta, M. M., & Rotunno, R. (2008). Numerical analysis of a Mediterranean “hurricane” over southeastern Italy. *Monthly Weather Review*, 136(11), 4373-4397.
68. Mullen and D.P. Baumhefner, 1988: The sensitivity of numerical simulations of explosive oceanic cyclogenesis to changes in physical parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2289-2329.
69. Namias J.; Clapp P.F. Confluence Theory of the High Tropospheric Jet Stream 1949, 6, 330-336.
70. Nastos P. T., Karavana-Papadimou K. and Matsangouras I.T. (2015). Tropical-like cyclones in the mediterranean: Impacts and composite daily means and anomalies of synoptic conditions. Proceedings of the 14th International Conference on Environmental Science and Technology, Rhodes, Greece, 3-5 September 2015
71. Nuss W.A. and R.A. Anthes, 1987: A numerical investigation of low level processes in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2728-2743.
72. Petterssen S., and S.J. Smebye, 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quart J. Roy. Met. Soc.*, 97, 457-482
73. Picornell, M. A., Campins, J., & Jansà, A. (2014). Detection and thermal description of medicanes from numerical simulation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(5), 1059-1070.
74. Pytharoulis, I., Craig, G. C., & Ballard, S. P. (1999). Study of the hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 24(6), 627-632.

75. Pytharoulis I., George C. Craig, Susan P. Ballard, (2000), The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995, *Meteorological Applications* 7, 261–279 (2000).
76. Pytharoulis I., (2008): Numerical study of the eastern Mediterranean “ Bomb” of January 2004., [http://www.emetsoc.org/annual_meetings/documents/EMS2008 - A00252_Pytharoulis.pdf](http://www.emetsoc.org/annual_meetings/documents/EMS2008_A00252_Pytharoulis.pdf), 8th Annual meeting of the EMS / 7th ECAC Amsterdam, 29 Sep – 3 Oct 2008
77. Ragone, F., Mariotti, M., Parodi, A., Von Hardenberg, J., & Pasquero, C. (2018). A climatological study of western mediterranean medicanes in numerical simulations with explicit and parameterized convection. *Atmosphere*, 9(10), 397.
78. Reale Oreste and Atlas Robert, (2001) Tropical Cyclone–Like Vortices in the Extratropics: Observational Evidence and Synoptic Analysis, Eumetsat Reports, 2001
79. Reed R. J., 1955: A study of a characteristic type of upper level frontogenesis. *J. Meteor.*, 12, 226-237.
80. Reed, R. J., & Albright, M. D. (1986). A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific. *Monthly Weather Review*, 114(12), 2297-2319.
81. Riehl H. A Futher Study on the Relation between the Jet Stream and Cyclone Formation 1952.
82. Roebber PJ (1984): Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon Wea Rev* 112: 1577-1589.
83. Roebber, P. J. (1993). A diagnostic case study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis. *Monthly weather review*, 121(4), 976-1006.
84. Rogers, E., & Bosart, L. F. (1986). An investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Monthly Weather Review*, 114(4), 702-718.
85. Rogers, E., & Bosart, L. F. (1991). A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. *Monthly Weather Review*, 119(4), 965-996.
86. Romero R. and Emanuel, K., (2006) Space-time probability density of Mediterranean hurricane genesis in the light of an empirical tropical index, 5a Assambleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofisica, Sevilla, CD-Rom, Ministerio Medio Ambiente, ISBN: 84-8320-373-1
87. Sanders F, Gyakum JR (1980): Synoptic-dynamic climatology of the “Bomb”. *Mon Weather Rev* 108:1589-1606. doi:10.1175/1520-0493.

88. Sanders F (1986): Explosive cyclogenesis in the west-central north Atlantic Ocean, 1981-84. Part I: Composite structure and mean behavior. *Mon Wea Rev* 108: 1589-1606
89. Simmons, A., Hortal, M., Kelly, G., McNally, A., Untch, A., & Uppala, S. (2005). ECMWF analyses and forecasts of stratospheric winter polar vortex breakup: September 2002 in the Southern Hemisphere and related events. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(3), 668-689.
90. Staley DO, Gall RL (1977): On the wavelength of maximum baroclinic instability. *J Atmos Sci* 34: 1679-1688.
91. Strahl, J. L., & Smith, P. J. (2001). A diagnostic study of an explosively developing extratropical cyclone and an associated 500-hPa trough merger. *Monthly weather review*, 129(9), 2310-2328.
92. Sutcliffe, R. C., 1960: Depressions, Fronts and air-mass modification in the Mediterranean. *Meteorologische Abhandlungen, Band IX, Heft 1*, pp. 135-144.
93. Tous M. and Romero R., (2011), Medicanes: cataloguing criteria and exploration of meteorological environments, *Tethys* 2011, 8, 53-61, www.tethys.cat, DOI:10.3369/tethys.2011.8.06
94. Trigo IF, Bigg GR, Davies TD (2002): Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Mon Weather Rev* 130:549-569. doi:10.1175/1520-0493.
95. Uccellini L.W, P.J. Kosin, R.A. Petersen, C.H. Wash and K.F. Brill, 1984: The Presidents Day cyclone of 18-19 Feb. 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet stream influencing the precyclogenetic period. *Mon. Wea. Rev.*, Ill, 31-55.
96. Uccellini L.W, D. Keyser, K.F. Brill and C.H. Wash, 1985: The Presidents Day Cyclone of 18-19 Feb. 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 962-988.
97. Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., ... & Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(612), 2961-3012.
98. Walsh K., Giorgi F., Coppola E. (2013) Mediterranean warm-core cyclones in a warmer world. *Clim Dyn* 1-14. doi:10.1007/s00382-013-1723-y.
99. Wang, C.-C., and J.C. Rogers, 2001: A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 129(6), 1481-1499.

100. Wash C.H. J.E. Peak, W.E. Calland and W.A. Cook, 1988: Diagnostic study of explosive cyclogenesis during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 431-451.
101. Wash C.H. J.E. Peak, R. A. Hale, P. H. Dobos, and E. J. Wright, 1992: Study of explosive and nonexplosive cyclogenesis during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 40-51.
102. Weng H.Y. and A. Barcilon, 1987: Favorable environments for explosive cyclogenesis in a modified two layer Eady model. *Tellus* , 39 A, 202-214.
103. Winston J.S., 1955: Physical aspects of rapid cyclogenesis in the Gulf of Alaska. *Tellus* , 7, 481-500.
104. Χορλακή, Ε., 2002: Climate variability over the Mediterranean, Universitaet Bern Schweiz. Διδακτορική διατριβή
105. Zehnder, J. A., & Keyser, D. (1991). The influence of interior gradients of potential vorticity on rapid cyclogenesis. *Tellus A*, 43(3), 198-212.

Ελληνική βιβλιογραφία

106. Δημητριάδου Κ. (2017). Δορυφορική μελέτη βαρομετρικών χαμηλών με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στη Μεσόγειο. Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
107. Κατσαφάδος Π., Μαυροματίδης Η., Παπαδόπουλος Α. και Πυθαρούλης Ι., (2010): Ο ρόλος της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας και των φυσιογραφικών χαρακτηριστικών στην ανάπτυξη εκρηκτικής κυκλογένεσης. Πρακτικά 10ου Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας , 25 - 28 Μαΐου 2010, Πάτρα.
108. Κουρουτζόγλου Ι. και Τσουκαλάς Α., 1996: "Τυπικές καιρικές καταστάσεις Ελλάδος περιόδου 1991-1994", Σχολή Ικάρων - Διπλωματική εργασία
109. Κουρουτζόγλου Ι., 2014: "Συμβολή στη μελέτη της εκρηκτικής κυκλογένεσης στην Μεσόγειο", Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
110. Μαχαίρας, Π., Χ. Μπαλαφούτης, 1984: «Γενική Κλιματολογία με στοιχεία Μετεωρολογίας», Θεσσαλονίκη, University studio press, σελ. 338.
111. Μακρογιάννης, Τ., Χ. Σαχσαμάνογλου, 2004: «Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας», Θεσσαλονίκη, εκδόσεις Χάρης Ε.Π.Ε., σελ. 414.
112. Μακρογιάννης Τ. και Φλόκα Ε., (2005): Σημειώσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

113. Φλόκας, Α., 1992: «Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας», Θεσσαλονίκη, εκδόσεις ΖΗΤΗ
114. Φλόκα Ε.Α., 1993: "Συμβολή στη μελέτη του προβλήματος της κυκλογένεσης στο Αιγαίο Πέλαγος", Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200 pp
115. Φλόκα Ε.Α., Χατζάκη Μ. (2013): Συνοπτική δομή και θερμοδυναμικές διεργασίες μιας περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. Τόμος στη μνήμη του Καθηγητή Α. Φλόκα, υπό έκδοση.

Διαδικτυακές πηγές:

<http://www.physicalgeography.net>

<http://www.ebooks.edu.gr>

<http://meteo.uib.cat/medicanes/>

<https://www.weatheronline.gr/>

<https://www.youweather.com/>

<https://sailandtrip.com/>

<https://hellenicweather.com/>

<https://el.wikipedia.org/>