



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΣ ΚΑΡΑΦΥΛΛΙΔΗΣ

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ
ΖΟΡΜΠΑ ΤΟΥ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΥ 2018

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2023





ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΣ ΚΑΡΑΦΥΛΛΙΔΗΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5842

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ ΖΟΡΜΠΙΑ
ΤΟΥ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΥ 2018

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Επιβλέπων

Πυθαρούλης Ιωάννης
Αναπληρωτής Καθηγητής



© Αλέξανδρος Καραφυλλίδης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας
Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ ΖΟΡΜΠΑ
ΤΟΥ ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΥ 2018 – *Διπλωματική Εργασία*

© Alexandros Karafyllidis, School of Geology, Dept. of
Meteorology and Climatology, 2023

All rights reserved.

Synoptic analysis of the Mediterranean tropical-like cyclone
Zorbas of September 2018 – *Bachelor Thesis*

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

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

Εικόνα Εξωφύλλου: L'OEIL DU CYCLONE (2019), Painting by Maryline Payssé





Αυτή η εργασία αποτελεί τμήμα του προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης κι είναι απαραίτητη για την απόκτηση του πτυχίου μου. Επιβλέπων ήταν ο Αναπληρωτής Καθηγητής κύριος Πυθαρούλης Ιωάννης , τον οποίο θα ήθελα να ευχαριστήσω, καθώς χωρίς την επιστημονική, τεχνική συμβολή του αλλά και τις στοχευμένες παρατηρήσεις του η συγγραφή αυτής της εργασίας θα ήταν αδύνατη. Επίσης επιθυμώ να ευχαριστήσω την οικογένεια μου και συγκεκριμένα τους γονείς μου και την αδερφή μου Ιωάννα για την ψυχολογική και οικονομική στήριξη που μου παρείχαν ώστε να ολοκληρωθούν οι σπουδές μου. Θέλω να ευχαριστήσω τη φίλη μου Θάλεια που με βοηθούσε καθ' όλη τη διάρκεια της συγγραφής στην επιμέλεια του κειμένου. Τέλος, ευχαριστώ τις φίλες μου Τζο, Μαρία, Ήλια και Ειρήνη για την στήριξη τους.



1.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	10
1.1.	Κυκλογένεση στη Μεσόγειο.....	10
1.2.	Τροπικοί κυκλώνες.....	12
1.3.	Μεσογειακοί κυκλώνες (medicanes)	14
1.4.	Ιστορική ανασκόπηση	15
1.5.	Μεσογειακός κυκλώνας Ζορμπάς και σκοπός της εργασίας.....	23
2.	ΔΕΔΟΜΕΝΑ & ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	25
2.1.	Παρατηρήσεις μετεωρολογικών σταθμών	25
2.2.	Δορυφορικά δεδομένα	25
2.3.	Πλεγματικές αναλύσεις.....	25
2.4.	Μεθοδολογία	26
3.	ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ & ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΑΝΑΛΥΣΗ.....	28
3.1.	Γεωδυναμικό ύψος και θερμοκρασία στα 500 hPa	28
3.2.	Γεωδυναμικό ύψος και θερμοκρασία στα 850 hPa	32
3.3.	Αεροχείμαρρος στα 300 hPa	35
3.4.	Ελάχιστη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (ΜΣΘ) και ρυθμός βάθυνσης	36
3.5.	Αθροιστικό ύψος υετού και νεφοκάλυψη	38
3.6.	Επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας (ΕΘΘ)	44
3.7.	Σχετική υγρασία	45
4.	ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ.....	47
4.1.	Ύψος της τροπόπαυσης.....	47
4.2.	Σχετικός στροβιλισμός.....	48
4.3.	Κατακόρυφη διάτμηση ανέμου	52
4.4.	Κατακόρυφες τομές	55
5.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	62
6.	Βιβλιογραφία.....	63



Στην παρούσα εργασία γίνεται μελέτη του μεσογειακού κυκλώνα Ζορμπά ο οποίος εμφανίστηκε στη Μεσόγειο τον Σεπτέμβριο του 2018 και επηρέασε την Ελλάδα, κυρίως σε τμήματα του Ιονίου Πελάγους, της Πελοποννήσου και της Αττικής. Η συνοπτική και δυναμική ανάλυση του συστήματος έγινε με δεδομένα που προέρχονται από επιχειρησιακές αναλύσεις του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού, δορυφορικά δεδομένα και παρατηρήσεις επίγειων σταθμών.

Το χαμηλό ξεκίνησε από τον κόλπο της Σύρτης, στις 27 Σεπτεμβρίου 12UTC και στη συνέχεια κινήθηκε προς την Ελλάδα στις 28 Σεπτεμβρίου. Ο κυκλώνας είχε κύρια δράση την περίοδο 28-29 Σεπτεμβρίου στο Ιόνιο και στην Πελοπόννησο. Τέλος στις 30 Σεπτεμβρίου το σύστημα άρχισε να αποδυναμώνεται πάνω από το Αιγαίο όπου και τελικά διαλύθηκε. Για τη μελέτη της συνοπτικής κατάστασης και την ανάλυση μέσης κλίμακας, αναλύθηκαν μετεωρολογικά πεδία όπως το γεωδυναμικό ύψος και η θερμοκρασία στα 500 hPa και 850 hPa, ο αεροχείμαρρος στα 300 hPa, η ελάχιστη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, ο ρυθμός βάθυνσης, το αθροιστικό ύψος βροχής και η νεφοκάλυψη, η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας και η σχετική υγρασία στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα. Για τη δυναμική μελέτη έχει γίνει ανάλυση του δυναμικού ύψους τροπόπαυσης, του σχετικού στροβιλισμού, η κατακόρυφη διάτμηση ανέμου και κατακόρυφων τομών δυναμικού στροβιλισμού, δυναμικής θερμοκρασίας, σχετικού στροβιλισμού, απόκλισης ανέμων, ταχύτητας κατακόρυφου ανέμου και μεσημβρινής συνιστώσας ανέμου. Έτσι ήταν δυνατή η πλήρης περιγραφή του συστήματος και της δομής του θερμού πυρήνα καθώς και η μελέτη των διαφόρων παραγόντων που συνέβαλλαν στην ανάπτυξη του.



ABSTRACT

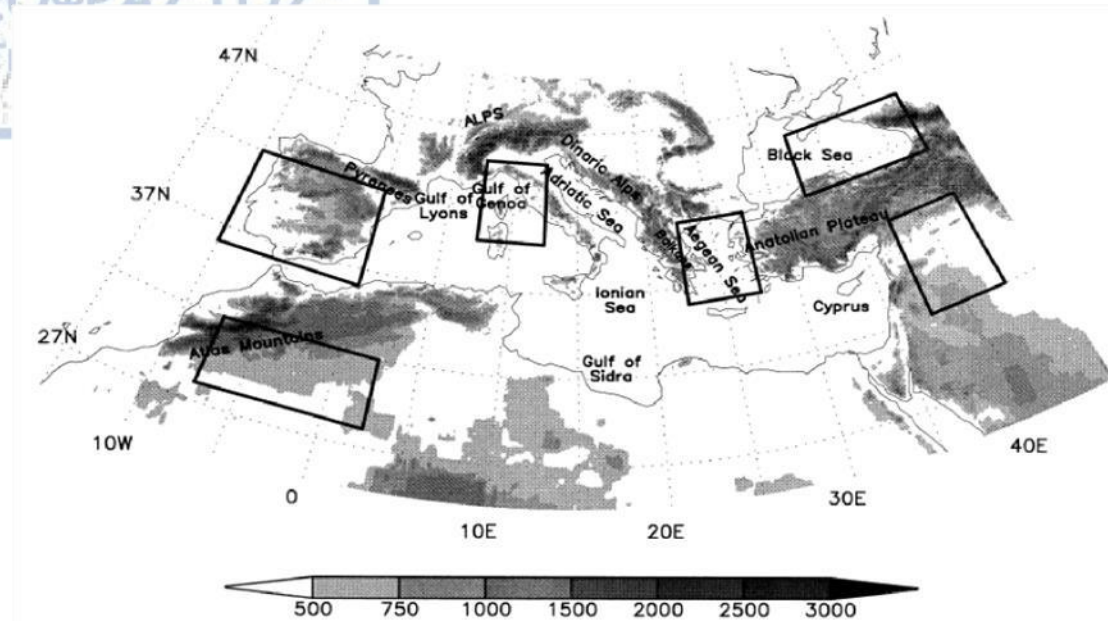
In this work, medicane Zorbas is being studied, which occurred in the Mediterranean in September 2018 and affected Greece, mainly in areas of the Ionian Sea, Peloponnese and Attica. The synoptic and dynamic analysis of the system was made using operational analysis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, satellite data and ground station observations.

The low started from the Gulf of Sidra, on the 27th of September 1200UTC and then moved towards Greece on the 28th of September. The cyclone had its main action during the period of 28th and 29th of September in the Ionian Sea, Peloponnese and Attica. Finally, on the 30th of September, the system began to weaken over the Aegean Sea where it finally dissolved. For the synoptic and mesoscale analysis various meteorological fields were analyzed such as geopotential height and temperature at 500 hPa and 850 hPa, jet stream at 300 hPa, minimum sea-level pressure, deepening rate, accumulated precipitation and cloud coverage, sea surface temperature and mid-upper level relative humidity. As for the dynamic analysis the parameters that were analyzed were the dynamic tropopause height, relative vorticity, vertical wind shear and vertical cross sections of potential vorticity, potential temperature, relative vorticity, wind divergence, vertical and meridional wind speed. All of these analyses were very important in order to fully describe the system and its warm core structure and to investigate the various factors that contributed to its development.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Κυκλογένεση στη Μεσόγειο

Η κυκλογένεση είναι ένα φαινόμενο που εμφανίζεται με μεγάλη συχνότητα στη λεκάνη της Μεσογείου (Petterssen , 1956; Alpert et al., 1990; Maheras et al., 2001;) κι αυτό οφείλεται σ'έναν μεγάλο βαθμό, στην ιδιαίτερη μορφολογία της περιοχής με οροσειρές που την περιβάλλουν και τους κλειστούς κόλπους της (Trigo et al. 1999). Σύμφωνα με τους Trigo et al. (2002), στη Μεσόγειο υπάρχουν 6 περιοχές όπου η κυκλογένεση εμφανίζεται συχνότερα (Σχήμα 1.1). Ο σχηματισμός υφέσεων ,και κατά συνέπεια κυκλώνων, παρουσιάζει χρονική και χωρική μεταβλητότητα ανάλογα με την εποχή, όπως κι επίσης διακυμάνσεις στην ένταση, στη συχνότητα και στο μηχανισμό σχηματισμού τους. Για παράδειγμα, τους χειμερινούς μήνες η κυκλογένεση οφείλεται συνήθως στην άφιξη αυλώνων από βορειότερα τμήματα της Ευρώπης ενώ τους εαρινούς/θερινούς μήνες γίνεται πάνω από τη ξηρά λόγω θέρμανσης της (η οποία έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων) (Alpert & Ziv 1989). Το χειμώνα η κυκλογένεση λαμβάνει χώρα σε ζώνες ισχυρής βαροκλινικότητας, δηλαδή περιοχών έντονων θερμοκρασιακών μεταβολών, όπως αυτή που βρίσκεται στην υπήνεμη πλευρά των Άλπεων, όπου και παρατηρείται εμποδισμός αυλώνων από την οροσειρά ή όταν ένας αυλώνας κινηθεί πάνω από λεκάνες με θερμά νερά (πχ Αιγαίο, Μαύρη θάλασσα κτλ.) (Trigo et al. 2002). Την άνοιξη, που παρατηρείται αύξηση της μεσημβρινής θερμοβαθμίδας κατά μήκος της βόρειας Αφρικανικής ακτής, ο σχηματισμός υφέσεων (όπως οι Σαχάριες υφέσεις) εμφανίζεται πιο συχνά στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα (περιοχή με μικρή στατική ευστάθεια). Σημαντική συμβολή, στη γένεση και τη διατήρηση των κυκλώνων, έχει ο θερμικός εξαναγκασμός κυρίως τους θερινούς μήνες (σε περιοχές όπως η Μαύρη θάλασσα, η Ιβηρική χερσόνησος κ.α.). Έχει παρατηρηθεί ότι η ένταση των κυκλώνων είναι ανάλογη των διακυμάνσεων της ημερήσιας θερμοκρασίας, δηλαδή μέγιστη ένταση παρουσιάζουν τις απογευματινές ώρες, ενώ η κατάρρευση των συστημάτων γίνεται τις πρώτες πρωινές ώρες. (Trigo et al. 2002; Conte , 1986).



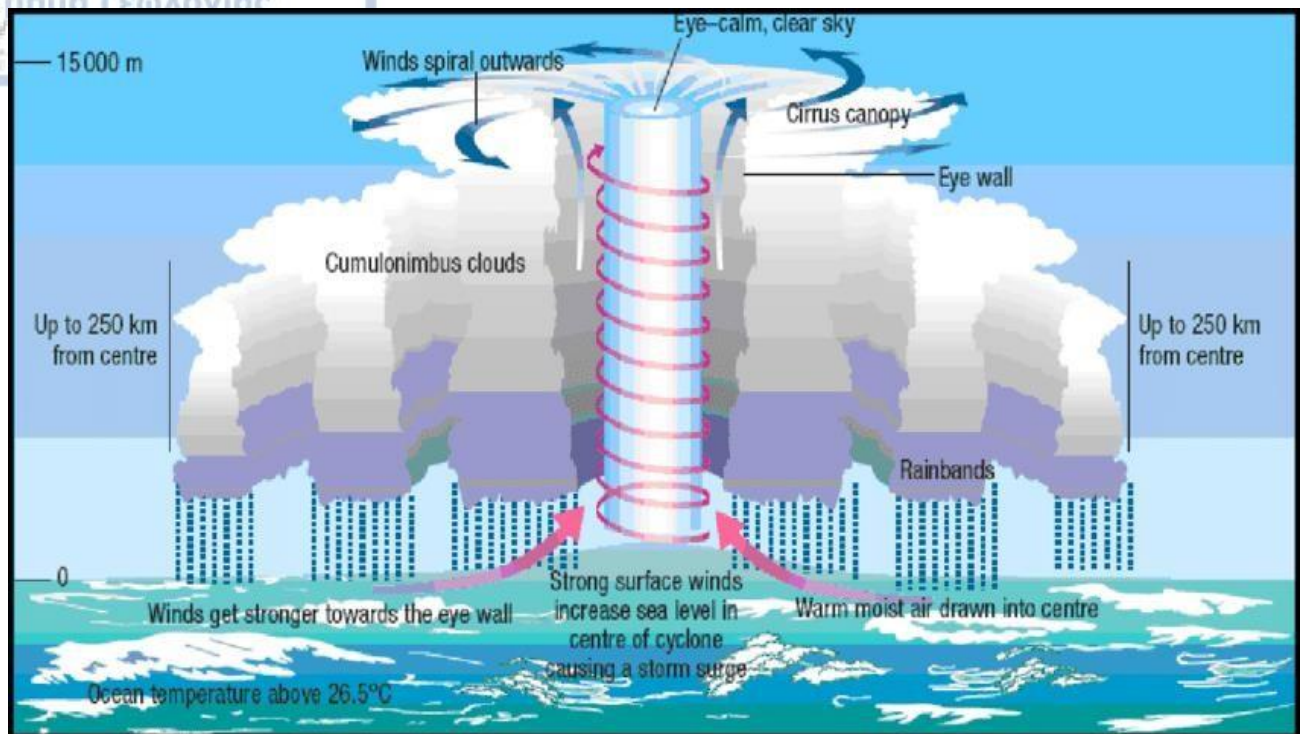
Σχήμα 1.1 Η Μεσόγειος θάλασσα, η τοπογραφία (m) με σκίαση και οι κύριες περιοχές κυκλογένεσης (με τα έντονα πλαίσια) (Trigo et al. 2002)

Σύμφωνα και με κλιματολογική ανάλυση που πραγματοποιήθηκε από τους Maheras et al. (2001), Alpert et al. (1990) σχετικά με τους κυκλώνες στη μεσόγειο με δεδομένα 40 ετών, βρέθηκε ότι υπάρχουν τρεις κύριες περιοχές στη Μεσόγειο, όπου παρουσιάζονται συχνότερα οι κυκλώνες κι αυτές είναι ο κόλπος της Γένοβας, Νότια Ιταλία και η περιοχή της Κύπρου. Κάποιες φορές, συστήματα όπως οι κυκλώνες, μπορεί να παρουσιάσουν ραγδαία μείωση ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας (1mb/h για 24 ώρες) και να χαρακτηριστούν ως «μετεωρολογική βόμβα» (Karacostas & Flocas 1983, Conte 1986, Homar et al. 2002). Ο αριθμός των κυκλώνων που παρουσιάζουν αυτό το χαρακτηριστικό, δηλαδή απότομη μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο τους (σε χρονικό διάστημα 12-24 ωρών), αυξάνεται όσο κινούμαστε σε βορειότερα τμήματα της Μεσογείου, με την πιο ευνοϊκή περιοχή να βρίσκεται στην υπήνεμη πλευρά των Άλπεων και στον κόλπο της Βενετίας. Οι υφέσεις που σχηματίζονται στην οροσειρά του Άτλαντα φαίνεται να παρουσιάζουν την εντονότερη μείωση ατμοσφαιρικής πίεσης, περιοχές όπως αυτές της Κύπρου και του Ν. Αιγαίου εμφανίζουν χαμηλή συχνότητα σε τέτοιου είδους κυκλογένεση. Παράδειγμα αποτελεί το κυκλωνικό σύστημα που έφτασε στη δυτική Μεσόγειο (με προέλευση από την Β. Αφρική), κατά την περίοδο 19-22 Δεκεμβρίου 1979. Το σύστημα χαρακτηρίζονταν από θυελλώδεις ανέμους, οι οποίοι έφταναν μέχρι και 30 m/s και ελάχιστη τιμή ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο του τα 990 hPa , τιμή που καταγράφηκε στη Palma de Mallorca στην Ισπανία. Το σύστημα προκάλεσε αρκετές καταστροφές σε κτήρια, εκρίζωση δέντρων κτλ. (Homar et al. 2002).

1.2. Τροπικοί κυκλώνες

Οι τροπικοί κυκλώνες είναι στροβιλοειδείς διαταραχές (Χρονοπούλου-Σερέλη & Φλόκας, 2020) που αναπτύσσονται κυρίως πάνω από ωκεανούς με χαρακτηριστικό την κλειστή κυκλοφορία γύρω από το «μάτι» (περιοχή με τη χαμηλότερη πίεση και χωρίς νέφη) και θερμό πυρήνα. Είναι συστήματα συνοπτικής ή ακόμη και κάποιες φορές υποσυνοπτικής κλίμακας με διάμετρο που φτάνει μέχρι και 500 χλμ.. Ο καιρός σ'έναν τροπικό κυκλώνα είναι εξαιρετικά ασταθής. Σε μια περιοχή ,γύρω από το κέντρο, που ονομάζεται τοίχος του οφθαλμού (Παρανός-Λιόλιος, 2016), τα φαινόμενα είναι πολύ έντονα με καταρρακτώδεις βροχές και θυελλώδεις ανέμους, με μέγιστο σε μια ομόκεντρη προς τον οφθαλμό ζώνη που βρίσκεται σε απόσταση 50-100km από το κέντρο (Χρονοπούλου-Σερέλη & Φλόκας, 2020), ενώ αντίθετα στο «μάτι» επικρατεί αίθριος καιρός κι οι άνεμοι είναι ασθενείς. Το ύψος βροχής μπορεί να φτάσει και τα 500mm σε 24 ώρες (Χρονοπούλου-Σερέλη & Α.Φλόκας, 2020). Οι άνεμοι φτάνουν και ξεπερνούν τα 55 m/s (Shea & Gray, 1973). Καθώς όμως απομακρυνόμαστε από το τοίχος του «ματιού» τα φαινόμενα και οι άνεμοι εξασθενούν. Για να δημιουργηθούν οι τροπικοί κυκλώνες είναι απαραίτητες κάποιες προϋποθέσεις ,όπως:

- ✦ Ωκεάνια ή θαλάσσια τμήματα με μεγάλη έκταση και υψηλές θερμοκρασίες στην επιφάνεια της θάλασσας (26-27°C). Τέτοιες περιοχές μπορεί να είναι ωκεανοί όπως ο Β. Ατλαντικός, ο Ειρηνικός, ο Ινδικός κατά τους θερινούς και φθινοπωρινούς μήνες.
- ✦ Ικανοποιητική τιμή της δύναμης Coriolis, η οποία απαιτείται για τη δημιουργία στροβιλοειδών κινήσεων του ανέμου. Η δύναμη αυτή παίρνει ικανοποιητική τιμή σε περιοχές 5-20° βόρεια και νότια του Ισημερινού.
- ✦ Ασθενής κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου (<7.5m/s) (Landsea et al. 1998)
- ✦ Δημιουργία στρώματος υγρού αέρα στη μέση τροπόσφαιρα και ασταθείς συνθήκες (Shea & Gray, 1973)
- ✦ Ύπαρξη μιας διαταραχής , η οποία θα προκαλέσει τον αρχικό στροβιλισμό. Μια τέτοια διαταραχή μπορεί να είναι ο σχηματισμός ενός αυλώνα χαμηλών πιέσεων, μια ανωμαλία δυναμικού στροβιλισμού στην τροπόπαυση (Potential Vorticity, PV streamer) ή η άφιξη ενός μετώπου σε υποτροπικές περιοχές από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη (Gray, 1979)

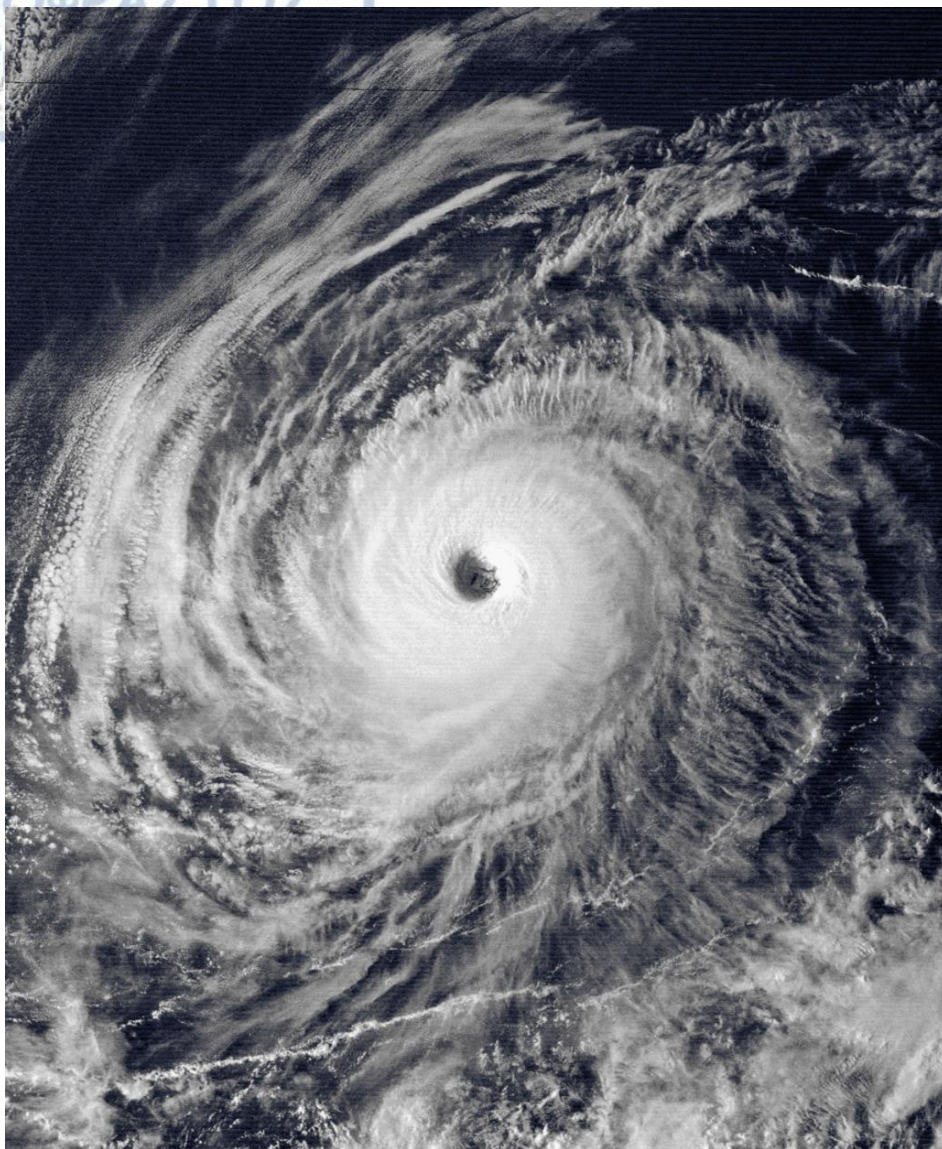


Σχήμα 1.2 Σχηματική αναπαράσταση των βασικών χαρακτηριστικών ενός τροπικού κυκλώνα, Van Zuylen et al.(2007)

Η ενέργεια με την οποία τροφοδοτούνται οι κυκλώνες προέρχεται κυρίως από τη λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης (Χρονοπούλου-Σερέλη & Φλόκας, 2020) κι από ροές αισθητής θερμότητας (Παρανός-Λιόλιος, 2016). Έτσι όταν το σύστημα εισβάλλει στην ξηρά παρατηρείται μεγάλη μείωση της έντασης (εξασθένηση και τελικά διάλυση) του. Το γεγονός αυτό οφείλεται σε δύο λόγους:

- ✦ Ελάττωση της κινητικής ενέργειας του κυκλώνα λόγω της τριβής που υπάρχει με το έδαφος. (Χρονοπούλου-Σερέλη & Φλόκας, 2020)
- ✦ Απουσία της κύριας πηγής τροφοδότησης.

Οι τροπικοί κυκλώνες αν βρίσκονται πάνω από θερμά νερά μπορούν να διατηρηθούν και να ταξιδεύουν για αρκετές μέρες. Ένας χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι ο κυκλώνας Tina το 1982 που ταξίδευε για 25 μέρες πάνω από τον Β. Ειρηνικό ωκεανό και χαρακτηρίστηκε ως ο μακροβιότερος κυκλώνας του Β. Ειρηνικού (Lawrence & Rappaport, 1994).



Σχήμα 1.3 Τροπικός κυκλώνας Tina στον Ειρηνικό Ωκεανό (1992), NOAA GOES-7 satellite

1.3. Μεσογειακοί κυκλώνες (medicanes)

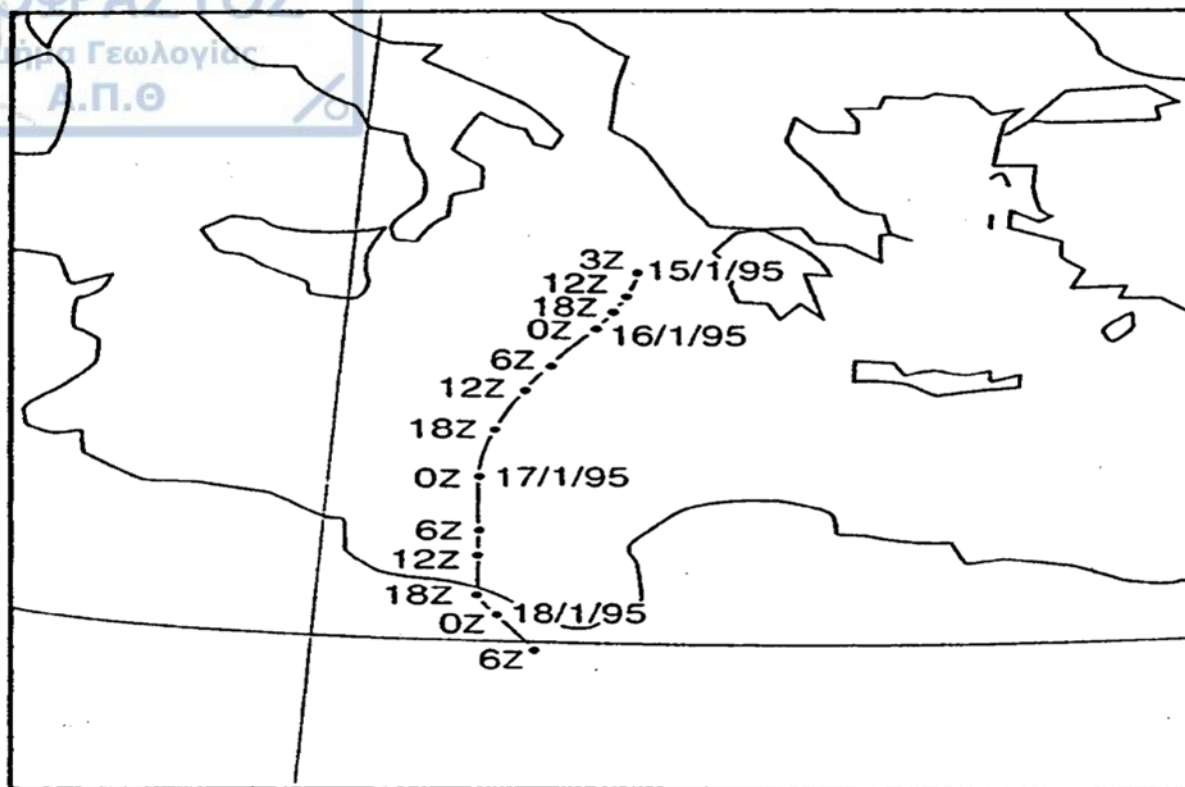
Οι μεσογειακοί κυκλώνες (medicanes) είναι συστήματα χαμηλής πίεσης που αναπτύσσονται σε περιοχές της Μεσογείου όπου οι θερμοκρασίες στην επιφάνεια της θάλασσας (SST) κυμαίνονται από 15-26°C κατά την περίοδο του φθινοπώρου και του χειμώνα. Τις περισσότερες φορές είναι υβριδικά συστήματα μεταξύ εξωτροπικών και τροπικών κυκλώνων, δηλαδή παρουσιάζουν πολλά από τα χαρακτηριστικά των τελευταίων όπως θερμό πυρήνα που φτάνει μέχρι την τροπόσφαιρα, άνεμοι μεγάλης έντασης, σπειροειδείς μπάντες νεφών γύρω από το κέντρο («μάτι») του κυκλώνα (στο οποίο δεν υπάρχουν νέφη) και μερικές φορές, όταν οι συνθήκες είναι κατάλληλες,

μπορούν να μετεξελιχθούν σε τροπικούς κυκλώνες. Ωστόσο οι μεσογειακοί κυκλώνες έχουν μικρότερη ένταση και κλίμακα (με διάμετρο μέχρι 300χλμ (Portmann & al., 2020). Παρόλο που έχουν βαροτροπική δομή οι μηχανισμοί δημιουργίας τους περιλαμβάνουν και βαροκλινικές αλλά και διαβατικές διεργασίες (Kouroutzoglou, et al., 2021) . Οι δύο κυριότεροι μηχανισμοί σε αυτού του είδους κυκλογένεση είναι η βαροκλινική αστάθεια και οι ροές θερμότητας (Kouroutzoglou, et al., 2021). Οι ανωμαλίες δυναμικού στροβιλισμού (Potential Vorticity, PV) συμβάλλουν σημαντικά στη πρόγνωση και διάγνωση των μεσογειακών κυκλώνων. Στις διαβατικές μεταβολές ανήκουν η ροή θερμότητας και υγρασίας και η ανταλλαγή θερμότητας μεταξύ θάλασσας-ατμόσφαιρας ,οι οποίες τροφοδοτούν και κατευθύνουν τον κυκλώνα (Kouroutzoglou, et al., 2021). Αξιοσημείωτη είναι επίσης και η επιρροή της γεωγραφίας της περιοχής, που επηρεάζει τις παραπάνω διεργασίες με σύνθετο τρόπο. Οι επιπτώσεις των μεσογειακών κυκλώνων είναι τεράστιες αφού μπορούν να προκαλέσουν καταστροφή περιουσιών, καλλιεργειών ακόμη και απώλεια ζωής.

1.4. Ιστορική ανασκόπηση

Ιανουάριος του 1995 (κυκλώνας Celeno)

Στα μέσα του Ιανουαρίου του 1995, παρατηρήθηκε ο σχηματισμός ενός κυκλωνικού συστήματος, από δορυφόρους της Meteosat και του NOAA,στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Ελλάδας και Σικελίας, με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Βασική αιτία σχηματισμού αυτού του συστήματος αποτελεί η άφιξη μιας ύφεσης (συναπτικής κλίμακας) ,πάνω από την περιοχή, η οποία παρ' όλο που κινήθηκε προς τα ανατολικά και στη συνέχεια αποδυναμώθηκε, προκάλεσε τον αρχικό στροβιλισμό που απαιτούνταν, για να αρχίσει η κυκλογένεση. Σημαντική συμβολή στην ανάπτυξη του είχαν οι επιφανειακές ροές θερμότητας και υγρασίας. Η περίοδος εξέλιξης και δράσης του κυκλώνα ήταν περίπου τρεις μέρες με χαρακτηριστικό τις έντονες καταιγίδες ώσπου τελικά το σύστημα κατέρρευσε στη Β. Λιβύη στις 17 Ιανουαρίου του 1995. Ο κυκλώνας αυτός, παρουσίαζε αρκετές ομοιότητες με τους κυκλώνες των τροπικών περιοχών και τις πολικές υφέσεις, όπως : θερμό πυρήνα, κυκλωνική ροή ανέμων στην επιφάνεια, σπειροειδή μορφή νεφών, κέντρο του συστήματος χωρίς νέφη και ισχυρή καταιγιδοφόρο δράση (Pytharoulis et al. 2000). Καταγραφές σχετικά με τους ανέμους υπάρχουν μόνο από ερευνητικά πλοία που βρίσκονταν εκείνη την περίοδο κοντά στο σύστημα, με τιμές μεταξύ 7.7 και 12.9 m/s και ριπές που έφτασαν μέχρι και 15.4 m/s. (Σχήμα 1.4)



Σχήμα 1.4 Πορεία του κυκλώνα από 15 Ιανουαρίου 0300UTC μέχρι 18 Ιανουαρίου 0600 UTC, όπως βρέθηκε από αναλύσεις δορυφορικών εικόνων (Pytharoulis et al. 2000)

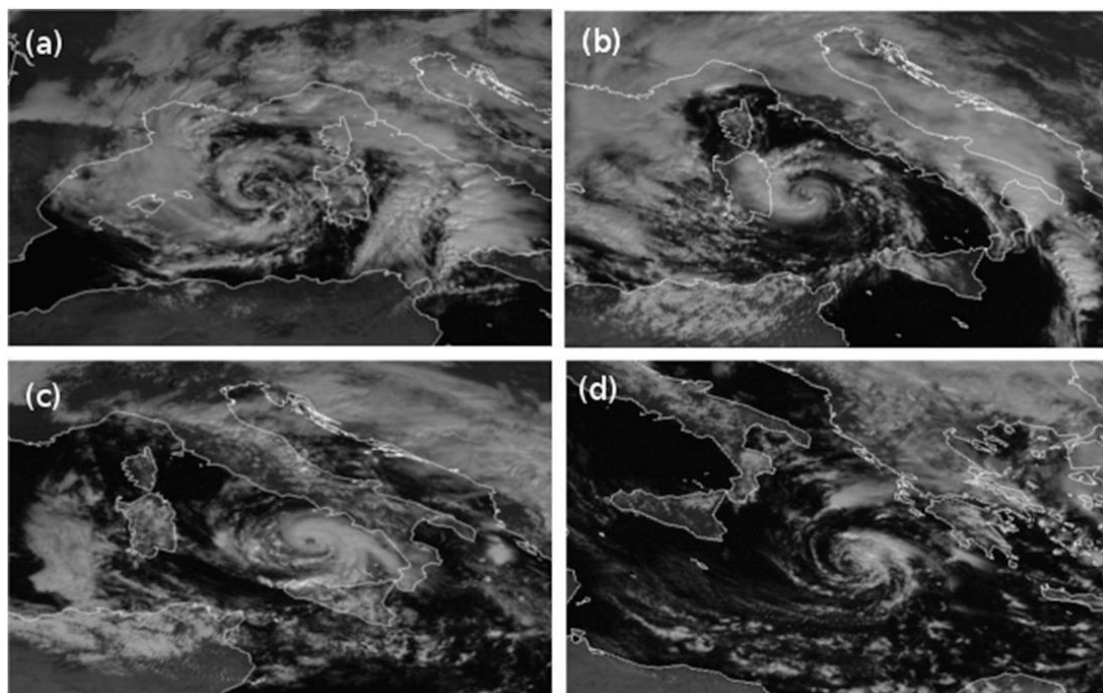
Οκτώβριος του 1996 (κυκλώνας Cornelia)

Κατά την περίοδο 6-10 Οκτωβρίου του 1996, παρατηρήθηκε η δράση ενός κυκλώνα στη Μεσόγειο, όπως εντοπίστηκε από τους Tous & Romero (2011). Ο κυκλώνας προήλθε από τις ακτές της Αλγερίας (στις 6 Οκτωβρίου) (Tous & Romero, 2011). Βασική αιτία δημιουργίας του αποτελεί, ένα αποκομμένο σύστημα χαμηλών υψών στην ανώτερη τροπόσφαιρα, το οποίο είχε φτάσει στην περιοχή από τη Γαλλία και στη νοτιότερη άκρη του παρατηρήθηκε υψηλή βαθμίδα του γεωδυναμικού ύψους ,δράση αεροχείμαρου και υψηλές τιμές στροβιλισμού (Reale & Atlas 2001). Στις 7 Οκτωβρίου ο κυκλώνας κατευθύνθηκε βορειότερα (ανάμεσα στη Σαρδηνία και στις Βαλεαρίδες νήσους), με χαρακτηριστικά το θερμό πυρήνα, το ανέφελο «μάτι» και ελάχιστη τιμή πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας 999 hPa (τιμή στις 1200 UTC της ίδιας μέρας) (Reale & Atlas 2001). Στη συνέχεια εισέβαλε στη Σαρδηνία (Cavicchia and von Storch 2012), όπου και εξασθένησε για μικρό χρονικό διάστημα λίγο πριν ενταθεί ξανά πάνω από το Τυρρηνικό Πέλαγος με μείωση της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας και σχηματισμό του οφθαλμού. Μετρήσεις για την ταχύτητα του ανέμου προέρχονται από πλοίο που βρίσκονταν εκατό χιλιόμετρα

από το κέντρο του κυκλώνα ,που κατέγραψε ταχύτητες μέχρι και 25 m/s στις 8 Οκτωβρίου 1200 UTC (Reale & Atlas 2001). Στις 9 Οκτωβρίου το σύστημα κινήθηκε προς τη νήσο Ουστίκα, όπου και καταγράφηκαν τιμές ανέμων μέχρι και 22.5 m/s στις 1500 και 1800 UTC. Μεγάλες καταστροφές εξαιτίας των ανέμων παρατηρήθηκαν στα Αιόλια νησιά και περιοχές ΒΑ της Σικελίας. Σύμφωνα με τα μέσα ενημέρωσης, αναφέρθηκαν ζημιές σε οροφές, μικρές κατασκευές, ηλεκτρικά δίκτυα και σπίτια (Reale & Atlas 2001). Τέλος ο κυκλώνας, διέσχισε την Καλαβρία, προκαλώντας καταγίδες (με ύψη βροχής 40-100 mm) και άρχισε να εξασθενεί, κινούμενο Α-ΝΑ, στις 10 Οκτωβρίου. (Σχήμα 1.5)

Σχετικά με την κατακόρυφη δομή του συστήματος παρατηρήθηκαν τα εξής ,σύμφωνα με τους Real and Atlas (2001) :

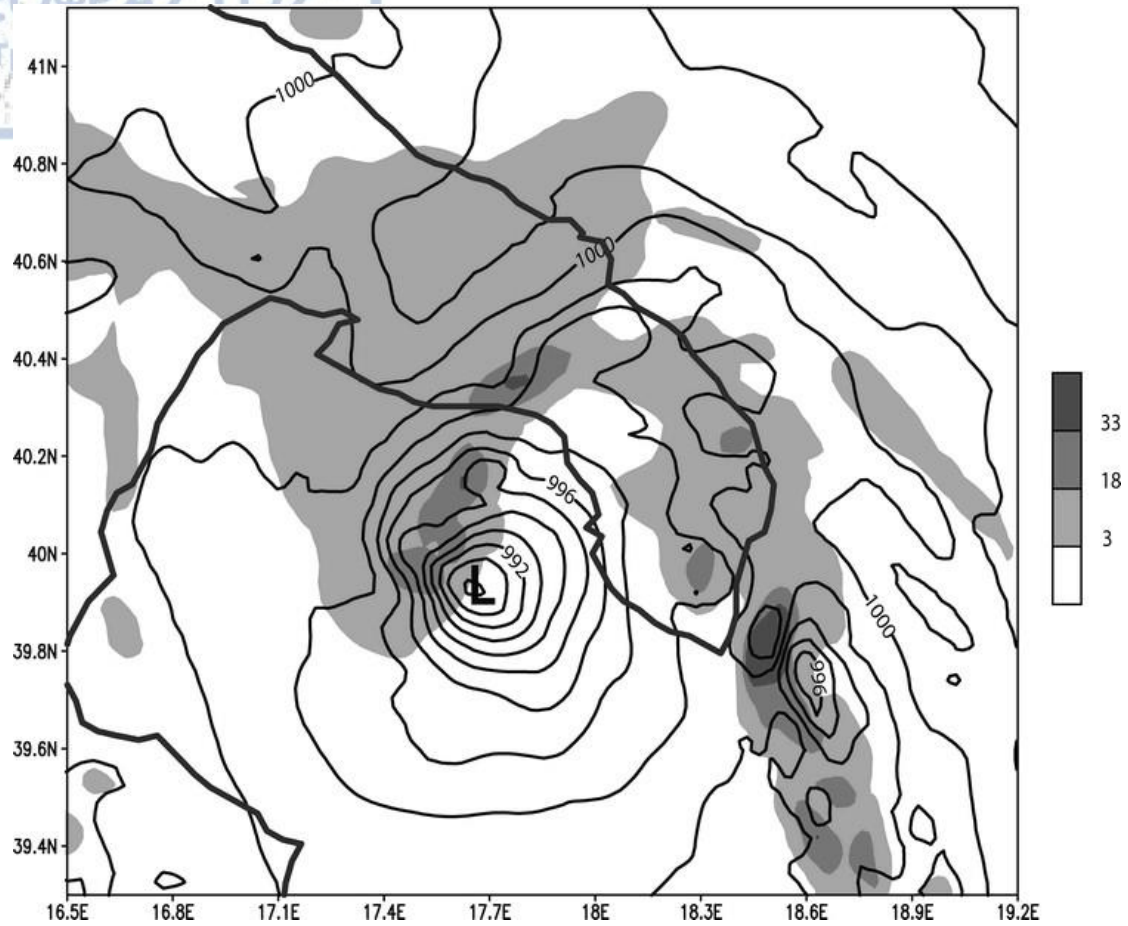
- Αμελητέα βαροκλικότητα και πολλή μικρή τιμή (ή ακόμη και αρνητική) της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου.
- Ευθυγράμμιση του σημείου με το χαμηλότερο γεωδυναμικό ύψος με αυτό με τη χαμηλότερη τιμή πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας.
- Κέντρο του κυκλώνα χωρίς ανέμους.
- Θερμή περιοχή στην κατώτερη τροπόσφαιρα (κοντά στο κέντρο του συστήματος), η οποία βρίσκεται μέσα σε μια ευρύτερη περιοχής χαμηλών θερμοκρασιών («ψυχρή λίμνη»).



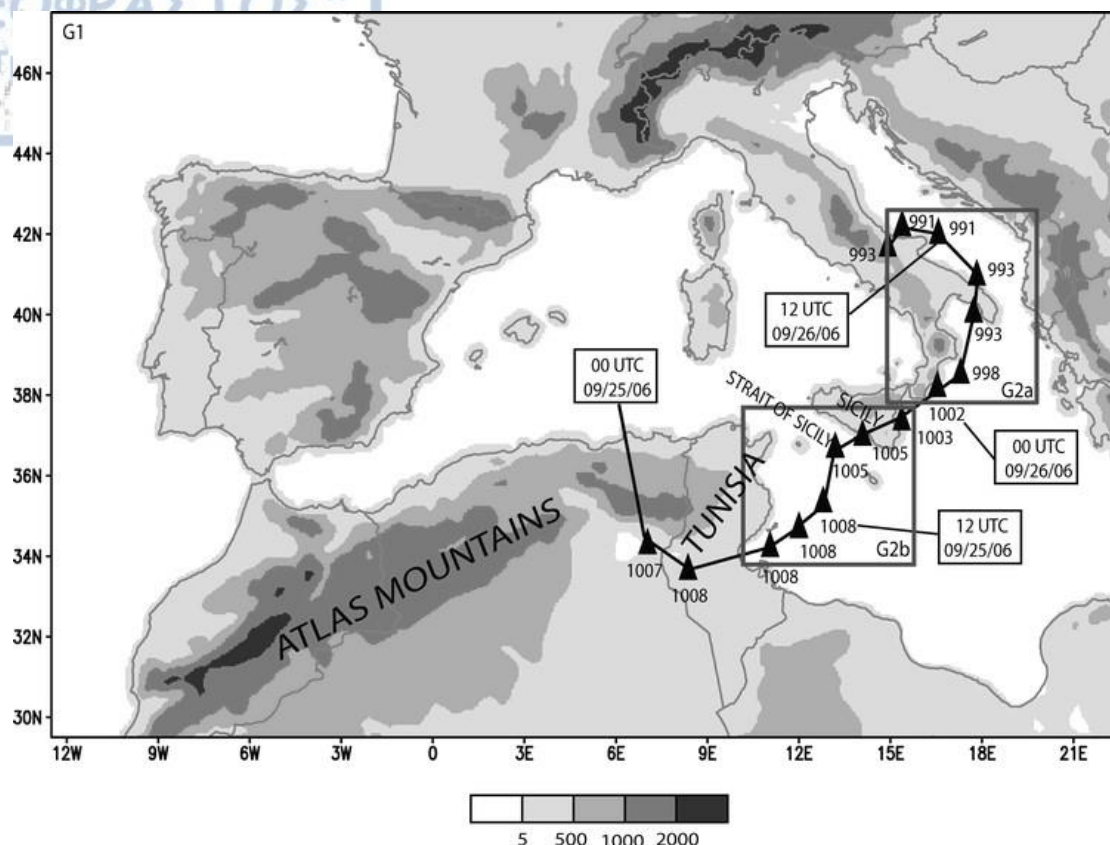
Σχήμα 1.5 Εικόνες από το δορυφόρο Meteosat-5 (ορατού φάσματος 0.6μm) του κυκλώνα τον Οκτώβριο του 1996. (a) 1000 UTC 7 Οκτ., (b) 1030 UTC 8 Οκτ., (c) 1030 UTC 9 Οκτ., (d) 1030 UTC 10 Οκτ. (Mazza et al. 2017)

Σεπτέμβριος του 2006

Σύμφωνα με αναλύσεις του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (ECMWF), στις 26 Σεπτεμβρίου του 2006 0600UTC, υπήρχαν δύο περιοχές χαμηλής ατμοσφαιρικής πίεσης πάνω από την Ιταλία. Η μία βρίσκονταν πάνω από την Τυρρηνική θάλασσα και η δεύτερη πάνω από το βόρειο Ιόνιο με ελάχιστες πιέσεις 1001 και 998 hPa αντίστοιχα. Λόγω της χαμηλής χωρικής και χρονικής ανάλυσης των δεδομένων του ECMWF, δεν ήταν δυνατή η ακριβής παρακολούθηση της πορείας του συστήματος που βρίσκονταν στο Ιόνιο και γι' αυτό υπάρχουν μόνο δεδομένα από επίγειους σταθμούς (ανά 15 λεπτά) που υπήρχαν στην Απουλία. Από δορυφορικές εικόνες βρέθηκε ότι ο στροβιλοειδής αυτός σχηματισμός, είχε διάμετρο περίπου 60 km, με την ελάχιστη πίεση στο κέντρο του να φτάνει τα 986 hPa στις 0915 UTC 26 Σεπτεμβρίου. Η βαροβαθμίδα του συστήματος ήταν πολλή έντονη (10 hPa/20km) και οι ριπές ανέμου έφτασαν μέχρι και τα 40 m/s όπως καταγράφηκαν στην πόλη Σαλέντο. Χάρτες ανακλαστικότητας ραντάρ έδειξαν ξεκάθαρα περιοχή χωρίς καταιγίδες κοντά στο κέντρο/«μάτι». Μέγιστο ύψος βροχόπτωσης καταγράφηκε στην πόλη Κρισπιάνο, με 120mm βροχής σε διάστημα έξι ωρών (26 Σεπτεμβρίου 0300 -0900UTC). Μετά τις 1000 UTC της ίδιας ημέρας, ο κυκλώνας πέρασε πάνω από την Αδριατική και κινήθηκε ΒΔ. Στη συνέχεια στις 1700UTC προχώρησε προς την ξηρά, με ελάχιστη πίεση 988hPa, ενώ μετά τις 2000 UTC παρατηρήθηκε αύξηση της πίεσης στο κέντρο του, γεγονός που σηματοδοτεί την εξασθένηση του συστήματος, με τον κυκλώνα να κινείται Δ-ΝΔ όπου και τελικά κατέρρευσε (Moscattello et al 2008). Σχετικά με τα αίτια σχηματισμού του συστήματος, αριθμητικές αναλύσεις με το μοντέλο WRF, έδειξαν την παρουσία ενός αυλώνα στην ανώτερη τροπόσφαιρα, δύο μέρες πριν τη κυκλογένεση, ο οποίος καταλάμβανε έκταση από το Β. Ατλαντικό μέχρι τη Β. Αφρική και που στη συνέχεια έφτασε μέχρι την οροσειρά του Άτλαντα προκαλώντας έτσι το σχηματισμό μια ύφεσης η οποία στη συνέχεια εξελίχθηκε σε μεσογειακό κυκλώνα. Σημαντική επίσης επίδραση, τόσο στο σχηματισμό όσο και στην ισχυροποίηση του κυκλώνα, έχουν οι επιφανειακές ροές θερμότητας (μειώνουν την στατική ευστάθεια στην περιοχή) και η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας (Moscattello et al 2008) (Σχήματα 1.6 και 1.7).



Σχήμα 1.6 Νερό βροχής (g/kg) σε ισοβαρική επιφάνεια των 800 hPa (περιοχές με σκίαση) και ελάχιστη πίεση στη επιφάνεια της θάλασσας (με μαύρες γραμμές) στις 0600UTC 26 Σεπτ., θέση το κυκλώνα με "L" (Moscatello et al. 2008).

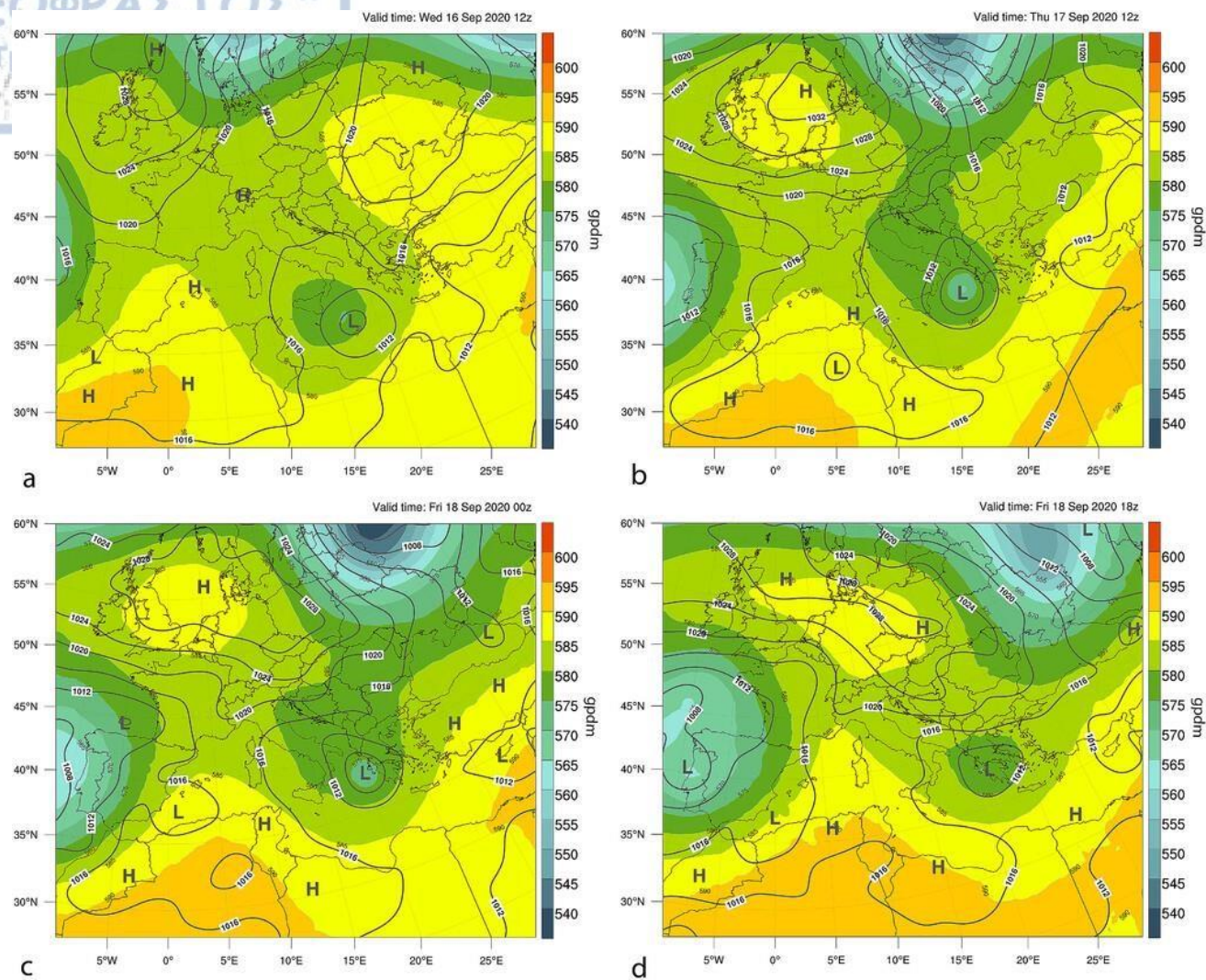


Σχήμα 1.7 Πορεία του κυκλώνα από 0000 UTC 25 Σεπτ. με 1800 UTC 26 Σεπτ. (σημείο ελάχιστης πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας (hPa), ανα 3 ώρες, μαύρα τρίγωνα. Τοπογραφία περιοχής με σκίαση (m), στα πλαίσια, τμήματα που έγιναν αριθμητικά πειράματα (Moscatello et al. 2008)

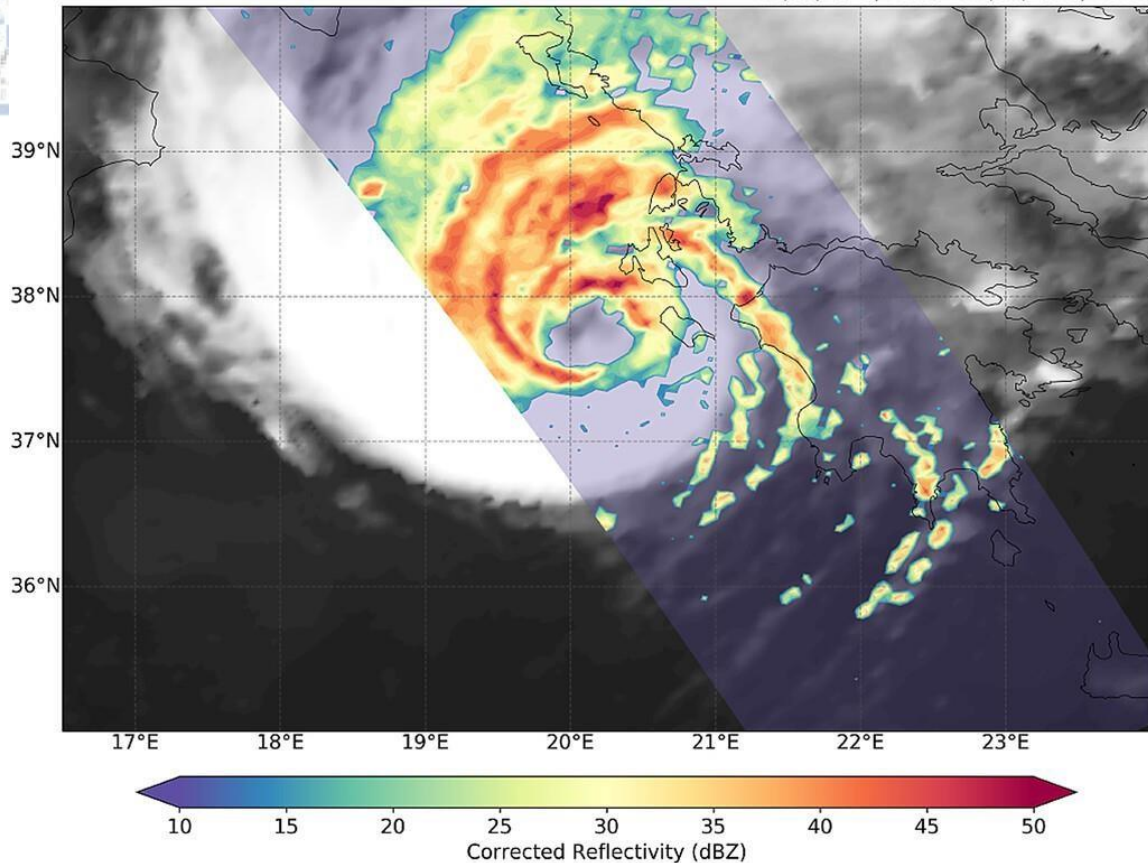
Σεπτέμβριος του 2020 (Ιανός)

Στις 15 Σεπτεμβρίου 2020, στον κόλπο της Σύρτης, δημιουργήθηκε ένα επιφανειακό κυκλωνικό σύστημα, για το οποίο υπήρχαν ισχυρές ενδείξεις μετεξέλιξης του σε μεσογειακό κυκλώνα και γι' αυτό στις 16 Σεπτεμβρίου ονομάστηκε Ιανός από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. Στις 17 Σεπτεμβρίου το σύστημα είχε εξελιχθεί σ'έναν ισχυρό μεσογειακό κυκλώνα και σταδιακά άρχισε να επηρεάζει περιοχές της Ελλάδας, κυρίως νησιά του Ιονίου πελάγους και τμήματα της κεντρικής Ελλάδας, προκαλώντας πολυάριθμες καταστροφές σε κατασκευές, τέσσερις θανάτους και κατολισθήσεις και λασποροές εξαιτίας των καταρρακτωδών καταγίδων και των θυελλωδών ανέμων. Σύμφωνα με τους Zekkos et al. (2020) στην κεντρική Ελλάδα χαρτογραφήθηκαν πάνω από 1.400 κατολισθήσεις σε διάστημα 2 ημέρων. Ο κυκλώνας διήρκησε συνολικά 7 ημέρες με συνολική πορεία περίπου 1.900km. Σύμφωνα με ανάλυση των Lagouvardos et al. (2022), ο σχηματισμός του Ιανού σχετίζεται με ένα αποκομμένο σύστημα χαμηλών υψών που υπήρχε στη κεντρική περιοχή της Μεσογείου. Στις 17 Σεπτεμβρίου 1200 UTC παρατηρήθηκε μείωση της κλίσης μεταξύ των περιοχών χαμηλής ατμοσφαιρικής πίεσης που υπήρχαν και στη μέση αλλά και

στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Σημαντικός παράγοντας, στο σχηματισμό του κυκλώνα, αποτελεί η εισβολή στρατοσφαιρικού ξηρού αέρα, μεγάλων τιμών στροβιλισμού, στην ανώτερη τροπόσφαιρα (στις 16 Οκτωβρίου 1200 UTC). Σχετικά με τη βροχόπτωση, δύο περιοχές έλαβαν το μεγαλύτερο ύψος βροχής, νησιά του Ιονίου Πελάγους και κεντρική Ελλάδα (για το διάστημα 17 Σεπτεμβρίου 1200UTC –19 Σεπτεμβρίου 1200UTC). Χαρακτηριστικές περιπτώσεις, η Κεφαλονιά με 769 mm βροχής (ο βορειότερος σταθμός της Κεφαλονιάς, κατέγραψε ημερήσια τιμή βροχόπτωσης 644.7 mm, που είναι το μεγαλύτερο ύψος βροχής που έχει καταγραφεί στην Ελλάδα) και η Ζάκυνθος με 250 mm. Περιοχές της κεντρικής Ελλάδας βρίσκονταν υπό την επίδραση ισχυρού ανέμου, ανατολικής κατεύθυνσης, δημιουργώντας ζώνες σύγκλισης στην περιοχή με αποτέλεσμα το σχηματισμό καταιγίδων, οι οποίες προκάλεσαν πλημμύρες με καταστροφές και θανάτους. Ενδεικτικά ύψη βροχής 48 ωρών από σταθμούς, το Περούλι με 317mm, Μουζάκι με 268 mm και Καρδίτσα με 212 mm (για την περίοδο 17 Σεπτεμβρίου 1200UTC–19 Σεπτεμβρίου 1200UTC). Τέλος, αναφορικά με τιμές ανέμων ,μέγιστη τιμή ταχύτητας ανέμου εμφανίστηκε στην Παλλικί της Κεφαλονιάς (42m/s) και στο Σκινάρι της Ζακύνθου (30.2 m/s). Οι ταχύτητες που αναφέρονται είναι μέση τιμές μεγίστων ταχυτήτων ριπών και ανέμων σε χρονικό διάστημα ενός λεπτού, την περίοδο 0000-0400 UTC στις 18 Σεπτεμβρίου (Σχήματα 1.8 και 1.9).



Σχήμα 1.8 Γεωδυναμικό ύψος ισοβαρικής επιφάνειας 500 hPa (χρωματισμένες περιοχές) και πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας (μαύρες γραμμές), (a) 1200UTC 16 Σεπ, (b) 1200UTC 17 Σεπ, (c) 0000UTC 18 Σεπ, (d) 1800UTC 18 Σεπ (Lagouvardos et al 2022)



Σχήμα 1.9 GPM DPR ανακλαστικότητα νεφών (κοντά στην επιφάνεια) στις 2230UTC 17 Σεπ (Lagouvardos et al. 2022)

1.5. Μεσογειακός κυκλώνας Ζορμπάς και σκοπός της εργασίας

Στις 27 Σεπτεμβρίου 2018 1200 UTC, παρατηρήθηκε η δημιουργία ενός κυκλωνικού συστήματος στον κόλπο της Σύρτης, το οποίο στη συνέχεια κινήθηκε προς την κεντρική Μεσόγειο κι έπειτά συνέχισε την πορεία του ανατολικά προς την Ελλάδα, επηρεάζοντας περιοχές του Ιονίου και της Πελοποννήσου, καταλήγοντας στο Αιγαίο Πέλαγος όπου κι άρχισε να εξασθενεί και τελικά να διαλυθεί τέσσερις μέρες μετά το σχηματισμό του (Portmann et al. 2020). Ο Ζορμπάς, αρχικά είχε ψυχρό πυρήνα (Kouroutzoglou et al 2021), που όμως μέσα σε 18 ώρες μετατράπηκε σε θερμός βαθύς πυρήνας και διατηρήθηκε έτσι για περίπου 3 μέρες, με τη μέγιστη ένταση να παρουσιάζεται 12 ώρες μετά την κυκλογ ένεση και την κεντρική πίεση να φτάνει τα 992 hPa. Το σύστημα αυτό προκάλεσε πλημμύρες και αρκετές σημαντικές υλικές ζημιές σε τμήματα του Ιονίου, της Πελοποννήσου, της Αττικής και της κεντρικής Ελλάδας.



Η παρούσα εργασία έχει ως σκοπό:

- Τη συνοπτική και μέσης κλίμακας ανάλυση του φαινομένου, σχετικά με τους μηχανισμούς που προκάλεσαν την κυκλογένεση.
- Τη δυναμική ανάλυση του κυκλώνα καθ' όλη τη διάρκεια δράσης του.

2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ & ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.1. Παρατηρήσεις μετεωρολογικών σταθμών

Οι παρατηρήσεις των σταθμών (υετός, ατμοσφαιρική πίεση, ταχύτητα ανέμου, θερμοκρασία) προέρχονται από επιχειρησιακούς σταθμούς της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (οι οποίοι ανήκουν στο δίκτυο του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού) που βρίσκονται στο αεροδρόμιο της Τρίπολης (37.32.00N, 22.24.00E), στο αεροδρόμιο της Ελευσίνας (38.04.00N, 23.33.00E), στην Καλαμάτα (37.04.00N, 22.01.0E), στο Τατόι (38.06.00N, 23.47.00E), στο αεροδρόμιο (Ελληνικό) της Αθήνας (37.54.00N, 23.44.00E), Ανδραβίδα (37.55.00N, 21.17.00E) και Κεφαλονιά (38.07.00N, 20.30.00E). Οι παρατηρήσεις έχουν ληφθεί ανά 3 ώρες από τις 26/09/2018 00 UTC μέχρι τις 30/09/2018 21 UTC.

2.2. Δορυφορικά δεδομένα

Οι δορυφορικές εικόνες για την περίοδο 27/09/2018 – 30/09/2018 προέρχονται από δορυφόρους της EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites). Εκτιμήσεις σχετικά με τον υετό, προέρχονται από πολυκαναλικά συστήματα δορυφόρων της αποστολής GPM (Global Precipitation Measurement) (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>) της NASA (National Aeronautics and Space Administration) σε συνεργασία με τη JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) αλλά και με άλλες διαστημικές υπηρεσίες, που έχουν ως στόχο την λήψη μετρήσεων υετού υψηλής χρονικής και χωρικής ανάλυσης (Huffman et al. 2019). Πιο συγκεκριμένα, τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, προέρχονται από το GPM_3IMERGM v06 (περιλαμβάνει μετρήσεις από 01/06/2000 μέχρι και 30/09/2021), είναι δεδομένα αθροιστικής βροχόπτωσης, έχουν χωρική ανάλυση 0.1°, χρονική ανάλυση 30 λεπτών και καλύπτουν περιοχή που βρίσκεται σε πλέγμα με συντεταγμένες 5.22E, 29.17N, 37.30E και 43.94N, κατά την περίοδο 27/09/2018 1800UTC με 30/09/2018 0000UTC. Τα αθροιστικά ύψη βροχής είναι σε mm και παρουσιάζονται αν διαστήματα 6 ωρών με το πρώτο διάστημα να είναι 27/09 1800UTC με 28/09 0000UTC και το τελευταίο 29/09 1800UTC με 30/09 0000UTC.

2.3. Πλεγματικές αναλύσεις

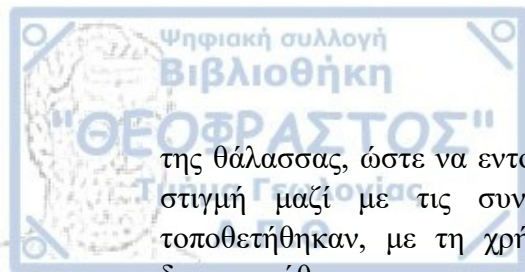
Για τη συνοπτική και μέσης κλίμακας ανάλυση που πραγματοποιήθηκαν γι' αυτή την εργασία, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα που προέρχονται από επιχειρησιακές αναλύσεις του ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), με χωρική ανάλυση 0.1° X 0.1° σε πλέγμα γεωγραφικού πλάτους – γεωγραφικού μήκους και χρονική ανάλυση 6 ωρών. Η περιοχή ενδιαφέροντος εκτείνεται από 20N μέχρι 60N και 20W μέχρι 50E. Τα πεδία αναλύσεων είναι από 26 Σεπτεμβρίου 2018 1200UTC μέχρι 30 Σεπτεμβρίου 2018 1200UTC.

Η ανάλυση των δεδομένων έγινε με το πρόγραμμα OpenGrADS (Grid Analysis and Display System). Το OpenGrads είναι ένα λογισμικό ανοικτού κώδικα και χρησιμοποιείται για επεξεργασία, διαχείριση και οπτικοποίηση πλεγματικών δεδομένων ή καταγραφές σταθμών σε τετραγωνικό σύστημα (γεωγραφικό μήκος και πλάτος, κατακόρυφη διάσταση και χρόνος). Τα διαγράμματα που παράγονται μπορούν να έχουν ποικίλες μορφές όπως ραβδογράμματα, χάρτες καιρού, κατακόρυφες τομές και τα οποία μπορούν να εξαχθούν και να αποθηκευτούν με τη μορφή εικόνας. Όσον αφορά τα αρχεία που υποστηρίζει, μπορούν να είναι δυαδικής μορφής (GRIB, NetCDF, HDF και BUFR για σταθμούς) ενώ γι' αυτή την εργασία χρησιμοποιήθηκαν αρχεία μορφής GRIB. Η γραφική απεικόνιση των διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων ήταν αναγκαία, γι' αυτήν την εργασία, καθώς έτσι έγινε δυνατή η μελέτη των συνθηκών που συνέβαλαν στο σχηματισμό, διατήρηση και διάλυση του μεσογειακού κυκλώνα Ζορμπά.

2.4. Μεθοδολογία

Η συνοπτική και μέσης κλίμακας ανάλυση έγινε για την περίοδο 26/09/18-30/09/18. Αρχικά πραγματοποιείται ανάλυση και οπτικοποίηση του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στα ισοβαρικά επίπεδα των 500 και 850 hPa καθώς και γι' αυτό των 300hPa (για 26 Σεπτεμβρίου 1200UTC μαζί με τα μετρά των ανέμων ζωνικού και μεσημβρινού). Στη συνέχεια γίνεται ανάλυση του γεωδυναμικού ύψους της τροπόπαυσης για το διάστημα 26/09 1200UTC - 29/09 1200 UTC για περιοχή με συντεταγμένες 25N με 50N και 5W με 40E, οπτικοποίηση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας (SST) για τις ίδιες ημερομηνίες σε περιοχή 25N, 50N και 10W, 50E και ανάλυση της σχετικής υγρασίας μαζί με τη δυναμική θερμοκρασία και τις συνιστώσες του ανέμου για 27 Σεπτεμβρίου 1200UTC στις ισοβαρικές επιφάνειες 300, 500, 700 hPa. Οι κατακόρυφες τομές, πραγματοποιήθηκαν για τις ημερομηνίες 27,28,29 Σεπτεμβρίου 1200 UTC, ακολουθώντας το κέντρο του συστήματος (περιοχή με χαμηλότερη τιμή ατμοσφαιρικής πίεσης) για γεωγραφικά πλάτη 33.5N, 35N και 36.5N αντίστοιχα για κάθε ημέρα και γεωγραφικό μήκος από 0-40 E. Οι κατακόρυφες τομές αφορούν το μεσημβρινό άνεμο (v), το δυναμικό στροβιλισμό και τη δυναμική θερμοκρασία.

Για την μελέτη των επιπτώσεων του Ζορμπά, έγινε επιλογή επίγειων μετεωρολογικών σταθμών από περιοχές, όπου το σύστημα είχε την κύρια δράση του (Τρίπολη, Ελευσίνα, Καλαμάτα, Τατόι, Αθήνα, Κεφαλονιά, Ανδραβίδα, Αραξός) και αναλύθηκαν τα πεδία του ύψους βροχής και της πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας, ανά ημέρα για το διάστημα 26/09/18-01/10/18. Επιπλέον, μελετήθηκε το αθροιστικό ύψος βροχόπτωσης με τη χρήση του Giovanni-NASA για την περιοχή 5.22E, 29.17N, 37.30E και 43.94N, ανά 6 ώρες, από 27 Σεπτεμβρίου 2018 1800UTC μέχρι 30 Σεπτεμβρίου 2018 0000UTC. Για την οπτικοποίηση της πορείας του μεσογειακού κυκλώνα, από την αρχή της κυκλογένεσης στον κόλπο της Σύρτης στις 27/09 0000 UTC μέχρι 30/09 1800UTC που αποδυναμώθηκε στην περιοχή του Αιγαίου, έγινε χρήση πλεγματικών δεδομένων (του ECMWF) ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια



της θάλασσας, ώστε να εντοπιστεί το σημείο με τη χαμηλότερη πίεση κάθε χρονική στιγμή μαζί με τις συντεταγμένες τους. Το σύνολο αυτών των σημείων τοποθετήθηκαν, με τη χρήση του Google Earth Pro, σε μία εικόνα και τέλος δημιουργήθηκε μια χρονοσειρά της μέσης πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας για την ίδια περίοδο, με τη χρήση του προγράμματος Excel.

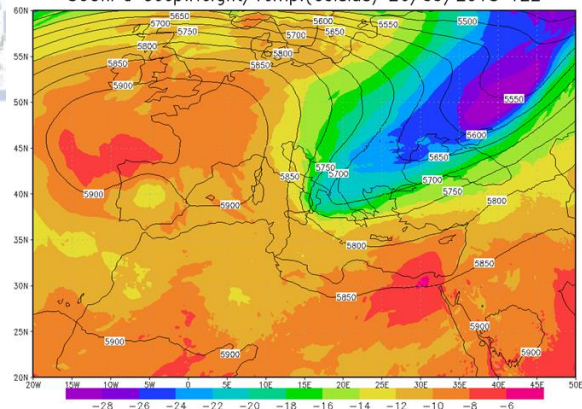
3. ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ & ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΑΝΑΛΥΣΗ

3.1. Γεωδυναμικό ύψος και θερμοκρασία στα 500 hPa

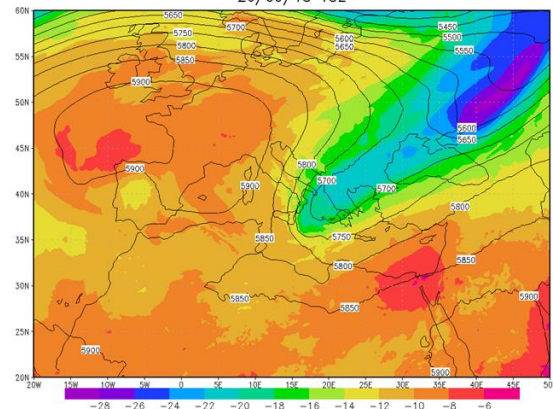
Το γεωδυναμικό ορίζεται ως το ποσό της δυναμικής ενέργειας που απαιτείται, έτσι ώστε μια αέρια μάζα να ανυψωθεί σ' ένα συγκεκριμένο υψόμετρο (λαμβάνοντας ως επίπεδο αναφοράς την επιφάνεια της θάλασσας). Ο γεωμετρικός τόπος των σημείων με ίση τιμή γεωδυναμικού ύψους ονομάζεται ισογεωδυναμική (ή ισοδυναμική) επιφάνεια. Η μελέτη αυτών των επιφανειών είναι πολύ σημαντική για την αναγνώριση αυλώνων και ραχών σε διάφορα υψόμετρα της ατμόσφαιρας. (Καρακώστας, 2013)

Πιο συγκεκριμένα, η επιφάνεια των 500 hPa βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο περίπου 5,5 χιλιομέτρων (από την επιφάνεια της θάλασσας) κι η ανάλυση της μεταβολής του γεωδυναμικού ύψους σ' αυτό το επίπεδο είναι αναγκαία, αφού σ' αυτό φαίνονται διαταραχές στην τροπόσφαιρα. Στις 26/09 1200UTC παρατηρείται η δημιουργία ενός αντικυκλώνα εμποδισμού πάνω από τη δυτική Ευρώπη και τον Ατλαντικό, ο οποίος ευνόησε τη δημιουργία αυλώνα και ψυχρής λίμνης πάνω από την περιοχή της Α-ΝΑ Ευρώπης. Ο αυλώνας έφτασε μέχρι την Αδριατική θάλασσα, κινήθηκε νοτιότερα προς τον κόλπο της Σύρτης και στις 27 Σεπτεμβρίου 1200UTC δημιουργήθηκε ένα κλειστό σύστημα χαμηλών υψών, με τιμή γεωδυναμικού ύψους περίπου 5700 gpm, στον κόλπο της Σύρτης. Το σύστημα αρχικά είχε ψυχρό πυρήνα όπως φαίνεται στις 27/09 1200 UTC και 1800 UTC (με πράσινες αποχρώσεις), αλλά σταδιακά απέκτησε θερμό πυρήνα στις 28/09 (με πορτοκαλί χρώματα). Το διάστημα 28/09 0600 UTC με 28/09 1200 UTC, παρατηρείται οργανωμένη κυκλωνική δομή, η οποία καλύπτει περιοχή ανάμεσα στο νότιο Ιόνιο και τον κόλπο της Σύρτης. Το σύστημα ακολούθησε Α-ΒΑ πορεία προς το Ιόνιο Πέλαγος και την Πελοπόννησο, διατηρώντας την κυκλωνική ροή σ' αυτό το επίπεδο, μέχρι τις 29/09 1800UTC, που αρχίζει η φάση της αποδυνάμωσης του συστήματος (αύξηση του γεωδυναμικού ύψους) και τελικά διάλυσης του πάνω από το Αιγαίο στις 30/09 12UTC. (Σχήμα 3.1)

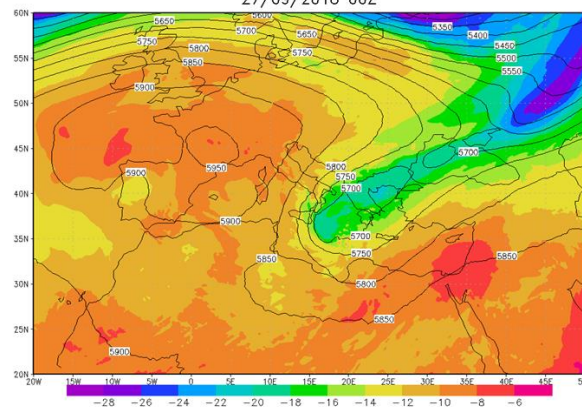
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius) 26/09/2018 12Z



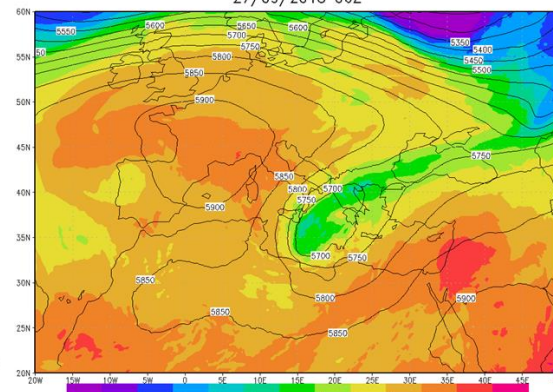
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
26/09/18 18Z



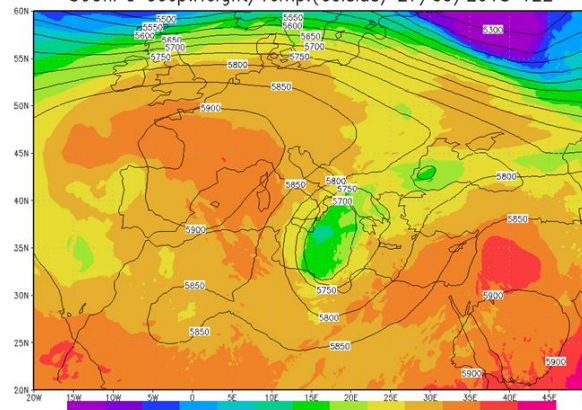
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
27/09/2018 00Z



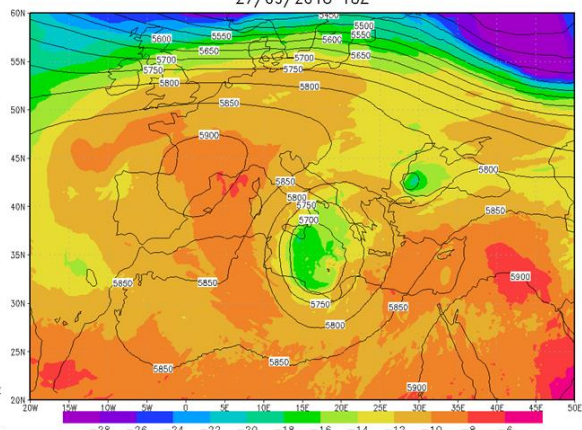
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
27/09/2018 06Z



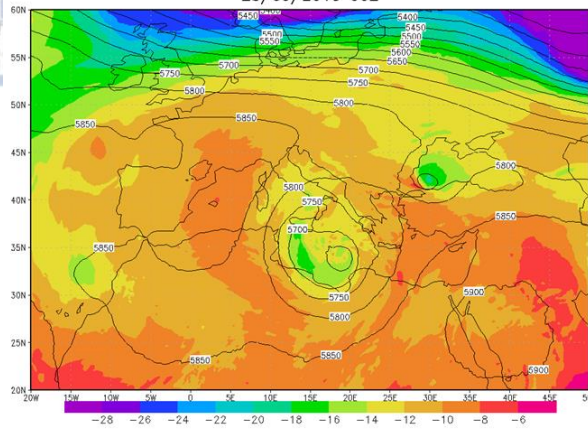
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius) 27/09/2018 12Z



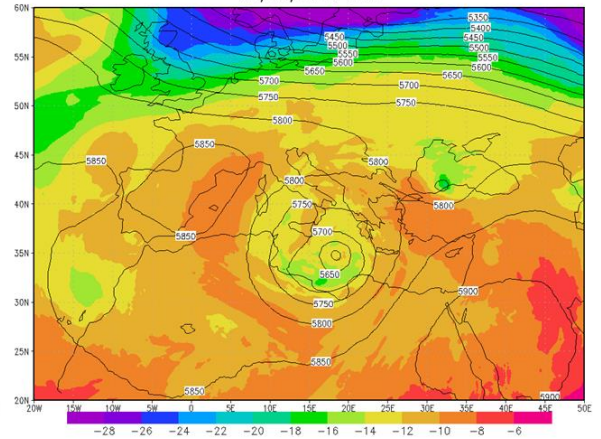
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
27/09/2018 18Z



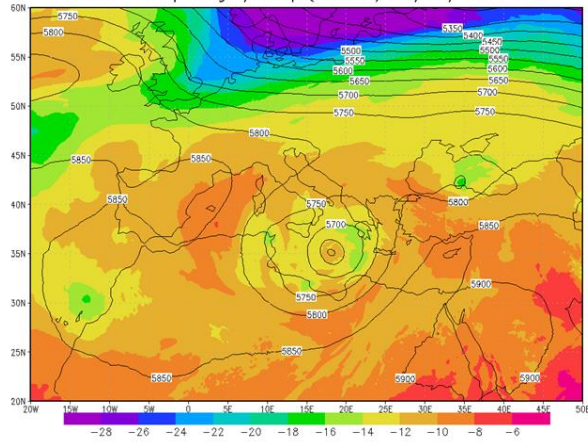
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
28/09/2018 00Z



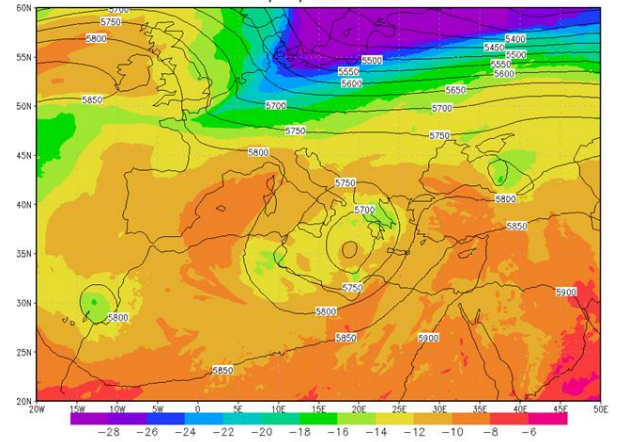
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
28/09/2018 06Z



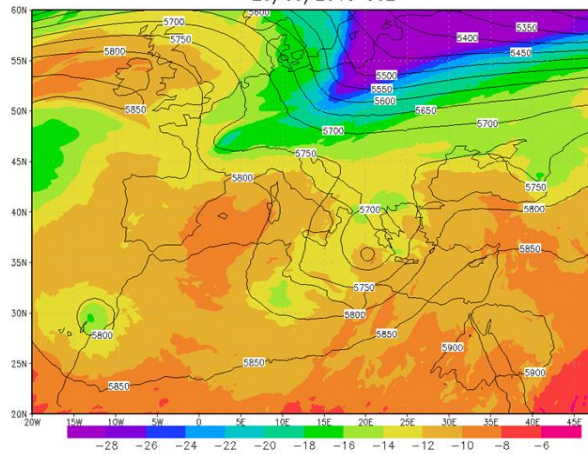
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius) 28/09/2018 12Z



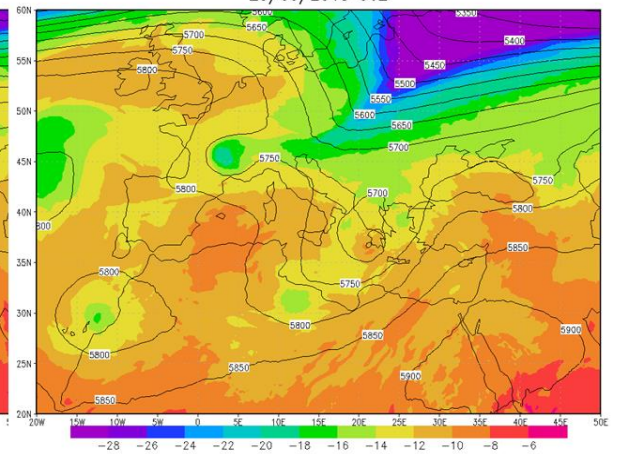
500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
28/09/2018 18Z

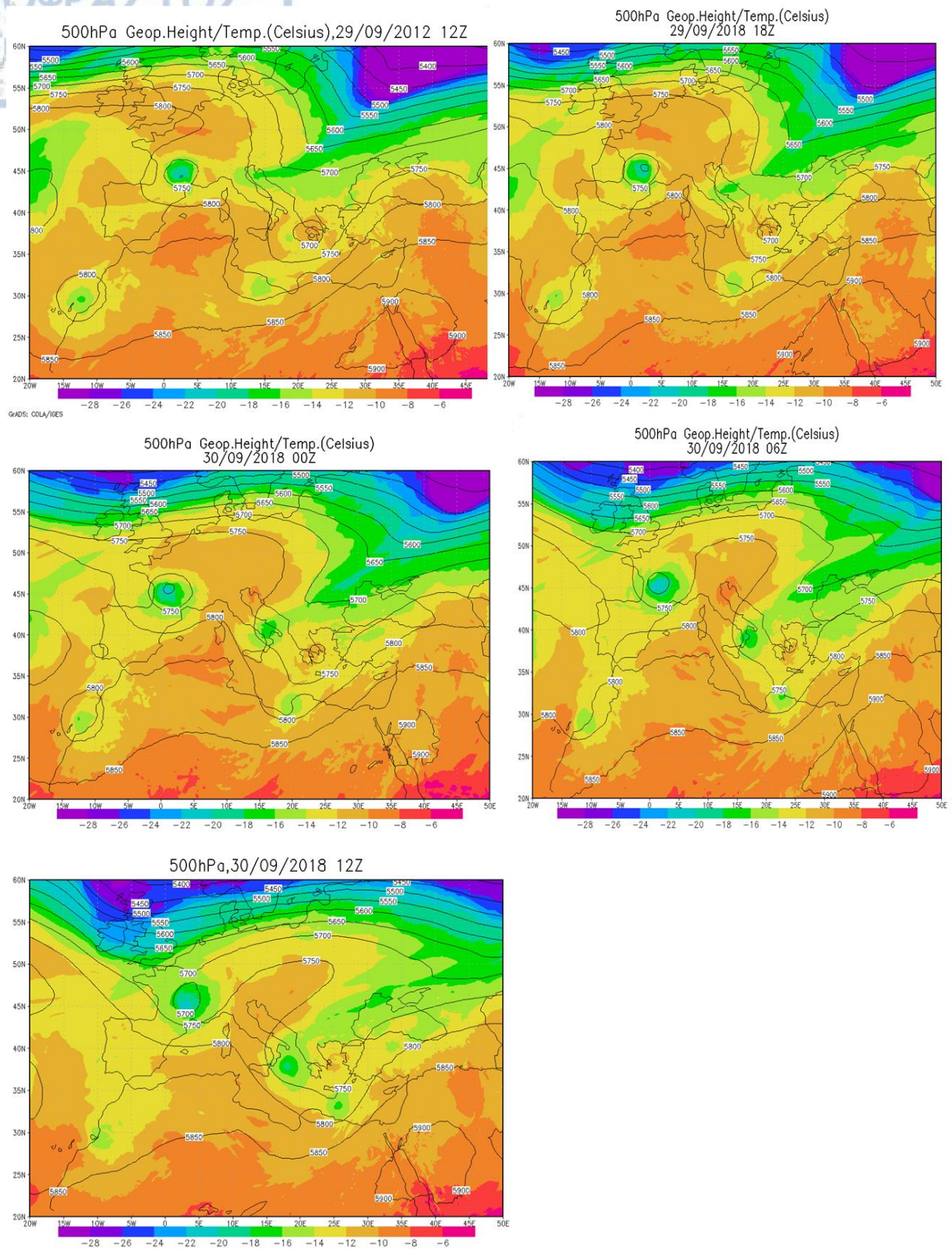


500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
29/09/2018 00Z



500hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
29/09/2018 06Z



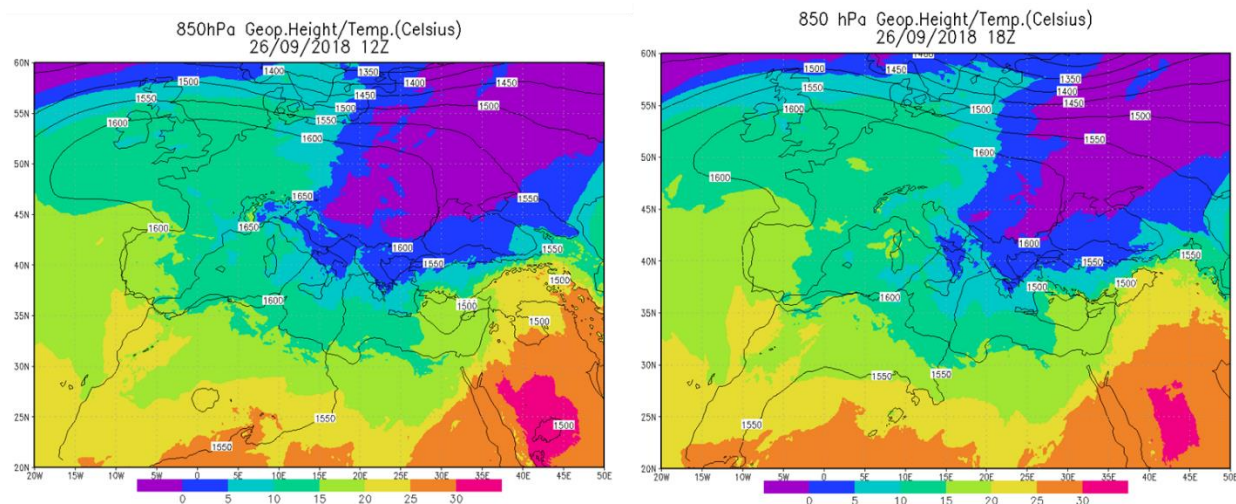


Σχήμα 3.1 Γεωδυναμικό ύψος (gpm) και θερμοκρασία (βαθμούς Κελσίου) στα 500 hPa. Η ημερομηνία και η ώρα αναγράφεται πάνω από κάθε χάρτη)

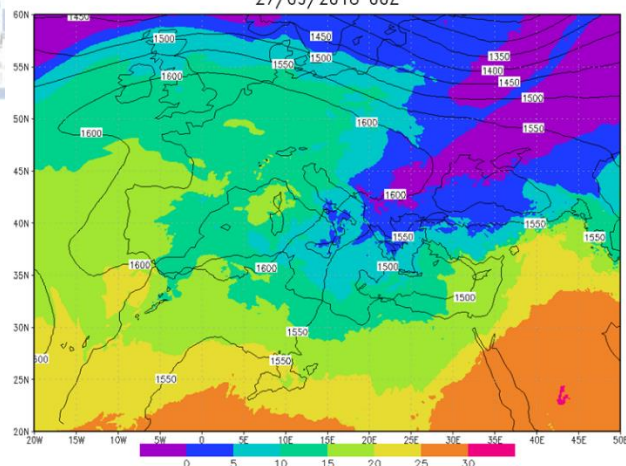
3.2. Γεωδυναμικό ύψος και θερμοκρασία στα 850 hPa

Η επιφάνεια των 850 hPa βρίσκεται χαμηλά στην τροπόσφαιρα σε υψόμετρο περίπου 1,5 χιλιομέτρων (σε σχέση με την επιφάνεια της θάλασσας). Η μελέτη αυτού του επιπέδου είναι σημαντική γιατί σ' αυτό μπορούν να παρατηρηθούν και ν' αναλυθούν εύκολα αρκετοί παράγοντες που διαμορφώνουν τις καιρικές συνθήκες στην επιφάνεια. Για παράδειγμα, περιοχές όπου αυξάνεται η πυκνότητα των ισόθερμων καμπυλών, μπορεί να αποτελέσουν ένδειξη ύπαρξης μετώπου (Καρακώστας, 2013).

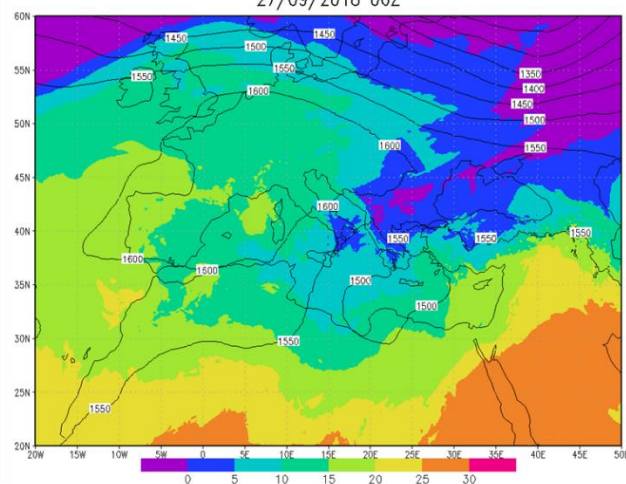
Στο Σχήμα 3.2, στις 26/09 1200 UTC, ομοίως με τους χάρτες των 500 hPa, φαίνεται η δημιουργία αυλώνα στην περιοχή της ανατολικής/νοτιοανατολικής Ευρώπης, ο οποίος επεκτάθηκε μέχρι τα βόρεια παράλια της Λιβύης. Στις 27/09 1200UTC ξεκινάει ο σχηματισμός ενός κλειστού συστήματος, το οποίο στη συνέχεια, την περίοδο 28/09 0600 UTC και 28/09 1200 UTC, μετατράπηκε σε μεσογειακό κυκλώνα παραμένοντας στάσιμο στον κόλπο της Σύρτης με πολύ μικρή μεταβολή γεωδυναμικού ύψους αποκτώντας και θερμό πυρήνα στις 28/09 0000UTC. Από τις 29/09 0000 UTC αρχίζει η ΑΒΑ πορεία του μεσογειακού κυκλώνα προς την Ελλάδα. Στις 29/09 1200 UTC το κέντρο το κυκλώνα βρίσκονταν πάνω από την Πελοπόννησο με ελάχιστη τιμή γεωδυναμικού ύψους τα 1400 gpm. Συνεχίζοντας την βορειοανατολική πορεία του, το σύστημα άρχισε να εξασθενεί στις 29/09 1800 UTC, γεγονός που φαίνεται από την αύξηση των τιμών γεωδυναμικού ύψους και την αύξηση της κλίσης του/βαροκλιδικότητας του, φτάνοντας τελικά πάνω από το Αιγαίο, όπου και κατέρρευσε.



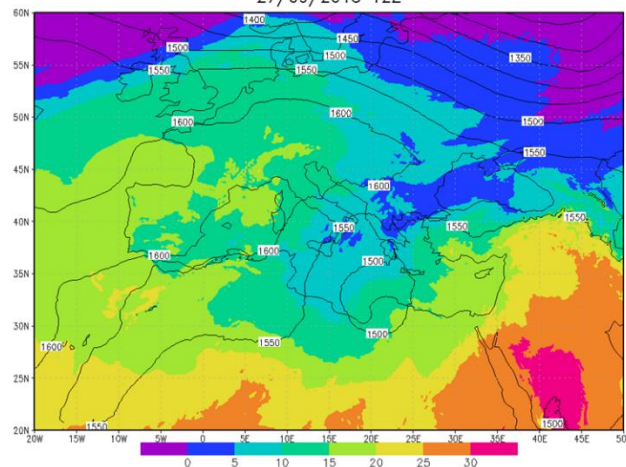
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
27/09/2018 00Z



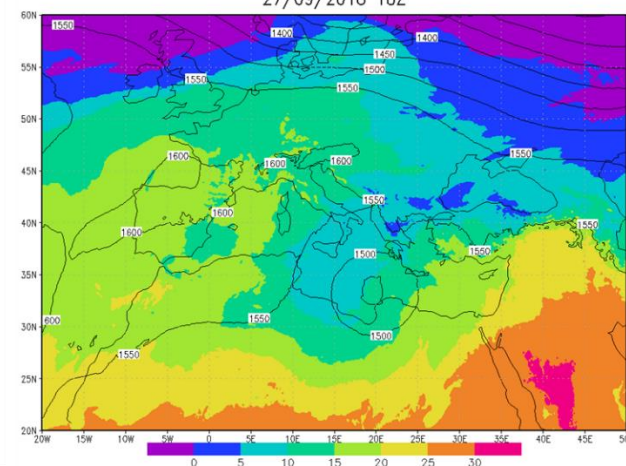
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
27/09/2018 06Z



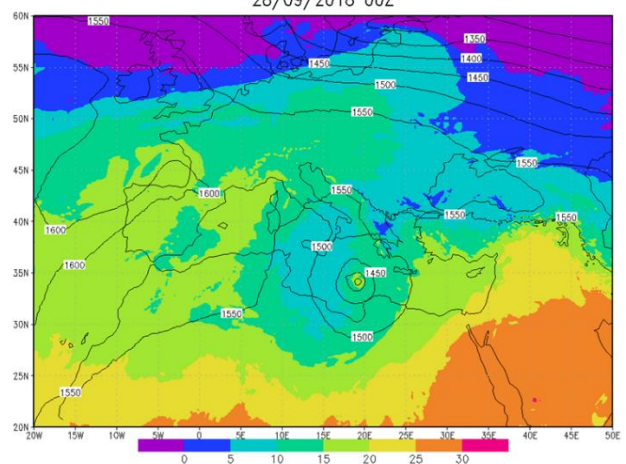
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
27/09/2018 12Z



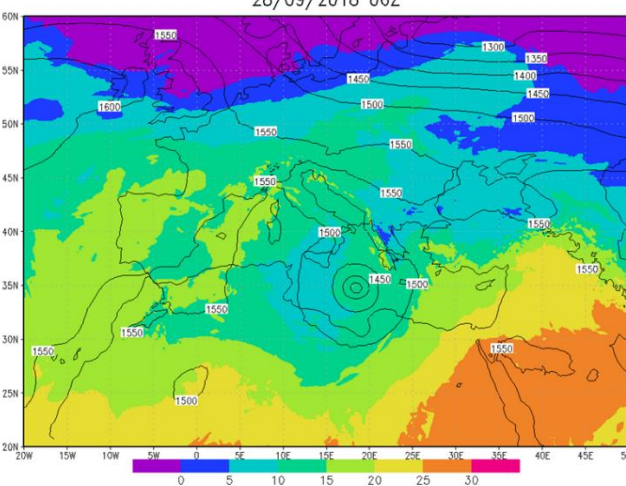
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
27/09/2018 18Z



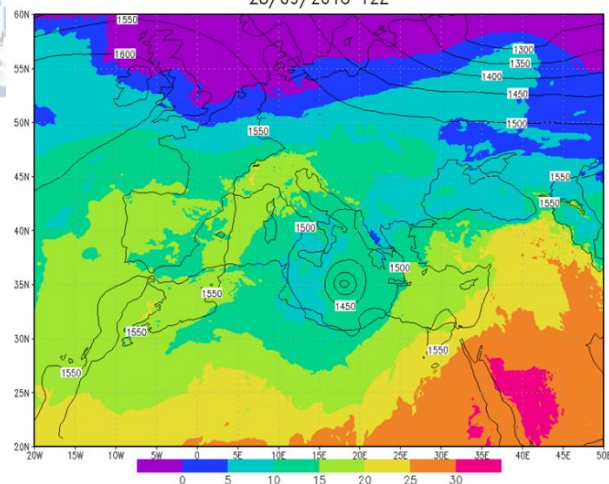
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
28/09/2018 00Z



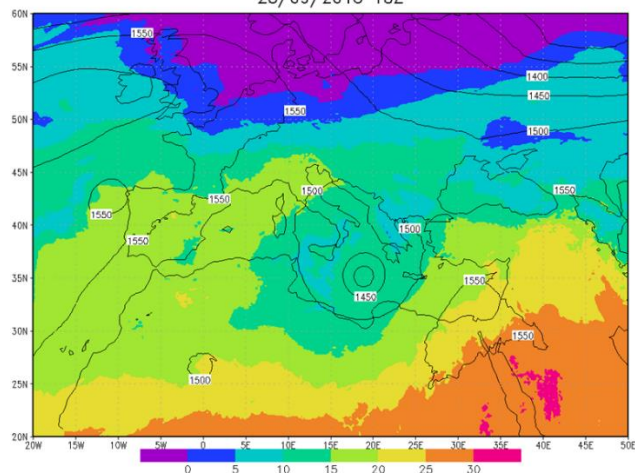
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
28/09/2018 06Z



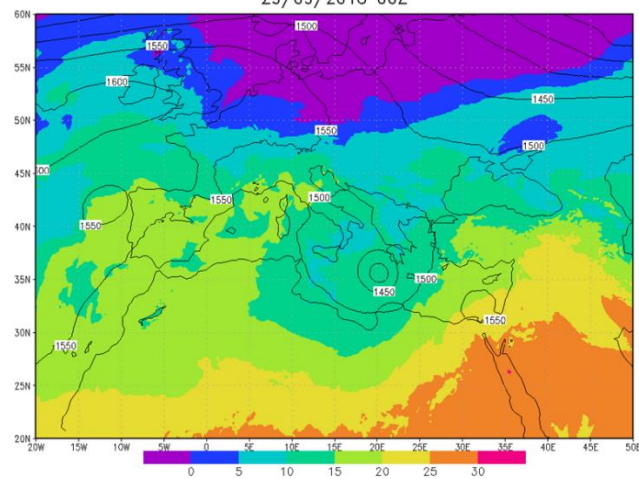
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
28/09/2018 12Z



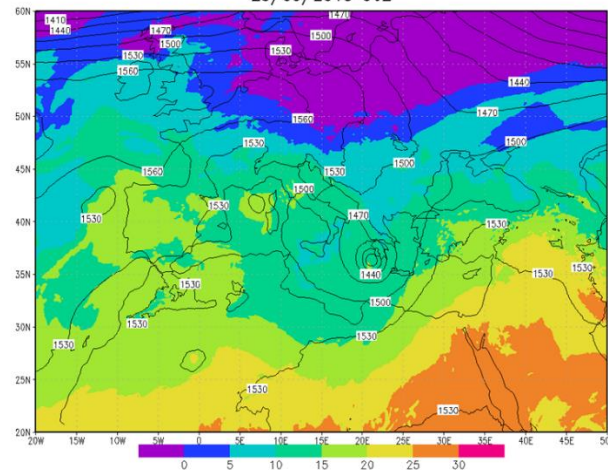
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
28/09/2018 18Z



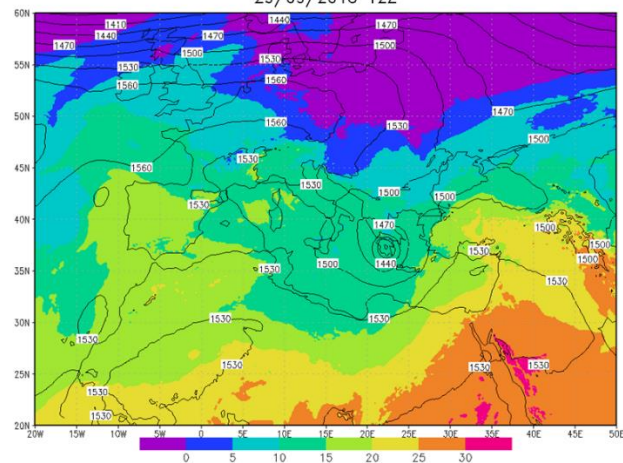
850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
29/09/2018 00Z



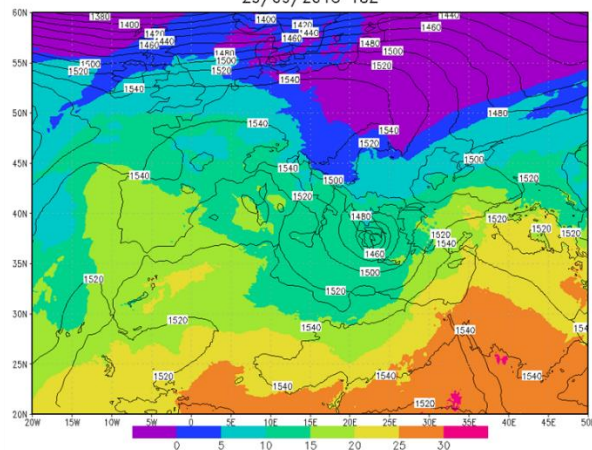
850 hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
29/09/2018 06Z

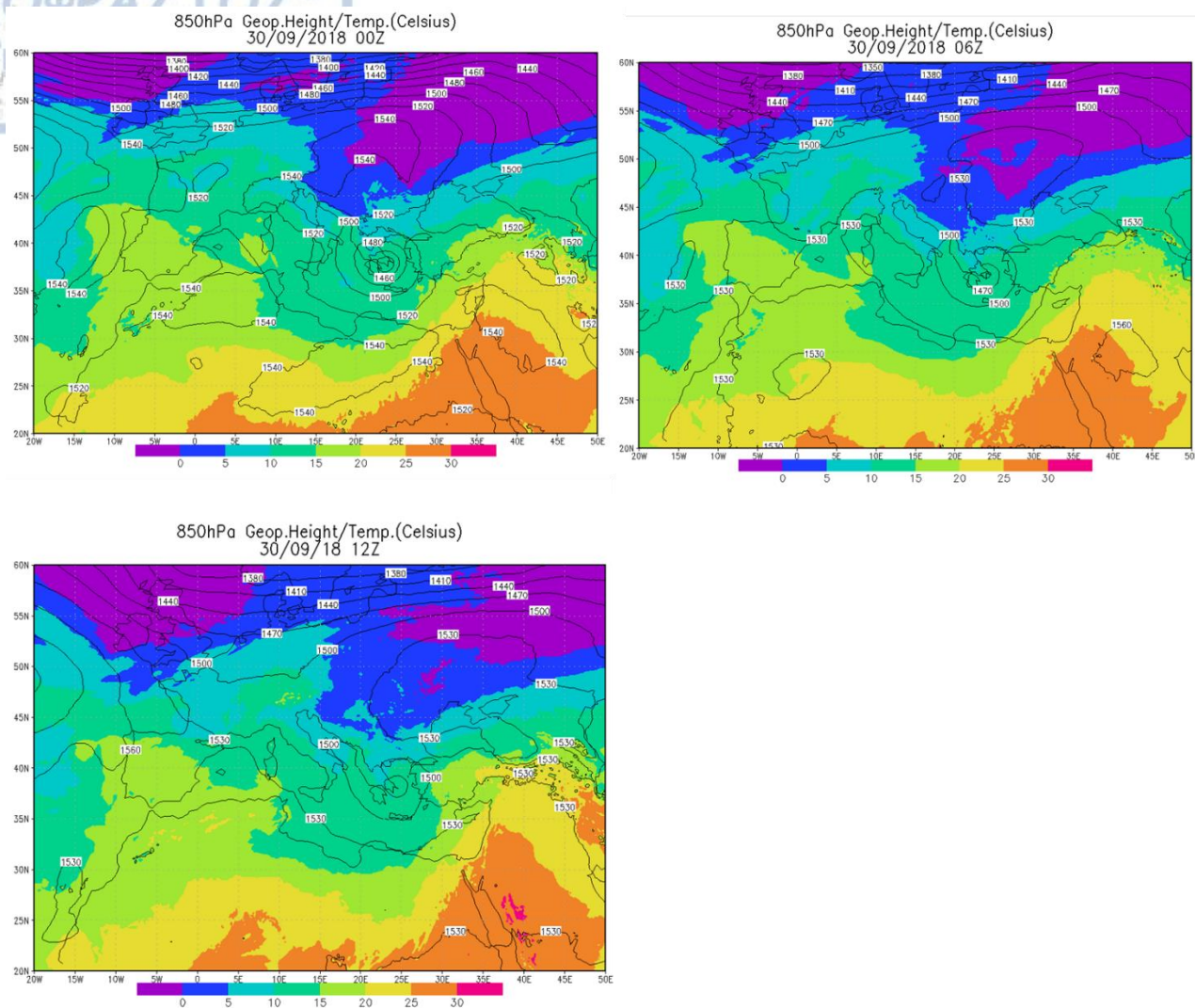


850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
29/09/2018 12Z



850hPa Geop.Height/Temp.(Celsius)
29/09/2018 18Z



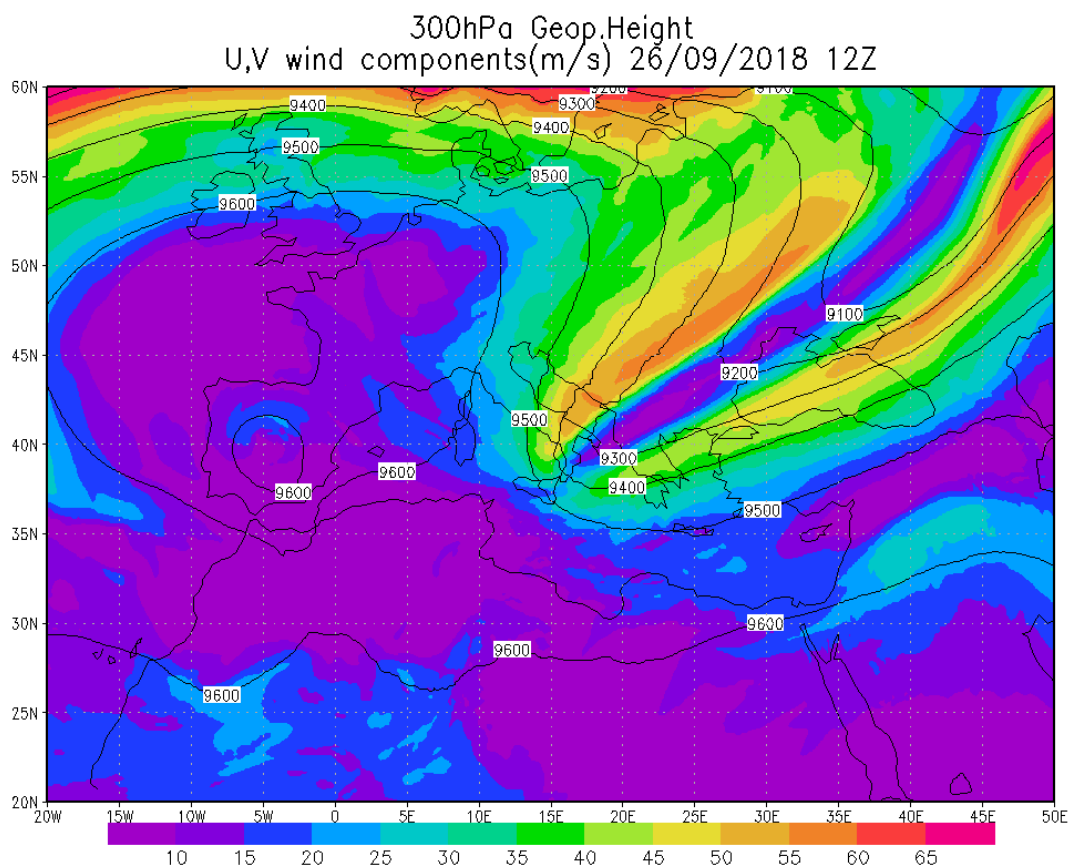


Σχήμα 3.2 Γεωδυναμικό ύψος (gpm) και θερμοκρασία (βαθμούς Κελσίου) στα 850 hPa. Η ημερομηνία κι η ώρα αναγράφεται πάνω από κάθε χάρτη)

3.3. Αεροχείμαρρος στα 300 hPa

Ο Αεροχείμαρρος είναι ένα ρεύμα αέρα υψηλής ταχύτητας και στροβιλισμού, σωληνοειδούς μορφής, το οποίο βρίσκεται σε μια ζώνη μεταξύ της ανώτερης τροπόσφαιρας και της κατώτερης στρατόσφαιρας που ονομάζεται τροπόπαυση, η οποία βρίσκεται σε μέσο υψόμετρο 16-17 χλμ στις ισημερινές περιοχές, 11-12 χλμ στις εύκρατες περιοχές και 7-8 χλμ στις πολικές περιοχές (Φλοκάς, 1992). Ο αεροχείμαρρος όταν βρεθεί πάνω από μία ύφεση, μεταφέροντας στροβιλισμό του σ' αυτή, ευνοεί τη περεταίρω βάθυνση της. Συχνό φαινόμενο που παρατηρείται και στην εκρηκτική αλλά και στην απλή κυκλογένεση είναι η αναδίπλωση της τροπόπαυσης, δηλαδή η μεταφορά στρατοσφαιρικού αέρα στη μέση τροπόσφαιρα, παράλληλα στη διεύθυνση κίνησης του αεροχείμαρρου. Αυτό το φαινόμενο είναι σημαντικός δείκτης στροβιλισμού (van Delden and Neggers 2003)

Όπως αναφέρθηκε και στο υποκεφάλαιο 3.1, μια μέρα πριν την κυκλογένεση στον κόλπο της Σύρτης, στις 26 Σεπτεμβρίου 2018 1200 UTC, ένας αντικυκλώνας εμποδισμού είχε σχηματιστεί στην ανώτερη τροπόσφαιρα πάνω από την περιοχή της δυτικής Ευρώπης (Σχήμα 3.2). Το γεγονός αυτό ανάγκασε τον αεροχείμαρρο, που τότε βρισκόταν σε βορειότερα τμήματα της Ευρώπης, να κινηθεί προς τα N-NA (στην ανατολική πλευρά του αντικυκλώνα), το οποίο με τη σειρά του ευνόησε τη δημιουργία περιοχής χαμηλών υψών/αυλώνα και ψυχρής λίμνης πάνω από την A-NA (δεν φαίνεται στο σχήμα) όπως φαίνεται και στο Σχήμα 3.3.



Σχήμα 3.3 Γεωδυναμικό ύψος (gpm) και ταχύτητα ανέμου(m/s) στα 300 hPa , στις 26/09/2018 1200 UTC

3.4. Ελάχιστη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (ΜΣΘ) και ρυθμός βάθυνσης

Η ανάλυση της πίεσης στην ΜΣΘ είναι αναγκαία, διότι η τιμή αυτή υποδεικνύει κάθε χρονική στιγμή τη θέση του κέντρου του συστήματος. Επίσης η μεταβολή αυτής της τιμής για ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα, δείχνει αν η ύφεση που παρατηρείται κάθε φορά είναι εκρηκτική, καθώς αυτό επηρεάζει την ένταση των φαινομένων που εκδηλώνονται σε μια περιοχή.

Όπως βλέπουμε στο Σχήμα 3.4 (b), η βάθυνση αρχίζει στις 27/09 0600UTC, η οποία στην αρχή παρουσιάζει μικρό ρυθμό μεταβολής. Όμως στη συνέχεια, στο εξάωρο 28/09 0000 UTC με 28/09 0600 UTC παρατηρείται απότομη μείωση κατά 7 hPa, που είναι και η μέγιστη μεταβολή που εμφανίζεται κατά τη διάρκεια ζωής του κυκλώνα. Στο διάστημα 28/09 1200UTC με 29/09 0600 UTC δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή. Έπειτα, από τις 29/09 1200 UTC η πίεση στη ΜΣΘ ξεκινά να εμφανίζει συνεχή και ομαλή αύξηση μέχρι την ημερομηνία διάλυσης του, στις 30/09. Η αύξηση αυτή οφείλεται στη μετάβαση του κυκλώνα από τη θαλάσσια περιοχή του Ιονίου στην ξηρά, πάνω από την Πελοπόννησο και στη συνέχεια στην Αθήνα, καθώς απουσίαζαν οι ροές θερμότητας κι υγρασίας, οι οποίες αποτελούν τις κύριες πηγές «τροφοδότησης» και διατήρησης των κυκλωνικών συστημάτων όπως ο Ζορμπάς.

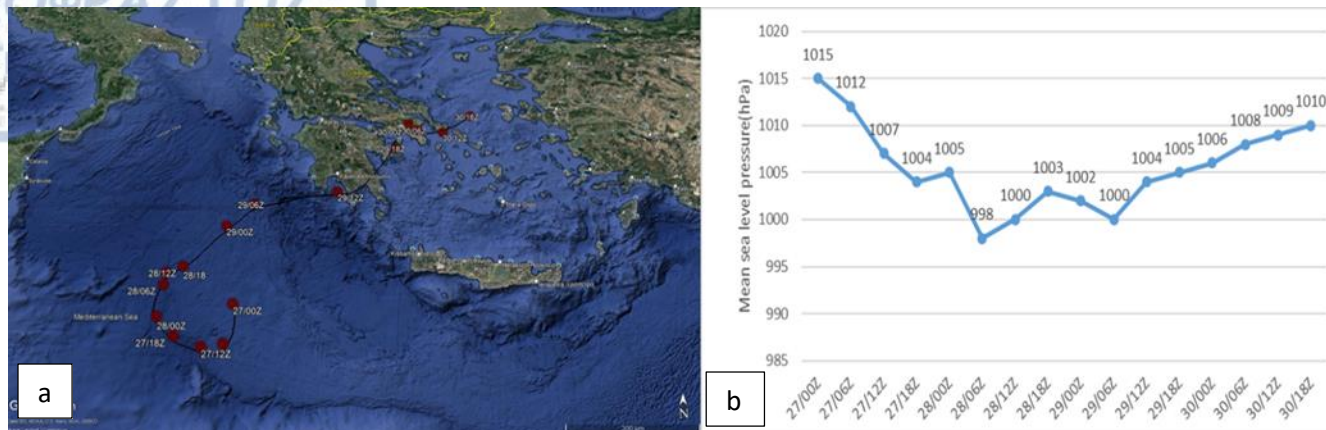
Υφέσεις, όπως οι μεσογειακοί κυκλώνες, μπορούν να χαρακτηριστούν ως εκρηκτικά φαινόμενα, σύμφωνα με το κριτήριο που προτάθηκε από τους Sanders & Gyakum (1980), αν εμφανίζουν μείωση της κεντρικής πίεσης τους κατά 1 Bergeron, το οποίο ορίζεται ως 1 hPa/hr για διάστημα 24 ωρών και γεωγραφικό πλάτος 60° N, δηλαδή το NDRc πρέπει να είναι μεγαλύτερο το 1

Ο τύπος για τον κανονικοποιημένο ρυθμό βάθυνσης για το κέντρο του συστήματος, NDRc είναι:

$$NDRc = \frac{\Delta P \sin(60^\circ)}{24 \sin(\varphi)} \quad (\text{Sanders \& Gyakum, 1980})$$

Όπου NDRc είναι ο κανονικοποιημένος ρυθμός ελάττωσης της πίεσης για 24 ώρες, ΔΡ η μεταβολή της πίεσης για το ίδιο διάστημα και φ το μέσο γεωγραφικό πλάτος.

Στην περίπτωση του Ζορμπά εμφανίστηκε εκρηκτική κυκλογένεση, σύμφωνα με το παραπάνω κριτήριο, στο διάστημα 27/09 12 UTC με 28/09 00 UTC με ελάττωση της πίεσης 16 hPa σε περίοδο 12 ωρών, η οποία έγινε σύμφωνα με το μηχανισμό Capaldo-Conte (Kouroutzoglou et al., 2021, Capaldo et al. 1980).



Σχήμα 3.4 (α) Πορεία του Ζορμπά (θέση του κέντρου χαμηλής πίεσης ανα 3 ώρες), από 27/09 0000UTC με 30/09 1800UTC (β) χρονική μεταβολή της ελάχιστης πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας, από 27/09 0000UTC με 30/09 1800UTC (ανά 6 ώρες)

3.5. Αθροιστικό ύψος νετού και νεφοκάλυψη

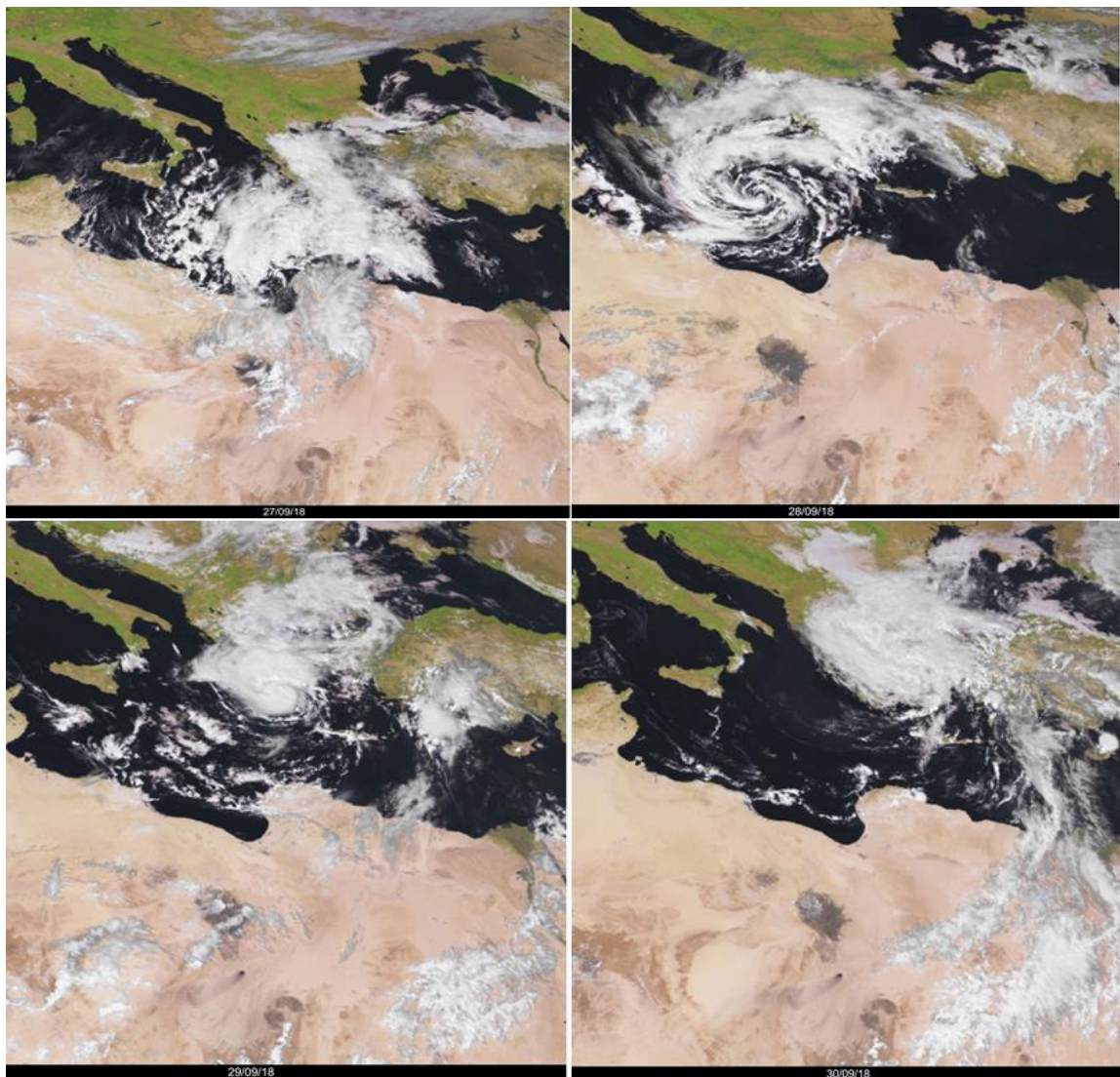
Η ανάλυση του αθροιστικού ύψους νετού και της νεφοκάλυψης, με τη χρήση δορυφορικών εικόνων/εκτιμήσεων και καταγραφών επίγειων μετεωρολογικών σταθμών, είναι αναγκαία για τη μελέτη της σφοδρότητας και των επιπτώσεων της κάθε ύφεσης.

Το κυκλωνικό σύστημα που σχηματίστηκε στον κόλπο της Σύρτης στις 27/09, σταδιακά ανέπτυξε πιο οργανωμένη δομή με καλά αναπτυγμένο «μάτι» και τείχος του ματιού και σπειροειδή μορφή νεφών. Πιο συγκεκριμένα στις 28/09, διακρίνονται αρκετά καλά τα χαρακτηριστικά αυτά, ωστόσο στις 29/09 ξεκινά η διάλυση των νεφών καθώς το σύστημα μεταβαίνει από τη θάλασσα στην ξηρά και στις 30/09 η κυκλωνική δομή αποδιοργανώνεται τελείως. (Σχήμα 3.5)

Υψηλές τιμές νετού αναφέρθηκαν στην περιοχή της ανατολικής Στερεάς και κυρίως στην Εύβοια. Ο αθροιστικός νετός κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος 28/9 - 01/10/2018 σε μετεωρολογικούς σταθμούς στην περιοχή της ανατολικής Στερεάς Ελλάδας (ενδεικτικές τιμές στον Πίνακα 1) ήταν κατά δεκαπέντε φορές μεγαλύτερος σε σχέση με τις κανονικές τιμές του Σεπτεμβρίου (Μαμάρα κ.α., 2018, http://www.emy.gr/emv/el/pdf/2018_GRsignificantEVENT_gr.pdf)

Σταθμός	Υετός (mm) κατά 28/9/201801/10/2018	Κανονικές τιμές Σεπτεμβρίου (1971-2000) (mm)
Τανάγρα	179	11.8
Ελευσίνα	105	8.7
Τατόι	94	10.2
Ελληνικό	79	6.9

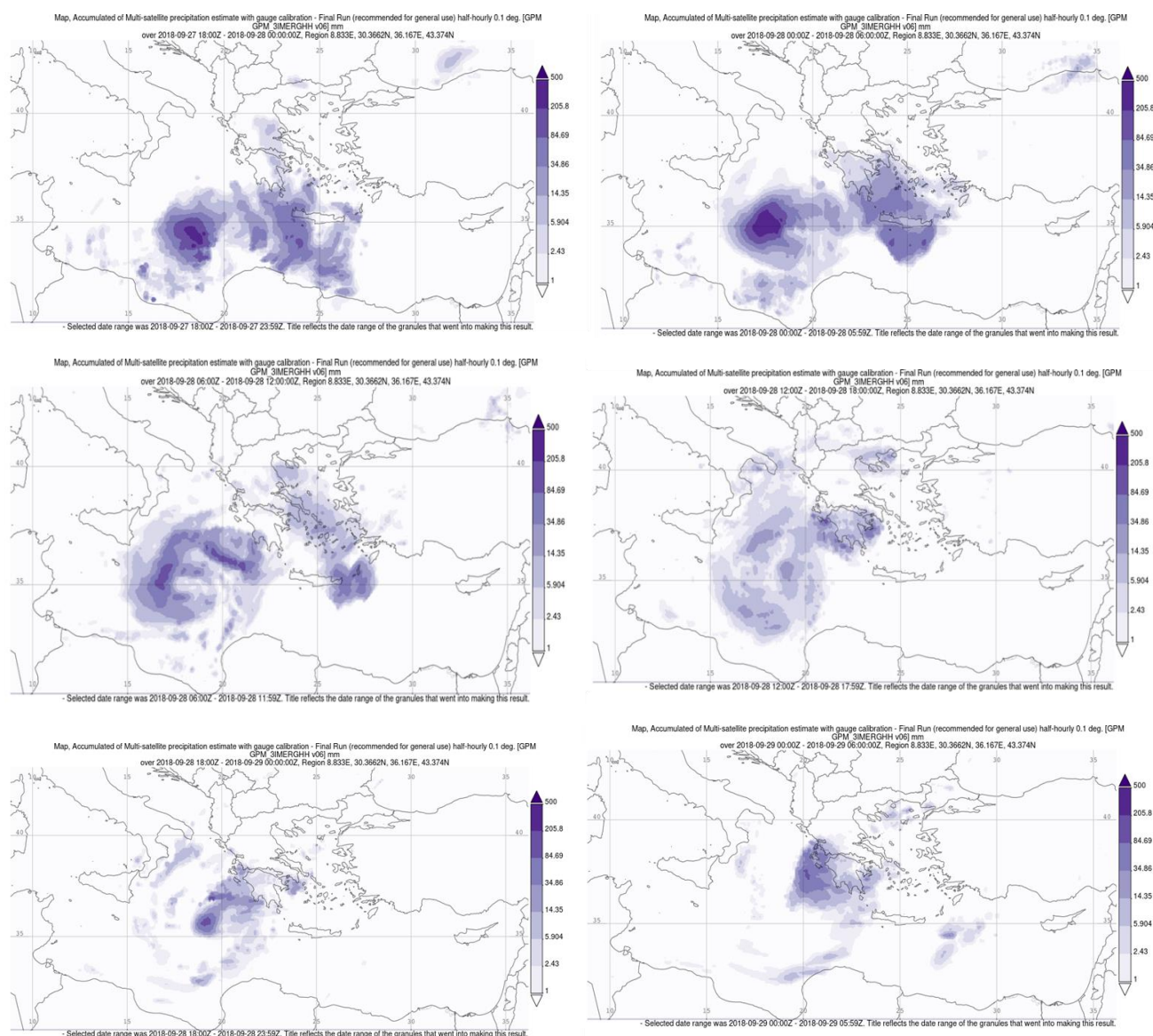
Πίνακας 1. Σύγκριση τιμών αθροιστικού ύψους υετού (mm) για την περίοδο 28/09/18-01/10/18 με τις κλιματικές τιμές για την ίδια περίοδο.

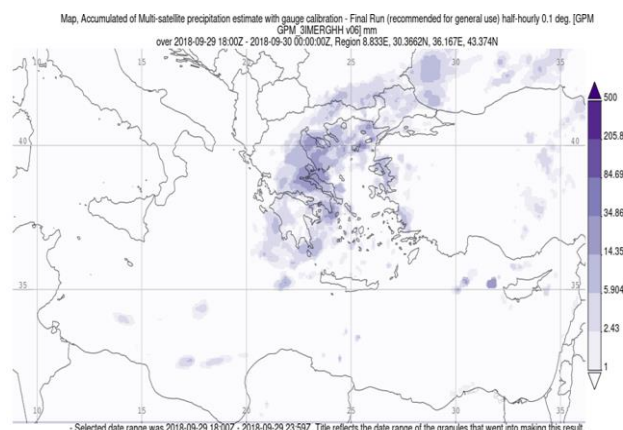
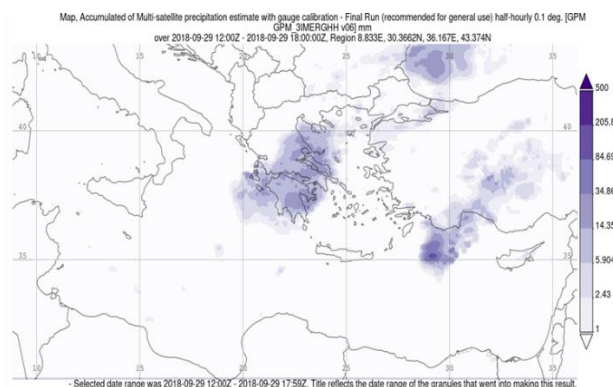
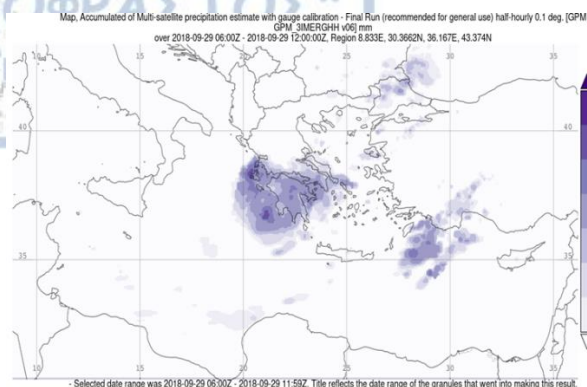


Σχήμα 3.5 Δορυφορικές εικόνες από EUMETSAT, δείχνουν την ανάπτυξη του κυκλώνα, από 27/09 με 30/09(η ώρα δεν ήταν διαθέσιμη) (EUMETSAT, <https://pics.eumetsat.int/viewer/index.html>)

Στις παρακάτω δορυφορικές εκτιμήσεις, οι οποίες προέρχονται από το Giovanni-NASA, φαίνεται το αθροιστικό ύψος βροχής, ανά 6 ώρες, από 27/09 18 UTC με 30/09

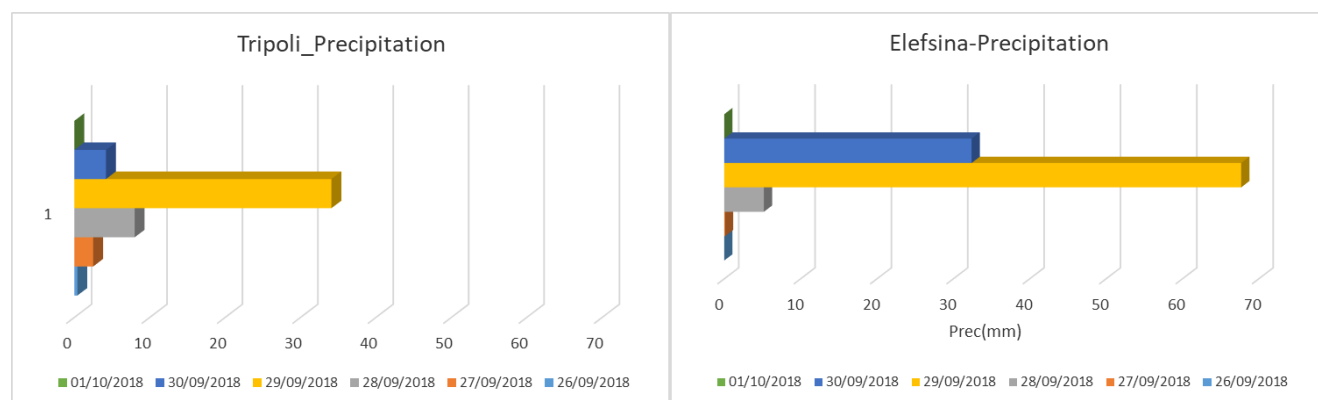
00 UTC. Όπως παρατηρείται, το διάστημα 27/09 18 UTC-28/09 12UTC το σύστημα παρέμεινε στάσιμο στον κόλπο της Σύρτης με το αθροιστικό ύψος να ξεπερνάει τα 100mm μέσα σε 6 ώρες. Υψηλές τιμές αθροιστικού νετού φαίνονται και σε περιοχές του Ιονίου και της νότιας Πελοποννήσου, τις νυχτερινές ώρες της 28/09, με μέγιστη τα 85 mm, καθώς και σε τμήματα της κεντρικής Ελλάδας, στις 29/09 12 UTC με 29/09 18 UTC με την βροχόπτωση να φτάνει τα 55 mm περίπου. Τέλος, στο εξάωρο πριν τις 30/09 00 UTC, παρατηρούνται αξιόλογα ύψη βροχής σε περιοχές της κεντρικής και ανατολικής Ελλάδας, παρά το γεγονός ότι το σύστημα βρίσκεται σε φάση διάλυσης με τιμές 30-60 mm από 29/09 1800 UTC-30/09 0000 UTC. (Σχήμα 3.6)

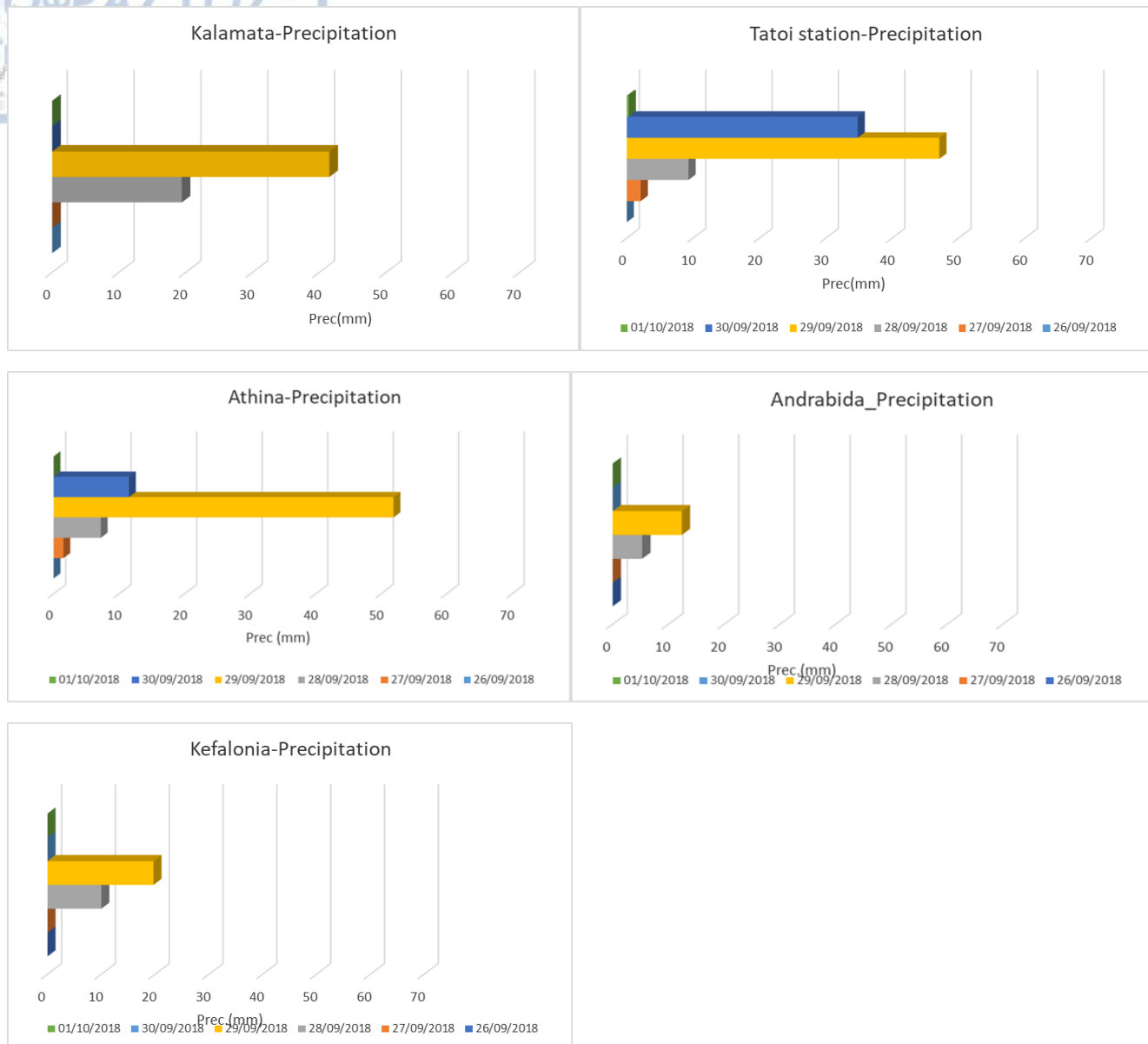




Σχήμα 3.6 Δορυφορικές εκτιμήσεις αθροιστικού νετού (mm) από GPM_3IMERGMM v06 ανά 6 ώρες από 27/09 1800UTC έως 30/09 0000UTC.

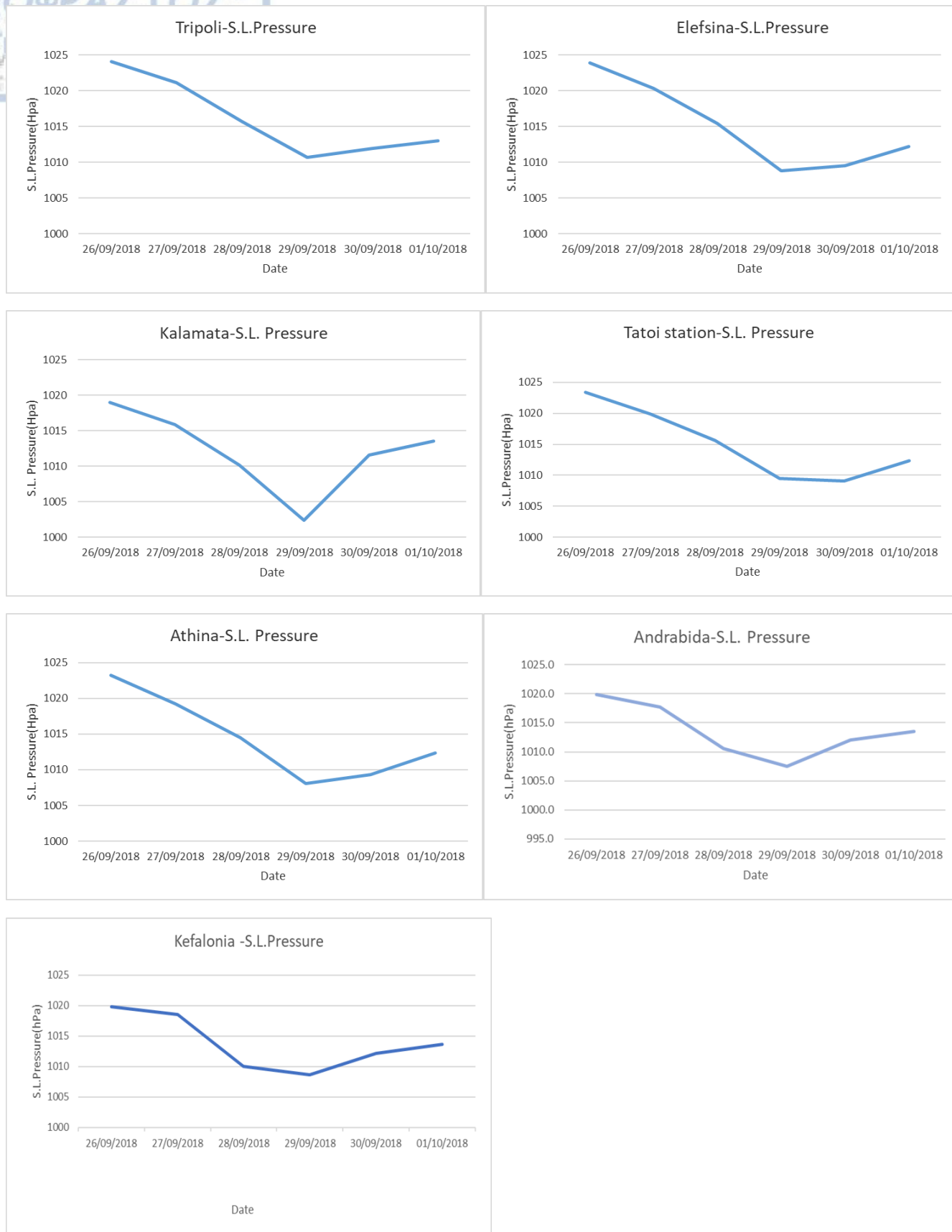
Οι επίγειες παρατηρήσεις των σταθμών επιβεβαιώνουν τη σφοδρότητα των καταιγίδων που συνόδευαν τον κυκλώνα. Από τις ημερήσιες καταγραφές (Σχήμα 3.7) είναι εμφανές ότι πολλές τμήματα της Πελοποννήσου, νησιά του Ιονίου αλλά και η Αθήνα αποτέλεσαν τις κύριες περιοχές δράσης του μεσογειακού κυκλώνα καθώς παρουσιάζουν μεγάλα ύψη ημερήσιας βροχόπτωσης την περίοδο 28/09-30/09. Ειδικότερα, μέγιστο ύψος παρατηρείται στις 29/09 σε όλους τους σταθμούς, με το σταθμό της Ελευσίνας να έχει καταγράψει τη μεγαλύτερη τιμή των 67 mm σε 24 ώρες, ακολουθεί ο σταθμός του Ελληνικού (Αθήνα) με 51.9 mm, Τατόι (47.1mm), Καλαμάτα (41.5mm), Τρίπολη (34.1mm), Κεφαλονιά (19.7mm) και Ανδραβίδα (12.4mm).





Σχήμα 3.7 Ημερήσιες καταγραφές ύψους βροχόπτωσης (σε mm) από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς για την περίοδο 26/09-01/10. Το όνομα κάθε σταθμού αναγράφεται σε κάθε διάγραμμα.

Σχετικά με τις τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης στο επίπεδο της θάλασσας, όλοι οι σταθμοί παρουσιάζουν ελάχιστο στις 29/09, γεγονός που συσχετίζεται και με τις υψηλές τιμές βροχόπτωσης την ίδια ημέρα. Στην Καλαμάτα εμφανίζεται η μικρότερη τιμή, σε σύγκριση με τους υπόλοιπους σταθμούς, με την πίεση να φτάνει τα 1002.4 hPa. Οι τιμές των υπόλοιπων σταθμών, με φθίνουσα σειρά, είναι: Τρίπολη (1010.7 hPa), Τατόι (1009.5 hPa), Ελευσίνα (1008.8 hPa), Κεφαλονιά (1008.6 hPa), Ελληνικό-Αθήνα (1008.1 hPa), Ανδραβίδα (1007.5 hPa). (Σχήμα 3.8)



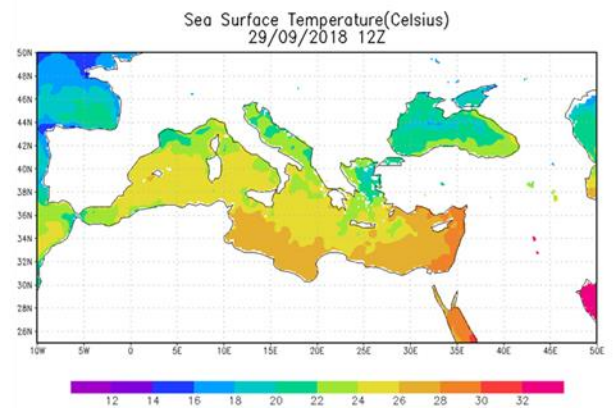
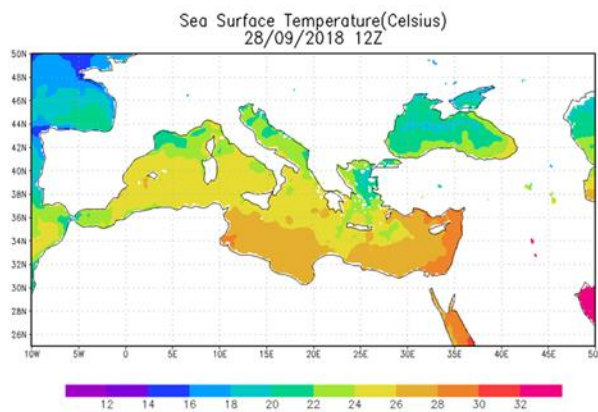
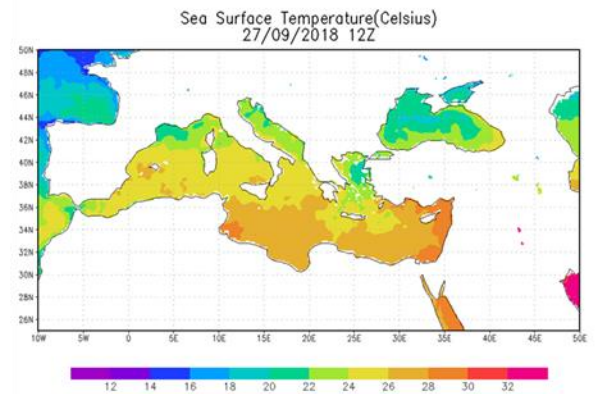
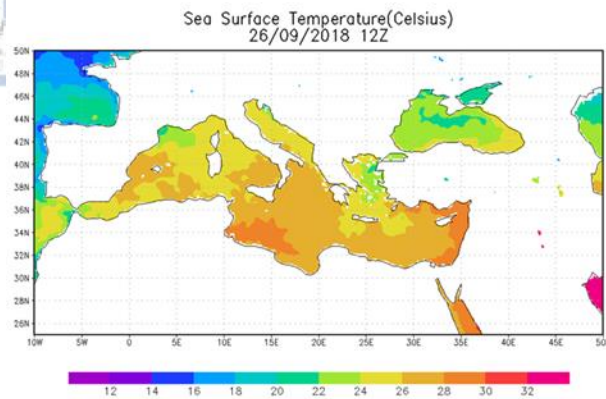
Σχήμα 3.8 Μεταβολή ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (σε hPa) από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς για την περίοδο 26/09-01/10 (το όνομα κάθε σταθμού αναγράφεται σε κάθε διάγραμμα).

3.6. Επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας (ΕΘΘ)

Η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στη δημιουργία, διατήρηση και βύθυνση των κυκλωνικών συστημάτων. Αυτό συμβαίνει γιατί μεταφέρεται ενέργεια υπό τη μορφή υδρατμών (θερμός κι υγρός αέρας), οι οποίοι ανυψώνονται αδιαβατικά κοντά στο τοίχος του ματιού του κυκλώνα και κατέρχονται με μειωμένη υγρασία και θερμοκρασία δημιουργώντας έτσι έναν κύκλο τροφοδοσίας του συστήματος. Στην περίπτωση των τροπικών κυκλώνων είναι αναγκαίο οι ΕΘΘ να ξεπερνούν τους 26 βαθμούς Κελσίου ενώ στη μεσογειακή κυκλογένεση οι ΕΘΘ μπορούν να είναι χαμηλότερες από αυτή την τιμή.

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τη σχέση των ΕΘΘ και τη δημιουργία κυκλώνων σε τροπικές περιοχές. Ο Miller (1958) ήταν ο πρώτος που πρότεινε μια θεωρία με την οποία συσχέτιζε τη μέγιστη δυνατή ένταση (βάσει της μεταβολής της ελάχιστης πίεσης του συστήματος) ενός κυκλώνα (Maximum Potential Intensity-MPI) με τις θερμοκρασίες στην επιφάνεια των υδάτων του ωκεανού και στη συνέχεια ο Emmanuel (1988), προσεγγίζοντας τους κυκλώνες σαν μηχανές Carnot ανέπτυξε μια συνάρτηση που συνδέει τις ΕΘΘ με μέγιστη δυνατή ένταση σχετικά με την ελάχιστη πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας και τη μέγιστη τάχυτητα επιφανειακών ανέμων. Οι δύο ερευνητές κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η αύξηση των ΕΘΘ συνεπάγεται και αύξηση της MPI. (Jing Xu et al. 2016)

Παρακάτω φαίνονται οι θερμοκρασίες στην επιφάνεια της θάλασσας πριν αλλά και κατά τη διάρκεια της κυκλογένεσης στα παράλια της Λιβύης. Μια μέρα πριν το γεγονός, στις 26/09 1200 UTC, η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας ήταν υψηλή με τιμές ανάμεσα 26-28 °C. Αυτές οι τιμές διατηρήθηκαν και τα επόμενα 24ωρα στον κόλπο της Σύρτης, ενώ στο Ιόνιο δεν έφτασαν κάτω από 24 °C. Το γεγονός αυτό συνέβαλλε σημαντικά στην εκρηκτική κυκλογένεση αλλά και στη διατήρηση του μεσογειακού κυκλώνα. (Σχήμα 3.9)



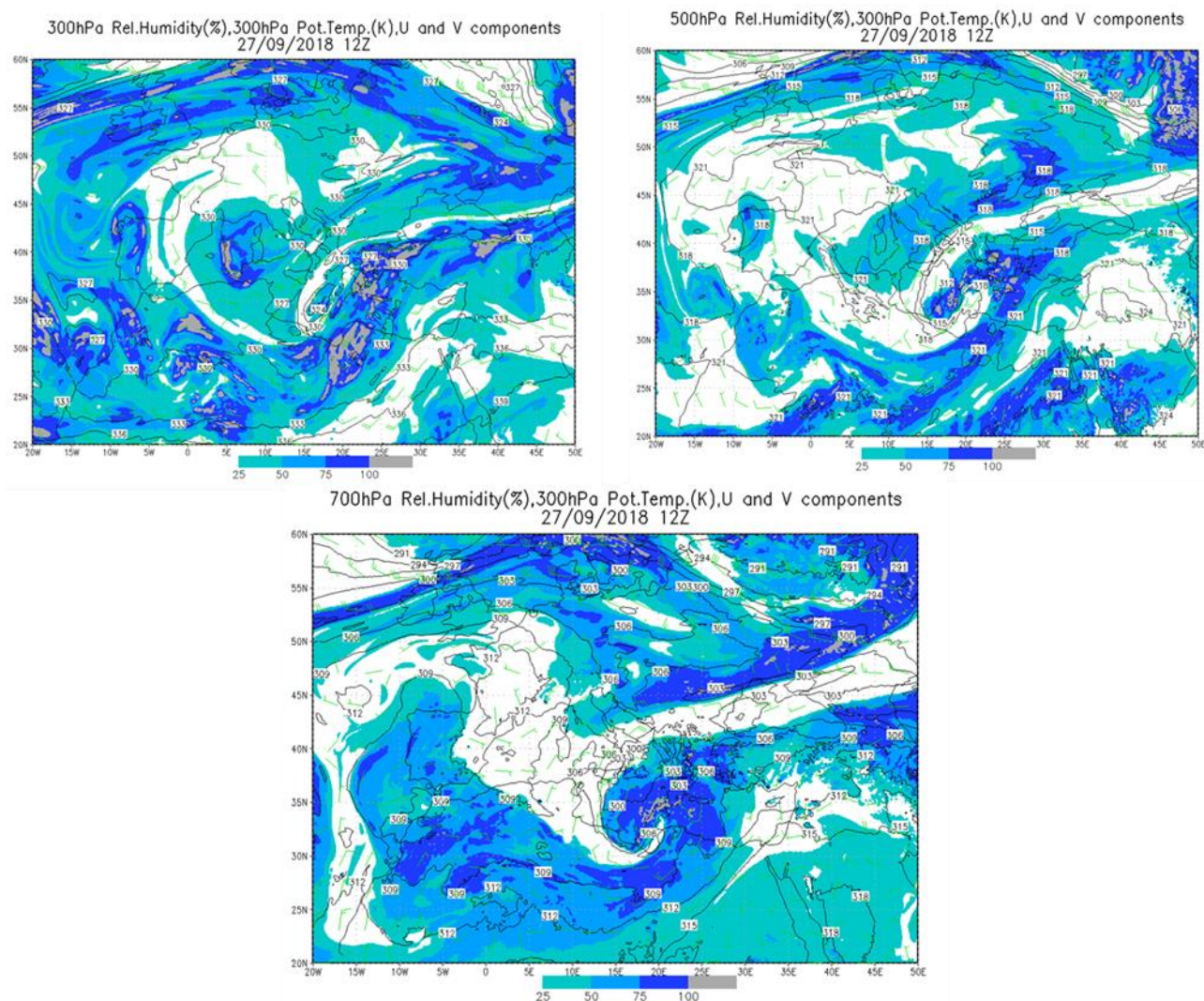
Σχήμα 3.9 Θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας (Κελσίου). Οι ημερομηνίες και οι χρονικές στιγμές αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη.

3.7. Σχετική υγρασία

Η ανάλυση της σχετικής υγρασίας στη μέση και άνω τροπόσφαιρα γίνεται ώστε να εντοπιστούν διεισδύσεις ξηρών ρευμάτων αέρα που ονομάζονται DIs (Dry Air Intrusions). Τα ρεύματα αυτά προέρχονται από περιοχές της ανώτερης τροπόσφαιρας κι έχουν ως βασικό χαρακτηριστικό τη χαμηλή σχετική υγρασία και μέρος αυτών παρουσιάζει υψηλές τιμές δυναμικού στροβιλισμού. Η παρουσία τους συνήθως είναι εμφανής σε δορυφορικές εικόνες (στο κανάλι των υδρατμών), όπου εμφανίζονται ως μαύρες-σκοτεινές περιοχές και σχετίζεται με τη δημιουργία αστάθειας καθώς και εκρηκτικής κυκλογένεσης στη περίπτωση που βρεθούν πάνω από περιοχές με μεγάλη θερμοβαθμίδα στην κατώτερη τροπόσφαιρα. Ο εντοπισμός των DIs είναι πολύ σημαντικός για τους προγνώστες, σε περιπτώσεις έντονων καιρικών φαινομένων, αφού η παρουσία τους σχετίζεται με υψηλές τιμές στροβιλισμού. (Browning, 1997)

Στα σχήματα παρατηρούμε τη σχετική υγρασία σε διάφορα επίπεδα της τροπόσφαιρας, την ημέρα της κυκλογένεσης 27/09. Όπως φαίνεται το ρεύμα ψυχρού και ξηρού αέρα

προήλθε από τα βορειοανατολικά και κινούμενο προς τα νότια διείσδυσε στο κλειστό σύστημα που είχε δημιουργηθεί στον κόλπο της Σύρτης. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την ανάμειξη του ψυχρού αέρα, από την ανώτερη τροπόσφαιρα, με το θερμό και υγρό αέρα της επιφάνειας, γεγονός που προκάλεσε ανοδικές κινήσεις και περαιτέρω αστάθεια στην περιοχή. (Σχήμα 3.10)



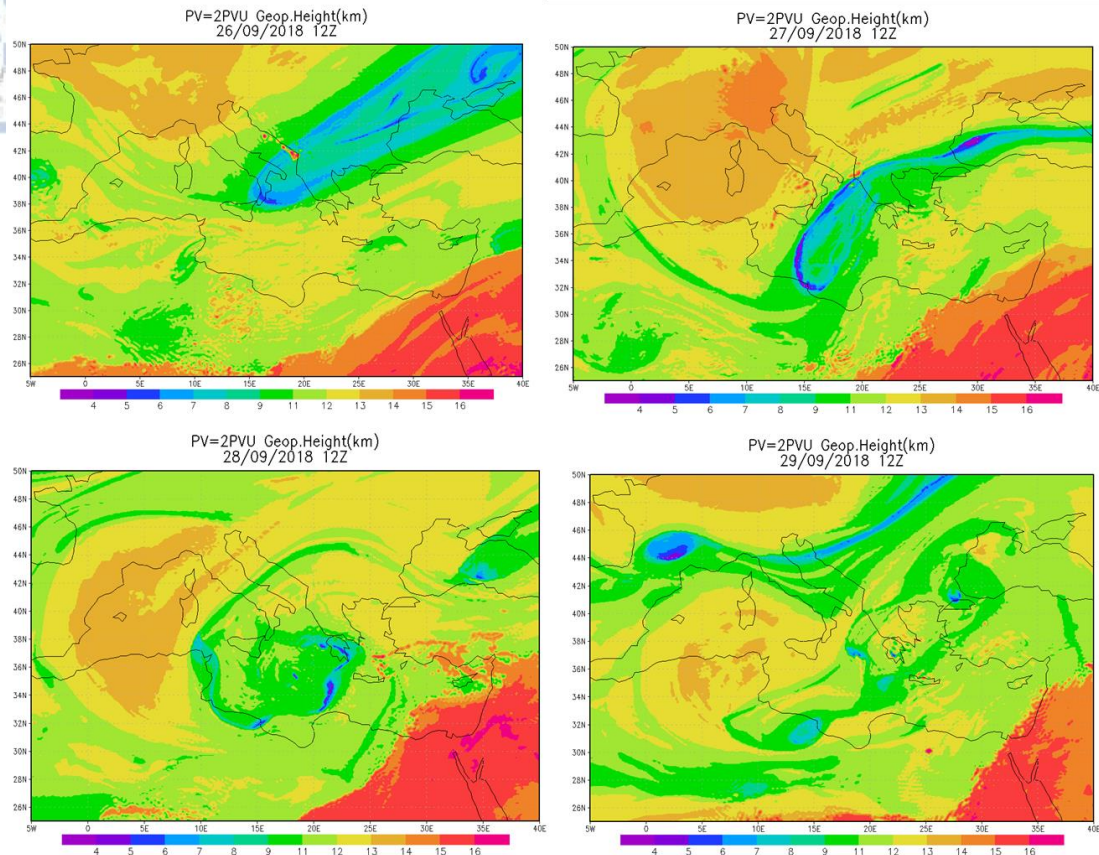
Σχήμα 3.10 Σχετική υγρασία με χρωματισμένες περιοχές (%) για 300, 500 και 700 hPa, δυναμική θερμοκρασία στα 300 hPa (K) με καμπύλες και U,V άνεμοι στα 300 hPa με barbs. Οι ημερομηνίες και οι χρονικές στιγμές αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη

4. ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

4.1. Ύψος της τροπόπαυσης

Η τροπόπαυση είναι ένα τμήμα της ατμόσφαιρας, με μέσο πάχος 11-12 χιλιόμετρα, το οποίο βρίσκεται ανάμεσα στην τροπόσφαιρα και στη στρατόσφαιρα και χωρίζεται σε πολική (μεγάλα γεωγραφικά πλάτη) και τροπική (μικρά γεωγραφικά πλάτη). Η μελέτη της είναι πολύ σημαντική, καθώς η μεταβολή του ύψους της συσχετίζεται πολλές φορές με την κατάσταση της ατμόσφαιρας στα κατώτερα στρώματα. Για παράδειγμα το ύψος της αυξάνεται με την παρουσία αντικυκλώνα στην επιφάνεια ενώ το αντίθετο συμβαίνει με την ύπαρξη κυκλώνα. Για τη δυναμική ανάλυση συνήθως γίνεται μελέτη της δυναμικής τροπόπαυσης, η οποία είναι επιφάνεια με τιμές δυναμικού στροβιλισμού 2 PVU (Hoskins and Berrisford 1988). Σ 'αυτή την επιφάνεια παρατηρούνται ανωμαλίες στρατοσφαιρικής προέλευσης οι οποίες ονομάζονται δυναμικές ανωμαλίες της τροπόπαυσης (Πυθαρούλης, 2010) που έχουν ως αποτέλεσμα την ελάττωση του ύψους της, γεγονός που συμβάλει σημαντικά στη δημιουργία κυκλώνων.

Στους παρακάτω χάρτες φαίνεται το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης. Παρατηρείται βύθιση της τροπόπαυσης στην περιοχή της Α. Ευρώπης, της οποίας το ύψος σε κάποιες θέσεις φτάνει τα 5000-6000gpm, δηλαδή διαπερνά και τη μέση τροπόσφαιρα. Εντονότερη βύθιση παρατηρείται στις 27/09 1200UTC, η οποία συσχετίζεται με την κυκλογένεση στον κόλπο της Σύρτης, με τιμές ύψους να φτάνουν τα 4000-5000 gpm. Στις 28/09 1200UTC συνεχίζουν να υπάρχουν χαμηλές τιμές γεωδυναμικού ύψους, ωστόσο από τις 29/09 και έπειτα αρχίζει η ανύψωση της σε φυσιολογικές τιμές (11000-12000 gpm), συνοδευόμενη από τη διάλυση του Ζορμπά (Σχήμα 4.1).

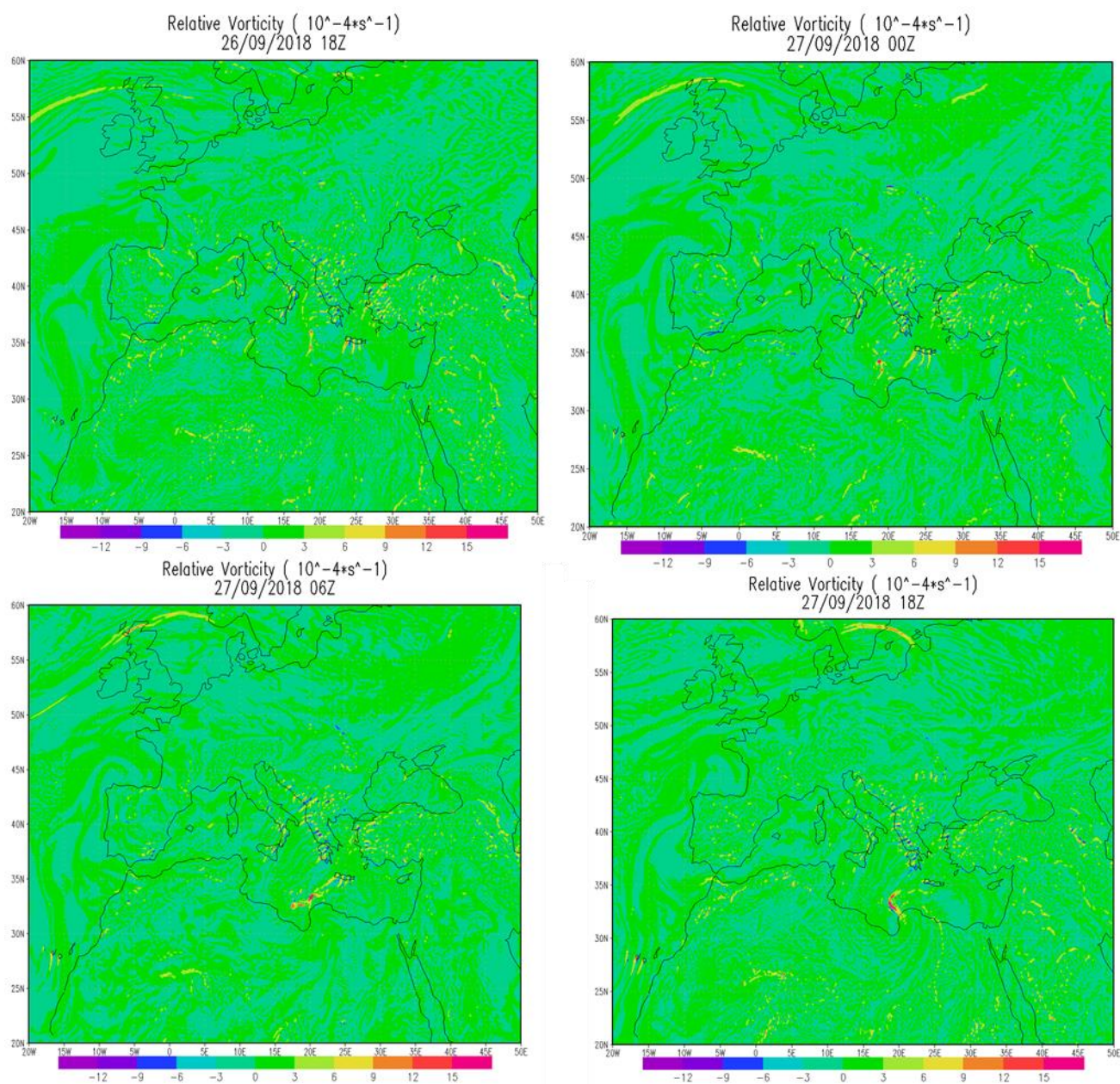


Σχήμα 4.1 Γεωδυναμικό ύψος (km) στην επιφάνεια των 2PVU (δυναμική τροπόπαυση). Οι ημερομηνίες και οι χρονικές στιγμές αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη

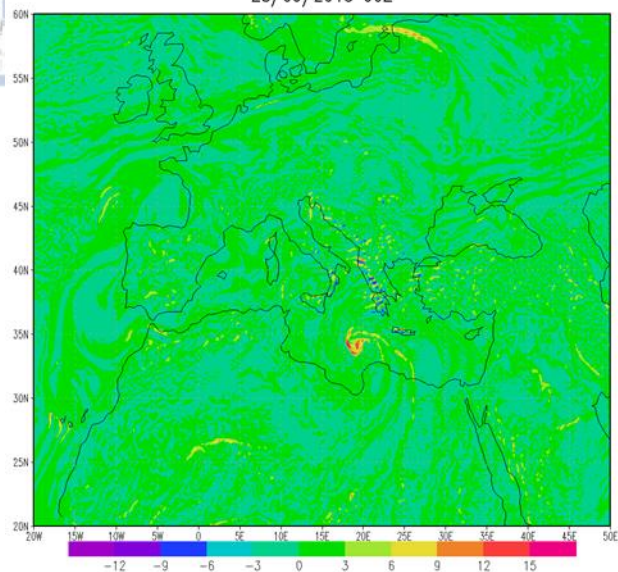
4.2. Σχετικός στροβιλισμός

Ο σχετικός στροβιλισμός είναι ένα μέγεθος που σχετίζεται με τις περιστροφικές κινήσεις των αερίων μαζών γύρω από διάφορα κέντρα στην ατμόσφαιρα και μπορεί να προέρχεται είτε από την καμπυλότητα της Γης είτε από τη διάτμηση του ανέμου. Έχει παρατηρηθεί ότι η σχέση του σχετικού στροβιλισμού και του γεωδυναμικού ύψους είναι αντιστρόφως ανάλογη και γι' αυτό η μέγιστη τιμή παρουσιάζεται σε αυλώνες. Διάφοροι ερευνητές όπως ο Sanders (1986) και ο Gyakum (1991) έχουν βρει πολύ υψηλή συσχέτιση παρουσίας υφέσεων και υψηλών τιμών σχετικού στροβιλισμού, ο οποίος είναι ικανός να εμφανιστεί ακόμη και 48 ώρες νωρίτερα από την άφιξη του χαμηλού βαρομετρικού. Αυτό οφείλεται στην θετική μεταφορά στροβιλισμού που παρατηρείται στην επαφή ενός αυλώνα με ένα μέτωπο, που σημαίνει κυκλωνική ροή, και άρα επιπλέον βάθυνση της ύφεσης (Sanders & Gyakum, 1980; Sanders, 1986). Εν κατακλείδι, η ανάλυση του σχετικού στροβιλισμού είναι αναγκαία καθώς δίνει σημαντικές πληροφορίες για το σχηματισμό και την ένταση μιας ύφεσης.

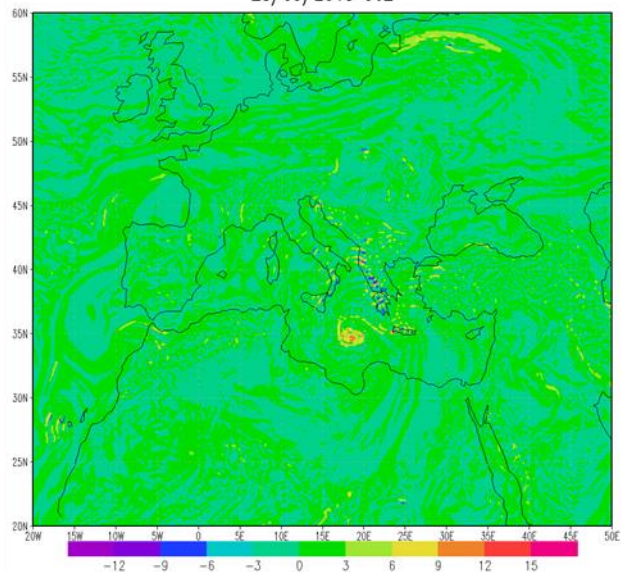
Στους παρακάτω χάρτες βλέπουμε τις τιμές του σχετικού στροβιλισμού ανά 6 ώρες από τις 26/06 1800 UTC μέχρι 30/09 0600 UTC. Όπως φαίνεται αξιοσημείωτες τιμές παρουσιάζονται από τις 27/09 κι έπειτα. Αρχικά εμφανίζονται τιμές στροβιλισμού που κυμαίνονται μεταξύ $6-9 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ φτάνοντας ακόμη και $10-12 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ στις 27/09 0600 UTC στο κόλπο της Σύρτης. Στη συνέχεια οι τιμές διατηρούνται σχετικά σταθερές μεταξύ $6-9 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ κοντά στον πυρήνα και $3-6 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ γύρω του, κατά την πορεία του κυκλώνα προς το Ιόνιο Πέλαγος και την Πελοπόννησο. Τέλος, με το πέρασμα του συστήματος από την Πελοπόννησο παρατηρείται μείωση του σχετικού στροβιλισμού σε $0-3 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ και στις 30/09 και μετά ο κυκλώνας διαλύεται σταδιακά (Σχήμα 4.2).



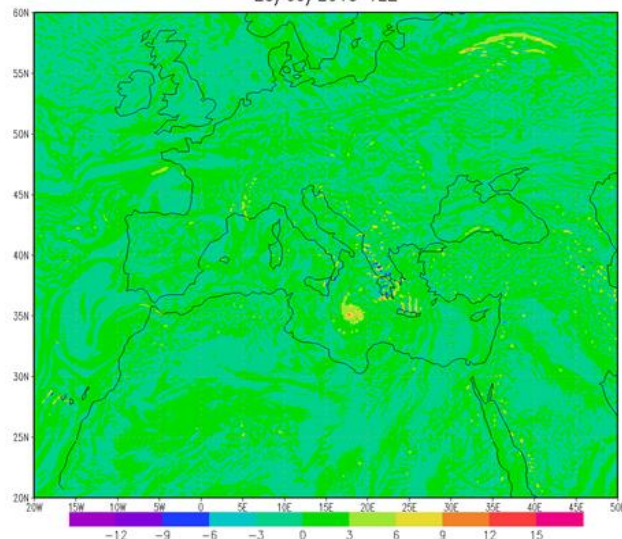
Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
28/09/2018 00Z



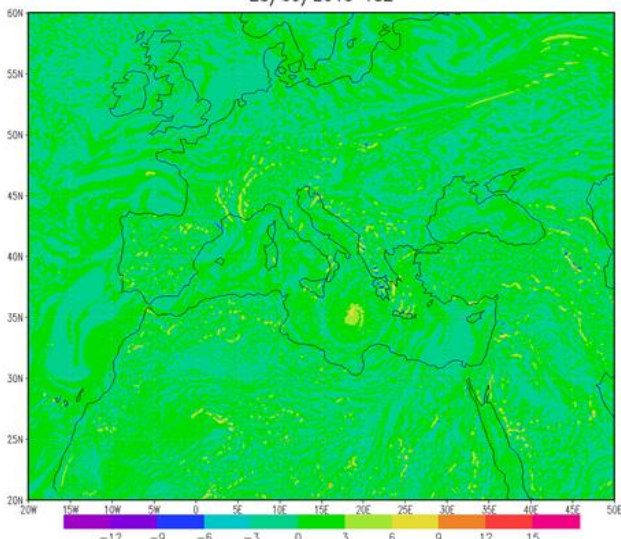
Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
28/09/2018 06Z



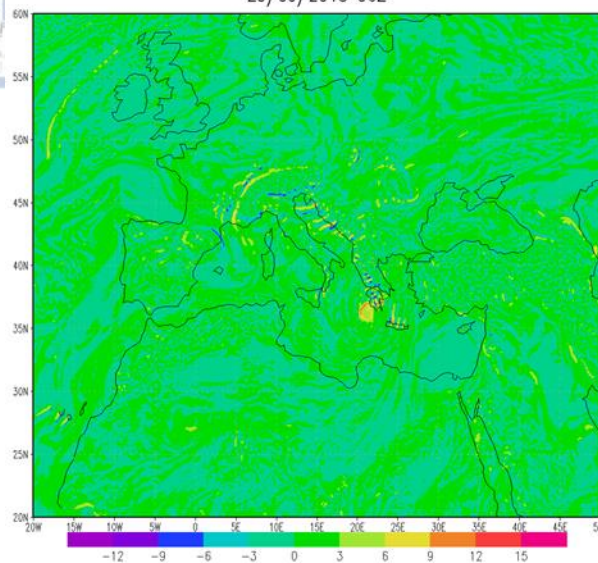
Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
28/09/2018 12Z



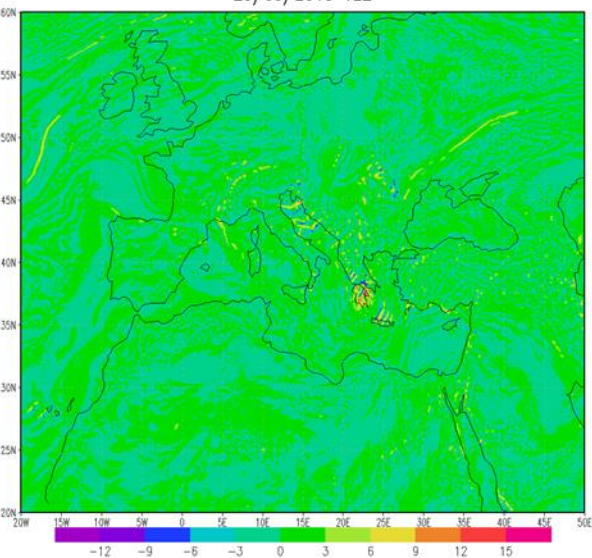
Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
28/09/2018 18Z



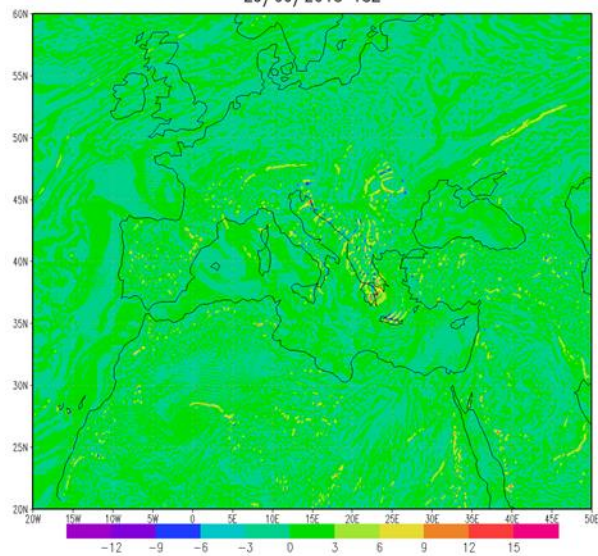
Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
29/09/2018 06Z



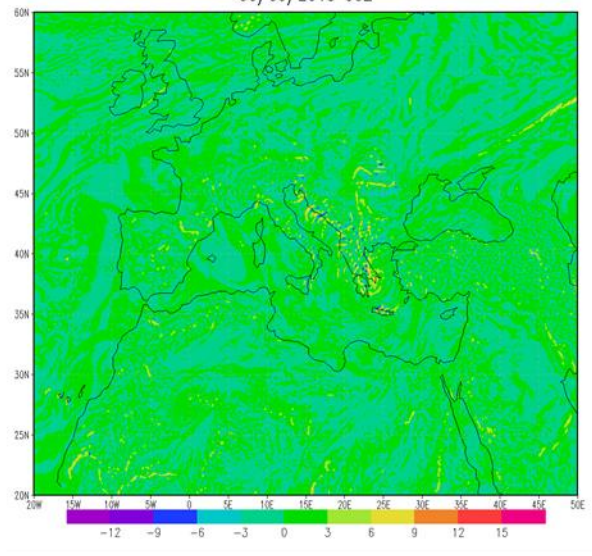
Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
29/09/2018 12Z

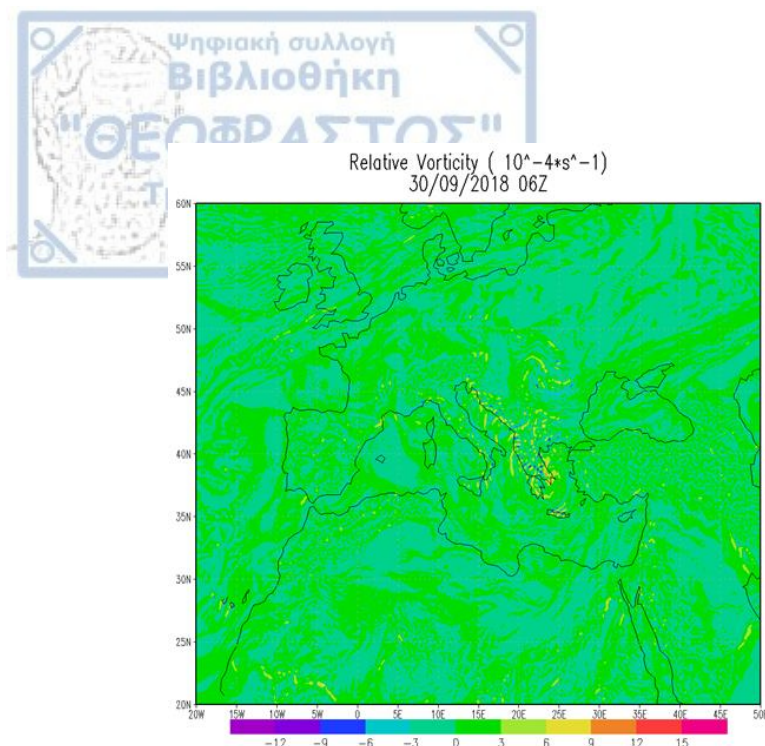


Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
29/09/2018 18Z



Relative Vorticity ($10^{-4} s^{-1}$)
30/09/2018 00Z





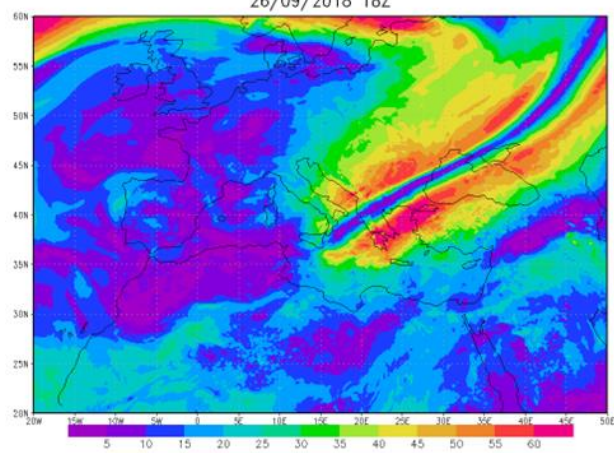
Σχήμα 4.2 Σχετικός στροβιλισμός (10^{-4}s^{-1}) στα 900 hPa, οι ημερομηνίες και οι χρονικές στιγμές αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη

4.3. Κατακόρυφη διάτμηση ανέμου

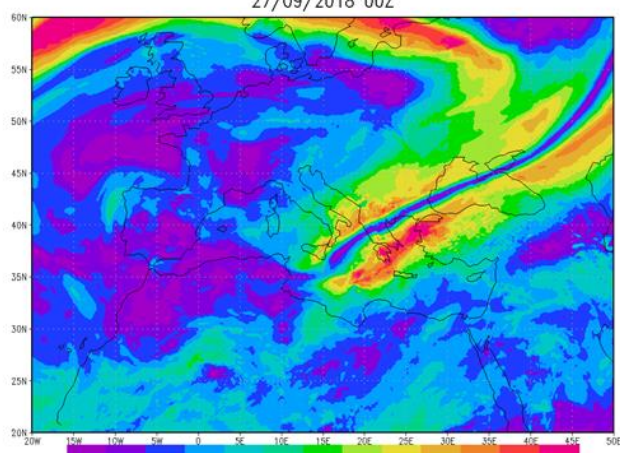
Έχει παρατηρηθεί, από πολλούς ερευνητές (Gray 1968, 1979; Tuleya and Kurihara 1981), ότι η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου συμβάλλει σημαντικά στην κυκλογένεση. Πιο συγκεκριμένα, βρέθηκε ότι η δημιουργία τροπικών κυκλωνικών συστημάτων ευνοείται από μικρή κατακόρυφη διάτμηση κοντά στον πυρήνα του κυκλώνα ενώ το αντίθετο συμβαίνει με υψηλές τιμές της. Οι DeMaria and Kaplan (1994), (1999), Gray (1968), πρότειναν ότι όταν η τιμή αυτής της διάτμησης είναι περίπου 8 m/s κοντά στο κέντρο τότε το σύστημα αποδυναμώνεται σημαντικά. Ο Zehr (1992), μελετώντας κυκλώνες που σχηματίζονται στον Ειρηνικό Ωκεανό, βρήκε ότι είναι αδύνατη η κυκλογένεση αν η τιμή της κατακόρυφης διάτμησης είναι μεγαλύτερη από 10 m/s ανάμεσα στις ισοβαρικές επιφάνειες των 200 και 850 hPa. Ερευνητές, όπως ο Gray 1968 υπέθεσαν ότι η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου εκτοπίζει το θερμό αέρα της ανώτερης τροπόσφαιρας έξω από τον πυρήνα προκαλώντας έτσι αύξηση της ατμοσφαιρικής πίεσης σε κατώτερα επίπεδα.

Στους χάρτες του Σχήματος 4.3 φαίνεται η κατακόρυφη διάτμηση μεταξύ των ισοβαρικών των 300 και 850 hPa σε όλα τα στάδια του κυκλώνα, από το σχηματισμό του στον κόλπο της Σύρτης μέχρι τη διάλυση του στο Αιγαίο Πέλαγος. Την περίοδο 26/09 1800UTC με 27/09 1200 UTC η κατακόρυφη διάτμηση έχει υψηλές τιμές στην περιοχή της κυκλογένεσης (~40-45 m/s), όμως στη συνέχεια ελαττώνεται σημαντικά φτάνοντας τα 10-15 m/s και σε μερικές περιοχές ακόμη και 5-10 m/s. Αυτές οι χαμηλές τιμές διατηρήθηκαν καθ' όλη τη διάρκεια δράσης του κυκλώνα, κυρίως στο Ιόνιο Πέλαγος και στην Πελοπόννησο, μέχρι τη κυκλόλυση στις 30/09 (Σχήμα 4.3).

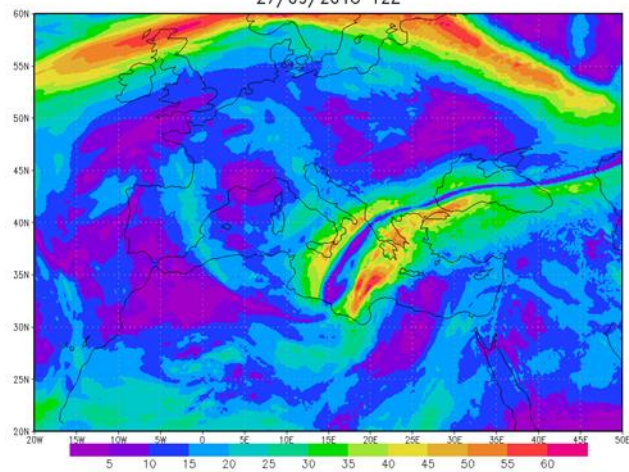
300–850hPa U,V components,wind shear
26/09/2018 18Z



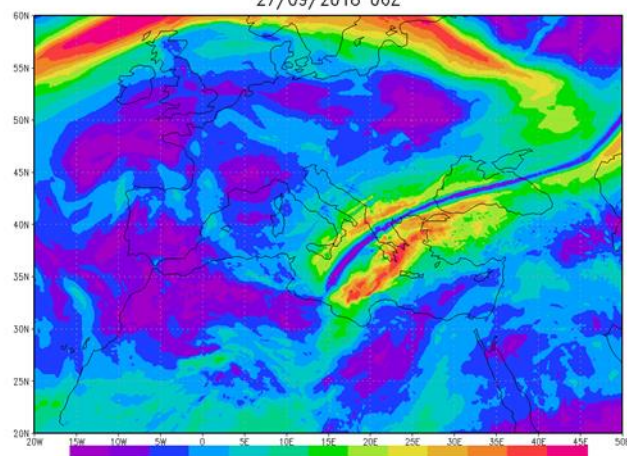
300–850hPa U,V components,wind shear
27/09/2018 00Z



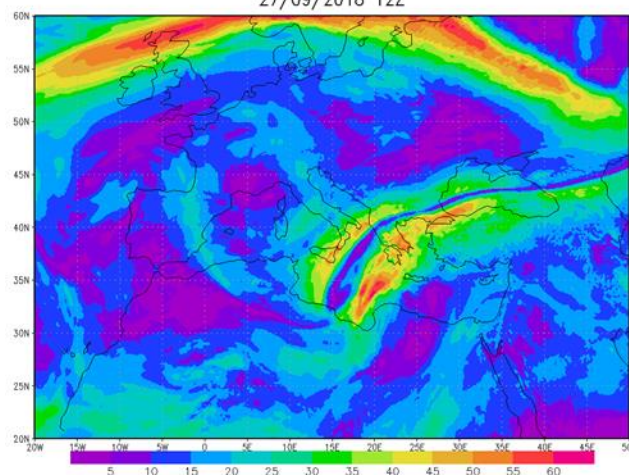
300–850hPa U,V components,wind shear
27/09/2018 12Z



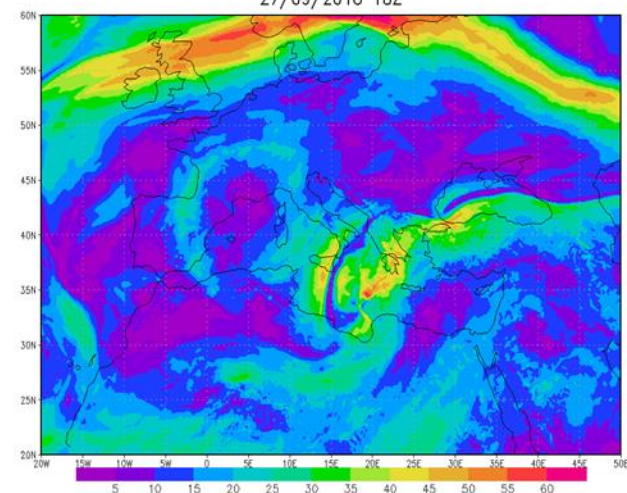
300–850hPa U,V components,wind shear
27/09/2018 06Z



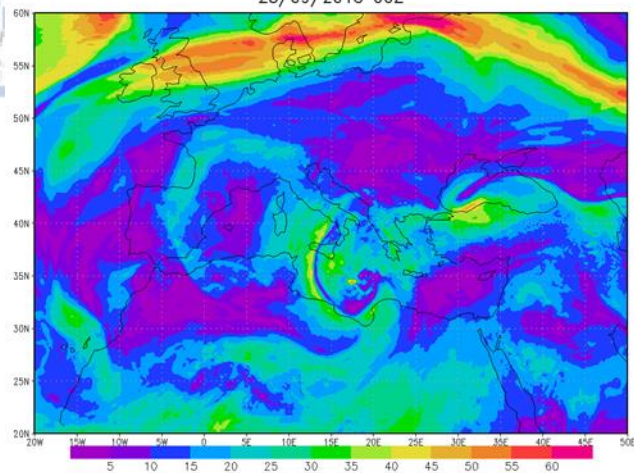
300–850hPa U,V components,wind shear
27/09/2018 12Z



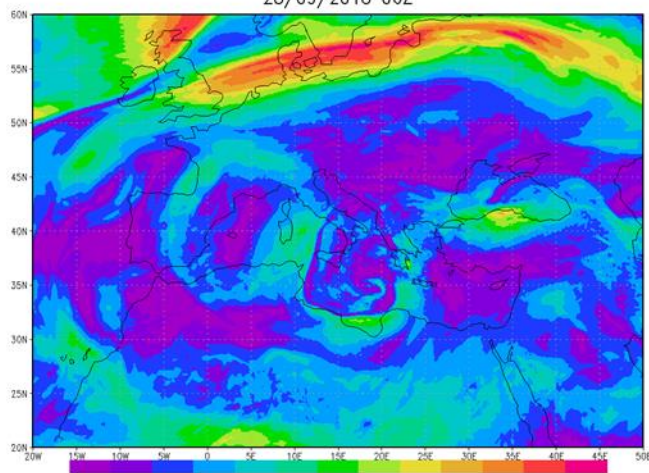
300–850hPa U,V components,wind shear
27/09/2018 18Z



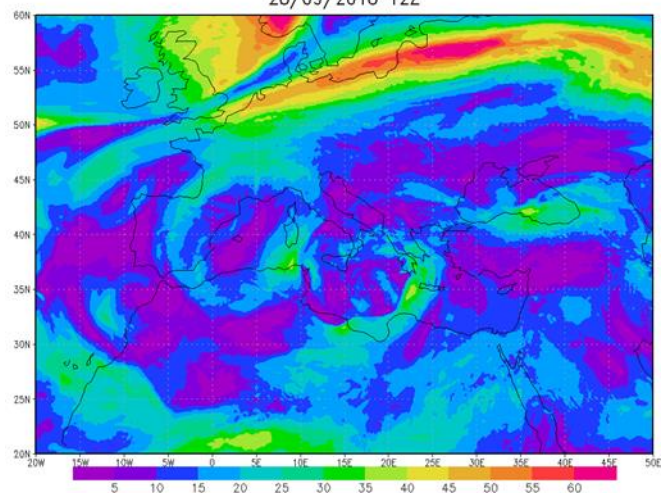
300–850hPa U,V components,wind shear
28/09/2018 00Z



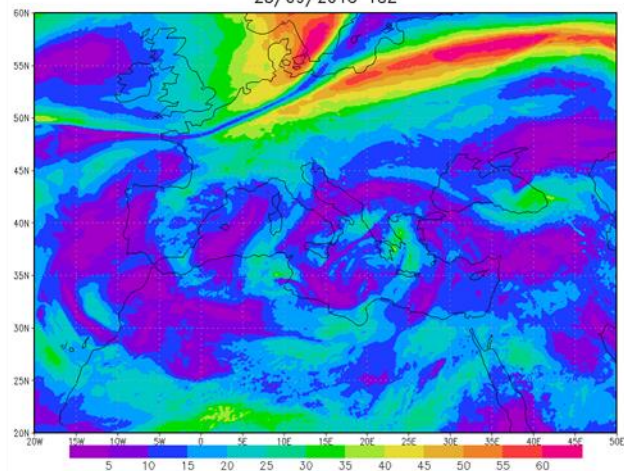
300–850hPa U,V components,wind shear
28/09/2018 06Z



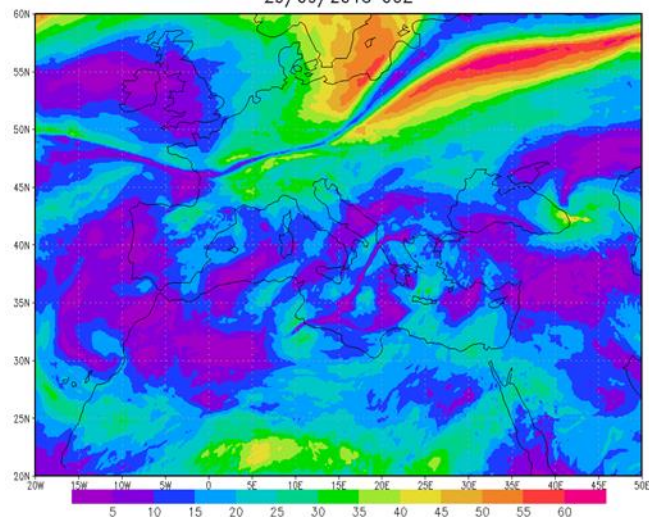
300–850hPa U,V components,wind shear
28/09/2018 12Z



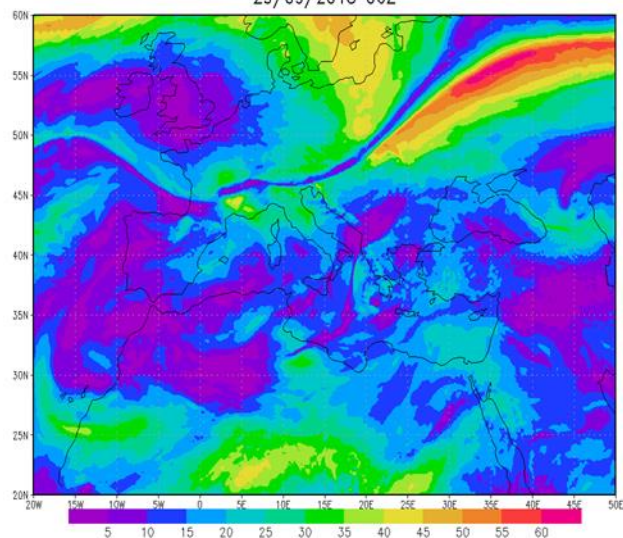
300–850hPa U,V components,wind shear
28/09/2018 18Z

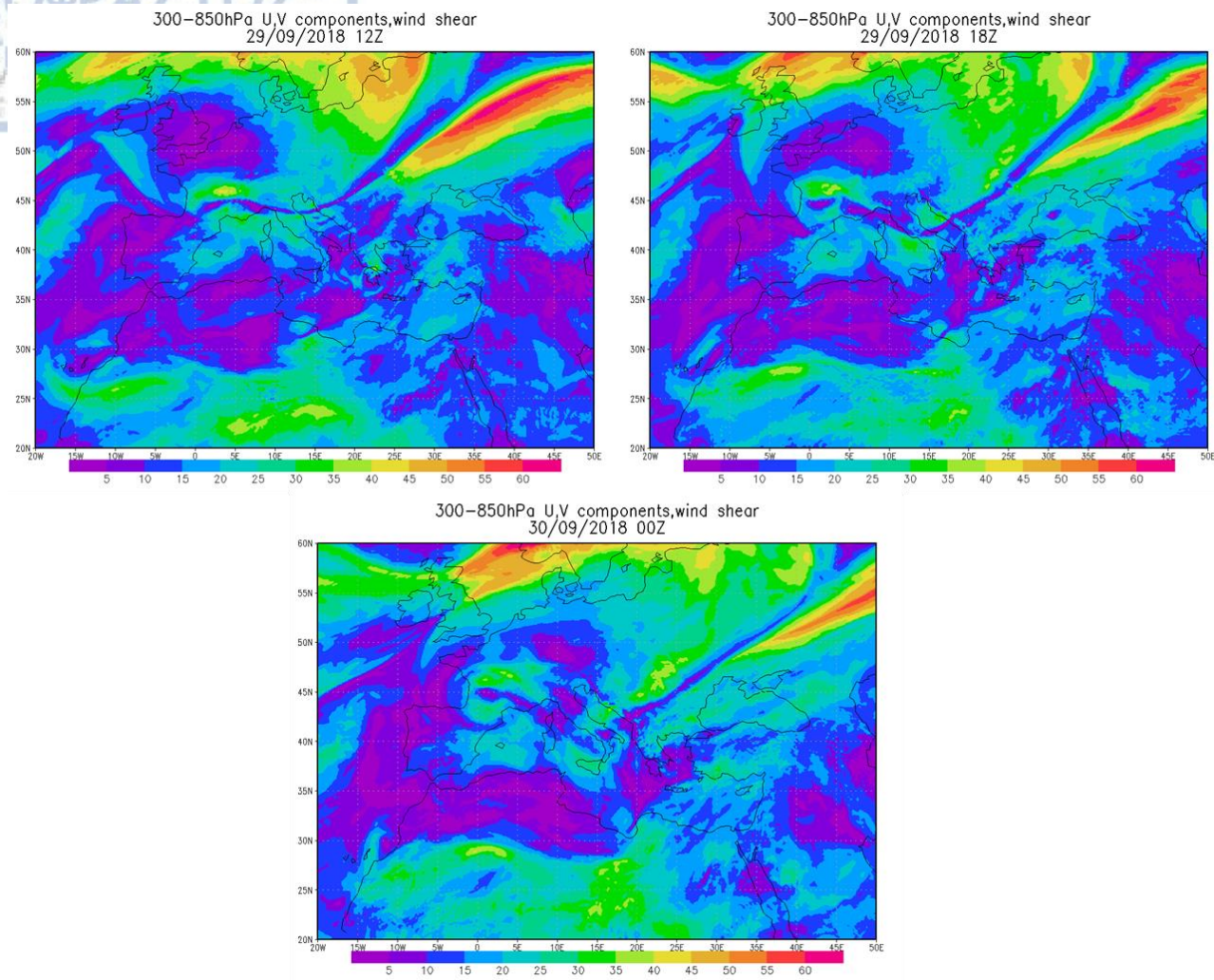


300–850hPa U,V components,wind shear
29/09/2018 00Z



300–850hPa U,V components,wind shear
29/09/2018 06Z





Σχήμα 4.3 Κατακόρυφη διάτμηση ανέμου (m/s) 300-850 hPa. Οι ημερομηνίες και οι χρονικές στιγμές αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη

4.4. Κατακόρυφες τομές

Οι κατακόρυφες τομές αποτελούν ένα σημαντικό εργαλείο στη μελέτη συστημάτων όπως οι μεσογειακοί κυκλώνες καθώς έτσι είναι δυνατή η παρατήρηση δυναμικών φαινομένων που σχετίζονται με τη κυκλογένεση αλλά και η κατακόρυφη δομή τους. Οι τομές δημιουργήθηκαν για την περίοδο 27-29/09 1200 UTC ακολουθώντας το κέντρο του κυκλώνα.

Αρχικά φαίνεται η κατακόρυφη κατανομή του δυναμικού στροβιλισμού και της δυναμικής θερμοκρασίας. Είναι εμφανής η αναδίπλωση της τροπόπαυσης κι η μεταφορά στρατοσφαιρικού αέρα σε κατώτερα στρώματα (πορτοκαλί- κόκκινα χρώματα πάνω από τα 300 hPa), κυρίως στις 27/09 (20E) και 28/09 (15-20E) 1200 UTC που ο δυναμικός στροβιλισμός στα ανώτερα στρώματα έχει τιμές 7-12 PVU. Όσον αφορά τη δυναμική θερμοκρασία, οι ισόθερμες στις 28/09 και 29/09 (20-25E)

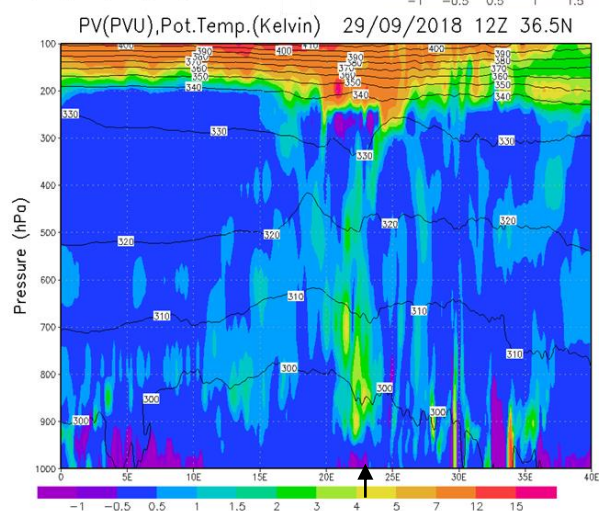
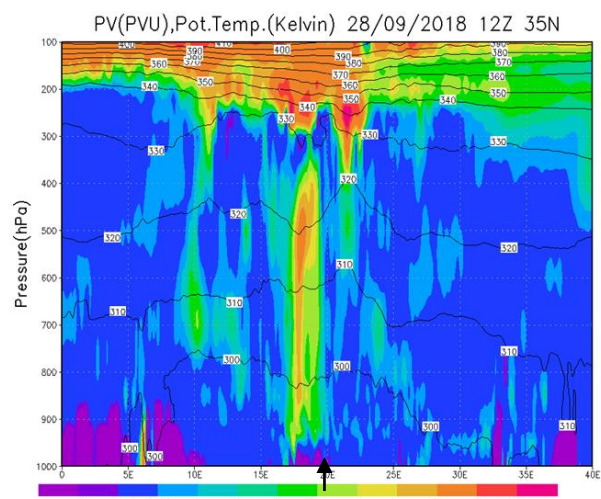
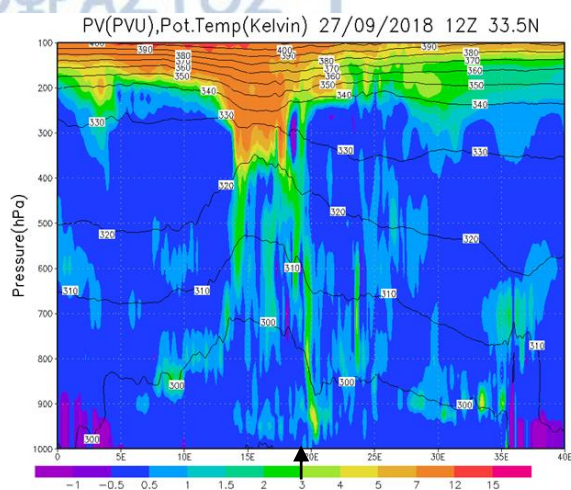
1200 UTC αποκτούν καθοδική φορά γεγονός που σημαίνει ότι το σύστημα απέκτησε θερμό πυρήνα (Σχήμα 4.4).

Στη συνέχεια φαίνεται ο σχετικός στροβιλισμός στην κατακόρυφη διάσταση. Γενικά οι τιμές του βρίσκονται μεταξύ $40-60 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ενώ στις 28/09 (15-20E) φτάνουν μέχρι και τα $80-100 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$. Αυτές οι υψηλές τιμές σχετικού στροβιλισμού δείχνουν ότι το σύστημα είχε κυκλωνική δομή με μεγάλη ένταση. Στις 29/09 παρατηρείται γενική μείωση του σχετικού στροβιλισμού (Σχήμα 4.5).

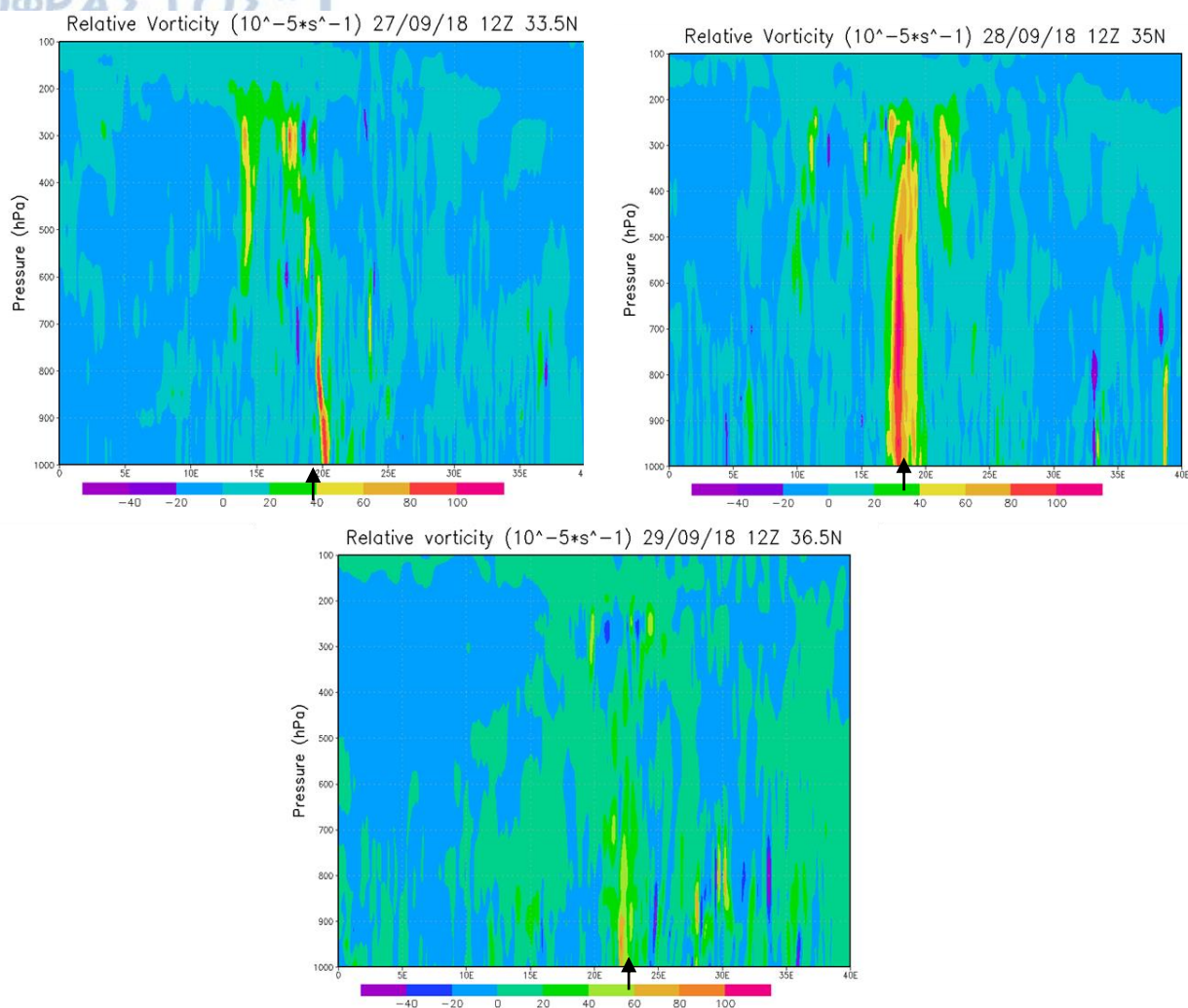
Οι τιμές της απόκλισης μπορούν να μας δείξουν αν υπάρχει σύγκλιση ή όχι των αέριων μαζών. Αρνητικές τιμές δείχνουν σύγκλιση ενώ θετικές απόκλιση. Αυτό το μέγεθος σχετίζεται με τη παρουσία αεροχείμαρρου, αφού έτσι προκαλούνται ανοδικές κινήσεις σε ανώτερα τμήματα της τροπόσφαιρας και σύγκλιση στα κατώτερα, φαινόμενο που συμβάλλει στη βύθιση μιας ύφεσης (Κουπίδης, 2019). Στις τομές και ειδικότερα στις 28/09, φαίνεται αρκετά καθαρά η σύγκλιση των αερίων μαζών κοντά στην επιφάνεια (περίπου 1000 hPa) με αρνητικές τιμές (μωβ-μπλε χρώματα), $40-30 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$, ενώ στα 500-700 hPa υπάρχει απόκλιση (κίτρινα-πορτοκαλί χρώματα), $40-50 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ (Σχήμα 4.6).

Στο Σχήμα 4.7 βλέπουμε την κατανομή της ταχύτητας του κατακόρυφου ανέμου. Το διάγραμμα δείχνει ουσιαστικά αν υπάρχουν ανοδικές (αρνητικές τιμές) ή καθοδικές (θετικές τιμές) κινήσεις στο σύστημα που μελετάται κάθε φορά. Στις 27/09 (20E) και 28/09 (15-20E) 1200 UTC κοντά στον πυρήνα του κυκλώνα παρατηρούνται κυρίως καθοδικές κινήσεις ενώ στις 29/09 1200 UTC ανοδικές (το κέντρο για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή είναι περίπου στα 25 E) (Σχήμα 4.7).

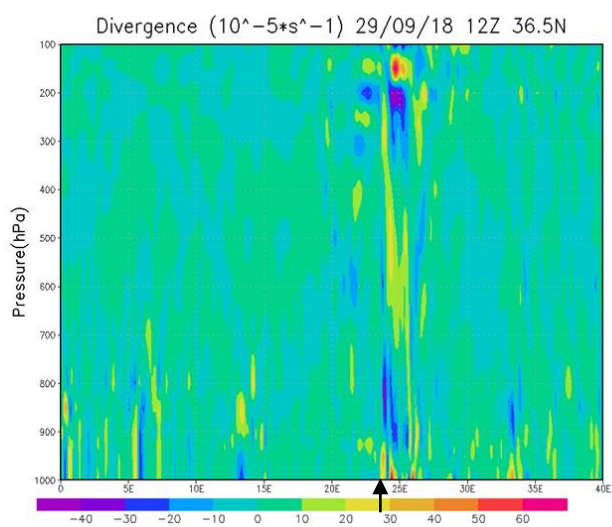
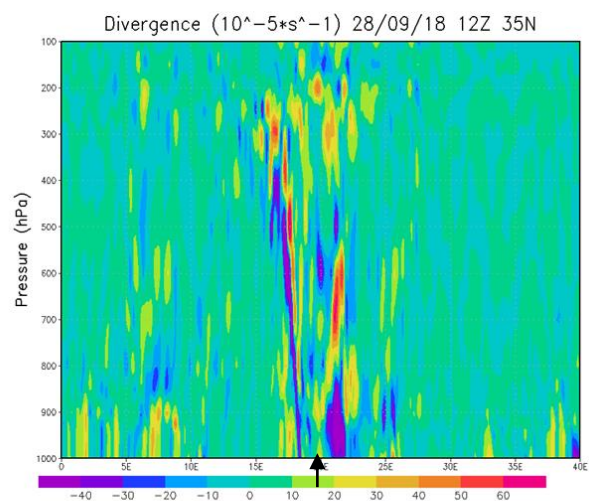
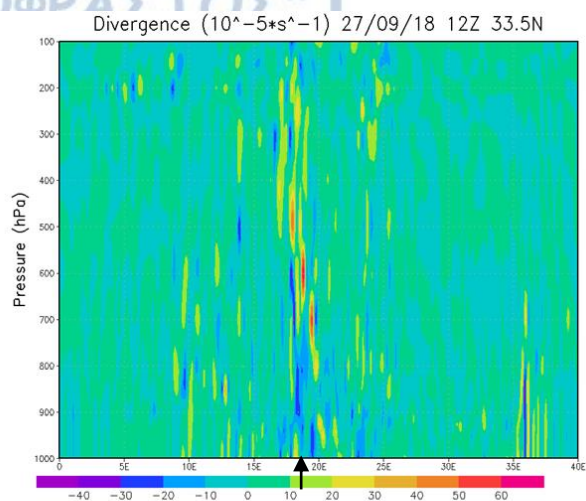
Στο τελευταίο σχήμα παρουσιάζεται η ταχύτητα της V συνιστώσας του ανέμου. Με αρνητικές τιμές και αποχρώσεις του μπλε αναπαρίστανται οι βόρειοι άνεμοι ενώ με κόκκινες αποχρώσεις και θετικές τιμές οι νότιοι. Στις 27/09 φαίνεται ότι αρχίζει ένας διαχωρισμός μεταξύ αρνητικών-θετικών τιμών, ο οποίος γίνεται εντονότερος τα επόμενα δύο 24ωρα. Αυτό μας δείχνει ότι σταδιακά το σύστημα απέκτησε σταθερή, συμπαγή κυκλωνική ροή ειδικά κοντά στην επιφάνεια. Οι τιμές των νότιων ανέμων ήταν μεταξύ 10-20 m/s με μέγιστη τιμή (κοντά στην επιφάνεια) τα 30 m/s στις 28/09 1200 UTC (15-20E) και οι βόρειοι άνεμοι κυμάνθηκαν στα 10-20 m/s με τη μέγιστη τιμή να εμφανίζεται πάλι στις 28/09 τα 30 m/s. Αυτή η δομή του ανέμου συμφωνεί και με την ύπαρξη θερμού πυρήνα (Σχήμα 4.8).



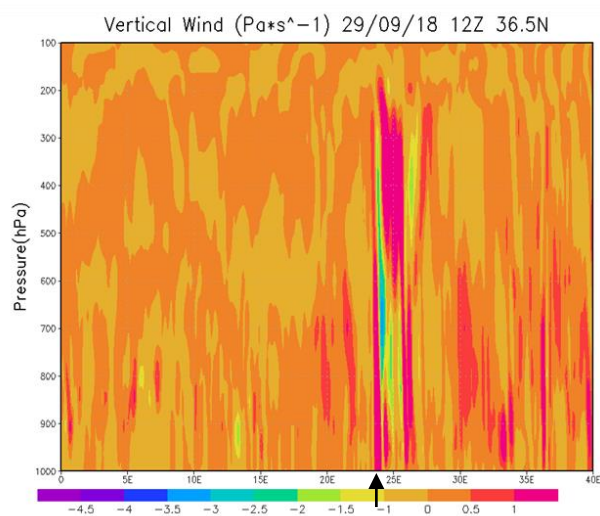
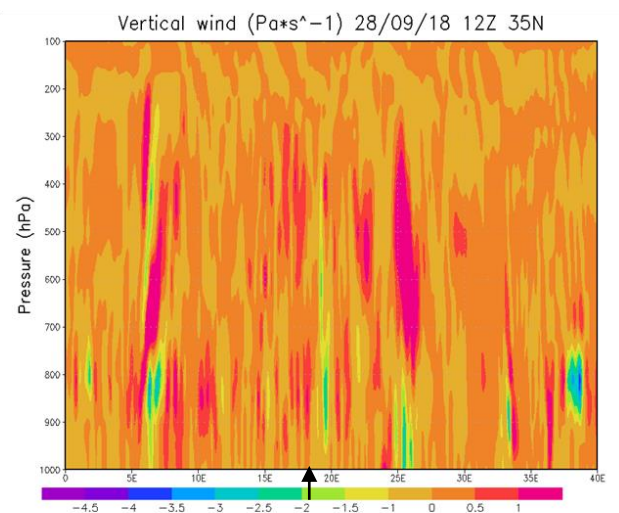
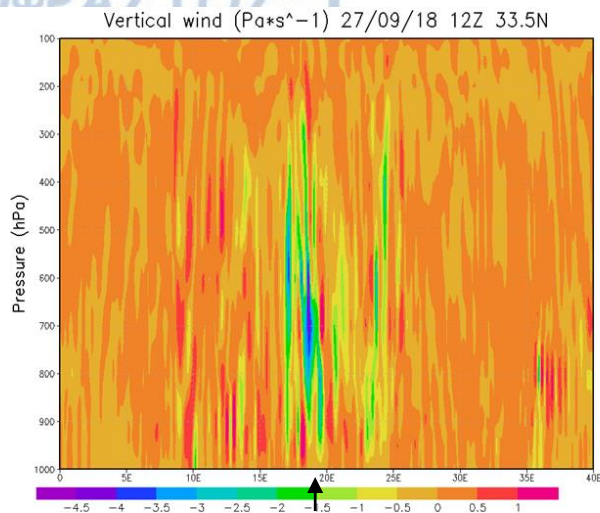
Σχήμα 4.4 Δυναμικός στροβιλισμός (PVU) με χρωματισμένες περιοχές και δυναμική θερμοκρασία (K) με καμπύλες. Οι ημερομηνίες και οι χρονικές στιγμές αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη. Με μαύρο βέλος φαίνεται το κέντρο του συστήματος.



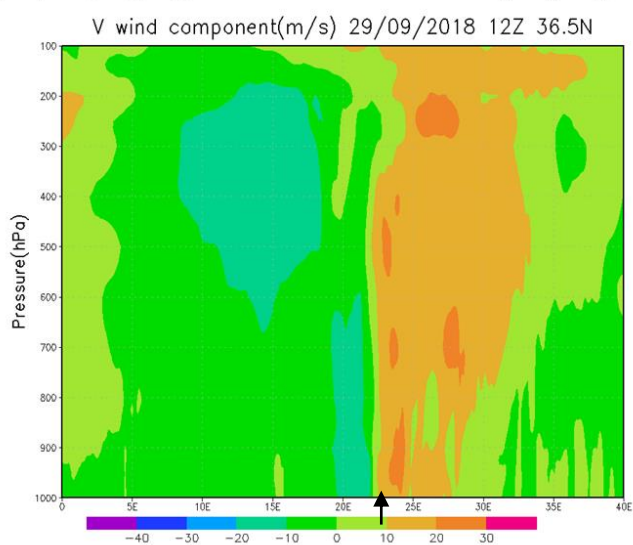
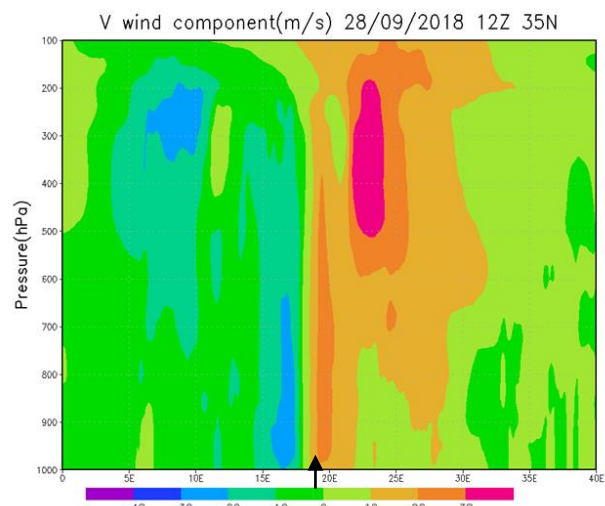
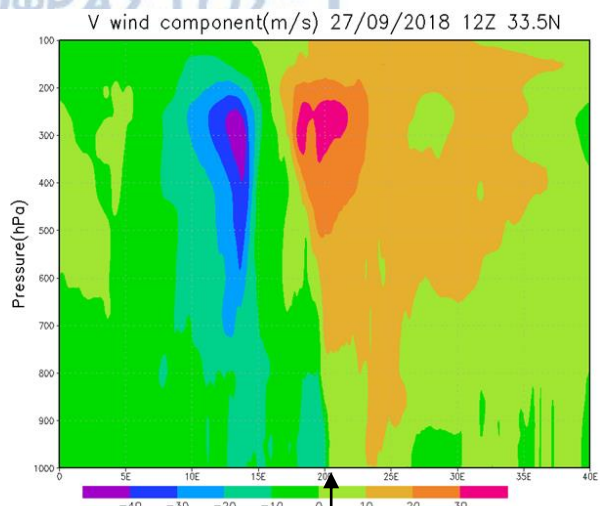
Σχήμα 4.5 Σχετικός στροβιλισμός (10^{-5}s^{-1}). Οι ημερομηνίες, οι χρονικές στιγμές και το γεωγραφικό πλάτος αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη. Με μαύρο βέλος φαίνεται το κέντρο του συστήματος.



Σχήμα 4.6 Απόκλιση (10^{-5}s^{-1}). Οι ημερομηνίες, οι χρονικές στιγμές και το γεωγραφικό πλάτος αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη. Με μαύρο βέλος φαίνεται το κέντρο του συστήματος.



Σχήμα 4.7 Ταχύτητα κατακόρυφου ανέμου ($\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), οι ημερομηνίες. Οι χρονικές στιγμές και το γεωγραφικό πλάτος αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη. Με μαύρο βέλος φαίνεται το κέντρο του συστήματος.



Σχήμα 4.8 V συνιστώσα ανέμου (m/s), οι ημερομηνίες, οι χρονικές στιγμές και το γεωγραφικό πλάτος αναγράφονται πάνω από κάθε χάρτη. Με μαύρο βέλος φαίνεται το κέντρο του συστήματος.

Στην παρούσα εργασία έγινε συνοπτική και δυναμική ανάλυση της περίπτωσης του μεσογειακού κυκλώνα Ζορμπά με τη χρήση πλεγματικών δεδομένων από αναλύσεις του ECMWF, παρατηρήσεις επίγειων σταθμών και δορυφορικών εικόνων. Ο κυκλώνας είχε επίδραση κυρίως σε περιοχές της Πελοποννήσου, σε νησιά του Ιονίου και στην Αττική. Διήρκησε περίπου τέσσερις ημέρες, με την κύρια δράση του να παρουσιάζεται στο διάστημα 28-29/09/18, τη δημιουργία του στον κόλπο της Σύρτης στις 27/09/18 και τη κατάρρευση του στο βορειανατολικό Αιγαίο στις 30/09/18.

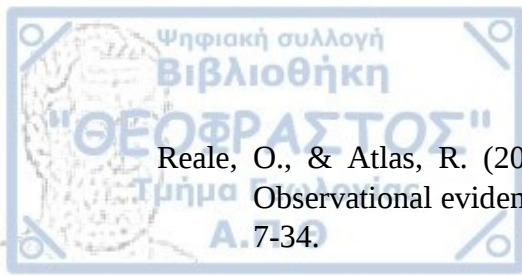
Σύμφωνα με τη συνοπτική ανάλυση φάνηκε ότι βασική αιτία της κυκλογένεσης στα παράλια της Λιβύης ήταν η άφιξη ενός αυλώνα, από τα βορειοανατολικά στην περιοχή δημιουργώντας στη συνέχεια ένα αποκομμένο βαρομετρικό χαμηλό. Η κίνηση αυτή του αυλώνα ήταν αποτέλεσμα του σχηματισμού ενός αντικυλώνα εμποδισμού στη δυτική Ευρώπη και Ατλαντικό ο οποίος με τη σειρά του ανάγκασε τον αεροχείμαρρο να ακολουθήσει νοτιοδυτική πορεία, γεγονός που συσχετίζεται με την άφιξη του αυλώνα και ενίσχυσε τη βάθυνση της ύφεσης.

Το σύστημα παρουσίασε ελάχιστη πίεση στη ΜΣΘ στις 29/09 στην Καλαμάτα με τιμή 1002.4 hPa. Από τις δορυφορικές εικόνες φάνηκε ότι ο Ζορμπάς απέκτησε τυπική δομή κυκλώνα, στις 28/09 εμφανίζοντας χαρακτηριστικά, όπως το «μάτι» και σπειροειδή μορφή νεφών. Προκάλεσε έντονες καταιγίδες στις περιοχές που αναφέρθηκαν σημειώνοντας μέγιστο ύψος αθροιστικής βροχόπτωσης στην Ελευσίνα (67mm μέσα σε 24 ώρες). Από την ανάλυση επίσης βρέθηκε ότι αξιοσημείωτη ήταν η επίδραση της διείσδυσης ξηρού αέρα στην περαιτέρω βάθυνση του κυκλώνα. Τέλος, η αλληλεπίδραση της θάλασσας και του συστήματος ήταν από τους βασικούς μηχανισμούς διατήρησης του, αφού οι θερμοκρασίες στην επιφάνεια της θάλασσας ήταν αρκετά υψηλές (26-28 °C).

Όσον αφορά τα δυναμικά χαρακτηριστικά του μεσογειακού κυκλώνα, παρατηρήθηκαν, από του χάρτες αλλά και τις κατακόρυφες τομές, αρκετές ομοιότητες με τους τροπικούς κυκλώνες όπως θερμός πυρήνας, υψηλές τιμές σχετικού στροβιλισμού, σύγκλιση αερίων μαζών κοντά στην επιφάνεια και μικρή τιμή κατακόρυφης διάτμησης ανέμου. Τέλος, σημαντικό γεγονός που σχετίζεται πολλές φορές με έντονες υφέσεις, όπως οι κυκλώνες, αποτέλεσε η αναδίπλωση της τροπόπαυσης, η οποία είχε ως αποτέλεσμα τη μεταφορά στρατοσφαιρικού αέρα σε κατώτερα στρώματα προκαλώντας έτσι έντονη βάθυνση του συστήματος. Η τροπόπαυση σε ορισμένες θέσεις διαπέρασε τη μέση τροπόσφαιρα, με την ελάχιστη τιμή να παρατηρείται στις 27/09, περίπου 4000-5000 gpm.

- Alpert, P., & Ziv, B. (1989). The Sharav cyclone: Observations and some theoretical considerations. *J. Geophys. Res.*, 94, 18495-18514.
- Alpert, P., Neeman, B. U., & Shay-El, Y. (1990). Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 42(1), 65-77.
- Browning, K. (1997). The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. *Meteorological Applications*, 4(4), 317-324.
- Capaldo, M., Conte, M., Finizio, C., & Todisco, G. (1980). A detailed analysis of a severe storm in the central Mediterranean- The case of the Trapani flood. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 40, 183-199.
- Cavicchia, L., & von Storch, H. (2012). The simulation of medicanes in a high-resolution regional climate model. *Climate dynamics*, 39(9), 2273-2290.
- Conte, M. (1986). The meteorological bomb in the Mediterranean: a synoptic climatology. *WMO TD, App. 4*(No 128), 17-31.
- DeMaria, M., & Kaplan, J. (1994). Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *Journal of climate*, 7(9), 1324-1334.
- DeMaria, M., & Kaplan, J. (1999). An updated statistical hurricane intensity prediction scheme (SHIPS) for the Atlantic and eastern North Pacific basins. *Weather and Forecasting*, 14(3), 326-337.
- Emanuel, K. (1988). The maximum intensity of hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, 45(7), σσ. 1143-1155.
- Gray, W. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Review*, 96(10), 669-700.
- Gray, W. (1979). Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation, *Meteorology Over Tropical Oceans*. D. B. Shaw (Ed.). *Roy. Meteor. Soc.*, James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX, 155-218.
- Gyakum, J. R., 1991: Meteorological precursors to the explosive intensification of the QE II storm. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1105- 1131.
- Homar, V., Ramis, C., & Alonso, S. (2002, January). A deep cyclone of African origin over the Western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation. *Annales Geophysicae*(Vol.20), 93-106.
- Hoskins, B. J., & Berrisford, P. (1988). A potential vorticity perspective of the storm of 15-16 October 1987. *Weather*, 43, 122-129.

- Huffman, G.J., Stocker, E.F., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., & Jackson, T. (2019). GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [06/03/2023], 10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06
- Jing, X., Yuqing, W., & Zhe-Min, T. (2016). The relationship between sea surface temperature and maximum intensification rate of tropical cyclones in the North Atlantic. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(12), 4979-4988.
- Karacostas, T., & Flocas, A. (1983). The Development of the "Bomb" Over the Mediterranean Area. *La Meteorologie*, No 33,351-358.
- Kouroutzoglou, J., al., Samos, I., Flocas, H., Hatzaki, M., Lamarinis, C., Mamara, A., Emmannouil, A. (2021). Analysis of the Transition of an Explosive Cyclone to a Mediterranean Tropical-like Cyclone. *Atmosphere*, 12,1438.
- 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.
- Landsea, C., Bell, G., Gray, W., & Goldberg, S. (1998). The extremely Active 1995 Atlantic Hurricane Season: Environmental Conditions and Verification of Seasonal Forecasts. *Monthly weather review*, 126, 1174-1193.
- Lawrence, & Rappaport. (1994). Eastern North Pacific Hurricane Season of 1992. *Monthly Weather review*, 122 (3), 549–558.
- Maheras, P., Flocas, H., Patrikas, I., & Anagnostopoulou, C. (2001). 40 Year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region :Spatial and temporal distribution. *International Journal of climatology*(21), 109-130.
- 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.
- Miller, B. (1958). On the maximum intensity of hurricanes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 15(2), 184-195.
- Moscatello, A., Miglietta, M. M., & Rotunno, R. (2008). Numerical analysis of a Mediterranean “hurricane” over southeastern Italy. *Monthly Weather Review*, 136(11), 4373-4397.
- Pettersen, S. (1956). *Weather Analysis and Forecasting*. New York: Mac Graw Hill.
- Portmann, R., González-Alemán, J. J., Sprenger, M., & Wernli, H. (2020). How an uncertain short-wave perturbation on the North Atlantic wave guide affects the forecast of an intense Mediterranean. *Weather Clim. Dynam.*, 597–615.
- Pytharoulis, I., Craig, G., & Ballard, S. (2000). The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995. *Met. Apps*(7), 261-279.



Reale, O., & Atlas, R. (2001). Tropical cyclone-like vortices in the extratropics: Observational evidence and synoptic analysis. *Weather and forecasting*, 16(1), 7-34.

Sanders, F. (1986). Explosive cyclogenesis in the west-central North Atlantic Ocean, 1981–84. Part I: Composite structure and mean behavior. *Monthly weather review*, 114(10), 1781-1794.

Sanders, F., & Gyakum, J. (1980). Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review*, 108(10), 1589-1606.

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

Tous, M., & Romero, R. (2011). Medicanes: cataloguing criteria and exploration of meteorological environments. *Tethys*(8), 53-61.

Trigo, I., Bigg, G., & Davies, T. (2002). Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Monthly Weather Review*, 130(3), 549-569.

Trigo, I., Davies, T., & Bigg, G. (1999). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of climate*, 12(6), 1685-1696.

Tuleya, R., & Kurihara, Y. (1981). A numerical study on the effects of environmental flow on tropical storm genesis. *Monthly Weather Review*, 109(12), 2487-2506.

Van Delden, A., & Neggers, R. (2003). A case study of tropopause cyclogenesis. *Meteorological Applications*, 10(2), 187-199.

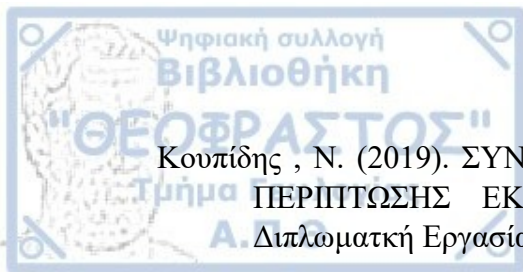
Van Zuylen, Sue, Glyn Trethewy, Helen McIsaac, and Ray Handley. 2007. *Geography Focus 1: Stage 4. Teacher’s Edition*. Australia: Pearson Education.

Zehr, R. (1992). Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Technical Report NESDIS 61, Washington, D.C.

Zekkos, D., Zalachoris, G., Alvertos, A. E., Amatya, P. M., & Stanley, T. (2020). *The September 18-20 2020 Medicane Ianos Impact on Greece Phase I Reconnaissance Report*. UMBC GESTAR II Collection.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Καρακώστας, Θ. (2013). *Σημειώσεις Συνοπτικής και Δυναμικής Μετεωρολογίας. Σημειώσεις Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον»*. Θεσσαλονίκη.



Κουπίδης, Ν. (2019). ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΙΜΟΤΗΤΑ ΜΙΑΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ ΕΚΡΗΚΤΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ. Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ

Μαμάρα Α., Χατζηαποστόλου Ε., & Καραταράκης Ν. (2018). Σημαντικά καιρικά και κλιματικά φαινόμενα στην Ελλάδα κατά το 2018. Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, Αθήνα.

Παρανός-Λιόλιος, Χ. (2016). ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΧΑΜΗΛΩΝ ΜΕ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ. Θεσσαλονίκη. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ.

Πυθαρούλης, Ι. (2010). *Αριθμητική Πρόγνωση Καιρού. Σημειώσεις Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον»*. ΑΠΘ

Φλόκας Α. (1992). *Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας* (48-49). Θεσσαλονίκη : Εκδόσεις ΖΗΤΗ.

Χρονοπούλου-Σερέλη, & Α.Φλόκας. (2020). Τροπικοί Κυκλώνες. Στο Χρονοπούλου-Σερέλη, & Α.Φλόκας, *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας* (345-348). Θεσσαλονίκη: Εκδόσεις ΖΗΤΗ.

ΔΙΑΔΙΚΤΥΑΚΕΣ ΠΗΓΕΣ

<https://pics.eumetsat.int/viewer/index.html>

http://www.emy.gr/emv/el/pdf/2018_GRsignificantEVENT_gr.pdf

<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni>

