ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ



ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ, ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Πτυχιακή Εργασία

Καρέτσου Ευαγγελία - Α.Μ. 21527

Επιβλέπων καθηγητής : Πέτρος Κατσαφάδος, Αναπληρωτής Καθηγητής

Αθήνα 2019

ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ, ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΩΝ ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

Πτυχιακή Εργασία

Καρέτσου Ευαγγελία - Α.Μ. 21527

Επιβλέπων καθηγητής : Πέτρος Κατσαφάδος, Αναπληρωτής Καθηγητής

Αθήνα 2019

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θέλω να εκφράσω τις ειλικρινείς και θερμές μου ευχαριστίες σε όσους συνέβαλαν στην ολοκλήρωση αυτής της προσπάθειας. Πρώτα απ' όλα, στον επιβλέποντα καθηγητή της πτυχιακής μου εργασίας, κύριο Πέτρο Κατσαφάδο για τη συνεχή καθοδήγηση, την αμέριστη υποστήριξη, τις ουσιώδεις συμβουλές καθώς επίσης και την αδιάκοπη συμπαράσταση και ενθάρρυνση που μου παρείχε σε όλο αυτό το χρονικό διάστημα.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον υπεύθυνο κατά την Πρακτική μου άσκηση στην Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY), Αντισμήναρχο και Τμηματάρχη του Εθνικού Μετεωρολογικού Κέντρου (EMK), κύριο Γιάννη Κουρουτζόγλου, για τον πολύτιμο χρόνο που διέθεσε για την περάτωση της παρούσας εργασίας, την καθοδήγηση και την ουσιαστική επιστημονική βοήθεια που μου προσέφερε όποτε τη χρειαζόμουν, τις σημαντικές υποδείξεις και συμβουλές που με κατεύθυναν σ' ένα σωστό τρόπο σκέψης πάνω απ' όλα και μου προσέφεραν σημαντικά εφόδια για την μετέπειτα ζωή μου. Ακόμη, θα επιθυμούσα να ευχαριστήσω την συνάδελφο στην EMY και φίλη μου πλέον Γαρυφαλλιά Ντούλε, για την υπέροχη συνεργασία κατά τη διάρκεια της Πρακτικής μου άσκησης, τις πολύτιμες γνώσεις και συμβουλές και την στήριξη που μου παρείχε.

Θα ήθελα, ακόμη, να ευχαριστήσω τους φίλους μου καθώς και ορισμένους πολύ αγαπητούς και αξιόλογους ανθρώπους που συνάντησα κατά τη διάρκεια των σπουδών μου, που με την καθημερινή τους συμπαράσταση, την υπομονή τους και την θετική τους σκέψη, συνέβαλλαν στην εκπλήρωση των στόχων που είχα θέσει.

Τέλος, το μεγαλύτερο «ευχαριστώ» είναι στα αγαπημένα μου πρόσωπα, στους γονείς μου, που αποδέχθηκαν όλες τις επιλογές μου, που είναι δίπλα μου σε κάθε μου βήμα, που μου δείχνουν απόλυτη εμπιστοσύνη και μου παρέχουν στήριξη όλα αυτά τα χρόνια, χωρίς την οποία τίποτα από όσα έχω καταφέρει μέχρι σήμερα δεν θα ήταν πραγματικότητα.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Περίληψη	1
Abstract	3
Πρώτο Κεφάλαιο – Θεωρία	5
1.1 Χωρική και χρονική κατανομή της κυκλογένεσης	5
1.2 Παράγοντες που επηρεάζουν την κυκλογένεση στη Μεσόγειο	11
Δεύτερο Κεφάλαιο – Συνοπτική κατάσταση	27
2.1 Ανώτερα στρώματα	27
2.2 Κατώτερα στρώματα - επιφάνεια	29
Τρίτο Κεφάλαιο – Θερμοδυναμική ανάλυση	38
3.1 Ανώτερα στρώματα	38
3.2 Κατώτερα στρώματα	41
Τέταρτο Κεφάλαιο – Περιγραφή των καιρικών φαινομένων που εκδηλώθηκαν	44
4.1 Απεικόνιση της εξέλιξης της συνοπτικής κατάστασης μέσα από τις δορυφορικές φωτογραφίες	44
4.2 Η πραγματική εικόνα των καιρικών φαινομένων όπως παρουσιάστηκε από τον ηλεκτρονικό τύπο	49
Συμπεράσματα	54
Πηγές και βιβλιογραφία	56

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στη συγκεκριμένη εργασία παρουσιάζεται μία εκτενής ανάλυση μιας χαρακτηριστικής συνοπτικής κατάστασης που επηρέασε με ισχυρά καιρικά φαινόμενα τον ελληνικό χώρο προς το τέλος του Φεβρουαρίου του 2019. Η συνοπτική αυτή κατάσταση χαρακτηρίστηκε από την ύπαρξη μορφής εμποδισμού στα μέσα και ανώτερα στρώματα στην περιοχή του Ατλαντικού και της δυτικής Ευρώπης, η οποία κατά τη διάρκεια του επεισοδίου επεκτάθηκε έως και την περιοχή της Σκανδιναβίας. Η ίδια, μάλιστα, στρέφοντας τον δείκτη κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας από ζωνικό σε μεσημβρινό και λειτουργώντας ως μια δυναμική ασταθής έξαρση, ευνόησε την κάθοδο ισχυρής κυκλωνικής κυκλοφορίας στα ανώτερα στρώματα προς την ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, συνοδευόμενης από επιφανειακή μετωπική δραστηριότητα στην περιοχή των Βαλκανίων. Τα κύρια χαρακτηριστικά του παραπάνω ιδιαίτερου συνοπτικού τύπου για τον ελληνικό χώρο ήταν:

α) η επέκταση ισχυρού επιφανειακού ψυχρού αντικυκλώνα ως αποτέλεσμα αφενός μεν της καθόδου προς τον ελληνικό χώρο της ισχυρής κυκλωνικής κυκλοφορίας στα ανώτερα στρώματα και αφετέρου της διέλευσης του επιφανειακού ψυχρού μετώπου από την περιοχή των ανατολικών Βαλκανίων προς τα βορειοανατολικά τμήματα της Ελλάδας και την περιοχή της Μαύρης θάλασσας. Μάλιστα, ήταν τόσο ισχυρή η ψυχρή εισβολή στα κατώτερα στρώματα ώστε το κέντρο του επιφανειακού ψυχρού αντικυκλώνα, ο οποίος επεκτάθηκε προς τον ελληνικό χώρο, εμφάνισε πιέσεις στο κέντρο του, της τάξης των 1046hPa στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης, πιέσεις οι οποίες δεν απαντώνται συχνά σε επεκτάσεις του ευρωπαϊκού αντικυκλώνα προς την περιοχή των Βαλκανίων και του ελληνικό χώρο. Μάλιστα, οι θερμοκρασίες στα 850hPa πάνω από τον ελληνικό χώρο κατά τη διάρκεια του επεισοδίου ήταν της τάξης -10 με -12 °C στα κεντρικά και βόρεια τμήματα της χώρας.

β) ωστόσο, όλα τα παραπάνω αποτελούν την πρώτη φάση του επεισοδίου, αφού κατά τη διάρκεια της δεύτερης φάσης η κάθοδος της οργανωμένης ισχυρής κυκλωνικής κυκλοφορίας στα ανώτερα στρώματα προς την περιοχή των νοτίων τμημάτων της Μεσογείου και συγκεκριμένα του Κόλπου της Σύρτης, οργάνωσε ισχυρή επιφανειακή ύφεση στην εν λόγω περιοχή, η οποία παρουσίασε κίνηση A-BA και συνδυάστηκε με τον προϋπάρχοντα ισχυρό ψυχρό επιφανειακό αντικυκλώνα πάνω από τη χώρα, με αποτέλεσμα την περαιτέρω ενίσχυση των φαινομένων πάνω από τον ελληνικό χώρο.

1

Η ανάλυση χωρίζεται σε τέσσερα τμήματα:

α) το πρώτο τμήμα περιέχει το κομμάτι της συνοπτικής εξέτασης του συγκεκριμένου συνοπτικού τύπου μέσα από χάρτες ανώτερης τροπόσφαιρας (γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασίες στα 500hPa, ανέμους στα 300hPa, σχετικός γεωστροφικός στροβιλισμός στα 300hPa) και εξέταση των αντίστοιχων συνοπτικών διεργασιών στην επιφάνεια και τα κατώτερα στρώματα μέσα από την εξέταση των παραμέτρων MSLP, ανέμους και θερμοκρασίες στα 850hPa και ανέμους αντίστοιχα στα 1000hPa.

β) το δεύτερο τμήμα περιλαμβάνει την εξέταση δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων στην ανώτερη και κατώτερη τροπόσφαιρα αντίστοιχα, όπως μεταφορές του απόλυτου στροβιλισμού στα 500hPa, θερμικές μεταφορές στην ανώτερη και κατώτερη τροπόσφαιρα, σύγκλιση – απόκλιση σε συγκεκριμένες ισοβαρικές επιφάνειες καθ' ύψος στην τροπόσφαιρα, δυναμικό στροβιλισμό στην ισεντροπική επιφάνεια των 320K, ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία στα 850hPa.

γ) στο τρίτο κομμάτι της εργασίας παρουσιάζονται δεδομένα από την εξέλιξη της πραγματικής κατάστασης όπως αυτή αποτυπώθηκε στις φωτογραφίες του δορυφόρου, στις παρατηρήσεις των σταθμών του δικτύου της ΕΜΥ και από το δίκτυο εντοπισμού των ηλεκτρικών εκκενώσεων καθώς και το πώς παρουσιάστηκε το φαινόμενο των ημερών από τον ηλεκτρονικό τύπο.

Θεωρώντας ως δεδομένο ότι η κατηγορία των συνοπτικών καταστάσεων που επηρεάζουν τον ελληνικό χώρο και οι οποίες χαρακτηρίζονται από τον συνδυασμό ενός ισχυρού ψυχρού αντικυκλώνα πάνω από τον ελληνικό χώρο με αντίστοιχη ισχυρή κυκλογένεση και μετωπογένεση νότια αυτού, προκαλούν στην συντριπτική πλειοψηφία των περιπτώσεων ισχυρά φαινόμενα πάνω από την Ελλάδα, στόχος της συγκεκριμένης εργασίας είναι η ανάλυση της συγκεκριμένης συνοπτικής κατάστασης και ο εντοπισμός της συνέργειας των δυναμικών και θερμοδυναμικών διεργασιών στην ανώτερη και την κατώτερη τροπόσφαιρα. Αυτές, θα καταδείξουν τις ιδιαιτερότητες της ομάδας αυτής των συνοπτικών καταστάσεων, η οποία κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου εμφανίζεται με αυξημένη συχνότητα πάνω από τον ελληνικό χώρο, στοιχείο το οποίο κατέδειξε και η ψυχρή περίοδος από τον Οκτώβριο του 2018 έως και τον Μάρτιο του 2019 στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

ABSTRACT

In this study, an extended analysis of a characteristic synoptic situation which affected with strong weather phenomena the Greek region during the end of February 2019, will be presented. This synoptic situation was characterized by the occurrence of a blocking anticyclone in the middle and upper levels in the area between the Atlantic and western Europe, which was expanded towards the Scandinavia area. This, sifting thus the atmospheric situation index from zonal to meridional and acting as a dynamically unstable ridge, favored the intrusion of a strong upper level cyclonic circulation towards the eastern Mediterranean area, accompanied by a respective surface frontal activity in Balkans. The main characteristics of the above individual synoptic type for the Greek area were:

a) the extension of a strong surface cold anticyclone as a result of the respective southward propagation of an intense upper level cyclonic circulation and the S-SE movement of a surface cold front from the area of eastern Balkans towards the northeast parts of Greece and the Black Sea area. Actually, the low level cold intrusion was so strong that the center of the surface cold anticyclone that was extended towards the Greek area, presented central pressures of about 1046hPa in central Europe, pressures which are not often occur during the extensions of the European anticyclone towards the Balkans area and the Greek region. The respective 850hPa temperatures above the Greek area during the episode lied between - 10 to -12 °C over the north and central parts of the country.

b) nevertheless, all the above represent the first phase of the episode, since during the second phase the southward movement of an organized strong upper level cyclonic circulation towards the southern parts of Mediterranean and specifically over the Gulf of Syrte, organized a strong surface depression over the above area, which presented an E-NE movement and combined with a pre-existed strong surface anticyclone over Greece, having as a result the further enhancement of the weather phenomena over the Greek area.

The analysis will be divided in four parts:

a) the first part will contain the synoptic examination of this circulation type through the use of upper level synoptic charts (500hPa geopotential heights and temperatures, 300hPa winds, 300hPa relative geostrophic vorticity) and examination of the respective synoptic processes at surface and low levels through the use of MSLP, 850hPa winds and temperatures and 1000hPa winds respectively. b) the second part will contain the examination of the dynamic and thermodynamic parameters at the lower and upper troposphere respectively, such as 500hPa absolute vorticity advections, thermal advections in both the upper and the lower troposphere, convergence – divergence at specific isobaric levels throughout the troposphere, potential vorticity over the isentropic surface of 320K and the 850hPa equivalent potential temperature.

c) in the third part of this study will be presented the actual weather from the evolution of this synoptic situation, as it was imprinted from satellite images, observations from the surface network stations of HNMS and the respective network for the detection of lighting occurrence and recordings from the electronic press.

Considering that this category of synoptic situations which affect the Greek region and are characterized by the combination of a strong surface anticyclone above the Greek region with a respective strong surface cyclogenesis and frontogenesis south of it, cause in the majority of the cases intense weather phenomena over Greece, the target of this study is the analysis of the synoptic processes and the specification of the synergy between the dynamic and thermodynamic processes in the upper and lower troposphere. These, will demonstrate the individual characteristics of this group of synoptic types which is presented with a high frequency during the cold period of the year as it was verified from the behavior of the period between October 2018 until the March of 2019 in the region of the Eastern Mediterranean.

ΠΡΩΤΟ ΚΕΦΑΛΑΙΟ

ΘΕΩΡΙΑ

1.1 Χωρική και χρονική κατανομή της κυκλογένεσης

Η κυκλογένεση στη Μεσόγειο είναι μικρότερης κλίμακας σε σχέση με τα αντίστοιχα χαμηλά των μέσων γεωγραφικών πλατών, των οποίων η εμφάνιση ρυθμίζεται σε μεγάλο βαθμό από την ύπαρξη της ορογραφίας, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται συχνά σαν ορογραφικά χαμηλά σε υπήνεμες περιοχές, κυρίως των βορείων βαροκλινικών τμημάτων αυτής (Trigo et al., 1999; Lionello et al., 2006). Η ανάπτυξή τους, ωστόσο, σε ορισμένες περιπτώσεις είναι ταχεία με συνέπεια να αναπτύσσονται ισχυρές βαθμίδες της πίεσης σε αποστάσεις 150-300km από το κέντρο του χαμηλού και σε χρονικά διαστήματα της τάξης των 12-18hr. Η στατιστική επεξεργασία των χωρικών και χρονικών κατανομών της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, έχει αποδείξει ότι αποτελεί μια από τις δευτερεύουσες περιοχές κυκλογένεσης στο Β. Ημισφαίριο (Pálmen and Newton, 1969).

Η αλληλεπίδραση ανάμεσα στη Μεσόγειο και τις παρακείμενες περιοχές όπου παρουσιάζονται κύρια μέγιστα της κυκλωνικής δραστηριότητας στο Β. Ημισφαίριο όπως η περιοχή του Ατλαντικού ή της ΒΔ Ευρώπης, υποδεικνύει ότι τα χαμηλά της Μεσογείου θα έπρεπε κατά κύριο λόγο να αποτελούν κυματικές υφέσεις οι οποίες ακολουθούν το βαροκλινικό μοντέλο ανάπτυξης και οι οποίες δημιουργούνται εκτός της περιοχής και εισβάλλουν σε αυτήν πηδαλιουχούμενες από τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας (Sutcliffe, 1960b). Παρόλα αυτά, η κυκλογένεση στη Μεσόγειο 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). Αυτός ακριβώς είναι και ο λόγος για τον οποίο η μελέτη της δυναμικής της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο απαιτεί τον προσδιορισμό και την καθιστούν ιδιαίτερη σε σχέση με άλλες περιοχές κυκλογένεσης των εξωτροπικών περιοχών.

Χωρίζοντας τη Μεσόγειο στο Δυτικό, Κεντρικό και Ανατολικό τμήμα (Σχήμα 1.1), τα ποιοτικά χαρακτηριστικά της κυκλογένεσης σε καθεμιά από τις παραπάνω περιοχές παρουσιάζουν ουσιώδεις διαφοροποιήσεις σε σχέση με τα υπόλοιπα τμήματα, αναδεικνύοντας τους διαφορετικούς μηχανισμούς που παίζουν τον κυριότερο ρόλο σε

καθεμιά από αυτές (Sutcliffe, 1960b; Karein, 1979; Radinovic, 1989; Alpert et al., 1990a; Shay-El and Alpert, 1991). $\Sigma \varepsilon$ ό,τι αφορά τη Δυτική Μεσόγειο, η θέση που θα δημιουργηθεί ένα χαμηλό εξαρτάται κατά κύριο λόγο από τη διεύθυνση και ένταση της ροής. Οι υφέσεις στην περιοχή αυτή σχηματίζονται: α) λόγω της κίνησης ψυχρών αερίων μαζών από τον Ατλαντικό οι οποίες διαμέσου του Βισκαικού Κόλπου εισέρχονται στη Μεσόγειο και ευνοούν τη γένεση υφέσεων στις Βαλεαρίδες και τον Κόλπο του Λέοντα με την επίδραση της ορογραφίας στην Ιβηρική χερσόνησο, και με τα Πυρηναία όρη να παίζουν ουσιαστικό ρόλο σε σημαντικό αριθμό περιπτώσεων και β) στην περιοχή της Καταλονίας και των Βαλεαρίδων, όπου οι υφέσεις όμως σε αρκετές περιπτώσεις παύουν να είναι ξεχωριστά χαμηλά μετά από ένα σύντομο διάστημα από τη γένεση τους, παρουσιάζοντας κίνηση προς την περιοχή του Κόλπου της Γένοβας όποτε και συγχωνεύονται με πιθανά προϋπάρχοντα χαμηλά της περιοχής αυτής και μετατρέπονται σε χαμηλά του Κόλπου της Γένοβας, εντασσόμενα στη συνολική κυκλογενετική δραστηριότητα των υπήνεμων περιοχών των Άλπεων (Jansà and Ramis, 1982). Επίσης σε ότι αφορά την κυκλογένεση στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, σημαντική είναι η κυκλογενετική δραστηριότητα στην περιοχή της Βορείου Αφρικής η οποία συνδέεται με τη δημιουργία των Σαγαριανών υφέσεων. Σε συνοπτικές καταστάσεις του τύπου αυτού, ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά είναι η εμφάνιση νοτίου-νοτιοδυτικού ρεύματος στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας πάνω από την περιοχή της Βόρειας Αφρικής και της Δυτικής Μεσογείου. Επιπλέον ένα από τα προσδιοριστικά στοιχεία είναι το γεγονός ότι αέριες μάζες τριών διαφορετικών τύπων συναντώνται και αλληλεπιδρούν στην εξέλιξη της κυκλογένεσης: Πολικές αέριες μάζες στα δυτικά τμήματα της Δυτικής Μεσογείου, θερμές αέριες μάζες αφρικανικής προέλευσης οι οποίες μεταφέρονται βόρεια από τους δημιουργούμενους νότιους ανέμους και οι Μεσογειακές αέριες μάζες οι οποίες βρίσκονται στη θαλάσσια περιοχή Βόρεια των Αφρικανικών ακτών. Η επίδραση της ορογραφίας όπως αυτή προσδιορίζεται από τα όρη του Άτλαντα παίζει καθοριστικό ρόλο σε τέτοιες ομάδες συνοπτικών καταστάσεων της Δυτικής Μεσογείου (Hortal et al., 1985; Prezerakos, 1985; Prezerakos, 1990; Prezerakos et al., 1990).

Οι υφέσεις της Κεντρικής και κυρίως Ανατολικής Μεσογείου μπορούν να σχηματιστούν όταν ένας εκτεταμένος αντικυκλώνας με το κέντρο του στην περιοχή της Ανατολικής Ευρώπης-Ρωσίας συνοδευμένος από ηπειρωτικές πολικές ή και αρκτικές αέριες μάζες επεκτείνεται νότια προς την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Όταν οι αέριες αυτές μάζες συναντούν τις προϋπάρχουσες θερμότερες αέριες μάζες πάνω από τη Μεσόγειο, ενισχύεται η οριζόντια θερμοβαθμίδα (horizontal temperature gradient) και κατά

συνέπεια δημιουργείται η βαροκλινικότητα¹ στα χαμηλά στρώματα, η οποία ευνοεί αντίστοιχα τη δημιουργία επιφανειακών υφέσεων. Ωστόσο οι υφέσεις στις δυο παραπάνω περιοχές και κυρίως στην Κεντρική Μεσόγειο, σχηματίζονται με σημαντικά μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης σαν αποτέλεσμα της κίνησης βαροκλινικών υφέσεων προερχόμενες από τις περιοχές του Βορείου Ατλαντικού ή της ΒΔ. Ευρώπης, με την επίδραση των Άλπεων ή των Πυρηναίων Ορέων να αποτελεί προσδιοριστικό παράγοντα για την τροποποίηση των μετωπικών δραστηριοτήτων των χαμηλών που προσκρούουν στους ορεινούς αυτούς όγκους, κατά τρόπο ώστε να δημιουργείται δευτερεύουσα υπήνεμη κυκλογένεση (HMSO 1962), ενώ η ένταση του βορείου ρεύματος καθ' ύψος και η θερμοκρασιακή διαφορά ανάμεσα στον ψυχρό αέρα ο οποίος εισβάλλει στη Μεσόγειο από τα βόρεια και τη θερμή θάλασσα της Μεσογείου, αποτελούν σημαντικούς παράγοντες για την περαιτέρω βάθυνση τέτοιων χαμηλών. Άλλες περιπτώσεις χαμηλών τα οποία προέρχονται από την περιοχή του Ατλαντικού και εισβάλλουν στη Μεσόγειο από την περιοχή των Στενών του Γιβραλτάρ είτε νότια της Ισπανίας, συνήθως ενισχύονται μέσα στη Μεσόγειο.



Σχήμα 1.1 Γεωγραφικός χάρτης της Μεσογείου. Αποτυπώνεται ο διαχωρισμός στο Δυτικό, Κεντρικό και Ανατολικό τμήμα αυτής (Πηγή: Maheras et al 2001).

¹ Η ατμοσφαιρική πίεση προσδιορίζει ισοβαρικές επιφάνειες οι οποίες κείνται πάνω από την επιφάνεια της Γης. Σε μία ιδανική κατάσταση όπου η πίεση θα ήταν ομοιόμορφα κατανεμημένη οι επιφάνειες (ή τα επίπεδα) θα ήταν εντελώς οριζόντιες. Εάν αυτό είναι επίσης αληθές για τη θερμοκρασία, ή καλύτερα, εάν η πυκνότητα είναι σταθερή δεν υπάρχει τάση για τον αέρα να κινηθεί. Η ατμόσφαιρα είναι σε μία κατάσταση ισορροπίας. Αυτή η κατάσταση καλείται βαροτροπική αλλά δεν είναι συνήθης στην ατμόσφαιρα. Η θέρμανση ή η ψύξη μιας στήλης αέρα, είτε σε γήινη είτε σε τοπική κλίμακα, αναγκάζει τις ισοβαρικές επιφάνειες να κλίνουν προς την ψυχρότερη περιοχή. Τελικά, η κατακόρυφη διαστολή της στήλης του θερμού αέρα ανυψώνει το κέντρο της μάζας, ενώ η κατακόρυφη συστολή της στήλης του ψυχρού αέρα χαμηλώνει το κέντρο της μάζας. Το αποτέλεσμα αυτής της φυσικής διεργασίας είναι να διατέμνονται οι επιφάνειες σταθερής πυκνότητας και πίεσης. Εκεί όπου αυτό συμβαίνει, η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται με τον όρο βαροκλινική (Κατσούλης Βασίλειος, 1993). Έτσι, σε μια βαροτροπική ατμόσφαιρα η πυκνότητα εξαρτάται μόνο από την πίεση, ενώ σε μια βαροτροπική ατμόσφαιρα η πυκνότητα εξαρτάται από την πίεση και τη θερμοκρασία.

Αντίστοιχα με βάση τη μελέτη των Trigo et al (1999), ένας αριθμός συγκεκριμένων περιοχών οι οποίες παρουσιάζουν συσχέτιση με την τοπογραφία της Μεσογείου, γαρακτηρίζονται από υψηλές συγνότητες εμφάνισης κυκλογενετικών επεισοδίων (Σγήμα 1.2). Σε ό,τι αφορά τη Δυτική Μεσόγειο, η κυκλογένεση φαίνεται να εστιάζεται σε τρεις περιοχές: α) Την περιοχή του κόλπου της Γένοβας, όπου η κυκλογένεση πυροδοτείται κατά κύριο λόγο από την επίδραση των Άλπεων (Buzzi and Tibaldi, 1978) και αποτελεί μια από τις κύριες κυκλογενετικές περιοχές ολόκληρης της Μεσογείου μαζί με τις περιοχές του Κόλπου του Λέοντα και των Βαλεαρίδων νήσων, β) Η περιοχή της Βόρειας Αφρικής όπου οι Σαχαριανές υφέσεις φαίνεται να αποτελούν το κυρίαρχο χαρακτηριστικό κατά τη διάρκεια της άνοιξης με δεδομένο ότι η περιοχή των ορέων του Άτλαντα αποτελεί σημαντική πηγή κυκλωνικής δραστηριότητας. Το μέγιστο στην περιοχή της ΒΔ. Αφρικής είναι ορατό και χαρακτηριστικό καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου και αποκτά τις μέγιστες τιμές του κατά τη διάρκεια του Μαΐου και του Ιουνίου. Η κυκλογένεση λόγω της επίδρασης των ορέων του Άτλαντα φαίνεται να παίζει σημαντικό ρόλο στη γένεση των Σαγαριανών υφέσεων σε συνδυασμό με τη νότια μετακίνηση διαταραχών της ανώτερης τροπόσφαιρας με σημαντικές ανωμαλίες του στροβιλισμού² από την περιοχή του Ατλαντικού και της ΒΔ. Ευρώπης προς την περιοχή της Βόρειας Αφρικής, συναντώντας ισχυρή βαροκλινικότητα στα χαμηλά στρώματα (Thorncroft and Flocas, 1997) και γ) Η σχετικά θερμότερη ξηρά και η θερμοκρασιακή αντίθεση ξηράς – θάλασσας ευνοεί επιπλέον το σχηματισμό θερμικών χαμηλών στην Ιβηρική Χερσόνησο προς το τέλος της άνοιξης και καθ' όλη τη διάρκεια του καλοκαιριού. Δομή με τρεις πυρήνες (μέγιστα) στις ανατολικές και δυτικές ακτές της Ισπανίας καθώς και στην Κεντρική Ισπανία, παρουσιάζονται στο διάστημα μεταξύ Ιουνίου - Αυγούστου.

Σε ό,τι αφορά τη μορφή της κυκλογενετικής δραστηριότητας στην Κεντρική και την Ανατολική Μεσόγειο, τα μέγιστα με βάση την παραπάνω μελέτη φαίνεται να είναι κατανεμημένα μεταξύ τεσσάρων κύριων περιοχών: α) Το Αιγαίο Πέλαγος όπου αποτελεί μια από τις κύριες πηγές κυκλογενετικής δραστηριότητας κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης. Η κυκλογένεση στο Αιγαίο Πέλαγος (Flocas and Karacostas, 1996) μολονότι έχει υποεκτιμηθεί σε προγενέστερες μελέτες της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο (π.χ. Alpert et al., 1990a), αποτελεί έναν από τους σημαντικούς συντελεστές που συνθέτουν τα χαρακτηριστικά της κυκλωνικής δραστηριότητας στην περιοχή της Μεσογείου, β) Η

² Στροβιλισμός: η περιστροφική κίνηση του αέρα η οποία ορίζεται από την εξίσωση ζ = $(\theta v/\theta x) - (\theta u/\theta y)$ όπου u είναι η συνιστώσα του ανέμου ως προς τον άξονα x, v είναι η συνιστώσα του ανέμου ως προς τον άξονα y και θ οι μερικές παράγωγοι - Η ανατάραξη του αέρα δημιουργεί τυχαίους στροβιλισμούς του αέρα λόγω της ύπαρξης διαφόρων χαρακτηριστικών της επιφάνειας του εδάφους.

περιοχή της Μαύρης Θάλασσας όπου μέγιστο της κυκλογένεσης παρουσιάζεται καθ΄ όλη τη διάρκεια του έτους και ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του Ιουλίου και του Αυγούστου όπου ένα κυκλογενετικό επεισόδιο κατά μέσο όρο, αναμένεται ανά εβδομάδα, γ) η περιοχή της Κύπρου και δ) η Μέση Ανατολή περιλαμβανομένης της περιοχής της Συρίας και του Ιράκ.



Σχήμα 1.2 Αριθμός κυκλογενετικών επεισοδίων ανά περιοχή 2.25° x 2.25° γεωγραφικού πλάτους – μήκους για κάθε μήνα του έτους, για την περίοδο 1979-1996 (Πηγή: Trigo et al., 1999).

Αντίστοιχη είναι και η χωρική κατανομή της κυκλογένεσης κατά τη διάρκεια του χειμώνα στη Μεσόγειο, όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.3 (Maheras et al., 2001). Η περιοχή της Γένοβας εμφανίζει ένα τοπικό μέγιστο καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας, η θέση του οποίου φαίνεται να καθορίζεται σε σημαντικό βαθμό από την ύπαρξη της οροσειράς των Άλπεων. Η ίδια ημερήσια κύμανση παρουσιάζεται σε ότι αφορά το τοπικό μέγιστο στην περιοχή της Ν. Ιταλίας το οποίο εκτείνεται βόρεια καλύπτοντας τις ακτές της Κροατίας, δηλαδή σε μια περιοχή η οποία επίσης περιβάλλεται από ορεινούς όγκους. Μέγιστο για τις 06UTC εμφανίζεται και στην περιοχή του Κόλπου του Τάραντα, ενώ κατά τη διάρκεια της ημέρας (12UTC), παρουσιάζεται μείωση των κυκλογενετικών επεισοδίων στη Νότια Ιταλία, αλλά όχι στον κόλπο της Γένοβας, με τα δυο κέντρα να παρουσιάζουν την τάση να συγχωνευθούν καλύπτοντας την Ιταλία, το Τυρρηνικό Πέλαγος και την Αδριατική Θάλασσα. Η ενισχυμένη κυκλωνική δραστηριότητα στη Δυτική Μεσόγειο σχεδόν σε όλες τις συνοπτικές ώρες κατά τη διάρκεια του χειμώνα, ενισχύει την άποψη για το ρόλο της ορογραφίας στην κυκλογένεση της Μεσογείου (Radinovic, 1965a,b; Godev, 1970).

Οι περιοχές με αυξημένη συχνότητα εμφάνισης χαμηλών στην Ανατολική Μεσόγειο, παρουσιάζονται καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας, αλλά με σημαντική ημερήσια κύμανση. Στις 00UTC και 06UTC, ο άξονας μέγιστης συχνότητας εμφάνισης παρουσιάζει διεύθυνση Βορρά-Νότου κατά μήκος των ακτών του Λιβάνου και σε συμφωνία με τη μελέτη των Kallos and Metaxas (1980), ο σχηματισμός χαμηλών πάνω από την περιοχή της Κύπρου κατά τη διάρκεια του χειμώνα, σχετίζεται με ψυχρές εισβολές στη Μεσόγειο οι οποίες συνδέονται με μεταφορά θετικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Συνεπώς, επιβεβαιώνονται τα αποτελέσματα των Alpert et al (1990a) οι οποίοι συμπέραναν ότι τα κέντρα κυκλωνικής κυκλοφορίας έχουν την τάση να εντοπίζονται πάνω από την ξηρά (Αντάλυα ή Άδανα), με τον άξονα μέγιστης συχνότητας εμφάνισης να έχει διεύθυνση Ανατολή – Δύση κατά μήκος των τουρκικών παράκτιων περιοχών. Φαίνεται λοιπόν ότι κατά τη διάρκεια της ημέρας η επίδραση της θάλασσας περιορίζεται, ενώ οι οροσειρές στην περιοχή της Τουρκίας δείχνουν να παίζουν σημαντικό ρόλο στην κυκλογένεση. Για τις 18UTC, το κέντρο μέγιστης συχνότητας εμφάνισης περιλαμβάνει πιο εκτεταμένη περιοχή και είναι το ίδιο με τα αντίστοιχα μέγιστα για τις 00UTC και 06UTC, περιλαμβάνοντας το ΝΑ. Αιγαίο και τη Μέση Ανατολή, με ταυτόχρονη ύπαρξη δευτερευόντων κέντρων (Maheras et al., 2001).



Σχήμα 1.3 Χωρική κατανομή της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο: α) για τις 00UTC, β) για τις 06UTC, γ) για τις 12UTC και δ) για τις 18UTC (Πηγή: Maheras et al., 2001).

1.2 Παράγοντες που επηρεάζουν την κυκλογένεση στη Μεσόγειο

Με βάση όλα τα παραπάνω οι κυριότεροι παράγοντες που διαμορφώνουν και προσδιορίζουν τα χαρακτηριστικά της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο είναι:

α) Επίδραση των ανώτερων στρωμάτων

Προηγούμενες μελέτες έχουν δείξει ότι ο ρόλος των διεργασιών στην ανώτερη τροπόσφαιρα έχει καθοριστική επίδραση στην επιφανειακή κυκλογένεση στη Μεσόγειο. Μάλιστα στη μελέτη του Karein (1979) αλλά και στην αντίστοιχη του Prezerakos (1976) γίνεται αναφορά στο γεγονός ότι η αυξημένη συχνότητα εμφάνισης κυκλογένεσης σε μεμονωμένες περιοχές της Μεσογείου, μπορεί να θεωρηθεί ως το αποτέλεσμα των διεργασιών των ανωτέρων στρωμάτων, όπως η προσέγγιση ενός κλάδου του πολικού αεροχειμάρρου με τον υποτροπικό αεροχείμμαρο ή η μεταφορά θετικού στροβιλισμού σε περιοχή προϋπάρχουσας βαροκλινικής ζώνης ή επιφανειακού μετώπου, παρά ως το αποτέλεσμα της επίδρασης της ορογραφίας που περιβάλλει τη Μεσόγειο. Στην ίδια μελέτη γίνεται προσπάθεια συσχέτισης του αεροχειμάρρου με την κυκλογένεση στην Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο, αποδεικνύοντας ότι πριν από την έναρξη της κυκλογένεσης ένας κλάδος του πολικού αεροχειμάρρου με νότια μετατόπιση, συνδυάζεται με τον υποτροπικό αεροχείμμαρο πάνω από την Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο δημιουργώντας ζώνη ισχυρών ανέμων στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Ο κλάδος του πολικού αεροχειμάρρου εισέρχεται στη Μεσόγειο, σχετιζόμενος με οργανωμένη ανώτερη διαταραχή και ψυχρή μεταφορά η οποία εκτείνεται από τη Βόρεια Ευρώπη έως τη Μεσόγειο. Η περαιτέρω ταχεία ανάπτυξη ενός τέτοιου επιφανειακού χαμηλού και η επέκταση αυτού καθ' ύψος στην τροπόσφαιρα με τη μορφή της οργανωμένης διαταραχής όπως προαναφέρθηκε, παρατηρούνται συνήθως στο νότιο τμήμα μιας τέτοιας εκτεταμένης διαταραχής. Κι αυτό, με δεδομένο ότι στη συντριπτική πλειοψηφία τους, εκτεταμένες διαταραχές με διεύθυνση Βορρά –Νότου, υπόκεινται στη διαδικασία της αντικυκλωνικής διάσπασης (Sutcliffe, 1947) και το νότιο τμήμα αυτών είναι εκείνο το οποίο συνοδεύει τη δημιουργία μιας νέας επιφανειακής κυκλογένεσης η οποία επηρεάζει την περιοχή της Μεσογείου, κινούμενο ταχύτερα από ότι το βόρειο τμήμα αυτής πάνω από την περιοχή της Κεντρικής και Βόρειας Ευρώπης. Σε τέτοιας μορφής συνοπτικές καταστάσεις, το νότιο τμήμα τέτοιων εκτεταμένων διαταραχών πάνω από τη Μεσόγειο συνοδεύεται, σύμφωνα με τη θεωρία ανάπτυξης της κυκλογένεσης κατά Sutcliffe, από την εμφάνιση θετικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα και συχνά σχετίζεται με τη δημιουργία επιφανειακής κυκλογένεσης στα ανατολικά του. Ωστόσο η σημασία των διασπάσεων των ανώτερων διαταραχών οι οποίες προέρχονται από την περιοχή της Κεντρικής και Βόρειας Ευρώπης και εμφανίζονται με τα νότια τμήματά τους να εισβάλλουν στη Μεσόγειο από τα βόρεια καθώς και η αντίστοιχη σημασία της αλληλεπίδρασης κλάδων του πολικού αεροχειμάρρου με τον υποτροπικό αεροχείμμαρο, αποτελούν δύο σημαντικότατες δυναμικές διεργασίες των ανωτέρων στρωμάτων οι οποίες επηρεάζουν την επιφανειακή κυκλογένεση στη Μεσόγειο και κυρίως στις περιοχές της Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου (Σχήμα 1.4) (Prezerakos et al., 1999, Prezerakos et al., 2006).



Σχήμα 1.4 Ερμηνεία της διαδικασίας ανάπτυξης κυκλωνικής κυκλοφορίας στα ανατολικά κράσπεδα δυναμικά ασταθούς έξαρσης και της αντικυκλωνικής διάσπασης μιας εκτεταμένης κυκλωνικής διαταραχής. (a) Στα αρχικά στάδια η έξαρση ενισχύεται και δημιουργεί την περιοχή Α με τον αεροχείμαρρο από ΝΔ διευθύνσεις να δημιουργεί την περιοχή Α και να επεκτείνεται προς τα βόρεια. (b) στο επόμενο στάδιο της διεργασίας η αναπτυσσόμενη έξαρση προκαλεί βόρειους ανέμους οι οποίοι ωθούν τη διαταραχή προς τα νότια, δημιουργείται αεροχείμαρρος από ΒΔ διευθύνσεις ευνοώντας την ενίσχυση της θερμικής διαταραχής. Πλήρεις γραμμές: πάχος 1000-500hPa. Διακεκομμένες γραμμές: μέση ισοβαρής στάθμη της θάλασσας. Βέλη: ροή τζετ σε 500 hPa. L: χαμηλή επιφάνεια, Η: υψηλή επιφάνεια, Α: αντικυκλωνική ανάπτυξη, C: κυκλωνική ανάπτυξη (Πηγή: Prezerakos et al., 1999).

Ο ρόλος του αεροχειμάρρου και γενικότερα των διεργασιών στην ανώτερη τροπόσφαιρα στη Μεσόγειο, έχει επίσης μελετηθεί σε σχέση με τη δημιουργία υπήνεμης επιφανειακής κυκλογένεσης σαν αποτέλεσμα της ορογραφίας στη Δυτική και την Κεντρική Μεσόγειο (Reiter, 1963; Danielsen, 1973; Buzzi and Rizzi, 1975; Buzzi and Tibaldi, 1978). Συγκεκριμένα, η εμφάνιση ενός κλάδου του πολικού αεροχειμάρρου στην περιοχή μεταξύ των Άλπεων και των Πυρηναίων Ορέων έχει αποδειχθεί ότι σχετίζεται με τη δημιουργία επιφανειακής κυκλογένεσης στα βόρεια τμήματα της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου. Αν ο αεροχείμμαρος παρουσιάζει ισχυρή βόρεια συνιστώσα, τότε συχνά παρατηρείται το φαινόμενο της διάσπασης αυτού σε δυο τμήματα πάνω από την Κεντρική Μεσόγειο: Ο ένας κλάδος αυτού στρέφεται κυκλωνικά, βόρεια των Άλπεων και παρουσιάζει ανατολική μετατόπιση, ενώ ο δεύτερος μετατοπίζεται νότια προς τη Μεσόγειο. Το φαινόμενο αυτό αναλύεται διεξοδικά στη μελέτη κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων των Buzzi and Tibaldi (1978), οι οποίοι παρατήρησαν ότι η οροσειρά των Άλπεων μπορεί να θεωρηθεί ως υπεύθυνη για την εκτροπή του αεροχειμάρρου που περιγράφηκε παραπάνω διαμέσου της παραμόρφωσης του πεδίου των θερμοκρασιών που εισάγεται στη μέση και κατώτερη τροπόσφαιρα στην ευρύτερη περιοχή της οροσειράς. Η δυναμική διεργασία των ανωτέρων στρωμάτων η οποία συνδέεται με την επιφανειακή κυκλογένεση στη Μεσόγειο και επηρεάζει τη χωρική κατανομή αυτής είναι η ύπαρξη εμποδισμού (blocking) η οποία ουσιαστικά συνδέεται με τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας πάνω από τον ευρύτερο Ευρωπαϊκό χώρο. Ιδιαίτερα για την περιοχή της Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου, η διάταξη και ο προσανατολισμός του εμποδισμού στην περιοχή του Ατλαντικού και της Δυτικής Ευρώπης διαμορφώνουν τις θερμοδυναμικές συνθήκες για τη δημιουργία ισχυρών κυκλογενετικών επεισοδίων, κατά κύριο λόγο μέσα από τη διαδικασία δημιουργίας ανώτερων διαταραχών στα ανατολικά κράσπεδα του εμποδισμού ο οποίος στις περιπτώσεις αυτές λειτουργεί ως μια δυναμικά ασταθής έξαρση (Prezerakos and Flocas, 1996). Για την περιοχή της Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου μάλιστα, μια τέτοια διάταξη των συστημάτων σε συνοπτική κλίμακα κατά την οποία ένας αντικυκλώνας εμποδισμού τύπου ωμέγα έχει εγκατασταθεί πάνω από την Ευρώπη και διαδοχικές διαταραχές, στα ανώτερα ισοβαρικά στρώματα σχηματίζονται στα ανατολικά κράσπεδα αυτού πάνω από την περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, είναι μια διάταξη η οποία ευνοεί την παρατεταμένη κυκλογενετική δραστηριότητα και την εμφάνιση υετού στις περιοχές αυτές. Οι παράγοντες οι οποίοι καθορίζουν την έναρξη και τη διάλυση της κυκλογένεσης σε έναν τέτοιο τύπο κυκλοφορίας μπορούν να εξηγηθούν και να γίνουν αντιληπτοί παρακολουθώντας τον σχηματισμό, ενίσχυση και τη διάλυση του ίδιου του Ευρωπαϊκού εμποδισμού (HMSO 1962).

Στη μελέτη των Illarri et al (1981) αναλύονται περιπτώσεις κυκλογένεσης στη Μεσόγειο στις οποίες το επιφανειακό χαμηλό οργανώνεται σαν αποτέλεσμα της επίδρασης σχεδόν στάσιμων ή αποκεκομμένων χαμηλών στην ανώτερη τροπόσφαιρα πάνω από την περιοχή της Μεσογείου με τη διαδικασία αυτή να ευνοείται από το σπάσιμο της δυτικής ροής πάνω από την περιοχή του Ανατολικού Ατλαντικού και της Δυτικής Ευρώπης. Η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας μετατρέπεται από κυκλοφορία υψηλού δείκτη (high index) σε κυκλοφορία χαμηλού δείκτη (low index), δηλαδή από ζωνική σε μεσημβρινή ροή, στοιχείο το οποίο εξ' ορισμού χαρακτηρίζει την παρουσία ενός αντικυκλώνα τύπου εμποδισμού στον Ευρωπαϊκό χώρο, με συνέπεια τη δυνατότητα μετατόπισης των ατμοσφαιρικών διαταραχών στην ανώτερη τροπόσφαιρα από τα βορειότερα προς τα νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη επιτρέποντας σε αυτές να μπορούν να επηρεάσουν την περιοχή της Μεσογείου και να δημιουργήσουν ευνοϊκές συνθήκες για επιφανειακή κυκλογένεση σε αυτήν (Prezerakos, 1978). Σε γενικές γραμμές η διακοπή της δυτικής ροής στα μέσα γεωγραφικά πλάτη μπορεί να είναι είτε μικρής χρονικής διάρκειας, είτε να παρουσιάζει εμμονή οδηγώντας σε καταστάσεις εμποδισμού με μεγάλη χρονική διάρκεια. Στην συνοπτική ανάλυση των Tibaldi and Buzzi (1983) όπου μελετήθηκε περίπτωση κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων, διαπιστώθηκε ότι υπάρχει σύνδεση ανάμεσα στην επιφανειακή κυκλογένεση και τον εμποδισμό και μάλιστα θεώρησαν ότι υφίσταται μια έμμεση σύνδεση ανάμεσα στην ορογραφία της Νότιας Ευρώπης (ιδιαίτερα του ορεινού όγκου των Άλπεων) και τον Ευρωπαϊκό εμποδισμό (European blocking). Η παραπάνω σύνδεση ερευνήθηκε μέσα από αριθμητικές προσομοιώσεις με την βοήθεια δεδομένων από το ECMWF και τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η ακριβέστερη πρόγνωση και προσομοίωση της ορογραφικής κυκλογένεσης σαν αποτέλεσμα της εγκαθίδρυσης του εμποδισμού στον Ευρωπαϊκό χώρο, εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από την ακρίβεια της απεικόνισης των ανοδικών κινήσεων λόγω του ορογραφικού αιτίου.

β) Επίδραση της ορογραφίας

Στις προηγούμενες παραγράφους αναφέρθηκαν ορισμένα πρώτα στοιχεία για τη σημασία του έντονου ανάγλυφου και της ορογραφίας στη διαμόρφωση της κυκλογένεσης στην περιοχή της Μεσογείου. Είναι γνωστό ότι η ορογραφία επιδρά άμεσα ή έμμεσα στο θερμικό πεδίο και το πεδίο της ροής στην ατμόσφαιρα (Sutcliffe, 1960b; Radinovic, 1965a; Buzzi and Tibaldi, 1978), αυξάνοντας κατά αυτόν τον τρόπο τη βαροκλινικότητα στην κατώτερη τροπόσφαιρα, ενώ η δημιουργία θετικού στροβιλισμού σε συνδυασμό με την ψυχρή μεταφορά στα μέσα και ανώτερα ισοβαρικά επίπεδα, ευνοούν τη δημιουργία ύφεσης στην υπήνεμη πλευρά της. Επομένως, η γεωγραφική θέση, το σχήμα και το ύψος των ορεινών συγκροτημάτων που περιβάλλουν τη Μεσόγειο, φαίνεται να καθορίζουν τη θέση και την ένταση της κυκλογένεσης επηρεάζοντας τους παρατηρούμενους ρυθμούς πτώσης της πίεσης στην επιφάνεια. Η ορογραφική κυκλογένεση χαρακτηρίζει σε μεγάλο βαθμό τη Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο και μάλιστα ο Radinovic (1987) τη θεωρεί ως ένα ξεχωριστό τύπο κυκλογένεσης, μαζί με τους τύπους Α και Β που διέκριναν οι Petterssen and Smebye (1971). Εξαιρώντας τις βόρειες Αφρικανικές ακτές ανατολικά της Τυνησίας, η Μεσόγειος θάλασσα σε όλες τις υπόλοιπες διευθύνσεις περιβάλλεται από ορεινούς όγκους. Ουσιαστικά η επίδραση της ορογραφίας στην κυκλογένεση στη Μεσόγειο είναι τέτοια έτσι ώστε γενικά η κυκλογενετική δραστηριότητα στην περιοχή να μην θεωρείται μόνο ως αντανάκλαση της αλληλεπίδρασης αυτής με τις κύριες κυκλογενετικές περιοχές του Ατλαντικού ή της ΒΔ. Ευρώπης (Pinto et al., 2005), αλλά και σαν αποτέλεσμα κυκλογενέσεων οι οποίες λαμβάνουν χώρα μέσα σε αυτήν (Σχήμα 1.5).



Σχήμα 1.5 Ανάλυση επιφάνειας – 3 Απριλίου 1973 00GMT – Το κρύο μέτωπο της επιφάνειας έχει φτάσει στις Άλπεις έχοντας επιβραδυνθεί στην περιοχή του βουνού (Πηγή: Buzzi and Tibaldi, 1978).

Οι πλέον ισχυρές κυκλογενετικές περιοχές στη Μεσόγειο εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή των ορεινών όγκων που την περιβάλλουν. Η οροσειρά των Άλπεων παίζει καθοριστικό ρόλο στη δημιουργία και οργάνωση των υφέσεων στην περιοχή του κόλπου της Γένοβας και σε συνδυασμό με τα Πυρηναία όρη, τους ορεινούς όγκους στα Βαλκάνια και την περιοχή της Ανατολίας, δημιουργούν ένα σύνολο εμποδίων, η γεωγραφική θέση των οποίων, τα καθιστά ικανά να μπορούν να αλληλεπιδρούν με βαροκλινικές διαταραχές των μέσων γεωγραφικών πλατών. Η κυκλογένεση στα υπήνεμα των Άλπεων φαίνεται να έχει διαφορετικά χαρακτηριστικά από την αντίστοιχη στα υπήνεμα άλλων οροσειρών, όπως τα Βραχώδη όρη ή οι Άνδεις και χαρακτηρίζεται από παραμόρφωση του θερμικού πεδίου και του πεδίου των ανέμων, στο οριζόντιο αλλά και το κατακόρυφο επίπεδο, φαινόμενα τα οποία οφείλονται στην περιορισμένη οριζόντια έκταση της οροσειράς (Radinovic, 1965a; Buzzi and Tibaldi, 1978).

Παρατηρήσεις αλλά και αριθμητικές προσομοιώσεις έδειξαν ότι ένας από τους προσδιοριστικούς παράγοντες για την εμφάνιση ισχυρών περιπτώσεων κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων είναι η μικρής χωρικής κλίμακας διαδικασία της βαροκλινικής αστάθειας η οποία είναι το αποτέλεσμα της παραμόρφωσης του θερμικού πεδίου στην

κατώτερη τροπόσφαιρα, όταν ένα ψυχρό μέτωπο προσεγγίζει την οροσειρά από τα Β-ΒΔ και προσκρούει σε αυτήν, με το ψυχρό μέτωπο να σχετίζεται συνήθως με την ύπαρξη ενός χαμηλού μεγαλύτερης κλίμακας το οποίο κινείται ανατολικά στην περιοχή της Κεντρικής Ευρώπης. Η προκύπτουσα κυκλογένεση στα υπήνεμα των Άλπεων σε συνοπτικές καταστάσεις του τύπου αυτού, οδηγεί με τη σειρά της στην ενίσχυση της κυκλωνικής κυκλοφορίας στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, οδηγώντας σε αρκετές περιπτώσεις στο σχηματισμό ενός αποκομμένου (cut – off) χαμηλού (Speranza et al., 1985; Buzzi and Tibaldi, 1978). Χαρακτηριστικό επίσης είναι ότι η διαταραχή η οποία δημιουργείται λόγω της ορογραφίας σε μια τέτοιου τύπου κυκλοφορία εκτείνεται καθ' ύψος σε όλη την τροπόσφαιρα και παρουσιάζει στην επιφάνεια, τη μορφή ενός δίπολου "υψηλό-χαμηλό" με διεύθυνση Βορρά-Νότου, με το υψηλό στα βορειοτέρα και το χαμηλό στα νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη, εντός της περιοχής της Μεσογείου. Η παρατηρούμενη αυτή μορφή διπόλου είναι το αποτέλεσμα αριθμητικών προσομοιώσεων με τη χρήση διαφορετικών αριθμητικών μοντέλων χρησιμοποιώντας σε όλες τις περιπτώσεις τις ίδιες παρατηρήσεις, τη μια φορά με τη χρήση της ορογραφίας και την άλλη χωρίς αυτήν (Tibaldi et al., 1980; Tosi et al., 1983; Tibaldi and Buzzi, 1983; Tibaldi, 1987).

O Sutcliffe (1960b) αναφέρει ότι η επίδραση της ορογραφίας κυριαρχεί κατά τη διάρκεια των αρχικών σταδίων της κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων ενώ σε επόμενο στάδιο, οι βαροκλινικές διεργασίες είναι εκείνες οι οποίες ενισχύονται και φαίνεται να κυριαρχούν. Οι Buzzi and Tibaldi (1978) θεωρούν ότι κατά βάση η κυκλογένεση στα υπήνεμα των Άλπεων είναι βαροκλινική διεργασία στην οποία η ορογραφία διαταράσσει τη ροή και ενεργοποιεί τη βαροκλινικότητα. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνεται και από τις αριθμητικές προσομοιώσεις των Tibaldi et al (1980). Οι Buzzi and Tibaldi (1978) θεωρούν επίσης ότι κατά τη διάρκεια του αρχικού σταδίου της κυκλογένεσης, οι διεργασίες στα κατώτερα και ανώτερα στρώματα δεν σχετίζονται και η κυκλογένεση στα κατώτερα στρώματα δεν αλληλεπιδρά με την αντίστοιχη στα μέσα και ανώτερα στρώματα. Στα κατώτερα στρώματα η προσαρμογή του θερμικού πεδίου και του αντίστοιχου των ανέμων έρχεται σαν αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης των Άλπεων με το ψυχρό μέτωπο το οποίο συναντά την οροσειρά, ενώ στα ανώτερα στρώματα ο συνδυασμός βαροκλινικής-βαροτροπικής αστάθειας είναι εκείνος ο οποίος επιδρά και σχετίζεται με την επίδραση της ανώτερης μετωπικής επιφανείας και του αεροχειμάρρου. Σε επόμενη φάση, η κυκλωνική κυκλοφορία αυτοτροφοδοτείται και οργανώνεται περαιτέρω αποκτώντας κατακόρυφη συνέπεια σε όλη την τροπόσφαιρα. Ούτε η διαταραχή η οποία δημιουργείται στα χαμηλά στρώματα λόγω του ορεινού όγκου, ούτε η ενίσχυση της κυκλογένεσης στα ανώτερα στρώματα μπορούν από μόνες τους να δώσουν ώθηση στην κατακόρυφη ανάπτυξη του χαμηλού, η οποία σε τέτοιες περιπτώσεις λαμβάνει χώρα σε διάστημα περίπου 12 ωρών.

Ο McGinley (1982) χρησιμοποιώντας δεδομένα από πραγματικές παρατηρήσεις διαχώρισε τη δημιουργία και βάθυνση ενός υπήνεμου χαμηλού στην περιοχή των Άλπεων σε τρία στάδια: α) Το στάδιο στο οποίο η προκύπτουσα κυκλωνική κυκλοφορία παρουσιάζει τα χαρακτηριστικά ενός ρηχού, βαροτροπικού χαμηλού κατά το οποίο η βαροκλινική ζώνη η οποία εμπλέκεται στην κυκλοφορία προσκρούει στον ορεινό όγκο σχηματίζοντας, διαμέσου της αρχής διατήρησης του δυναμικού στροβιλισμού στα κατώτερα στρώματα, μια μικρής κλίμακας βαροτροπική διαταραχή με αρνητικό στροβιλισμό πάνω στην ορεινή έξαρση και θετικό στροβιλισμό στα υπήνεμα, την ίδια στιγμή όπου η μετωπική ζώνη αρχίζει να ενισχύεται, β) Τη φάση της ταχείας βάθυνσης στην οποία οι βαροκλινικές και βαροτροπικές διαδικασίες ενεργούν συνδυαστικά. Το ψυχρό μέτωπο περνάει τις Άλπεις και πυροδοτεί (triggering) την ενίσχυση της δευτερεύουσας κυκλοφορίας στα υπήνεμα του ορεινού όγκου και γ) Τη φάση στην οποία το χαμηλό βρίσκεται πλέον στο ώριμο στάδιο και οι βαροκλινικές διεργασίες κυριαρχούν. Σταδιακά αυτό απομακρύνεται από τον ορεινό όγκο και καθώς βαθαίνει μεγαλώνει η χωρική κλίμακά του.

Στην μελέτη των Tosi et al (1983) αναφέρεται ότι η οροσειρά ενεργεί ως παράγοντας πυροδότησης της διαδικασίας της βαροκλινικής αστάθειας κατά τη διάρκεια της πρώτης φάσης της κυκλογένεσης όπου ο ρυθμός βάθυνσης του χαμηλού είναι ισχυρός και υπάρχει μεταφορά της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας (APE) από την κυκλοφορία συνοπτικής κλίμακας προς την οροσειρά λόγω των κατακόρυφων κινήσεων, ωστόσο στη πρώτη φάση της κυκλογένεσης δεν λαμβάνει χώρα μετατροπή της APE σε κινητική ενέργεια (KE). Επομένως θεώρησαν ότι οι θερμοδυναμικές διεργασίες οι οποίες λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια αυτής της φάσης δεν είναι από μόνες τους επαρκείς για την περαιτέρω οργάνωση και βάθυνση του χαμηλού. Κατά τη διάρκεια της δεύτερης φάσης οι Tosi et al (1983) σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Buzzi and Tibaldi (1978) και Tibaldi et al (1980), θεώρησαν ότι ο ρυθμός βάθυνσης του χαμηλού είναι μικρότερος από ότι κατά τη διάρκεια του πρώτου σταδίου, ωστόσο η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια μετατρέπεται πλέον σε κινητική (Σχήμα 1.6).



Σχήμα 1.6 Κάτω τοπογραφία. Η διακεκομμένη γραμμή είναι η περιοχή στην οποία υπολογίζεται η ποσότητα της θερμικής κινητικής ενέργειας που φθάνει ή απομακρύνεται από την επιφάνεια σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα (Πηγή: Tibaldi et al., 1980).

Η διαταραχή η οποία αρχικά αναπτύσσεται στα χαμηλά στρώματα, στα υπήνεμα της οροσειράς οργανώνεται περαιτέρω και αποκτά κατακόρυφη επέκταση έως τα ανώτερα στρώματα. Οι ανοδικές κινήσεις είναι ισχυρές και συνδέονται σε σημαντικό βαθμό με την διαμόρφωση του ορεινού όγκου, όπως παρατήρησε ο McGinley (1982).

Συνεπώς, με βάση τα παραπάνω φαίνεται ότι η επίδραση του ορεινού όγκου των Άλπεων δεν περιορίζεται μόνο κατά τη διάρκεια του αρχικού σταδίου της υπήνεμης κυκλογένεσης, αλλά καθ' όλη τη διάρκεια αυτής. Αυτό σημαίνει ότι, παρόλο που η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια παίζει σημαντικό ρόλο κατά τη διάρκεια αυτού του τύπου της κυκλογένεσης, η όλη διαδικασία η οποία λαμβάνει χώρα δεν μπορεί να ερμηνευθεί απλά σαν μια μορφή κοινής βαροκλινικής αστάθειας η οποία πυροδοτείται από την ύπαρξη της οροσειράς, αλλά η οροσειρά φαίνεται να λειτουργεί η ίδια ως καταλύτης για τις ενεργειακές μεταβολές. Σύμφωνα με τη μελέτη των Speranza et al (1985), το δεύτερο στάδιο της εξέλιξης ενός χαμηλού στα υπήνεμα των Άλπεων όπως αυτό περιγράφηκε σε προηγούμενη παράγραφο, μπορεί να εξηγηθεί και να αναλυθεί στη βάση των ορογραφικά ασταθών κυμάτων τα οποία αναπτύσσονται σε βαροκλινικές συνθήκες ζωνικής ροής. Η θεωρία τους εξηγεί τα αριθμητικά αποτελέσματα των Tosi et al (1983) και σχετίζεται μόνο με το δεύτερο στάδιο της κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων, λόγω του περιορισμού που τίθεται ως συνέπεια της μικρής χωρικής κλίμακας της οροσειράς έτσι ώστε να υπάρχει αντίστοιχη συνέπεια με την ημιγεωστροφική θεωρία της κυκλογένεσης. Από την άλλη όμως πλευρά, η θεωρία του Smith (1984) η οποία βασίζεται στο γραμμικό ημιγεωστροφικό μοντέλο της κυκλογένεσης, παρόλο που επιτυγχάνει να προβλέψει την εμφάνιση ρηχής υπήνεμης κυκλογένεσης για χρονικές κλίμακες της τάξης των 18hr, αποτυγχάνει να εξηγήσει τις θερμοδυναμικές διεργασίες κατά τη διάρκεια των μετέπειτα σταδίων της κυκλογένεσης, εκεί όπου η θεωρία των Speranza et al (1985) επιτυγχάνει.

Η τροποποίηση του μοντέλου της βαροκλινικής αστάθειας λόγω του εμποδισμού της ψυχρής μεταφοράς από έναν ορεινό όγκο, έχει αποτελέσει αντικείμενο αρκετών μελετών. Σε μια σειρά αριθμητικών προσομοιώσεων με ιδανική τοπογραφία και αρχικές συνθήκες, οι Tibaldi et al (1980) και Tosi et al (1983) βρήκαν ότι οι Άλπεις αναστέλλουν σε σημαντικό βαθμό των ανάπτυξη των βαροκλινικών κυμάτων και η τροποποίηση αυτή είναι πιο σημαντική κάτω από τα 850hPa. Η βαροκλινική αστάθεια δημιουργεί τις προϋποθέσεις που απαιτούνται για την εκδήλωση της ορογραφικής κυκλογένεσης στον κόλπο της Γένοβας (Speranza et al., 1985; Buzzi and Speranza, 1986; Malguzzi et al., 1987). Η παρουσία της ορογραφίας προκαλεί ωστόσο χωρική ανακατανομή της βαροκλινικής αστάθειας (Tosi et al., 1983) και καθορίζει τη θέση και την ένταση της κυκλογένεσης. Οι McGinley and Goerss (1986) έδειξαν ότι η ορογραφία, όχι μόνο προκαλεί την έναρξη της κυκλογένεσης, αλλά συντελεί και στη βάθυνση της αντίστοιχης ύφεσης, ενώ ο Godev (1970) υποστηρίζει ότι η ορογραφία επιδρά στην κυκλογένεση στο Τυρρηνικό Πέλαγος και την Αδριατική Θάλασσα, υπογραμμίζοντας ωστόσο ότι η κυκλωνική δραστηριότητα δεν είναι δυνατόν να αποδοθεί μόνο στην επίδραση της ορογραφίας.

Η ορογραφική κυκλογένεση φαίνεται να είναι επίσης σημαντική στην περιοχή της Κύπρου (Brody and Nestor, 1980), λόγω του ορεινού συγκροτήματος της Νότιας Τουρκίας. Ωστόσο, η ορογραφία δε θεωρείται ότι επηρεάζει τόσο την κυκλογένεση στην υπόλοιπη Ανατολική Μεσόγειο (Alpert et al., 1990a). Διαφοροποιείται, κατά αυτόν τον τρόπο, η κυκλογένεση της Κύπρου από την αντίστοιχη στην υπόλοιπη Ανατολική Μεσόγειο, όπου θεωρείται ότι η ανταλλαγή ροών μεταξύ αέρα και θάλασσας και η επίδραση των ανώτερων στρωμάτων φαίνεται να επιδρούν εντονότερα στο μηχανισμό του φαινόμενου (Karein, 1979; Alpert et al., 1990a).

γ) Επιφανειακές θερμικές ροές

Εξαιτίας της κατακόρυφης ευστάθειας στην ατμόσφαιρα (Pálmen and Newton, 1969), η οποιαδήποτε σωληνοειδής κυκλοφορία η οποία σχετίζεται με την άνοδο του θερμού αέρα και την κάθοδο του αντίστοιχου ψυχρού αέρα, θα προκαλούσε έπειτα από κάποια χρονική στιγμή ελάττωση της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας (APE) και κατά συνέπεια ελάττωση της αντίστοιχης μετατροπής της δυναμικής ενέργειας σε κινητική η οποία απαιτείται για τη βάθυνση των κυκλωνικών διαταραχών των εξωτροπικών περιοχών. Μόνο αν υπάρχουν φυσικές διεργασίες οι οποίες δρουν προς την αντίθετη κατεύθυνση, τότε είναι δυνατή η διατήρηση της δυναμικής ενέργειας ή η ελάττωση του ρυθμού μείωσης αυτής σε μια ατμοσφαιρική διαταραχή, έτσι ώστε να μπορεί να συνεχίζεται η παραγωγή κινητικής ενέργειας για μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα και να είναι αντίστοιχα εφικτή η βάθυνση των ατμοσφαιρικών κυκλωνικών διαταραχών. Κατά συνέπεια θα πρέπει να υπάρχουν πηγές θερμότητας του ατμοσφαιρικού αέρα οι οποίες θα βοηθούν στην διατήρηση της APE σε μια ατμοσφαιρική διαταραχή και αυτές σχετίζονται με την επίδραση της διαβατικής θέρμανσης, διαμέσου των ροών λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας. Οι ανοδικές κινήσεις του υγρού ακόρεστου αέρα και η προκύπτουσα συμπύκνωση των υδρατμών απελευθερώνει λανθάνουσα θερμότητα στο περιβάλλον, ενώ η θερμοκρασιακή διαφορά ανάμεσα σε μια αέρια μάζα και στην υποκείμενη επιφάνεια καθορίζει τη ροή αισθητής θερμότητας από ή προς την επιφάνεια (Lolis et al., 2004) (Σχήμα 1.7, 1.8). Με βάση τη μελέτη των Petterssen et al (1962), η θέρμανση του αέρα από μια υποκείμενη επιφάνεια οδηγεί συχνά σε μέσης κλίμακας κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας (convection), διεργασία η οποία είναι ιδιαίτερα ενισχυμένη στα κατάντη ενός επιφανειακού χαμηλού το οποίο έχει περάσει στο στάδιο της μέγιστης ανάπτυξής του, δηλαδή σε περιοχή ψυχρής μεταφοράς στα χαμηλά στρώματα, ιδιαίτερα όταν αυτή λαμβάνει χώρα πάνω από θερμότερη επιφάνεια θάλασσας με αποτέλεσμα να ευνοείται η θέρμανση του ψυχρού αέρα λόγω των προαναφερόμενων ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (Pálmen and Newton, 1969).



Σχήμα 1.7 Χειμερινή κατανομή της ροής αισθητής θερμότητας στη Μεσόγειο (W m-2) (Πηγή: Lolis et al., 2004).



Σχήμα 1.8 Χειμερινή κατανομή της ροής λανθάνουσας θερμότητας στη Μεσόγειο (W m-2) (Πηγή: Lolis et al., 2004).

Ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες ο οποίος προσδιορίζει την ταυτότητα και τη συχνότητα της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο είναι το γεγονός ότι αποτελεί μια περιοχή με διαδοχικές εναλλαγές ξηράς – θάλασσας και μπορεί μάλιστα να θεωρηθεί σαν κλειστή περιοχή στην οποία η ξηρά περιβάλλεται από θάλασσα. Λειτουργεί με τον τρόπο αυτό σαν πηγή ή καταβόθρα θερμότητας κατά την ψυχρή ή τη θερμή περίοδο του έτους αντίστοιχα, με δεδομένο ότι υφίστανται σημαντικές εποχικές διαφορές ανάμεσα στη θερμοκρασία επιφάνειας θάλασσας και στην αντίστοιχη θερμοκρασία του αέρα που έρχεται σε επαφή με αυτήν, αλλά και τη θερμοκρασία της ξηράς σε σχέση με την αντίστοιχη της θάλασσας, δημιουργώντας κατά τον τρόπο αυτό σημαντικές επιφανειακές βαθμίδες της θερμοκρασίας στις παράκτιες περιοχές. Πιο συγκεκριμένα, η μέση θερμοκρασία θάλασσας είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της μέσης θερμοκρασίας επιφάνειας του αέρα κατά τη διάρκεια Νοεμβρίου-Φεβρουαρίου σχεδόν σε όλη τη Μεσόγειο θάλασσα, ενώ η αντίθετη διακύμανση παρατηρείται κατά την περίοδο Μαΐου-Αυγούστου. Στους ενδιάμεσους μήνες η θερμοκρασιακή διαφορά θάλασσας-αέρα ελαχιστοποιείται (HMSO 1962). Με δεδομένο ότι η θερμοκρασία του αέρα πάνω από τη θάλασσα διαμορφώνεται σε μεγάλο βαθμό από τη θερμοκρασία επιφανείας θάλασσας, η μέση θερμοκρασία του αέρα πάνω από τη θάλασσα είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη πάνω από την παρακείμενη ξηρά για το διάστημα Νοεμβρίου-Φεβρουαρίου και μικρότερη για το διάστημα Μαΐου-Αυγούστου, ενώ στους ενδιάμεσους μήνες είναι σχεδόν ίδιες (HMSO 1962). Με βάση όλα τα παραπάνω, συμπεραίνεται ότι καθώς ο αέρας κινείται από την ξηρά προς τη θάλασσα της Μεσογείου κατά τη διάρκεια ψυχρών εισβολών τη χειμερινή περίοδο του έτους, οι μεταβολές στη δομή

του οριακού στρώματος είναι ασυνεχείς και συχνά σημαντικές. Με τον τρόπο αυτό η Μεσόγειος αποτελεί πηγή θερμότητας κατά τη διάρκεια του χειμώνα θερμαίνοντας τις αέριες μάζες που έρχονται σε επαφή με αυτήν. Το μέγιστο της εξάτμισης και κατά συνέπεια του εμπλουτισμού του αέρα με υγρασία στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας, συντελεί στη ανάπτυξη ασταθών συνθηκών και άρα ανοδικών κινήσεων και κυκλογένεσης στην επιφάνεια.

Η θερμική ασυνέχεια κατά τη διάρκεια του χειμώνα, κυρίως στις παράκτιες περιοχές βοηθά σημαντικά την εμφάνιση ισχυρών περιπτώσεων κυκλογένεσης στις περιοχές αυτές και γενικότερα στην αυξημένη συχνότητα κυκλογένεσης που παρατηρείται τη συγκεκριμένη περίοδο του έτους (Petterssen, 1956; Sutcliffe, 1960b). O Petterssen (1956) καθώς και οι Pálmen and Newton (1969) έχουν επίσης τονίσει την επίδραση που έχει στη διαδικασία της κυκλογένεσης γενικά καθώς και στην υψηλή συχνότητα κυκλογένεσης κατά τη διάρκεια του χειμώνα στη Μεσόγειο, η ύπαρξη θερμής θαλάσσιας περιοχής η οποία περιβάλλεται μερικώς ή ολικά από ψυχρότερη επιφάνεια ξηράς. Επιπλέον, περιοχές οι οποίες παρουσιάζουν χαρακτηριστικά μέγιστα κυκλογένεσης, όπως ο κόλπος της Γένοβας, αλλά και η χωρική μετατόπιση των υψηλών συχνοτήτων κυκλογένεσης κατά τη μετάβαση από τη μια εποχή στην άλλη, αποτελούν χαρακτηριστικά δείγματα της επίδρασης των ιδιοτήτων της θερμής θάλασσας της Μεσογείου (Radinovic, 1965b).

Επομένως, το φαινόμενο της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο επηρεάζεται από την έντονη παρουσία της ίδιας της περιοχής της Μεσογείου, η οποία θεωρούμενη σαν μία λεκάνη κλειστή που περιβάλλεται από ηπειρωτικές εκτάσεις και συνδέεται με άλλες θαλάσσιες περιοχές μέσω στενών διόδων, ενεργεί ως θερμή ή ψυχρή πηγή, ανάλογα με την εποχή του έτους. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα διαφοροποιούνται οι θερμές αέριες μάζες πάνω από τη Μεσόγειο από τις ψυχρές ηπειρωτικές μάζες που προέρχονται από βόρεια ή βορειοδυτικά, ιδιαίτερα στην Ανατολική Μεσόγειο (Alpert et al., 1990a). Σύμφωνα με τους Winston (1955) και Davis and Emanuel (1988), μεταξύ του ψυχρού ηπειρωτικού αέρα και της παρακείμενης θερμότερης επιφάνειας της θάλασσας συμβαίνει ισχυρή ανταλλαγή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Αν ληφθεί υπόψη η παρατηρηθείσα ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των περιοχών της Ανατολικής Μεσογείου που χαρακτηρίζονται από έντονες επιφανειακές ροές, με τη συχνότητα εμφάνισης περιπτώσεων κυκλογένεσης (Alpert et al., 1990b), τότε θα μπορούσε να υποτεθεί ότι οι επιφανειακές ροές δημιουργούν ευνοϊκό περιβάλλον για την εκδήλωση της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. Η εξέταση της ημερήσιας και εποχιακής μεταβολής της θέσης και της συχνότητας της κυκλογένεσης (Alpert et al., 1990a), καθώς και οι υπολογισμοί της διαβατικής θερμότητας που εκλύεται κατά τη διάρκεια περιπτώσεων κυκλογένεσης (Shay-El and Alpert, 1991), οδηγούν στο συμπέρασμα ότι οι επιφανειακές ροές παίζουν σημαντικό ρόλο στην κυκλογένεση της Ανατολικής Μεσογείου, σε μεγαλύτερο βαθμό από ότι στην Δυτική Μεσόγειο.

Η γεωγραφική κατανομή της μέσης συνολικής ροής θερμότητας στη Μεσόγειο (Garrett et al., 1993) έδειξε ότι στις κύριες κυκλογενετικές περιοχές της Μεσογείου η μέση ροή θερμότητας, όχι μόνο λόγω των τυρβωδών ροών, υποδεικνύει θέρμανση του αέρα και απώλεια θερμότητας από την επιφάνεια θάλασσας. Η μελέτη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας σε τέσσερις περιοχές της Μεσογείου (Κόλπος του Λέοντα, Νότια Αδριατική, περιοχή της Κρήτης και Θάλασσα της Λεβαντίνης), έδειξε ότι οι παραπάνω περιοχές παρουσίαζαν θετικές ανωμαλίες της απώλειας θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας οι οποίες και οδήγησαν στη δημιουργία βαθιών νερών (Papadopoulos et al., 2012a), ενώ η ανάλυση των διαφορών θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας από την αντίστοιχη του αέρα καθώς και οι κατανομές της ειδικής υγρασίας και των ανωμαλιών της εξάτμισης, απέδειξαν ότι τα μέγιστα της καθαρής ροής θερμότητας από την επιφάνεια θάλασσας προς τον αέρα οφείλονται κατά κύριο λόγο στις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Η αντίστοιχη μελέτη για την περιοχή του Αιγαίου συγκεκριμένα έδειξε ότι η επίδραση της μεταβλητότητας της πίεσης επιφάνειας θάλασσας (SLP) καθορίζει σε σημαντικό βαθμό τη ροή θερμότητας από την επιφάνεια θάλασσας κατά τη διάρκεια του χειμώνα, με τα μεγάλα ποσά απώλειας θερμότητας από τη θαλάσσια επιφάνεια να ευνοούν την εμφάνιση βαθιών νερών στο Αιγαίο Πέλαγος (Papadopoulos et al., 2012b), ενώ η κατανομή των ανέμων και οι τυρβώδεις ροές θερμότητας καθορίζουν την αλληλεπίδραση θάλασσας – αέρα. Η πρόσφατη μελέτη των εποχικών μεταβολών του ισοζυγίου θερμότητας στην επιφάνεια θάλασσας της Μεσογείου (Matsoukas et al., 2005), έδειξε ότι οι ροές αισθητής θερμότητας μεγιστοποιούνται κατά τη διάρκεια του χειμώνα στη Μεσόγειο, ενώ αντίστοιχη είναι και η συμπεριφορά της λανθάνουσας θερμότητας αλλά και της εξάτμισης, καθιστώντας τη Μεσόγειο θάλασσα ως πηγή ενέργειας για τις ατμοσφαιρικές διαταραχές οι οποίες διέρχονται πάνω από αυτήν κατά την ψυχρή περίοδο του έτους. Στην μελέτη των Romanski et al (2013) η εξέταση των ενδοετήσιων μεταβολών των τυρβωδών ροών θερμότητας κατά τη διάρκεια του χειμώνα στο Αιγαίο Πέλαγος έδειξε ότι οι μεταβολές αυτές σχετίζονται με την ένταση των περιπτώσεων κυκλογένεσης που λαμβάνουν χώρα στην Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο. Οι ροές θερμότητας στο Αιγαίο Πέλαγος είναι ισχυρότερες όταν παρουσιάζεται χαμηλό στην Ανατολική Μεσόγειο το οποίο μεταφέρει ξηρό και ψυχρό αέρα πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος, ενώ παρουσιάζονται ασθενέστερες όταν παρουσιάζεται χαμηλό στην Κεντρική Μεσόγειο το οποίο μεταφέρει θερμό και υγρό αέρα πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος, ο οποίος εμποδίζει τις ροές θερμότητας και κυρίως τις ροές αισθητής θερμότητας.

Η μελέτη συγκεκριμένων περιπτώσεων κυκλογένεσης στη Μεσόγειο αλλά και αντίστοιχες κλιματολογίες της κυκλογενετικής δραστηριότητας έχουν καταδείξει τη σημασία των διαβατικών διεργασιών (δηλαδή της ανταλλαγής θερμότητας ανάμεσα στο δείγμα του αέρα και τον περιβάλλοντα αέρα, της αλληλεπίδρασης θάλασσας – αέρα και την έκλυση λανθάνουσας θερμότητας λόγω συμπύκνωσης των υδρατμών) στην ενίσχυση των ρυθμών πτώσης της πίεσης των επιφανειακών χαμηλών. Η μελέτη μιας χαρακτηριστικής περίπτωσης εκρηκτικού χαμηλού Αφρικανικής προέλευσης (Homar et al., 2002) έδειξε ότι το χαμηλό αναπτύχθηκε σε ένα ισχυρά βαροκλινικό περιβάλλον το οποίο προέκυψε από σημαντική ψυχρή μεταφορά από τα ΒΔ. Προς την περιοχή της Βόρειας Αφρικής, ενώ η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας σε όλο το πάχος της τροπόσφαιρας ευνόησε την ταχεία βάθυνση, χωρίς όμως την αντίστοιχη υποστήριξη από τις ροές αισθητής θερμότητας. Αντίστοιχες περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης στην Κεντρική και Αν. Μεσόγειο (Lagouvardos et al., 2007; Kouroutzoglou et al., 2013; 2014a) επιβεβαίωσαν την επίδραση των τυρβωδών επιφανειακών ροών θερμότητας στην εκρηκτική κυκλογένεση στο Αιγαίο Πέλαγος, ωστόσο η αριθμητική προσομοίωση της περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης στις 21-22 Ιανουαρίου 2004 στο Αιγαίο Πέλαγος (Katsafados et al., 2011), έδειξε ότι μολονότι η απόκριση της ατμόσφαιρας ήταν σημαντική σε ότι αφορά την επίδραση των ροών θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας, η ευαισθησία της προσομοίωσης του ρυθμού βάθυνσης του χαμηλού παρουσιάστηκε μικρή σε σχέση με τις μεταβολές της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας. Επιπλέον οι Conte et al (1997) έδωσαν ενδείξεις σε σχέση με τη σημασία της επίδρασης της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας και για τους δυο κυρίαρχους συνοπτικούς τύπους εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, ενώ οι Millán et al (1995) έδειξαν ότι οι θερμότερες θάλασσες της Μεσογείου δρουν ως πηγές υγρασίας για την εμφάνιση πλημμυρικών επεισοδίων σε ισχυρές περιπτώσεις κυκλογένεσης. Σε ό,τι αφορά την ισχυρά κυκλογενετική περιοχή του κόλπου της Γένοβας, η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας δεν φαίνεται να αποτελεί προσδιοριστικό παράγοντα για την έναρξη της κυκλογένεσης, μπορεί όμως να θεωρηθεί ότι συνεισφέρει σημαντικά στη βάθυνση και την ενίσχυση των ανοδικών κινήσεων σε χαμηλό το οποίο παρουσιάζει εκρηκτικό ρυθμό πτώσης της πίεσης (Dell' Oso and Radinovic, 1984; Prezerakos and Michaelides, 1989). Η επίδρασή της δεν θεωρήθηκε επίσης, σημαντική κατά τη διάρκεια της πρώτης φάσης ενός κυκλογενετικού επεισοδίου στα υπήνεμα των Άλπεων (Buzzi and

Tibaldi, 1978) και γενικότερα, θα μπορούσε να σημειωθεί ότι η λανθάνουσα θερμότητα παίζει σημαντικότερο ρόλο κατά τη διάρκεια του ώριμου σταδίου της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, ιδιαίτερα στη μέση τροπόσφαιρα όπου και τροποποιεί τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά του χαμηλού.

Ουσιαστικά, η συμβολή της δεν έχει προσδιοριστεί επακριβώς σε επίπεδο κλιματολογίας της κυκλογένεσης και ιδιαίτερα σε ότι αφορά τη χρονική περίοδο της διάρκειας ζωής ενός χαμηλού κατά την οποία συνεισφέρει σε μεγαλύτερο βαθμό. Σε συγκεκριμένες περιπτώσεις εκρηκτικών χαμηλών στην περιοχή της Μεσογείου φαίνεται να επιδρά σε σημαντικό βαθμό, όπως άλλωστε και σε περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης πάνω από τους ωκεανούς, αν και μια τέτοια επίδραση στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας και μάλιστα σε ότι αφορά τη συσχέτιση της με την ενίσχυση των αντίστοιχων θερμοδυναμικών διεργασιών στα ανώτερα στρώματα, δεν μπορεί να στοιχειοθετηθεί στις περιπτώσεις ισχυρής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, σε σύγκριση με τις αντίστοιχες ισχυρές περιπτώσεις πάνω από τους ωκεανούς (Flocas, 1990). Ωστόσο σε περίπτωση κυκλογένεσης στην περιοχή μεταξύ Καταλονίας-Βαλεαρίδων (Jansà, 1986), η συμβολή της λανθάνουσας θερμότητας θεωρήθηκε σημαντική για την έναρξη του κυκλογενετικού επεισοδίου, ενώ σε αντίστοιχη περίπτωση με εξαιρετικό ρυθμό πτώσης της πίεσης στην επιφάνεια στο Αιγαίο Πέλαγος (Lagouvardos et al., 2007), η διαβατική θέρμανση συνδυαζόμενη με την δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων όπως αυτή αποτυπώθηκε μέσω της συγχώνευσης (trough merging) δυο διαταραχών και της ενίσχυσης του στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα, επηρέασε τη βάθυνση του χαμηλού κατά τη διάρκεια του σταδίου της εκρηκτικής κυκλογένεσης.

ΔΕΥΤΕΡΟ ΚΕΦΑΛΑΙΟ

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ

2.1 Ανώτερα στρώματα

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα εξεταστεί η συνοπτική κατάσταση της ατμόσφαιρας που επικράτησε την περίοδο 22-25 Φεβρουαρίου 2019 μέσα από χάρτες ανώτερης τροπόσφαιρας. Κατά την έναρξη του επεισοδίου στα 500hPa εκτεταμένη έξαρση με μορφή εμποδισμού κάλυπτε την περιοχή της δυτικής Ευρώπης έως και τη Σκανδιναβία στρέφοντας τον δείκτη κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας σε μεσημβρινό (Prezerakos, 1985) ευνοώντας με τον τρόπο αυτό τη νότια μετακίνηση κυκλωνικών κυκλοφοριών από την περιοχή της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης προς την περιογή της Μεσογείου, με δεδομένο μάλιστα ότι η ύπαρξη κλάδου του πολικού αεροχειμάρρου στα ανατολικά κράσπεδα της παραπάνω έξαρσης βοηθούσε στο να λειτουργήσει ως δυναμικά ασταθής έξαρση (Prezerakos et al., 1999). Έτσι, στις 22/02 12 UTC (Σχήμα 2.1α) εκτεταμένη κυκλωνική κυκλοφορία κάλυπτε την περιοχή της ανατολικής Ευρώπης με ψυχρές αέριες μάζες περί τους -38 έως -40 °C στην συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια ενώ ταυτόχρονα είχε ήδη ξεκινήσει η διαδικασία της αντικυκλωνικής διάσπασης της διαταραχής η οποία είχε δημιουργηθεί στις παραπάνω περιοχές με αποτέλεσμα να έχει ήδη δημιουργηθεί μια διαταραχή στην περιοχή μεταξύ δυτικών Βαλκανίων – νότιας Αδριατικής – νότιας Ιταλίας και ψυχρές αέριες μάζες (-25 °C) η οποία στις 23/02 00 UTC εντοπίζονταν στην περιογή μεταξύ νοτίου Ιονίου - Σικελίας -Τυνησίας (Σχήμα 2.1β), ενώ ταυτόχρονα η ψυχρή μεταφορά στα 500 hPa συνεχίζονταν από τα βόρεια με ταυτόχρονη ενίσχυση του κλάδου του πολικού αεροχειμάρρου που αναφέρθηκε προηγούμενα και στις 23/02 09 UTC (Σχήμα 2.1γ) σχηματίστηκε κλειστή κυκλωνική κυκλοφορία με κέντρο στην περιοχή της νότιας Ιταλίας – Τυρρηνικού πελάγους και ψυχρές αέριες μάζες περί τους -31 έως -32 °C. Η συγκεκριμένη κυκλωνική κυκλοφορία συνέχισε να κινείται νότια και να παρουσιάζει περαιτέρω βάθυνση εντοπιζόμενη στις 23/02 18 UTC στην περιοχή μεταξύ Σικελίας – κόλπου της Σύρτης (Σχήμα 2.1δ).



Σχήμα 2.1. Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασιών (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa για τις α) 22/02 12UTC, β) 23/02 00UTC, γ) 23/02 09UTC, δ) 23/02 18UTC, ε) 24/02 00UTC και στ) 25/02 00UTC. Τα διαστήματα των ισοπληθών είναι ανά 60gpm για τις ισοϋψείς και 5°C για τις ισόθερμες (Πηγή: ECMWF).

Είναι χαρακτηριστικό ότι στον συγκεκριμένο συνοπτικό τύπο στα μέσα και ανώτερα στρώματα η δομή των ανέμων στα ανατολικά κράσπεδα του εμποδισμού και συγκεκριμένα στα βορειότερα γεωγραφικά πλάτη παίζει σημαντικό ρόλο στην κίνηση των κυκλωνικών κυκλοφοριών που κινούνται από τα βόρεια προς τα νότια επηρεάζοντας την περιοχή της Μεσογείου. Πιο συγκεκριμένα, κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος από τις 22/02 12 UTC έως τις 23/03 18 UTC στην ανώτερη τροπόσφαιρα, οι άνεμοι στράφηκαν στην περιοχή της κεντρικής και βόρειας Ευρώπης σε βορειοανατολικούς εκτρέποντας την κίνηση της αντίστοιχης κυκλωνικής κυκλοφορίας προς την περιοχή της Αδριατικής – Ιονίου – κόλπου της Σύρτης, δηλαδή δυτικά του ελληνικού χώρου με συνιστώσες της κίνησης περισσότερο νότιες παρά ανατολικές. Κατά τη διάρκεια της $24^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου η κυκλωνική κυκλοφορία στα 500hPa άρχισε πλέον να παρουσιάζει, σε αντίθεση με τα προηγούμενα χρονικά βήματα, ανατολική μετακίνηση προς την περιοχή της Λιβύης και να παίρνει χαρακτηριστικά αποκεκομμένης (cut_off) κυκλωνικής κυκλοφορίας. Ωστόσο, κατά τη διάρκεια της $25^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου νέα κυκλωνική κυκλοφορία με ψυχρές αέριες μάζες περί τους -30 °C στα 500hPa κινήθηκε από την περιοχή των Βαλκανίων προς την περιοχή της νότιας Αδριατικής – νότιας Ιταλίας – Τυρρηνικού πελάγους – Σικελίας ενώ η πρώτη κυκλωνική κυκλοφορία κατά τη διάρκεια του ίδιου χρονικού διαστήματος συνέχισε την ανατολική κίνησή της προς την περιοχή των νοτίων τμημάτων του ελληνικού χώρου παρουσιάζοντας τάση εξασθένισης (Σχήμα 2.1στ).

Είναι χαρακτηριστικό ότι στις 22/02 12 UTC ο κλάδος του πολικού αεροχειμάρρου από βόρειες διευθύνσεις ο οποίος συνόδευε την παραπάνω εκτεταμένη κυκλωνική κυκλοφορία στην περιοχή της ανατολικής Ευρώπης παρουσίαζε εντάσεις της τάξης των 100 - 130 KNOTS στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης ορίζοντας με τον τρόπο αυτό μία κυκλωνική διαταραχή τύπου απορροής (Diffluent Ruff) η οποία σύμφωνα με τη θεωρία της συνοπτικής μετεωρολογίας έχει την τάση στα αμέσως επόμενα χρονικά διαστήματα να βαθαίνει λόγω μεταφοράς τυρβώδους κινητικής ενέργειας προς την περιοχή της διαταραχής και να παρουσιάζει νότια μετακίνηση με βάση την αρχή διατήρησης του δυναμικού στροβιλισμού σε αδιαβατικές κινήσεις (Prezerakos et al., 1997). Το γεγονός μάλιστα ότι ο συγκεκριμένος κλάδος του πολικού αεροχειμάρρου επεκτείνονταν έως και την ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa αποτελεί ισχυρή ένδειξη για την ενισχυμένη αγεωστροφική κυκλοφορία στην περιοχή της διαταραχής, στοιχείο το οποίο συνηγορεί επιπρόσθετα στη βάθυνση αυτής.

2.2 Κατώτερα στρώματα – Επιφάνεια

Στα 850hPa στις 22/02 12 UTC βαροκλινική ζώνη με ενισχυμένη βαθμίδα των θερμοκρασιών παρουσιάζονταν στην περιοχή της ανατολικής Ευρώπης η οποία όπως θα αποδειχτεί σε επόμενη παράγραφο σχετίζονταν με επιφανειακή κυκλογένεση και αντίστοιχη μετωπογένεση στην περιοχή μεταξύ των ανατολικών τμημάτων της Βουλγαρίας – Ρουμανίας – δυτικής Μαύρης Θάλασσας. Η συγκεκριμένη βαροκλινική ζώνη κατά τη διάρκεια της 22^{ας} Φεβρουαρίου παρουσίασε νότια μετακίνηση έχοντας ένα εύρος θερμοκρασιών για τις 23/02 00 UTC μεταξύ των -2 °C στη βόρεια Ελλάδα και των -14 °C στα βόρεια Βαλκάνια (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2 Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασιών (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa για τις α) 22/02 12UTC, β) 22/02 18UTC, γ) 22/02 21UTC και δ) 23/02 09UTC. Τα διαστήματα των ισοπληθών είναι ανά 60gpm για τις ισοϋψείς και 2°C για τις ισόθερμες (Πηγή:ECMWF).

Κατά τη διάρκεια της 23^{ης} Φεβρουαρίου δύο ουσιαστικά χαρακτηριστικά καθόρισαν τη διαμόρφωση του πεδίου των ισοθέρμων στα 850hPa (Σχήμα 2.3). Το πρώτο ήταν η ισχυρή ψυχρή μεταφορά πάνω από τον ελληνικό χώρο με θερμοκρασίες της τάξης των -10 με -12 °C στα ανατολικά ηπειρωτικά τμήματα από το ύψος της ανατολικής Στερεάς και βόρεια, ενώ το δεύτερο χαρακτηριστικό ήταν η δημιουργία μετωπικού κυματισμού όπως αποτυπώνεται χαρακτηριστικά στη μορφή του πεδίου των ισοθέρμων στις 24/02 00 UTC στην περιοχή μεταξύ νοτίου Ιονίου – Σίδρας – κόλπου της Σύρτης όπου οι οριζόντιες βαθμίδες της θερμοκρασίας και η αντίστοιχη κυμάτωση του πεδίου των ισοθέρμων αποτυπώνει χαρακτηριστικά την ύπαρξη επιφανειακής κυκλογένεσης και μετωπογένεσης (frontal wave), όπως θα αναλυθεί σε επόμενη παράγραφο.



Σχήμα 2.3 Κατανομή των γεωδυναμικών υψών (gpm) και θερμοκρασιών (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa για τις α) 23/02 12UTC, β) 23/02 15UTC γ) 23/02 18UTC, δ) 23/02 21UTC και ε) 24/02 00UTC. Τα διαστήματα των ισοπληθών είναι ανά 60gpm για τις ισοϋψείς και 2°C για τις ισόθερμες (Πηγή: ECMWF).

Στην επιφάνεια στις 22/02 12 UTC εκτεταμένο χαμηλό με κέντρο 1013 hPa στην περιοχή της ανατολικής Βουλγαρίας και μετωπικές δραστηριότητες κατά μήκος των Βαλκανίων κινήθηκε σταδιακά N-NA και για τις 23/02 00 UTC εντοπίζονταν με το κέντρο του στην περιοχή των Κυκλάδων και πίεση περί τα 1012hPa (Σχήμα 2.4).



Σχήμα 2.4 Ανάλυση της πίεσης μέσης στάθμης θάλασσας MSLP (hPa) για τις α) 22/02 12UTC, β) 23/02 00UTC, γ) 23/02 06UTC και δ) 23/02 09UTC. Τα διαστήματα των ισοπληθών είναι 2hPa (Πηγή: ECMWF).

Ωστόσο, τα κύρια χαρακτηριστικά της εξέλιξης της συγκεκριμένης συνοπτικής κατάστασης η οποία αποτελεί μία ολόκληρη κατηγορία συνοπτικών καταστάσεων που επηρεάζουν με αυξημένη συχνότητα εμφάνισης τον ελληνικό χώρο κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους ήταν: α) η επέκταση ισχυρού ψυχρού αντικυκλώνα κατά τη διάρκεια της 23^{ης} Φεβρουαρίου προς τον ελληνικό χώρο με το κέντρο του αντικυκλώνα στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης να παρουσιάζει πιέσεις της τάξης των 1046 έως 1048hPa οι οποίες κλιματολογικά είναι ιδιαίτερα υψηλές πιέσεις για επεκτάσεις του ευρωπαϊκού αντικυκλώνα και β) η δημιουργία επιφανειακής κυκλογένεσης και αντίστοιχης μετωπογένεσης στην περιοχή του Ιονίου τις πρωινές ώρες της 23^{ης} Φεβρουαρίου με πίεση στο κέντρο περί τα 1009hPa και την ύφεση να βαθαίνει κατά τη διάρκεια των επόμενων ωρών έως και τις πρωινές ώρες της 24^{ης} Φεβρουαρίου, την ίδια χρονική στιγμή όπου ο επιφανειακός αντικυκλώνας συνέχισε να ενισχύεται πάνω από τον ελληνικό χώρο και να εμφανίζονται πιέσεις των 1032hPa στην περιοχή της βόρειας Ελλάδας, δημιουργώντας πολύ ισχυρή βαροβαθμίδα συνδυαζόμενος με την κυκλογένεση στα Δ-ΝΔ τμήματα της χώρας (Σχήμα 2.5 και 2.6).



15UTC και δ) 23/02 21UTC (Πηγή: ECMWF).





8.

Σχήμα 2.6 Κατανομή των ανέμων στα 1000hPa (Bf) για τις α) 24/02 03UTC, β) 24/02 12UTC, γ) 25/02 00UTC, δ) 25/02 18UTC και ε) 26/02 00UTC (Πηγή: ECMWF).

Κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών της $24^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου (Σχήμα 2.7α) έως και τις μεσημβρινές ώρες της $25^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου (Σχήμα 2.7β,γ,δ) η ύφεση εξασθένισε και άρχισε πλέον να κινείται Α-ΒΑ. Τις μεσημβρινές – απογευματινές ώρες της $25^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου (Σχήμα 2.8α,β) εντοπίζονταν στην περιοχή νότια της Κρήτης με κέντρο περί τα 1007hPa και αντίστοιχα πιέσεις περί τα 1006hPa στην περιοχή της ανατολικής Κρήτης στις 26/02 00 UTC (Σχήμα 2.8γ,δ).



Σχήμα 2.7 Ανάλυση της πίεσης μέσης στάθμης θάλασσας MSLP (hPa) για τις α) 24/02 21UTC, β) 25/02 00UTC, γ) 25/02 03UTC και δ) 25/02 06UTC. Τα διαστήματα των ισοπληθών είναι 2hPa (Πηγή: ECMWF).



Σχήμα 2.8 Ανάλυση της πίεσης μέσης στάθμης θάλασσας MSLP (hPa) για τις α) 25/02 12UTC, β) 25/02 15UTC, γ) 25/02 21UTC και δ) 26/02 00UTC. Τα διαστήματα των ισοπληθών είναι 2hPa (Πηγή: ECMWF).

Με δεδομένο τα όσα αναλύθηκαν παραπάνω, στο Σχήμα 2.9 αποτυπώνεται ο συγκεντρωτικός (accumulated) 6ωρος υετός με τη μορφή χιονόπτωσης, καταδεικνύοντας τα υψηλά ποσά χιονόπτωσης στα ανατολικά και βόρεια τμήματα της χώρας. Είναι χαρακτηριστικό ότι σε ισχυρές ψυχρές εισβολές πάνω από τον ελληνικό χώρο οι οποίες περιλαμβάνουν τον συνδυασμό ενός ισχυρού ψυχρού αντικυκλώνα πάνω από τα κεντρικά και βόρεια τμήματα του Ελληνικού χώρου, με κυκλογενέσεις και γενικότερα υφεσιακή δραστηριότητα στα νότια τμήματα της χώρας, ευνοούνται οι συγκλίσεις και τα υψηλά ποσά υετού στα ανατολικά ηπειρωτικά προσήνεμα.



Σχήμα 2.9 Συγκεντρωτικός 6ωρος υετός (mm) με τη μορφή χιονόπτωσης για τις α) 23/02 00UTC, β) 23/02 12UTC, γ) 23/02 18UTC, δ) 24/02 06UTC, ε) 24/02 18UTC και στ) 25/02 12UTC (Πηγή: ECMWF).

Μάλιστα, οι σχετικά θερμότερες αέριες μάζες που κινήθηκαν από τα νότια τμήματα προς τα ανατολικά προσήνεμα διάμεσου ανατολικής – νοτιοανατολικής ροής στα κατώτερα στρώματα, έχουν τη δυνατότητα να επιτείνουν τις χιονοπτώσεις με δεδομένη και την ύπαρξη της ορογραφίας στα ανατολικά ηπειρωτικά τμήματα, αφού ο σχετικά θερμότερος αέρας ανολισθαίνει πιο εύκολα πάνω από προϋπάρχουσες ψυχρές αέριες μάζες. Ειδικότερα, στις 23/02, 12-18 UTC η μέγιστη ένταση χιονόπτωσης προήλθε από τη σύγκλιση θερμότερων και υγρότερων αερίων μαζών κατευθυνόμενες από Ν-ΝΔ διευθύνσεις με την επικρατούσα ροή από BA διευθύνσεις πάνω από την Ανατολική Ελλάδα (Σχήμα 2.10α, 2.10β).



Σχήμα 2.10 Κατανομή των ανέμων στα 850hPa για τις α) 23/02 12UTC και β) 23/02 18UTC (Πηγή: ECMWF).

ΤΡΙΤΟ ΚΕΦΑΛΑΙΟ

ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

3.1 Ανώτερα στρώματα

Ήδη από τις 23 Φεβρουαρίου 00 UTC η διαδικασία της κυκλογένεσης στα ανώτερα στρώματα και συγκεκριμένα στα 500hPa (Σχήμα 3.1) συνοδεύονταν από μέγιστο της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού στην περιοχή της Αδριατικής – Νότιας Ιταλίας – Σικελίας, η οποία ακολούθησε την κίνηση της κυκλωνικής κυκλοφορίας στα ανώτερα στρώματα έως την περιοχή της Λιβύης. Και αυτό συνέβη ενώ είχε λάβει χώρα η διαδικασία της αντικυκλωνικής διάσπασης της εκτεταμένης διαταραχής στην περιοχή της ανατολικής Ευρώπης και των Βαλκανίων, όπως προαναφέρθηκε στην περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης. Υποδηλώνεται, έτσι, ότι οι βαροκλινικές διεργασίες των ανωτέρων στρωμάτων επέδρασαν θετικά στην επιφανειακή κυκλογένεση και μετωπογένεση και στην εξέλιξη αυτής όπως περιγράφτηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Με δεδομένη μάλιστα την ύπαρξη του κλάδου του πολικού αεροχειμάρρου ο οποίος συνόδευε τη συγκεκριμένη κυκλωνική κυκλοφορία κατά τη νότια μετακίνησή της προς την περιοχή της Μεσογείου, αντιλαμβάνεται κανείς ότι οι θετικές μεταφορές στροβιλισμού ενισχύονταν περαιτέρω.



Σχήμα 3.1 Κατανομή της μεταφοράς στροβιλισμού στα 500hPa για τις α) 24/02 00UTC και β) 25/02 12UTC (Πηγή: Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία - www2.wetter3.de/Archiv).

Η αντίστοιχη εξέταση των μεταφορών στροβιλισμού στα 300hPa (Σχήμα 3.2) κατέδειξε υψηλότερες τιμές της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού επιβεβαιώνοντας το γεγονός ότι ο παράγοντας της διαφορικής μεταφοράς του στροβιλισμού (Differential Vorticity Advection) της εξίσωσης ω του ημιγεωστροφικού μοντέλου ανάπτυξης των υφέσεων των μέσων γεωγραφικών πλατών επέδρασε θετικά στις ανοδικές κινήσεις και

κατά συνέπεια την πτώση της πίεσης και την κυκλογένεση στην επιφάνεια (Holton, 2004). Κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος από τις 25/02 00 UTC έως και τις 26/02 00 UTC οι θετικές μεταφορές στροβιλισμού ακολούθησαν την αντίστοιχη BA κίνηση του ανώτερου χαμηλού προς τα νότια τμήματα της χώρας.



Σχήμα 3.2 Κατανομή της ταχύτητας του ανέμου και του σχετικού γεωστροφικού στροβιλισμού στα 300hPa για τις α) 22/02 00UTC, β) 23/02 00UTC, γ) 24/02 00UTC, δ) 25/02 12UTC, ε) 26/02 00UTC (Πηγή: Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία - www2.wetter3.de/Archiv).

Η αντίστοιχη εξέταση του ισεντροπικού δυναμικού στροβιλισμού (δυναμικού στροβιλισμού υπολογιζόμενου σε επιφάνεια σταθερής δυναμικής θερμοκρασίας) στην επιφάνεια των 320K (Σχήμα 3.3) κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος από τις 22/02 12 UTC έως και τις 25/02 12 UTC βρίσκεται σε συμφωνία με την εξέλιξη της ανώτερης διαταραχής η οποία κινήθηκε από την περιοχή της Αδριατικής και των Βαλκανίων προς την

περιοχή του Ιονίου και των βορείων τμημάτων της Λιβύης καταδεικνύοντας μέγιστο με τιμές περί τα 8 - 8.5 PVU (Σχήμα 3.3) στις παραπάνω περιοχές, υποδηλώνοντας σαφώς ότι ανεξάρτητα από τις οριζόντιες θερμικές μεταφορές και μεταφορές στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα παρατηρήθηκε και εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα στα όρια της δυναμικής τροπόπαυσης (Hoskins et al., 1985), δυναμική διεργασία η οποία ευνόησε περαιτέρω τη βάθυνση της ύφεσης στην περιοχή νότια της Σικελίας. Ωστόσο, θα πρέπει να αναφερθεί ότι τα μέγιστα όλων των προαναφερθέντων δυναμικών παραμέτρων ακολούθησαν τη N-NA κίνηση που παρουσίασε η ανώτερη διαταραχή με αποτέλεσμα τα μέγιστά τους όπως προαναφέρθηκε να παρατηρούνται εκτός του ελληνικού χώρου και συγκεκριμένα στην περιοχή μεταξύ νότιας Ιταλίας - Σικελίας - Ιονίου - Κόλπου της Σύρτης. Με βάση την συνοπτική ανάλυση η οποία προηγήθηκε επιβεβαιώνεται ότι στη συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση η δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων επέδρασε θετικά σε σχέση με την εκδήλωση των ισχυρών φαινομένων πάνω από τον ελληνικό χώρο, ωστόσο η ίδια η κίνηση της κυκλοφορίας στα ανώτερα στρώματα η οποία ήταν Ν-ΝΔ και όχι N-NA όπως συμβαίνει σε άλλες περιπτώσεις της συγκεκριμένης κατηγορίας συνοπτικών καταστάσεων υποδηλώνει ότι και οι αντίστοιχες διεργασίες στην κατώτερη τροπόσφαιρα έπαιξαν επίσης σημαντικό ρόλο στην εκδήλωση της καιρικότητας κατά τη διάρκεια του συγκεκριμένου επεισοδίου.





Σχήμα 3.3 Κατανομή του ισεντροπικού δυναμικού στροβιλισμού στην επιφάνεια των 320K για τις α) 24/02 00UTC, β) 25/02 00UTC και γ) 25/02 12UTC (Πηγή: Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία - www2.wetter3.de/Archiv).

3.2 Κατώτερα στρώματα

Η εξέταση των θερμικών μεταφορών στα 850hPa (Σχήμα 3.4) κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος από τις 23/02 00 UTC έως και τις 26/02 00 UTC κατέδειξε δύο σημαντικές διεργασίες: α) η ψυχρή μεταφορά πάνω από τον ελληνικό χώρο η οποία σχετίζονταν με την αντίστοιχη επέκταση του ισχυρού ψυχρού αντικυκλώνα πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές του ελληνικού χώρου και το Αιγαίο και β) το δίπολο ψυχρής – θερμής μεταφοράς στην περιοχή νότια της Σικελίας το οποίο σχετίζονταν με τις μετωπικές δραστηριότητες της ύφεσης η οποία δημιουργήθηκε στη συγκεκριμένη περιοχή και βάθυνε κινούμενη όπως προαναφέρθηκε προς την περιοχή των βορείων παρακτίων τμημάτων της Λιβύης. Ωστόσο, είναι χαρακτηριστικό ότι κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος από τις 23/02 12 UTC άρχισε να παρατηρείται ρεύμα N-NA διευθύνσεων στα κατώτερα στρώματα (από τα 1000 έως και τα 850hPa) στην περιοχή των ανατολικών ηπειρωτικών τμημάτων της χώρας και του Αιγαίου μεταφέροντας θερμότερες αέριες μάζες από τα νότια προς την περιοχή του Αιγαίου οι οποίες συνάντησαν τις προϋπάρχουσες ψυχρές αέριες μάζες πάνω από τα ανατολικά τμήματα του ελληνικού χώρου εντείνοντας με τον τρόπο αυτό τη βαροκλινικότητα των χαμηλών στρωμάτων και κατά συνέπεια τις συγκλίσεις και τις ανοδικές κινήσεις πάνω από τις συγκεκριμένες περιοχές.







Σχήμα 3.4 Κατανομή της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 850hPa για τις α) 24/02 00UTC, β) 25/02 00UTC και γ) 25/02 12UTC (Πηγή: Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία - www2.wetter3.de/Archiv).

Τα παραπάνω αποτυπώνονται και στην χρονική εξέλιξη των κατανομών της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας στα 850hPa (Σχήμα 3.5) όπου φαίνεται η ενίσχυση της οριζόντιας θερμοβαθμίδας πάνω από τον ελληνικό χώρο με τις ψυχρότερες αέριες μάζες στα κεντρικά και βόρεια τμήματα της χώρας και τις θερμότερες αέριες μάζες στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου. Η συνοπτική εμπειρία έχει δείξει ότι ο συνδυασμός μιας επέκτασης ισχυρού ψυχρού αντικυκλώνα με μία ύφεση η οποία εντοπίζεται είτε στην ευρύτερη περιοχή μεταξύ του νοτίου Ιονίου – Σικελίας – Κόλπου της Σύρτης, είτε στην περιοχή του Αιγαίου και κυρίως του νοτίου Αιγαίου ευνοεί την εκδήλωση ισχυρών φαινομένων στα ανατολικά τμήματα της χώρας για τους λόγους που προαναφέρθηκαν. Επιπλέον, παρόλο που η εξέταση των διαβατικών διεργασιών είναι πέρα από τα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας, η επιλογή της παραμέτρου της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας στα 850hPa αποτελεί μια σημαντική ένδειξη για την επίδραση της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας σε ό,τι αφορά την εκδήλωση φαινομένων ανωμεταφοράς μάζας, διεργασία η οποία σε συνοπτικές καταστάσεις του συγκεκριμένου τύπου επιδρά και παρουσιάζει συνέργεια με τις αντίστοιχες βαροκλινικές διεργασίες των ανωτέρων και κατωτέρων στρωμάτων της τροπόσφαιρας.





Σχήμα 3.5 Κατανομή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας στα 850hPa για τις α) 23/02 12UTC, β) 24/02 00UTC, γ) 24/02 12UTC, δ) 25/02 00UTC, ε) 25/02 12UTC (Πηγή: Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία - www2.wetter3.de/Archiv).

ΤΕΤΑΡΤΟ ΚΕΦΑΛΑΙΟ

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΚΑΙΡΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ ΠΟΥ ΕΚΔΗΛΩΘΗΚΑΝ

4.1 Απεικόνιση της εξέλιξης της συνοπτικής κατάστασης μέσα από τις δορυφορικές φωτογραφίες

Ήδη από τις 22/02 12 UTC μετωπικές δραστηριότητες εντοπίζονταν στην περιοχή των Βαλκανίων επηρεάζοντας τα βόρεια τμήματα της χώρας με το ψυχρό μέτωπο να κινείται N-NA και να εντοπίζεται με βάση την αντίστοιχη δορυφορική φωτογραφία στο υπέρυθρο φάσμα ακτινοβολιών για τις 23/02 00 UTC στην περιοχή των κεντρικών και νοτίων τμημάτων της χώρας, ενώ η «ουρά» του μετώπου έφτανε μέχρι την περιοχή του κόλπου της Σύρτης (Σχήμα 4.1β). Ουσιαστικά, η συγκεκριμένη μετωπική δραστηριότητα η οποία συνοδεύτηκε από αντίστοιχη κυκλογένεση στην περιοχή του Αιγαίου κατά τη διάρκεια του παραπάνω χρονικού διαστήματος αποτέλεσε την διαδικασία εκείνη η οποία πυροδότησε δύο διεργασίες: η πρώτη από αυτές σχετίζονταν με την επέκταση του ισχυρού ψυχρού αντικυκλώνα πάνω από τα κεντρικά και βόρεια τμήματα της χώρας και η δεύτερη με τη δημιουργία της κυκλογένεσης στην περιοχή του Ιονίου, όπως περιγράφθηκε στο Δεύτερο Κεφάλαιο, η οποία αποτέλεσε μαζί με την επέκταση του αντικυκλώνα από τα βόρεια το κύριο χαρακτηριστικό της συγκεκριμένης συνοπτικής κατάστασης.







Σχήμα 4.1 Δορυφορική φωτογραφία στο υπέρυθρο φάσμα ακτινοβολιών (12 μm) για τις α) 23/02 00UTC, β) 24/02 00UTC, γ) 24/02 09UTC, δ) 25/02 03UTC και ε) 25/02 18UTC (Πηγή: Τμήμα δορυφόρων και ραντάρ – A6, EMY)

Η αντίστοιχη απεικόνιση των ηλεκτρικών εκκενώσεων έδειξε τη δημιουργία καταιγίδων στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου για τις βραδινές ώρες της 22^{ης} Φεβρουαρίου, οι οποίες εντάθηκαν προς τα ξημερώματα της 23^{ης} Φεβρουαρίου (Σχήμα 4.2). Ταυτόχρονα, τα νεφικά στρώματα τα οποία δημιουργήθηκαν στην περιοχή του Ιονίου, άρχισαν να συνοδεύονται από τις πρωινές ώρες της 23^{ης} Φεβρουαρίου με καταιγίδες στην περιοχή μεταξύ Νότιας Ιταλίας – Νότιας Αδριατικής – Ιονίου, οι οποίες κατά τη διάρκεια των πρωινών ωρών της 23^{ης} Φεβρουαρίου ενισχύθηκαν και άρχισαν να μετατοπίζονται νοτιότερα ακολουθώντας τη νότια μετακίνηση και βάθυνση της μετωπικής ύφεσης στην περιοχή μεταξύ του Νοτίου Ιονίου και των τμημάτων νότια της Σικελίας. Είναι χαρακτηριστικό ότι για τις απογευματινές ώρες ης 23^{ης} Φεβρουαρίου εκτεταμένα νεφικά στρώματα κάλυπταν όλο τον ελληνικό χώρο καθώς και την περιοχή της κεντρικής Μεσογείου, ενώ το ψυχρό μέτωπο της προαναφερθείσας ύφεσης εντοπίζονταν στην περιοχή των ανατολικών τμημάτων της Λιβύης και το θερμό μέτωπο στην περιοχή μεταξύ του Νοτίου Ιονίου - Νότιας Πελοποννήσου - Νοτίου Αιγαίου. Κατά τη διάρκεια της 24^{ης} Φεβρουαρίου και ενώ η ύφεση στην περιοχή του κόλπου της Σύρτης συνέχισε να βαθαίνει, η απεικόνιση των δορυφορικών φωτογραφιών κατέδειξε το σχηματισμό μιας καλά οργανωμένης σύσφιξης με τη μορφή «bent back structure of the cold front» (Σχήμα 4.1). Τέτοιες μορφές συνεσφιγμένων μετώπων υποδηλώνουν την ύπαρξη ζωνών μεταφοράς (warm and cold conveyor belts) και παρατηρούνται σε υφεσιακές δραστηριότητες στη Μεσόγειο οι οποίες αποκτούν χαρακτηριστικά ισχυρών υφέσεων με ελάχιστες πιέσεις περί τα 1000hPa και χαμηλότερα, ακολουθώντας το θεωρητικό μοντέλο ανάπτυξης μιας βαροκλινικής ύφεσης των μέσων γεωγραφικών πλατών κατά Shapiro and Keyser (1990). Κατά τη διάρκεια της 25^{ης} Φεβρουαρίου τα εκτεταμένα νεφικά στρώματα άρχισαν να κινούνται ανατολικότερα καλύπτοντας την περιοχή μεταξύ του Λιβυκού πελάγους και των ανατολικών και νότιων περιοχών της χώρας μας και άρχισαν να διαλύονται από αργά τις βραδινές ώρες της 25^{ης} Φεβρουαρίου οπότε η αντίστοιχη ύφεση κινήθηκε επίσης Α-ΒΑ προς την περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου και της ανατολικής Κρήτης και παρουσίασε σταδιακή πλήρωση.





Σχήμα 4.2 Απεικόνιση των ηλεκτρικών εκκενώσεων για τις α) 23/02 06UTC, β) 23/02 09UTC, γ) 23/02 19UTC, δ) 24/02 00UTC, ε) 24/02 03UTC και στ) 24/02 09UTC (Πηγή: EMY).

Η αντίστοιχη κατανομή των ηλεκτρικών εκκενώσεων και κατά συνέπεια των καταιγίδων (Σχήμα 4.2) από τις μεσημβρινές ώρες της $23^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου κάλυψαν όλες τις νότιες περιοχές της χώρας και κατά τη διάρκεια της $24^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου και τα ανατολικά ηπειρωτικά τμήματα της χώρας, επιβεβαιώνοντας αφενός μεν την επίδραση της μετωπικής ύφεσης στα νότια τμήματα της χώρας και αφετέρου την επίδραση των συγκλίσεων στις ανατολικές ηπειρωτικές περιοχές της χώρας, παράγοντας ο οποίος είναι χαρακτηριστικός σε συνοπτικούς τύπους όπως ο συγκεκριμένος, όπου η συνοπτική κατάσταση διαμορφώνεται από τον συνδυασμό μιας αντικυκλωνικής εισβολής από τα βόρεια με υφεσιακές δραστηριότητες στα νότια τμήματα της χώρας. Η ύπαρξη εκτεταμένων καταιγιδοφόρων νεφών στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου και της Κρήτης έως και τις μεσημβρινές ώρες της $25^{\eta\varsigma}$ Φεβρουαρίου, οπότε σταδιακά άρχισαν να περιορίζονται προς την περιοχή των Δωδεκανήσων και να εξασθενούν κατά τις πρωινές ώρες της $26^{\eta\varsigma}$



Σχήμα 4.3 Απεικόνιση των ηλεκτρικών εκκενώσεων για τις α) 24/02 13UTC, β) 24/02 20UTC, γ) 25/02 05UTC, δ) 25/02 11UTC και ε) 26/02 00UTC (Πηγή: EMY).

4.2 Η πραγματική εικόνα των καιρικών φαινομένων όπως παρουσιάστηκε από τον ηλεκτρονικό τύπο

Σύμφωνα με τα όσα κατέγραψε ο ηλεκτρονικός τύπος (www.protothema.gr), η κακοκαιρία που περιγράψαμε παραπάνω, η «Ωκεανίς», όπως ονομάστηκε, σάρωσε όλη την Ελλάδα, αφήνοντας πολλές καταστροφές στο πέρασμά της. Η συγκεκριμένη κακοκαιρία προκάλεσε πολλά προβλήματα, καθώς έπληξε τη χώρα με χιονοπτώσεις, βροχές και θυελλώδεις ανέμους, ενώ η πυροσβεστική προχώρησε στον απεγκλωβισμό δεκάδων ατόμων σε όλη την επικράτεια. Ιδιαίτερα έντονη ήταν η ηλεκτρική δραστηριότητα στο Νότιο Αιγαίο, όπου στις 24/02 καταγράφτηκαν σύμφωνα με το δίκτυο ανίχνευσης κεραυνών ΖΕΥΣ του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών / meteo.gr περίπου 6000 κεραυνοί. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η πυροσβεστική δέχθηκε 256 κλήσεις για παροχή βοήθειας σε πολίτες και αφαίρεση αντικειμένων από διάφορες περιοχές της Ελλάδας, λόγω των δυσμενών καιρικών συνθηκών που επικράτησαν (Εικόνα 4.1).



Εικόνα 4.1 – Απομάκρυνση δέντρου από τον δρόμο (Πηγή: Πυροσβεστικό Σώμα / protothema.gr)

Μάλιστα, τέθηκε σε ισχύ το απαγορευτικό απόπλου από τα λιμάνια του Πειραιά, της Ραφήνας και του Λαυρίου, ενώ κλειστές ήταν και οι γραμμές Αγ. Μαρίνας - Νέας Στύρας, Ρίου - Αντιρρίου, Βόλου - Σποράδων, Κυλλήνης - Ζακύνθου, Κυλλήνης -Κεφαλονιάς, Κεραμωτής Καβάλας - Λιμένα Θάσου, Πρίνου -Θάσου και Αλεξανδρούπολης - Σαμοθράκης. Δεν απουσίαζαν όμως και οι διακοπές ηλεκτροδότησης ιδιαίτερα στην περιοχή της Ανατολικής Αττικής και στους πρόποδες της Πεντέλης εξαιτίας της κακοκαιρίας, με τα προβλήματα να εντοπίζονται στο Κορωπί, τη Νέα Μάκρη και τα Σπάτα, όπου έσπασαν κολώνες και κόπηκαν ηλεκτροφόρα καλώδια. Αρκετές ήταν και οι πτώσεις δέντρων στην Αττική.

Το Πήλιο βυθίστηκε στο χιόνι, αφού οι κάτοικοι κλήθηκαν να φέρουν στην επιφάνεια τα αυτοκίνητα τους, τα οποία θάφτηκαν κάτω από έναν τεράστιο όγκο χιονιού, όπως αποτυπώνει φωτογραφία που έδωσε το meteo στην δημοσιότητα (Εικόνα 4.2). Υπενθυμίζεται πως στον ορεινό όγκο του Πηλίου επιχειρούσαν 60 μηχανήματα της Περιφέρειας Μαγνησίας, κυρίως στον οδικό άξονα Βόλου – Πορταριάς – Χανίων - Ζαγοράς, όπου το χιόνι έφθασε το 1,5 μέτρο και από τους εκχιονισμούς δημιουργήθηκε "τείχος χιονιού" που ξεπέρασε τα 2 μέτρα και κατέστησε δύσκολη την κίνηση των αυτοκινήτων. Παρόμοια ήταν η κατάσταση και στον νομό των Τρικάλων όπου το ύψος του χιονιού έφτανε από τα 10 εκατ. έως το 1,5 μέτρο, σε ορισμένα ορεινά σημεία.



Εικόνα 4.2 - Χιονόπτωση στα Χάνια Πηλίου (Πηγή: meteo.gr / protothema.gr)

Η κακοκαιρία «Ωκεανίς» προκάλεσε όμως ιδιαίτερα έντονα φαινόμενα και σε σε Κυκλάδες, Κρήτη και Δωδεκάνησα. Σύμφωνα με το δίκτυο αυτόματων μετεωρολογικών σταθμών του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών / meteo.gr, τα οκτώ μεγαλύτερα ύψη βροχής έως τις 16:30 το απόγευμα της Κυριακής, παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 4.1).



ΜΕΓΙΣΤΕΣ ΗΜΕΡΗΣΙΕΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΙΣ (mm) 24-02-2019

Πίνακας 4.1 – Μέγιστες ημερήσιες βροχοπτώσεις για τις 24/02 (Πηγή: meteo.gr / protothema.gr)

Αρνητικές θερμοκρασίες καταγράφτηκαν σε όλη τη Βόρεια και Κεντρική Ελλάδα, ενώ οι υψηλότερες θερμοκρασίες παρουσιάστηκαν στην Κρήτη και στα Δωδεκάνησα. Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες της ημέρας δίνονται στον πίνακα που ακολουθεί (Πίνακας 4.2):

ελαχιστές	ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΕΣ ΗΜΕΡΑΣ (°C)		24-02-2019
	Βλάστη	-10.8	NAMA.
	Άγιος Παύλος Ημαθίας	-8.8	NAM
	Κλεισούρα Καστοριάς	-8.7	
-	Μέτσοβο	-8.5	
and the second second	Τριανταφυλλιά Φλώρινας	-8.1	
No.	Νότιο Πεδίο Κοζάνης	-7.8	
and the second	Όλυμπος - Άγιος Δημήτριος	-7.6	
Meteo Cho yia roy xapo	Μεσόβουνο Κοζάνης	-7.5) Gasharis G

Πίνακας 4.2 - Ελάχιστες ημερήσιες θερμοκρασίες για τις 24/02 (Πηγή: meteo.gr / protothema.gr)

Ταυτόχρονα, πολύ θυελλώδεις παρουσιάστηκαν οι άνεμοι στο Αιγαίο καθώς και κατά μήκος του Κορινθιακού κόλπου. Οι 8 μεγαλύτερες ριπές που καταγράφτηκαν από την αρχή της ημέρας μέχρι τις 9 το πρωί της Κυριακής 24/02 δίνονται στον πίνακα που ακολουθεί (Πίνακας 4.3):

ΜΕΓΙΣΤΕΣ Γ	ΡΙΠΕΣ ANEMOY (km/h)		24-02-2019
	Παξιμάδα Καρύστου	124	Fat
and the second second	Πάτρα Ρωμανός	119	Set 1
allow the	Πεντέλη	111	T'est
and the second	Πάτρα - Πανεπιστήμιο	103	
	Σαμοθράκη	103	AN THE
-	Μονεμβασιά	101	
N/W 316-147	Ισθμός Κορίνθου	101	
Meteo Dia ya ree kapo	Παλλήνη - Κωστέας Γείτονας	97	- Africanda

Πίνακας 4.3 - Mέγιστες ριπές ανέμου για τις 24/02 (Πηγή: meteo.gr / protothema.gr)

Από τις μεσημεριανές ώρες της Κυριακής 24/02 μέχρι και τις απογευματινές ώρες της Δευτέρας 25/02, ισχυρές βροχές και καταιγίδες εκδηλώθηκαν στις Κυκλάδες, στην Κρήτη και στα Δωδεκάνησα καθώς και πυκνές χιονοπτώσεις στα ορεινά της Κρήτης. Επισημαίνεται ότι τα εντονότερα φαινόμενα για ακόμα μία φορά εντοπίστηκαν στα δυτικά κυρίως τμήματα της Κρήτης όπου έπεσαν μεγάλες ποσότητες βροχής. Μάλιστα, αξίζει να αναφέρουμε ότι η κακοκαιρία «Ωκεανίς», προκάλεσε την κατάρρευση της ιστορικής γέφυρας του Κερίτη στον Πλατανιά του νομού Χανίων στην Κρήτη. Συγκεκριμένα, η γέφυρα του Κερίτη στον Αλικιανό κατέρρευσε το μεσημέρι της Δευτέρας 25/02, καθώς δεν «άντεξε» το νέο χτύπημα της κακοκαιρίας, παρά τις προσπάθειες θεμελίωσης της που προηγήθηκαν τις προηγούμενες ημέρες (Εικόνα 4.3).



Εικόνα 4.3 – Η κατάρρευση της γέφυρας του Κερίτη (Πηγή: Νέα Τηλεόραση Κρήτης)

Μεγάλα προβλήματα, ακόμη, δημιουργήθηκαν σε Κίσσαμο, Κυδωνία και Χανιά από καταπτώσεις βράχων και πλημμύρες στους δρόμους. Σημειώνεται ότι τρία οχήματα είχαν εγκλωβιστεί στον παράδρομο της Εθνικής, στο ύψος των Μουρνιών και με τη βοήθεια της πυροσβεστικής απομακρύνθηκαν από τον δρόμο που είχε μετατραπεί και πάλι σε ποτάμι. Επίσης, στην Εθνική, στο ρεύμα από Βαμβακόπουλο προς Μουρνιές η αστυνομία διέκοψε την κυκλοφορία, καθώς ο δρόμος έγινε απροσπέλαστος λόγω του όγκου του νερού ενώ στο σημείο ακινητοποιήθηκε ασθενοφόρο καθώς και ένα όχημα (Εικόνα 4.4).



Εικόνα 4.4 – Εγκλωβισμένα οχήματα σε Εθνική οδό στα Χανιά (Πηγή: protothema.gr)

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στη συγκεκριμένη εργασία μελετήθηκε μία συνοπτική κατάσταση η οποία επηρέασε με έντονα φαινόμενα τον ελληνικό χώρο την περίοδο 22-25 Φεβρουαρίου 2019 και η οποία επιλέχθηκε με δεδομένο ότι αποτελεί έναν χαρακτηριστικό συνοπτικό τύπο ο οποίος ανήκει σε μια κατηγορία συνοπτικών καταστάσεων οι οποίες εμφανίζονται με αυξημένη συχνότητα κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου στον ελληνικό χώρο και σχετίζεται με την επίδραση θερμοδυναμικών παραγόντων βαροκλινικής αλλά και διαβατικής φύσης όπως επίσης και με την ύπαρξη της ορογραφίας στα ανατολικά ηπειρωτικά τμήματα της χώρας. Στη συγκεκριμένη περίπτωση μελέτης παρουσιάστηκαν ισχυρές ενδείξεις για την επίδραση δυναμικών και θερμοδυναμικών μηχανισμών διαφορετικής φύσης οι οποίες συνεργούν στην ενίσχυση των κυκλογενέσεων στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου οι οποίες επηρεάζουν και τον ελληνικό χώρο. Οι διεργασίες αυτές περιλαμβάνουν τις ισχυρές ψυχρές μεταφορές και θετικές μεταφορές στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα σε συνδυασμό με την εισβολή ξηρού και ψυχρού αέρα στρατοσφαιρικής προέλευσης στη ανώτερη τροπόσφαιρα. Ωστόσο, αντίστοιχες ισχυρές ενδείξεις παρουσιάστηκαν και σε ό,τι αφορά τις διεργασίες στην κατώτερη τροπόσφαιρα και την επιφάνεια. Πιο συγκεκριμένα, αποδείχτηκε η ενίσχυση της βαροκλινικότητας στα χαμηλά στρώματα μέσα από τις ενισχυμένες θερμοβαθμίδες στην κατώτερη τροπόσφαιρα ως αποτέλεσμα της ψυχρής εισβολής στα στρώματα αυτά από τα βόρεια με τις ψυχρές αέριες μάζες να συναντούν τις θερμότερες αέριες μάζες στα νοτιότερα τμήματα της κεντρικής και ανατολικής Μεσογείου. Ταυτόχρονα όμως, ο συνδυασμός υφεσιακής δραστηριότητας στα νότια τμήματα της ανατολικής Μεσογείου με επέκταση ψυγρού αντικυκλώνα από τα βορειότερα γεωγραφικά πλάτη προς τα Βαλκάνια και τον ελληνικό χώρο πυροδοτεί τις συγκλίσεις αερίων μαζών διαφορετικών θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών στα ανατολικά και νότια τμήματα της χώρας με τον θερμότερο αέρα από τα νότια να κινείται προς τα βορειότερα τμήματα της ανατολικής χώρας και να συναντά τον προϋπάρχοντα ψυχρότερο αέρα πάνω από τις περιοχές αυτές, ευνοώντας στις ανοδικές κινήσεις και την εκδήλωση ισχυρού υετού. Επιπλέον, οι τυρβώδεις επιφανειακές ροές θερμότητας περιλαμβάνοντας την έκλυση αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από την επιφάνεια της θερμής θάλασσας προς τον αέρα σε συνδυασμό με την έκλυση λανθάνουσας θερμότητας λόγω υετού σε εκτεταμένες περιοχές του ελληνικού χώρου αποτελούν επίσης διεργασίες οι οποίες υποδηλώνουν ότι σε τέτοιας μορφής συνοπτικές καταστάσεις ο συνδυασμός δυναμικής αστάθειας (dynamic instability) με την αστάθεια λόγω ανωμεταφοράς μάζας μικρής κλίμακας (convective

instability), συνεργούν κατά τρόπο ώστε να ενισχύονται τα φαινόμενα πάνω από τον ελληνικό χώρο. Το γεγονός ότι το κέντρο της ανώτερης κυκλωνικής κυκλοφορίας κινήθηκε δυτικότερα προς την περιοχή του Ιονίου αποτελεί μια ιδιομορφία αυτών των συνοπτικών καταστάσεων η οποία σχετίζεται με τον προσανατολισμό του άξονα της έξαρσης η οποία λειτουργεί ως εμποδισμός ευνοώντας την κυκλογένεση στην ευρύτερη περιοχή μεταξύ του Νοτίου Ιονίου – Νότιας Ιταλίας – Σικελίας.

ΠΗΓΕΣ ΚΑΙ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y (1990a) Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean, J Clim 3: 1474–1478.
- Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y (1990b) Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. Tellus A 42: 65-77.
- Brody LR, Nestor MJR (1980) Regional forecasting aids for the Mediterranean basins. Handbook for forecasters in the Mediterranean, Part 2, Naval environmental prediction research facility, Tech. Rep. 8-10, Monterey, CA.
- Buzzi A, Rizzi R (1975) Isentropic analysis of cyclogenesis in the lee of Alps. Rivista Italiana di Geofisica, Atti del XIII Cong. Intern. Meteor. Alpina, 1: 7-14.
- Buzzi A, Tibaldi S (1978) Cyclogenesis in the lee of Alps: a case study. Q J R Meteorol Soc 104: 271-287.
- Buzzi A, Speranza A (1986) A Theory of Deep Cyclogenesis in the Lee of the Alps. Part II: Effects of Finite Topographic Slope and Height. J Atmos Sci 43: 2826–2837.
- Conte M, Piervitali E, Colacino M (1997) The meteorological bomb in the Mediterranean. INM/WMO International symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean MMA/UIB: 283-287.
- Danielsen EF (1973) Cyclogenesis in the Gulf of Genoa, Summer School on mesoscale meteorological phenomena, Venice, 26 Aug.-6 Sept. 1973, Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venice.
- Davis CA, Emanuel KA (1988) Observational Evidence for the Influence of Surface Heat Fluxes on Rapid Maritime Cyclogenesis. Mon Wea Rev 116: 2649-2659.
- Dell' Osso L, Radinovic D (1984) A case study of cyclone development in the lee of the Alps on 18 March 1982. Contr Atmos Phys 57(3): 369-379.
- Flocas HA (1990) Explosive Cyclogenesis in the Mediterranean. M.Sc. Thesis, Department of Meteorology, University of Reading, 103pp.
- Flocas HA, Karacostas TS (1996) Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identification and synoptic categories. Meteorol Appl 3: 53–61.
- Garrett C, Outerbridge R, Thompson K (1993) Interannual variability in Mediterranean heat and buoyancy fluxes. J Clim 6: 900–910.

- Godev N (1970) On the cyclogenetic nature of the earth's orographic form. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 19: 299-310.
- HMSO (1962) Weather in the Mediterranean, Vol. 1, 2nd 34 ed. Meteorological Office:London; 362.
- Homar V, Ramis C, Alonso AS (2002) A deep cyclone of African origin over the Western Mediterranean: Diagnosis and numerical simulation. Annales Geophysicae 20(1): 93-106.
- Hortal M, Jansà A, Gimeno C (1985) Behavior of Spanish Limited Area Model (LAM) in two cases of Mediterranean cyclogenesis. Sci. Conf. on results of the Alpine Experiment, Venice.
- Hoskins BJ, McIntyre ME, Robertson AW (1985) On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps. Quart J R Meteorol Soc 111: 877-947.
- Illarri L, Malguzzi P, Speranza A (1981) On breakdowns of the westerlies. Geophys Astrophys Fluid Dyn 17:27-49.
- Jansà A (1986) Genoa cyclones and other West Mediterranean cyclones. WMO, Geneva, Programme on short and medium range prediction research. PSMR Report Series No 20 (WMO/TD No 128).
- Jansà A, Ramis C (1982) Catalonian Balearic sea cyclogenesis. ALPEX preliminary scientific results, WMO/ICSO GAPR-ALPEX series No 7, 49-61.
- Kallos G, Metaxas A (1980) Synoptic processes for the formation of Cyprus lows. Rivista Meteor Aeron XL (2-3): 121-138.
- Karein AD (1979) The forecasting of cyclogenesis in the Mediterranean region. PhD Thesis, University of Edinburgh, 159pp.
- Katsafados P, Mavromatidis E, Papadopoulos A, Pytharoulis I (2011) Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity on sea surface temperature. Nat Hazards Earth Syst Sci 11: 1233-1246.
- Kouroutzoglou J, Flocas HA, Hatzaki M, Keay K, Simmonds I, Mavroudis A (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.

- Kouroutzoglou J, Flocas HA, Hatzaki M, Keay K, Simmonds I, Mavroudis A (2014a) On the dynamics of a case study of explosive cyclogenesis in the Mediterranean. Meteorol Atmos Phys (accepted)
- Lagouvardos K, Kotroni V, Defer E (2007) The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis. Q J R Meteorol Soc 133: 1519-1531.
- Lionello P and coauthors (2006) Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment. In: Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R (Eds), Mediterranean Climate Variability. Elsevier. Amsterdam, pp. 325-372.
- Lolis CJ, Bartzokas A, Katsoulis BD (2004) Relation between sensible and latent heat fluxes in the Mediterranean and precipitation in the Greek area during winter. Int J Clim 24: 1803-1816.
- Maheras P, Flocas HA, Patrikas I and Anagnostopoulou C (2001) A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. Int J Climatol 21:109–130.
- Malguzzi P, Trevisan A, Speranza A (1987) Effects of Finite Height Topography on Nongeostrophic Baroclinic Instability: Implications to Theories of Lee Cyclogenesis. J Atmos Sci 44: 1475– 1482.
- Matsoukas C, Banks AC, Hatzianastassiou N, Pavlakis KG, Hatzidimitriou D, Drakakis E, Stackhouse PW, Vardavas I (2005) Seasonal heat budget of the Mediterranean Sea. Journal of Geophysical Research: Oceans, Volume 110, Issue C12.
- McGinley JA (1982) A Diagnosis of Alpine Lee Cyclogenesis. Mon Wea Rev 110: 1271-1287.
- McGinley JA, Goerss JS (1986) Effects of Terrain Height and Blocking Initialization on Numerical Simulation of Alpine Lee Cyclogenesis. Mon Wea Rev 114: 1578-1590.
- Millán M, Estrela MJ, Caselles V (1995) Torrential precipitations on the Spanish East coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. Atmos Res 36: 1–16.
- Pálmen E, Newton CW (1969) Atmospheric circulation systems. Their structure and Physical Interpretation. Academic Press, New York.
- Papadopoulos VP, Josey SA, Bartzokas A, Somot S, Ruiz S, Drakopoulou P (2012a) Large-Scale Atmospheric Circulation Favoring Deep- and Intermediate-Water Formation in the Mediterranean Sea. J Clim 25: 6079-6091.

- Papadopoulos V P, Bartzokas A, Chronis T, Georgopoulos D, Ferentinos G (2012b) Factors regulating the air–sea heat fluxes in the Aegean Sea. J. Climate 25: 491–508
- Petterssen S (1956) Weather Analysis and Forecasting. Vol. 1, Mc Graw Hill Book Company, pp 428.
- Petterssen S, Bradbury DL, Pedersen K (1962) The Norwegian cyclone models in relation to heat and cold sources. Geofys Publ 24: 243-280.
- Petterssen S, Smebye SJ (1971) On the development of Extratropical Cyclones. Quart J R Met Soc 97: 457-482.
- Pinto JG, Spangehl T, Ulbrich U, Speth P (2005) Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. Meteorologische Zeitschrift –Berlin.
- Prezerakos NG (1976) On a case of cyclogenesis over the Greek area. Bull Greek Meteorol Soc 1: 13-34.
- Prezerakos NG (1978) Contribution to study of the blocking over the Greek area. PhD Thesis, University of Thessaloniki, 191pp.
- Prezerakos NG (1985) The northwest african depressions affecting the south Balkans. J Clim 5: 643–654.
- Prezerakos NG (1990) Synoptic flow patterns leading to the generation of north-west African depressions. Int J Climatol 10: 33–48.
- Prezerakos NG, Michaelides SC (1989) A composite diagnosis in sigma coordinates of the atmospheric energy balance during intense cyclonic activity. Q J R Meteorol Soc 115: 463-486.
- Prezerakos NG, Michaelides SC, Vlassi AS (1990) Atmospheric synoptic conditions associated with the initiation of north-west African depressions. Int J Climate 10: 711-729.
- Prezerakos NG, Flocas HA (1996) The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. Meteorol Appl 3: 101–111.
- Prezerakos NG, Flocas HA, Michaelides SC (1997) Absolute vorticity advection and potential vorticity of the free troposphere as synthetic tools for the diagnosis and forecasting of cyclogenesis. Atmosphere Ocean 35: 65-91.
- Prezerakos NG, Flocas HA, Michaelides SC (1999) Upper tropospheric downstream development leading to surface cyclogenesis in the central Mediterranean. Meteorol Appl 6:1–10.

- Prezerakos NG, Flocas HA, Brikas D (2006) The role of the interaction between polar and subtropical jet in a case of depression rejuvenation over the Eastern Mediterranean. Meteorol Atmos Phys 92: 139-151.
- Radinovic D (1965a) On forecasting of cyclogenesis in the West Mediterranean and other areas bounded by mountain ranges by baroclinic model. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 14: 279-299.
- Radinovic D (1965b) Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 14: 391-408.
- Radinovic D (1987) Mediterranean cyclones and their influence on the weather and climate. WMO, PSMP Report Ser. No 24, 131pp, Geneva, Switzerland.
- Reiter ER (1963) Jet stream meteorology. The University of Chicago Press, Chicago, 370-371.
- Romanski J, Romanou A, Bauer M, Tselioudis G (2013) Teleconnections, midlatitude cyclones and Aegean Sea turbulent heat flux variability on daily through decadal time scales. Regional Environmental Change, October 2013.
- Shapiro MA, Keyser D (1990) Fronts, Jet Streams and the Tropopause (Article in "Extratropical Cyclones, The Erik Pálmen Memorial Volume," C.W. Newton and E.O. Holopainen, editors.) Am Meteorol Soc: 167-191.
- Shay-El Y, Alpert P (1991) A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones. Q J R Meteorol Soc 117: 715-747.
- Smith RB (1984) A theory of lee cyclogenesis. J Atmos Sci 41: 1159-1168.
- Speranza A, Buzzi A, Trevisan A, Malguzzi P (1985) A theory of deep cyclogenesis in the lee of the Alps. Part I: Modifications of baroclinic instability by localized topography. J Atmos Sci 42: 1521-1535.

Sutcliffe RC (1947) A Contribution to the Problem of Development. Quart J R Met Soc 73: 370-383.

- Sutcliffe RC (1960b) Depression, front and air mass modification in the Mediterranean. UNESCO/WMO Seminar on Mediterranean Synoptic Meteorology. Meteorologische Abhandlungen Band IX: 13-143.
- Thorncroft CD, Flocas HA (1997) A case study of Saharan cyclogenesis. Mon Weather Rev 125:1147–1165.

- Tibaldi S (1987) Mediterranean Cyclogenesis in the Context of a Fine Mesh Model of the Mediterranean Region. Programme on Short-Medium Range Weather Prediction, WMO No 26, 47-49.
- Tibaldi S, Buzzi A, Malguzzi P (1980) Orographically Induced Cyclogenesis: Analysis of Numerical Experiments. Mon Wea Rev 108:1302-1314.
- Tibaldi S, Buzzi A (1983) Effects of orography on Mediterranean lee cyclogenesis and its relationship to European blocking. Tellus 35A: 269–286.
- Tosi E, Fantini M, Trevisan A (1983) Numerical Experiments on Orographic Cyclogenesis: Relationship Between the Development of the Lee Cyclone and the Basic Flow Characteristics. Mon Wea Rev 111: 799-814.
- Trigo IF, Davies TD, Bigg GR (1999) Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. J Clim 12: 1685-1696.
- Winston JS (1955) Physical Aspects of Rapid Cyclogenesis in the Gulf of Alaska. Tellus 7: 481-500.
- Κατσούλης Βασίλειος (1993), Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων, Ιωάννινα, σελ. 46.

Διαδίκτυο

Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία - www2.wetter3.de/Archiv

www.meteo.gr

www.protothema.gr – https://www.protothema.gr/greece/article/867800/kakokairia-saroneiiokeanis-6000-keraunoi-sto-notio-aigaio/

www.liberal.gr/arthro/241764/epikairotita/2019/katarreusi-gefuras-ston-platania-chanion-apo-tin-kakokairia-binteo.html

Άλλες πηγές

ECMWF

Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ)