



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ - ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ
Μ.Δ.Ε. ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Κλιματολογική μελέτη των κυκλωνικών τροχιών που δημιουργούνται στη Μεσόγειο

Διπλωματική εργασία
της
Δουλγεράκη Βασιλικής

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια: Φλόκα Έλενα

Αθήνα
Ιούνιος 2018



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ - ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ
Μ.Δ.Ε. ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Κλιματολογική μελέτη των κυκλωνικών τροχιών που δημιουργούνται στη Μεσόγειο

Διπλωματική εργασία
της
Δουλγεράκη Βασιλικής

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια: Φλόκα Έλενα

Τριμελής Επιτροπή:
Φλόκα Έλενα, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια
Τόμπρου - Τζέλλα Μαρία, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια
Χατζάκη Μαρία, Επίκουρη Καθηγήτρια

Αθήνα
Ιούνιος 2018

Στον πολυαγαπημένο μου πατέρα.

Ευχαριστίες

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερος την επιβλέπουσα Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Έλενα Φλόκα για την ευκαιρία που μου έδωσε να ασχοληθώ με το συγκεκριμένο θέμα το οποίο είχε ιδιαίτερο ενδιαφέρον για εμένα και το οποίο μου επέτρεψε να συνδυάσω την φυσική με τις γνώσεις μου στον προγραμματισμό και τα μαθηματικά που τόσο αγαπώ. Επιπλέον, θα ήθελα να την ευχαριστήσω για την συνολική συμβολή και καθοδήγησή κατά την επίβλεψη της παρούσας εργασίας αλλά και την άριστη συνεργασία καθ' όλη την διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Επίκουρη Καθηγήτρια Μαρία Χατζάκη και τον Διδάκτορα Γιάννη Κουρουτζόγλου, για την πολύτιμη καθοδήγησή τους αλλά και την βοήθειά τους σε διάφορα τεχνικά ζητήματα στην πορεία της εργασίας, όπως επίσης και την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Μαρία Τζέλλα-Τόμπρου η οποία αποτελεί μέλος της τριμελούς επιτροπής, καθώς και όλους τους καθηγητές του Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος-Μετεωρολογίας για την άριστη συνεργασία και τις γνώσεις που μου προσέφεραν ο καθένας με τον δικό του τρόπο.

Τέλος, οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ στην οικογένεια μου που με στήριζε και με στηρίζει με όλη της τη δύναμη και με εμπνέει να προχωρώ και να γίνομαι καλύτερη.

Βασιλική Δουλγεράκη,
Ιούνιος 2018

Περίληψη

Οι κυκλωνικές τροχιές επηρεάζουν το περιοχικό κλίμα και κυρίως την κατανομή της βροχόπτωσης. Στη Μεσόγειο, που λόγω της ιδιαίτερης θέσης και μορφολογίας της, οι κυκλωνικές τροχιές υπόκεινται σε έντονη χωρική και χρονική μεταβλητότητα, η μελέτη τους είναι αρκετά σημαντική καθώς αποτελεί ιδιαίτερα κυκλογενετική περιοχή, ευάλωτη στην κλιματική αλλαγή. Σκοπός της παρούσας κλιματολογίας, είναι η μελέτη των κλιματικών χαρακτηριστικών των επιφανειακών κυκλωνικών τροχιών που δημιουργούνται στη Μεσόγειο κατά την περίοδο 1990-2008. Ο εντοπισμός και η παρακολούθηση των κυκλωνικών τροχιών πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια του αλγορίθμου του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης, χρησιμοποιώντας ωρα δεδομένα μέσης πίεσης στη στάθμη της θάλασσας του *Interim ECMWF Re-Analysis (ERA-Interim)* χωρικής ανάλυσης $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$. Παράλληλα, πραγματοποιήθηκε διαχωρισμός της Μεσογείου σε τρία μέρη, προκειμένου να προσδιοριστούν εκτενέστερα οι ιδιότητες των μεσογειακών υφέσεων, όπως η συχνότητα, η χωρική κατανομή και διασπορά, η κλίμακα, το βάθος και η ένταση. Συμπερασματικά, η περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου αποτελείται κυρίως από ασθενέστερες υφέσεις, με μικρότερες χωρικές κλίμακες και βάθος, που δημιουργούνται κυρίως κατά το καλοκαίρι, σε αντίθεση με εκείνες της Δυτικής και της Κεντρικής Μεσογείου, λόγω των διαφορετικών μηχανισμών που λαμβάνουν χώρα ανάλογα με την εποχή δημιουργίας τους. Επιπλέον, πολύ μικρό είναι το ποσοστό των ιδιαίτερα έντονων βαρομετρικών χαμηλών που μπορούν να χαρακτηριστούν ως εκρηκτικά (0.4%).

Λέξεις Κλειδιά: Μεσόγειος, κλιματολογία, συχνότητες, κυκλωνικές τροχιές, *MS* αλγόριθμος.

Abstract

Cyclonic tracks affect the regional climate and mainly the rainfall distribution. Mediterranean cyclones are characterized by significant spatial and temporal variability due to the particular location and morphology of the basin. Considering the cyclogenetic behavior of Mediterranean and its vulnerability to climatic change, the study of Mediterranean cyclonic tracks is of great importance for climatological research. The purpose of this study is to perform an objective climatology of surface cyclonic tracks originating in the Mediterranean during a 19-yr period(1990-2008). The identification and tracking of the cyclones was performed with the aid of the Melbourne University algorithm based on 6h-datasets of mean sea level pressure of the Interim ECMWF Re-Analysis with $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ spatial resolution. Three regions are distinguished to better investigate the properties of the Mediterranean cyclones, such as frequency, genesis and dissipation, scale, depth and intensity. It was found that in the Eastern Mediterranean the cyclones are in general weaker, with smaller size and depth, as compared to those originated in Western and Central Mediterranean, due to the different mechanisms that act in each region. Furthermore, the frequency of Eastern Mediterranean cyclones is specially increased during summer. The percentage of strong cyclones that can be characterized as explosive is very low (0.4%).

Key words: Mediterranean, climatology, frequencies, cyclonic tracks, MS algorithm.

Περιεχόμενα

1	Εισαγωγή	16
2	Θεωρητικό Υπόβαθρο	19
2.1	Γενικά για τις υφέσεις	19
2.1.1	Θεωρίες κυκλογενέσεων και μηχανισμός δημιουργίας αυτών στα μέσα γεωγραφικά πλάτη	20
2.1.2	Τύποι κυκλογενέσεων	21
2.2	Υφέσεις στη Μεσόγειο	21
2.3	Χωρική και χρονική κατανομή της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο	23
2.4	Παράγοντες που καθορίζουν την κυκλογενετική δραστηριότητα στη Μεσόγειο	28
2.4.1	Η επίδραση των ανώτερων στρωμάτων	28
2.4.2	Οι επιφανειακές θερμικές ροές	31
2.4.3	Η επίδραση της ορογραφίας	33
3	Επεξεργασία δεδομένων	37
3.1	Αλγόριθμος Ανίχνευσης	37
3.2	Δεδομένα	41
3.3	Μεθοδολογία	41
4	Κλιματολογικά χαρακτηριστικά της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο	44
4.1	Χωρική κατανομή κυκλογενέσεων	44
4.2	Ετήσια συχνότητα κυκλογένεσης	48
4.2.1	Μεσόγειος	48
4.2.2	Δυτική Μεσόγειος	49
4.2.3	Κεντρική Μεσόγειος	50
4.2.4	Ανατολική Μεσόγειος	51
4.2.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	52
4.3	Μηνιαία και εποχιακή συχνότητα κυκλογένεσης	53
4.3.1	Μεσόγειος	53
4.3.2	Δυτική Μεσόγειος	55
4.3.3	Κεντρική Μεσόγειος	56
4.3.4	Ανατολική Μεσόγειος	57
4.3.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	59
4.4	Ελάχιστη πίεση	60
4.4.1	Μεσόγειος	60
4.4.2	Δυτική Μεσόγειος	62
4.4.3	Κεντρική Μεσόγειος	64
4.4.4	Ανατολική Μεσόγειος	66
4.4.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	68
4.5	Μέγιστη Λαπλασιανή της κεντρικής πίεσης	70
4.5.1	Μεσόγειος	70
4.5.2	Δυτική Μεσόγειος	72
4.5.3	Κεντρική Μεσόγειος	73

4.5.4	Ανατολική Μεσόγειος	75
4.5.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	77
4.6	Μέγιστο βάθος	79
4.6.1	Μεσόγειος	79
4.6.2	Δυτική Μεσόγειος	80
4.6.3	Κεντρική Μεσόγειος	82
4.6.4	Ανατολική Μεσόγειος	84
4.6.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	86
4.7	Μέγιστη ακτίνα	88
4.7.1	Μεσόγειος	88
4.7.2	Δυτική Μεσόγειος	90
4.7.3	Κεντρική Μεσόγειος	91
4.7.4	Ανατολική Μεσόγειος	93
4.7.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	94
4.8	Κανονικοποιημένοι ρυθμοί πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες	96
4.8.1	Μεσόγειος	96
4.8.2	Δυτική Μεσόγειος	97
4.8.3	Κεντρική Μεσόγειος	98
4.8.4	Ανατολική Μεσόγειος	99
4.8.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	99
4.9	Κανονικοποιημένοι ρυθμοί πτώσης της πίεσης ανά 12 και ανά 6 ώρες	100
4.9.1	Μεσόγειος	101
4.9.2	Δυτική Μεσόγειος	103
4.9.3	Κεντρική Μεσόγειος	104
4.9.4	Ανατολική Μεσόγειος	105
4.9.5	Συγκριτικά αποτελέσματα	107
5	Συμπεράσματα	110
6	Βιβλιογραφία	114

1 Εισαγωγή

Κυκλογένεση ονομάζεται αφενός η δημιουργία και η εκδήλωση κυκλωνικής κυκλοφορίας στην ατμόσφαιρα, η οποία δεν προϋπήρχε, και αφετέρου η ενίσχυση προϋπάρχουσας κυκλωνικής κυκλοφορίας, που κατά κανόνα συνοδεύεται από απότομη ελάττωση της ατμοσφαιρικής πίεσης (*Huschke, 1959*).

Το φαινόμενο της κυκλογένεσης εξακολουθεί να αποτελεί αντικείμενο μετεωρολογικής έρευνας, ενώ από τα μέσα του προηγούμενου αιώνα έχει επικρατήσει και υιοθετηθεί η θεωρία της βαροκλινικής αστάθειας, η οποία θεωρεί ότι το φαινόμενο της κυκλογένεσης προέρχεται από την αστάθεια που οφείλεται στη βαροκλινικότητα ενός ζωνικού ρεύματος, πάνω στο οποίο κινούνται μικρού πλάτους κυματισμοί (*Eady, 1949; Charney, 1947*).

Οι υφέσεις και κυρίως εκείνες των μέσων γεωγραφικών πλατών, είναι ιδιαίτερα σημαντικές για την παγκόσμια ατμοσφαιρική κυκλοφορία, καθώς είναι υπεύθυνες για ένα μεγάλο ποσοστό ανταλλαγών θερμότητας, υγρασίας και ορμής ανάμεσα στην τροπική ζώνη και στις πολικές περιοχές. Επιπλέον, οι υφέσεις με τα μετωπικά τους συστήματα, διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των εκάστοτε τοπικών καιρικών συνθηκών (*Bartholy et al, 2009*).

Επομένως, οι κλιματολογικές μελέτες της υφειακής δραστηριότητας παρουσιάζουν πάντα μεγάλο ενδιαφέρον. Με την ανάπτυξη αντικειμενικών μεθόδων ανίχνευσης του φαινομένου της κυκλογένεσης, η δημιουργία κλιματολογικών μελετών της υφειακής δραστηριότητας έχει αποκτήσει νέο ενδιαφέρον, καθώς οι υφέσεις είναι άμεσα συνδεδεμένες με το κλίμα ορισμένων περιοχών, και ως εκ τούτου, η μεταβλητότητα τους είναι ένα από τα βασικά σημεία της σύγχρονης έρευνας για το κλίμα (*Campins et al, 2010*).

Εστιάζοντας το ενδιαφέρον μας στην περιοχή της Μεσογείου, πρέπει να επισημανθεί ότι οι κλιματικές συνθήκες σε αυτήν, διαμορφώνονται από τη θέση που κατέχει στη μεταβατική περιοχή ανάμεσα στην υποτροπική ζώνη υψηλών πιέσεων και στην επικρατούσα δυτική ροή των μέσων γεωγραφικών πλατών (*Trigo et al, 1999*). Συνεπώς, η μεταβλητότητα και πολλά από τα κλιματικά χαρακτηριστικά της περιοχής αυτής συνδέονται με τη γενική κυκλοφορία της μέσης και ανώτερης τροπόσφαιρας (*Reiter, 1975; Radinovich, 1987; Jacobeit, 1987*).

Η λεκάνη της Μεσογείου είναι γνωστή ως μία περιοχή όπου ευνοείται ο σχηματισμός υφέσεων, ενώ συχνά επηρεάζεται από κάποιες κινούμενες υφέσεις που σχηματίζονται πάνω από τον Ατλαντικό Ωκεανό ή τη Βορειοδυτική Ευρώπη (*Maheras et al, 2001*). Παράλληλα, οι οροσειρές που περιβάλλουν τη Μεσόγειο Θάλασσα και οι θερμοκρασιακές διαφορές ανάμεσα στη θάλασσα και τις υπερκείμενες αέριες μάζες οδηγούν σε μια αρκετά πολύπλοκη χρονική και χωρική κατανομή αυτών των υφέσεων.

Η υφειακή δραστηριότητα έχει από καιρό αναγνωριστεί ως μία συνήθης μετεωρολογική κατάσταση πάνω από την περιοχή της Μεσογείου (*Petterssen, 1956*), ενώ μεγάλη προσπάθεια έχει πραγματοποιηθεί, όχι μόνο προς την κατεύθυνση εντοπισμού και της συ-

χνότητας της υφεσιακής δραστηριότητας, αλλά και στον εντοπισμό των περιοχών της Μεσογείου, με μια πιο υψηλή συχνότητα στην κυκλογενετική δραστηριότητα (Reiter, 1975; Radinovic, 1987).

Μάλιστα, κλιματολογικές μελέτες που επικεντρώνονται στην υφεσιακή δραστηριότητα της Μεσόγειου έδειξαν ότι η κυκλογένεση λαμβάνει χώρα σε προτιμώμενες περιοχές, όπως η Ιβηρική Χερσόνησος, ο κόλπος της Γένοβας, η Ανατολική Σαχάρα και η θάλασσα της Αλγερίας στο δυτικό τμήμα, η Κύπρος, το Βορειοανατολικό τμήμα της Μαύρης θάλασσας, το ανατολικό Αιγαίο αλλά και η περιοχή της Νότιας Ιταλίας, εμφανίζοντας άλλες μεγαλύτερη και άλλες μικρότερη συχνότητα (Alpert et al, 1990; Trigo et al, 1999; Flocas et al, 2001; Maheras et al, 2001; Maheras et al, 2002; Campins et al, 2010).

Επίσης, σύμφωνα με αρκετές κλιματολογικές μελέτες, όπως αυτές των Flocas et al. (2001) και Maheras et al. (2001; 2002), προκύπτει ότι πέρα από τις μεταβολές στη συχνότητα της κυκλογενετικής δραστηριότητας των κύριων κέντρων της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, διαφέρουν και τα χαρακτηριστικά των υφέσεων από τη μία περιοχή στην άλλη, ενώ παρουσιάζουν αντίστοιχα και εποχική διακύμανση.

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι ο εντοπισμός και η μελέτη των υφέσεων που δημιουργούνται κατά το πρώτο χρονικό τους βήμα τόσο σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης αλλά και ξεχωριστά σε κάθε υποπεριοχή που ορίστηκε (Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειος), με τη χρήση αντικειμενικής μεθοδολογίας ανίχνευσης του φαινομένου. Πιο συγκεκριμένα, η εργασία έχει ως πρωταρχικό σκοπό: α) την ανάπτυξη μιας αντικειμενικής κλιματολογικής μελέτης, που θα περιλαμβάνει τη χωρική και χρονική κατανομή των υφέσεων που δημιουργούνται μέσα στις εξεταζόμενες περιοχές καθ' όλη την διάρκεια μελέτης· β) τη διερεύνηση της κατανομής των κυριότερων δυναμικών παραμέτρων των υφέσεων, εξετάζοντας πιο συγκεκριμένα τις ακόλουθες παραμέτρους: ελάχιστη πίεση, μέγιστη λαπλασιανή της πίεσης, μέγιστο βάθος και ακτίνα, καθώς και τους μέγιστους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης ώστε να βρεθούν πιθανές περιπτώσεις ισχυρής κυκλογένεσης· γ) Με την παράλληλη σύγκριση και την εξαγωγή ποιοτικών συμπερασμάτων σχετικά με τους μηχανισμούς που συνεργούν και διαμορφώνουν το διαφορετικό χαρακτήρα του φαινομένου της κυκλογένεσης σε καθεμία από τις τρεις αυτές υποπεριοχές μελέτης.

2 Θεωρητικό Υπόβαθρο

2.1 Γενικά για τις υφέσεις

Με το χαρακτηρισμό εξωτροπική ύφεση ή αλλιώς ύφεση ή βαρομετρικό χαμηλό, ορίζεται το σύστημα το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους εμφανίζει τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης μικρότερες από αυτές που παρουσιάζει η γύρω περιοχή. Μερικές βασικές έννοιες που αφορούν τις υφέσεις είναι το σημείο γένεσης (κυκλογένεση), το σημείο διάλυσης (κυκλοδιάλυση), η τροχιά και το κέντρο της ύφεσης.

Πιο συγκεκριμένα, με τον όρο κυκλογένεση ορίζεται η δημιουργία και η εκδήλωση κυκλωνικής κυκλοφορίας στην ατμόσφαιρα αλλά και η ενίσχυση μιας ήδη προϋπάρχουσας, η οποία συνήθως συνοδεύεται από απότομη μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης (*Huschke*, 1959), ενώ αντίστοιχα ως κυκλοδιάλυση χαρακτηρίζεται η τελευταία εμφάνιση της ύφεσης. Η κυκλογένεση συμβαίνει σε μια ευρεία χωρική και χρονική κλίμακα, που περιλαμβάνει μήκη κύματος 1000-1500km (*Reed*, 1979) μέχρι και 4000 km (*Thornicroft and Hoskins*, 1990). Η τροχιά (*path*) της ύφεσης υποδηλώνει την κατεύθυνση στην οποία κινείται το κέντρο της ύφεσης και αφορά τις διαδοχικές θέσεις από τις οποίες έχει περάσει αυτό.

Για τη δημιουργία ενός οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού απαιτείται η ύπαρξη έντονης ανάμιξης θερμών και ψυχρών αερίων μαζών σε ευρεία κλίμακα, η οποία όμως σχετίζεται άμεσα με την υποστήριξη αυτής στην ανώτερη τροπόσφαιρα, δηλαδή την ύπαρξη αυλώνα. Μάλιστα, σύμφωνα με τη θεωρία του *Sutcliffe* (1947), οι απαραίτητες συνθήκες για τη δημιουργία κυκλογένεσης αποτελούν το μέτρο της βαροκλινικότητας και η τιμή της βαθμίδας του στροβιλισμού κατά τη διεύθυνση του θερμικού ανέμου, ενώ αιτία πτώσης της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια αποτελούν οι αποκλίνοντες άνεμοι, που παρατηρούνται στην νοτιοανατολική περιοχή του αυλώνα. Αυτή η απόκλιση λειτουργεί σαν αντλία αέρα από την επιφάνεια προς τα ανώτερα στρώματα, προκαλώντας έτσι και την ελάττωση της πίεσης και στην επιφάνεια.

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, οι υφέσεις κινούνται συνήθως από τη Δύση προς την Ανατολή, με ακτίνα η οποία μπορεί να ξεπεράσει τα 500 km (*Gouvorushko*, 2012), και με τις ταχύτητες των κέντρων τους να κυμαίνονται από 30 km/h έως και 50 km/h περίπου (*Gouvorushko*, 2012), ενώ η ταχύτητά τους είναι διαφορετική όχι μόνο από ύφεση σε ύφεση αλλά και στην ίδια ακόμη ύφεση (*Flocas*, 1992). Με διάρκεια από λίγες ημέρες μέχρι και πάνω από μία εβδομάδα, στους υποτροπικούς κυκλώνες του βόρειου ημισφαιρίου η κυκλοφορία του αέρα έχει φορά αντίστροφη από αυτή των δεικτών του ρολογιού, σε αντίθεση με αυτούς του νοτίου ημισφαιρίου. Κοντά στην επιφάνεια του εδάφους (λόγω τριβής), ο άνεμος τέμνει τις ισοβαρείς με μικρή γωνία συγκλίνοντας προς το κέντρο το οποίο οδηγεί στη δημιουργία νεφών τα οποία συχνά καταλήγουν σε κατακρήμνιση (*Jansa et al*, 2000). Κατά την εξέλιξη της ύφεσης οι βαροβαθμίδες -δηλαδή η διαφορά της πίεσης σε δεδομένη απόσταση- μεγαλώνουν, διαδικασία που χαρακτηρίζεται ως βάθυνση της ύφεσης (*deepening*). Ο μέσος χρόνος βάθυνσης των υφέσεων αυτών κυμαίνεται μεταξύ 12 h και 48 h (*Farrell*, 1989), ενώ ο *Sanders* (1986) καθόρισε το χρόνο αυτό σε 24 h με 36 h για

τις υφέσεις που παρουσιάζουν ταχεία βάθυνση.

2.1.1 Θεωρίες κυκλογενέσεων και μηχανισμός δημιουργίας αυτών στα μέσα γεωγραφικά πλάτη

Από τις αρχές του αιώνα έχουν διατυπωθεί θεωρίες που επιχειρούν να ερμηνεύσουν το βασικό μηχανισμό που προκαλεί την εκδήλωση και βάθυνση των κυκλωνικών διαταραχών στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Αρχικά η κυκλογένεση εξετάστηκε με βάση τη θεωρία του πολιτικού μετώπου, που διατυπώθηκε από τον *J.Bjerkness* (1919) και τροποποιήθηκε αργότερα από τους *J.Bjerkness* και *H.Solberg* (1921, 1922). Παρατηρώντας την ύπαρξη δυναμικής αστάθειας στην επιφάνεια του πολικού μετώπου και αποδεικνύοντας με δεδομένα επιφανειακών σταθμών ότι οι υφέσεις συνδέονται άμεσα με την επιφάνεια αυτή, ο *Bjerkness* αντιμετώπισε την κυκλογένεση ως πρόβλημα κυματικού σχηματισμού.

Σύμφωνα λοιπόν με τη θεωρία της Νορβηγικής Σχολής, η ύφεση δημιουργείται ως ένας ασταθής κυματισμός κατά μήκος μιας μετωπικής επιφάνειας που προκύπτει λόγω της θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ δύο αέριων μαζών. Στην περιοχή αυτών των διαταραχών και κυρίως στην κορυφή των κυμάτων η πίεση στην επιφάνεια υποχωρεί και εμφανίζεται έτσι ένα βαρομετρικό χαμηλό. Το χαμηλό αυτό, που είναι το πρώτο στάδιο της δημιουργίας της ύφεσης, βαθιάίνει, δημιουργώντας έτσι μια καλά οργανωμένη ύφεση, όταν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι ευνοϊκές καθ' ύψος. Η ύφεση συνεχώς εξελίσσεται, καθώς το ψυχρό μέτωπο κινείται ταχύτερα από το θερμό, ενώ στη φάση της σύσφιγξης ο θερμός τομέας έχει περιοριστεί και η ύφεση μετατρέπεται σε ψυχρό στρόβιλο μέχρι να διαλυθεί. Ως αποτέλεσμα, στο κέντρο της ύφεσης, όταν πια αυτή φτάνει στο στάδιο της διάλυσης, η δυναμική ενέργεια μειώνεται με ταυτόχρονη αύξηση της κινητικής ενέργειας του κυκλωνικού συστήματος. Όταν πλέον η ύφεση συσφιγχθεί πλήρως, διακόπτεται η ανάπτυξή της, λόγω της απουσίας της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας στο εσωτερικό της εξαιτίας της εξασθένησης των θερμοκρασιακών αντιθέσεων των δυο αερίων μαζών.

Αν και η θεωρία αυτή δεν ήταν ικανοποιητική για να περιγράψει κάθε διαταραχή στα μέσα γεωγραφικά πλάτη με έναν απλό κυματισμό, ο οποίος δημιουργείται από την αστάθεια της επιφάνειας του πολικού μετώπου, ωστόσο η γενική ιδέα της αντιμετώπισης των διαταραχών ως κυματισμών αποδείχθηκε εποικοδομητική στα επόμενα χρόνια. Μάλιστα, από τότε που οι *Charney* (1947) και *Eady* (1949) δημοσίευσαν τα πρώτα θεωρητικά βαροκλινικά μοντέλα, η θεωρία της βαροκλινικής αστάθειας θεωρείται ότι αποτελεί τη βασική διαδικασία κυκλογένεσης. Η θεωρία αυτή αναφέρεται στη δυναμική αστάθεια, η οποία προκύπτει από τη βαροκλινικότητα ενός ζωνικού ρεύματος που διαταράσσεται από εγκάρσιες διαταραχές μικρού πλάτους. Η κινητική ενέργεια της διαταραχής προέρχεται από τη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια του ζωνικού ρεύματος (*Palmen and Newton, 1969; Dutton, 1976*).

Καθώς τα μοντέλα των *Charney* και *Eady* προκύπτουν από τη γραμμικοποίηση των σχετικών εξισώσεων, με τη βοήθεια της μεθόδου της γραμμικής διαταραχής, η σχετική θεωρία αναφέρεται ως θεωρία της γραμμικής βαροκλινικής αστάθειας. Ωστόσο, πρόσφατα

η θεωρία αυτή έχει εξεταστεί και επεκταθεί και σε πολυπλοκότερες ροές (Farrell, 1985; Valdes and Hoskins, 1988; Lin, 1989) καθώς και σε μη γραμμικό περιβάλλον (Simmons and Hoskins, 1978).

2.1.2 Τύποι κυκλογενέσεων

Με βάση τις παραπάνω θεωρίες, στις οποίες στηρίζεται ο μηχανισμός δημιουργίας των κυκλογενέσεων, ακολουθεί ο διαχωρισμός τους σε δύο τύπους, οι οποίες παρατηρήθηκαν αρχικά από τους Petterssen and Smebye (1971) και έπειτα από τον Cohen (1996). Αυτές είναι:

- Η **κυκλογένεση τύπου Α**, η οποία ξεκινά από τα κατώτερα στρώματα, στην περιοχή όπου παρατηρείται μέγιστη βαροκλινικότητα χωρίς να σημειώνεται σημαντική μεταφορά στροβιλισμού. Σε αυτή την περίπτωση κυκλογένεσης αρχικά δεν υπάρχει ανώτερος αυλώνας, αλλά αναπτύσσεται καθώς η ύφεση στη μέση στάθμη θάλασσας ενισχύεται λόγω θερμικής μεταφοράς. Η βαροκλινικότητα εξασθενεί καθώς η ύφεση φτάνει στη φάση σύσφιξης, με την απόσταση μεταξύ του ανώτερου αυλώνα και της επιφανειακής ύφεσης να παραμένει αμετάβλητη, με αποτέλεσμα την αύξηση της δυναμικής ενέργειας και τη μετατροπή αυτής σε κινητική.
- Η **κυκλογένεση τύπου Β**, η οποία ξεκινά όταν ένας προϋπάρχων αυλώνας στην ανώτερη ατμόσφαιρα κινείται πάνω από περιοχή θερμής μεταφοράς στην επιφάνεια, όπου μπορεί να υπάρχει μέτωπο. Μπροστά από τον αυλώνα σημειώνεται ισχυρή μεταφορά στροβιλισμού. Η απόσταση διαχωρισμού μεταξύ του ανώτερου αυλώνα και της ύφεσης ελαττώνεται γρήγορα καθώς η ύφεση ενισχύεται, ενώ ο άξονας που ενώνει τα κέντρα των δυο συστημάτων τείνει να γίνει κατακόρυφος. Η μεταφορά στροβιλισμού εξασθενεί καθώς το σύστημα φτάνει στο στάδιο μέγιστης ανάπτυξης και η βαροκλινικότητα, που είναι αρχικά μικρή, ενισχύεται στα επόμενα στάδια ανάπτυξης της ύφεσης. Τέλος, η κινητική ενέργεια αυξάνει λόγω της συμβολής του αεροχειμάρρου στα ανώτερα στρώματα.

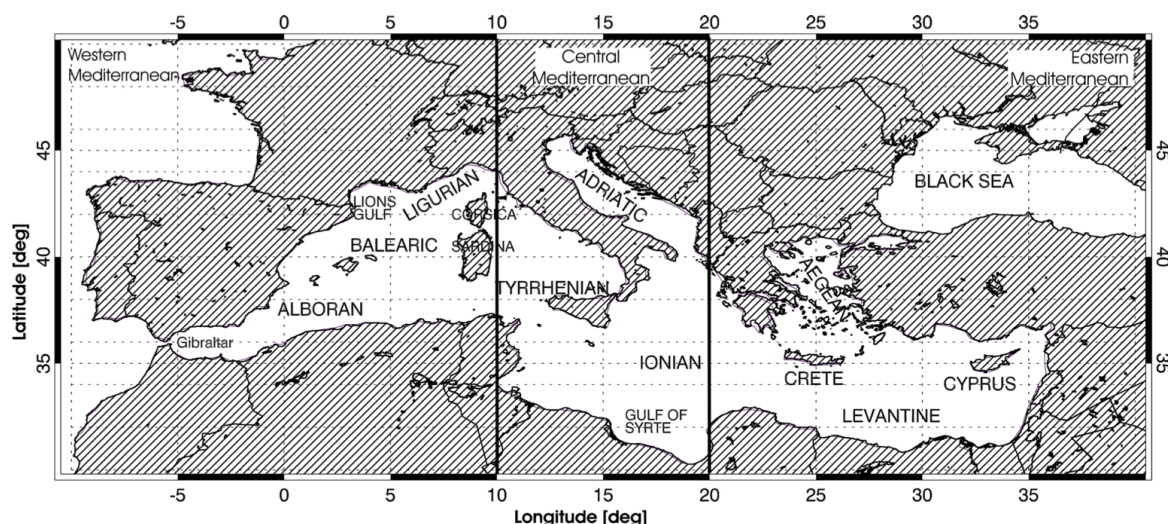
Αργότερα υπήρξε η επικράτηση αλλά και η αποδοχή της άποψης ότι όλες οι εξωτροπικές υφέσεις είναι τύπου Β.

2.2 Υφέσεις στη Μεσόγειο

Η περιοχή της Μεσογείου έχει αποδειχθεί ότι αποτελεί ένα από τα κύρια σημεία κυκλογένεσης στον πλανήτη (Pettersen, 1956; Radinovic, 1987; Wernli and Schwierz, 2006). Βασικός συντελεστής προς αυτή την κατεύθυνση είναι η ιδιόμορφη γεωγραφία της λεκάνης της Μεσογείου με τις έντονες οροσειρές και τους σχετικά στενούς κόλπους. Πιο συγκεκριμένα, η Μεσόγειος αποτελεί μια σχεδόν κλειστή θάλασσα, η οποία περιβάλλεται ολόγυρα από ορεινά συγκροτήματα, με εξαίρεση την περιοχή κατά μήκος της Βορειοαφρικανικής

ακτής στα ανατολικά της Τυνησίας. Οι Άλπεις, τα Πυρηναία καθώς και τα όρη της Βαλκανικής σχηματίζουν μια σχεδόν ενιαία ορεινή αλυσίδα με περιορισμένη έκταση από το Βορρά προς το Νότο.

Η θέση της Μεσογείου θεωρείται μεταβατική ανάμεσα στην υποτροπική ζώνη και τη ζώνη των μέσων γεωγραφικών πλατών. Γεωγραφικά, μπορεί να διαιρεθεί σε τρεις μικρότερες περιοχές (Σχήμα 2.1): τη Δυτική Μεσόγειο, που εκτείνεται από τα στενά του Γιβραλτάρ μέχρι και τη νήσο Κορσική ($\lambda=10^{\circ}W-10^{\circ}E$), την Κεντρική Μεσόγειο, που περιλαμβάνει την Τυρρηνική και την Αδριατική Θάλασσα ($\lambda=10^{\circ}E-20^{\circ}E$), και την Ανατολική Μεσόγειο, η οποία εκτείνεται μέχρι τη Συρία και περιλαμβάνει τη Μαύρη Θάλασσα ($\lambda=20^{\circ}E-38^{\circ}E$). Η γεωγραφική αυτή διαίρεση χαρακτηρίζεται απαραίτητη για την μελέτη του φαινομένου της κυκλογένεσης (HMSO, 1962), κάνοντας φανερή τη διαφοροποίηση των χαρακτηριστικών της ανάλογα με τη θέση εκδήλωσής της.



Σχήμα 2.1: Γεωγραφικός χάρτης της Μεσογείου, στον οποίο αποτυπώνεται ο διαχωρισμός της περιοχής αυτής σε Δυτικό, Κεντρικό και Ανατολικό τμήμα.

Από τη μέχρι σήμερα μετεωρολογική έρευνα, η κυκλογένεση στη Μεσόγειο φαίνεται να είναι ένα φαινόμενο με μεγάλη συχνότητα, μικρή σχετικά κλίμακα και έκταση, που κυρίως εμφανίζεται κατά την ψυχρή περίοδο του έτους (Petterssen, 1956; Radinovic, 1965b; 1987). Μάλιστα οι ερευνητές Urbani (1956) και Radinovic (1987) παρατήρησαν ότι οι υφέσεις στη Μεσόγειο γενικά δημιουργούνται γρήγορα και εξασθενούν στην πλειονότητά τους σε διάστημα 1 έως 2 ημερών. Ως συστήματα που συγκαταλέγονται στην υποσυνοπτική κλίμακα, οι Μεσογειακοί κυκλώνες, δεν διαθέτουν μέτωπα ενώ έχουν μία τυπική οριζόντια κλίμακα περί τα 300km (Trigo et al, 1999; Miglietta et al, 2013).

Ωστόσο, παρόλο που οι μελέτες των υφέσεων στη Μεσόγειο παρουσιάζουν αρκετά ενδιαφέροντα στοιχεία, αποκαλύπτοντας παράλληλα χαρακτηριστικά της κυκλογένεσης στην

περιοχή αυτή, πρέπει να σημειωθεί ότι οι μελέτες αυτές δεν αναφέρονται στη ίδια χρονική περίοδο ενώ συνήθως εξετάζουν μεμονωμένες περιπτώσεις χωρίς να καλύπτουν ολόκληρη τη Μεσόγειο. Επιπλέον, ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε, το είδος των δεδομένων καθώς και το κριτήριο επιλογής των υφέσεων είναι διαφορετικά.

2.3 Χωρική και χρονική κατανομή της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο

Με δεδομένη την αλληλεπίδραση μεταξύ της Μεσογείου και των παρακείμενων περιοχών, όπου και παρατηρούνται τα κύρια μέγιστα κυκλωνικής δραστηριότητας στο Βόρειο Ημισφαίριο, όπως η περιοχή του Ατλαντικού ή της Βορειοδυτικής Ευρώπης, υποδεικνύεται ότι τα βαρομετρικά 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 εισβάλλοντας σε αυτήν υποκινούμενες από την γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας (*Sutcliffe, 1960b*).

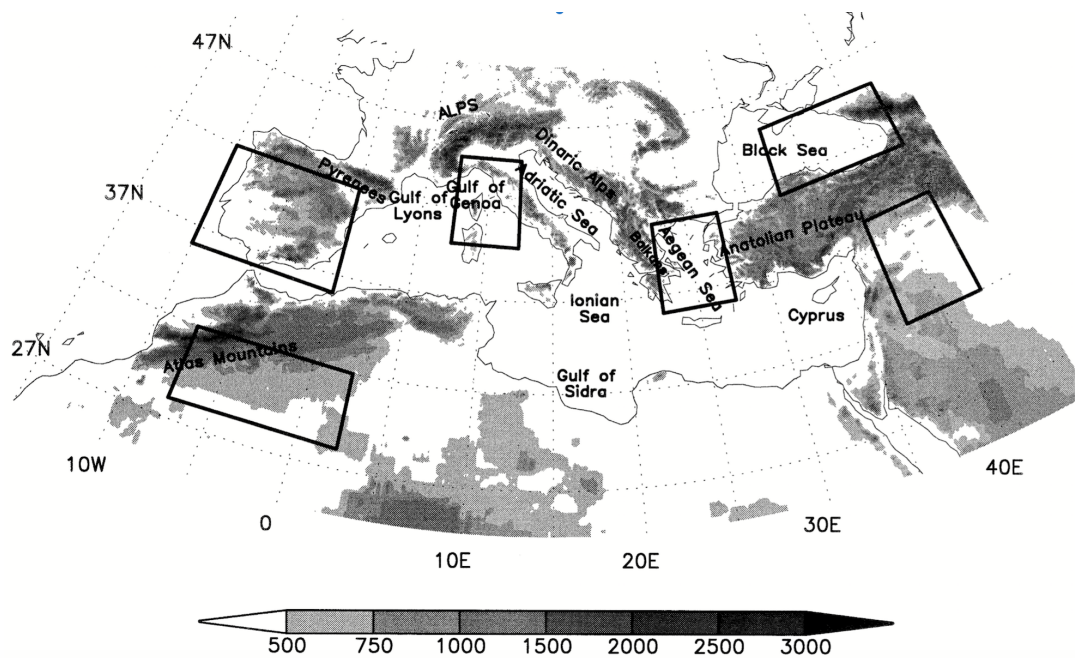
Παρόλο όμως που οι κυκλογενέσεις στη Μεσόγειο είναι μικρότερης κλίμακας σε σχέση με τα αντίστοιχα χαμηλά των μέσων γεωγραφικών πλατών και η εμφάνισή τους ρυθμίζεται σε μεγάλο βαθμό από την ύπαρξη ορογραφίας, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται συχνά σαν ορογραφικά χαμηλά σε υπήνεμες περιοχές, κυρίως των βόρειων βαροκλινικών τμημάτων αυτής (*Tibaldi et al, 1980; Trigo et al, 1999; Lionello et al, 2006*), η ανάπτυξή τους σε ορισμένες περιπτώσεις είναι ταχεία με αποτέλεσμα να εμφανίζονται ισχυρές βαθμίδες πίεσης σε αποστάσεις 150-300 km από το κέντρο του χαμηλού και σε χρονικά διαστήματα της τάξης των 12-18 h. Μάλιστα, η μέχρι τώρα στατιστική επεξεργασία των χωρικών και χρονικών κατανομών της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο έχει αποδείξει ότι αποτελεί μία από τις κυριότερες δευτερεύουσες περιοχές κυκλογένεσης στο Βόρειο Ημισφαίριο (*Palmen and Newton, 1969*).

Σύμφωνα με το *H.M.S.O. (1962)*, οι υφέσεις στη Μεσόγειο μπορούν να διακριθούν ανάλογα με την περιοχή δημιουργίας τους σε υφέσεις: α) της Δυτικής Μεσογείου, β) της Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου και γ) Σαχαριανές. Καθώς δεν είναι εμφανές, να σημειωθεί ότι οι τελευταίες σχηματίζονται στην περιοχή νότια της οροσειράς του Άτλαντα.

Έχοντας λοιπόν χωρίσει τη Μεσόγειο σε Δυτικό, Κεντρικό και Ανατολικό τμήμα (σχήμα 2.1) εμφανίζονται ουσιώδεις διαφοροποιήσεις στα ποιοτικά χαρακτηριστικά της κυκλογένεσης σε καθεμιά από τις παραπάνω περιοχές, σε σχέση με τα υπόλοιπα τμήματα, αναδεικνύοντας τους διαφορετικούς μηχανισμούς που λαμβάνουν χώρα σε καθεμιά από αυτές (*Sutcliffe, 1960b; Karein, 1979; Radinovic, 1987; Alpert et al, 1990a; Shay – El and Alpert, 1991*).

Παρακάτω παρουσιάζονται τα κύρια κέντρα κυκλογενετικής δραστηριότητας, σε κάθε μία υποπεριοχή που προαναφέρθηκε, καθώς και οι κύριοι λόγοι που οδηγούν σε αυτή. Μάλιστα, με βάση την μελέτη των *Trigo et al (1999)*, ένας αριθμός συγκεκριμένων περιοχών, που

χαρακτηρίζονται από υψηλές συχνότητες εμφάνισης κυκλογενετικών επεισοδίων, παρουσιάζουν ισχυρή συσχέτιση με την τοπογραφία της Μεσογείου (σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2: Η λεκάνη της Μεσογείου. Με τα τραπέζια δηλώνονται οι περιοχές έντονης κυκλογένεσης και με τις διαβαθμίσεις του γκρι η τοπογραφία (Trigo et al, 2002).

Αρχικά, η κυκλογένεση στη Δυτική Μεσόγειο, η οποία εξαρτάται κατά κύριο λόγο από τη διεύθυνση αλλά και την ένταση της ροής, φαίνεται να εστιάζεται σε τρεις περιοχές: α) Την περιοχή του κόλπου της Γένοβας, όπου η κυκλογένεση πυροδοτείται κυρίως από την επίδραση των Άλπεων (Buzzi and Tibaldi, 1978; Hortal et al, 1985; Prezerakos, 1985; Prezerakos, 1990; Prezerakos et al, 1990) αποτελώντας μία από τις κύριες κυκλογενετικές περιοχές ολόκληρης της Μεσογείου μαζί με τις περιοχές του κόλπου του Λέοντα και των Βαλεαρίδων νήσων, καθώς οι υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Καταλονίας και των Βαλεαρίδων σε αρκετές περιπτώσεις μετά από ένα σύντομο διάστημα από τη γένεση τους παύουν να είναι ξεχωριστά χαμηλά και κινούμενα προς την περιοχή του κόλπου της Γένοβας 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 (Jansa and Ramis, 1982). β) Την περιοχή της Βόρειας Αφρικής, όπου οι Σαχαριανές υφέσεις αρχίζουν να ευνοούνται κατά τη διάρκεια της άνοιξης όταν η μεσημβρινή θερμοβαθμίδα εντείνεται πάνω από τις ακτές της περιοχής αυτής (HMSO, 1962). Μάλιστα το μέγιστο στην περιοχή της Βορειοδυτικής Αφρικής γίνεται ορατό καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου λαμβάνοντας τις μεγαλύτερες τιμές του κατά τη διάρκεια των μηνών Μαΐου και Ιουνίου, και γ) Την Ιβηρική χερσόνησο, καθώς προς το τέλος της άνοιξης και καθ' όλη τη διάρκεια του καλοκαιριού, η σχετικά θερμότερη

ξηρά και η θερμοκρασιακή αντίθεση μεταξύ ξηράς-θάλασσας ευνοεί το σχηματισμό θερμικών χαμηλών στην περιοχή αυτή. Πιο συγκεκριμένα, εμφανίζεται δομή με τρεις πυρήνες (μέγιστα) κατά την περίοδο Ιουνίου-Αυγούστου στις ανατολικές και δυτικές ακτές της Ισπανίας αλλά και την Κεντρική Ισπανία.

Οι υφέσεις στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου σχηματίζονται χάρη στην κίνηση ψυχρών αέριων μαζών του Ατλαντικού οι οποίες εισέρχονται στη Μεσόγειο μέσω του Βισκαϊκού κόλπου, ευνοώντας τη γένεση υφέσεων στις Βαλεαρίδες και τον κόλπο του Λέοντα, με την επίδραση της ορογραφίας στην Ιβηρική χερσόνησο και τα Πυρηναία όρη να παίζουν σπουδαίο ρόλο σε σημαντικό αριθμό περιπτώσεων. Μάλιστα, ένα ακόμη από τα προσδιοριστικά στοιχεία της κυκλογένεσης στην περιοχή αυτή αποτελεί το γεγονός ότι αέριες μάζες τριών διαφορετικών τύπων συναντώνται και αλληλεπιδρούν βοηθώντας στην εξέλιξη της κυκλογένεσης: Πολικές αέριες μάζες στα βορειοδυτικά 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.

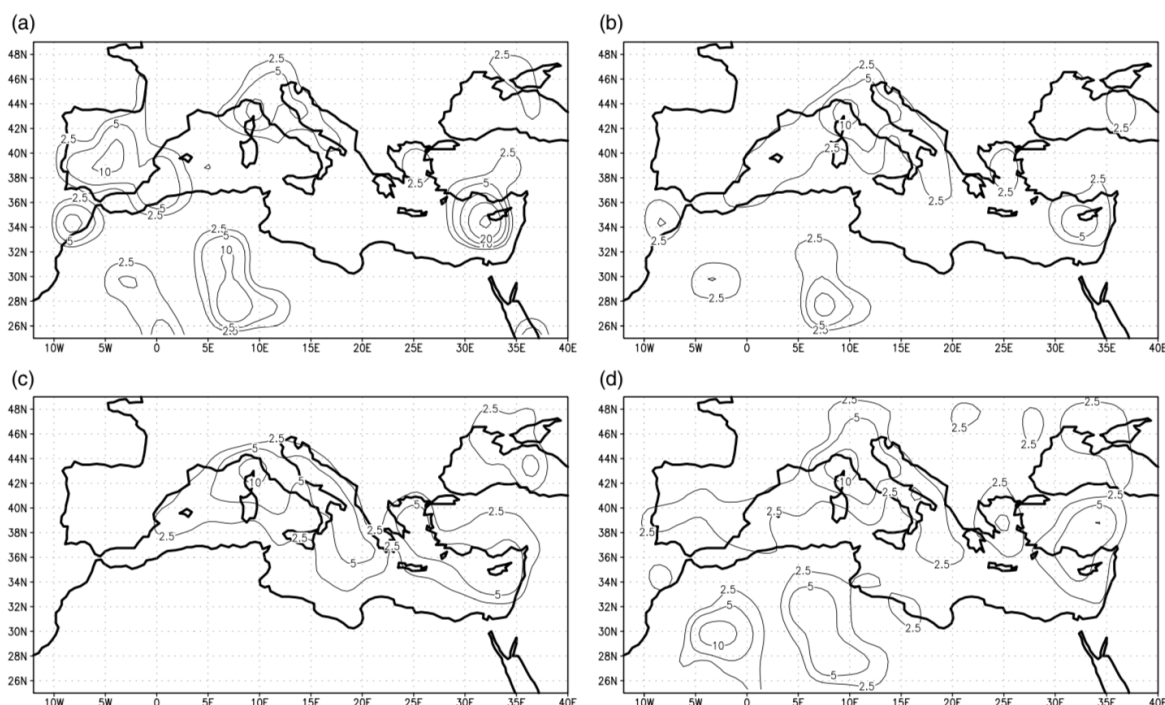
Την ίδια στιγμή, η κυκλογένεση στην Κεντρική Μεσόγειο φαίνεται να εστιάζεται σε δύο περιοχές: α) Την περιοχή της Νότιας Ιταλίας, και β) Την Αδριατική, αποτελώντας κύριες πηγές κυκλογενετικής δραστηριότητας τόσο κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης όσο και του φθινοπώρου. Οι υφέσεις στις δύο παραπάνω περιοχές σχηματίζονται με μεγαλύτερη συχνότητα σαν αποτέλεσμα της κίνησης βαροκλινικών υφέσεων οι οποίες προέρχονται από την περιοχή του Βόρειου Ατλαντικού ή της Βορειοδυτικής Ευρώπης.

Προσδιοριστικό παράγοντα για την τροποποίηση των μετωπικών δραστηριοτήτων των χαμηλών, που δημιουργούνται στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, αποτελεί η επίδραση των Άλπεων ή των Πυρηναίων Ορέων καθώς προσκρούουν στους ορεινούς αυτούς όγκους με τρόπο τέτοιο ώστε να δημιουργείται δευτερεύουσα υπήνεμη κυκλογένεση (HMSO, 1962), ενώ σημαντικό παράγοντα για την περαιτέρω βάθυνση τέτοιων χαμηλών αποτελούν η ένταση του βορείου ρεύματος καθ' ύψος και η θερμοκρασιακή διαφορά ανάμεσα στον ψυχρό αέρα που εισβάλλει στη Μεσόγειο από τα βόρεια και τη θερμή θάλασσα της Μεσογείου.

Παράλληλα, ως προς τη μορφή της κυκλογενετικής δραστηριότητας στην Ανατολική Μεσόγειο, τα μέγιστα φαίνεται να είναι κατανεμημένα μεταξύ τριών κύριων περιοχών: α) Το Αιγαίο Πέλαγος, το οποίο αποτελεί μία από τις κύριες πηγές κυκλογενετικής δραστηριότητας τόσο κατά τη διάρκεια του χειμώνα αλλά και της άνοιξης. Η κυκλογένεση στην περιοχή αυτή, αν και έχει υποεκτιμηθεί σε προγενέστερες μελέτες που αφορούσαν την κυκλογένεση στη Μεσόγειο (π.χ. *Alpert et al*, 1990a), αποτελεί έναν από τους σημαντικούς συντελεστές που συνθέτουν τα χαρακτηριστικά της κυκλογενετικής δραστηριότητας στην περιοχή της Μεσογείου (*Flocas and Karacostas*, 1996), ενώ επηρεάζεται τόσο από την οροσειρά των Άλπεων όσο και από τις Δειναρικές Άλπεις στην Αδριατική· β) Την Βορειοανατολική περιοχή της Μαύρης Θάλασσας, στην οποία μέγιστο κυκλογένεσης παρουσιάζεται καθ' όλη τη διάρκεια του έτους με τις μεγαλύτερες τιμές να παρατηρούνται κατά την διάρκεια των μηνών Ιουλίου έως και Οκτωβρίου όπου κατά μέσο όρο αναμένεται ένα κυκλογενετικό

επεισόδιο ανά εβδομάδα και γ) Την περιοχή της Κύπρου (Xoplaki, 2002; Xoplaki et al, 2003), όπου μέγιστα κυκλογενετικής δραστηριότητας παρουσιάζονται εντονότερα κατά τη διάρκεια των μηνών Ιουλίου έως και Οκτωβρίου.

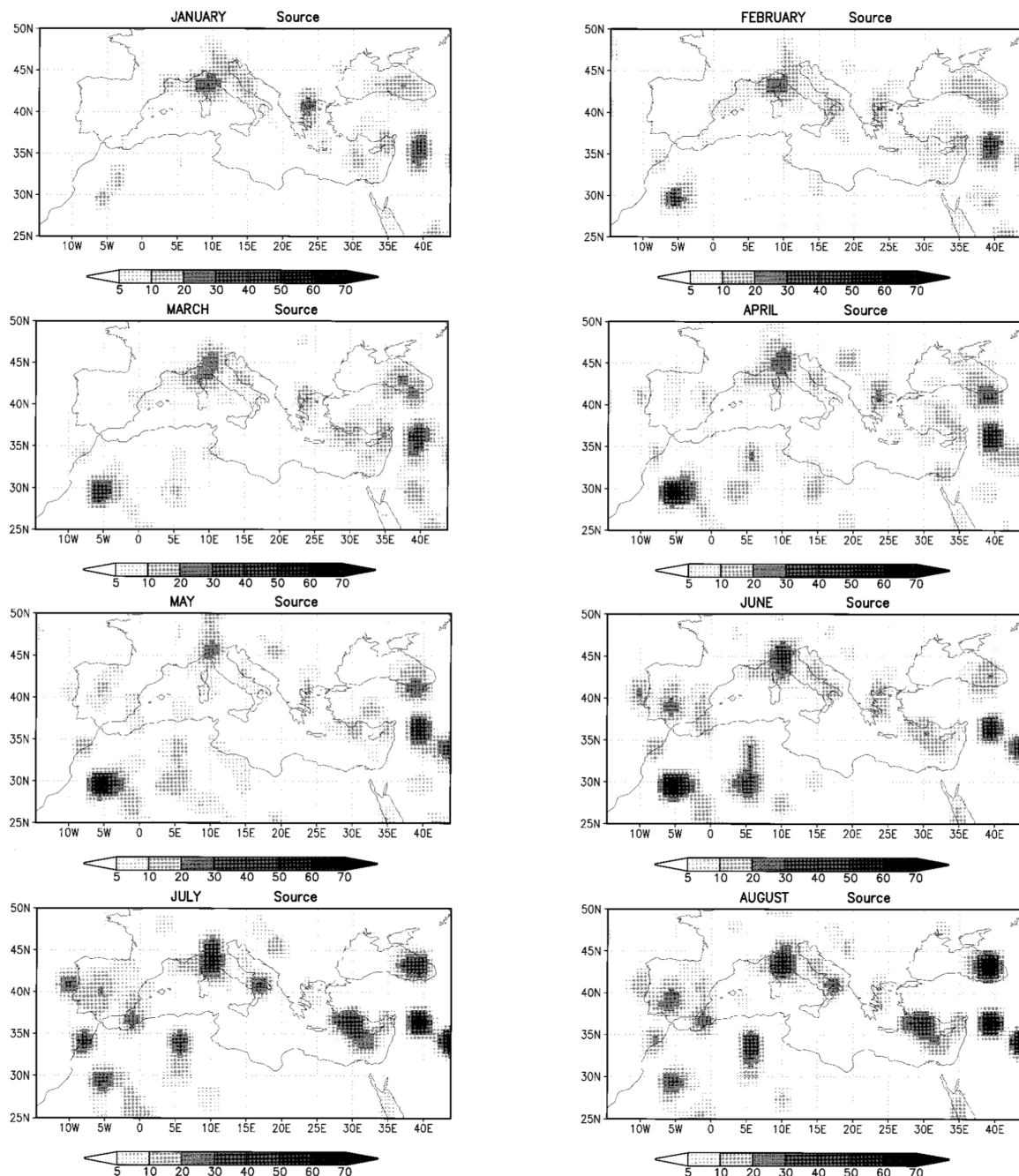
Οι υφέσεις αυτές μπορούν να σχηματιστούν όταν ένας εκτεταμένος αντικυκλώνας, με το κέντρο του στην περιοχή της Ανατολικής Ευρώπης-Ρωσίας και συνοδευόμενος από ηπειρωτικές πολικές ή και αρκτικές αέριες μάζες, επεκτείνεται νότια προς την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Καθώς οι αέριες αυτές μάζες συναντούν τις προϋπάρχουσες θερμότερες αέριες μάζες πάνω από τη Μεσόγειο η βαροκλινικότητα που δημιουργείται στα χαμηλά στρώματα ευνοεί αντίστοιχα τη δημιουργία επιφανειακών υφέσεων. Παράλληλα, περιπτώσεις χαμηλών που προέρχονται από την περιοχή του Ατλαντικού και εισβάλλουν στη Μεσόγειο από το στενό του Γιβραλτάρ συνήθως ενισχύονται μέσα στη Μεσόγειο.

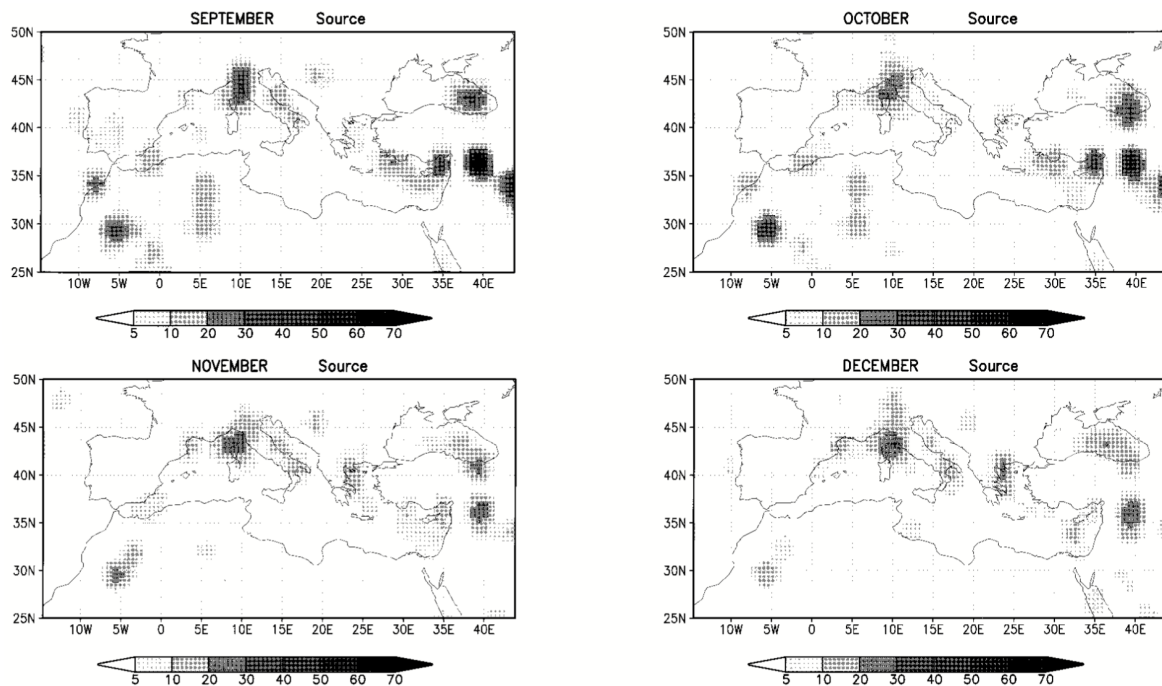


Σχήμα 2.3: Μέσος αριθμός κυκλογενετικών επεισοδίων ανά περιοχή $2.25^\circ \times 2.25^\circ$ γεωγραφικού πλάτους-μήκους για (a) το καλοκαίρι, (b) φθινόπωρο, (c) χειμώνα και (d) άνοιξη, για την χρονική περίοδο μελέτης 1957-2002. Διαστήματα ισοπληθών: 2.5, 5, 10, 20 και 40 κυκλωνικά κέντρα ανά εποχή (Campins et al, 2011).

Γίνεται φανερό λοιπόν το γεγονός ότι η γέννηση των υφέσεων παρουσιάζει εποχιακές διακυμάνσεις τόσο ως προς τις περιοχές σχηματισμού όσο και προς τη ένταση αλλά και τη συχνότητά τους. Έτσι, κατά τη χειμερινή περίοδο, τα βασικά αίτια κυκλογένεσης είναι η εισχώρηση ψυχρών εισβολών και αυλώνων, διερχόμενων από τη Βόρεια Ευρώπη και τον Ατλαντικό Ωκεανό προς την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, αλλά και η τοπογραφία σε

συνδυασμό με τη βαροκλινικότητα στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας της Μεσογείου. Από την άλλη, την εαρινή και θερινή περίοδο, καθοριστικό παράγοντα δημιουργίας κυκλογενετικών επεισοδίων αποτελούν οι ανοδικές κινήσεις που προκαλούνται από η θέρμανση της χερσαίας επιφάνειας. Το καλοκαίρι, η ισχυρή μεσημβρινή θερμοβαθμίδα ευνοεί τις Σαχαριανές υφέσεις οι οποίες σχηματίζονται κυρίως στις πλαγιές του Άτλαντα, προκαλώντας ισχυρούς ανέμους και αμμοθύελλες στη Μεσόγειο (Alpert and Ziv, 1989).





Σχήμα 2.4: Αριθμός κυκλογενετικών επεισοδίων ανά περιοχή $2.25^\circ \times 2.25^\circ$ γεωγραφικού πλάτους-μήκους, για κάθε μήνα του έτους, κατά τη χρονική περίοδο μελέτης 1979-1996 (Trigo et al, 1999).

2.4 Παράγοντες που καθορίζουν την κυκλογενετική δραστηριότητα στη Μεσόγειο

Με βάση τα παραπάνω, οι κυριότεροι παράγοντες που επιδρούν στη διαμόρφωση και τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, και αναλύονται εκτενέστερα στη συνέχεια, είναι:

2.4.1 Η επίδραση των ανώτερων στρωμάτων

Η επίδραση της ανώτερης τροπόσφαιρας στη διαδικασία της κυκλογένεσης, και ιδιαίτερα η δυναμική συμβολή του αεροχειμάρρου και της αντίστοιχης αναδίπλωσης της τροπόπαυσης, έχει αποτελέσει το επίκεντρο του ενδιαφέροντος για αρκετές μελέτες. Μάλιστα, μελέτες όπως αυτές των Karein (1979) και Prezerakos (1976), έχουν δείξει την καθοριστική επίδραση των διεργασιών στην ανώτερη τροπόσφαιρα για την επιφανειακή κυκλογένεση στην Μεσόγειο, αναφέροντας 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 αεροχειμάρρο 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, τονίζοντας ότι η θετική μεταφορά στροβιλισμού μπροστά από τον ανώτερο αυλώνα είναι ιδιαίτερα σημαντική για την κυκλογένεση στην επιφάνεια, χαρακτηρίζοντάς την ως κυκλογένεση τύπου Β (*Petterssen and Smebye, 1971*), ιδιαίτερα στο ξεκίνημά της.

Πιο συγκεκριμένα, ο *Karein* (1979) προσπάθησε να συνδέσει την κυκλογένεση με τη διέλευση του αεροχειμάρρου, μέσω τριών περιπτώσεων που μελέτησε, διαπιστώνοντας ότι πριν από την κυκλογένεση ο πολικός αεροχειμάρρος συνδυάζεται με τον υποτροπικό αεροχειμάρρο στην Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο καθώς ένας ψυχρός αυλώνας επεκτείνεται από τη Βόρεια Ευρώπη μέχρι τη Μεσόγειο. Η περαιτέρω εξέλιξη της ύφεσης και η επέκτασή της σε όλη την τροπόσφαιρα φαίνεται να συμβαίνουν όταν το νότιο τμήμα του αυλώνα πάνω από την Κεντρική Μεσόγειο κινείται ταχύτερα από ότι το βορειότερο τμήμα της στη Νότια Ευρώπη. Αυτή η ταχύτερη μετακίνηση του αυλώνα μπορεί να οφείλεται, σύμφωνα με τη θεωρία ανάπτυξης της κυκλογένεσης κατά *Sutcliffe*, στη θετική μεταφορά στροβιλισμού που παρατηρείται στα 500hPa και στις ανώτερες επιφάνειες, μπροστά από το νότιο τμήμα του αυλώνα λόγω της ζώνης των ισχυρών ανώτερων ανέμων, καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι η κυκλογένεση προκαλείται από το συνδυασμό των δύο αεροχειμάρρων αλλά και την ισχυρή μεταφορά θετικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα (*Karein, 1979*).

Ο ρόλος του αεροχειμάρρου και γενικότερα των διεργασιών στην ανώτερη τροπόσφαιρα στη Μεσόγειο, έχει επίσης μελετηθεί σε σχέση με την 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 την δημιουργία επιφανειακής κυκλογένεσης στα βόρεια τμήματα της Δυτικής-Κεντρικής Μεσογείου. Αν ο αεροχειμάρρος 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.

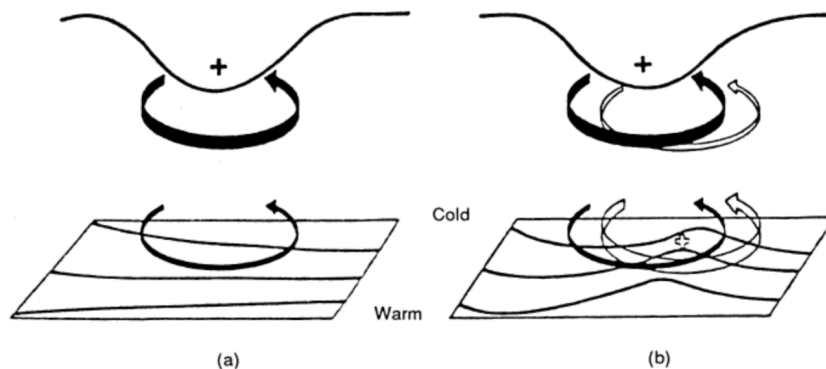
Δυναμική διεργασία των ανωτέρων στρωμάτων, η οποία συνδέεται με την επιφανειακή κυκλογένεση στη Μεσόγειο και επηρεάζει τη χωρική κατανομή αυτής ενώ παράλληλα συνδέεται με τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας πάνω από τον ευρύτερο Ευρωπαϊκό χώρο, αποτελεί η ύπαρξη εμποδισμού (*blocking*). Στη μελέτη των *Illarri et al.* (1981) αλλά και σε αντίστοιχη των *Prezerakos and Flocas* (1996), αναλύονται περιπτώσεις κυκλογένεσης στη Μεσόγειο στις οποίες το επιφανειακό χαμηλό οργάνωνεται σαν αποτέλεσμα της επίδρασης σχεδόν στάσιμων ή αποκομμένων 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 και την μετατροπή της γενικής κυκλοφορίας της ατμοσφαιράς 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).

Οι Uccellini *et al.* (1984) προσπάθησαν να διερευνήσουν τη σημασία της αλληλεπίδρασης μεταξύ του πυρήνα του αεροχείμαρρου και της επιφάνειας, τόσο πριν όσο και κατά τη διάρκεια της κυκλογένεσης. Αντίστοιχα, οι Wash *et al.* (1988) παρατήρησαν ότι η βάθυνση ενός επιφανειακού χαμηλού ευνοούνταν κατά την προσέγγιση του αεροχείμαρρου στην περιοχή της κυκλογένεσης, στην περίπτωση που περνούσε ακριβώς πάνω από τη θέση του επιφανειακού χαμηλού. Μια τέτοια θέση του αεροχείμαρρου συνοδεύονταν από ισχυρή θερμή μεταφορά στα χαμηλά στρώματα που συνέβαλλε στην ταχεία κυκλογένεση, όπως και στις περιπτώσεις που μελετήθηκαν από τους Liou *et al.* (1990). Επιπλέον, οι Gyakum and Baker (1988) παρατήρησαν ότι το χαμηλό στην επιφάνεια εμφανίζεται κατά τη διεύθυνση της ροής του ισχυρού αυλώνα και του αεροχείμαρρου, συμπέρασμα που συμφωνεί με τους Uccellini *et al.* (1984).

Αργότερα, οι Uccellini *et al.* (1985), υποστήριξαν ότι η αναδίπλωση της τροπόπαυσης φαίνεται να είναι ευνοϊκός παράγοντας πριν την κυκλογένεση, κάτι που είχαν διαπιστώσει και οι Bosart and Lin (1984) και Weng and Barcilon (1987). Η διαδικασία αυτή της αναδίπλωσης λαμβάνει χώρα μέσω του μηχανισμού μεταφοράς στρατοσφαιρικού αέρα προς τη μέση τροπόσφαιρα, κατά μήκος του άξονα του αεροχείμαρρου (Reed 1955), ενώ χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Οι Boyle and Bosart (1983), τόνισαν την ταυτόχρονη εισβολή του στρατοσφαιρικού αέρα και της κυκλογένεσης στην επιφάνεια. Η αναδίπλωση λοιπόν της τροπόπαυσης σε συνδυασμό με τον αεροχείμαρρο φαίνεται ότι συμβάλλουν στην κυκλογένεση και όχι ανεξάρτητα το ένα από το άλλο, καθώς βρίσκονται σε άμεση σχέση μεταξύ τους. Θα πρέπει όμως να τονιστεί, ότι η συμβολή τους έχει επισημανθεί για συγκεκριμένες περιπτώσεις και επομένως τα παραπάνω δεν μπορούν να γενικευτούν (Flocas *et al.*, 2001).

Το Σχήμα 2.5 αναπαριστά τη δομή καθ' ύψος μιας κυκλικά συμμετρικής κυκλωνικής ανωμαλίας του ισεντροπικού δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα με βάση τη μελέτη του Thorpe (1985), η οποία σε συνδυασμό με θερμή μεταφορά στα χαμηλά στρώματα μπορεί να οδηγήσει σε ισχυρή ανάπτυξη ενός επιφανειακού χαμηλού με τον τρόπο που περιγράφεται στη μελέτη των Hoskins *et al.* (1985) και Thorpe (1985).



Σχήμα 2.5: Σχηματική αναπαράσταση της δημιουργίας επιφανειακής κυκλογένεσης κατά την άφιξη μιας κεντρικής ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού, πάνω από μια περιοχή προϋπάρχουσας βαροκλινικότητας, στα κατώτερα στρώματα (*Hoskins et al, 1985*).

Η θετική αυτή ανωμαλία του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού κοντά στην τροπόπαυση σε συνδυασμό με τη θερμή μεταφορά στην κατώτερη ατμόσφαιρα έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μίας θερμής ανωμαλίας μπροστά από την ανωμαλία του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού και τη διεύρυνση της ήδη υπάρχουσας θερμής μεταφοράς. Με αυτόν τον τρόπο, δημιουργείται κυκλωνική κυκλοφορία στην κατώτερη ατμόσφαιρα η οποία συνδυάζεται με την αντίστοιχη στην ανώτερη ατμόσφαιρα δημιουργώντας ένα έντονο επιφανειακό χαμηλό, όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.5. Το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού βρίσκεται λίγο πιο μπροστά από την ανωμαλία του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού. Καθώς η ανωμαλία στα κατώτερα στρώματα συνεχίζει να βρίσκεται μπροστά από την ανωμαλία του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού της ανώτερης ατμόσφαιρας μπορεί να συμβεί ανατροφοδότηση του επιφανειακού συστήματος, τείνοντας να συντονίσει και να ενισχύσει περαιτέρω τις δυο ανωμαλίες με συνέπεια μια μεγαλύτερη βάθυνση του χαμηλού (*Hoskins et al, 1985*).

Η εκδήλωση της κυκλωνικής κυκλοφορίας συνδέεται, σε γενικές γραμμές, με την παρουσία μιας θετικής ανωμαλίας στο πεδίο του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού, η οποία με την απουσία διαβατικής θέρμανσης θεωρείται ότι προκαλείται από βαθμίδες του δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη ατμόσφαιρα λόγω της παρουσίας του αεροχείμαρρου καθώς και από μία θερμή ανωμαλία του πεδίου της δυνητικής θερμοκρασίας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (*Reed et al, 1992; Craig and Cho, 1992*).

2.4.2 Οι επιφανειακές θερμικές ροές

Έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες, ο οποίος προσδιορίζει την ταχύτητα και την συχνότητα της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, αποτελεί η ύπαρξη σημαντικής εποχιακής μεταβλητότητας στη διαφορά θερμοκρασίας ανάμεσα στην επιφάνεια της θάλασσας της Μεσογείου και στον αέρα που έρχεται σε επαφή με αυτήν, καθώς και ανάμεσα στη θάλασσα και

την ξηρά, δημιουργώντας με αυτό τον τρόπο σημαντικές επιφανειακές βαθμίδες της θερμοκρασίας στις παράκτιες περιοχές. Μάλιστα, το φαινόμενο της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο φαίνεται να επηρεάζεται και από την έντονη παρουσία της ίδιας της περιοχής της Μεσογείου, η οποία θεωρούμενη σαν μια κλειστή λεκάνη που περιβάλλεται από ηπειρωτικές εκτάσεις και συνδέεται με άλλες θαλάσσιες περιοχές μέσω στενών διόδων, λειτουργεί σαν πηγή ή καταβόθρα θερμότητας κατά την ψυχρή ή τη θερμή περίοδο του έτους αντίστοιχα.

Συγκεκριμένα, έχει παρατηρηθεί ότι η μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας είναι μεγαλύτερη από τη μέση θερμοκρασία του αέρα τους μήνες από Νοέμβριο έως Φεβρουάριο σχεδόν σε όλη τη Μεσόγειο θάλασσα, ενώ το αντίστροφο παρατηρείται κατά τη διάρκεια των μηνών από Μάιο έως και Αύγουστο. Στους ενδιαμέσους μήνες η θερμοκρασιακή διαφορά ελαχιστοποιείται (*HMSO*, 1962). Με δεδομένο μάλιστα ότι η θερμοκρασία του αέρα πάνω από τη θάλασσα διαμορφώνεται σε μεγάλο βαθμό από τη θερμοκρασία επιφάνειας της θάλασσας, η μέση θερμοκρασία του αέρα πάνω από τη θάλασσα είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη πάνω από την παρακείμενη ξηρά τους μήνες από Νοέμβριο έως Φεβρουάριο, ενώ το αντίστροφο παρατηρείται κατά τη διάρκεια των μηνών από Μάιο έως και Αύγουστο. Στους ενδιαμέσους μήνες η θερμοκρασιακή διαφορά είναι σχεδόν μηδενική (*HMSO*, 1962).

Καθώς λοιπόν ο αέρας κινείται από την ξηρά προς τη θάλασσα της Μεσογείου, κατά τη διάρκεια ψυχρών εισβολών την χειμερινή περίοδο του έτους, οι μεταβολές στη δομή του οριζοντιού 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. Παράλληλα, το μέγιστο της εξάτμισης και κατά συνέπεια του εμπλουτισμού του αέρα με υγρασία στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας συντελεί στην ανάπτυξη ασταθών συνθηκών και άρα ανοδικών κινήσεων και κυκλογένεσης στην επιφάνεια.

Επιπλέον, κατά τη διάρκεια του χειμώνα, οι θερμές αέριες μάζες πάνω από τη Μεσόγειο διαφοροποιούνται από τις ψυχρές ηπειρωτικές μάζες που προέρχονται από βόρεια ή βορειοδυτικά, ιδιαίτερα στην Ανατολική Μεσόγειο (*Alpert et al*, 1990a). Επομένως, η θερμική ασυνέχεια κατά τη διάρκεια του χειμώνα, κυρίως στις παράκτιες περιοχές, βοηθά σημαντικά την εμφάνιση ισχυρών περιπτώσεων κυκλογένεσης στις περιοχές αυτές ενώ ευθύνεται γενικότερα για την αυξημένη συχνότητα κυκλογένεσης που παρατηρείται τη συγκεκριμένη περίοδο του έτους (*Petterssen*, 1956; *Sutcliffe*, 1960b). Έχει επίσης τονιστεί από τους *Petterssen* (1956) και *Pålmen and Newton* (1969), η επίδραση της ύπαρξης θερμής θαλάσσιας περιοχής, η οποία περιβάλλεται μερικώς ή ολικά από ψυχρότερη επιφάνεια ξηράς, στη διαδικασία της κυκλογένεσης γενικά, καθώς και στην υψηλή συχνότητα κυκλογένεσης κατά τη διάρκεια του χειμώνα στη Μεσόγειο. Επιπλέον, περιοχές που παρουσιάζουν χαρακτηριστικά μέγιστα κυκλωνικών δραστηριοτήτων, όπως ο κόλπος της Γένοβας, αλλά και η χωρική μετατόπιση από τη μία εποχή στην άλλη, αποτελούν χαρακτηριστικά δείγματα της επίδρασης των ιδιοτήτων της θερμής θάλασσας της Μεσογείου (*Radinovic*, 1965b).

Αν λοιπόν ληφθεί υπόψη η παρατηρηθείσα ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των περιοχών της Ανατολικής Μεσογείου, οι οποίες 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 κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. 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. Η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας συνήθως διατηρεί και εντείνει το μεγαλύτερο μέρος των κυκλογενετικών διαδικασιών. Στην περιοχή της Μεσογείου το φαινόμενο αυτό φαίνεται να είναι αρκετά σημαντικό στην Ανατολική Μεσόγειο, όταν οι Σαχαριανές υφέσεις καταλήγουν εκεί από την έρημο και εντείνονται πάνω από τη θάλασσα (*Alpert and Ziv*, 1989), ενώ ορισμένες περιπτώσεις στη Δυτική Μεσόγειο παρουσιάζουν την ίδια εξέλιξη (*Homar et al*, 2002). 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 κυκλογένεση της Δυτικής Μεσογείου.

2.4.3 Η επίδραση της ορογραφίας

Είναι γνωστό ότι η ορογραφία επιδρά άμεσα ή έμμεσα στο θερμικό πεδίο και το πεδίο ροής στην ατμόσφαιρα (*Sutcliffe*, 1960b; *Radinovic*, 1965a; *Buzzi and Tibaldi*, 1978; *Reiter*, 1975; *Martin et al*, 2007) εμποδίζοντας την ψυχρή αέρια μάζα, αυξάνοντας έτσι τη βαροκλινικότητα στην κατώτερη τροπόσφαιρα. Παράλληλα, η δημιουργία θετικού στροβιλισμού σε συνδυασμό με την ψυχρή μεταφορά στα μέσα και ανώτερα ισοβαρικά επίπεδα ευνοούν τη δημιουργία ύφεσης στην υπήνεμη πλευρά του ορογραφικού. Φαίνεται λοιπόν πως η γεωγραφική θέση, το ύψος και το σχήμα των ορεινών συγκροτημάτων που περιβάλλουν τη Μεσόγειο 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 θεωρείται ως ένας ξεχωριστός τύπος κυκλογένεσης από τον *Radinovic* (1987) μαζί με τους τύπους Α και Β που είχαν αρχικά διακρίνει 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 Βορειοδυτικής Ευρώπης (*Pinto et al*, 2005), αλλά και σαν αποτέλεσμα κυκλογενέσεων οι οποίες λαμβάνουν χώρα μέσα σε αυτήν.

Μάλιστα, οι πλέον ισχυρές κυκλογενετικές περιοχές στη Μεσόγειο εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή των ορεινών όγκων που την περιβάλλουν. Για παράδειγμα, 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 βαροκλιτικές διαταραχές των μέσων γεωγραφικών πλατών. Βέβαια, η κυκλογένεση στα υπήνεμα των Άλπεων φαίνεται να έχει διαφορετικά χαρακτηριστικά από την αντίστοιχη στα υπήνεμα άλλων οροσειρών, όπως τα Βραχώδη Όρη ή τις Άνδεις, χαρακτηριζόμενη από παραμόρφωση του θερμικού πεδίου και του πεδίου των ανέμων στο οριζόντιο αλλά και το κατακόρυφο επίπεδο, λόγω της περιορισμένης οριζόντιας έκτασης της οροσειράς (*Radnovic, 1965a; Buzzi and Tibaldi, 1978*).

Πιο συγκεκριμένα, μελέτες έδειξαν ότι προσδιοριστικό παράγοντα για την εμφάνιση ισχυρών περιπτώσεων κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων αποτελεί η μικρής χωρικής κλίμακας διαδικασία της βαροκλιτικής αστάθειας ως αποτέλεσμα της παραμόρφωσης του θερμικού πεδίου στην κατώτερη ατμόσφαιρα. Αυτό συμβαίνει όταν ένα ψυχρό μέτωπο προσεγγίζει την οροσειρά από τα βόρεια-βορειοδυτικά 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 χαμηλού (*Buzzi and Tibaldi, 1978; Speranza et al, 1985*). Ο *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 βαροκλιτικές διεργασίες είναι αυτές που ενισχύονται και φαίνεται να κυριαρχούν.

Ο *McGinley* (1982), χρησιμοποιώντας δεδομένα από πραγματικές παρατηρήσεις, διαχώρισε τη δημιουργία και τη βύθιση ενός υπήνεμου χαμηλού στην περιοχή των Άλπεων σε τρία στάδια: Στο αρχικό στάδιο, η προκύπτουσα κυκλωνική κυκλοφορία παρουσιάζει τα χαρακτηριστικά ενός ρηχού βαρομετρικού χαμηλού κατά το οποίο η βαροκλιτική ζώνη που εμπλέκεται στην κυκλοφορία προσκρούει στον ορεινό όγκο σχηματίζοντας, διαμέσου της αρχής διατήρησης του δυναμικού στροβιλισμού στα κατώτερα στρώματα, μιας μικρής κλίμακας βαροτροπική διαταραχή με αρνητικό στροβιλισμό πάνω στην ορεινή έξαρση και θετικό στροβιλισμό στα υπήνεμα, την ίδια στιγμή που η μετωπική ζώνη αρχίζει να ενισχύεται. Επόμενο, είναι το στάδιο της ταχείας βύθισης στην οποία οι βαροκλιτικές και βαροτροπικές διαδικασίες λειτουργούν συνδυαστικά. Το ψυχρό μέτωπο περνάει τις Άλπεις πυροδοτώντας την ενίσχυση της δευτερεύουσας κυκλοφορίας στα υπήνεμα του ορεινού όγκου. Τέλος, το χαμηλό βρίσκεται στο ώριμο στάδιο και οι βαροκλιτικές διαδικασίες κυριαρχούν, ενώ σταδιακά 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 βαροκλιτικής αστάθειας κατά τη διάρκεια της πρώτης φάσης της κυκλογένεσης όπου ο ρυθμός βύθισης του χαμηλού είναι ισχυρός και υπάρχει μεταφορά της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας προς την οροσειρά λόγω των κατακόρυφων κινήσεων, ωστόσο στη πρώτη φάση της κυκλογένεσης δεν λαμβάνει χώρα μετατροπή της δυναμικής ενέργειας σε κινητική. Θεώρησαν λοιπόν 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 βύθυνση 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 βύθυνσης του χαμηλού είναι μικρότερος από ότι κατά τη διάρκεια του πρώτου σταδίου, ωστόσο η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια μετατρέπεται πλέον σε κινητική. Η διαταραχή η οποία αρχικά αναπτύσσεται στα χαμηλά στρώματα στα υπήνεμα της οροσειράς οργανώνεται περαιτέρω και αποκτά κατακόρυφη επέκταση έως τα ανώτερα στρώματα ενώ οι ανοδικές κινήσεις είναι ισχυρές και συνδέονται σε σημαντικό βαθμό με την διαμόρφωση του ορεινού όγκου, όπως παρατήρησε ο *McGinley* (1982).

Φαίνεται λοιπόν ότι η επίδραση του ορεινού όγκου των Άλπεων δεν περιορίζεται μόνο κατά τη διάρκεια του αρχικού σταδίου της υπήνεμης κυκλογένεσης, αλλά συνεχίζει να υφίσταται 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.

Η παρουσία της ορογραφίας προκαλεί χωρική ανακατανομή της βαροκλινικής αστάθειας (*Tosi et al.*, 1983) και καθορίζει τη θέση και την ένταση της κυκλογένεσης. Μάλιστα, οι *McGinley and Goerss* (1986) έδειξαν ότι η ορογραφία όχι μόνο προκαλεί την έναρξη της κυκλογένεσης αλλά συντελεί και στη βύθυνση της αντίστοιχης ύψους, 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.

Τέλος, 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 δεν φαίνεται να επηρεάζει με την ίδια ένταση την κυκλογένεση στην υπόλοιπη Ανατολική Μεσόγειο (*Alpert et al.*, 1990a). Με αυτόν τον τρόπο, η κυκλογένεση στην Κύπρο διαφοροποιείται με την αντίστοιχη στην υπόλοιπη Ανατολική Μεσόγειο, όπου η ανταλλαγή ροών μεταξύ αέρα και θάλασσας αλλά και η επίδραση των ανώτερων στρωμάτων φαίνεται να επιδρούν εντονότερα στο μηχανισμό του φαινομένου (*Karein*, 1979; *Alpert et al.*, 1990a).

3 Επεξεργασία δεδομένων

3.1 Αλγόριθμος Ανίχνευσης

Η αναγνώριση και ο εντοπισμός των κυκλωνικών κέντρων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας, αλλά και των τροχιών τους αντίστοιχα ανά 6 ώρες πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια ενός αυτοματοποιημένου αριθμητικού σχήματος ανίχνευσης και παρακολούθησης του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης, στην Αυστραλία, και το οποίο χρησιμοποιεί τη θεωρία κατά *Lagrange* (*Murray and Simmonds, 1991a,b; Simmonds and Murray, 1999; Lim and Simmonds, 2007*). Το σχήμα *MS*, όπως αυτό ονομάζεται, αποτελεί ένα από τα αυτοματοποιημένα αριθμητικά σχήματα που αναπτύχθηκαν στις αρχές της δεκαετίας του 1990 για την μελέτη της κυκλογένεσης και την αποτύπωση της κίνησης ενός χαμηλού.

Η εφαρμογή του συγκεκριμένου αλγόριθμου σε ένα πλήθος κλιματολογικών μελετών τόσο στο Νότιο όσο και στο Βόρειο Ημισφαίριο (*e.g. Leonard et al, 1999; Simmonds and Murray, 1999; Simmonds et al, 1999; Simmonds and Keay, 2000a,b; Keable et al, 2002; Lim and Simmonds, 2002; Simmonds et al, 2003; Pinto et al, 2005; Lim and Simmonds, 2007; Raible et al, 2008; Mesquita et al, 2009; Allen et al, 2010; Kouroutzoglou et al, 2011a,b; Kouroutzoglou et al, 2012; Kouroutzoglou et al, 2013*), έχει έως τώρα αποδείξει την αποτελεσματικότητά αλλά και τη αξιοπιστία του όσον αφορά τη δημιουργία αντικειμενικών κλιματολογικών μελετών για εκτεταμένες περιοχές, καθώς παρουσιάζει σημαντική ευστάθεια για διαφορετικές χρονοσειρές δεδομένων με διαφορετικές χωρικές διακριτότητες (από $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ γεωγραφικού πλάτους-μήκους μέχρι και $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ γεωγραφικού πλάτους-μήκους) ενώ έχει ελεγχθεί εξαντλητικά από την ομάδα του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης.

Τα κυκλωνικά κέντρα έχουν κατά καιρούς οριστεί τόσο βάση των ελάχιστων πιέσεων που εντοπίζονται στο επίπεδο της θάλασσας ή σε γεωδυναμικό ύψος 1000 hPa (*e.g., Le Treut and Kalnay, 1990; Alpert et al, 1990a*), όσο και βάση των μεγίστων του στροβιλισμού στα χαμηλά επίπεδα (*e.g., Hodges, 1994, Sinclair, 1994*). Ένα λοιπόν από τα πιο σημαντικά πλεονεκτήματα του σχήματος *MS* είναι η ικανότητά του να προσδιορίζει τα ανοιχτά και κλειστά συστήματα που εντοπίζει, με τη βοήθεια αμφοτέρων των πεδίων της πίεσης και του σχετικού στροβιλισμού.

Πιο συγκεκριμένα, πολλές υφέσεις που χαρακτηρίζονται ως ανοιχτές στην αρχή της ζωής τους, μπορούν να μετατραπούν αργότερα σε ισχυρότατα κλειστά συστήματα, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις ένα ανοιχτό κέντρο, που αντιστοιχεί σε μία μικρή, ασθενή ύφεση μπορεί να συγκαλύπτεται από μια διαταραχή μεγαλύτερης κλίμακας (*Murray and Simmonds, 1991b; Hoskins and Hodges, 2002*). Επιπλέον, οι αριθμητικές μέθοδοι που αναζητούν μόνο με βάση τις ελάχιστες τιμές στο πεδίο της πίεσης, τείνουν να υπερεκτιμούν τις βαθιές και ώριμες υφέσεις, ενώ δεν καταφέρνουν να εντοπίσουν μικρής κλίμακας συστήματα, που προσδιορίζονται καλύτερα από τα τοπικά τους μέγιστα στο πεδίο του σχετικού στροβιλισμού, για παράδειγμα, τα ταχέως μεταβαλλόμενα συστήματα ή οι κυκλώνες στα πρώιμα

και στα τελικά στάδια της ζωής τους (*Murray and Simmonds, 1991a,b; Hodges, 1994; Sinclair, 1997*). Ωστόσο, ο αριθμός των συστημάτων που προσδιορίζονται με το κριτήριο του στροβιλισμού είναι πολύ μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο που προκύπτει με τη χρήση του πεδίου της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (*Hoskins and Hodges, 2002*). Από την άλλη πλευρά, τα μέγιστα του στροβιλισμού δεν συνδέονται πάντοτε με τοπικά ελάχιστα πίεσης. Για το λόγο αυτό, οι *Murray and Simmonds (1991a, b)* και αργότερα οι *König et al. (1993)* χρησιμοποίησαν ένα συνδυασμό και των δύο αυτών κριτηρίων. Με αυτό τον τρόπο, ο αλγόριθμος *MS* χαρακτηρίζει ένα χαμηλό σαν κλειστό μόνο εάν ένα μέγιστο στο πεδίο του στροβιλισμού μπορεί να συνδεθεί με ένα τοπικό ελάχιστο στο πεδίο της πίεσης, διατηρώντας έτσι τη συνέχεια της κυκλωνικής τροχιάς (*Mesquita et al, 2009*). Λεπτομέρειες για τη διαδικασία ανίχνευσης μπορούν να βρεθούν στις εργασίες των *Simmonds et al. (1999)*, *Leonard et al. (1999)*, *Pinto et al. (2005)* και *Kouroutzoglou (2014)*.

Η εκτίμηση της επικείμενης θέσης κάθε κυκλωνικής διαταραχής, από το σχήμα *MS*, βασίζεται στον ορισμό της “προβλεπόμενης ταχύτητας” όπως αυτή προκύπτει από την παρακάτω σχέση:

$$u_{pred} = (1 - w_{steer})u_M + w_{steer}(f_{steer}u_s) \quad (3.1)$$

όπου u_{pred} , είναι μία μέση ταχύτητα που προκύπτει από την προηγούμενη μετατόπιση u_M και τον όρο της γεωστροφικής ταχύτητας πηδαιούχησης $f_{steer}u_s$ (*Pinto et al, 2005*), ενώ το σχετικό βάρος των δύο όρων δίνεται από τον παράγοντα w_{steer} .

Αφού υπολογιστεί η προγνωστική θέση του χαμηλού γίνεται προσπάθεια ταυτοποίησής του με τα χαμηλά που έχουν ήδη βρεθεί στο συγκεκριμένο χρονικό βήμα από το πρόγραμμα εντοπισμού των χαμηλών με τη βοήθεια μίας συνάρτησης πιθανότητας q (*probability function*), η οποία προσδιορίζει την πιθανότητα συσχέτισης των προγνωστικών θέσεων με τα ήδη ευρεθέντα χαμηλά στην περιοχή ενδιαφέροντος. Οι πιθανότητες υπολογίζονται μεταξύ όλων των ζευγαριών χαμηλών σε κάθε χρονικό βήμα και τα οποία παρουσιάζουν μεταξύ τους μια απόσταση η οποία βρίσκεται εντός συγκεκριμένων ορίων ακτίνας (*critical radius*). Η συνάρτηση q παίρνει τη μέγιστη τιμή της 1 όταν η υπολογιζόμενη θέση του εκάστοτε χαμηλού σε ένα συγκεκριμένο βήμα συμπίπτει με κάποιο από τα χαμηλά τα οποία έχουν βρεθεί στην περιοχή αυτή από το πρόγραμμα εύρεσης των χαμηλών κατά τη διάρκεια του βήματος αυτού, ενώ παίρνει τιμή ίση με το μηδέν όταν η απόσταση μεταξύ τους είναι μεγαλύτερη ή ίση από την κρίσιμη ακτίνα. Η μέγιστη τιμή της συνάρτησης εμφανίζεται για κλειστά και ισχυρά χαμηλά που βρίσκονται στο ώριμο στάδιο της ζωής τους και μειώνεται όταν τα χαμηλά είναι αβαθή, ανοιχτά ή στα αρχικά στάδια της ζωής τους.

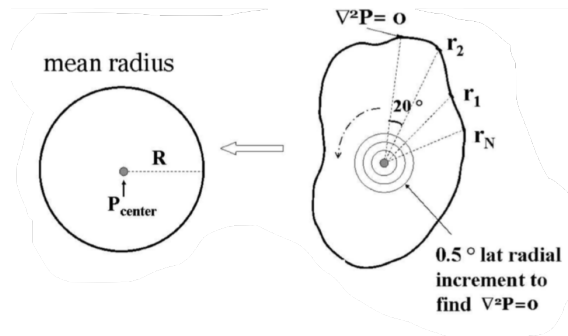
Η εκτέλεση της διαδικασίας ανίχνευσης και εντοπισμού των κυκλωνικών συστημάτων εφαρμόστηκε για μία περιοχή σημαντικά μεγαλύτερη από την περιοχή ενδιαφέροντος της παρούσας εργασίας. Το γεγονός αυτό βοήθησε στο να διατηρηθεί η συνέχεια των τροχιών των κυκλωνικών συστημάτων κοντά στα όρια της περιοχής ενδιαφέροντος και να κρατηθούν

μακριά από αυτή, τυχόν προβληματικές συμπεριφορές του αριθμητικού σχήματος MS στα άκρα του πεδίου εφαρμογής του, που συχνά παρατηρούνται στα αριθμητικά σχήματα, λόγω της επίδρασης των οριακών συνθηκών (Pielke, 1984). Συγκεκριμένα, όταν η κυκλογένεση/κυκλοδιάλυση αναπαρίστανται με τη βοήθεια ενός αριθμητικού σχήματος εύρεσης των τροχιών των χαμηλών, παρατηρείται η τάση να εμφανίζεται πλασματική αύξηση της κυκλογένεσης/κυκλοδιάλυσης στα όρια της περιοχής μελέτης. Κάτι τέτοιο συμβαίνει καθώς είναι πιθανόν ένα χαμηλό να έχει δημιουργηθεί έκτος της περιοχής μελέτης αλλά ο αλγόριθμος, έχοντας τη δυνατότητα να αναγνωρίσει μόνο το τμήμα αυτού που είναι μέσα στην περιοχή μελέτης, αναγνωρίζει το πρώτο βήμα ως κυκλογένεση και το τελευταίο βήμα ως κυκλοδιάλυση χωρίς πραγματικά να είναι.

Το επόμενο στάδιο της επεξεργασίας των δεδομένων των τροχιών, όπως αυτά προκύπτουν από τον αλγόριθμο MS , είναι ο προσδιορισμός μιας πληθώρας στατιστικών παραμέτρων οι οποίες βοηθούν στην κατανόηση της μέσης συμπεριφοράς των δυναμικών χαρακτηριστικών των ευρεθέντων τροχιών. Οι σημαντικότερες παράμετροι που αναλύονται στη συγκεκριμένη εργασία είναι:

1. Η **Λαπλασιανή (Laplacian) της κεντρικής πίεσης** ($\nabla^2 P$), η οποία αποτελεί ένα αποτελεσματικό μέτρο για τον προσδιορισμό της έντασης ενός χαμηλού (Petterssen, 1956). Σε παλαιότερες εργασίες η ένταση των υφέσεων έχει προσδιοριστεί με τη βοήθεια διαφόρων παραμέτρων. Μερικοί ερευνητές χρησιμοποιούν την πίεση στο κέντρο του χαμηλού στη μέση στάθμη της θάλασσας (Gulev et al, 2001; Maheras et al, 2001; Lambert et al, 2002). Άλλοι θεωρούν προτιμότερη τη χρήση της βαθμίδας της πίεσης γύρω από το κέντρο της ύφεσης (Nielsen and Dole, 1992; Trigo et al, 1999; Sickmoller et al, 2000), τη Λαπλασιανή της πίεσης ή του πεδίου του στροβιλισμού (Serreze et al, 1997; Wang et al, 2006). Βασίζόμενοι στην εργασία του Sinclair (1997), οι Picornell et al. (2001), Campins et al. (2006) και Campins et al. (2010), χρησιμοποίησαν την έννοια της γεωστροφικής κυκλοφορίας (geostrophic circulation), που ορίζεται ως το ολοκλήρωμα στο χώρο του γεωστροφικού στροβιλισμού στην περιοχή που καταλαμβάνει μία ύφεση, η οποία δεν είναι σαν παράμετρος τόσο εξαρτημένη από τη χωρική ανάλυση όσο ο στροβιλισμός.
2. Η **ακτίνα (radius) της ύφεσης** (R), που ορίζεται ως η βαρυκεντρική μέση τιμή της απόστασης από το κέντρο της ύφεσης έως τα σημεία όπου η Λαπλασιανή της πίεσης ή του γεωδυναμικού ύψους είναι μηδέν, γύρω από τις παρυφές μίας κυκλωνικής διαταραχής (Lim and Simmonds, 2007) (σχήμα 3.1), ενώ το τετράγωνό της αποτυπώνεται μαθηματικά από την παρακάτω εξίσωση:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N r_i^2}{N} \quad (3.2)$$

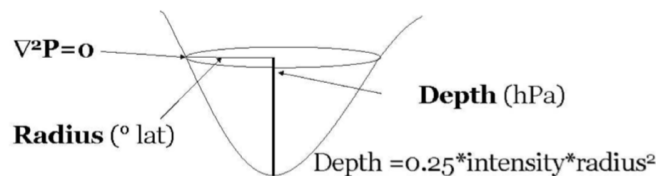


Σχήμα 3.1: Σχηματική αναπαράσταση της έννοιας της ακτίνας μίας ύφεσης (*Lim and Simmonds, 2007*).

3. Το **βάθος** (*depth*) του κυκλώνα (D), συνδυάζει την ένταση και τη χωρική κλίμακα του χαμηλού (*Simmonds et al, 1999; Simmonds and Keay, 2000a*) και αποτυπώνεται μαθηματικά από την παρακάτω εξίσωση:

$$D = \frac{R^2 \nabla^2 p}{4} \quad (3.3)$$

η οποία ουσιαστικά αντιπροσωπεύει την συνολική επίδραση ενός χαμηλού στο περιβάλλον και σχετίζεται με τη συνολική κινητική ενέργεια του συστήματος (*Simmonds and Keay, 2009*). Το βάθος απεικονίζει το έλλειμμα πίεσης στο κέντρο ενός χαμηλού και μπορεί να ερμηνευθεί με όρους που προσδιορίζουν την κινητική ενέργεια αυτού (*Simmonds and Keay, 2009*), ενώ δίνει τη δυνατότητα να εξεταστεί η επίδραση της χωρικής ανάλυσης των δεδομένων στην ένταση αυτών σε συνδυασμό με τη χωρική κλίμακά τους (*Lim and Simmonds, 2002*) (σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2: Σχηματική αναπαράσταση της έννοιας του βάθους μιας ύφεσης (*Lim and Simmonds, 2007*).

3.2 Δεδομένα

Το σύνολο των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν για την δημιουργία της συγκεκριμένης κλιματολογίας είναι τα πλεγματοειδή δεδομένα πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (*MSLP*) πάνω σε κανονικό πλέγμα γεωγραφικού πλάτους και μήκους $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, όπως αυτές προέκυψαν από εξάωρες αναλύσεις του *Interim ECMWF Re-Analysis* για την περίοδο 1990-2008.

Παράλληλα, η κύρια περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας εκτείνεται μεταξύ $30^\circ N - 45^\circ N$ και $10^\circ W - 38^\circ E$. Ο μετέπειτα διαχωρισμός τη Μεσογείου σε υποπεριοχές, ακολουθεί την οπτικοποίηση με βάση το σχήμα 2.1, με τη Δυτική Μεσόγειο να εκτείνεται μεταξύ $30^\circ N - 45^\circ N$ και $10^\circ W - 10^\circ E$, την Κεντρική Μεσόγειο μεταξύ $30^\circ N - 45^\circ N$ και $10^\circ E - 20^\circ E$ και την Ανατολική Μεσόγειο να καλύπτει αντίστοιχα την περιοχή μεταξύ $30^\circ N - 45^\circ N$ και $20^\circ E - 38^\circ E$. Ο συγκεκριμένος διαχωρισμός έχει ακολουθηθεί και σε προηγούμενες κλιματολογικές εργασίες της περιοχής της Μεσογείου και θεωρείται επαρκής για την αποτύπωση των διαφορετικών διεργασιών και μηχανισμών κυκλογένεσης καθώς και της συμπεριφοράς των χαμηλών που δημιουργούνται μεταξύ των τριών αυτών περιοχών (*HMSO*, 1962; *Maheras et al*, 2001).

Στην εργασία αυτή αποκλείστηκαν τα χαμηλά με διάρκεια ζωής μικρότερη από τη μία ημέρα και τα οποία αποτελούν την πλειοψηφία των χαμηλών της περιοχής της Μεσογείου (*Trigo et al*, 1999). Παράλληλα, επιλέχθηκε να παραμείνουν στο δείγμα των χαμηλών και τα ανοιχτά χαμηλά κατά τη διάρκεια της κυκλογένεσης και τα οποία αποτελούσαν την πλειοψηφία, ώστε να επιβεβαιωθούν τα αποτελέσματα προγενέστερων εργασιών (*Lionelo et al*, 2006; *Campins et al*, 2011) και οι οποίες τονίζουν ότι η κυκλογένεση που λαμβάνει χώρα στην περιοχή της Μεσογείου χαρακτηρίζεται γενικά από υψηλή συχνότητα εμφάνισης ρηχών χαμηλών (*shallow cyclones*).

3.3 Μεθοδολογία

Από το τρέξιμο του αλγορίθμου *MS*, δημιουργήθηκαν 19 αρχεία, ένα για κάθε έτος της χρονικής περιόδου 1990 - 2008, που αποτελεί την περίοδο μελέτης της παρούσας εργασίας, με κάθε αρχείο έτους να ξεκινά την ανίχνευση κυκλωνικών τροχιών από τις 16 Νοεμβρίου του προηγούμενου έτους και να την συνεχίζει μέχρι τις 15 Ιανουαρίου του επόμενου έτους, ώστε να μην χαθούν οι τροχιές εκείνες που έζησαν κατά τα υπό μελέτη έτη αλλά γεννήθηκαν λίγο πριν. Κάθε αρχείο αποτελούνταν από τις περιπτώσεις κυκλογένεσης σε μία ευρεία έκταση που αποτυπώθηκαν από τον αλγόριθμο και λεπτομερή δεδομένα για τα δυναμικά χαρακτηριστικά των τροχιών αυτών ανά 6 ώρες χωρισμένα σε στήλες.

Πιο συγκεκριμένα, σε στήλες καταγράφηκαν το χρονικό βήμα της κυκλωνικής δραστηριότητας, η ημερομηνία του συμβάντος και η ώρα σε *UTC* ανά 6 ώρες. Έπειτα, κάθε βήμα ενός κυκλογενετικού επεισοδίου χαρακτηριζόταν ως ανοιχτό ή κλειστό, ενώ σημειώνονταν το γεωγραφικό μήκος και πλάτος που έγινε η ανίχνευση, η πίεση στο κέντρο του, η λα-

πλασιανή της πίεσης, το βάθος, η ακτίνα του αλλά και οι προγνωστικές ταχύτητες κίνησης αυτών (*prediction velocities*) σε κάθε χρονικό βήμα, που ουσιαστικά συμβολίζουν μία εκτιμώμενη ταχύτητα κίνησης του χαμηλού έτσι ώστε να προσδιοριστεί η πιθανή θέση του στο αμέσως επόμενο χρονικό βήμα.

Η επεξεργασία των δεδομένων αυτών έγινε με τη χρήση του λογισμικού της *Matlab* (έκδοση *MATLAB_R2015b*), καθώς και όλα τα γραφήματα και ιστογράμματα της παρούσας εργασίας, εκτός από αυτά της χωρικής κατανομής που προέκυψαν τρέχοντας τον αλγόριθμο *MS* με δεδομένα τις τροχιές που ξεχώρισαν ότι δημιουργήθηκαν κατά το πρώτο χρονικό τους βήμα εντός της περιοχής ενδιαφέροντός μας.

Κατά την αρχική επεξεργασία των δεδομένων και τη δημιουργία συγκεκριμένου κώδικα στο λογισμικό που προαναφέρθηκε, κάθε επεισόδιο κυκλογένεσης χαρακτηρίστηκε από έναν αύξοντα μοναδικό αριθμό (*track identity number*) αλλά και από έναν αριθμό που δήλωνε το συνολικό πλήθος βημάτων (*number of steps*) κάθε δημιουργούμενου χαμηλού και επαναλαμβανόταν ίδιος σε κάθε χρονικό βήμα του εκάστοτε ευρεθέντος χαμηλού.

Σε αυτό το σημείο αξίζει να σημειωθεί ότι ιδιαίτερο ρόλο έπαιξε η μεταβλητή q , που αναφέρθηκε στη μεθοδολογία, και στην οποία στηρίχθηκε η κύρια επαναληπτικότητα του κώδικα, ιδιαίτερα μεγάλου όγκου δεδομένων, καθώς κάθε ύφεση λάμβανε το πρώτο χρονικό της βήμα όταν η μεταβλητή της πιθανότητας q ήταν ίση με μηδέν.

Έπειτα, από τον συνολικό πληθυσμό των χαμηλών κρατήθηκαν μόνο αυτά που είχαν διάρκεια ζωής μεγαλύτερη ή ίση των $24hr$ (αντίστοιχα με τουλάχιστον 5 χρονικά βήματα), προκειμένου να αποκλειστούν βραχύβια συστήματα, καθώς τα επιφανειακά χαμηλά με διάρκεια ζωής μικρότερης από μίας μέρας μπορούν να θεωρηθούν ως μετεωρολογικά μη σημαντικά, και έτσι να καταστεί δυνατός ο υπολογισμός των μεταβολών της τάσης της πίεσης (*Simmonds and Murray, 1999*).

Σε δεύτερο χρόνο προσδιορίστηκαν τα χαμηλά εκείνα τα οποία είχαν το πρώτο βήμα τους μέσα στην περιοχή της Μεσογείου, στα όρια που έχουν τεθεί στη συγκεκριμένη εργασία, δημιουργώντας έναν καινούριο πίνακα με όλα τα χρονικά βήματα των τροχιών τους αλλά και των χαρακτηριστικών αυτών.

Επιπλέον, κατά τη συνένωση των δεδομένων σε ένα αρχείο, δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή στον εντοπισμό και στην παρακολούθηση των κυκλωνικών τροχιών, που ξεκινούσαν στο τέλος ενός έτους και συνέχιζαν και στο επόμενο, ώστε να διατηρηθεί ορθά η συνέχεια της κίνησής τους αλλά και να αποφευχθεί ο διπλασιασμός τροχιών ο οποίος θα οδηγούσε σε μη ορθά αποτελέσματα και συμπεράσματα στην παρούσα εργασία.

Πάνω στο τελικό αυτό αρχείο βασίστηκε η πραγματοποίηση της χωροχρονικής ανάλυσης των αποτελεσμάτων για τις περιπτώσεις κυκλογένεσης τόσο της Μεσογείου όσο και των τριών υποπεριοχών μελέτης αλλά και η μελέτη των δυναμικών χαρακτηριστικών τους.

4 Κλιματολογικά χαρακτηριστικά της κυκλογένεσης στη Μεσόγειο

4.1 Χωρική κατανομή κυκλογενέσεων

Η χειμερινή περίοδος, αφενός, και οι ανοιξιάτικες και καλοκαιρινές εποχές, αφετέρου, παρουσιάζουν αντίθετους μηχανισμούς για τη μεσογειακή κυκλογένεση, ενώ η περίοδος του φθινοπώρου φαίνεται να αποτελεί μια μεταβατική περίοδο ανάμεσα στο καλοκαίρι και τον χειμώνα επηρεαζόμενη από τους μηχανισμούς που δρουν και στις δύο αυτές εποχές. Το χειμώνα οι δεσμοί μεταξύ των συνοπτικών ανώτερων *through* και της τοπικής ορογραφίας ή και της χαμηλής στάθμης βαροκλινικότητας που παρατηρούνται στις βόρειες ακτές της Μεσογείου είναι ισχυροί. Αντίθετα, την άνοιξη και το καλοκαίρι η κυκλογένεση πάνω από τη χερσαία επιφάνεια της Μεσογείου, όπου η θερμική συσσώρευση διαδραματίζει σημαντικό ρόλο, γίνεται πιο συχνή.

Τα κυκλωνικά λοιπόν κέντρα της παρούσας εργασίας, σύμφωνα με τη μεθοδολογία που περιγράφηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, εντοπίστηκαν σε προτιμώμενες περιοχές (Ιβηρική Χερσόνησος, Βορειοανατολική Σαχάρα, Νότια Ιταλία, Μαύρη Θάλασσα), όπως φαίνεται στο σχήμα 4.1, ανάλογα με την εποχή δημιουργίας τους και μόνο στη νότια πλευρά των Άλπεων αλλά και γύρω από την περιοχή της Κύπρου, σε μικρότερο βέβαια βαθμό, τα κυκλωνικά κέντρα παρουσιάζονται σημαντικά καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Παρακάτω παρουσιάζονται αναλυτικότερα οι περιοχές εκείνες που αποτελούν έντονες πηγές δημιουργίας υφέσεων, αποτελούμενες από μεγάλη συγκέντρωση σημείων κυκλογένεσης (μπλε κύκλοι), και οι οποίες ανιχνεύτηκαν εντός της περιοχής μελέτης μας για την περίοδο 1990-2008.

Κύπρος Η περιοχή της Κύπρου αποτελεί σημαντική πηγή κυκλογενέσεων καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, με το μέγιστο της κυκλογενετικής δραστηριότητας αυτής να εντοπίζεται κατά την διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών αλλά και του Σεπτεμβρίου. Ο μεγάλος αριθμός κυκλωνικών κέντρων καθιστά τις υφέσεις της Κύπρου ένα σχεδόν μόνιμο χαρακτηριστικό κατά την θερινή περίοδο, ενώ η μικρή χωρική κλίμακα των συγκεκριμένων χαμηλών, λόγω και της θερμικής τους προέλευσης, μαρτυρούν την έλλειψη έντονου βάθους και τον αδύναμο έως μέτριο σε ένταση χαρακτήρα τους (*Rudeva and Gulev, 2007; Simmonds, 2000; Flocas et al, 2010; Grotjahn et al, 1999*), με τα περισσότερα από τα χαμηλά της Κύπρου στη συγκεκριμένη περίοδο να είναι σχεδόν στάσιμα. Οι μέγιστης συχνότητας απομονωμένοι αυτοί κυκλώνες του καλοκαιριού τείνουν να ακολουθούν τις ίδιες μικρές διαδρομές και έτσι να επηρεάζουν μόνο τα γειτονικά της περιοχής γένεσής τους (*Kelemen et al, 2015*). Αντίθετα οι υφέσεις που δημιουργούνται κατά την πιο ψυχρή περίοδο του έτους φαίνεται να έχουν μεγαλύτερη χωρική κλίμακα επεκτεινόμενες προς την Εγγύς Ανατολή ή προς την εσωτερική Τουρκία. Βέβαια, οι χειμερινές κυκλογενέσεις είναι λιγότερο συχνές στην περιοχή της Κύπρου, αλλά μερικές εξελίσσονται σε πολύ έντονες, με τη θερμή θάλασσα και την απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας να συμβάλλουν σημαντικά στην ανάπτυξη και βάθυνση των υφέσεων στην περιοχή αυτή, όπως έχει ερευνηθεί σε άλλες μελέτες όπως αυτή των *Nicolaidis et al. (2006)*.

Ιβηρική Χερσόνησος Η Ιβηρική χερσόνησος αποτελεί μία από τις κυρίαρχες περιοχές κυκλογένεσης το καλοκαίρι. Εμφανής είναι η υψηλή συχνότητα δημιουργίας υφέσεων στην Νοτιοδυτική κυρίως Ιβηρική χερσόνησο, συγκεκριμένα στον κόλπο *Cadis*, από τον Μάιο μέχρι και τον Σεπτέμβριο με κύρια δραστηριοποίηση κατά τους θερινούς μήνες και κυρίως τον Ιούλιο, όπως έχει διαπιστωθεί και από τους *Campins et al.* (2011). Παράλληλα, παρά την μικρή μερίδα κυκλογενέσεων που εντοπίστηκαν στη Βορειότερη πλευρά της Ιβηρικής Χερσονήσου κατά την υπόλοιπη περίοδο του έτους, και κυρίως τους μήνες Νοέμβρη, Απρίλη και Μάη, οι υφέσεις αυτές φαίνεται να είναι βαθύτερα και μακροβιότερα συστήματα, καθώς κινούνται μακριά από την περιοχή γένεσής τους με πιθανότητα μελλοντικής εξέλιξης τους σε ισχυρότερα συστήματα επηρεαζόμενα από την ένταση της ροής στην γειτονική περιοχή του Ατλαντικού (*Campins et al.*, 2011).

Βορειοανατολική Σαχάρα Τα κυκλωνικά κέντρα στην Βορειοανατολική Σαχάρα αρχίζουν να γίνονται εμφανή από τον Ιανουάριο μέχρι και τον Ιούνιο, ενώ είναι εντονότερα κατά την εαρινή περίοδο, και τα οποία φαίνεται να κινούνται αρκετά μακριά από την περιοχή γένεσής τους με βόρεια και βορειοανατολική κατεύθυνση, κυρίως προς την Ιταλία, φτάνοντας πολλές φορές μέχρι και το Ιόνιο Πέλαγος. Παράλληλα, αρκετές είναι οι υφέσεις που δημιουργούνται στα παράλια και τις ακτές της Τυνησίας και της Δυτικής Λιβύης, κυρίως κατά την ψυχρή περίοδο του έτους.

Η παρουσία πολλών κυκλωνικών κέντρων στη χερσαία επιφάνεια της Μεσογείου κατά τη διάρκεια της θερμότερης εποχής του έτους δείχνει ότι η ισχυρή θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ θερμοκρασίας ξηράς και επιφανειακής θερμοκρασίας, πυροδοτώντας ανοδικές κινήσεις, διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη γένεση και στη διατήρηση τέτοιων χαμηλών.

Κόλπος της Γένοβας Αυτή η περιοχή εμφανίζει την υψηλότερη συχνότητα κυκλογένεσης στη Μεσόγειο και δραστηριοποιείται καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, με την περίοδο από Νοέμβρη έως και Απρίλη να γίνεται ακόμη πιο έντονη. Το μέσο μήκος διαδρομής των υφέσεων παρουσιάζει επίσης σημαντικές εποχιακές διαφορές ανάλογα με την περίοδο δημιουργίας τους, με τις υφέσεις που γεννιούνται στην περιοχή αυτή κατά την ψυχρή περίοδο του έτους να ταξιδεύουν σε μεγαλύτερες αποστάσεις, ικανές να κινηθούν αρκετά μακριά: νοτιοανατολικά κατά μήκος της Τυρρηνικής Θάλασσας και ανατολικά-νοτιοανατολικά κατά μήκος της Αδριατικής Θάλασσας, σε σχέση με εκείνες που γεννήθηκαν στην περιοχή κατά την θερμή περίοδο. Παράλληλα, αρκετές είναι και οι υφέσεις που δημιουργούνται κατά την ψυχρή περίοδο του έτους νοτιότερα του κόλπου της Γένοβας, στην Κορσική αλλά και τη Σαρδηνία.

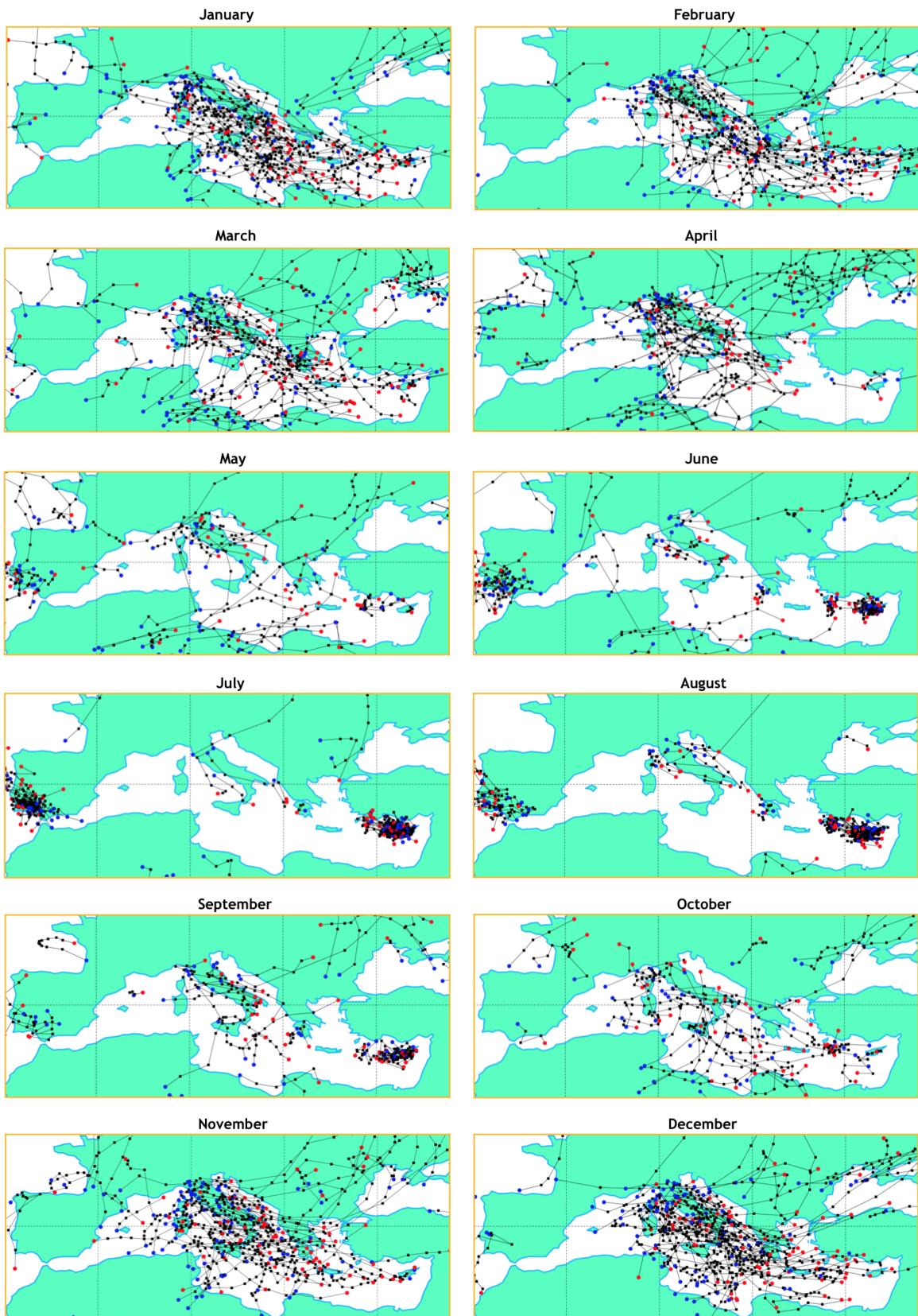
Νότια Ιταλία Η περιοχή της Νότιας Ιταλίας με το Τυρρηνικό Πέλαγος, αποτελούν βασικές πηγές κυκλογένεσης κατά την ψυχρή επίσης περίοδο του έτους, και κυρίως κατά τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο.

Μαύρη Θάλασσα Η περιοχή της Βόρειας Μαύρης Θάλασσας φαίνεται να αποτελεί μια σχετικά ενεργή περιοχή κυκλογένεσης από τον Σεπτέμβριο έως και τον Απρίλη, με την μέγιστη συγκέντρωση να εμφανίζεται κατά τον μήνα Μάρτη.

Άλλες περιοχές κυκλογένεσης με μικρότερη ένταση Κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους, και κυρίως κατά τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο, φαίνεται να δραστηριοποιείται και η περιοχή του Ιονίου, παράλληλα με την Αδριατική αλλά και την περιοχή του Αιγαίου σε μικρότερο βέβαια βαθμό. Οι περιοχές αυτές αν και σε προηγούμενες μελέτες φαίνεται να έχουν πιο έντονη δραστηριότητα στην παρούσα εργασία φαίνεται να υποεκτιμούνται ελαφρώς, γεγονός που πιθανότατα να οφείλεται στην χωρική διακριτότητα των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν.

Κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, και κυρίως κατά τους χειμερινούς μήνες, παρατηρείται μια έντονη κυκλογενετική δραστηριότητα ιδιαίτερα στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου αποτελούμενη από υφέσεις μεγάλης χωρικής κλίμακας οι οποίες φαίνεται να κινούνται στην πλειοψηφία τους Ανατολικά δημιουργώντας ένα έντονο *cyclone pathway* από τη Βόρεια Ιταλία και τον κόλπο της Γένοβας έως και την Κύπρο, καλύπτοντας και επηρεάζοντας και την περιοχή της Ελλάδας, κάτι που είχε παρατηρηθεί και από τους *Barthony et al.* (2008). Παράλληλα γίνεται εμφανές ότι κατά την περίοδο αυτή η γένεση των βαρομετρικών χαμηλών εντοπίζεται κυρίως πάνω από την θαλάσσια περιοχή της Μεσογείου. Αυτό πιθανότατα σχετίζεται με μια θερμική επίδραση της σχετικά θερμής θάλασσας που περιβάλλεται από χρύα γη, ενώ άλλες επιδράσεις όπως η αστάθεια της βαροκλινικότητας σχετίζονται επίσης με τη χειμερινή κυκλοφορία στη Μεσόγειο (*Buzzi and Tibaldi, 1978; Speranza et al, 1985*).

Γίνεται λοιπόν εμφανές ότι οι υφέσεις που γεννιούνται στην περιοχή της Μεσογείου κατά την ψυχρή περίοδο του έτους είναι αυτές που επηρεάζουν περισσότερες περιοχές λόγω της μεγαλύτερης χωρικής κλίμακας που λαμβάνουν οι τροχιές τους, καθώς εάν λάβουμε υπόψη μας την ισχυρή εξάρτηση της χωρικής κλίμακας και των μεταβολών αυτής κατά τη διάρκεια ζωής ενός χαμηλού με την ένταση αλλά και το βάθος του (*Rudeva and Gulev, 2007; Simmonds, 2000; Flocas et al, 2010; Grotjahn et al, 1999*), οι υφέσεις αυτές είναι πιο έντονες και με μεγαλύτερο βάθος. Αντίθετα, οι υφέσεις που δημιουργούνται κατά τη θερμή περίοδο του έτους είναι αυτές με την μεγαλύτερη πυκνότητα στο κέντρο τους και οι οποίες είναι σχεδόν στάσιμες επηρεάζοντας σχεδόν μόνο την περιοχή γένεσής τους και τις αρκετά γειτονικές τους.



Σχήμα 4.1: Γεωγραφική κατανομή των τροχιών των υπό μελέτη κυκλογενέσεων, από τη χρονική στιγμή της γένεσης έως και τη διάλυση αυτών, ανά μήνα για όλη την περίοδο των ετών 1990-2008. Οι μπλε κύκλοι απεικονίζουν τα σημεία κυκλογένεσης και οι κόκκινοι κύκλοι τα αντίστοιχα σημεία κυκλοδιάλυσης.

4.2 Ετήσια συχνότητα κυκλογένεσης

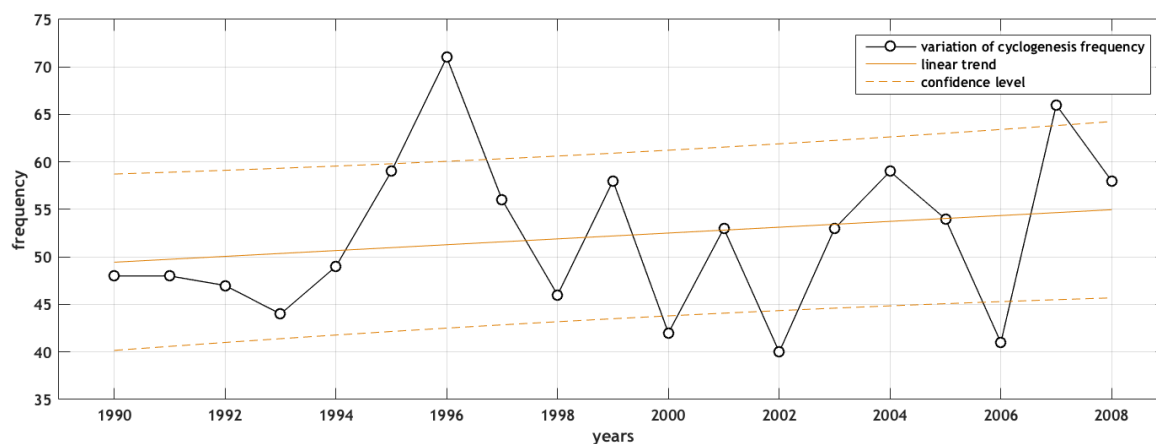
Σύμφωνα με τη μεθοδολογία, εντοπίστηκαν 1002 περιπτώσεις κυκλογένεσης (διάρκειας τουλάχιστον μιας ημέρας) για την περίοδο των 19 ετών (1990-2008), οι οποίες είχαν το πρώτο βήμα τους μέσα στην ευρύτερη περιοχή μελέτης ($30^{\circ}N-45^{\circ}N$, $10^{\circ}W-38^{\circ}E$). Από το συνολικό αυτό αριθμό κυκλογενετικών επεισοδίων, το 34.5% εντοπίζεται στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, το 33.0% στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου και το 32.5% στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

4.2.1 Μεσόγειος

Πιο συγκεκριμένα, οι 1002 περιπτώσεις κυκλογένεσης που προαναφέρθηκαν, αντιστοιχούν σε ένα μέσο αριθμό 53 κυκλογενετικών επεισοδίων για την περίοδο των 19 ετών (1990-2008), τα οποία δημιουργήθηκαν σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης ανά έτος. Ο αριθμός αυτός δεν φαίνεται να έρχεται σε συμφωνία με το πλήθος των κυκλωνικών κέντρων που παρουσιάστηκε στη μελέτη των *Campins et al.* (2011), στην οποία εντοπίστηκε από διαφορετικό αριθμητικό σχήμα ένας μέσος αριθμός 769 κυκλογενέσεων το χρόνο σε μία μεγαλύτερη περιοχή μελέτης ($25.875^{\circ}N-48.375^{\circ}N$, $11.250^{\circ}W-38.250^{\circ}E$) περιλαμβάνοντας όμως χαμηλά με διάρκεια ζωής μικρότερη από 24 ώρες. Ωστόσο σημειώθηκε ότι από το συνολικό αυτό αριθμό των κυκλωνικών επεισοδίων μονάχα το 18% αποτελεί υφέσεις με διάρκεια ζωής τουλάχιστον 24 ώρες. Αντίθετα, έρχεται σε συμφωνία σε μεγάλο βαθμό με τα αποτελέσματα των *Kelemen et al.* (2015), οι οποίοι μελέτησαν την κυκλογενετική δραστηριότητα στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου ($29.25^{\circ}N-55.5^{\circ}N$, $11.25^{\circ}W-42.75^{\circ}E$) για τα έτη 1980-2010, χρησιμοποιώντας την *NCEP – DOE R2 reanalysis* και ανιχνεύοντας περίπου 64 κυκλογενετικά επεισόδια ανά έτος.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.2, υπάρχει μεγάλη διακύμανση στη χρονική κατανομή του φαινομένου από έτος σε έτος, με μέγιστο αριθμό περιπτώσεων κυκλογένεσης να εμφανίζεται το έτος 1996, με 71 επεισόδια (7.1%), και ελάχιστο τα έτη 2002 και 2006, με 40 (4.0%) και 41 (4.1%) επεισόδια αντίστοιχα. Μάλιστα, η χρονιά 1996 είχε διαπιστωθεί και από τους *Kelemen et al.* (2015) ως η χρονιά με τα περισσότερα κυκλογενετικά επεισόδια στην περιοχή της Μεσογείου. Παράλληλα, από το ίδιο σχήμα παρατηρείται μια ανοδική τάση της χρονοσειράς των ετήσιων συχνοτήτων των επεισοδίων κυκλογένεσης, για ολόκληρη την περιοχή μελέτης κατά την περίοδο των 19 χρόνων. Η τάση αυτή είναι 0.307 κυκλογενετικά επεισόδια ανά έτος, από την εξίσωσή της $y = 0.307x + 49.14$, με αποτέλεσμα το ποσοστό της μεταβλητότητας της συχνότητας κυκλογένεσης, που οφείλεται στη γραμμική τάση που υπολογίσαμε, να διαπιστώνεται ως 0.6%. Βέβαια, αν και οι τιμές εντοπίζονται σταθερά γύρω

από την ευθεία παλινδρόμησης, η χρονοσειρά δεν παρουσιάζει στατιστικά σημαντική τάση στο επίπεδο σημαντικότητας 95%, παρουσιάζοντας συντελεστή συσχέτισης 0.2.



Σχήμα 4.2: Ετήσια κατανομή απόλυτων συχνοτήτων του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

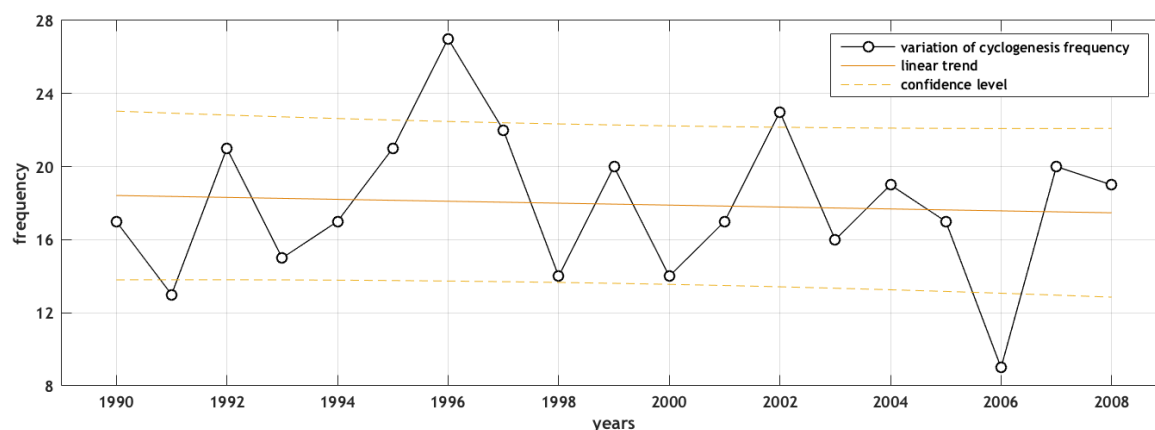
4.2.2 Δυτική Μεσόγειος

Από τις 1002 περιπτώσεις κυκλογένεσης που εντοπίστηκαν σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, οι 345 (34.5%) δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, προκύπτοντας έτσι ένας μέσος αριθμός 18 κυκλογενετικών επεισοδίων ανά έτος για την περιοχή αυτή.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.3, υπάρχει μεγάλη διακύμανση στη χρονική κατανομή του φαινομένου από έτος σε έτος, με μέγιστο αριθμό περιπτώσεων κυκλογένεσης να σημειώνεται το έτος 1996, με 27 επεισόδια (7.8%), ενώ ελάχιστος αριθμός περιπτώσεων εμφανίζεται το έτος 2006, με 9 επεισόδια (2.6%). Σε αυτό το σημείο αξίζει να σημειωθεί ότι η χρονιά που εμφανίζεται ο μέγιστος αριθμός κυκλογενετικών επεισοδίων σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης έρχεται σε συμφωνία με αυτή στην Δυτική Μεσόγειο.

Παράλληλα, από το ίδιο σχήμα παρατηρείται μια μικρή καθοδική τάση της χρονοσειράς των ετήσιων συχνοτήτων των επεισοδίων κυκλογένεσης στην Δυτική Μεσόγειο για τα 19 χρόνια μελέτης. Το συμπέρασμα αυτό έρχεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα της εργασίας των *Maheras et al.* (2001), στα οποία διαπιστώνεται μια ελαφρά πτωτική τάση της συχνότητας κυκλογένεσης για την περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, αν και η μελέτη αυτή αφορούσε τις χρονιές 1958-1997 και συμπεριλάμβανε και τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή με διάρκεια ζωής μικρότερης από 24 ώρες. Βέβαια η χρονοσειρά δεν παρουσιάζει στατιστικά σημαντική τάση στο επίπεδο σημαντικότητας 95%, καθώς όπως φαίνεται και από την εξίσωση της τάσης της $y = -0.0526x + 18.474$, το ποσοστό της μεταβλητότητας της συχνότητας κυκλογένεσης στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, που οφείλεται στη

γραμμική τάση, είναι 0.0526 επεισόδια ανά έτος, δηλαδή διαπιστώνεται ως 0.3%. Επιπλέον στοιχείο που οδηγεί στο παραπάνω συμπέρασμα, αποτελεί ο ιδιαίτερα χαμηλός συντελεστής συσχέτισης (*correlation coefficient*) -0.07.



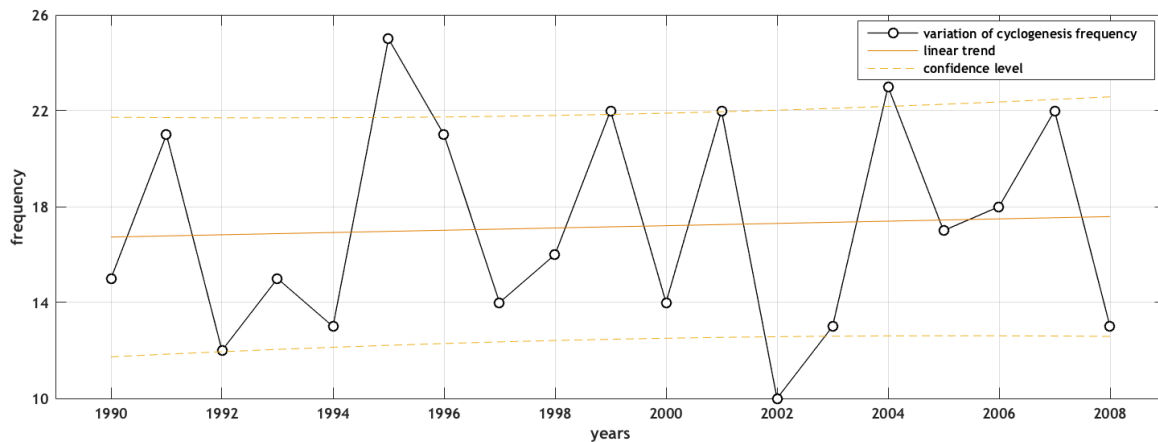
Σχήμα 4.3: Ετήσια κατανομή απόλυτων συχνοτήτων του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.2.3 Κεντρική Μεσόγειος

Από τις 1002 περιπτώσεις κυκλογένεσης που εντοπίστηκαν σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, οι 331 (33.0%) δημιουργήθηκαν κατά το πρώτο χρονικό τους βήμα στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, που αντιστοιχεί σε ένα μέσο αριθμό 18.2 κυκλογενέσεων ανά έτος για την περιοχή αυτή.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.4, υπάρχει εμφανής διακύμανση στη χρονική κατανομή του φαινομένου από έτος σε έτος, με μέγιστο αριθμό περιπτώσεων κυκλογένεσης να σημειώνεται το έτος 1995, με 25 επεισόδια (7.6%), ενώ ελάχιστος αριθμός περιπτώσεων εμφανίζεται το έτος 2002, με μόλις 10 επεισόδια (3.0%).

Παράλληλα, από το ίδιο σχήμα παρατηρείται μια ελαφρώς ανοδική τάση της χρονοσειράς των ετήσιων συχνοτήτων των επεισοδίων κυκλογένεσης στην Κεντρική Μεσόγειο για τα 19 χρόνια μελέτης, με εξίσωση της τάσης αυτής να είναι $y = 0.0474x + 16.684$. Πιο συγκεκριμένα, το ποσοστό της μεταβλητότητας της συχνότητας κυκλογένεσης που οφείλεται στη γραμμική τάση διαπιστώνεται ως 0.26%, μόλις δηλαδή 0.0474 κυκλογενετικά επεισόδια ανά έτος, με τον συντελεστή συσχέτισης (*correlation coefficient*) 0.06 να είναι αρκετά χαμηλός, με αποτέλεσμα η χρονοσειρά να μην παρουσιάζει στατιστικά σημαντική τάση στο επίπεδο σημαντικότητας 95%.



Σχήμα 4.4: Ετήσια κατανομή απόλυτων συχνοτήτων του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.2.4 Ανατολική Μεσόγειος

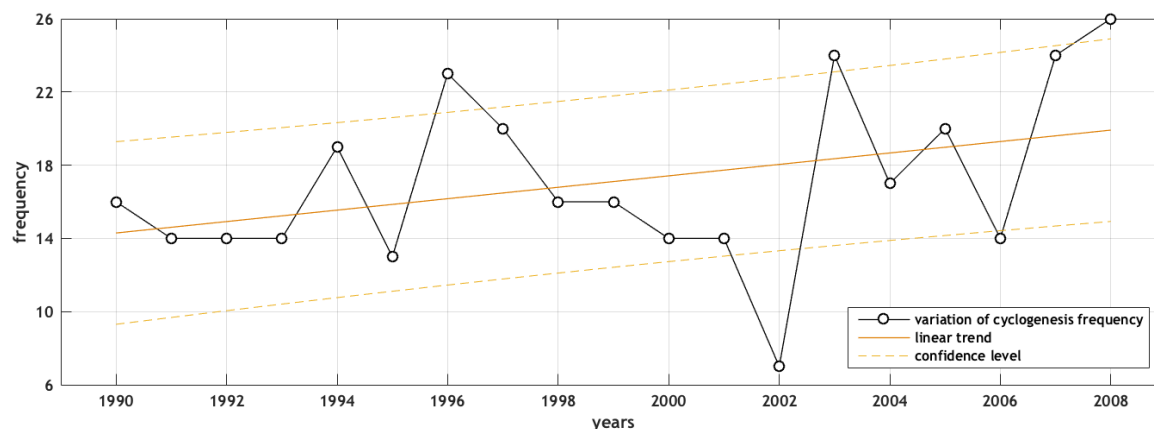
Από τις 1002 περιπτώσεις κυκλογένεσης που εντοπίστηκαν σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, οι 326 (32.5%) δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, προκύπτοντας έτσι ένας μέσος αριθμός 17.2 κυκλογενέσεων ανά έτος για την περιοχή αυτή.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.5, υπάρχει μεγάλη διακύμανση στη χρονική κατανομή του φαινομένου από έτος σε έτος, με μέγιστο αριθμό περιπτώσεων κυκλογένεσης να σημειώνεται το έτος 2008, με 26 (8.0%) επεισόδια, ενώ ελάχιστος αριθμός περιπτώσεων εμφανίζεται το έτος 2002, με 7 επεισόδια (2.1%).

Παράλληλα, από το ίδιο σχήμα παρατηρείται αισθητά ανοδική τάση της χρονοσειράς των ετήσιων συχνοτήτων των επεισοδίων κυκλογένεσης στην Ανατολική Μεσόγειο για τα 19 χρόνια μελέτης. Το συμπέρασμα αυτό έρχεται σε σχετική συμφωνία με τα αποτελέσματα της εργασίας των *Maheras et al.* (2001), οι οποίοι διαπίστωσαν μια ελαφρά ανοδική τάση της συχνότητας κυκλογένεσης στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, έχοντας ορίσει ως Ανατολική Μεσόγειο ένα ευρύτερο τμήμα, με γεωγραφικά όρια συντεταγμένων $20-65^{\circ}N$ και $22-50^{\circ}E$, και με χρονικό πλαίσιο μελέτης τα έτη 1958-1997.

Πιο συγκεκριμένα, στο σχήμα 4.5 παρουσιάζεται η γραμμική τάση της χρονοσειράς, με εξίσωση $y = 0.3123x + 13.982$, με το ποσοστό της μεταβλητότητας της συχνότητας κυκλογένεσης που οφείλεται σε αυτή να διαπιστώνεται ως 0.3123 κυκλογενετικά επεισόδια ανά έτος (1.8%). Παράλληλα, αν και παρουσιάζει συντελεστή συσχέτισης (*correlation coefficient*) 0.37, ο οποίος αν και είναι ο υψηλότερος από κάθε άλλη υποπεριοχή μελέτης (Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο), η χρονοσειρά συνεχίζει να μην παρουσιάζει στατιστικά

σημαντική τάση στο επίπεδο σημαντικότητας 95%.



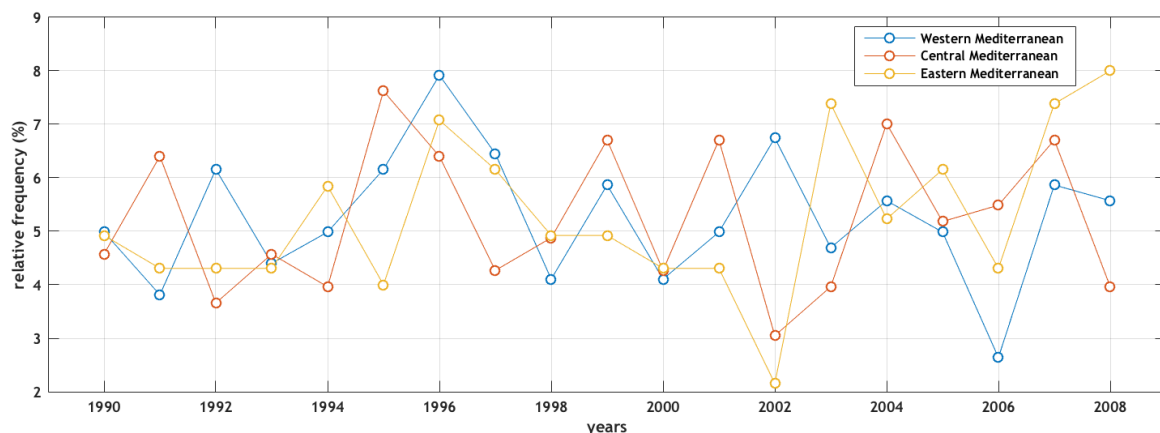
Σχήμα 4.5: Ετήσια κατανομή απόλυτων συχνοτήτων του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.2.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

Στο σχήμα 4.6 φαίνονται τα συγκεντρωτικά αποτελέσματα της ετήσιας μεταβολής της σχετικής συχνότητας του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, που αναλύθηκαν παραπάνω, ξεχωριστά για κάθε υποπεριοχή μελέτης.

Στο σχήμα αυτό παρουσιάζεται μια αρκετά ομοιόμορφη κατανομή των σχετικών συχνοτήτων εμφάνισης των κυκλογενέσεων που εντοπίστηκαν ανάμεσα στις τρεις υποπεριοχές μελέτης ανά τα 19 έτη, με εξαίρεση τις συχνότητες που παρατηρήθηκαν τα έτη 1995, 2002, 2003, 2006 και 2008 οι οποίες και παρουσιάζουν μια πιο έντονη μεταβλητότητα. Κατά τις χρονιές αυτές, φαίνεται να παρουσιάζονται τα μέγιστα και ελάχιστα συνολικά κυκλογενετικά επεισόδια τότε της Ανατολικής και τότε της Δυτικής Μεσογείου. Πιο συγκεκριμένα, μια χρονιά που εμφανίζει τις πιο έντονες διαφοροποιήσεις στον αριθμό κυκλογενέσεων που εντοπίστηκαν ανάμεσα στις τρεις υποπεριοχές μελέτης, και κυρίως την Ανατολική και Δυτική Μεσόγειο, αποτελεί το έτος 2002. Σε αυτή τη χρονιά, το ποσοστό των κυκλογενέσεων της Δυτικής Μεσογείου αποτελεί το 6.8% αυτής, της Κεντρικής Μεσογείου το 3.1% αυτής και της Ανατολικής Μεσογείου το 2.2% του συνόλου της αντίστοιχα. Δηλαδή, η χρονιά 2002 που έχει οριστεί ως η χρονιά με τα λιγότερα κυκλογενετικά επεισόδια σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, συμφωνεί με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των υποπεριοχών της Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου, ενώ αντίθετα τη χρονιά αυτή στη Δυτική Μεσόγειο εμφανίζεται με αρκετά επεισόδια. Βέβαια εμφανίζει ελάχιστο αριθμό κυκλογενετικών επεισοδίων κατά το έτος 2006 όπου αποτελεί δεύτερο ελάχιστο για την περιοχή της Μεσογείου. Επιπλέον, η χρονιά 1996 φαίνεται να αποτελεί τη χρονική περίοδο με τα περισσότερα κυκλογενετικά επεισόδια των ετών της συγκεκριμένης μελέτης, τόσο για ολόκληρη την περιοχή της Μεσογείου, όπως έχει οριστεί, όσο και σε μεγάλο βαθμό για τις τρεις επιμέρους υποπεριοχές

μελέτης.



Σχήμα 4.6: Συγκριτική αποτύπωση της ετήσιας μεταβολής της σχετικής συχνότητας (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, που εντοπίστηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής αλλά και Ανατολικής Μεσογείου αντίστοιχα, κατά την περίοδο 1990–2008.

4.3 Μηνιαία και εποχιακή συχνότητα κυκλογένεσης

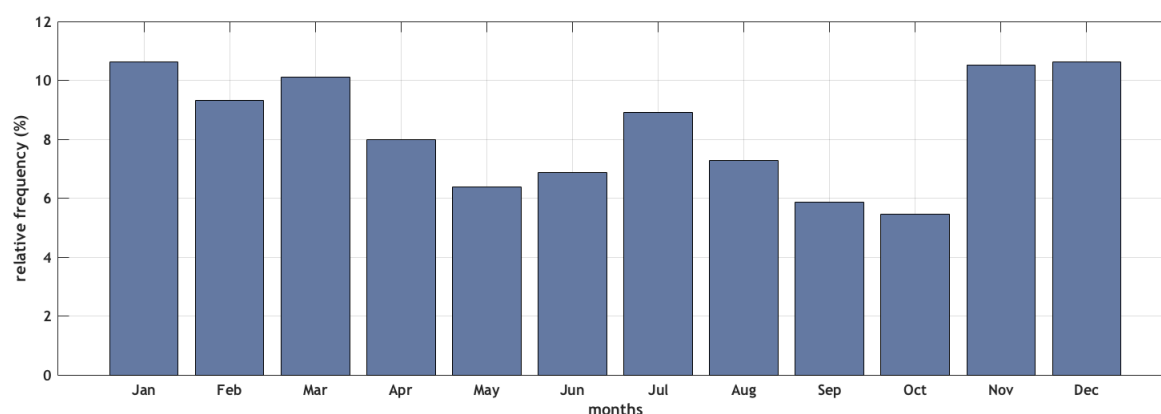
Η ανάλυση των μηνιαίων και εποχικών κατανομών της εμφάνισης του φαινομένου της κυκλογένεσης δείχνει μια σαφή προτίμηση δημιουργίας κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, η οποία περιλαμβάνει τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Μάρτιο, Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο, με κύρια μέγιστα να εμφανίζονται τους μήνες Νοέμβρη, Δεκέμβρη και Ιανουάριο, για ολόκληρη την περιοχή μελέτης. Την ίδια στιγμή, οι μεγαλύτερες διαφοροποιήσεις στη συχνότητα εμφάνισης κυκλογενέσεων συνήθως συμβαίνουν μεταξύ της χειμερινής και καλοκαιρινής περιόδου, όπου συναντώνται οι μέγιστες και ελάχιστες εποχιακές συχνότητες κυκλογενετικών επεισοδίων αντίστοιχα, γεγονός που συμφωνεί με τα αποτελέσματα αρκετών εργασιών, όπως αυτών των *Kelemen et al.* (2015).

4.3.1 Μεσόγειος

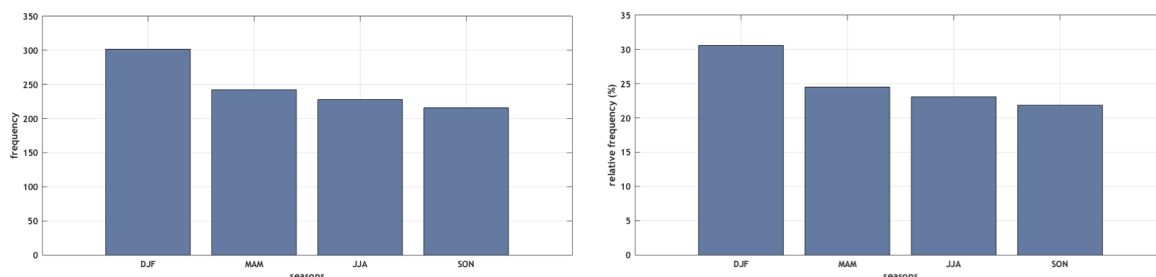
Πιο συγκεκριμένα, οι κυκλογενέσεις που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την ψυχρή περίοδο στην διάρκεια των 19 χρόνων μελέτης αγγίζουν το ποσοστό του 56.7% του συνολικού πληθυσμού κυκλογενέσεων στην περιοχή αυτή. Μάλιστα, κατά τους χειμερινούς μήνες εμφανίζεται περίπου το 30.6% του συνολικού αριθμού των περιπτώσεων (σχήμα 4.8), με το μέγιστο να καταγράφεται τους μήνες Δεκέμβριο και Ιανουάριο με 105 επεισόδια (10.6%) αντίστοιχα, ενώ αρκετά αυξημένος αριθμός επεισοδίων παρουσιάζεται και κατά τους μεταβατικούς εποχιακούς μήνες Νοέμβριο και Μάρτιο, με 104 (10.5%) και 100 (10.1%) επεισόδια αντίστοιχα, καθώς και τον Ιούλιο με 88 επεισόδια (8.9%) (σχήμα 4.7).

Η προτίμηση εμφάνισης του φαινομένου κατά την ψυχρή περίοδο του έτους οφείλεται στις ευνοϊκές ατμοσφαιρικές συνθήκες που εμφανίζονται στη Μεσόγειο κατά τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο του έτους και σχετίζονται με: α) Το γεγονός ότι η θάλασσα είναι θερμότερη από τον παρακείμενο αέρα, ενώ η θερμοκρασιακή αντίθεση ξηράς-θάλασσας είναι ενισχυμένη (Sutcliffe, 1960b; Alpert et al, 1990b; Radinovic, 1987; Trigo et al, 2002). β) Τη μεγιστοποίηση του παράγοντα της διαβατικής θέρμανσης, όπως αυτός εκφράζεται από τις αυξημένες ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (Alpert and Neeman, 1992; Lolis et al, 2004). γ) Την εμφάνιση ευνοϊκών θερμοδυναμικών συνθηκών στην ανώτερη τροπόσφαιρα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, οι οποίες βοηθούν σημαντικά την ανάπτυξη κυκλογενέσεων στην επιφάνεια και μάλιστα ισχυρών περιπτώσεων όπως έχουν δείξει προηγούμενες μελέτες (Maheras et al, 2001; Flocas et al, 2001; Lagouvardos et al, 2007; Kouroutzoglou, 2014).

Αντίθετα, οι μήνες κατά τους οποίους εντοπίστηκαν τα λιγότερα επεισόδια κυκλογένεσης είναι ο Οκτώβριος και ο Σεπτέμβριος με 54 (5.5%) και 58 (5.9%) περιστατικά αντίστοιχα, με μικρή διαφορά από τους μήνες Μάιο και Ιούνιο, κατά τους οποίους διαπιστώνονται 63 (6.4%) και 68 (6.9%) περιστατικά κυκλογένεσης. Παράλληλα, βλέποντας το σχήμα 4.8, στο οποίο αποτυπώνεται η εποχιακή κατανομή των κυκλογενέσεων στην περιοχή της Μεσογείου, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι κατά τους φθινοπωρινούς μήνες (Σεπτέμβριο, Οκτώβριο, Νοέμβριο) εμφανίζονται συνολικά οι λιγότερες περιπτώσεις κυκλογένεσης από κάθε άλλη εποχή, με 216 επεισόδια και συνολικό ποσοστό συχνότητας δημιουργίας 21.9%, με μικρή διαφορά από την καλοκαιρινή περίοδο (228 επεισόδια, 23.1%), αποτέλεσμα που συμφωνεί με την εργασία των Kelemen et al. (2015). Παράλληλα, οι ανοιξιάτικοι μήνες (Μάρτιος, Απρίλιος, Μάιος) παρουσιάζουν έναν σχετικά ενδιάμεσο αριθμό 242 κυκλογενετικών επεισοδίων της τάξεως του 24.5% του συνολικού αριθμού κυκλογενέσεων.



Σχήμα 4.7: Μηνιαία κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.



Σχήμα 4.8: Εποχιακή κατανομή απόλυτων και αντίστοιχα σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

Όλες οι παραπάνω χρονικές κατανομές αναλύθηκαν ξεχωριστά για την Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο και παρουσιάζονται παρακάτω.

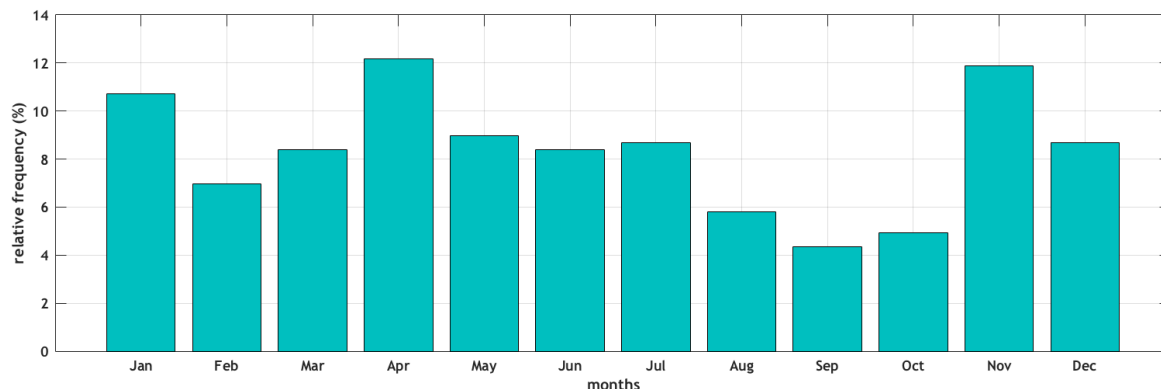
4.3.2 Δυτική Μεσόγειος

Στη Δυτική Μεσόγειο, ο αριθμός των κυκλογενετικών επεισοδίων παρουσιάζει μέγιστο κατά την εαρινή περίοδο του έτους, με ποσοστό 29.6% επί του συνολικού πληθυσμού κυκλογενέσεων στην περιοχή αυτή, με σχετικά μικρή διαφορά από την κυκλογενετική δραστηριότητα της χειμερινής περιόδου (26.4%), όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.10. Το γεγονός αυτό φαίνεται να συμφωνεί και με την εργασία των *Maheras et al.* (2001), στην οποία διαπίστωσαν ότι κατά την περίοδο της άνοιξης η συχνότητα των επεισοδίων κυκλογένεσης είναι υψηλότερη σε ολόκληρη τη Δυτική Μεσόγειο.

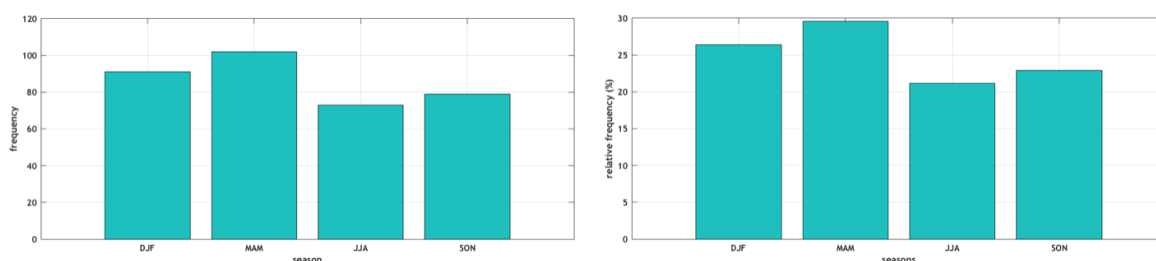
Παρόλο που ο αριθμός των δημιουργούμενων υφέσεων, όπως προαναφέρθηκε, παρουσιάζει συνολικό μέγιστο κατά την άνοιξη, ωστόσο εμφανίζει επιμέρους μέγιστα κυκλογενετικών επεισοδίων κατά τους μήνες Απρίλιο, Νοέμβριο και Ιανουάριο, με 42 (12.2%), 41 (11.9%) και 37 (10.7%) επεισόδια αντίστοιχα (σχήμα 4.8). Αντίθετα, ελάχιστα ποσοστά κυκλογένεσης παρουσιάζονται κατά τους μήνες Σεπτέμβριο (15 επεισόδια, 4.3%) και Οκτώβριο (17 επεισόδια, 4.9%), όπως διαπίστωσαν και οι *Maheras et al.* (2001) στα αποτελέσματά τους.

Αρκετά αυξημένος αριθμός κυκλογενετικών επεισοδίων εντοπίζεται και κατά την θερινή περίοδο (79 επεισόδια, 21.2%), και κυρίως κατά τους μήνες Ιούνιο και Ιούλιο, με 29 (8.4%) και 30 (8.7%) επεισόδια αντίστοιχα, αν και συνολικά αποτελεί την εποχή με την μικρότερη κυκλογενετική δραστηριότητα για την περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, με μικρή διαφορά από αυτή την φθινοπωρινής περιόδου (22.9%). Η αυξημένη αυτή συχνότητα κυκλογενετικών επεισοδίων που παρατηρείται στην περιοχή αυτή κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, διαπιστώθηκε και στην εργασία των *Maheras et al.* (2001) κυρίως βέβαια για τον μήνα Αύγουστο, ενώ οφείλεται κατά κύριο λόγο στην έντονη δημιουργία θερμικών χαμηλών στην περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου αλλά και της Βόρειας Σαχάρας κατά την εποχή αυτή, όπως έχουν δείξει και αρκετές άλλες μελέτες, όπως αυτές των *Bartholy et al.* (2008)

και *Trigo et al.* (2002).



Σχήμα 4.9: Μηνιαία κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

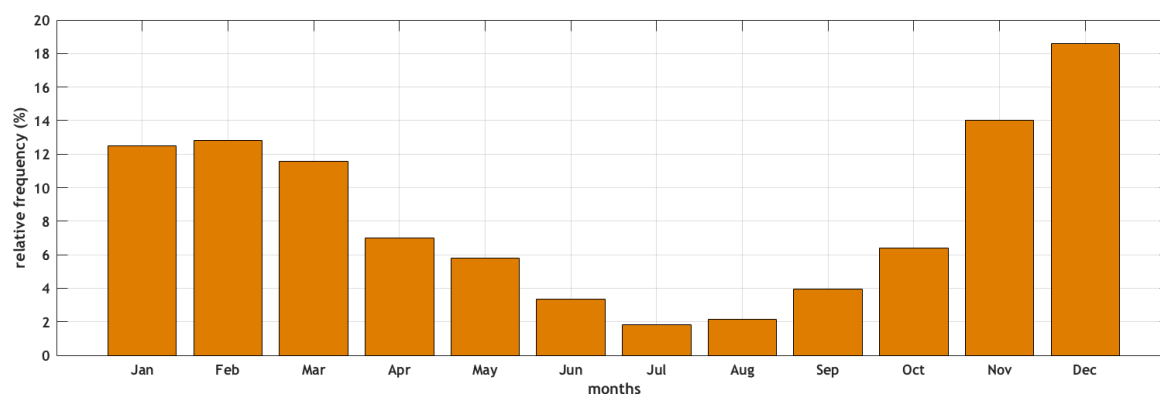


Σχήμα 4.10: Εποχιακή κατανομή απόλυτων και αντίστοιχα σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

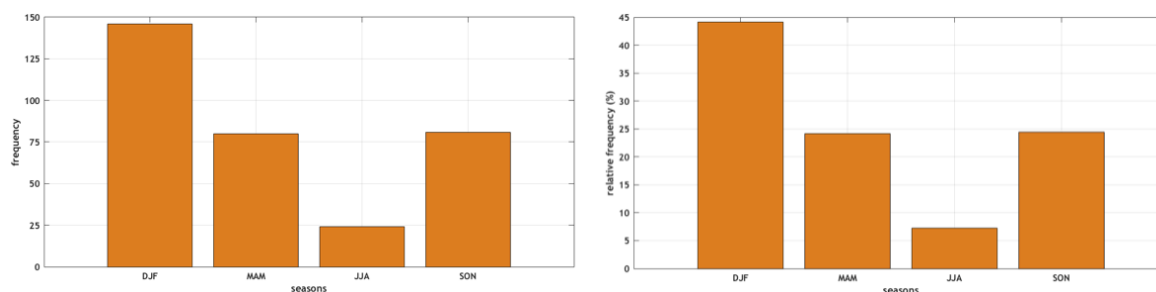
4.3.3 Κεντρική Μεσόγειος

Στην Κεντρική Μεσόγειο, όπως μάλιστα φαίνεται στο σχήμα 4.11, ο αριθμός των κυκλογενέσεων παρουσιάζει έντονο μέγιστο (76.1%) κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους, και κυρίως κατά τους μήνες Δεκέμβριο και Νοέμβριο, με 63 (19.0%) και 47 (14.2%) επεισόδια αντίστοιχα. Αντίθετα, αρκετά ελαττωμένη παρουσιάζεται η κυκλογενετική δραστηριότητα στην περιοχή αυτή κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, εμφανίζοντας μόλις 24 επεισόδια (7.3%), αλλά και κατά τους μεταβατικούς μήνες Απρίλιο, Μάιο, Σεπτέμβριο και Οκτώβριο, οι οποίοι παρουσιάζουν αντίστοιχα 23 (6.9%), 19 (5.7%), 13 (3.9%) και 21 (6.3) κυκλογενετικά επεισόδια, γεγονός που οφείλεται στη εξασθένηση των δύο κύριων κυκλογενετικών περιοχών της Κεντρικής Μεσογείου (Νότιας Ιταλίας και Αδριατικής) κατά τους μήνες αυτούς.

Εμφανίζεται λοιπόν μεγάλη διαφοροποίηση μεταξύ των ποσοστών δημιουργίας κυκλογενετικών επεισοδίων στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την χειμερινή (44.1%) και καλοκαιρινή (7.3%) περίοδο του έτους, παρουσιάζοντας αντίστοιχα το μέγιστο και ελάχιστο αυτής. Παράλληλα, οι εποχές της άνοιξης και του φθινοπώρου μπορούν να χαρακτηριστούν ως ενδιάμεσες, εμφανίζοντας αντίστοιχα 80 (24.2%) και 81 (24.5%) επεισόδια (σχήμα 4.12).



Σχήμα 4.11: Μηνιαία κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.



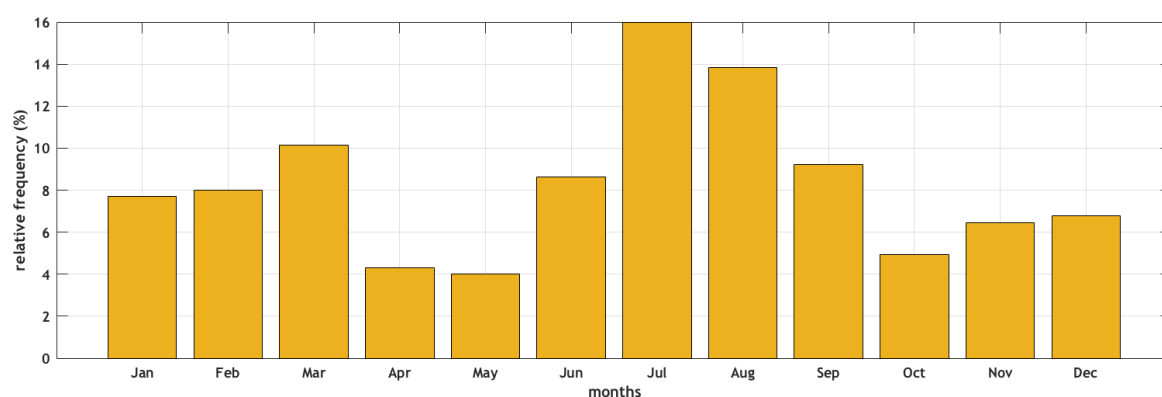
Σχήμα 4.12: Εποχιακή κατανομή απόλυτων και αντίστοιχα σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

4.3.4 Ανατολική Μεσόγειος

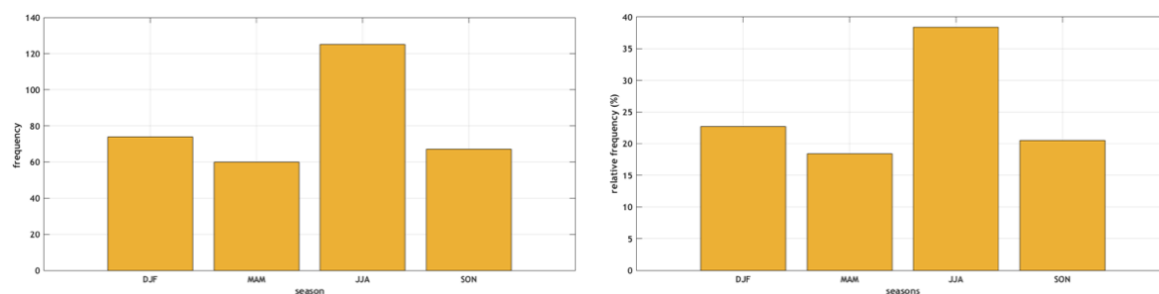
Όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.14, η Ανατολική Μεσόγειος αποτελεί κύρια πηγή κυκλογενετικών επεισοδίων κατά τους θερινούς μήνες (38.3%), εμφανίζοντας 125 επεισόδια. Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή αυτή εμφανίζονται δύο κύρια μέγιστα κατά τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο, με 52 (16.0%) και 45 (13.8%) επεισόδια αντίστοιχα (σχήμα 4.13).

Η αυξημένη αυτή συχνότητα κυκλογενετικών επεισοδίων που παρατηρείται στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, διαπιστώθηκε και στην εργασία των *Maheras et al.* (2001) κυρίως βέβαια για τον μήνα Αύγουστο, ενώ οφείλεται στην έντονη κυκλογενετική δραστηριότητα στην περιοχή της Κύπρου αλλά και σε μικρότερο βαθμό της Μαύρης Θάλασσας κατά την εποχή αυτή, όπως έχουν δείξει και αρκετές άλλες μελέτες, όπως αυτές των *Trigo et al.* (2002). Μάλιστα, η περιοχή της Κύπρου αποτελεί πηγή κυκλογενέσεων καθ' όλη τη διάρκεια του έτους που όμως δραστηριοποιείται έντονα κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών του έτους δημιουργώντας θερμικά χαμηλά και τα οποία όπως έχει αποδειχθεί σε προηγούμενες μελέτες είναι χαμηλά μικρής έντασης αλλά μεγάλης διάρκειας (*Maheras, 1983, Nicolaides et al, 2004*).

Αντίθετα, αρκετά ελαττωμένη φαίνεται να είναι η κυκλογενετική δραστηριότητα στην περιοχή αυτή κατά τους μήνες Απρίλιο, Μάιο και Οκτώβριο, με 14 (4.3%), 13 (4.0%) και 16 (4.9%) επεισόδια αντίστοιχα. Η εποχή λοιπόν της άνοιξης (18.4%), με μικρή διαφορά από το φθινόπωρο (20.6%) αλλά και από το χειμώνα (22.7%), όπως φαίνεται και από το σχήμα 4.14, αποτελεί την περίοδο με την μικρότερη κυκλογενετική δραστηριότητα στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, εμφανίζοντας 60 μόνο επεισόδια.



Σχήμα 4.13: Μηνιαία κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

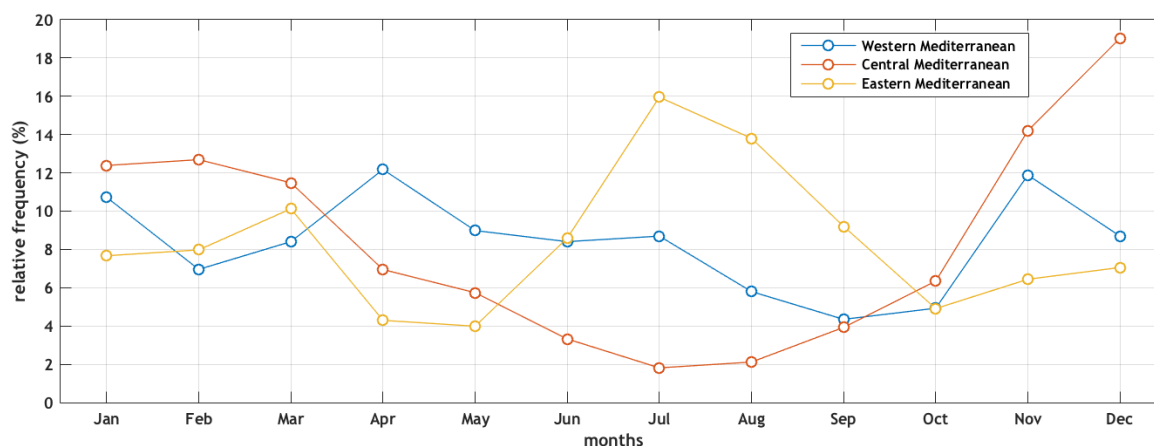


Σχήμα 4.14: Εποχιακή κατανομή απόλυτων και αντίστοιχα σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

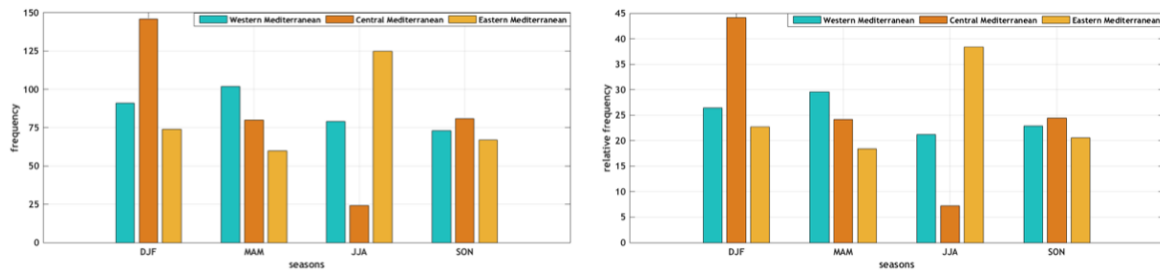
4.3.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

Σε γενικές γραμμές, όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.15, υπάρχει σχετική συμφωνία μεταξύ των συχνοτήτων εμφάνισης κυκλογενετικών επεισοδίων ανάμεσα στην Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο, κυρίως κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, με εξαίρεση τον μήνα Δεκέμβριο που παρουσιάζει μεγάλες διαφοροποιήσεις στα ποσοστά εμφάνισης κυκλογενέσεων μεταξύ των τριών υποπεριοχών μελέτης. Μάλιστα, κατά τον μήνα Οκτώβριο υπάρχει μεγάλη συμφωνία μεταξύ τους, παρουσιάζοντας αντίστοιχα τα ποσοστά 4.9%, 6.3% και 4.9%.

Την ίδια στιγμή, μεγάλη απόκλιση παρουσιάζεται ανάμεσα στις τρεις υποπεριοχές μελέτης κατά τους υπόλοιπους μήνες, και κυρίως κατά την θερμή περίοδο, όπου η Ανατολική Μεσόγειος παρουσιάζει μέγιστη (38.3%) συχνότητα κυκλογένεσης και η Κεντρική αντίστοιχα ελάχιστη (7.3%). Παράλληλα, μεγάλες είναι και οι διαφοροποιήσεις ανάμεσα στη συχνότητα κυκλογένεσης κατά τη χειμερινή περίοδο, μεταξύ της Κεντρικής Μεσογείου και των άλλων δύο υποπεριοχών μελέτης, όπου η πρώτη παρουσιάζει έντονο μέγιστο (44.1%). Τέλος, η περίοδος της άνοιξης και κυρίως του φθινοπώρου, παρουσιάζουν αρκετές ομοιότητες στο ποσοστό εμφάνισης κυκλογενετικών επεισοδίων σε κάθε υποπεριοχή ξεχωριστά, όπως γίνεται φανερό και από το σχήμα 4.16.



Σχήμα 4.15: Συγκριτική αποτύπωση της μηνιαίας μεταβολής της σχετικής συχνότητας (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, που εντοπίστηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου αντίστοιχα, κατά την περίοδο 1990-2008.



Σχήμα 4.16: Εποχιακή κατανομή απόλυτων και αντίστοιχα σχετικών συχνοτήτων (%) του αριθμού των κυκλογενετικών επεισοδίων, που εντοπίστηκαν στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.4 Ελάχιστη πίεση

Σημαντικές δυναμικές παράμετροι των υφέσεων αποτελούν η πίεση, η ένταση, το βάθος και η ακτίνα αυτών. Τα χαρακτηριστικά αυτά αποτελούν ενδεικτικά κριτήρια της σημασίας και της επιρροής των υφέσεων (*Simmonds and Keay, 2000*) και θα αναλυθούν παρακάτω με αντίστοιχα ιστογράμματα για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου, αλλά και κάθε επιμέρους υποπεριοχή μελέτης, κατά την περίοδο των ετών 1990-2008 ελάχιστης διάρκειας 24 ώρες.

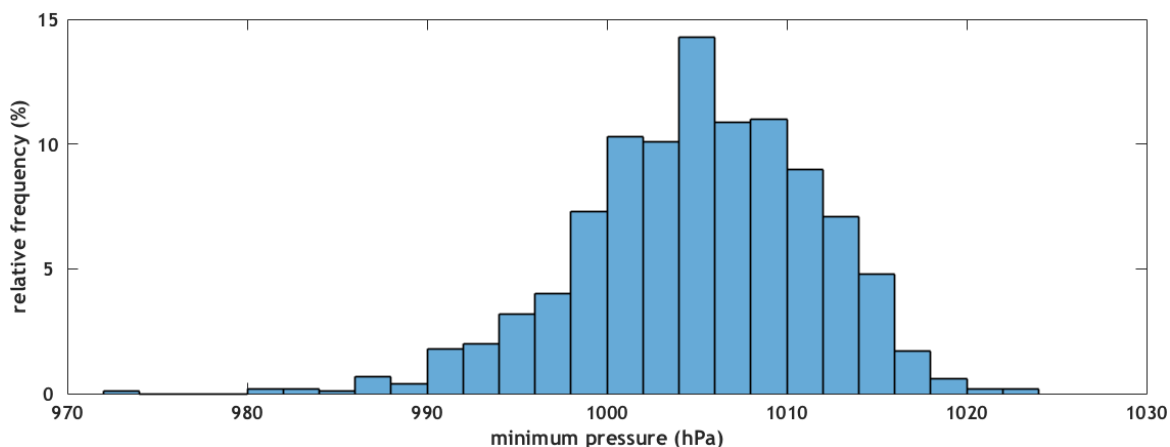
4.4.1 Μεσόγειος

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.17, το ιστόγραμμα της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή μελέτης και έχουν ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες, ακολουθεί μία σχεδόν κανονική κατανομή. Κύριο μέγιστο, με ποσοστό εμφάνισης 56.5%, παρουσιάζεται για τις υφέσεις με ελάχιστη πίεση από 1000 έως 1010 hPa , ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με ελάχιστη πίεση $P \leq 990$ hPa και $P \geq 1020$ hPa αποτελούν ποσοστό της τάξεως του 2.1%.

Είναι εμφανές, ότι περισσότερο από το 97.8% των τιμών ελάχιστης πίεσης βρίσκονται στο εύρος από 990 έως 1020 hPa . Το αποτέλεσμα αυτό συμφωνεί με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των *Trigo et al. (1999)*, οι οποίοι παρατήρησαν για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή μελέτης τους, η οποία περιλάμβανε μια ευρύτερη έκταση της Μεσογείου ($15.75^{\circ}W-45^{\circ}E$, $24.75^{\circ}N-50.625^{\circ}N$) αλλά και τις υφέσεις με ελάχιστη διάρκεια ζωής 12 ώρες, παρόμοια κατανομή για τις ελάχιστες τιμές πίεσης των υφέσεων αυτών παρουσιάζοντας μέγιστα ποσοστά εμφάνισης επίσης στο διάστημα 990-1020 hPa . Επιπλέον, υπολογίστηκε η μέση ελάχιστη πίεση των υφέσεων που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή ως 1005.1 hPa ανά έτος.

Γίνεται λοιπόν εμφανές ότι οι περισσότερες υφέσεις στην περιοχή της Μεσογείου είναι ασθενείς (51.6%) και μέτριες (41.9%), σύμφωνα με την ταξινόμηση των *Maheras et al.*

(2001), ενώ μόνο το ποσοστό της τάξεως του 6.5% αποτελούν έντονες υφέσεις.



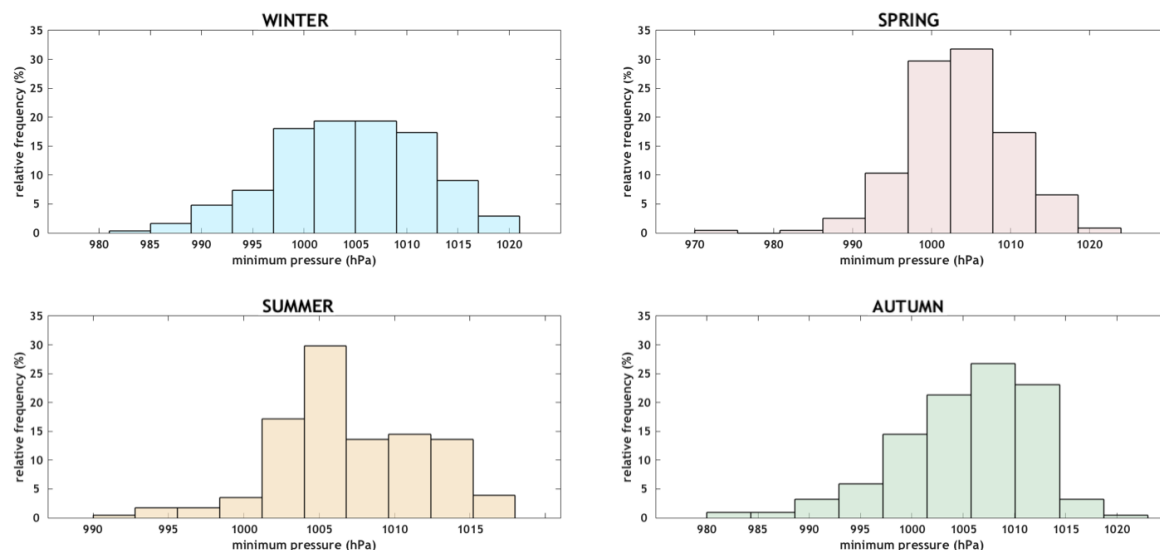
Σχήμα 4.17: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Παράλληλα, ενδιαφέρον αποτελεί η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην Μεσόγειο κατά τα έτη μελέτης και διήρκεσαν τουλάχιστον μία ημέρα (σχήμα 4.18), κάνοντας φανερές ενδεχόμενες εποχιακές μεταβολές ως προς το μέγεθος των υφέσεων. Μάλιστα, τα αποτελέσματα αυτής φαίνεται να έρχονται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των *Trigo et al.* (1999), οι οποίοι δημιούργησαν γραφήματα σε μορφή *scatterplots* για τις ελάχιστες πιέσεις των υφέσεων που μελετήθηκαν για τους ενδεικτικούς εποχιακούς μήνες Ιανουάριο, Απρίλιο και Αύγουστο.

Πιο συγκεκριμένα, κατά την περίοδο του χειμώνα εμφανίζεται το μεγαλύτερο ποσοστό ισχυρών υφέσεων από κάθε άλλη εποχή, ενώ παράλληλα μεγάλο είναι το ποσοστό των μέτριων και ασθενών υφέσεων. Μάλιστα, η μέση ελάχιστη πίεση των υφέσεων που δημιουργούνται στην περιοχή της Μεσογείου την εποχή αυτή υπολογίστηκε ως 1004.5 hPa. Αντίθετα, κατά την καλοκαιρινή περίοδο δεν εμφανίζονται σχεδόν καθόλου ισχυρές υφέσεις, με μικρότερη τιμή ελάχιστης πίεσης να είναι τα 980 hPa, χαρακτηρίζοντας αμελητέο ποσοστό υφέσεων, ενώ το ποσοστό των ασθενών και μέτριων υφέσεων είναι μεγαλύτερο από κάθε άλλη εποχή. Η μέση ελάχιστη πίεση για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή στην περιοχή μελέτης μας είναι 1007.1 hPa. Τέλος, η κατανομή της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργούνται κατά την άνοιξη και το φθινόπωρο φαίνεται να έχουν αρκετές ομοιότητες, εμφανίζοντας και ισχυρές περιπτώσεις υφέσεων, αρκετές περιπτώσεις μέτριων υφέσεων αλλά και πληθώρα ασθενών, καλύπτοντας παρόμοιο εύρος τιμών. Για τις εποχές της άνοιξης και του φθινοπώρου υπολογίστηκαν αντίστοιχα οι μέσες τιμές ελάχιστης πίεσης ως 1003.5 και 1005.4 hPa.

Φαίνεται λοιπόν, ότι για την περιοχή της Μεσογείου οι συνολικά ασθενέστερες υφέσεις λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του φθινοπώρου, ενώ οι συνολικά εντο-

νότερες κατά τη διάρκεια του χειμώνα.

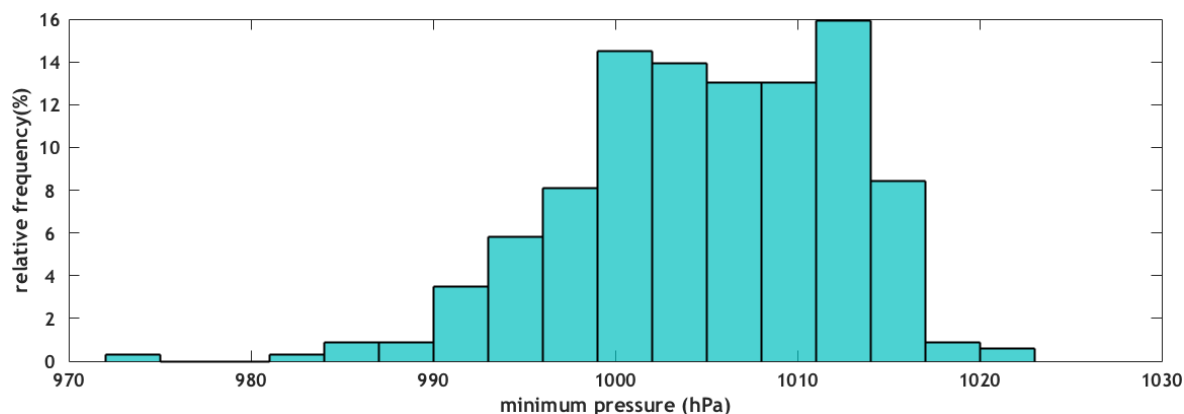


Σχήμα 4.18: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.4.2 Δυτική Μεσόγειος

Παρόμοια μορφή παρουσιάζει και η κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, όπως φαίνεται και από το σχήμα 4.19, με το μέγιστο ποσοστό των υφέσεων (67.0%) με ελάχιστη πίεση να εμφανίζεται στο διάστημα 1000 έως 1014 hPa . Αντίθετα, οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με ελάχιστη πίεση $P \leq 990$ hPa και $P \geq 1017$ hPa αποτελούν το ποσοστό 3.8%. Επιπλέον, γίνεται εμφανές ότι περισσότερο από το 75% των τιμών πίεσης βρίσκονται στο διάστημα 1000–1017 hPa , υπολογίζοντας τη μέση ελάχιστη πίεση των υφέσεων που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή ως 1005.2 hPa ανά έτος.

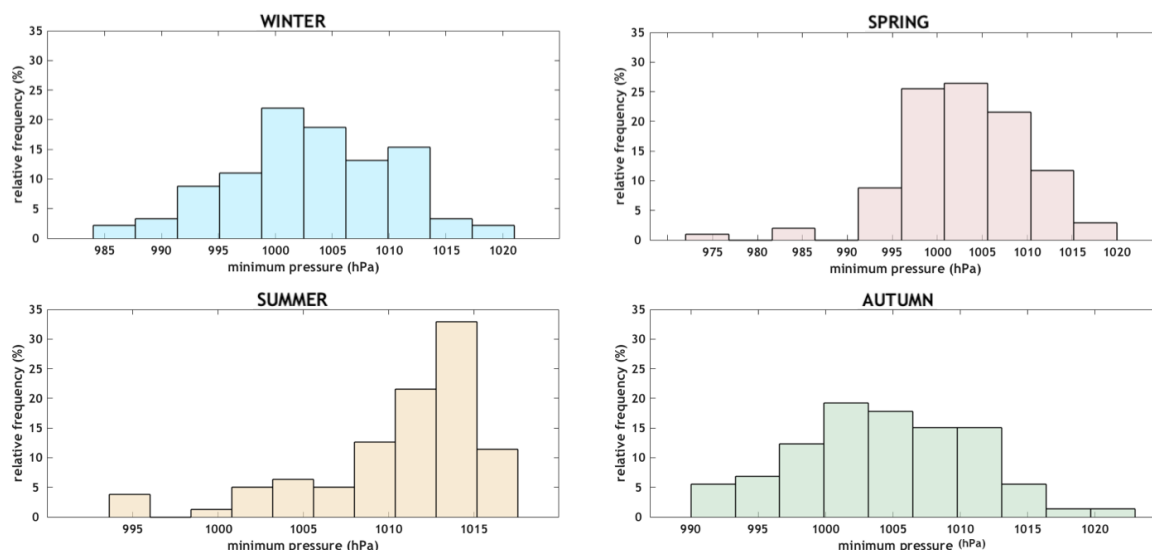
Επιπλέον, σύμφωνα με την ταξινόμηση των Maheras *et al.* (2001), από τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή αυτή και έχουν ελάχιστη διάρκεια 24 ώρες, το 51.9% αποτελούν ασθενείς υφέσεις, το 39.7% μέτριες, ενώ μόνο το ποσοστό της τάξεως του 8.4% αποτελεί ισχυρές υφέσεις.



Σχήμα 4.19: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Τέλος, στο σχήμα 4.20 παρουσιάζεται η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην Δυτική Μεσόγειο κατά τα έτη μελέτης 1990-2008 και διήρκεσαν τουλάχιστον μία ημέρα.

Πιο συγκεκριμένα, κατά την περίοδο του χειμώνα παρουσιάζεται το μεγαλύτερο ποσοστό ισχυρών υφέσεων από κάθε άλλη εποχή, ενώ η μέση ελάχιστη πίεση για τις υφέσεις που δημιουργούνται την περίοδο αυτή υπολογίστηκε ως 1003.0 *hPa*. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, αν και υπάρχει ένα ποσοστό σχετικά ισχυρών και μέτριων υφέσεων, η πλειοψηφία των υφέσεων που δημιουργούνται είναι ασθενείς υφέσεις, λαμβάνοντας το 70% αυτών ελάχιστες τιμές πίεσης μεγαλύτερες από 1010 *hPa*, ενώ η μέση ελάχιστη πίεση για όλες τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή αυτή κατά την εποχή του καλοκαιριού υπολογίστηκε ως 1010.6 *hPa*. Κατά την άνοιξη εμφανίζονται οι υφέσεις με τις μικρότερες τιμές ελάχιστης πίεσης, ακόμα και από αυτές που δημιουργούνται κατά την χειμερινή περίοδο του έτους, αν και το ποσοστό των υφέσεων αυτών είναι πολύ μικρό. Η μέση ελάχιστη πίεση για τις υφέσεις της εαρινής περιόδου βρέθηκε ως 1003.3 *hPa*. Τέλος, το φθινόπωρο περιλαμβάνει τόσο μέτριες όσο και ασθενείς υφέσεις σε σχετική ισορροπία, ενώ αν και δεν εμφανίζει υφέσεις με ελάχιστες τιμές πίεσης μικρότερες από 990 *hPa*, το ποσοστό των υφέσεων που γεννιούνται στην περιοχή αυτή κατά την εποχή του φθινοπώρου με ελάχιστη τιμή πίεσης από 990 έως 997 *hPa* υπερβαίνει το 10%. Μέση ελάχιστη πίεση για το σύνολο των υφέσεων της περιόδου αυτής είναι 1003.3 *hPa*.

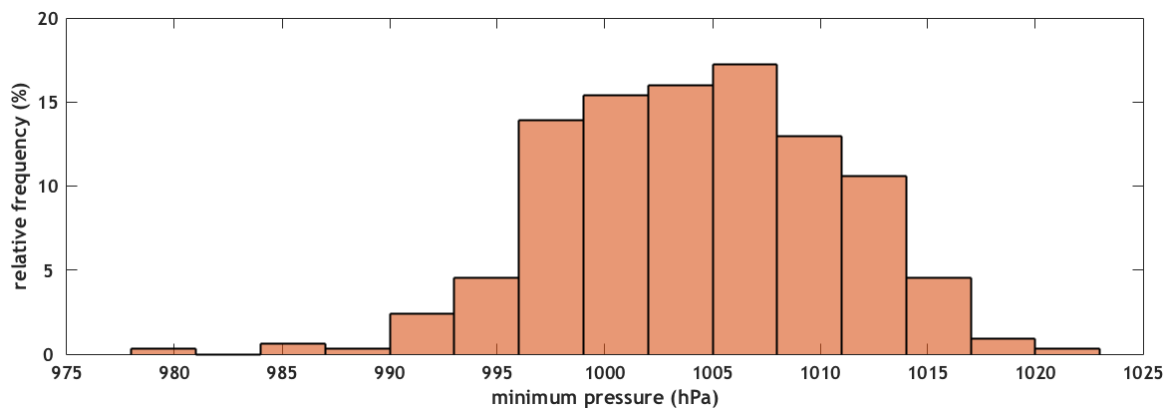


Σχήμα 4.20: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.4.3 Κεντρική Μεσόγειος

Παρόμοια μορφή παρουσιάζει και η κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων για την περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου (σχήμα 4.21), με το μέγιστο ποσοστό των υφέσεων (86.1%) με ελάχιστη πίεση να εμφανίζεται στο διάστημα 996 έως 1014 *hPa*. Αντίθετα, οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με ελάχιστη πίεση $P \leq 990$ *hPa* και $P \geq 1017$ *hPa* αποτελούν το ποσοστό μικρότερο του 2.5%. Επιπλέον, γίνεται εμφανές ότι περισσότερο από το 86% των τιμών ελάχιστης πίεσης βρίσκονται στο διάστημα 996–1014 *hPa*, ενώ υπολογίστηκε η μέση ελάχιστη πίεση των υφέσεων που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή ως 1004.3 *hPa* ανά έτος.

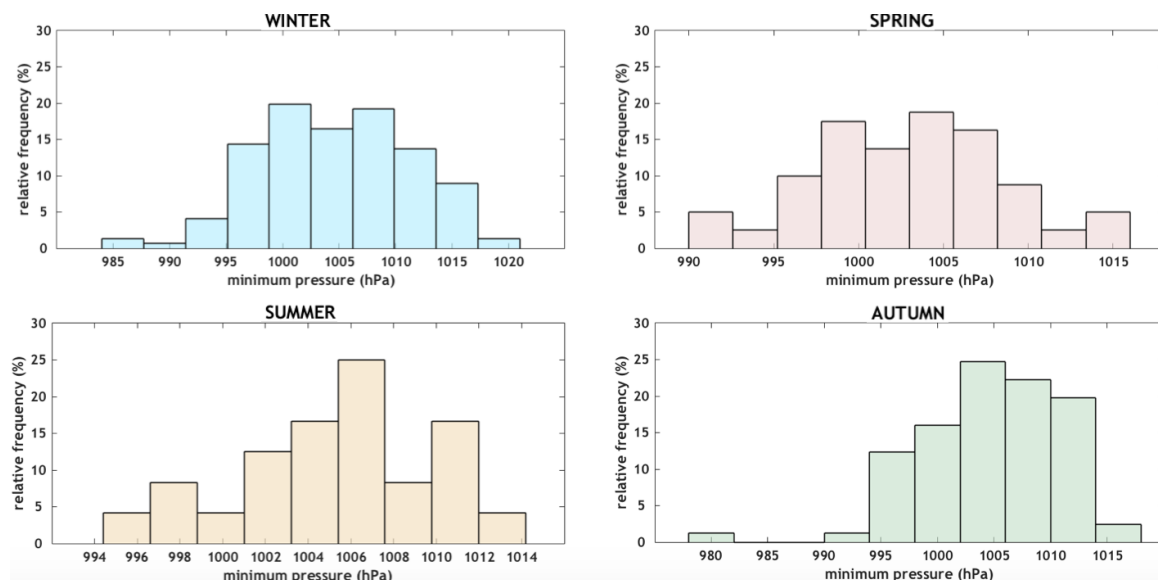
Επιπλέον, σύμφωνα με την ταξινόμηση των *Maheras et al.* (2001), από τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή αυτή και έχουν ελάχιστη διάρκεια 24 ώρες, το 46.5% αποτελούν ασθενείς υφέσεις, ανάλογο ποσοστό της τάξεως του 47.7% αποτελούν μέτριες υφέσεις, ενώ μόνο το 5.8% αποτελεί ισχυρές υφέσεις.



Σχήμα 4.21: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Ακολουθεί η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην Κεντρική Μεσόγειο κατά τις χρονιές μελέτης και διήρκεσαν τουλάχιστον μία ημέρα (σχήμα 4.22).

Αναλυτικότερα, κατά τη διάρκεια του χειμώνα συναντώνται οι υφέσεις που γεννήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου και έχουν τις μικρότερες αλλά και τις μεγαλύτερες τιμές ελάχιστης πίεσης από κάθε άλλη εποχή του έτους. Οι υφέσεις που δημιουργούνται κατά την περίοδο αυτή είναι σε ένα ποσοστό ισχυρές, αλλά κυρίως μέτριες ή και ασθενείς, ενώ η μέση τιμή ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις της συγκεκριμένης περιόδου υπολογίστηκε ως 1004.7 hPa. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού δεν εμφανίζονται καθόλου ισχυρές υφέσεις, παρά μόνο μέτριες και κυρίως ασθενείς, οι οποίες όμως λαμβάνουν ως μέγιστη τιμή ελάχιστης πίεσης τα 1015 hPa. Η μέση ελάχιστη πίεση για τις υφέσεις αυτές υπολογίστηκε ως 1005.5 hPa. Ως προς την περίοδο της άνοιξης, εμφανίζεται ένα ποσοστό ισχυρών υφέσεων σχετικά μεγαλύτερο από το αντίστοιχο της χειμερινής περιόδου, εάν λάβουμε υπόψη μας την κατηγοριοποίηση των υφέσεων από τους *Maheras et al.* (2001), ενώ στην πλειοψηφία της αποτελείται τόσο από μέτριες όσο και από ασθενέστερες υφέσεις. Μέση ελάχιστη πίεση των υφέσεων αυτών είναι τα 1002.9 hPa. Τέλος, το φθινόπωρο περιλαμβάνει μέτριες αλλά κυρίως ασθενείς υφέσεις, με ελάχιστες υφέσεις να είναι ισχυρές αλλά οι οποίες όμως παρουσιάζουν τις μικρότερες τιμές ελάχιστης πίεσης από τις αντίστοιχες υφέσεις κάθε άλλης εποχής για την περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου. Οι υφέσεις που παρουσιάζονται κατά την διάρκεια του φθινοπώρου στην περιοχή αυτή έχουν ως μέση ελάχιστη τιμή πίεσης τα 1004.8 hPa.

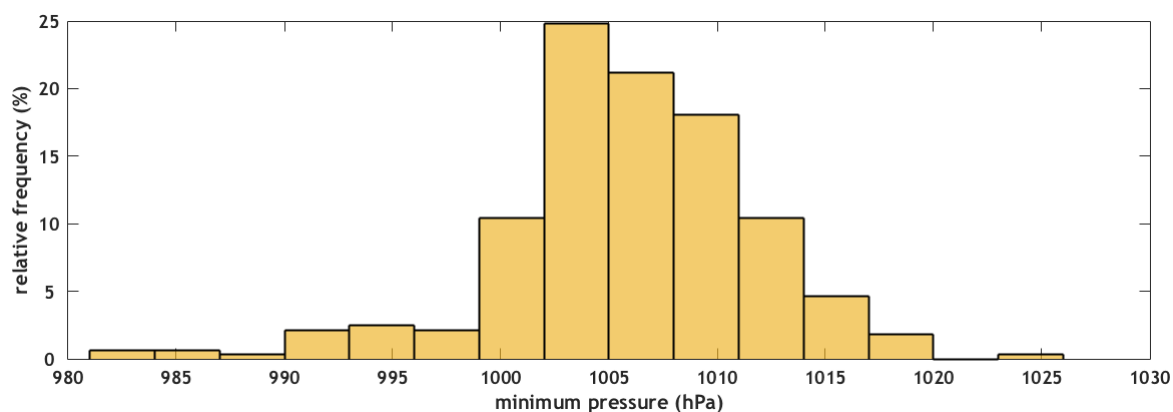


Σχήμα 4.22: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.4.4 Ανατολική Μεσόγειος

Ακολουθώντας και σε αυτή την περιοχή το ιστόγραμμα της ελάχιστης πίεσης μια αρκετά κανονικοποιημένη μορφή αλλά με μία ασυμμετρία στα αριστερά (σχήμα 4.23), φαίνεται να παρουσιάζει για τις υφέσεις με ελάχιστη πίεση από 998 έως 1014 hPa κύριο μέγιστο με ποσοστό εμφάνισης περίπου 86.5% επί του συνόλου αυτών. Αντίθετα, οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με ελάχιστη πίεση $P \leq 998$ hPa και $P \geq 1017$ hPa αποτελούν ποσοστό μικρότερο του 9.2%. Την ίδια στιγμή, γίνεται εμφανές ότι στην περιοχή αυτή εμφανίζεται πολύ μικρό ποσοστό υφέσεων με ελάχιστη πίεση μικρότερη από 1000 hPa, με ποσοστό 10.5%. Τέλος, υπολογίστηκε η μέση ελάχιστη πίεση των υφέσεων που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή ως 1005.8 hPa ανά έτος.

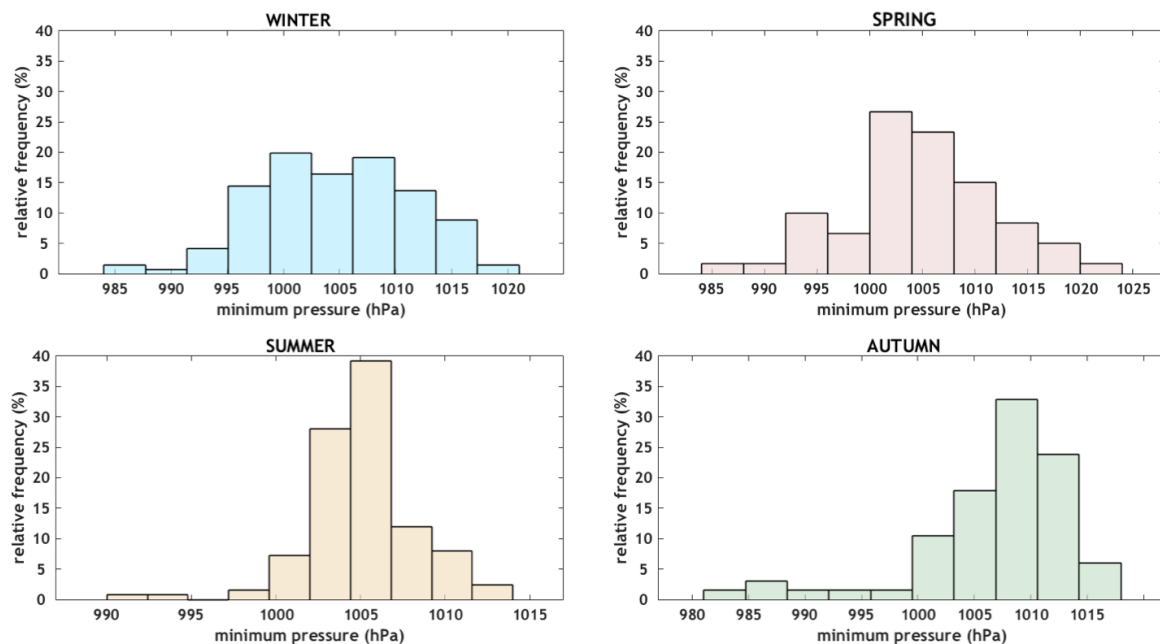
Σύμφωνα με την ταξινόμηση των *Maheras et al.* (2001), από τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και έχουν ελάχιστη διάρκεια 24 ώρες, το 56.4% αποτελούν ασθενείς υφέσεις, το 38.4% μέτριες, ενώ μόνο το 5.2% αποτελεί ισχυρές υφέσεις.



Σχήμα 4.23: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Παράλληλα, στο σχήμα 4.24 παρουσιάζεται η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο μελέτης 1990-2008 και οι οποίες διήρκεσαν τουλάχιστον μία ημέρα.

Πιο συγκεκριμένα, το χειμώνα εμφανίζεται μικρό ποσοστό τόσο ασθενών όσο και ισχυρών υφέσεων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Αντίθετα, πλειοψηφία αυτών αποτελούν με μεγάλο ποσοστό εμφάνισης οι μέτριες υφέσεις, οι οποίες ακολουθούν μια αρκετά ισορροπημένη κατανομή στο διάστημα 995-1015 *hPa*. Η μέση ελάχιστη πίεση για τις υφέσεις της εποχής αυτής υπολογίστηκε ως 1006.6 *hPa*. Αντίστοιχα αποτελέσματα φαίνεται να λαμβάνουμε και για την φθινοπωρινή περίοδο του έτους, η οποία για την περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται επίσης από πολύ μικρό ποσοστό τόσο ασθενών όσο και ισχυρών υφέσεων, με τιμή ελάχιστης πίεσης αυτών μικρότερη από 1000 *hPa*. Αντίθετα, η πλειοψηφία των υφέσεων αυτών εντοπίζεται στο διάστημα 1007-1014 *hPa* ως μέτριες υφέσεις. Έτσι, η μέση ελάχιστη πίεση για τις υφέσεις της εποχής αυτής υπολογίστηκε ως 1006.9 *hPa*. Κατά την άνοιξη φαίνεται να δημιουργείται το μεγαλύτερο ποσοστό ισχυρών υφέσεων για την περιοχή μελέτης μας, ενώ γενικότερα και η εποχή αυτή χαρακτηρίζεται από μέγιστο μέτρων υφέσεων, κυρίως στο διάστημα 1000-1008 *hPa*, ενώ η μέση ελάχιστη πίεση για τις υφέσεις της εποχής αυτής υπολογίστηκε ως 1005.2 *hPa*. Τέλος, το 70% των υφέσεων που δημιουργούνται στην περιοχή αυτή κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού χαρακτηρίζεται από τιμή ελάχιστης πίεσης από 1002 έως 1007 *hPa*, ενώ ελάχιστες είναι οι σχετικά ισχυρότερες υφέσεις (1.0%), με ελάχιστη τιμή αυτών τα 990 *hPa*. Η μέση ελάχιστη πίεση που υπολογίστηκε για τις υφέσεις της θερινής περιόδου για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου είναι 1004.7 *hPa*.



Σχήμα 4.24: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.4.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

Συνοψίζοντας, όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.25, υπάρχει σημαντική ομοιότητα στον τρόπο κατανομής των σχετικών συχνοτήτων της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών, ανάμεσα στις τρεις υποπεριοχές δημιουργίας τους, ακολουθώντας και οι τρεις κανονική κατανομή με διαφοροποιήσεις κυρίως στα διαστήματα όπου η ελάχιστη πίεση λαμβάνει τιμές από 995 έως 1000 *hPa*, από 1000 έως 1005 *hPa*, από 1005 έως 1010 *hPa* και από 1010 έως 1015 *hPa*.

Πιο συγκεκριμένα, το μεγαλύτερο ποσοστό των υφέσεων και για τις τρεις υποπεριοχές μελέτης (Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο) εμφανίζεται με ελάχιστη πίεση από 1000 έως 1010 *hPa*, με ποσοστά αντίστοιχα 48%, 55% και 68% επί του συνόλου της εκάστοτε υποπεριοχής. Παράλληλα, το ευρύτερο διάστημα τιμών ελάχιστης πίεσης από 995 έως 1015 *hPa*, χαρακτηρίζει αντίστοιχα το 85.2%, το 90.6% και το 90.2% των υφέσεων που δημιουργήθηκαν αντίστοιχα στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου. Αντίθετα, το ελάχιστο ποσοστό υφέσεων και για τις τρεις περιοχές παρουσιάζεται στα διαστήματα όπου $P \leq 990$ *hPa* και $P \geq 1020$ *hPa* με συνολικό ποσοστό αντίστοιχα 2.9%, 1.5% και 1.9%.

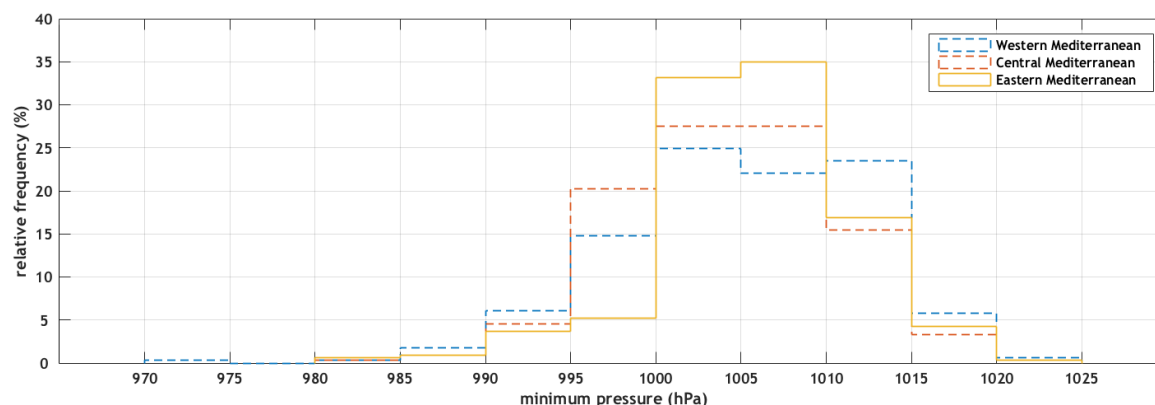
Επιπλέον, οι υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου καλύπτουν ένα μεγαλύτερο εύρος τιμών ελάχιστης πίεσης, από 972.6 *hPa* έως 1022.9 *hPa*, σε αντίθεση με τις υφέσεις που δημιουργούνται στην Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο που

καλύπτουν μικρότερο εύρος τιμών (980.5-1020.9 *hPa* και 981.9-1023.2 *hPa* αντίστοιχα).

Ως προς την κατανομή της μέσης τιμής των ελάχιστων πιέσεων των υφέσεων, η οποία φαίνεται στον πίνακα 4.1, ανά έτος και ανά εποχή ξεχωριστά σε κάθε μία από τις περιοχές μελέτης και αφορούν τα έτη 1990-2008, γίνεται φανερό ότι οι περισσότερες υφέσεις παρουσιάζουν ελάχιστη πίεση κατά τη εαρινή περίοδο, με μέση τιμή ελάχιστης πίεσης 1002.9 *hPa* και 1004.7 *hPa* αντίστοιχα για την Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο. Εξαιρέση προκαλούν οι υφέσεις της Δυτικής Μεσογείου οι οποίες παρουσιάζουν ελάχιστη μέση τιμή αυτής κατά την χειμερινή περίοδο με 1003 *hPa*. Μάλιστα, εντύπωση προκαλεί το γεγονός ότι στην Ανατολική Μεσόγειο οι μεγαλύτερες τιμές αυτής παρουσιάζονται κατά την περίοδο του φθινοπώρου αλλά και του χειμώνα, καθώς όπως φάνηκε και από το σχήμα 4.24, οι δύο αυτές εποχές χαρακτηρίζονται από το μεγαλύτερο ποσοστό ασθενών υφέσεων. Αντίθετα για την Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο οι μεγαλύτερες τιμές της μέσης ελάχιστης πίεσης εμφανίζονται κατά την θερινή περίοδο με 1010.6 και 1005.5 *hPa* αντίστοιχα.

Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί ότι οι υφέσεις που δημιουργούνται στην Κεντρική Μεσόγειο λαμβάνουν την μικρότερη μέση τιμή ελάχιστων πιέσεων (1004.3 *hPa*) ανά έτος, συγκριτικά με τις άλλες δύο περιοχές μελέτης, Ανατολική και Δυτική Μεσόγειο, που σημειώνουν αντίστοιχα 1005.8 *hPa* και 1005.2 *hPa*, με την Ανατολική Μεσόγειο να σημειώνει αρκετά μεγάλες μέσες τιμές αυτής και ανά εποχή (πίνακας 4.1).

Ως προς την κατηγοριοποίηση των υφέσεων κατά τους *Maheras et al.* (2001), το μεγαλύτερο ποσοστό ισχυρών υφέσεων παρατηρείται στην Δυτική Μεσόγειο (8.4%), το μεγαλύτερο ποσοστό μέτριων υφέσεων στην Κεντρική Μεσόγειο (47.7%), ενώ το μεγαλύτερο ποσοστό ασθενών υφέσεων εντοπίζεται στην Ανατολική Μεσόγειο (56.4%) υπολογιζόμενο επί του συνόλου της εκάστοτε περιοχής μελέτης.



Σχήμα 4.25: Συγκριτική αποτύπωση των σχετικών συχνοτήτων (%) της ελάχιστης πίεσης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου αντίστοιχα, κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Πίνακας 4.1 Μέση τιμή των ελάχιστων πιέσεων των υφέσεων (σε hPa), με ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες, οι οποίες γεννήθηκαν ξεχωριστά σε κάθε μία υποπεριοχή μελέτης, ανά έτος και εποχή.

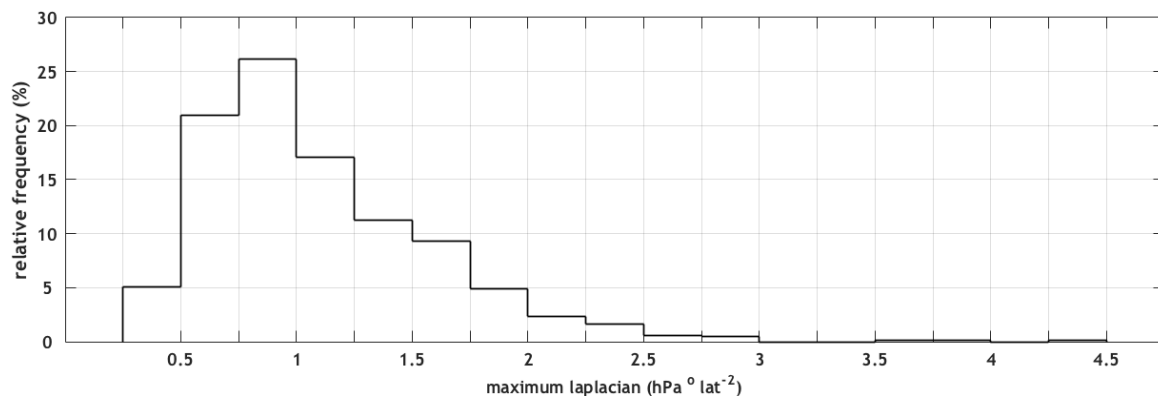
	Έτος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
Μεσόγειος	1005.1	1004.5	1003.5	1007.1	1005.4
Δυτική Μεσόγειος	1005.2	1003.0	1003.3	1010.6	1004.5
Κεντρική Μεσόγειος	1004.3	1004.7	1002.9	1005.5	1004.8
Ανατολική Μεσόγειος	1005.8	1006.6	1004.7	1005.2	1006.9

4.5 Μέγιστη Λαπλασιανή της κεντρικής πίεσης

Η λαπλασιανή της κεντρικής πίεσης ($\nabla^2 P$) αποτελεί ένα αποτελεσματικό μέτρο για τον προσδιορισμό της έντασης του χαμηλού (*Petterssen*, 1956), όπως έχει ήδη ειπωθεί και στο κεφάλαιο 3 της παρούσας εργασίας.

4.5.1 Μεσόγειος

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.26, η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή μελέτης και έχουν ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες, παρουσιάζει μία ασυμμετρία προς τα αριστερά. Παράλληλα, κύριο μέγιστο, με ποσοστό εμφάνισης 64.1%, παρουσιάζεται για τις υφέσεις με μέγιστη λαπλασιανή από 0.5 έως 1.25 $hPa^\circ lat^{-2}$, ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 0.5 hPa^\circ lat^{-2}$ και $\nabla^2 P \geq 1.75 hPa^\circ lat^{-2}$ αποτελούν ποσοστό μικρότερο του 15.4%. Καθώς λοιπόν το εύρος τιμών μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υπό μελέτη υφέσεις κυμαίνεται από 0.293 έως 4.381 $hPa^\circ lat^{-2}$ υπολογίστηκε η μέση ένταση των υφέσεων στην περιοχή αυτή ως 1.097 $hPa^\circ lat^{-2}$ ανά έτος.

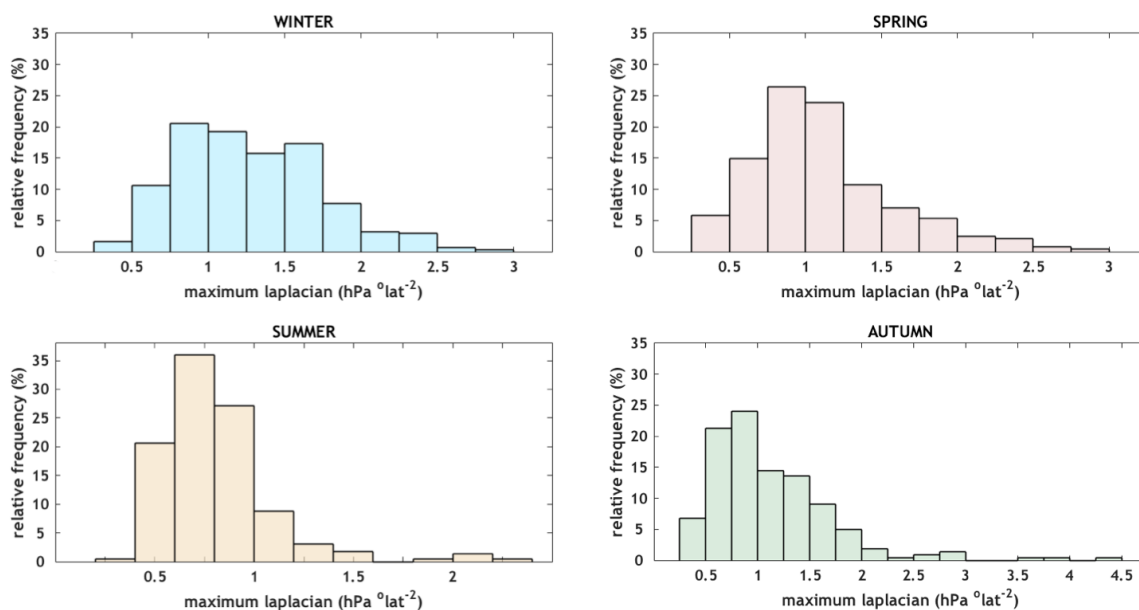


Σχήμα 4.26: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης έντασης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Στο σχήμα 4.27 που ακολουθεί παρουσιάζεται η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υφέσεις της Μεσογείου.

Πιο συγκεκριμένα, το χειμώνα η μέγιστη λαπλασιανή ακολουθεί μια αρκετά ισορροπημένη κατανομή, εμφανίζοντας κύριο μέγιστο (73.4%) στο διάστημα $0.75-1.75 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, ενώ καλύπτει ένα εύρος τιμών από 0 έως $3 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το χειμώνα στην περιοχή αυτή υπολογίστηκε ως $1.29 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$. Αντίθετα, το καλοκαίρι οι υφέσεις παρουσιάζουν μέγιστη λαπλασιανή που κυμαίνεται κυρίως στο εύρος 0.5 έως $1.5 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, καταλαμβάνοντας το μικρότερο εύρος τιμών από τις υπόλοιπες εποχές του έτους, ενώ έχει κύριο μέγιστο (76.8%) στο διάστημα $0.5-1 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή υπολογίστηκε ως $0.81 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$. Κατά την άνοιξη, παρατηρείται ένα κύριο μέγιστο (76%) στο διάστημα $0.5-1.5 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, καλύπτοντας γενικότερα το εύρος τιμών από 0 έως $3 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, όπως και το χειμώνα, ενώ εμφανίζει μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν την εποχή αυτή $1.11 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$. Τέλος, το φθινόπωρο παρουσιάζει κατανομή με έντονη συμμετρία προς τα αριστερά, καλύπτοντας το μεγαλύτερο εύρος τιμών αλλά με πολύ μικρό ποσοστό εμφάνισης για $\nabla^2 P \geq 2 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$. Παρουσιάζει κύριο μέγιστο (72.9%) στο διάστημα $0.5-1.5 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, ενώ η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή του φθινοπώρου στην περιοχή της Μεσογείου υπολογίστηκε ως $1.13 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$.

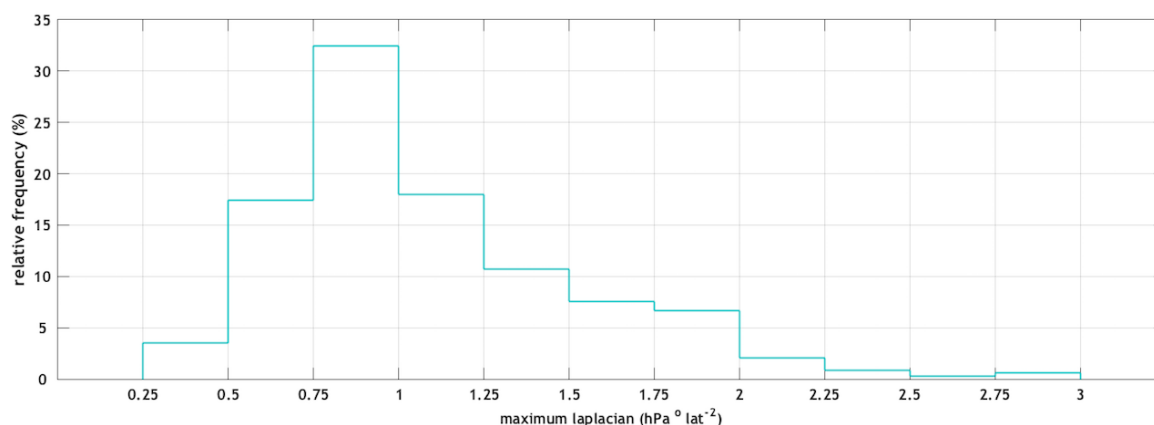
Γίνεται λοιπόν σαφές ότι οι υφέσεις με μεγαλύτερη ένταση λαμβάνουν χώρα κατά τη χειμερινή περίοδο, καθώς καταλαμβάνει το μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης υφέσεων για $\nabla^2 P \geq 1.5 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ από τις υπόλοιπες εποχές, ενώ οι ασθενέστερες κατά το καλοκαίρι.



Σχήμα 4.27: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.5.2 Δυτική Μεσόγειος

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.28, η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υπό μελέτη υφέσεις της Δυτικής Μεσογείου, ακολουθεί μια αρκετά κανονικοποιημένη κατανομή παρουσιάζοντας επίσης μία ασυμμετρία προς τα αριστερά. Παράλληλα, κύριο μέγιστο, με ποσοστό εμφάνισης 67.8%, παρουσιάζεται για τις υφέσεις με μέγιστη λαπλασιανή από 0.5 έως $1.25 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 0.5 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ και $\nabla^2 P \geq 2 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ αποτελούν ποσοστό μικρότερο του 7.3%. Επιπλέον, καθώς το εύρος τιμών μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υπό μελέτη υφέσεις κυμαίνεται από 0.386 έως $2.994 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, υπολογίστηκε η μέση ένταση των υφέσεων στην περιοχή αυτή ως $1.09 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ ανά έτος.



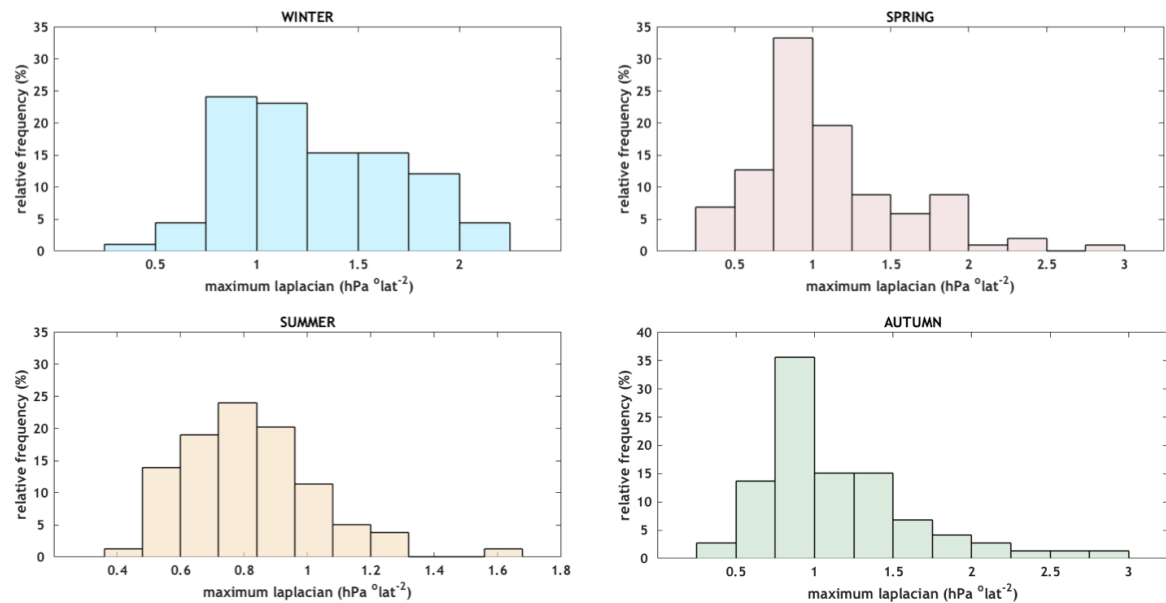
Σχήμα 4.28: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης έντασης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Στο σχήμα 4.29 που ακολουθεί, παρουσιάζεται η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

Πιο συγκεκριμένα, το χειμώνα η μέγιστη λαπλασιανή ακολουθεί μια αρκετά ισορροπημένη κατανομή, εμφανίζοντας μέγιστο (90.1%) στο ευρύτερο διάστημα $0.75\text{-}2 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, ενώ καλύπτει ένα εύρος τιμών από 0.25 έως $2.5 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το χειμώνα στην περιοχή αυτή υπολογίστηκε ως $1.28 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, με τις υφέσεις που έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.5 \text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ να αποτελούν το 31.9%. Αντίθετα, το καλοκαίρι οι υφέσεις παρουσιάζουν μέγιστη λαπλασιανή

που κυμαίνεται στο εύρος από 0.4 έως 1.7 $hPa^{\circ}lat^{-2}$, καταλαμβάνοντας το μικρότερο εύρος τιμών από τις υπόλοιπες εποχές του έτους, ενώ ελάχιστες είναι οι υφέσεις που έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.3 hPa^{\circ}lat^{-2}$. Κύριο μέγιστο (89.9%) για τις υφέσεις που δημιουργούνται την εποχή αυτή παρουσιάζεται στο διάστημα 0.5-1.1 $hPa^{\circ}lat^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή υπολογίστηκε ως 0.82 $hPa^{\circ}lat^{-2}$. Παράλληλα, οι κατανομές της μέγιστης λαπλασιανής για την εαρινή και φθινοπωρινή περίοδο του έτους παρουσιάζουν μεγάλες ομοιότητες, καλύπτοντας το ίδιο εύρος τιμών από 0.25 έως 3 $hPa^{\circ}lat^{-2}$, λαμβάνοντας ποσοστά 18.6% και 17.8% αντίστοιχα για τις υφέσεις αυτών μέγιστης λαπλασιανής $\nabla^2 P \leq 1.5 hPa^{\circ}lat^{-2}$ και μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν σε κάθε εποχή 1.09 $hPa^{\circ}lat^{-2}$ και 1.14 $hPa^{\circ}lat^{-2}$ αντίστοιχα.

Γίνεται λοιπόν σαφές ότι και στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου οι υφέσεις με μεγαλύτερη ένταση λαμβάνουν χώρα κατά τη χειμερινή περίοδο, καθώς καταλαμβάνει το μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης υφέσεων για $\nabla^2 P \geq 1.5 hPa^{\circ}lat^{-2}$ από τις υπόλοιπες εποχές του έτους, ενώ οι ασθενέστερες εμφανίζονται κατά το καλοκαίρι.

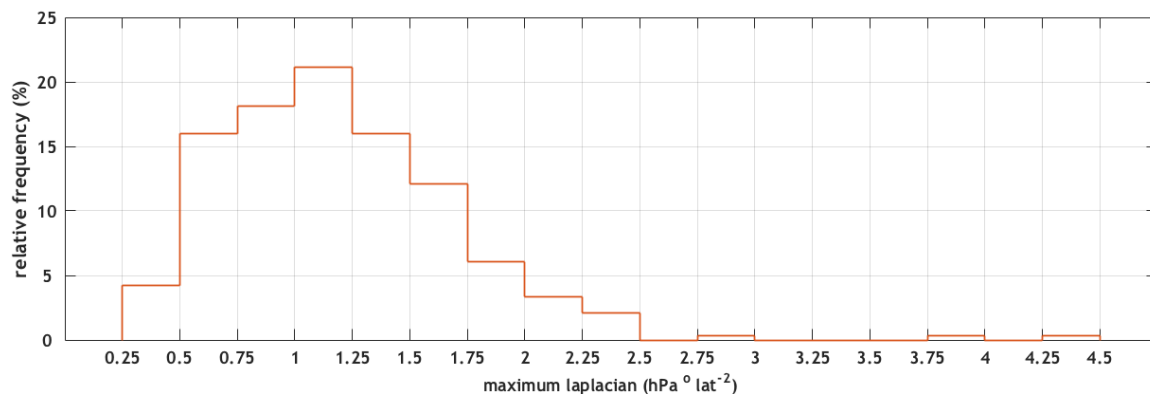


Σχήμα 4.29: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.5.3 Κεντρική Μεσόγειος

Παρόμοια μορφή ακολουθεί και η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υπό μελέτη υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, όπως φαίνεται στο σχήμα 4.30. Παράλληλα, κύριο μέγιστο, με ποσοστό εμφάνισης 83.4%,

παρουσιάζεται για τις υφέσεις με μέγιστη λαπλασιανή από 0.5 έως 1.75 $hPa^\circ lat^{-2}$, ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \geq 2hPa^\circ lat^{-2}$ αποτελούν ποσοστό της τάξεως του 6.3%. Επιπλέον, καθώς το εύρος τιμών μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υπό μελέτη υφέσεις κυμαίνεται από 0.317 έως 4.381 $hPa^\circ lat^{-2}$, υπολογίστηκε η μέση ένταση των υφέσεων στην περιοχή αυτή ως 1.20 $hPa^\circ lat^{-2}$ ανά έτος.

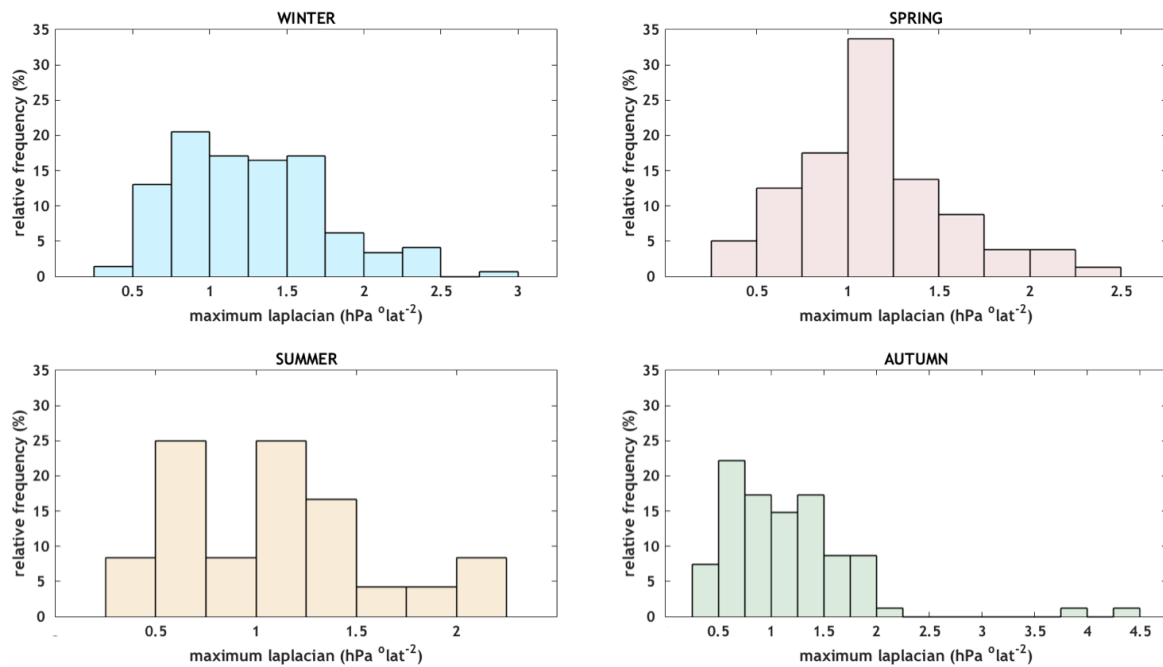


Σχήμα 4.30: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης έντασης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Στο σχήμα 4.31 που ακολουθεί παρουσιάζεται η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

Πιο συγκεκριμένα, το χειμώνα η μέγιστη λαπλασιανή ακολουθεί μια αρκετά ισορροπημένη κατανομή, εμφανίζοντας κύριο μέγιστο (84.3%) στο διάστημα 0.5-1.75 $hPa^\circ lat^{-2}$, ενώ καλύπτει ένα εύρος τιμών από 0.25 έως 3 $hPa^\circ lat^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το χειμώνα στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου υπολογίστηκε ως 1.28 $hPa^\circ lat^{-2}$, με τις υφέσεις που έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.5 hPa^\circ lat^{-2}$ να αποτελούν το 31.5%. Κατά την άνοιξη η μέγιστη λαπλασιανή των υφέσεων παρουσιάζει μια αρκετά κανονικοποιημένη κατανομή, η οποία καλύπτει ένα εύρος τιμών από 0.25 έως 2.5 $hPa^\circ lat^{-2}$. Επιπλέον, εμφανίζει κύριο μέγιστο (77.5%) στο διάστημα 0.5-1.5 $hPa^\circ lat^{-2}$, ενώ οι υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή αυτή κατά την εαρινή περίοδο και έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.5 hPa^\circ lat^{-2}$ αποτελούν το 17.5%, υπολογίζοντας τη μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν την εποχή αυτή ως 1.15 $hPa^\circ lat^{-2}$. Παράλληλα, η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής για την φθινοπωρινή περίοδο του έτους καλύπτει το μεγαλύτερο εύρος τιμών, από 0.25 έως 4.5 $hPa^\circ lat^{-2}$, όμως ελάχιστες (3.7%) είναι οι υφέσεις που χαρακτηρίζονται από μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.5 hPa^\circ lat^{-2}$. Κατά την περίοδο αυτή οι υφέσεις παρουσιάζουν μέγιστες τιμές λαπλασιανής από 0.5 έως 1.5 $hPa^\circ lat^{-2}$ σε ποσοστό 71.6%, ενώ λαμβάνουν μέγιστες τιμές λαπλασιανής $\nabla^2 P \leq 1.5 hPa^\circ lat^{-2}$ σε ποσοστό 21.0%. Έτσι, η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή υπολογίστηκε ως 1.15 $hPa^\circ lat^{-2}$. Τέλος,

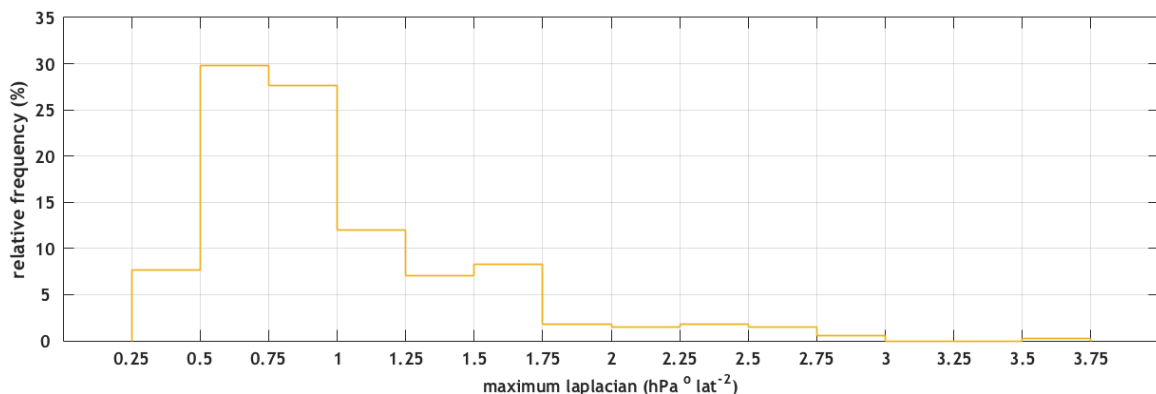
οι υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή αυτή κατά την θερινή περίοδο παρουσιάζουν μέγιστη λαπλασιανή που κυμαίνεται στο εύρος τιμών 0.25 έως 2.25 $hPa^{\circ}lat^{-2}$. Μάλιστα, μεγάλο είναι το ποσοστό (19.1%) εκείνων που έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.5 hPa^{\circ}lat^{-2}$, δείχνοντας ότι αν και οι υφέσεις που δημιουργούνται στην Κεντρική Μεσόγειο κατά το καλοκαίρι είναι λίγες έχουν όμως σχετικά μεγάλη ένταση, ενώ η μέση μέγιστη της λαπλασιανής αυτών είναι 1.09 $hPa^{\circ}lat^{-2}$.



Σχήμα 4.31: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.5.4 Ανατολική Μεσόγειος

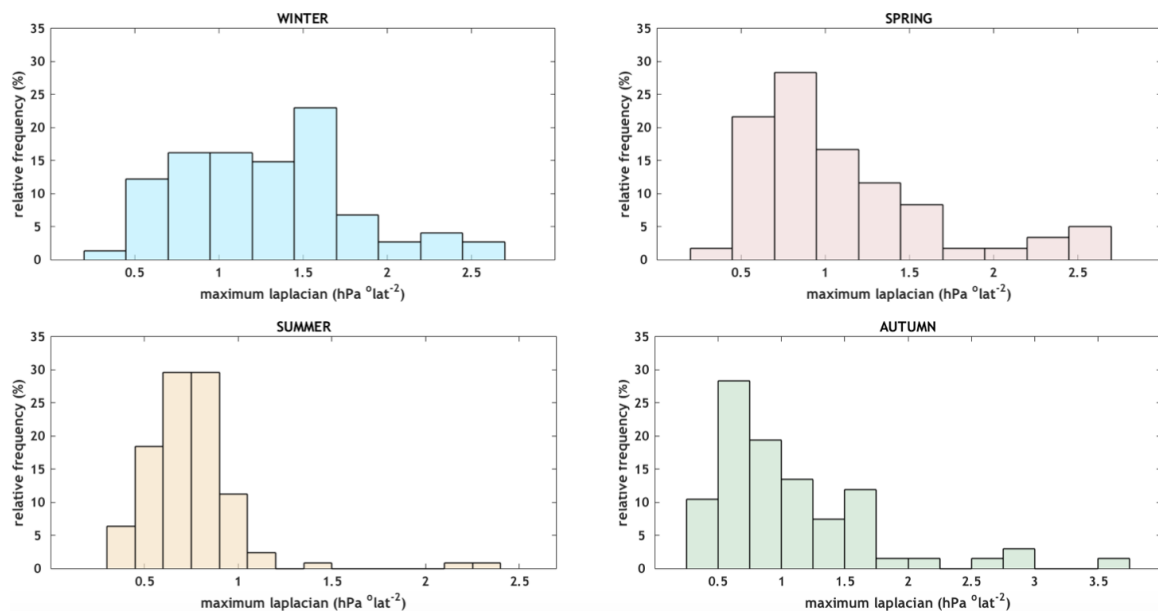
Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.32, η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υπό μελέτη υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, παρουσιάζει επίσης μία ασυμμετρία προς τα αριστερά. Παράλληλα, κύριο μέγιστο (57.5%) παρουσιάζεται για τις υφέσεις με μέγιστη λαπλασιανή από 0.5 έως 1 $hPa^{\circ}lat^{-2}$, ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \geq 1.75 hPa^{\circ}lat^{-2}$ αποτελούν ποσοστό της τάξεως του 7.7%. Επιπλέον, το εύρος τιμών της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υπό μελέτη υφέσεις κυμαίνεται από 0.293 έως 3.601 $hPa^{\circ}lat^{-2}$, με μέση ένταση των υφέσεων στην περιοχή αυτή να είναι 0.99 $hPa^{\circ}lat^{-2}$ ανά έτος.



Σχήμα 4.32: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης έντασης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Στο σχήμα 4.33 που ακολουθεί, παρουσιάζεται η εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008.

Αναλυτικότερα, για τις υφέσεις που γεννιούνται κατά τη διάρκεια του χειμώνα η μέγιστη λαπλασιανή ακολουθεί μια αρκετά ισορροπημένη κατανομή, εμφανίζοντας κύριο μέγιστο (83.8%) στο διάστημα $0.5-1.75 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$, ενώ καλύπτει ένα εύρος τιμών από 0.25 έως $2.75 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου υπολογίστηκε ως $1.29 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$, με τις υφέσεις που έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.5 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$ να αποτελούν το 33.8%. Κατά την άνοιξη η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής των υφέσεων παρουσιάζει μια ασυμμετρία στα αριστερά, εμφανίζοντας κύριο μέγιστο (80.0%) επίσης στο διάστημα 0.5-1.75, ενώ καλύπτει ένα εύρος τιμών από 0.25 έως $2.75 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου υπολογίστηκε ως $1.09 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$, με τις υφέσεις που έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.5 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$ να αποτελούν το 18.3%. Παράλληλα, η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής για την φθινοπωρινή περίοδο του έτους καλύπτει το μεγαλύτερο εύρος τιμών, από 0.25 έως $3.75 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$, όμως ελάχιστες (9.0%) είναι οι υφέσεις που χαρακτηρίζονται από μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1.75 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$. Κατά την περίοδο αυτή οι υφέσεις παρουσιάζουν μέγιστες τιμές λαπλασιανής από 0.5 έως $1.25 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$ σε ποσοστό 61.2%, ενώ το ποσοστό των 20.9% υφέσεων λαμβάνουν μέγιστες τιμές λαπλασιανής $\nabla^2 P \leq 1.5 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$. Η μέση μέγιστη λαπλασιανή για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή υπολογίστηκε ως $1.07 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$. Τέλος, οι υφέσεις που δημιουργούνται στην Ανατολική Μεσόγειο κατά την θερινή περίοδο παρουσιάζουν μέγιστη λαπλασιανή που κυμαίνεται στο εύρος 0.25 έως $1 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$, με ελάχιστες (6.4%) να είναι οι υφέσεις εκείνες που χαρακτηρίζονται από μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$. Αν και την περίοδο αυτή εμφανίζεται αρκετά αυξημένος αριθμός κυκλογενετικών επεισοδίων στην Ανατολική Μεσόγειο, οι υφέσεις αυτές δεν είναι έντονες καθώς το 93.6% αυτών έχουν μέγιστη λαπλασιανή $\nabla^2 P \leq 1 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$, ενώ η μέση μέγιστη της λαπλασιανής τους υπολογίστηκε ως $0.74 \text{ hPa}^\circ \text{lat}^{-2}$.



Σχήμα 4.33: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.5.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

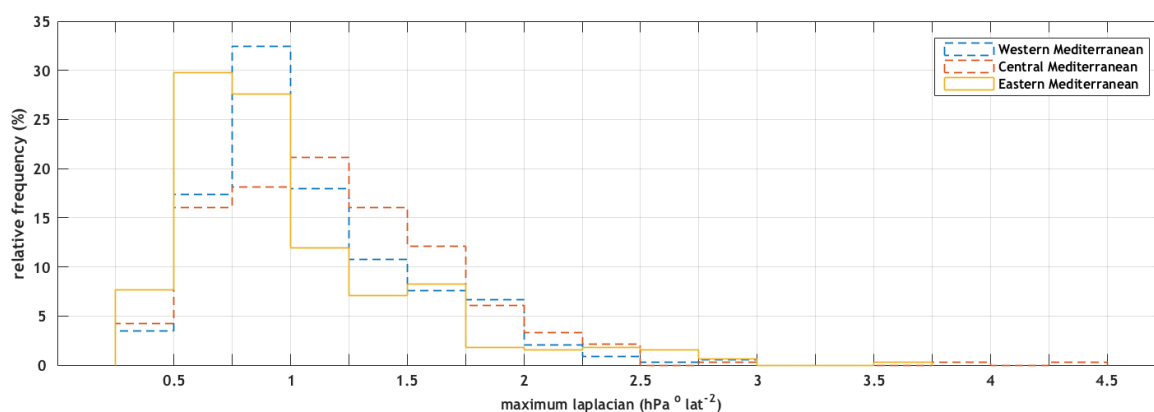
Συνοψίζοντας, όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.34, υπάρχει ομοιότητα στον τρόπο κατανομής των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης έντασης των υφέσεων ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών, ανάμεσα στις τρεις υποπεριοχές δημιουργίας τους. Όμως, αν και στις τρεις αυτές περιοχές τα μέγιστα της λαπλασιανής των υφέσεων λαμβάνουν τα μεγαλύτερα ποσοστά στο ευρύτερο διάστημα $0.5\text{--}1.25\text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, με αντίστοιχα ποσοστά εμφάνισης 67.8%, 55.3% και 69.6% για τη Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο, η κατανομή της μέγιστης λαπλασιανής για τις υφέσεις της Κεντρικής Μεσογείου φαίνεται να ακολουθούν μια πιο ομαλή κατανομή, ενώ η κατανομή αυτής για τις υπόλοιπες δύο υποπεριοχές μελέτης παρουσιάζει μεγαλύτερες διακυμάνσεις με μία ασυμμετρία προς τα αριστερά.

Παράλληλα, στο διάστημα που προαναφέρθηκε ανήκουν και οι μέσες τιμές της μέγιστης λαπλασιανής της πίεσης για τις υφέσεις κάθε υποπεριοχής (Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου) που υπολογίστηκαν ως 1.09 , 1.20 και $0.99\text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ αντίστοιχα. Αντίθετα, το ελάχιστο ποσοστό υφέσεων και για τις τρεις περιοχές παρουσιάζεται για $\nabla^2 P \leq 2\text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ με συνολικό ποσοστό αντίστοιχα 7.3%, 6.3% και 1.75%.

Επιπλέον, παρατηρείται ότι οι υφέσεις που δημιουργούνται σε κάθε υποπεριοχή μελέτης καλύπτουν διαφορετικό εύρος τιμών μέγιστης λαπλασιανής της πίεσης, με αυτές της Δυτικής Μεσογείου να κυμαίνονται από 0.386 έως $2.994\text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$, της Κεντρικής Μεσογείου από 0.317 έως $4.381\text{ hPa}^\circ\text{lat}^{-2}$ και τέλος της Ανατολικής Μεσογείου από 0.293 έως 3.601

$hPa^{\circ}lat^{-2}$.

Ως προς την κατανομή της μέσης τιμής της μέγιστης λαπλασιανής των υφέσεων, η οποία φαίνεται στον πίνακα 4.2, ανά έτος και ανά εποχή ξεχωριστά σε κάθε μία από τις περιοχές μελέτης, αλλά και τα γραφήματα εποχιακών κατανομών που προηγήθηκαν (σχήμα 4.29, 4.31 και 4.33) και αφορούν τα έτη 1990-2008, γίνεται φανερό ότι οι περισσότερες υφέσεις παρουσιάζουν μέγιστη ένταση κατά την χειμερινή περίοδο του έτους. Αντίθετα, οι υφέσεις που δημιουργούνται κατά τη θερινή περίοδο χαρακτηρίζονται από πολύ μικρότερη ένταση. Ως προς τις υφέσεις της φθινοπωρινής και εαρινής περιόδου, αν και εμφανίζουν υψηλές τιμές λαπλασιανής που σε αρκετές περιπτώσεις ξεπερνούν αυτές που διαπιστώνονται κατά τη χειμερινή περίοδο, η πλειοψηφία των υφέσεων που συναντώνται κατά τις περιόδους αυτές έχουν πολύ μικρή ένταση.



Σχήμα 4.34: Συγκριτική αποτύπωση των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης έντασης των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου αντίστοιχα, κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Πίνακας 4.2 Μέση τιμή της μέγιστης λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης των υφέσεων (σε $hPa^{\circ}lat^{-2}$), με ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες, οι οποίες γεννήθηκαν ξεχωριστά σε κάθε μία υποπεριοχή μελέτης, ανά έτος και εποχή.

	Έτος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
Μεσόγειος	1.10	1.29	1.11	0.81	1.13
Δυτική Μεσόγειος	1.09	1.28	1.09	0.82	1.14
Κεντρική Μεσόγειος	1.20	1.28	1.15	1.09	1.15
Ανατολική Μεσόγειος	0.99	1.29	1.09	0.74	1.07

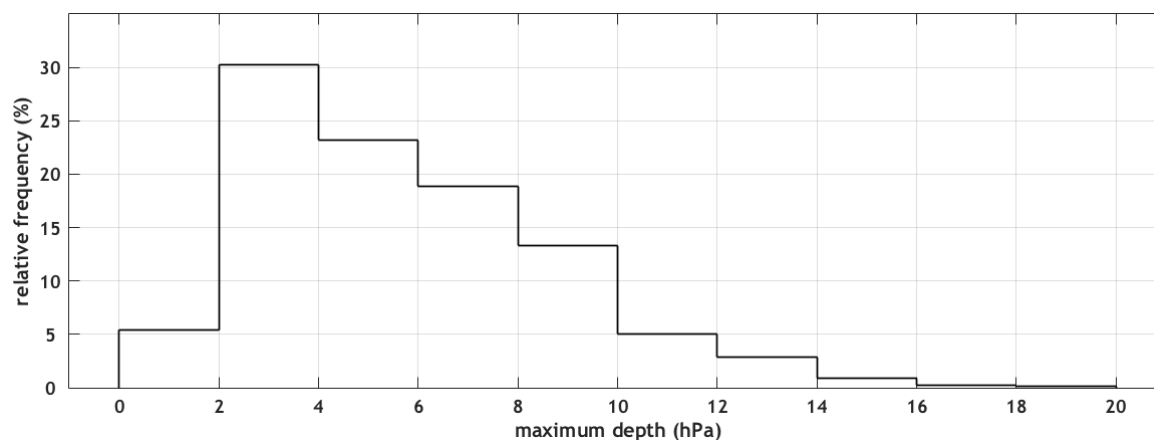
4.6 Μέγιστο βάθος

Το βάθος της ύφεσης ουσιαστικά αντιπροσωπεύει την συνολική επίδραση ενός χαμηλού, συνδυάζοντας το μέγεθος (ακτίνα) και την ένταση (λαπλασιανή της κεντρικής πίεσης) αυτού, όπως έχει ήδη αναλυθεί στο κεφάλαιο 3.

4.6.1 Μεσόγειος

Όπως φαίνεται στο σχήμα 4.35, η κατανομή του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή μελέτης και έχουν ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες, ακολουθεί μια κανονικοποιημένη μορφή παρουσιάζοντας μία ασυμμετρία προς τα αριστερά. Παράλληλα, η πλειοψηφία των μέγιστων τιμών βάθους για τις υπό μελέτη υφέσεις είναι στην κλίμακα από 2 έως 10 hPa , με ποσοστό εμφάνισης 85.5%, και κύριο μέγιστο στο διάστημα 2-4 hPa με ποσοστό 30.3%, ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστο βάθος μεγαλύτερο από 12 hPa αποτελούν συνολικό ποσοστό της τάξεως του 4.1%.

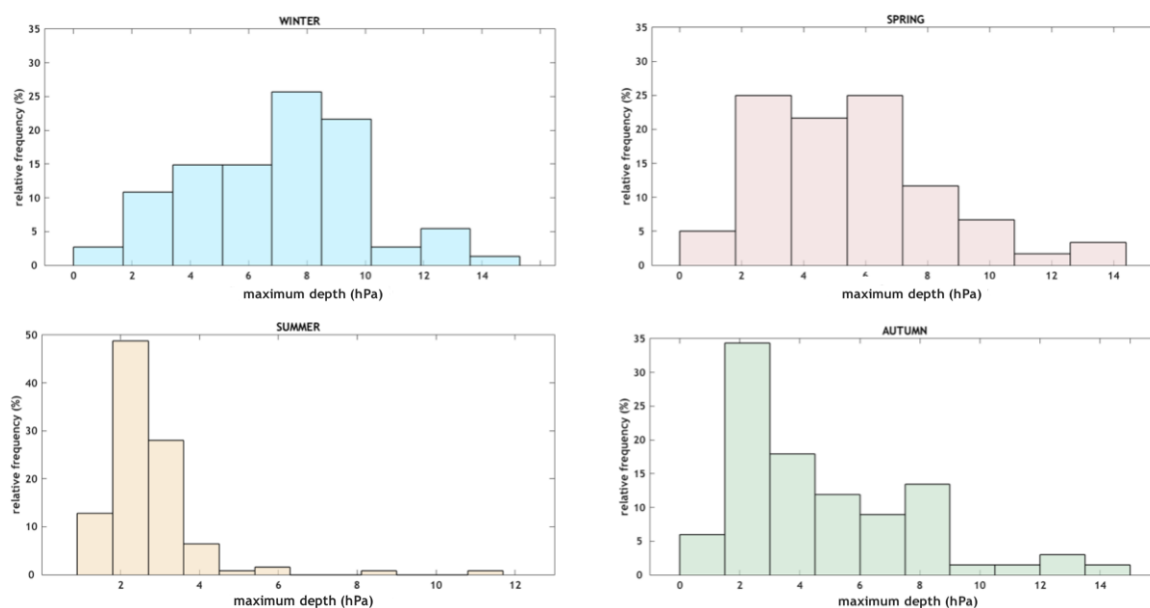
Καθώς το εύρος τιμών μέγιστου βάθους για τις υπό μελέτη υφέσεις στην περιοχή της Μεσογείου κυμαίνεται από 0.955 έως 18.062 hPa , υπολογίστηκε το μέσο μέγιστο βάθος των υφέσεων στην περιοχή αυτή ως 5.73 hPa ανά έτος.



Σχήμα 4.35: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Ως προς την εποχιακή κατανομή του μέγιστου βάθους των υπό μελέτη υφέσεων, που παρουσιάζεται στο σχήμα 4.36, παρατηρείται ότι το εύρος τιμών του μέγιστου βάθους που χαρακτηρίζει τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά τη θερινή περίοδο είναι πολύ μικρότερο σε σχέση με εκείνων που γεννήθηκαν τις υπόλοιπες εποχές του έτους. Αντίθετα, παρουσιάζει μέγιστη συγκέντρωση (64.9%) στο διάστημα 1-3.5 hPa , ενώ μόνο ένα ποσοστό της τάξεως του 14.5% χαρακτηρίζεται από $D \geq 4.5 hPa$. Έτσι, το μέσο μέγιστο βάθος για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το καλοκαίρι στην περιοχή της Μεσογείου υπολογίστηκε ως 3.33 hPa .

Παράλληλα, αν και οι κατανομές του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά τις εποχές του χειμώνα, της άνοιξης και του φθινοπώρου φαίνεται να καλύπτουν το ίδιο εύρος τιμών (0-18 hPa), κατά τη χειμερινή περίοδο λιγότερες είναι οι υφέσεις που χαρακτηρίζονται με χαμηλές τιμές μέγιστου βάθους σε αντίθεση με τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν κατά τις άλλες δύο εποχές (άνοιξη και φθινόπωρο). Μάλιστα, οι μέσες τιμές μέγιστου βάθους που υπολογίστηκαν αντίστοιχα για τις υφέσεις του χειμώνα, της άνοιξης και του φθινοπώρου είναι 7.41 hPa , 5.87 hPa και 5.82 hPa , ενώ το ποσοστό των υφέσεων με $D \leq 8hPa$ που αντιστοιχεί σε κάθε εποχή που προαναφέρθηκε είναι 38.6%, 19.8% και 22.6%.

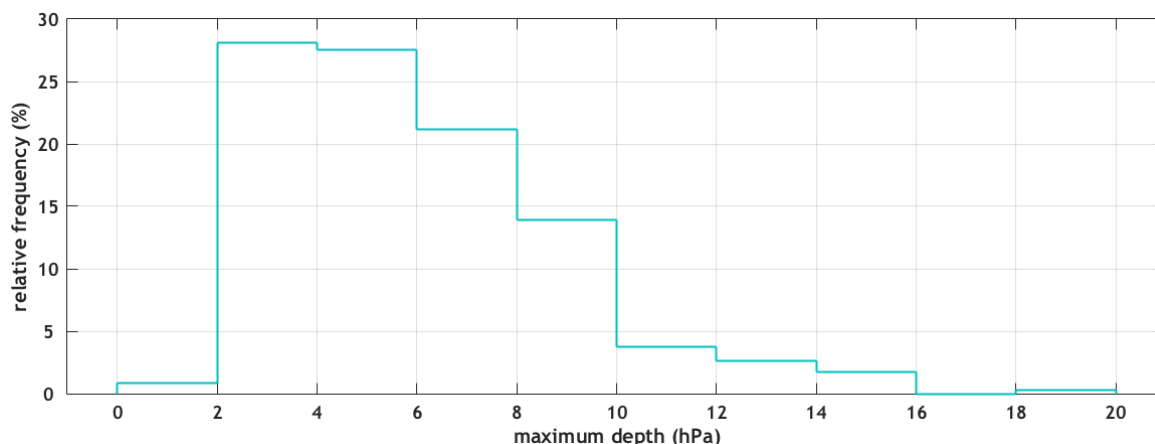


Σχήμα 4.36: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.6.2 Δυτική Μεσόγειος

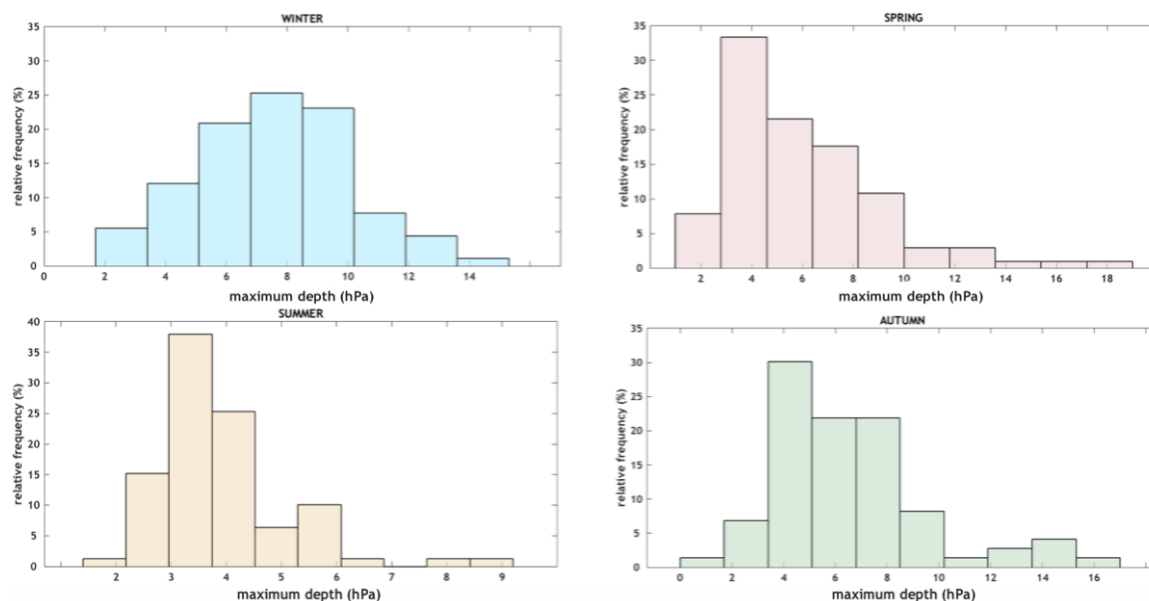
Την ίδια μορφή φαίνεται να ακολουθεί και το ιστόγραμμα της κατανομής του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου και έχουν ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες (σχήμα 4.37), με μία όμως μεγαλύτερη ασυμμετρία στα αριστερά. Η πλειοψηφία των μέγιστων τιμών βάθους, για τις υπό μελέτη υφέσεις, συνεχίζει να είναι στην κλίμακα από 2 έως 10 hPa , με ποσοστό εμφάνισης 90.7%, και κύριο μέγιστο στο διάστημα 2-6 hPa με ποσοστό 55.7%, ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστο βάθος μεγαλύτερο από 12 hPa αποτελούν συνολικό ποσοστό της τάξεως του 4.6%.

Καθώς το εύρος τιμών μέγιστου βάθους για τις υπό μελέτη υφέσεις στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κυμαίνεται από 1.294 έως 18.062 hPa , υπολογίστηκε το μέσο μέγιστο βάθος των υφέσεων στην περιοχή αυτή ως 6.04 hPa ανά έτος.



Σχήμα 4.37: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Ως προς την εποχιακή κατανομή του μέγιστου βάθους των υπό μελέτη υφέσεων για την περιοχή της Δυτικής Μεσογείου (σχήμα 4.38) παρατηρείται ξανά ότι το εύρος τιμών του μέγιστου βάθους που χαρακτηρίζει τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά τη θερινή περίοδο είναι πολύ μικρότερο σε σχέση με εκείνων που γεννήθηκαν τις υπόλοιπες εποχές του έτους. Αντίθετα, παρουσιάζει μέγιστη συγκέντρωση (78.5%) στο διάστημα 2-4.5 hPa , ενώ μόνο ένα ποσοστό της τάξεως του 20.3% χαρακτηρίζεται από $D \geq 4.5 hPa$. Έτσι, το μέσο μέγιστο βάθος για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το καλοκαίρι στην περιοχή της Μεσογείου υπολογίστηκε ως 3.88 hPa . Παράλληλα, αν και οι κατανομές του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά την εαρινή και φθινοπωρινή περίοδο του έτους φαίνεται να καλύπτουν ένα ευρύτερο φάσμα τιμών, σε σχέση με αυτό της χειμερινή περιόδου, λιγότερες είναι οι υφέσεις που χαρακτηρίζονται με χαμηλές τιμές μέγιστου βάθους και δημιουργήθηκαν το χειμώνα σε αντίθεση με τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν κατά τις άλλες δύο εποχές (άνοιξη και φθινόπωρο). Μάλιστα, οι μέσες τιμές μέγιστου βάθους που υπολογίστηκαν αντίστοιχα για τις υφέσεις του χειμώνα, της άνοιξης και του φθινοπώρου είναι 7.51 hPa , 6.09 hPa και 6.49 hPa , ενώ το ποσοστό των υφέσεων με $D \geq 8 hPa$ που αντιστοιχεί σε κάθε εποχή που προαναφέρθηκε είναι 41.8%, 21.6% και 20.6%.

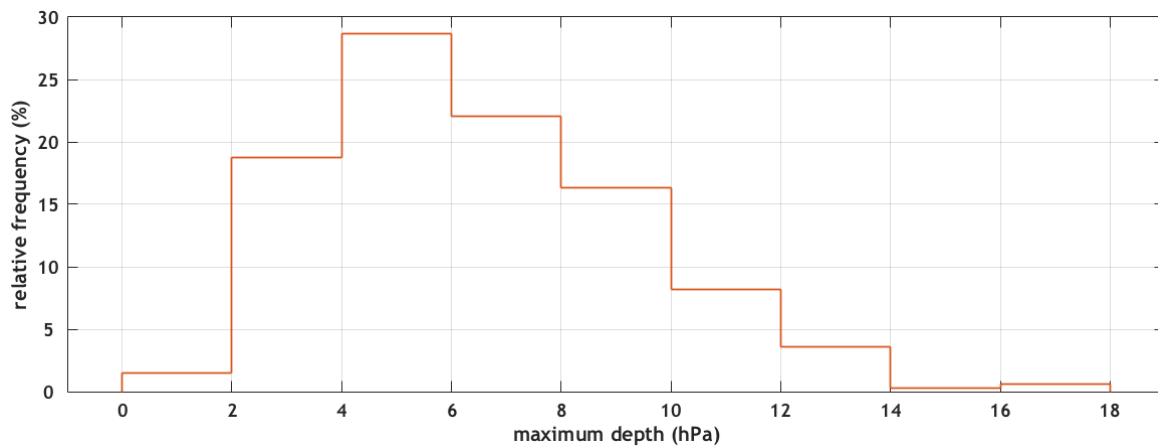


Σχήμα 4.38: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.6.3 Κεντρική Μεσόγειος

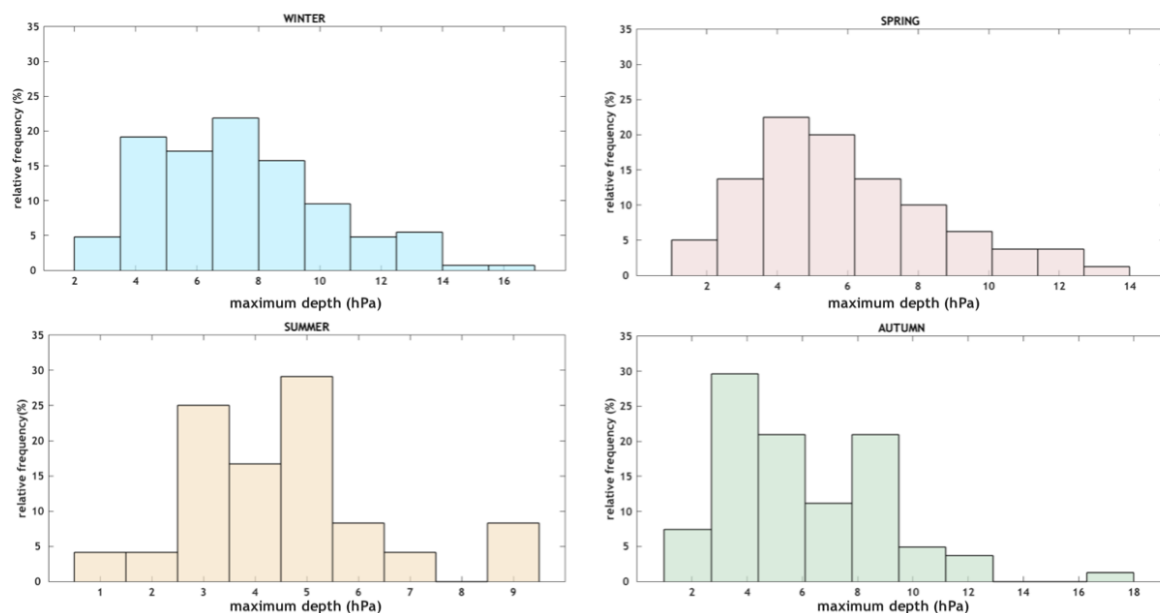
Παρόμοια μορφή ακολουθεί και το ιστόγραμμα της κατανομής του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου και έχουν ελάχιστη διάρκεια 24 ώρες, με μια ασυμμετρία στα αριστερά, όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.39. Παράλληλα, η πλειοψηφία των μέγιστων τιμών βάθους, για τις υπό μελέτη υφέσεις στην περιοχή αυτή, συνεχίζει να είναι στην κλίμακα από 2 έως 10 hPa , με ποσοστό εμφάνισης 89.6%, και κύριο μέγιστο αυτή τη φορά στο διάστημα 4-8 hPa με ποσοστό 52.3%, ενώ αντίθετα οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστο βάθος μεγαλύτερο από 12 hPa αποτελούν συνολικό ποσοστό της τάξεως του 4.6%.

Καθώς το εύρος τιμών μέγιστου βάθους για τις υπό μελέτη υφέσεις στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κυμαίνεται από 1.165 έως 17.071 hPa , υπολογίστηκε το μέσο μέγιστο βάθος των υφέσεων στην περιοχή αυτή ως 6.52 hPa ανά έτος.



Σχήμα 4.39: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Ως προς την εποχιακή κατανομή του μέγιστου βάθους των υπό μελέτη υφέσεων για την περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, που παρουσιάζεται στο σχήμα 4.40, παρατηρείται ξανά ότι το εύρος τιμών του μέγιστου βάθους που χαρακτηρίζει τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά τη θερινή περίοδο είναι πολύ μικρότερο σε σχέση με εκείνων που γεννήθηκαν τις υπόλοιπες εποχές του έτους. Βέβαια, αυτή τη φορά παρουσιάζει μέγιστη συγκέντρωση (70.8%) στο διάστημα 2.5-5.5 hPa, ενώ μόνο ένα ποσοστό της τάξεως του 20.8% χαρακτηρίζεται από $D \geq 5.5$ hPa. Έτσι, το μέσο μέγιστο βάθος για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το καλοκαίρι στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου υπολογίστηκε ως 4.62 hPa. Παράλληλα, αν και οι κατανομές του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά την χειμερινή και εαρινή περίοδο του έτους φαίνεται να έχουν παρόμοια μορφή, παρουσιάζοντας μέγιστα στα ίδια διαστήματα, η κατανομή της χειμερινής περιόδου φαίνεται να καλύπτει ένα λίγο μεγαλύτερο εύρος τιμών. Μάλιστα, οι μέσες τιμές μέγιστου βάθους που υπολογίστηκαν αντίστοιχα για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν κατά την εποχή του χειμώνα και της άνοιξης είναι αντίστοιχα 7.44 hPa και 5.87 hPa, ενώ το ποσοστό των υφέσεων με $D \geq 8$ hPa που αντιστοιχεί σε κάθε εποχή που προαναφέρθηκε είναι 37.0% και 20.0%. Τέλος, η κατανομή μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά τη φθινοπωρινή περίοδο του έτους παρουσιάζει πολύ μεγάλα ποσοστά υφέσεων μικρού βάθους (2.5-4 hPa) αλλά και υφέσεων που χαρακτηρίζονται από εντονότερο βάθος (8-9.5 hPa), με ποσοστά αντίστοιχα 23.5% και 19.8%. Επιπλέον, αν και η κατανομή αυτή καλύπτει το μεγαλύτερο εύρος τιμών από τις κατανομές των υπόλοιπων εποχών του έτους, μόνο το 1.2% των υφέσεων αυτών χαρακτηρίζεται από $D \geq 12$ hPa, υπολογίζοντας έτσι το μέσο μέγιστο βάθος για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το φθινόπωρο στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου ως 6.06 hPa.

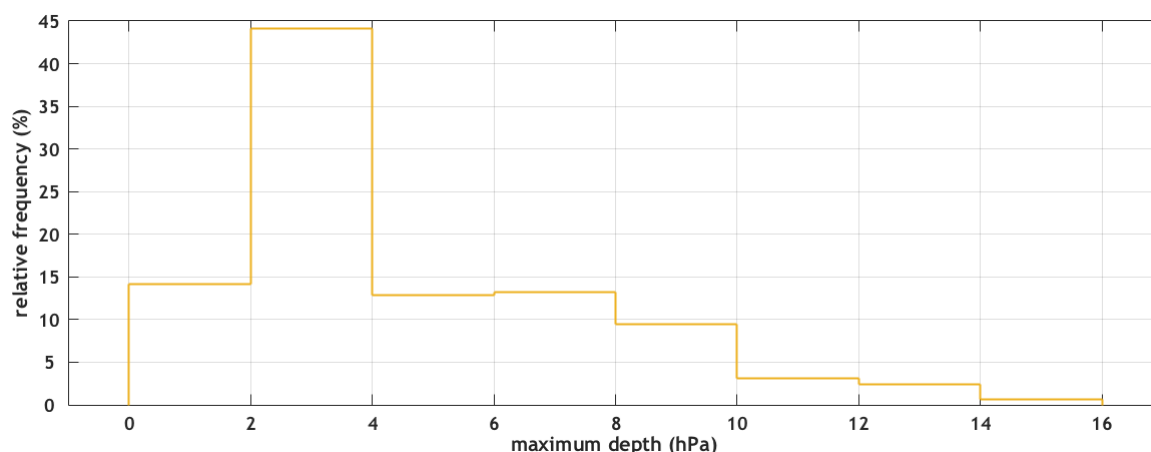


Σχήμα 4.40: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.6.4 Ανατολική Μεσόγειος

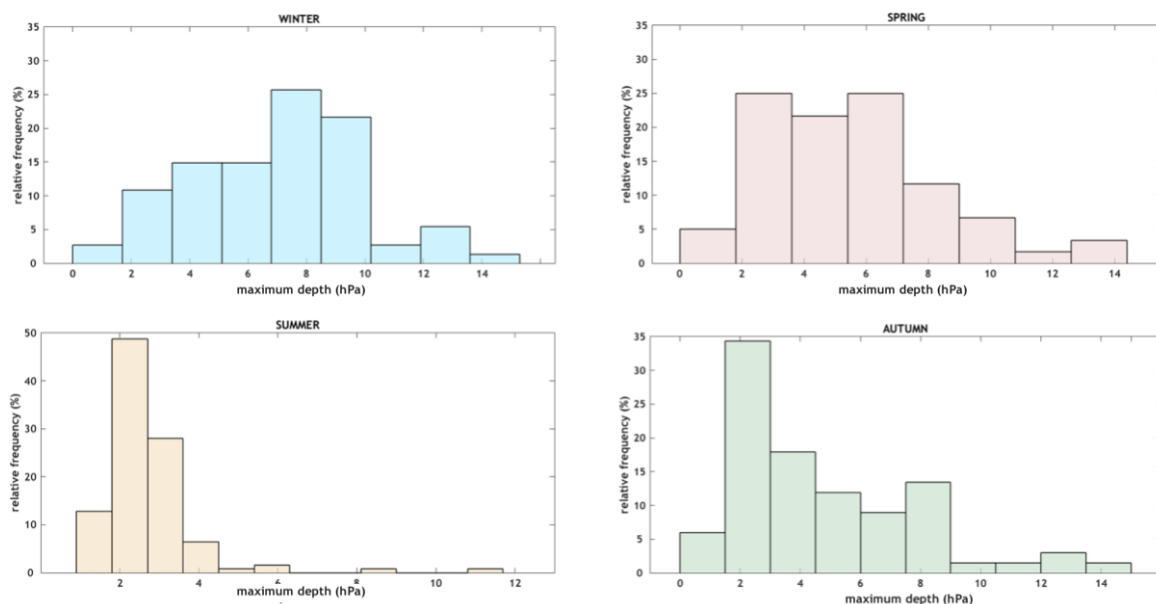
Όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.41, το ιστόγραμμα της κατανομής του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και έχουν ελάχιστη διάρκεια 24 ώρες, παρουσιάζει μια ασυμμετρία στα αριστερά, εμφανίζοντας ένα πολύ έντονο μέγιστο (44.5%) στο διάστημα για τις υπό μελέτη υφέσεις της περιοχής με τιμές μέγιστου βάθους από 2 έως 4 *hPa*. Παράλληλα, εμφανίζει ελάχιστη μεταβολή μεταξύ των ποσοστών των υφέσεων με μέγιστο βάθος στα διαστήματα 0-2 *hPa*, 4-6 *hPa* και 6-8 *hPa*, με ποσοστά αντίστοιχα 14.1%, 12.9% και 13.2%, ενώ οι υφέσεις που εντοπίστηκαν με μέγιστο βάθος μεγαλύτερο από 10 *hPa* αποτελούν συνολικό ποσοστό της τάξεως του 6.1%.

Καθώς το εύρος τιμών μέγιστου βάθους για τις υπό μελέτη υφέσεις στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κυμαίνεται από 0.955 έως 14.342 *hPa*, υπολογίστηκε το μέσο μέγιστο βάθος των υφέσεων στην περιοχή αυτή ως 4.62 *hPa* ανά έτος.



Σχήμα 4.41: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Ως προς την εποχιακή κατανομή του μέγιστου βάθους των υπό μελέτη υφέσεων για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, που παρουσιάζεται στο σχήμα 4.42, παρατηρείται ξανά ότι το εύρος τιμών του μέγιστου βάθους που χαρακτηρίζει τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά τη θερινή περίοδο είναι πολύ μικρότερο σε σχέση με εκείνων που γεννήθηκαν τις υπόλοιπες εποχές του έτους. Αντίθετα, παρουσιάζει μέγιστη συγκέντρωση (66.4%) στο διάστημα 2-3.5 hPa , ενώ μόνο ένα ποσοστό της τάξεως του 4.0% χαρακτηρίζεται από $D \geq 4.5$ hPa . Έτσι, το μέσο μέγιστο βάθος για τις υφέσεις που γεννήθηκαν το καλοκαίρι στην περιοχή της Μεσογείου υπολογίστηκε ως 2.73 hPa . Παράλληλα, αν και οι κατανομές του μέγιστου βάθους για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά την χειμερινή, εαρινή και φθινοπωρινή περίοδο του έτους φαίνεται να καλύπτουν το ίδιο φάσμα τιμών, λιγότερες είναι οι υφέσεις που χαρακτηρίζονται με χαμηλές τιμές μέγιστου βάθους και δημιουργήθηκαν το χειμώνα σε αντίθεση με τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν κατά τις άλλες δύο εποχές (άνοιξη και φθινόπωρο), καθώς το ποσοστό των υφέσεων με $D \geq 8$ hPa , που αντιστοιχεί στις υφέσεις κάθε εποχής που προαναφέρθηκαν, είναι 37.8%, 16.7% και 16.4%. Μάλιστα, η κατανομή του μέγιστου βάθους για το φθινόπωρο παρουσιάζει έντονο μέγιστο στο διάστημα 1.5-3 hPa , η κατανομή της άνοιξης στο ευρύτερο διάστημα 2-7.5 hPa , ενώ η κατανομή του χειμώνα στο διάστημα 7-10 hPa , κάνοντας φανερό και από τις μέσες τιμές βάθους που υπολογίστηκαν, για κάθε μία εποχή ξεχωριστά (6.99 hPa , 5.48 hPa , 4.74 hPa), ότι οι υφέσεις που δημιουργούνται κατά τη χειμερινή περίοδο του έτους χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερο βάθος.



Σχήμα 4.42: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.6.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

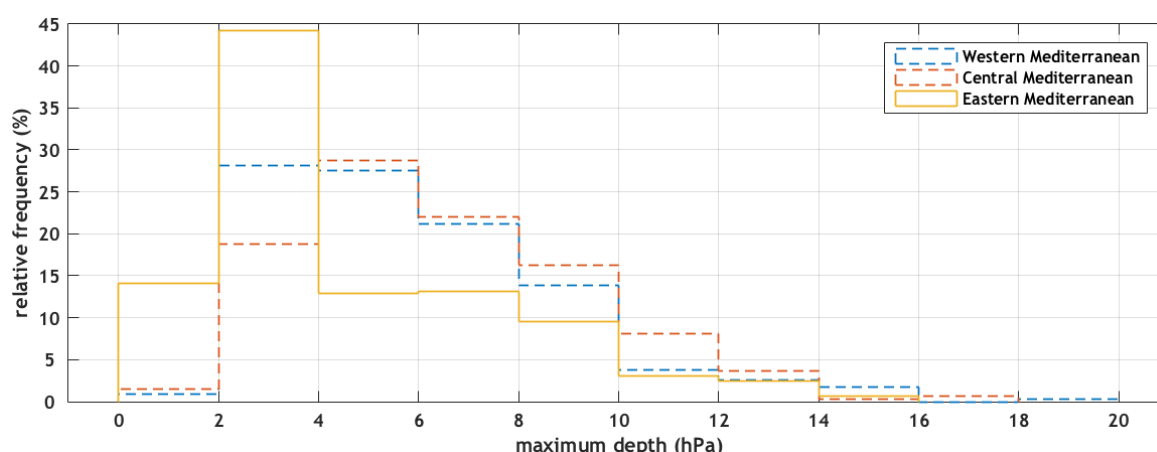
Συνοψίζοντας, όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.43, υπάρχει ομοιότητα στον τρόπο κατανομής των σχετικών συχνοτήτων του μέγιστου βάθους των υφέσεων ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών, ανάμεσα στις τρεις υποπεριοχές δημιουργίας τους, κυρίως όμως για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου, καθώς η κατανομή αυτή για τις υφέσεις της Ανατολικής Μεσογείου που αποτελούνται από ένα πολύ μεγάλο ποσοστό καλοκαιρινών υφέσεων, άρα και ασθενέστερων, διαμορφώνει την κατανομή της με πληθώρα τιμών (58.6%) από 0-4 hPa .

Επιπλέον, διαφορά υπάρχει και στο φάσμα μέγιστου βάθους που καλύπτουν οι υφέσεις ανάλογα με την περιοχή γέννησής τους. Πιο συγκεκριμένα, οι υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου καλύπτουν ένα εύρος τιμών μέγιστου βάθους, από 1.294 hPa έως 18.062 hPa , συμπεριλαμβάνοντας υφέσεις με τις μέγιστες τιμές μέγιστου βάθους, σε αντίθεση με τις υφέσεις που δημιουργούνται στην Ανατολική Μεσόγειο και καλύπτουν το μικρότερο εύρος τιμών, 0.955 έως 14.342 hPa , συμπεριλαμβάνοντας υφέσεις με τις ελάχιστες τιμές μέγιστου βάθους.

Ως προς την κατανομή της μέσης τιμής του μέγιστου βάθους των υφέσεων, η οποία φαίνεται στον πίνακα 4.3, ανά έτος και ανά εποχή ξεχωριστά σε κάθε μία από τις περιοχές μελέτης και αφορούν τα έτη 1990-2008, αλλά και οι επιμέρους εποχιακές κατανομές στα σχήματα 4.37, 4.39 και 4.41, γίνεται φανερό ότι οι περισσότερες υφέσεις που χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερες τιμές μέγιστου βάθους έχουν δημιουργηθεί κατά την χειμερινή περίοδο

του έτους, εμφανίζοντας μέση τιμή μέγιστου βάθους 7.51 hPa , 7.44 hPa και 6.99 hPa , αντίστοιχα για την Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο. Αντίθετα, οι περισσότερες υφέσεις με μικρότερη τιμή μέγιστου βάθους δημιουργούνται και για τις τρεις περιοχές μελέτης κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, εμφανίζοντας μέση τιμή μέγιστου βάθους για την περίοδο αυτή 3.88 hPa , 4.62 hPa και 2.73 hPa . Παράλληλα, οι φθινοπωρινή και εαρινή περίοδος χαρακτηρίζονται από γένεση πληθώρας υφέσεων με μικρό βάθος αλλά και με πολύ μεγάλο βάθος που πολλές φορές ξεπερνά τις μεγαλύτερες τιμές μέγιστου βάθους των χειμερινών υφέσεων. Όμως και στις δύο περιπτώσεις το ποσοστό των υφέσεων με μικρότερες τιμές μέγιστου βάθους υπερτερεί.

Επίσης, αξίζει να σημειωθεί ότι οι υφέσεις που δημιουργούνται στην Ανατολική Μεσόγειο λαμβάνουν την μικρότερη μέση τιμή μέγιστου βάθους, τόσο ανά έτος όσο και για κάθε εποχή ξεχωριστά, (πίνακας 4.3) συγκριτικά με τις άλλες δύο περιοχές μελέτης, Κεντρική και Δυτική Μεσόγειο, γεγονός που πιθανότατα οφείλεται στον πολύ μεγάλο αριθμό κυκλογενετικών επεισοδίων στην περιοχή αυτή κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, υφέσεις που στην πλειοψηφία τους είναι αρκετά ασθενείς και με μικρό βάθος.



Σχήμα 4.43: Συγκριτική αποτύπωση των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου βάθους των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου αντίστοιχα, κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Πίνακας 4.3 Μέση τιμή του μέγιστου βάθους των υφέσεων (σε hPa), με ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες, οι οποίες γεννήθηκαν ξεχωριστά σε κάθε μία υποπεριοχή μελέτης, ανά έτος και εποχή.

	Έτος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
Μεσόγειος	5.7	7.4	5.9	3.3	5.8
Δυτική Μεσόγειος	6.0	7.5	6.1	3.9	6.5
Κεντρική Μεσόγειος	6.5	7.4	5.9	4.6	6.1
Ανατολική Μεσόγειος	4.6	7.0	5.5	2.7	4.7

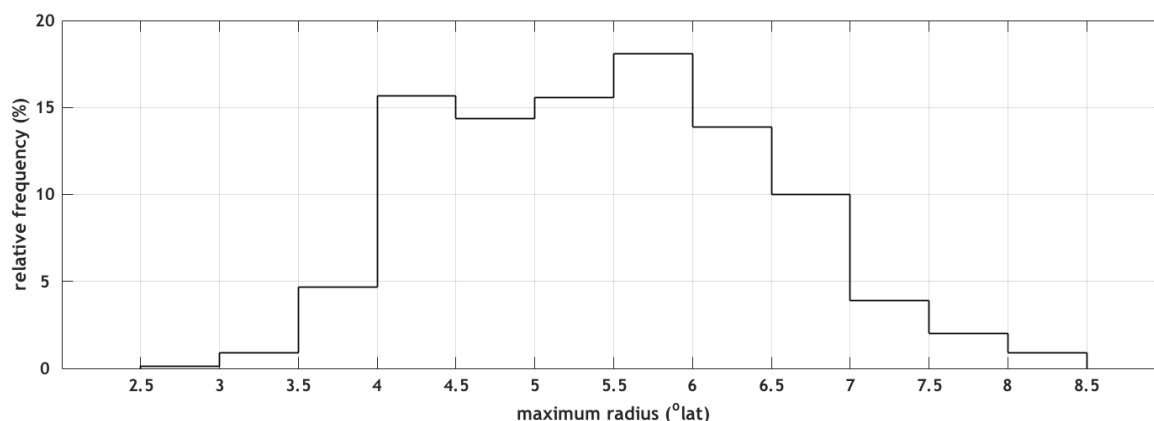
4.7 Μέγιστη ακτίνα

Η μέγιστη ακτίνα, που λαμβάνεται για κάθε ύφεση, αποτελεί έναν απλό δείκτη της χωρικής κατανομής που σχετίζεται με τα Μεσογειακά χαμηλά. Μάλιστα, αρκετές μελέτες έχουν δείξει ότι οι βαθύτερες υφέσεις χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερο μέγεθος, δηλαδή ακτίνα (Grotjahn et al, 1999; Simmonds, 2000; Rudeva and Gulev, 2007; Flocas et al, 2010).

4.7.1 Μεσόγειος

Το ιστόγραμμα της μέγιστης ακτίνας (σχήμα 4.44), για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου, ακολουθεί μια αρκετά κανονικοποιημένη κατανομή, με το μεγαλύτερο ποσοστό των υφέσεων αυτών (77.5%) να χαρακτηρίζονται με μέγιστη ακτίνα από 4 έως 6.5 °lat, ενώ περίπου το 93.2% έχουν μέγιστη ακτίνα μικρότερη από 7 °lat, εμφανίζοντας έτσι μέση μέγιστη ακτίνα 5.5 °lat. Παράλληλα, οι υπό μελέτη υφέσεις έχουν μέγιστη ακτίνα που καλύπτει το εύρος τιμών από 2.8 έως 8.4 °lat, γεγονός που υποδηλώνει ότι τα περισσότερα από τα Μεσογειακά χαμηλά βρίσκονται εντός της μεσοκλίμακας ή της υποσυνοπτικής κλίμακας, σε αντίθεση με τα συνοπτικά συστήματα του Βόρειου Ατλαντικού τα οποία έχουν αναμενόμενη μέγιστη ακτίνα 1000-2000 km (δηλαδή περίπου 9-18 °lat) (Nielsen and Dole, 1992). Μάλιστα, τα αποτελέσματα αυτά έρχονται σε σχετική συμφωνία με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των Trigo et al. (1999), οι οποίοι παρατήρησαν ότι στην περιοχή μελέτης τους, που περιλάμβανε μια ευρύτερη έκταση της Μεσογείου (15.75°W-45°E, 24.75°N-50.625°N) και με χωρική διακριτότητα 1.125×1.125, περισσότερες από το 65% των υφέσεων που δημιουργήθηκαν, συμπεριλαμβάνοντας και όλες τις υφέσεις με ελάχιστη διάρκεια 12 ώρες, είχαν μέγιστη ακτίνα μικρότερη από 550 km (ή 4.95 °lat). Στην περίπτωση της δικής μας μελέτης, και λόγω του ότι συμπεριλαμβάνονται μόνο οι υφέσεις με διάρκεια τουλάχιστον μίας ημέρας, το ποσοστό αυτό αποτελεί το 35.7%. Επιπλέον, το αποτέλεσμα αυτό συμφωνεί με τα αποτελέσματα των Campins et al. (2011), οι οποίοι παρ'όλο που παρουσίασαν την κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στη Μεσόγειο ελάχιστης διάρκειας 12 ωρών για τα έτη 1957-2002, εμφάνισαν μέγιστα σε παρόμοια διαστήματα, ενώ η γενικότερη κατανομή τους έχει εύρος τιμών από 200 έως και 800 km (δηλαδή περίπου 1.8-7.2 °lat). Τέλος, οι υφέσεις της παρούσας εργασίας που εντοπίστηκαν με μέγιστη ακτίνα μικρότερη από 3.5 °lat αποτελούν το 1.0% επί του συνόλου των υφέσεων που γεννήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου

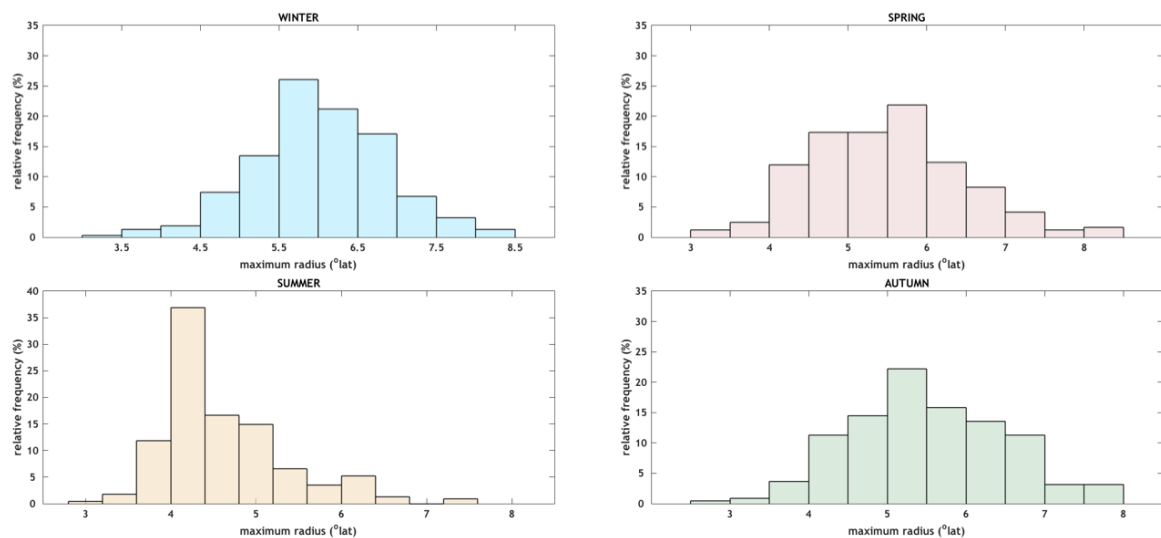
κατά τα χρόνια μελέτης 1990-2008.



Σχήμα 4.44: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Στη συνέχεια, υπολογίστηκε η μέση μέγιστη ακτίνα των Μεσογειακών αυτών υφέσεων, με ελάχιστη διάρκεια 24 ώρες, ανά εποχή, παρατηρώντας ιδιαίτερα σημαντικές εποχιακές μεταβολές για το μέγεθος των υφέσεων. Πιο συγκεκριμένα, το χειμώνα η μέση μέγιστη ακτίνα είναι περίπου 6.0°lat , την άνοιξη 5.5°lat , το καλοκαίρι 4.2°lat και το φθινόπωρο 5.5°lat . Στην αντίστοιχη μελέτη των *Campins et al.* (2011), για τις Μεσογειακές υφέσεις με ελάχιστη διάρκεια τις 12 ώρες παρουσιάζονται μικρές αποκλίσεις οι οποίες οφείλονται κατά κύριο λόγο στις πιο μικρής διάρκειας υφέσεις που έχουν συμπεριληφθεί στα αποτελέσματα. Άλλωστε, έχει τονιστεί σε πολλές προηγούμενες μελέτες ο μεγάλος συσχετισμός της διάρκειας ζωής μιας ύφεσης με το μέγεθος της ακτίνας της. Βέβαια, πέρα από τις αποκλίσεις στις μέσες τιμές με τα αποτελέσματα των *Campins et al.* (2011), υπάρχει μια αναλογική συμφωνία στον τρόπο που η μέση μέγιστη ακτίνα κατανέμεται ανά εποχή, παρουσιάζοντας το χειμώνα μέση μέγιστη ακτίνα περίπου 565 km (ή 5.1°lat), την άνοιξη 521 km (ή 4.7°lat), το καλοκαίρι 475 km (ή 4.3°lat) και το φθινόπωρο 519 km (ή 4.7°lat).

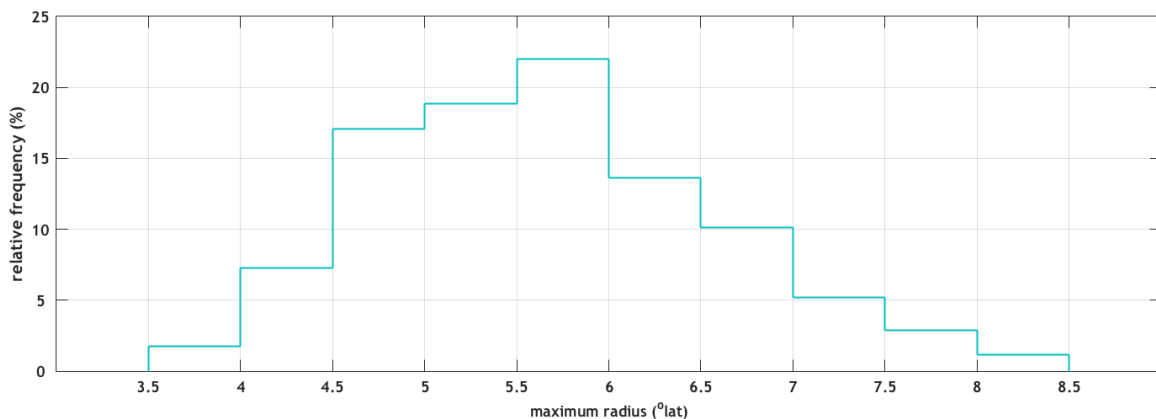
Τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιώνονται και από τις αντίστοιχες εποχιακές κατανομές των τιμών μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή, δείχνοντας μεγάλη συσσώρευση μικρών τιμών μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που γεννήθηκαν τη θερινή περίοδο ενώ ελάχιστη για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά την χειμερινή περίοδο του έτους, η πλειοψηφία των οποίων χαρακτηρίζεται με μέγιστη ακτίνα από 5.5 έως 7°lat . Αντίστοιχα, οι κατανομές για τις τιμές της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων που γεννήθηκαν κατά την άνοιξη και το φθινόπωρο ακολουθούν μια μεταβατική κατανομή, σχετικά ισορροπημένη ανάμεσα στις υφέσεις με μικρότερες και μεγαλύτερες τιμές μέγιστης ακτίνας.



Σχήμα 4.45: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.7.2 Δυτική Μεσόγειος

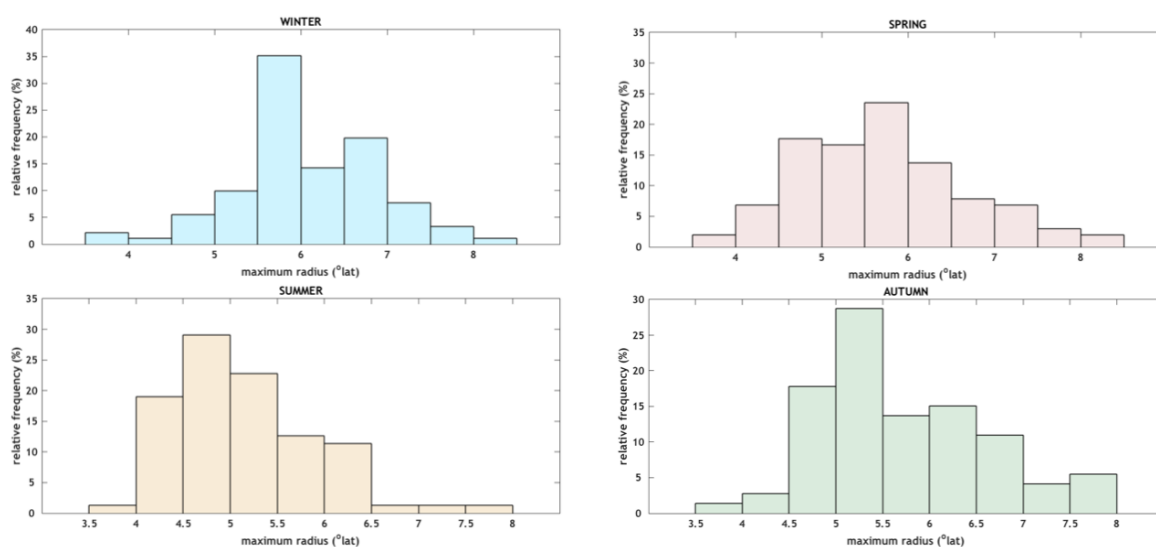
Παρόμοια μορφή παρουσιάζει και η κατανομή των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων για την περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, όπως φαίνεται και από το σχήμα 4.46, καλύπτοντας ένα εύρος τιμών από 3.6 έως 8.4 °lat και με μέγιστο ποσοστό των υφέσεων (34.5%) αυτή τη φορά να εντοπίζονται στα διαστήματα μεταξύ 4.5 °lat και 6 °lat, και κυρίως στο διάστημα 5.5-6 °lat, με ποσοστό 22.0%. Αντίθετα, ελάχιστες είναι οι υφέσεις που παρουσιάζουν μέγιστη ακτίνα με τιμή $R \leq 4$ °lat και $R \geq 7.5$ °lat, με συνολικό ποσοστό αυτών να αποτελεί το 5.8%, ενώ υπολογίστηκε η μέση μέγιστη ακτίνα των υφέσεων που γεννήθηκαν στην περιοχή αυτή ως 5.7 °lat ανά έτος.



Σχήμα 4.46: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008,

ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Παράλληλα, έγινε ο αντίστοιχος υπολογισμός για την μέση μέγιστη ακτίνα των υφέσεων αυτών ανά εποχή, με τη μέση μέγιστη ακτίνα για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην Δυτική Μεσόγειο το χειμώνα να είναι περίπου 6.0°lat , την άνοιξη 5.7°lat , το καλοκαίρι 5.1°lat και το φθινόπωρο 5.7°lat . Τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιώνονται και από τις αντίστοιχες εποχιακές κατανομές των τιμών μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή (σχήμα 4.47), δείχνοντας μεγάλη συσσώρευση μικρών τιμών μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που γεννήθηκαν τη θερινή περίοδο, εμφανίζοντας ποσοστό 96.2% για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή και είχαν μέγιστη ακτίνα μικρότερη από 6.5°lat , ενώ ελάχιστη για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά την χειμερινή περίοδο του έτους, η πλειοψηφία των οποίων (73.6%) χαρακτηρίζεται με μέγιστη ακτίνα από 5.5 έως 7°lat . Αντίστοιχα, οι κατανομές για τις τιμές της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων που γεννήθηκαν κατά την άνοιξη και το φθινόπωρο είναι σχετικά ισορροπημένες εμφανίζοντας μεγάλα ποσοστά υφέσεων τόσο με μικρότερες όσο και με μεγαλύτερες τιμές μέγιστης ακτίνας, ενώ ιδιαίτερα μεγάλο ποσοστό είναι εκείνο των υφέσεων (28.8%) που δημιουργήθηκαν κατά τη φθινοπωρινή περίοδο του έτους και έχουν μέγιστη ακτίνα στο διάστημα $5-5.5^{\circ}\text{lat}$.

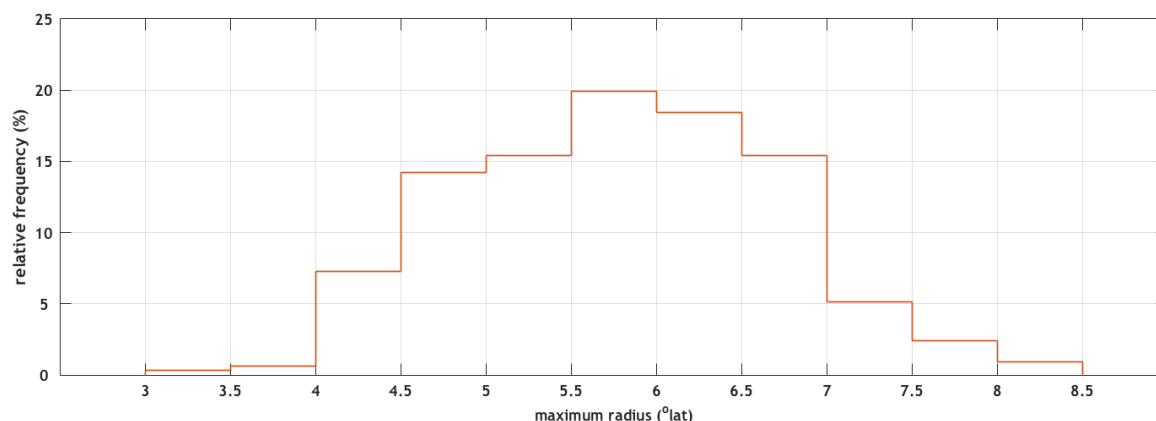


Σχήμα 4.47: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.7.3 Κεντρική Μεσόγειος

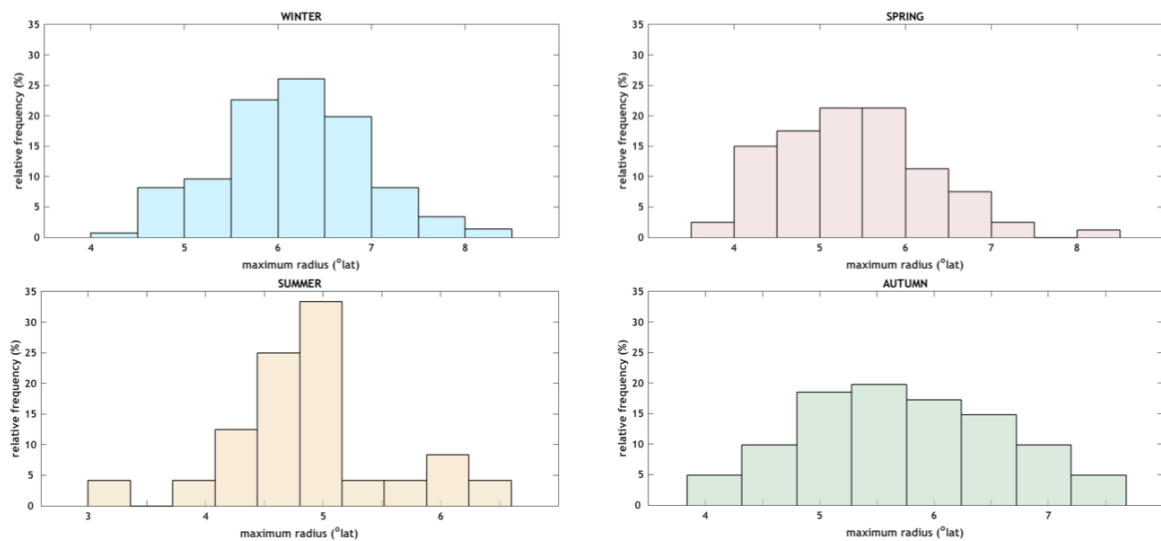
Παρόμοια μορφή, αρκετά κανονικοποιημένη, παρουσιάζει και η κατανομή των σχετικών συχνοτήτων εμφάνισης της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων που γεννήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά τα έτη 1990-2008, καλύπτοντας ένα εύρος τιμών από 3.2

έως 8.4°lat και με το μεγαλύτερο ποσοστό των υφέσεων (83.4%) να χαρακτηρίζονται πάλι με μέγιστη ακτίνα από 4.5 έως 7°lat , εμφανίζοντας κύριο μέγιστο (19.9%) στο διάστημα $5.5-6^{\circ}\text{lat}$. Αντίθετα, οι υφέσεις που παρουσιάζουν μέγιστη ακτίνα μεγαλύτερη από 8°lat ή μικρότερη από 4°lat αποτελούν το 1.8% του συνολικού πληθυσμού των υφέσεων που γεννήθηκαν την συγκεκριμένη χρονική περίοδο στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, ενώ υπολογίστηκε η μέση μέγιστη ακτίνα των υφέσεων αυτών ως 5.8°lat ανά έτος.



Σχήμα 4.48: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

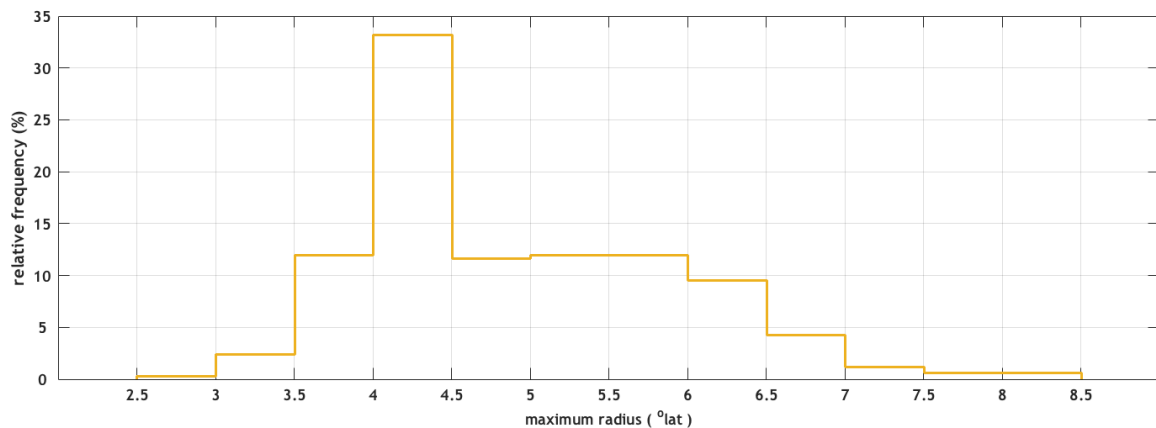
Παράλληλα, έγινε ο αντίστοιχος υπολογισμός για την μέση μέγιστη ακτίνα των υφέσεων αυτών ανά εποχή, ώστε να φανούν οι ιδιαίτερα σημαντικές εποχιακές μεταβολές για το μέγεθος των υφέσεων, με τη μέση μέγιστη ακτίνα των υφέσεων που δημιουργούνται στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου το χειμώνα να είναι περίπου 6.2°lat , την άνοιξη 5.4°lat , το καλοκαίρι 4.9°lat και το φθινόπωρο 5.7°lat . Μάλιστα, από τα αντίστοιχα διαγράμματα εποχιακών κατανομών για τις τιμές μέγιστης ακτίνας των υφέσεων που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή (σχήμα 4.49), εμφανίζεται μεγάλη συσσώρευση μικρών τιμών μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που γεννήθηκαν καλοκαίρι, εμφανίζοντας ποσοστό 75.0% για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν την εποχή αυτή και είχαν μέγιστη ακτίνα μικρότερη από 5°lat , ενώ ελάχιστη για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά τη χειμερινή περίοδο του έτους, η πλειοψηφία των οποίων (68.5%) χαρακτηρίζεται με μέγιστη ακτίνα από 5.5 έως 7°lat . Αντίστοιχα, οι κατανομές για τις τιμές της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων που γεννήθηκαν κατά την εαρινή και φθινοπωρινή περίοδο του έτους φαίνεται να ακολουθούν μια αρκετά ισορροπημένες εμφανίζοντας μεγάλα ποσοστά υφέσεων τόσο με μικρότερες όσο και με μεγαλύτερες τιμές μέγιστης ακτίνας, ενώ ιδιαίτερα μεγάλο ποσοστό είναι εκείνο των υφέσεων (75.0%) που δημιουργήθηκαν κατά τη εαρινή περίοδο του έτους και έχουν μέγιστη ακτίνα στο διάστημα $4-6^{\circ}\text{lat}$.



Σχήμα 4.49: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

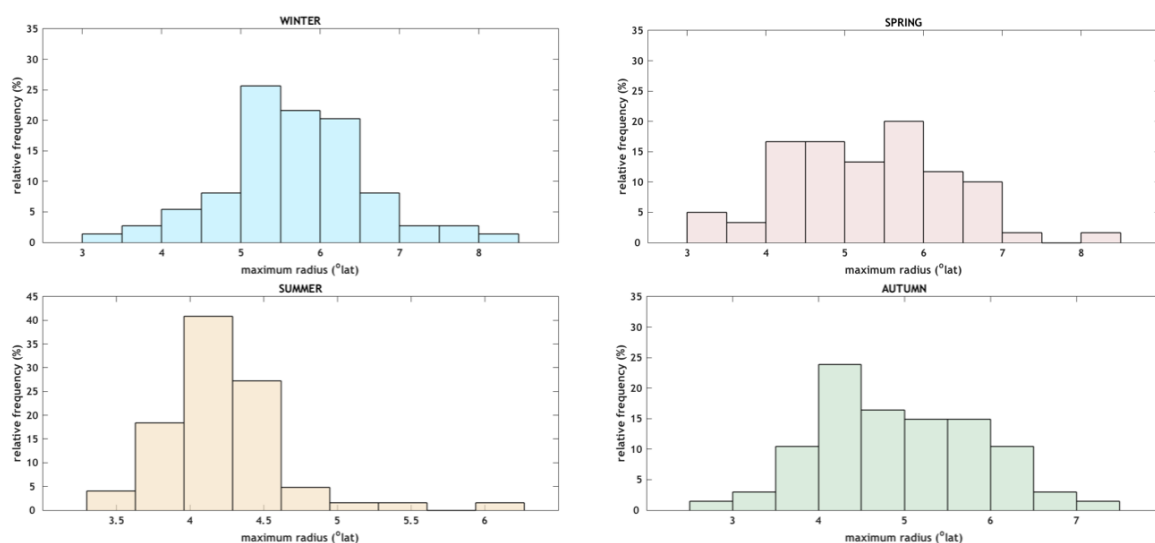
4.7.4 Ανατολική Μεσόγειος

Λίγο ιδιαίτερη μορφή, σε σχέση με αυτή που παρουσίασαν οι αντίστοιχες κατανομές μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις των περιοχών της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου, φαίνεται να παρουσιάζει αυτή της Ανατολικής Μεσογείου με δύο κύρια μέγιστα, όπως φαίνεται και από το σχήμα 4.50, και το εύρος τιμών αυτής να κυμαίνεται από 2.8 έως 8.1 °lat. Πιο συγκεκριμένα, το 51.8% των υφέσεων που γεννήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά τα έτη μελέτης 1990-2008, χαρακτηρίζονται από μέγιστη ακτίνα από 3.5 έως 4.8 °lat, ενώ μόνο το 9.5% των υφέσεων χαρακτηρίζονται από μέγιστη ακτίνα μεγαλύτερη από 6.5 °lat ή μικρότερη από 3.5 °lat. Τέλος, υπολογίστηκε η μέση μέγιστη ακτίνα των υφέσεων όλων των υφέσεων που γεννήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, ως 4.9 °lat ανά έτος.



Σχήμα 4.50: Κατανομή σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Παράλληλα, έγινε ο αντίστοιχος υπολογισμός για την μέση μέγιστη ακτίνα των υφέσεων αυτών ανά εποχή, με τη μέση μέγιστη ακτίνα για τις υφέσεις που δημιουργούνται στην Ανατολική Μεσόγειο το χειμώνα να είναι περίπου 5.7°lat , την άνοιξη 5.3°lat , το καλοκαίρι 4.2°lat και το φθινόπωρο 4.9°lat . Τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιώνονται και από τις αντίστοιχες εποχιακές κατανομές των τιμών μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή αυτή (σχήμα 4.51) δείχνοντας ξανά μεγάλη συσσώρευση μικρών τιμών μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις που γεννήθηκαν τη θερινή περίοδο, εμφανίζοντας ποσοστό 92.3% για τις υφέσεις που γεννήθηκαν την εποχή αυτή και είχαν μέγιστη ακτίνα μικρότερη από 4.5°lat , ενώ ελάχιστη για τις υφέσεις που γεννήθηκαν κατά την χειμερινή περίοδο του έτους, η πλειοψηφία των οποίων (68.1%) χαρακτηρίζεται με μέγιστη ακτίνα από 5 έως 6.5°lat . Αντίστοιχα, οι κατανομές για τις τιμές της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων που γεννήθηκαν κατά την άνοιξη και το φθινόπωρο είναι σχετικά ισορροπημένες χωρίς ιδιαίτερα μέγιστα εμφανίζοντας μεγάλα ποσοστά υφέσεων τόσο με μικρότερες όσο και με μεγαλύτερες τιμές μέγιστης ακτίνας.



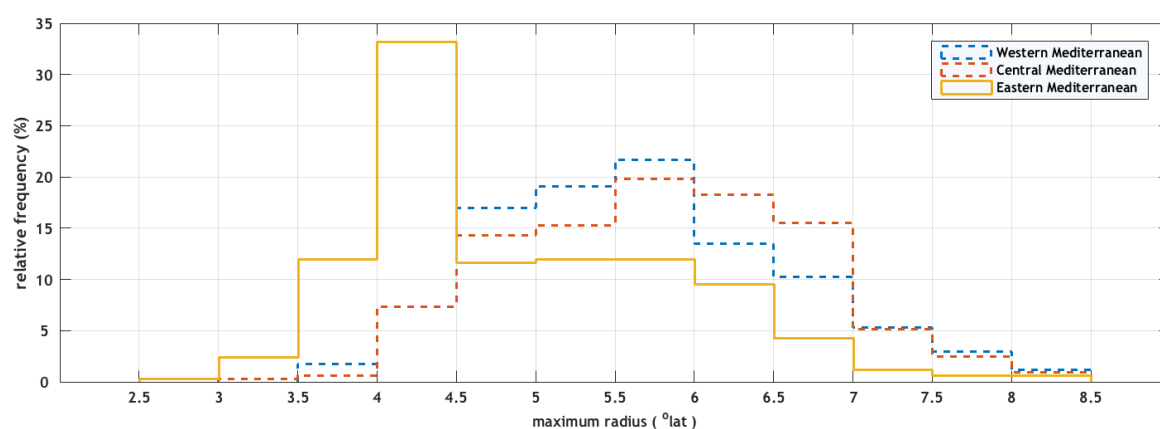
Σχήμα 4.51: Εποχιακή κατανομή των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

4.7.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

Σε γενικές γραμμές, όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.52, υπάρχει μεγάλη ομοιότητα στον τρόπο κατανομής των σχετικών συχνοτήτων της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων με περιοχή δημιουργίας τους την Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο. Αντίθετα, η κατανομή της μέγιστης

ακτίνας για τις υφέσεις που γεννήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου εμφανίζουν αρκετές διαφοροποιήσεις, κυρίως στο διάστημα που η μέγιστη ακτίνα αυτών λαμβάνει τιμές μικρότερες από 4.5°lat , δημιουργώντας ένα έντονο μέγιστο (33.1%) στο διάστημα $4-4.5^{\circ}\text{lat}$. Από την άλλη, στο διάστημα αυτό, $R \geq 4.5^{\circ}\text{lat}$, οι κατανομές μέγιστης ακτίνας για τις υφέσεις της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου εμφανίζουν και οι δύο το ποσοστό 7.25%, κάνοντας εμφανές ότι στις δύο αυτές περιοχές δημιουργούνται οι περισσότερες υφέσεις με τις μεγαλύτερες τιμές μέγιστης ακτίνας. Μάλιστα, το 9.0% και αντίστοιχα το 8.2% των υφέσεων που γεννιούνται στη Δυτική και Κεντρική Μεσόγειο έχουν μέγιστη ακτίνα μεγαλύτερη από 4.5°lat , σε αντίθεση με τις υφέσεις της Ανατολικής Μεσογείου που αποτελούν το 47.9% επί του συνόλου τους.

Ως προς την κατανομή της μέσης τιμής των μέγιστων ακτίνων των υφέσεων, η οποία φαίνεται στον πίνακα 4.4, ανά έτος και ανά εποχή ξεχωριστά για κάθε μία από τις περιοχές μελέτης και αφορούν τα έτη 1990-2008, είναι φανερό ότι οι περισσότερες υφέσεις παρουσιάζουν μεγαλύτερες τιμές μέσης μέγιστης ακτίνας κατά τη χειμερινή περίοδο ενώ μικρότερες κατά τη θερινή περίοδο του έτους, για κάθε υποπεριοχή ανεξαρτήτως. Παράλληλα, οι μέσες τιμές των μέγιστων ακτίνων των υφέσεων παρουσιάζονται την άνοιξη και το φθινόπωρο παρουσιάζουν μια φαινομενικά ενδιάμεση τιμή ανάμεσα στις αντίστοιχες του χειμώνα και του καλοκαιριού που αποτελούν τις ακραίες περιπτώσεις.



Σχήμα 4.52: Συγκριτική αποτύπωση των σχετικών συχνοτήτων (%) της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων, που δημιουργήθηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου αντίστοιχα, κατά την περίοδο 1990-2008, ελάχιστης διάρκειας 24 ωρών.

Πίνακας 4.4 Μέση τιμή της μέγιστης ακτίνας των υφέσεων (σε $^{\circ}\text{lat}$) με ελάχιστη διάρκεια ζωής 24 ώρες, οι οποίες γεννήθηκαν ξεχωριστά σε κάθε μία υποπεριοχή μελέτης, ανά έτος και εποχή.

	Έτος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
Μεσόγειος	5.5	6.0	5.5	4.2	5.5
Δυτική Μεσόγειος	5.7	6.0	5.7	5.1	5.7
Κεντρική Μεσόγειος	5.8	6.2	5.4	4.9	5.7
Ανατολική Μεσόγειος	4.9	5.7	5.3	4.2	4.9

4.8 Κανονικοποιημένοι ρυθμοί πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες

Μία πιο λεπτομερής ανάλυση σχετικά με τον ρυθμό βάθυνσης των υφέσεων, προκειμένου να προσδιοριστούν κάποιες ισχυρές, ακόμα και εκρηκτικές περιπτώσεις κυκλογένεσης, πραγματοποιήθηκε με βάση τον κανονικοποιημένο ρυθμό πτώσης της κεντρικής πίεσης, που ορίζεται ως:

$$NDR_c = \frac{\Delta P_c}{24} \cdot \frac{\sin 60^\circ}{\sin \phi} \quad (4.1)$$

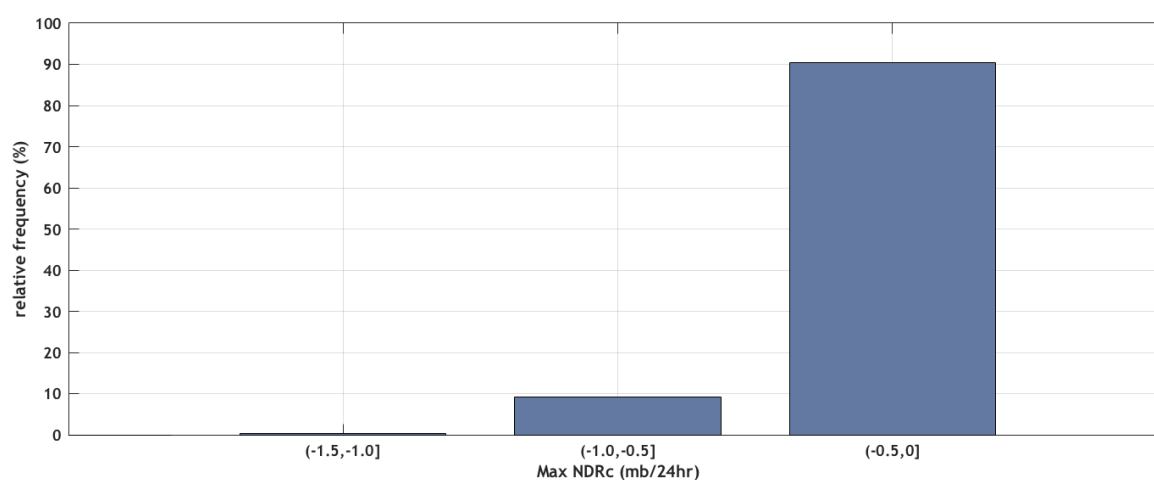
όπου ΔP_c είναι ο ρυθμός μεταβολής της κεντρικής πίεσης ενός συστήματος ανά 24hr που συμβαίνει σε γεωγραφικό πλάτος ϕ . Όταν το NDR_c ξεπερνά τη μονάδα, το σύστημα θεωρείται ότι χαρακτηρίζεται από εκρηκτική ανάπτυξη (*Lim and Simmonds, 2002*). Το συγκεκριμένο αριθμητικό κριτήριο των 24 ωρών για τον προσδιορισμό των εκρηκτικών χαμηλών, προσομοιώνει τα μεγαλύτερης χωρικής κλίμακας και ισχυρότερα χαμηλά του υπό μελέτη δείγματος, συγκριτικά με τα αντίστοιχα χαμηλά που βρέθηκαν με το κριτήριο των 12 και 6 ωρών αντίστοιχα και παρουσιάζονται στο επόμενο υποκεφάλαιο της παρούσας εργασίας.

Σε αυτό το σημείο να σημειωθεί ότι η παρούσα εργασία επικεντρώνεται στις υφέσεις των οποίων το πρώτο χρονικό βήμα ανιχνεύτηκε από τον αλγόριθμο στην εκάστοτε περιοχή μελέτης. Επομένως, δεν περιλαμβάνονται δευτερεύουσες αλλά και εισερχόμενες σε αυτήν υφέσεις οι οποίες συνήθως είναι και πιο ισχυρές και οι οποίες αποτελούν μεγάλο μέρος των Μεσογειακών υφέσεων.

4.8.1 Μεσόγειος

Στο σχήμα 4.53, απεικονίζεται η κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες, για τις υπό μελέτη υφέσεις που

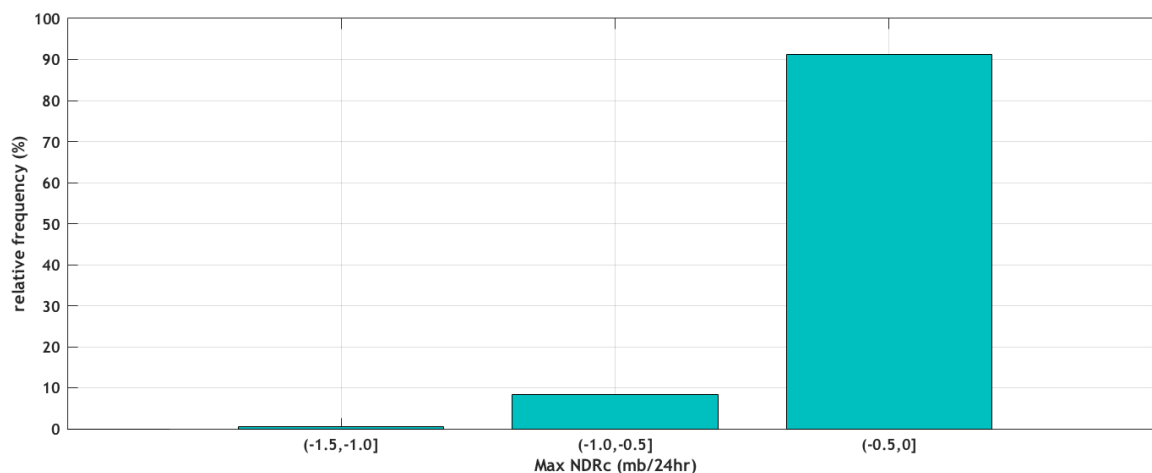
δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου. Όπως παρατηρούμε, μόνο το 0.4% των υφέσεων παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο από $1\text{ mb}/24\text{hr}$, υποδεικνύοντας έτσι τη σπανιότητα του φαινομένου σε σχέση με τη συχνότητα της συνηθισμένης κυκλογένεσης. Το παραπάνω συμπέρασμα επιβεβαιώνεται σε ένα βαθμό από τους *Sanders and Gyakum* (1980), οι οποίοι εξαίρεσαν τη Μεσόγειο από την κλιματολογική μελέτη της εκρηκτικής κυκλογένεσης στο Βόρειο Ημισφαίριο, θεωρώντας πολύ μικρή τη συχνότητα τους στην περιοχή αυτή σε σχέση με τους ωκεανούς, πόσο μάλλον λοιπόν στην συγκεκριμένη μελέτη που από το συνολικό δείγμα έχουν εξαιρεθεί οι δευτερεύουσες υφέσεις της Μεσογείου.



Σχήμα 4.53: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.8.2 Δυτική Μεσόγειος

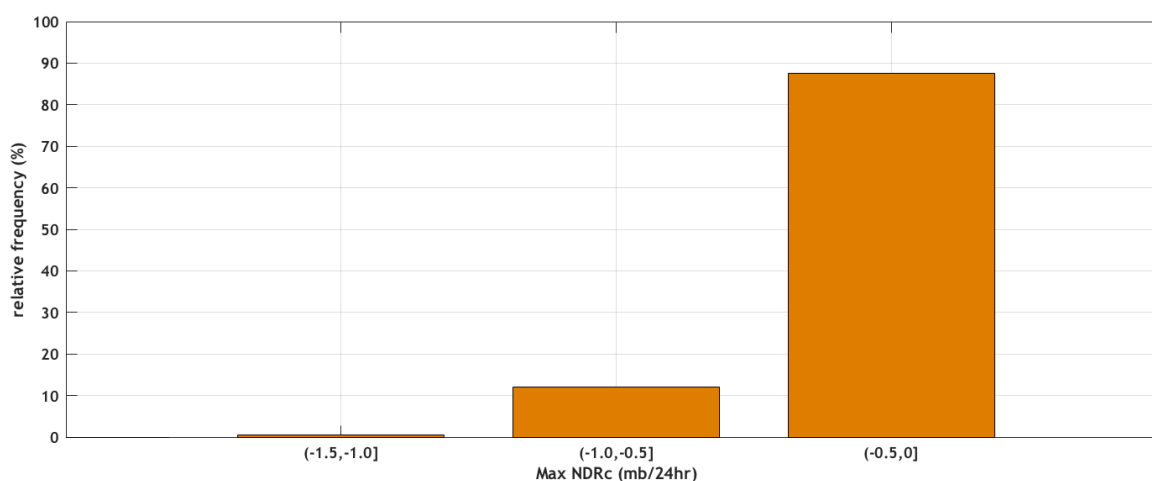
Ως προς την κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες, για τις υπό μελέτη υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, παρατηρείται ότι περίπου το 0.5% των υφέσεων αυτών παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο από $1\text{ mb}/24\text{hr}$, ενώ αντίθετα το 91.2% παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μικρότερο από $0.5\text{ mb}/24\text{hr}$.



Σχήμα 4.54: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.8.3 Κεντρική Μεσόγειος

Την ίδια στιγμή, ως προς την κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες, για τις υπό μελέτη υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, παρατηρείται όμοια με τις υφέσεις της Δυτικής Μεσογείου, ότι περίπου το 0.5% των υφέσεων αυτών παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο από 1 *mb/24hr*, ενώ αντίθετα ένα μικρότερο ποσοστό της τάξεως του 87.5% παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μικρότερο από 0.5 *mb/24hr*.

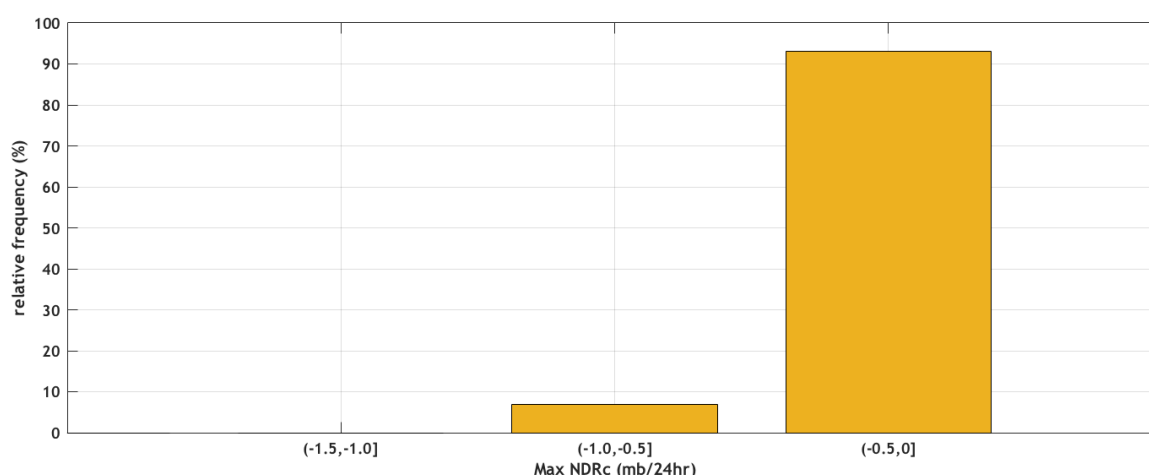


Σχήμα 4.55: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή

της Κεντρικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.8.4 Ανατολική Μεσόγειος

Τέλος, ως προς την κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες, για τις υπό μελέτη υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, δεν εντοπίζεται καμία ύφεση με ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο από 1 $mb/24hr$. Αντίθετα, αποτελείται από ένα ποσοστό της τάξεως του 93.2% ιδιαίτερα ασθενών υφέσεων με ρυθμό πτώσης της πίεσης μικρότερο από 0.5 $mb/24hr$.



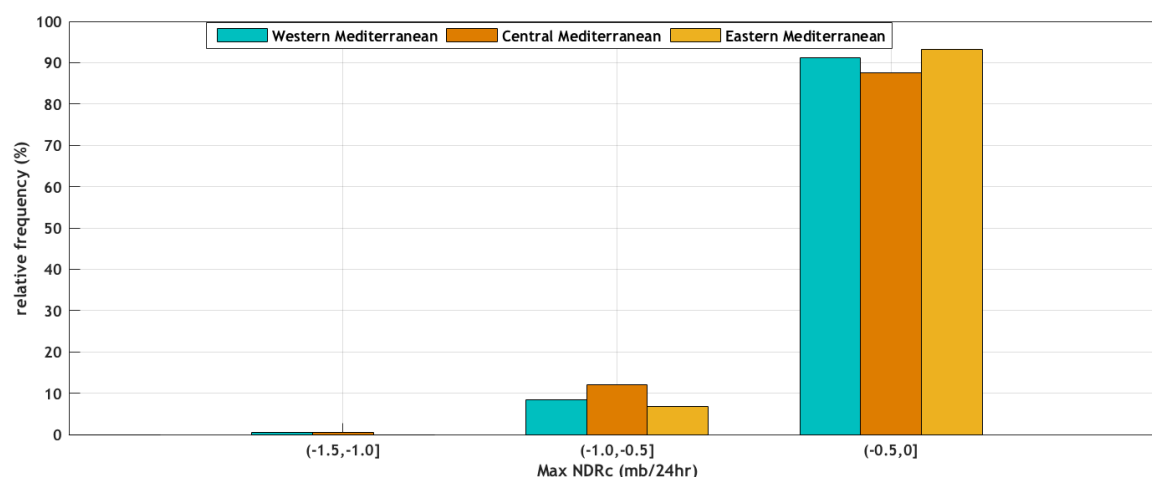
Σχήμα 4.56: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.8.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

Μπορεί το ποσοστό των υφέσεων της Δυτικής και αντίστοιχα της Κεντρικής Μεσογείου με μέγιστο κανονικοποιημένο ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο από 1 $mb/24hr$ να είναι ίδιο (0.5%), όμως οι υφέσεις της Κεντρικής Μεσογείου καλύπτουν ένα ευρύτερο φάσμα τιμών, που φτάνει τα -1.1136 $mb/24hr$, σε σχέση με αυτό των υφέσεων της Δυτικής Μεσογείου (-1.0563 $mb/24hr$) και οι οποίες χαρακτηρίζονται από ένα μεγαλύτερο ποσοστό ασθενών υφέσεων με μέγιστο κανονικοποιημένο ρυθμό πτώσης της πίεσης μικρότερο από 0.5 $mb/24hr$.

Επιπλέον, από όλα τα παραπάνω γίνεται εμφανές ότι τα εκρηκτικά χαμηλά που βρέθηκαν με το αυστηρότερο κριτήριο των 24ωρων είναι μεγαλύτερης χωρικής κλίμακας και ισχυρότερα, σε σχέση με τα αντίστοιχα που βρέθηκαν, και παρουσιάζονται στο επόμενο υποκεφάλαιο, με το ελαστικότερο κριτήριο των 12ωρων επιβεβαιώνοντας τα αποτελέσματα του *Roebber*

(1984), ο οποίος θεώρησε ότι το συγκεκριμένο κριτήριο αναγνωρίζει τα ισχυρότερα εκρηκτικά χαμηλά και κατά συνέπεια θα έπρεπε να εξετάζεται το ενδεχόμενο να χρησιμοποιείται και το κριτήριο των 12ωρων για μια αναλυτικότερη προσέγγιση της εκρηκτικής κυκλογένεσης σε μια περιοχή. Το αποτέλεσμα αυτό βέβαια θα πρέπει να αξιολογηθεί λαμβάνοντας υπόψη τη μικρότερη χωρική διακριτότητα των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη εργασία, ενώ και στην αντίστοιχη μελέτη του *Roebber* (1984) τα εκρηκτικά χαμηλά εντοπίστηκαν με υποκειμενικό τρόπο μέσω της χρησιμοποίησης συνοπτικών αναλύσεων επιφάνειας και όχι πλεγμάτων δεδομένων της πίεσης. Με αυτό τον τρόπο επιβεβαιώνεται η ορθότητα της ενσωμάτωσης του ελαστικότερου κριτηρίου των 12ωρων εκρηκτικού ρυθμού πτώσης της πίεσης στη συγκεκριμένη εργασία, ως αντιστάθμισμα στο αραιότερο πλέγμα των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε, έτσι ώστε να γίνει εφικτή η επαρκέστερη προσομοίωση της εκρηκτικής κυκλογένεσης.



Σχήμα 4.57: Συγκριτική αποτύπωση των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.9 Κανονικοποιημένοι ρυθμοί πτώσης της πίεσης ανά 12 και ανά 6 ώρες

Αντί της περιόδου των 24 ωρών που απαιτούνται από το κριτήριο (4.1) για τον ρυθμό βάρυνσης, η οποία αναφέρεται κυρίως στα συστήματα που βαθαίνουν πιο γρήγορα (*Roebber*, 1984), άλλες μελέτες έχουν χρησιμοποιήσει την περίοδο των 12hr αλλά και των 6hr, προκειμένου να προσδιορίσουν τις πιο έντονες υφέσεις (*Roebber*, 1984; *Rogers and Bosart*, 1986; *Gyakum and Barker*, 1988; *Roebber*, 1989; *Kouroutzoglou*, 2014), καθώς όπως είναι γνωστό η μεσογειακή υφειακή δραστηριότητα χαρακτηρίζεται από μικρότερη χρονική κλίμακα, σε σύγκριση με τις ωκεάνιες υφέσεις (*Trigo et al*, 1999; *Picornell et al*, 2001;

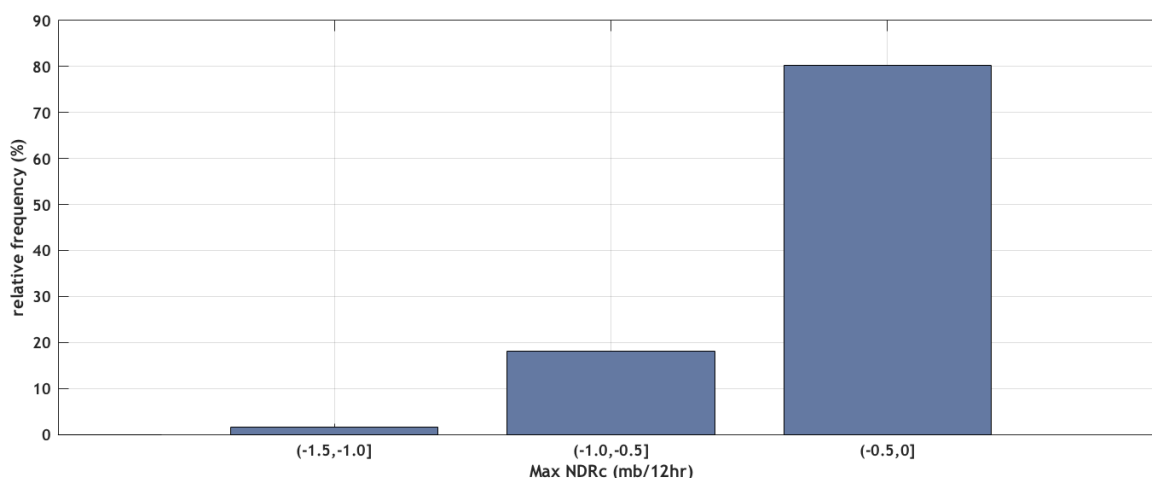
Lionello et al, 2006).

Παρακάτω λοιπόν, παρουσιάζονται οι κατανομές συχνοτήτων των 12ωρων και 6ωρων μέγιστων κανονικοποιημένων ρυθμών πτώσης της πίεσης για τα χαμηλά που δημιουργήθηκαν κατά το πρώτο χρονικό τους βήμα στη Μεσόγειο αλλά και σε κάθε υποπεριοχή μελέτης, λαμβάνοντας υπόψη όλα τα χρονικά βήματα των τροχιών από την κυκλογένεση έως και την κυκλοδιάλυση, δίνοντας έτσι τη δυνατότητα να διερευνηθούν χαρακτηριστικά τα οποία δεν είναι δυνατό να προσομοιωθούν εξετάζοντας μόνο το διάστημα των 24ωρών.

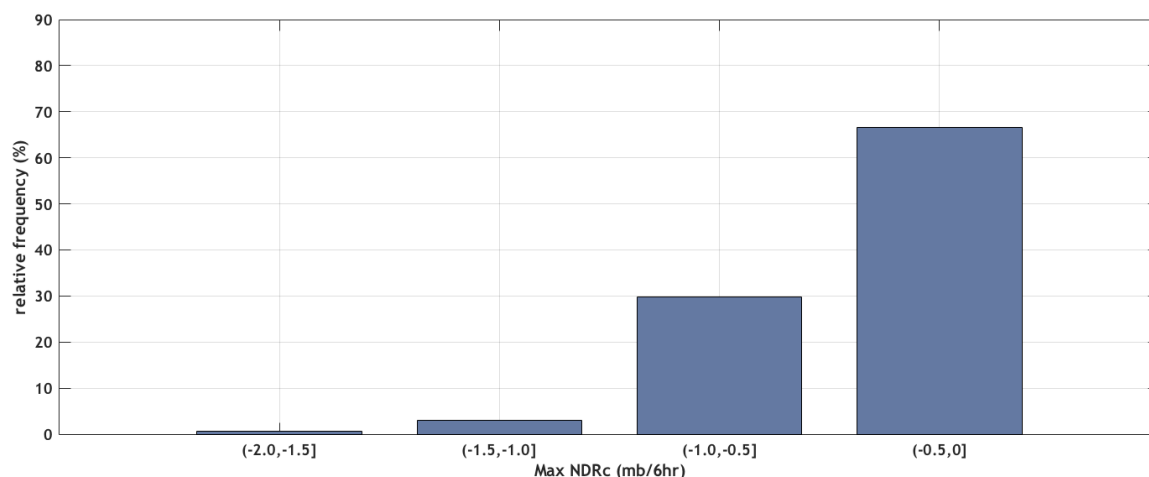
4.9.1 Μεσόγειος

Από την κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες, για τις υφέσεις που εμφάνισαν το πρώτο χρονικό βήμα τους σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης (σχήμα 4.58), φαίνεται ότι το 1.7% των υφέσεων παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο ή ίσο με $1 \text{ mb}/12\text{hr}$, επιβεβαιώνοντας έτσι τα αποτελέσματα προγενέστερων εργασιών (*Lionello et al*, 2006; *Campins et al*, 2011), οι οποίες τονίζουν ότι η κυκλογένεση της περιοχής της Μεσογείου χαρακτηρίζεται γενικά από υψηλή συχνότητα εμφάνισης ρηχών χαμηλών (*shallow cyclones*). Μάλιστα, ενώ το εύρος τιμών φτάνει τα $-1.3946 \text{ mb}/12\text{hr}$, το 80.3% των υπό μελέτη υφέσεων στην περιοχή της Μεσογείου, χαρακτηρίζονται από μέγιστους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης μικρότερους από $0.5 \text{ mb}/12\text{hr}$.

Αντίστοιχα, σε ότι αφορά τους 6ωρους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης (σχήμα 4.59), και ενώ το εύρος τιμών φτάνει τα $-1.7768 \text{ mb}/6\text{hr}$, η πλειοψηφία και συγκεκριμένα το 66.6% των υπό μελέτη υφέσεων παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης μικρότερο από $0.5 \text{ mb}/6\text{hr}$. Την ίδια στιγμή, περίπου το 3.7% του δείγματος παρουσιάζουν ισχυρότερους ρυθμούς πτώσης της πίεσης παρουσιάζοντας τιμές μεγαλύτερες ή ίσες με $1 \text{ mb}/6\text{hr}$, ενώ χαρακτηριστικά το 0.7% λαμβάνει τιμές μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης μεγαλύτερες ή ίσες με $1.5 \text{ mb}/6\text{hr}$.

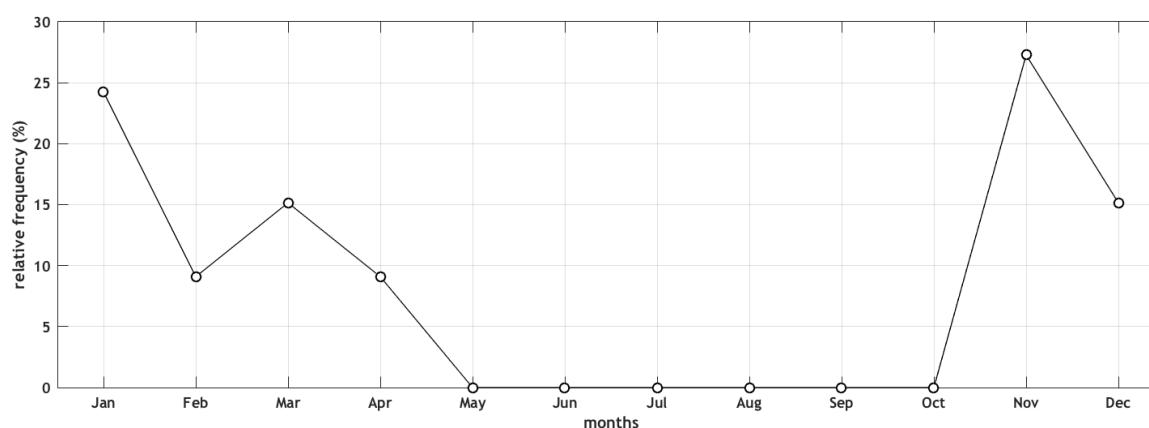


Σχήμα 4.58: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.



Σχήμα 4.59: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 6 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

Στο παρακάτω σχήμα (σχήμα 4.60) φαίνεται η κατανομή των πιο ισχυρών κυκλογενετικών επεισοδίων, τα οποία χαρακτηρίζονται από μέγιστο κανονικοποιημένο ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο από 1 mb/12hr, αποκλειστικά κατά την ψυχρή περίοδο του έτους και κυρίως κατά τους μήνες Νοέμβριο και Ιανουάριο. Αποτέλεσμα που συμφωνεί με τα αποτελέσματα άλλων ερευνών που έχουν ασχοληθεί κατά καιρούς με εξαιρετικές περιπτώσεις Μεσογειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης (*Karacostas and Flocas, 1983; Prezerakos and Michaelides, 1989; Lagouvardos et al, 2007*).



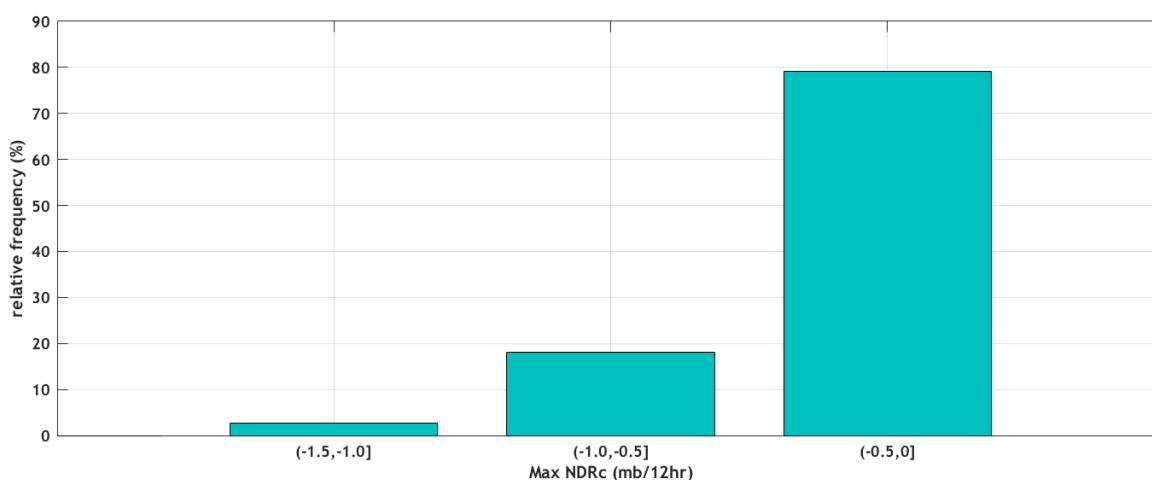
Σχήμα 4.60: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου και παρουσίασαν μέγιστο κανονικοποιημένο ρυθμό

πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο από $1 \text{ mb}/12\text{hr}$, κατά την περίοδο 1990-2008.

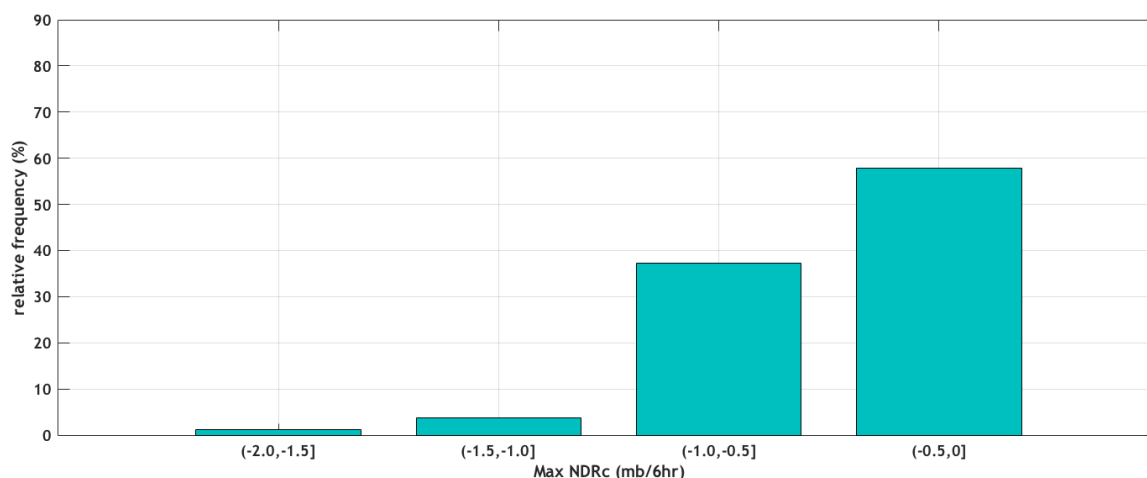
4.9.2 Δυτική Μεσόγειος

Παράλληλα, από την κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες, για τις υπό μελέτη υφέσεις της Δυτικής Μεσογείου (σχήμα 4.61), φαίνεται ότι το 2.8% των υφέσεων παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο ή ίσο με $1 \text{ mb}/12\text{hr}$, και το εύρος τιμών του δείγματος να φτάνει τα $-1.3946 \text{ mb}/12\text{hr}$, δηλαδή το μέγιστο ολόκληρης της περιοχής μελέτης. Αντίθετα, η πλειοψηφία και συγκεκριμένα το 79.2% παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης μικρότερο από $0.5 \text{ mb}/12\text{hr}$.

Η αντίστοιχη εξέταση των δωρων κανονικοποιημένων ρυθμών πτώσης της πίεσης (σχήμα 4.62), και ενώ το εύρος τιμών φτάνει τα $-1.7768 \text{ mb}/6\text{hr}$, καταδεικνύει ότι η πλειοψηφία και συγκεκριμένα το 57.9% των υφέσεων, που παρουσίασαν το πρώτο χρονικό βήμα τους στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, χαρακτηρίζονται από μέγιστους ρυθμούς πτώσης της πίεσης μικρότερους από $0.5 \text{ mb}/6\text{hr}$. Την ίδια στιγμή, περίπου το 4.9% του δείγματος παρουσιάζουν ισχυρούς ρυθμούς πτώσης της πίεσης με τιμές μεγαλύτερες ή ίσες με $1 \text{ mb}/6\text{hr}$, ενώ το 1.2% λαμβάνει τιμές μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης μεγαλύτερες ή ίσες με $1.5 \text{ mb}/6\text{hr}$.



Σχήμα 4.61: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

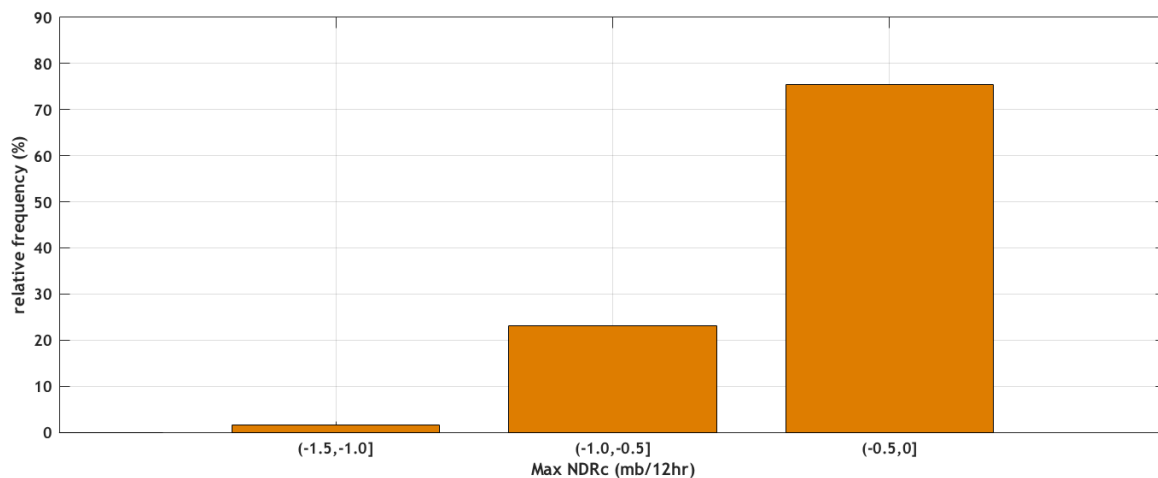


Σχήμα 4.62: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 6 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

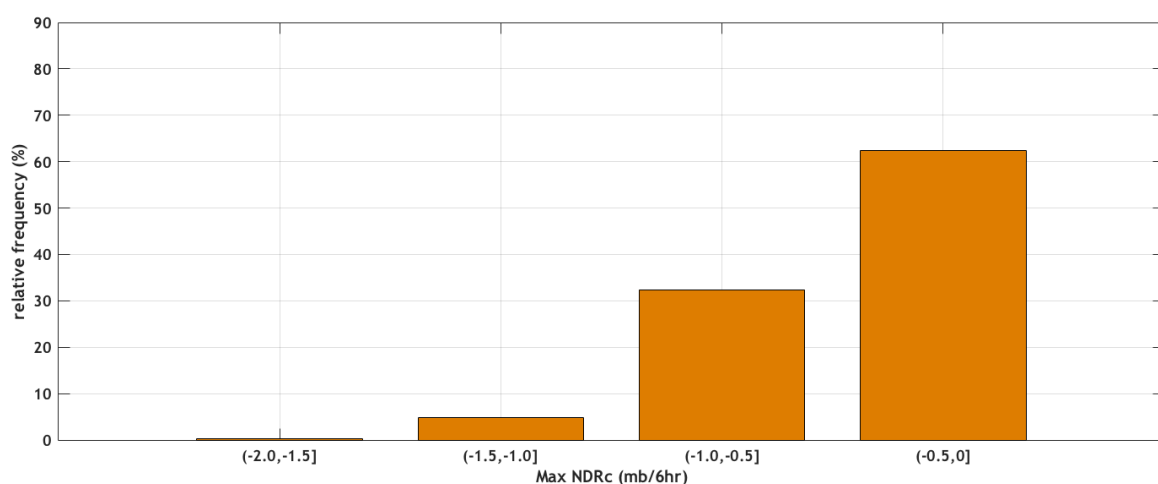
4.9.3 Κεντρική Μεσόγειος

Παράλληλα, από την κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες, για τις υπό μελέτη υφέσεις της Κεντρικής Μεσογείου (σχήμα 4.63), φαίνεται ότι το 1.5% των υφέσεων αυτών παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο ή ίσο με $1 \text{ mb}/12\text{hr}$, και με το εύρος τιμών του δείγματος να φτάνει τα $-1.2421 \text{ mb}/12\text{hr}$. Αντίθετα, η πλειοψηφία και συγκεκριμένα το 75.4% παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης μικρότερο από $0.5 \text{ mb}/12\text{hr}$.

Ως προς τους βωρους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης (σχήμα 4.64), και ενώ το εύρος τιμών φτάνει τα $-1.5029 \text{ mb}/6\text{hr}$, η πλειοψηφία και συγκεκριμένα το 62.5% των υφέσεων, που παρουσίασαν το πρώτο χρονικό βήμα τους στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, χαρακτηρίζονται από ρυθμούς πτώσης της πίεσης μικρότερους από $0.5 \text{ mb}/6\text{hr}$. Την ίδια στιγμή, περίπου το 5.1% του δείγματος παρουσιάζουν ισχυρούς ρυθμούς πτώσης της πίεσης με τιμές μεγαλύτερες ή ίσες με $1 \text{ mb}/6\text{hr}$, ενώ το 0.4% λαμβάνει τιμές μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης μεγαλύτερες ή ίσες με $1.5 \text{ mb}/6\text{hr}$.



Σχήμα 4.63: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.



Σχήμα 4.64: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 6 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

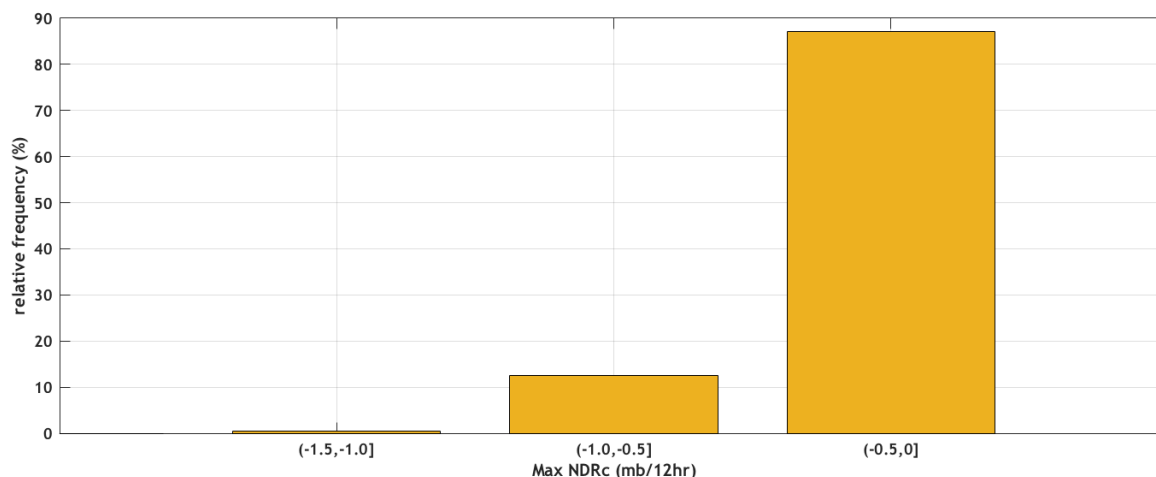
4.9.4 Ανατολική Μεσόγειος

Τέλος, παρουσιάζεται η κατανομή της σχετικής συχνότητας του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες, για τις υπό μελέτη υφέσεις της Ανατολικής Μεσογείου (σχήμα 4.65), με λιγότερο από το 0.5% των υφέσεων αυτών να χαρακτηρίζονται από ρυθμό πτώσης της πίεσης μεγαλύτερο ή ίσο με $1 \text{ mb}/12\text{hr}$, και με το εύρος τιμών του δείγματος να φτάνει τα $-1.2881 \text{ mb}/12\text{hr}$. Αντίθετα, η πλειοψηφία και συγκεκριμένα το

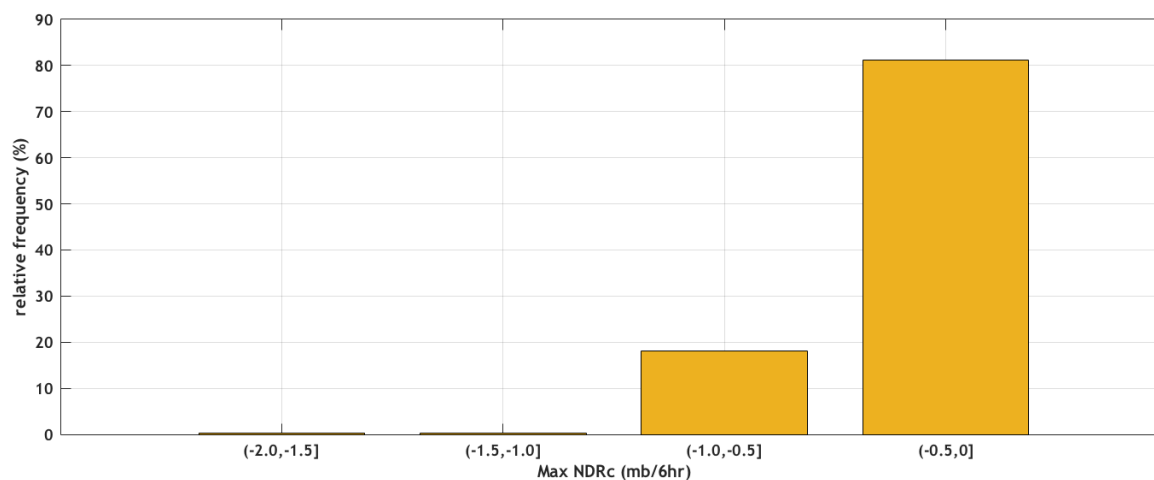
87.2% παρουσιάζουν ρυθμό πτώσης μικρότερο από 0.5 mb/12hr.

Ως προς τους 6ωρους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης (σχήμα 4.66), και ενώ το εύρος τιμών φτάνει τα -1.6661 mb/6hr, η πλειοψηφία και συγκεκριμένα το 81.2% των υφέσεων, που παρουσίασαν το πρώτο χρονικό βήμα τους στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κατά την περίοδο 1990-2008, χαρακτηρίζονται από ρυθμούς πτώσης της πίεσης μικρότερους από 0.5 mb/6hr. Την ίδια στιγμή, περίπου το 0.7% του δείγματος παρουσιάζουν ισχυρούς ρυθμούς πτώσης της πίεσης λαμβάνοντας τιμές μεγαλύτερες ή ίσες του 1 mb/6hr, ενώ το 0.36% λαμβάνει τιμές μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης μεγαλύτερες ή ίσες με 1.5 mb/6hr.

Το γεγονός της ύπαρξης ελάχιστων περιπτώσεων πιο ισχυρής κυκλογένεσης στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, τόσο με τα κριτήρια των 12 και 6 ωρών όσο και των 24 ωρών με το οποίο δεν εντοπίστηκε καμία εκρηκτική περίπτωση, οφείλεται στο ότι η πλειοψηφία των υφέσεων γεννήθηκαν κατά το πρώτο χρονικό βήμα τους στην περιοχή αυτή κατά τη θερμή περίοδο του έτους, όπως δείξαμε σε προηγούμενα αποτελέσματα. Τα θερμικά χαμηλά αν και έχουν μεγάλη διάρκεια ζωής δεν αποτελούν ιδιαίτερα ισχυρές υφέσεις. Μάλιστα, όπως προγενέστερες μελέτες έχουν δείξει και όπως φαίνεται στο σχήμα 4.60, τα πιο ισχυρά κυκλογενετικά επεισόδια εμφανίζονται κατεξοχήν κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, κατά την οποία δημιουργούνται οι κατάλληλες προϋποθέσεις για εκδήλωση ισχυρών κυκλογενετικών επεισοδίων και την επίδραση της μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας κατά τη διάρκεια του χειμώνα να ευθύνεται σε μεγάλο βαθμό για αυτήν (Nissen *et al*, 2010).



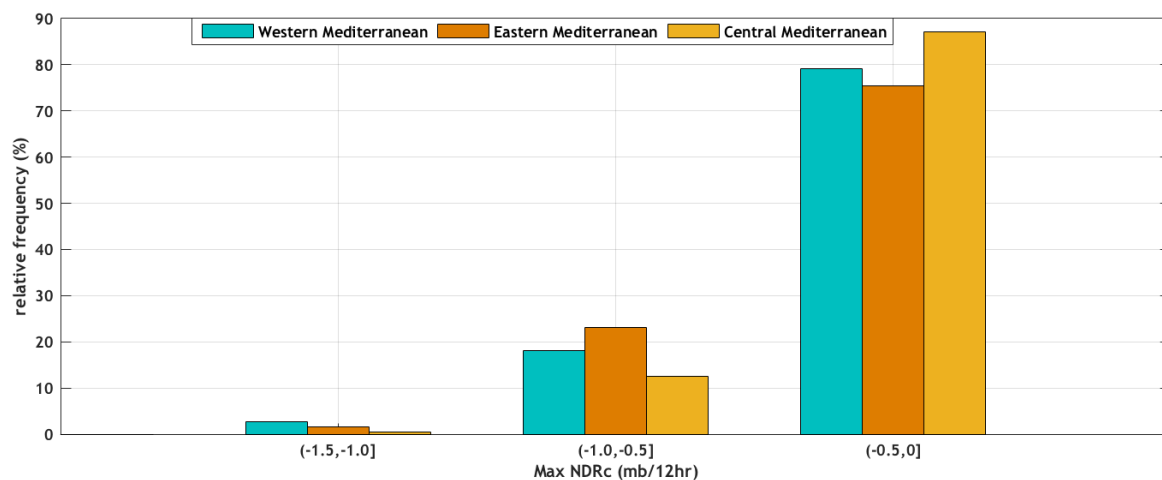
Σχήμα 4.65: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.



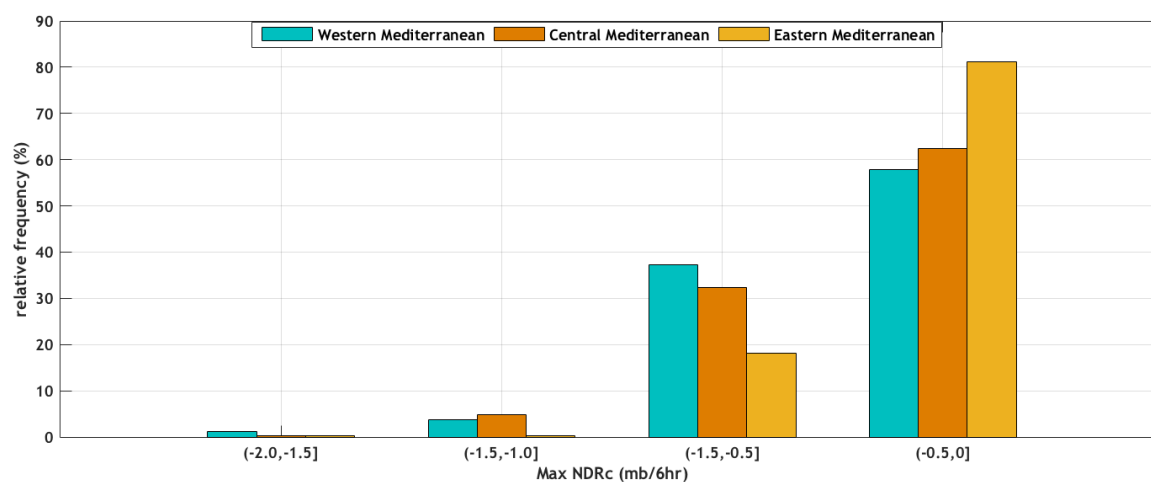
Σχήμα 4.66: Κατανομή της σχετικής συχνότητας (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 6 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, διάρκειας τουλάχιστον μίας μέρας, κατά την περίοδο 1990-2008.

4.9.5 Συγκριτικά αποτελέσματα

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, με την Ανατολική Μεσόγειο να χαρακτηρίζεται από πολύ μικρό αριθμό ισχυρών υφέσεων, τόσο για τους 12ωρους όσο και για τους 6ωρους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης, η Δυτική και Κεντρική Μεσόγειος φαίνεται να χαρακτηρίζονται από ένα αρκετά μεγαλύτερο ποσοστό ισχυρών υφέσεων οι οποίες γεννήθηκαν κατά το πρώτο χρονικό βήμα τους σε αυτές. Παράλληλα, τα παραπάνω αποτελέσματα αποδεικνύουν το γεγονός ότι ο πληθυσμός των υπό μελέτη χαμηλών περιλαμβάνει περιπτώσεις με υψηλό ρυθμό βάρυνσης για τα χρονικά διαστήματα των 12ωρων και κυρίως των 6ωρων, ωστόσο οι δυναμικές και θερμοδυναμικές διεργασίες που επέδρασαν δεν είχαν πιθανόν τη χρονική διάρκεια, ώστε ο αντίστοιχος 24ωρος ρυθμός πτώσης της πίεσης να είναι τέτοιος που να μπορέσει να κατατάξει αυτά τα χαμηλά στην κατηγορία των εκρηκτικών χαμηλών. Για το λόγο αυτό και παρά το σκεπτικισμό με τον οποίο ενίοτε αντιμετωπίζεται ο ορισμός που εφαρμόζεται στην εργασία αυτή αλλά και σε πλήθος άλλων, η σημασία του κριτηρίου του 24ωρου εκρηκτικού ρυθμού πτώσης της πίεσης συνάδει με τον αρχικό ορισμό του *Bergeron* (1954), έτσι ώστε τα χαμηλά αυτά να αποτελούν μια ξεχωριστή και ιδιαίτερη κατηγορία κυκλογενετικών επεισοδίων.



Σχήμα 4.67: Συγκριτική αποτύπωση των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 12 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου, κατά την περίοδο 1990-2008.



Σχήμα 4.68: Συγκριτική αποτύπωση των σχετικών συχνοτήτων (%) του μέγιστου κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ανά 6 ώρες για τις υφέσεις που δημιουργήθηκαν ξεχωριστά στην περιοχή της Δυτικής, Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου, κατά την περίοδο 1990-2008.

5 Συμπεράσματα

Η παρούσα εργασία επικεντρώθηκε στον εντοπισμό των υφέσεων, διάρκειας τουλάχιστον μίας ημέρας, που δημιουργήθηκαν την περίοδο 1990-2008 κατά το πρώτο χρονικό τους βήμα και ανιχνεύτηκαν με τη βοήθεια του αυτοματοποιημένου αριθμητικού σχήματος *MS*, τόσο σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης ($30^{\circ}N-45^{\circ}N$, $10^{\circ}W-38^{\circ}E$) όσο και ξεχωριστά σε κάθε υποπεριοχή που ορίστηκε (Δυτική, Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειος), αλλά και την μελέτη της συχνότητας και των μεταβολών της καθώς και άλλων χαρακτηριστικών όπως η ένταση και το μέγεθος. Μάλιστα σύμφωνα με τον υπολογισμό των μέγιστων ρυθμών πτώσης πίεσης για τις υφέσεις αυτές βρέθηκε ένα ποσοστό πιο ισχυρών περιπτώσεων. Βάσει λοιπόν των αποτελεσμάτων που συζητήθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο, μπορούν να εξαχθούν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

- Οι κυριότερες περιοχές κυκλογένεσης που εντοπίστηκαν στην ευρύτερη περιοχή μελέτης είναι ο Κόλπος της Γένοβας και η περιοχή της Κύπρου, περιοχές με έντονη δραστηριότητα καθ' όλη τη διάρκεια του έτους αλλά με διαφορετικά χαρακτηριστικά εκδήλωσης με την μία να είναι εντονότερη κατά την ψυχρή περίοδο και την άλλη να εντοπίζεται κυρίως κατά τη θερμή περίοδο του έτους. Επιπλέον, εντοπίστηκαν και άλλα δευτερεύοντα κέντρα κυκλογένεσης πάνω από την Ιβηρική Χερσόνησο (κόλπος *Cadix*) με μεγάλη πυκνότητα το καλοκαίρι, την Βορειοανατολική Σαχάρα κυρίως κατά την άνοιξη με έντονα κινούμενες τροχιές προς τα βόρεια και βορειοανατολικά, και τη Νότια Ιταλία, το Ιόνιο, την Αδριατική, την Βόρεια Μαύρη Θάλασσα και σε μικρότερο βαθμό την περιοχή του ανατολικού Αιγαίου να ενεργοποιούνται κατά την ψυχρή περίοδο του έτους.
- Κατά την ψυχρή περίοδο του έτους η κυκλογένεση εκδηλώνεται κυρίως στην θαλάσσια περιοχή της Μεσογείου ή κοντά στις ακτές της, ενώ αντίθετα κατά την θερμή περίοδο του έτους, και κυρίως τους καλοκαιρινούς μήνες, κυκλογενετικά επεισόδια εντοπίζονται αποκλειστικά σε χερσαίες περιοχές αυτής. Το γεγονός αυτό οφείλεται στους μηχανισμούς που επιδρούν ξεχωριστά ανάλογα με την εποχή, με τις υφέσεις που δημιουργούνται κατά την ψυχρή περίοδο του έτους εμφανίζονται με μεγάλη χωρική κλίμακα ταξιδεύοντας αρκετά μακριά από το σημείο γένεσής τους και οι οποίες είναι πιο έντονες και βαθιές από εκείνες που δημιουργούνται κατά τη θερμή περίοδο και φαίνεται να είναι σχεδόν στάσιμες. Παράλληλα, οι έντονες και βραχύβιες υφέσεις της ψυχρής περιόδου, και κυρίως των χειμερινών μηνών, δημιουργούν μια σημαντική τροχιά που ξεκινά από τα υπήνεμα των Άλπεων και κινούμενη νοτιοανατολικά φτάνει μέχρι τα παράλια της Κύπρου.
- Από τις 1002 περιπτώσεις κυκλογένεσης που εντοπίστηκαν μέσα στην ευρύτερη περιοχή μελέτης της Μεσογείου, το 34.5% εντοπίζεται στην Δυτική, το 33.0% στην Κεντρική και το 32.5% στην Ανατολική Μεσόγειο.

- Ως προς την χρονοσειρά της κατανομής των ετήσιων συχνοτήτων για την περιοχή της Μεσογείου παρουσιάζεται μια ανοδική τάση, με μέγιστο κυκλογενετικών επεισοδίων να σημειώνεται κατά το έτος 1996 και ελάχιστο το 2002. Παράλληλα, η αντίστοιχη χρονοσειρά για την περιοχή της Δυτικής Μεσογείου παρουσιάζει μια καθοδική τάση, με μέγιστο να εμφανίζεται κατά το έτος 1996 και ελάχιστο το 2006. Αντίθετα, οι χρονοσειρές των ετήσιων συχνοτήτων για την περιοχή της Κεντρικής και της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζουν ανοδική τάση, με μέγιστο κυκλογενετικών επεισοδίων να σημειώνεται κατά το έτος 1995 και 2008 αντίστοιχα και ελάχιστο το 2002.
- Ως προς την ενδοετήσια κατανομή των συχνοτήτων κυκλογένεσης, στην περιοχή της Μεσογείου φαίνεται μια σαφής προτίμηση στη δημιουργία κυκλωνικών επεισοδίων κατά τη χειμερινή περίοδο (30.6%), παρουσιάζοντας ελάχιστο αριθμό κυκλογενέσεων το φθινόπωρο (21.9%). Αντίθετα, για κάθε υποπεριοχή μελέτης τα μέγιστα και ελάχιστα των συχνοτήτων εμφάνισης κυκλογενετικών επεισοδίων διαπιστώνονται σε διαφορετικές εποχές, επιβεβαιώνοντας την ύπαρξη διαφορετικών μηχανισμών που λαμβάνουν χώρα σε καθεμία. Πιο συγκεκριμένα, για την περιοχή της Δυτικής Μεσογείου μέγιστο κυκλογενέσεων παρουσιάζεται κατά την άνοιξη (29.6%) ενώ ελάχιστο κατά τη θερινή περίοδο (22.9%), αλλά όχι με μεγάλη διαφορά από τις συχνότητες των άλλων εποχών. Οι κυκλογενέσεις που δημιουργούνται στην Κεντρική Μεσόγειο έχουν μέγιστη συχνότητα εμφάνισης κατά την χειμερινή περίοδο (44.1%) ενώ ελάχιστη κατά τη θερινή (19.0%). Τέλος, για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου το μέγιστο παρουσιάζεται κατά την θερινή περίοδο (38.3%) ενώ το ελάχιστο κατά τη εαρινή περίοδο (18.4%).
- Ως προς την μελέτη των δυναμικών χαρακτηριστικών των υφέσεων, οι κατανομές της μέγιστης ακτίνας, μέγιστου βάθους και έντασης για τις υφέσεις που γεννήθηκαν στις περιοχές της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου μοιάζουν σε μεγάλο βαθμό, με τις υφέσεις της Κεντρικής Μεσογείου να είναι λίγο πιο ισχυρές στην πλειοψηφία τους. Αντίθετα, οι υφέσεις που δημιουργήθηκαν στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου στην πλειοψηφία τους χαρακτηρίζονται από μικρές τιμές ακτίνας, βάθους και λαπλασιανής της κεντρικής πίεσης, μαρτυρώντας ότι η περιοχή αποτελείται από μεγάλο ποσοστό ασθενών υφέσεων μικρής χωρικής κλίμακας, γεγονός που οφείλεται στην έντονη κυκλογενετική δραστηριότητα της περιοχής κατά τους καλοκαιρινούς μήνες.
- Μάλιστα, εξετάζοντας την εποχιακή κατανομή των δυναμικών αυτών χαρακτηριστικών για τις υφέσεις που γεννήθηκαν τόσο στην Μεσόγειο όσο και στις υποπεριοχές που ορίστηκαν για την συγκεκριμένη μελέτη, γίνεται εμφανές ότι η χειμερινή περίοδος χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερο πλήθος υφέσεων με μεγαλύτερες τιμές μέγιστης λαπλασιανής, που συνδέεται με μεγαλύτερες τιμές βάθους και ακτίνας, εν αντιθέσει με την θερινή περίοδο του έτους που χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερο πλήθος υφέσεων με μικρές τιμές λαπλασιανής, βάθους και ακτίνας, επιβεβαιώνοντας έτσι το γεγονός ότι κατά τους χειμερινούς μήνες λαμβάνουν χώρα εντονότερες υφέσεις ενώ κατά το

καλοκαίρι οι ασθενέστερες.

- Ως προς την κατανομή της ελάχιστης πίεσης των υπό μελέτη υφέσεων και ακολουθώντας την κατηγοριοποίηση κατά τους *Maheras et al.* (2001) για αυτές, το μεγαλύτερο ποσοστό ισχυρών υφέσεων παρατηρείται στην Δυτική Μεσόγειο (8.4%), το μεγαλύτερο ποσοστό μέτριων υφέσεων στην Κεντρική Μεσόγειο (47.7%), ενώ το μεγαλύτερο ποσοστό ασθενών υφέσεων εντοπίζεται στην Ανατολική Μεσόγειο (56.4%) υπολογιζόμενο επί του συνόλου της εκάστοτε περιοχής μελέτης. Παράλληλα, ως προς την εποχιακή κατανομή της ελάχιστης πίεσης οι υφέσεις που δημιουργήθηκαν τόσο στην Δυτική όσο και την Κεντρική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού χαρακτηρίζονται από τις υψηλότερες τιμές ελάχιστης πίεσης, και ιδιαίτερα εκείνες της Δυτικής Μεσογείου, ενώ οι ελάχιστες τιμές αυτών εντοπίζονται κατά τη χειμερινή και εαρινή περίοδο αντίστοιχα. Αντίθετα, οι υφέσεις που δημιουργούνται στην Ανατολική Μεσόγειο λαμβάνουν τις μεγαλύτερες τιμές τους κατά την φθινοπωρινή περίοδο με μικρή διαφορά από τη χειμερινή και τις μικρότερες κατά την άνοιξη.
- Τέλος, εξετάζοντας τους μέγιστους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης τόσο ανά 12 όσο και ανά 6 ώρες επιβεβαιώθηκε ότι η Ανατολική Μεσόγειος χαρακτηρίζεται από το μικρότερο ποσοστό ισχυρών περιπτώσεων κυκλογένεσης, σε αντίθεση με τις υφέσεις της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου, ενώ εξετάζοντας τους αντίστοιχους μέγιστους κανονικοποιημένους ρυθμούς πτώσης της πίεσης ανά 24 ώρες δεν ανιχνεύτηκε καμία περίπτωση ισχυρής κυκλογένεσης για την περιοχή αυτή. Παράλληλα, οι ισχυρότερες περιπτώσεις κυκλογένεσης παρουσιάζονται εξ' ολοκλήρου κατά την περίοδο από τον Νοέμβριο έως και τον Μάρτη, ενώ αποτελούν γεγονός αρκετά σπάνιο για την περιοχή της Μεσογείου η οποία αποτελείται κυρίως από ρηχές υφέσεις.
- Γενικότερα, οι ομοιότητες και οι διαφορές κατά την στατιστική μελέτη των δυναμικών χαρακτηριστικών των δημιουργούμενων υφέσεων σε κάθε υποπεριοχή μελέτης εξαρτώνται από τους μηχανισμούς που επηρεάζουν την εκάστοτε περιοχή αλλά και ο βαθμός αυτής της επιρροής. Μάλιστα, η βαροκλινικότητα φαίνεται να είναι πολύ σημαντική και για τις τρεις περιοχές που εξετάστηκαν, ενώ η ορογραφία φαίνεται ότι διαδραματίζει κυρίαρχο ρόλο στην κυκλογενετική δραστηριότητα τόσο στην περιοχή του κόλπου της Γένοβας και της Ιβηρικής Χερσονήσου όσο και γενικότερα της Δυτικής Μεσογείου, δημιουργώντας έντονη βαροκλινικότητα στα χαμηλότερα στρώματα. Την ίδια στιγμή, οι διαβατικές διαδικασίες των χαμηλότερων στρωμάτων, όπως οι έκλυση λανθάνουσας θερμότητας και οι θερμικές ροές από την επιφάνεια της θάλασσας, φαίνεται να έχουν έντονη επίδραση στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου και κυρίως στην Ανατολική Μεσόγειο επηρεάζοντας με αυτόν τον τρόπο την εξέλιξη της κυκλογένεσης και στις τρεις περιοχές μελέτης.

6 Βιβλιογραφία

- [1] Alpert P, Neeman BU, and Shay-El Y. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus*, 42A:65–77, 1990a.
- [2] Alpert P, Neeman BU, and Shay-El Y. Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean. *Journal of Climate*, 3:1474–1478, 1990b.
- [3] Alpert P and Ziv B. The Sharav Cyclone: Observations and some theoretical considerations. *Journal Of Geophysical Research*, 94:18495–18514, 1989.
- [4] Alpert P and Neeman BU. Cold small-scale cyclones over the Eastern Mediterranean. *Tellus*, A 44:173–179, 1992.
- [5] Bartholy J, Pongrácz R, and Pattantyús Ábrahám M. Analyzing the genesis, intensity, and tracks of Western Mediterranean cyclones. *Theoretical and Applied Climatology*, 96:133–144, 2008.
- [6] Bosart LF and Lin SC. A Diagnostic Analysis of the President’s Day Storm of the February 1979. *Monthly Weather Review*, 112:2148–2177, 1984.
- [7] Boyle JS and Bosart LF. A Cyclone-Anticyclone Couplet over North America: an Example of Anticyclone Evolution. *Monthly Weather Review*, 111:1025–1045, 1983.
- [8] Brody LR and Nestor MJR. *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, 1980.
- [9] Buzzi A and Rizzi R. Isentropic analysis of cyclogenesis in the lee of Alps. *Rivista Italiana di Geofisica, Atti del XIII Cong. Intern. Meteor. Alpina*, 1:7–14, 1975.
- [10] Buzzi A and Tibaldi S. Cyclogenesis in the lee of Alps: a case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104:271–287, 1978.
- [11] Campins J, Genovés A, Picornell MA, and Jansà A. Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset. *International Journal of Climatology*, 31:1596–1614, 2011.
- [12] Craig GC and Cho HR. Cumulus convection and CISK in midlatitudes. Part II: Comma cloud formation in cyclonic shear regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49:1318 –1333, 1992.
- [13] Danielsen EF. Cyclogenesis in the Gulf of Genoa. *Summer School on mesoscale meteorological phenomena*, Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venice, 26 Aug-6 Sept, 1973.

- [14] Davis CA and Emanuel KA. Observational Evidence for the Influence of Surface Heat Fluxes on Rapid Maritime Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 116:2649–2659, 1988.
- [15] Dutton JA. The ceaseless wind. *McGraw-Hill*, 579pp, 1976.
- [16] Farrell B. Transient Growth of Damped Baroclinic Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42:2718–2727, 1985.
- [17] Farrell B. Unstable Baroclinic Modes Damped by Ekman Dissipation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46:397–401, 1989.
- [18] Flocas AA. Frontal depressions over the Mediterranean Sea and Central Southern Europe. *Méditerranée*, 4:43–52, 1988.
- [19] Flocas HA. *Explosive Cyclogenesis in the Mediterranean*. M.Sc. Thesis, Department of Meteorology, University of Reading, 1990.
- [20] Flocas HA and Karacostas TS. Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identification and synoptic categories. *Meteorological Applications*, 3:53–61, 1996.
- [21] Flocas HA, Maheras P, Karacostas TS, Patrikas I, and Anagnostopoulou C. A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 21:1759–1778, 2001.
- [22] Flocas HA, Simmonds I, Kouroutzoglou J, Keay K, Hatzaki M, Bricolas V, and Asimakopoulos D. On Cyclonic Tracks over the Eastern Mediterranean. *Journal of Climate*, 23:5243–5257, 2010.
- [23] Flocas HA, Kountouris P, Kouroutzoglou J, Hatzaki M, Keay K, and Simmonds I. Vertical characteristics of cyclonic tracks over the Eastern Mediterranean during the cold period of the year. *Theoretical and Applied Climatology*, 112:375–388, 2013.
- [24] Godev N. On the cyclogenetic nature of the earth’s orographic form. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*, 19:299–310, 1970.
- [25] Govorushko SM. *Natural Processes and Human Impacts: Interaction between Humanity and the Environment*. Springer Science & Business Media, 678pp, 2012.
- [26] Grotjahn R, Hodyss D, and Castello C. Do Frontal Cyclones Change Size? Observed Widths of North Pacific Lows. *Monthly Weather Review*, 127:1089–1095, 1999.
- [27] Gyakum JR and Barker ES. A Case Study of Explosive Subsynoptic Scale Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 116:2225–2253, 1988.
- [28] HMSO. *Weather in the Mediterranean*, volume 1, 2nd edn. Meteorological Office, London, 362, 1962.

- [29] Homar V, Ramis C, and Alonso AS. A deep cyclone of African origin over the Western Mediterranean: Diagnosis and numerical simulation. *Annales Geophysicae*, 20(1):93–106, 2002.
- [30] Hortal M, Jansà A, and Gimeno C. Behavior of Spanish Limited Area Model (LAM) in two cases of Mediterranean cyclogenesis. *Sci. Conf. on results of the Alpine Experiment*, Venice, 1985.
- [31] Hoskins BJ, McIntyre ME, and Robertson AW. On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111:877–947, 1985.
- [32] Husche RE. *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society, Boston, Mass, 1959.
- [33] Illarri L, Malguzzi P, and Speranza A. On breakdowns of the westerlies. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 17:27–49, 1981.
- [34] Jansà A and Ramis C. Catalanian – Balearic sea cyclogenesis. ALPEX preliminary scientific results. *WMO/ICSO GAPR-ALPEX*, 7:49–61, 1982.
- [35] Jansà A, Genoves A, and Garcia-Moya JA. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 1: Numerical experiment concerning the Piedmont flood case. *Meteorological Applications*, 7:323–333, 2000.
- [36] Karacostas TS and Flocas AA. The development of the “bomb” over the Mediterranean area. *La Meteorologie*, Actes de la conference “eau verte”, 34:351–358, 1983.
- [37] Karein AD. *The forecasting of cyclogenesis in the Mediterranean region*. PhD Thesis, University of Edinburgh, 159pp, 1979.
- [38] Kelemen FD, Bartholy J, and Pongrácz R. Multivariable cyclone analysis in the Mediterranean region. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 119:159–184, 2015.
- [39] Kouroutzoglou J, Flocas HA, Keay K, Simmonds I, and Hatzaki M. Climatological aspects of explosive cyclones in the Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 31:1785–1802, 2011.
- [40] Lagouvardos K, Kotroni V, and Defer E. The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133:1519–1531, 2007.
- [41] Lim EP and Simmonds I. Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. *Monthly Weather Review*, 130:2188–2209, 2002.

- [42] Lim EP and Simmonds I. Southern hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 data in 1979–2001. *Journal of Climate*, 20:2675–2690, 2007.
- [43] Lin YL. A Theory of Cyclogenesis Forced by Diabatic Heat. Part I: A quasi-geostrophic Approach. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46:3015–3036, 1989.
- [44] Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, and Boscolo R. *Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment*. Mediterranean Climate Variability, Elsevier. Amsterdam, pp 325–372, 2006.
- [45] Liou C, Wash CH, Heikkinen SM, and Elsberry RL. Numerical Studies of Cyclogenesis Events during the Second Intensive Observational Period (IOP-2) of GALE. *Monthly Weather Review*, 118:218–233, 1990.
- [46] Lolis CJ, Bartzokas A, and Katsoulis BD. Relation between sensible and latent heat fluxes in the Mediterranean and precipitation in the Greek area during winter. *International Journal of Climatology*, 24:1803–1816, 2004.
- [47] Maheras P. Les types de temps depressionnaires perturbés au-dessus de la mer Egée. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 43:13–22, 1983.
- [48] Maheras P, Flocas HA, Patrikas I, and Anagnostopoulou C. A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, 21:109–130, 2001.
- [49] Maheras P, Flocas HA, Anagnostopoulou C, and Patrikas I. On the vertical structure of composite surface cyclones in the Mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology*, 71:199–217, 2002.
- [50] McGinley JA. A Diagnosis of Alpine Lee Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 110:1271–1287, 1982.
- [51] McGinley JA and Goerss JS. Effects of Terrain Height and Blocking Initialization on Numerical Simulation of Alpine Lee Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 114:1578–1590, 1986.
- [52] Miglietta M, Laviola S, Malvaldi A, Conte D, Levizzani V, and Price C. Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite approach. *Geophysical Research Letters*, 40:2400–2405, 2013.
- [53] Murray RJ and Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*, 39:155–166, 1991a.
- [54] Murray RJ and Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations. *Australian Meteorological Magazine*, 39:167–180, 1991b.

- [55] Nicolaides K, Michaelides S, and Karacostas T. Spatial distribution of some dynamic parameters during the evolution of selected depressions over the area of Cyprus. *International Journal of Climatology*, 24:1829–1844, 2004.
- [56] Nielsen JW and Dole RM. A Survey of Extratropical Cyclone Characteristics during GALE. *Monthly Weather Review*, 120:1156–1168, 1992.
- [57] Nissen KM, Leckebusch GC, Pinto JG, Renggli D, Ulbrich S, and Ulbrich U. Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 10:1379–1391, 2010.
- [58] Pálmen E and Newton CW. *Atmospheric circulation systems: Their structure and Physical Interpretation*. Academic Press, New York, 1969.
- [59] Petterssen S. *Weather Analysis and Forecasting*, volume 1, 2nd edn. McGraw Hill Book Company, pp 428, New York, 269, 1956.
- [60] Petterssen S and Smebye SJ. On the development of Extratropical Cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97:457–482, 1971.
- [61] Pinto JG, Spanghel T, Ulbrich U, and Speth P. *Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology*. Meteorologische Zeitschrift, Berlin, 2005.
- [62] Prezerakos NG. On a case of cyclogenesis over the Greek area. *Bulletin of Hellenic Meteorological Society*, 1:13–34, 1976.
- [63] Prezerakos NG. *Contribution to study of the blocking over the Greek area*. PhD Thesis, University of Thessaloniki, 191pp, 1978.
- [64] Prezerakos NG. The northwest african depressions affecting the south Balkans. *Journal of Climatology*, 5:643–654, 1985.
- [65] Prezerakos NG. Synoptic flow patterns leading to the generation of north-west African depressions. *International Journal of Climatology*, 10:33–48, 1990.
- [66] Prezerakos NG and Michaelides SC. A composite diagnosis in sigma coordinates of the atmospheric energy balance during intense cyclonic activity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115:463–486, 1989.
- [67] Prezerakos NG, Michaelides SC, and Vlassi AS. Atmospheric synoptic conditions associated with the initiation of north-west African depressions. *International Journal of Climatology*, 10:711–729, 1990.
- [68] Prezerakos NG and Flocas HA. The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteorological Applications*, 3:101–111, 1996.

- [69] Radinovic D. 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, 1965a.
- [70] Radinovic D. Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie A, 14:391–408, 1965b.
- [71] Radinovic D. *Mediterranean cyclones and their influence on the weather and climate*. WMO, PSMP Report Series No 24, 131pp, Geneva, Switzerland, 131, 1987.
- [72] Reed RJ. A study of a Characteristic Type of Upper Level Frontogenesis. *Journal of Meteorology*, 12:226–237, 1955.
- [73] Reed RJ. Cyclogenesis in polar air streams. *Monthly Weather Review*, B107:38–52, 1979.
- [74] Reed RJ, Stoelinga MT, and Kuo YH. A model-aided study of the origin and evolution of the anomalously high potential vorticity in the inner region of a rapidly deepening marine cyclone. *Monthly Weather Review*, 120:893–913, 1992.
- [75] Reiter ER. *Jet stream meteorology*. The University of Chicago Press, Chicago, 1963.
- [76] Reiter ER. Stratospheric-tropospheric exchange processes. *Reviews of Geophysics*, 13:459–474, 1975.
- [77] Roebber PJ. Statistical Analysis and Updated Climatology of Explosive Cyclones. *Monthly Weather Review*, 112:1577–1589, 1984.
- [78] Rudeva I and Gulev SK. Climatology of Cyclone Size Characteristics and their changes during the cyclone life cycle. *Monthly Weather Review*, 135:2568–2587, 2007.
- [79] Sanders F. Explosive Cyclogenesis over the West Central North Atlantic Ocean 1981- 1984. Part : Composite Structure and Mean Behavior. *Monthly Weather Review*, 114:1781–1794, 1986.
- [80] Sanders F and Gyakum JR. Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review*, 108:1589–1606, 1980.
- [81] Shay-El Y and Alpert P. A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117:715–747, 1991.
- [82] Simmonds I and Murray RJ. Southern extratropical cyclone behavior in ECMWF analyses during the FROST special observing periods. *Weather Forecast*, 14:878–891, 1999.

- [83] Simmonds I. Size Changes over the Life of Sea Level Cyclones in the NCEP Reanalysis. *Monthly Weather Review*, 128:4118–4125, 2000.
- [84] Simmons AJ and Hoskins BJ. The life cycle of some nonlinear baroclinic waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, 25:414–432, 1978.
- [85] Speranza A, Buzzi A, Trevisan A, and Malguzzi P. A theory of deep cyclogenesis in the lee of the Alps. Part I: Modifications of baroclinic instability by localized topography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42:1521–1535, 1985.
- [86] Sutcliffe RC. A Contribution to the Problem of Development. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 73:370–383, 1947.
- [87] Sutcliffe RC. Depression, front and air mass modification in the Mediterranean. *U-NESTCO/WMO Seminar on Mediterranean Synoptic Meteorology. Meteorologische Abhandlungen Band*, 1960b.
- [88] Thorncroft CD and Flocas HA. A case study of Saharan cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 125:1147–1165, 1997.
- [89] Thorncroft CD and Hoskins BJ. Frontal Cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47:2317–2336, 1990.
- [90] Thorpe AJ. Diagnosis of Balanced Vortex Structure using Potential Vorticity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42:397–406, 1985.
- [91] Tibaldi S, Buzzi A, and Malguzzi P. Orographically induced cyclogenesis: Analysis of numerical experiments. *Monthly Weather Review*, 108:1302–1314, 1980.
- [92] Tosi E, Fantini M, and Trevisan A. Numerical Experiments on Orographic Cyclogenesis: Relationship Between the Development of the Lee Cyclone and the Basic Flow Characteristics. *Monthly Weather Review*, 111:799–814, 1983.
- [93] Trigo IF, Davies TD, and Bigg GR. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate*, 12:1685–1696, 1999.
- [94] Trigo IF, Bigg GR, and Davies TD. Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Monthly Weather Review*, 130:549–569, 2002.
- [95] Uccellini LW, Kocin PJ, Petersen RA, Wash CH, and Brill KF. The Presidents’ Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 113:962–988, 1984.
- [96] Urbani M. Sulla ciclogenesi nel Mediterraneo durante l’inverno. *RiTista di Meteorologia Aeronautica*, XVI(1):3–9, 1956.
- [97] Valdes PJ and Hoskins BJ. Baroclinic instability of the zonally averaged flow with boundary layer damping. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45:1584–1593, 1988.

- [98] Wash CH, Peak JE, Calland WE, and Cook WA. Diagnostic Study of Explosive Cyclogenesis during FGGE. *Monthly Weather Review*, 116:431–451, 1988.
- [99] Weng HY and Barcilon A. Favorable Environments for Explosive Cyclogenesis in a Modified two layer Eady Model. *Tellus*, 39A:202–214, 1987.
- [100] Wernli H and Schwierz C. Surface cyclones in the ERA-40 Data set (1958–2001). Part I: Novel Identification Method and Global Climatology. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63:2486–2507, 2006.
- [101] Winston JS. Physical Aspects of Rapid Cyclogenesis in the Gulf of Alaska. *Tellus*, 7:481–500, 1955.
- [102] Xoplaki E. Climate variability over the Mediterranean. *PhD Thesis*, University of Bern, Switzerland, 2002.
- [103] Xoplaki E, Gonzalez-Rouco FJ, Luterbacher J, and Wanner H. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics*, 20:723–739, 2003.