



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ – ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

Π.Μ.Σ. Φυσική Εφαρμογών

με Ειδίκευση στην Φυσική Περιβάλλοντος και Μετεωρολογία

**Μελέτη του Ω-blocking και της συσχέτισής του
με την εμφάνιση ακραία υψηλών θερμοκρασιών στην περιοχή
της Ευρώπης και της Μεσογείου**

Κουτσούπη Ηλιάνα

Πτυχίο Φυσικής

Επιβλέπων: Καρτάλης Κωνσταντίνος

Καθηγητής Τμήματος Φυσικής Πανεπιστημίου Αθηνών

ΑΘΗΝΑ 2023

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών, του τμήματος Φυσικής του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, στον τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας. Η μελέτη επικεντρώνεται στην κατανόηση των μηχανισμών που δρουν κατά τη διάρκεια εκδήλωσης ενός συστήματος Ωμέγα εμποδισμού καθώς και τη συσχέτιση του συστήματος με ακραία υψηλές θερμοκρασίες. Παράλληλα, εστιάζουμε στην τάση που έχει διαμορφωθεί τα τελευταία 40 έτη στη διάρκεια, τη συχνότητα, την ένταση και την έκταση του φαινομένου.

Η εργασία έλαβε χώρα στον Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος-Μετεωρολογίας του Τμήματος Φυσικής του ΕΚΠΑ κατά το ακαδημαϊκό έτος 2022-2023. Επιβλέπων ήταν ο καθηγητής Καρτάλης Κωνσταντίνος, τον οποίο ευχαριστώ θερμά για τις γνώσεις και την υποστήριξη που μου προσέφερε κατά τις μεταπτυχιακές μου σπουδές, αλλά και για την ευκαιρία που μου έδωσε να μελετήσω ένα ενδιαφέρον ερευνητικό πεδίο υπό την καθοδήγησή του και να εμβαθύνω στις φυσικές διεργασίες της ανώτερης ατμόσφαιρας.

Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Φιλιππόπουλο Κωνσταντίνο, Μεταδιδακτορικό Ερευνητή, για τις συμβουλές του κατά την εκπόνηση της διπλωματικής εργασίας μου και τον Αγαθαγγελίδη Ηλία, Μεταδιδακτορικό Ερευνητή, για την άμεση υποστήριξή του.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου και ιδιαίτερα την οικογένειά μου που με ενθάρρυναν καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Επιβλέπων: Καρτάλης Κωνσταντίνος

Κουτσούπη Ηλιάννα

A.M.: 7110122100405

Αθήνα, Φεβρουάριος 2023

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο ατμοσφαιρικός εμποδισμός περιγράφει ισχυρά και στάσιμα συστήματα υψηλών πιέσεων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, τα οποία έχουν χρόνο ζωής από 5 ημέρες έως και μερικές εβδομάδες. Αυτή η εμμονή το φαινομένου διακόπτει τη δυτική ατμοσφαιρική ροή στην ανώτερη ατμόσφαιρα, επιτρέποντας τη συσσώρευση θερμότητας στις περιοχές με εμποδισμό, με αποτέλεσμα την εκδήλωση ακραίων μετεωρολογικών συνθηκών στην επιφάνεια, όπως είναι οι καύσωνες, τα κύματα ψύχους και οι ισχυρές βροχοπτώσεις.

Η μελέτη μας επικεντρώνεται στη διερεύνηση και κατανόηση ενός συγκεκριμένου τύπου εμποδισμού, του Ωμέγα (omega blocking). Πρόκειται για ένα ατμοσφαιρικό μοτίβο κατά τη διάρκεια το οποίου οι ισοβαρείς ή οι ισοϋψείς σχηματίζουν το γράμμα ωμέγα. Απαρτίζεται από δύο χαμηλά (“cut-off” lows) στην είσοδο και έξοδο το συστήματος και ένα υψηλό στο κέντρο του, διατεταγμένα κατά τη δυτική – ανατολική διεύθυνση.

Αρχικά, γίνεται η ταυτοποίηση των Ωμέγα εμποδισμών, χρησιμοποιώντας ERA5 Reanalysis $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ δεδομένα γεωδυναμικού στα 500 hPa για την περίοδο 1981-2020 για τους θερινούς μήνες στην περιοχή της Ευρώπης μέσω υπολογισμού της ανωμαλίας του γεωδυναμικού ύψους. Από τα 115 συστήματα εμποδισμού, 77 χαρακτηρίζονται ως Ωμέγα, η διάρκεια των περισσοτέρων δεν ξεπερνά τις 20 ημέρες.

Ο υπολογισμός της έντασης του κάθε εμποδισμού είναι απαραίτητος για την κατάταξή τους σε αδύναμα, μέσα και ισχυρά και πραγματοποιείται βάσει της διαφοράς πίεσης μεταξύ του υψηλού και των χαμηλών συστημάτων. Οι ισχυροί Ωμέγα εμποδισμοί που προκύπτουν είναι ελάχιστοι, ενώ ένα σημαντικό ποσοστό αποτελούν τα συστήματα μέτριας έντασης.

Ενδιαφέρουσα κρίνεται, παράλληλα, η συσχέτιση της φάσης του North Atlantic Oscillation (NAO) με την εκδήλωση συστημάτων εμποδισμού τύπου Ωμέγα. Παρατηρούμε μία αξιοσημείωτη σύνδεση των Ωμέγα εμποδισμών που λαμβάνουν χώρα κατά την αρνητική φάση του NAO στη Δυτική Ευρώπη. Επομένως, συμπεραίνουμε πως οι μεταβολές στη ζωνική συνιστώσα του ανέμου στα 250 hPa διαδραματίζουν καταλυτικό ρόλο στη δημιουργία των κατάλληλων προϋποθέσεων για τον σχηματισμό συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού.

Τέλος, μέσω υπολογισμού του Excess Heat Factor (EHF), καταλήγουμε στη συσχέτιση των ακραία υψηλών θερμοκρασιών στην περιοχή της Μεσογείου με την ταυτόχρονη εκδήλωση Ωμέγα εμποδισμού. Ακόμη, διερευνώνται σημαντικές περιπτώσεις κυμάτων καύσωνα στην εν λόγω περιοχή αλλά και, ειδικότερα, στην Ελλάδα.

Συμπερασματικά, μόνο την τελευταία δεκαετία διακρίνεται μία τάση αύξησης στη διάρκεια και την ένταση των συστημάτων Ωμέγα, με το σημαντικότερο ποσοστό να επηρεάζει τη δυτική Ευρώπη κατά τη θερινή περίοδο.

ABSTRACT

Atmospheric blocking describes strong and stationary high-pressure systems at mid-latitudes, with a lifetime of 5 days to a few weeks. The pattern's persistence interrupts the westerly atmospheric flow in the upper atmosphere, allowing heat to accumulate in the blocked areas and, resulting in extreme weather conditions at the surface, such as heat waves, cold spells and heavy rainfall.

The study focuses on investigating and understanding a specific type of blocking, the omega block. This is an atmospheric pattern during which isobars or geopotential isopleths form the greek letter omega. It consists of two low-systems ('cut-off' lows) at the upward and downward the system and a high-pressure system in the centre, arranged in the west-east direction.

Initially, the omega blocks are identified using ERA5 Reanalysis $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ geopotential data at 500 hPa for the period 1981-2020 for the summer months in the European region by calculating the geopotential height anomaly. Of the 115 blocking systems identified in the period above, 77 are classified as omega, the duration of most of them does not exceed 20 days.

The calculation of the blocking intensity is necessary in order to classify them as weak, average and strong and is carried out using the pressure gradient between the high and low systems. Few strong omega blocks are observed, while the most significant proportion belongs to systems of average intensity.

The correlation between the North Atlantic Oscillation (NAO) phase and the occurrence of Omega-type blocking systems is also of interest. We observe a remarkable association of omega blocks occurring during the negative phase of the NAO in Western Europe. Therefore, we conclude that changes in the zonal wind component at 250 hPa play a catalytic role in the development of the appropriate conditions for the omega blocking formation.

Last but not least, we examine the correlation between extreme high temperatures in the Mediterranean region and the simultaneous occurrence of omega blocks, by calculating the Excess Heat Factor (EHF). Finally, severe heatwave cases in this region and, particularly, in Greece are investigated.

In conclusion, an increasing trend in the duration and intensity of omega blocks is recognized only in the last decade, with the most significant part of them affecting western Europe, during the summer period.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

1. Σκοπός	9
2. Θεωρητικό Μέρος	11
2.1. Περιγραφή και ανάλυση των χαρακτηριστικών των συστημάτων ατμοσφαιρικού εμποδισμού	11
2.1.1. Είδη εμποδισμού.....	12
2.2. Προσδιορισμός συστημάτων ατμοσφαιρικού εμποδισμού.....	12
2.3. Ατμοσφαιρικές δυναμικές διεργασίες κατά την εκδήλωση ατμοσφαιρικού εμποδισμού	13
2.4. Διερεύνηση των συνεπειών της εκδήλωσης ατμοσφαιρικού εμποδισμού	15
2.4.1. Μετεωρολογικές συνθήκες στην επιφάνεια	15
2.4.2. Καυσωνικά επεισόδια	16
2.4.3. Κύματα ψύχους.....	17
2.4.4. Δυναμική των κυμάτων καύσωνα	17
2.4.5. Μερικά Case Studies.....	18
2.5. Αναγνώριση του ατμοσφαιρικού εμποδισμού	20
2.5.1. Δυναμικός στροβιλισμός.....	20
2.6. Εποχικότητα του φαινομένου.....	21
2.7. Σύνδεση με την θερμοκρασία	21
2.8. Η σημασία το δείκτη Excess Heat Factor	23
2.9. Ο ρόλος της Βόρειας Ατλαντικής Ταλάντωσης (North Atlantic Oscillation – NAO) στην εκδήλωση και ανάπτυξη ατμοσφαιρικού εμποδισμού.....	25
3. Μεθοδολογία.....	26
3.1. Αναγνώριση των συστημάτων εμποδισμού	26
3.2. Μορφολογική διάκριση των Ωμέγα συστημάτων	27
3.2.1. Αποτελέσματα	29
3.3. Χαρακτηριστικά των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού.....	29
3.4. Συχνότητα εμφάνισης των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού	30

3.5. Περιοχή εμφάνισης των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού	34
3.6. Διάρκεια των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού	36
3.7. Ένταση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού (Blocking Intensity)	40
3.7.1. Συσχέτιση της διάρκειας με την ένταση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού.....	44
3.8. Έκταση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού	44
3.8.1. Συσχέτιση της διάρκειας και της έντασης με την έκταση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού	47
3.9. Συσχέτιση της Βόρειας Ατλαντικής Ταλάντωσης (North Atlantic Oscillation – NAO) με την εκδήλωση Ωμέγα εμποδισμού στην Ευρώπη	48
3.9.1. Συσχέτιση της Βόρειας Ατλαντικής Ταλάντωσης με χαρακτηριστικά του Ωμέγα εμποδισμού	50
3.10. Συσχέτιση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού με το δείκτη excess Heat Factor (EHF)	50
3.10.1. Συσχέτιση του Excess Heat Factor με τα χαρακτηριστικά του Ωμέγα εμποδισμού.....	52
3.11. Συσχέτιση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού με τη Νότια Ταλάντωση του Ειρηνικού (El Niño Southern Oscillation – ENSO)	54
4. Μελέτη περιπτώσεων Ωμέγα εμποδισμού στην Ευρώπη και καυσωνικών επεισοδίων στη Μεσόγειο.....	55
5. Συμπεράσματα	62
6. Προτάσεις για μελλοντική έρευνα	64
7. Βιβλιογραφία.....	66

1. ΣΚΟΠΟΣ

Οι ακραίες θερμοκρασίες, τόσο οι θερμές όσο και οι ψυχρές, έχουν σοβαρό αντίκτυπο στην φύση, την κοινωνία και την ανθρώπινη υγεία. Στην Ευρώπη, τα κύματα καύσωνα συγκαταλέγονται μεταξύ των πιο θανατηφόρων φυσικών φαινομένων, ενώ οι καταιγίδες και οι πλημμύρες μεταξύ των πιο δαπανηρών (Kovats and Kristie, 2006, Mohleji and Pielke, 2014, Raška, 2015, Forzieri et al., 2017, L.A. Kautz et al., 2022).

Τα κύματα καύσωνα συνδέονται με ακραία ξηρασία, η οποία επηρεάζει τον τομέα της γεωργίας, ενώ, συχνά, οδηγεί στην πρόκληση δασικών πυρκαγιών και, κατ' επέκταση, σε μεγάλο περιβαλλοντικό κόστος. Η εκδήλωση δασικών πυρκαγιών, με τη σειρά τους, επιδεινώνει την ατμοσφαιρική ρύπανση, θέτοντας τη δημόσια υγεία σε κίνδυνο. Μία περίπτωση τέτοιου φαινομένου ήταν ο καύσωνας του 2010, οπότε καταγράφηκαν θερμοκρασίες έως και 40 °C (Barriopedro et al., 2011) στην ανατολική Ευρώπη και τη Ρωσία.

Αντίστοιχα, κατά τις περιόδους ψύχους, σημειώνονται εξαιρετικά χαμηλές θερμοκρασίες, αλλά και έντονες χιονοπτώσεις, οι οποίες δυσχεραίνουν τις μετακινήσεις. Ακόμη, πολλοί θάνατοι αποδίδονται στην εκδήλωση κυμάτων ψύχους. Σύμφωνα με το DWD, η ψυχρή περίοδος στην Ευρώπη στις αρχές του 2012 επέφερε 650 θανάτους, καθώς στη Ρωσία και σε τμήματα της Σκανδιναβίας παρατηρήθηκαν θερμοκρασίες γύρω στους -40 °C, αλλά και σε χώρες της νότιας Ευρώπης, όπως η Ελλάδα, οι θερμοκρασίες έπεσαν κάτω από τους -20 °C και σημειώθηκαν χιονοπτώσεις (Davolio et al., 2015).

Εκτός από τα κύματα ψύχους και καύσωνα, η Ευρώπη πλήττεται και από άλλα ακραία καιρικά φαινόμενα. Οι σφοδρές βροχοπτώσεις και οι πλημμύρες, κατά τους φθινοπωρινούς μήνες, απειλούν την ασφάλεια των πολιτών και αυξάνουν τον κίνδυνο κατολισθήσεων, όπως συνέβη στη δυτική Ευρώπη το φθινόπωρο του 2000, οπότε επηρεάστηκαν έντονα η Μ. Βρετανία, η Γαλλία, η Νορβηγία, η Ελβετία και η βόρεια Ιταλία (Lenggenhager et al., 2019), στις οποίες οι βροχοπτώσεις ήταν οι διπλάσιες συγκριτικά με τη μέση τιμή τους (Blackburn and Hoskins, 2001).

Τις τελευταίες δεκαετίες, η ανθρώπινη κοινωνία βρίσκεται αντιμέτωπη με την παγκόσμια υπερθέρμανση και τα καυσωνικά επεισόδια, η συχνότητα των οποίων παρουσιάζει αυξητική πορεία σε παγκόσμια κλίμακα, ενώ, στην Ευρώπη, φαίνεται να αυξάνεται δυσανάλογα σε σχέση με τη μέση τιμή θερμοκρασίας άλλων περιοχών, με

τους μηχανισμούς που οδηγούν στο φαινόμενο αυτό να μην είναι σαφείς (Rousi et al., 2022).

Τέτοιες ακραίες εκφάνσεις του καιρού οφείλονται σε θερμοδυναμικές διεργασίες αλλά και σε μεταβολές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, όπως είναι η εκδήλωση ενός συστήματος ατμοσφαιρικού εμποδισμού (atmospheric blocking) και η αλλαγή στην κίνηση του αεροχειμάρρου.

Αναλυτικότερα, τα συστήματα ατμοσφαιρικού εμποδισμού επηρεάζουν τις καιρικές συνθήκες κοντά στο έδαφος και αποτελούν μία ιδιαίτερη κλιματολογική παράμετρο (Schwierz et al., 2004).

Μελέτες (Detring et al., 2020) αποδεικνύουν ότι, τα τελευταία 30 χρόνια, η πιθανότητα εμφάνισης ενός Ωμέγα συστήματος (omega block) κατά την θερινή περίοδο στην περιοχή του Ατλαντικού και της Ευρώπης είναι μεγαλύτερη από εκείνη των υπολοίπων τύπων εμποδισμού, με τον τύπο Ωμέγα να παρουσιάζει τη μεγαλύτερη εμμονή και σταθερότητα. Πρόκειται για καιρικά μοτίβα με τις περισσότερες επιπτώσεις στα μέσα γεωγραφικά πλάτη που οφείλουμε να μελετήσουμε και να κατανοήσουμε, έτσι ώστε η γνώση της δυναμικής του φαινομένου και η συσχέτισή του με τους κατάλληλους προγνώστες (predictors) να συμβάλει στη βελτίωση των μελλοντικών κλιματολογικών προβλέψεων.

2. ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

2.1. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Πρόκειται για ένα μοτίβο ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, το οποίο εμποδίζει αποτελεσματικά τη δυτική, μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρική ροή. Τα «συστήματα εμποδισμού» (*blocking systems*) ή «αντικυκλώνες εμποδισμού» έχουν μεγάλο χρόνο ζωής, είναι ημι-στάσιμα και αυτοσυντηρούμενα μοτίβα τροποσφαιρικής ροής που συνδέονται με μια μεγάλη μεσημβρινή συνιστώσα ροής και, συνεπώς, με μια διαταραχή ή/και αποδυνάμωση της ζωνικής δυτικής ροής στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (Liu, 1994, Nakamura and Huang, 2018, L.-A. Kautz et al.,2022).

Η εμμονή αυτών των συστημάτων προκύπτει από τη δυναμική των χαμηλής συχνότητας κυμάτων, τη μη αναστρέψιμη διάλυσή τους και την ανατροφοδότηση των στροβίλων (Hoskins et al., 1985, Pelly and Hoskins, 2003a, Nakamura and Huang, 2018, Drouard et al., 2021, L.-A. Kautz et al.,2022).

Το καλοκαίρι, εκδηλώνονται κύματα καύσωνα και ξηρασίες κάτω από τον αντικυκλώνα εμποδισμού, κυρίως, μέσω του αέρα που βυθίζεται και θερμαίνεται λόγω της αδιαβατικής συμπύκνωσης που, κατ' επέκταση, οδηγεί σε ανέφελο ουρανό και, επομένως, σε συνεχή θέρμανση του εδάφους λόγω της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας που φθάνει σε αυτό. Το χειμώνα, τα ψυχρά κύματα που εμφανίζονται κατά τη διάρκεια του ατμοσφαιρικού εμποδισμού παρατηρούνται συνήθως κατάντη ή νότια αυτών των συστημάτων. Εδώ, η μεσημβρινή μεταφορά ψυχρών αερίων μαζών από μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη παίζει καθοριστικό ρόλο. (L.-A. Kautz et al.,2022).

Τα συστήματα εμποδισμού εκτείνονται κατακόρυφα σε ολόκληρη την τροπόσφαιρα και στην επιφάνεια συνδέονται συνήθως με μεγάλα συστήματα υψηλής πίεσης (Schwierz et al., 2004, L.-A. Kautz et al.,2022). Διαφορετικά ακραία φαινόμενα σε διαφορετικές τοποθεσίες στην επιφάνεια (και μερικές φορές την ίδια χρονική στιγμή) μπορεί να οφείλονται στο ίδιο σύστημα εμποδισμού (π.χ., Lau and Kim, 2012, L.-A. Kautz et al.,2022).

Βασικό χαρακτηριστικό του εμποδισμού είναι η απότομη μετάβαση της ροής της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας από ζωνική σε μεσημβρινή ροή, καθώς ο αεροχείμαρρος χωρίζεται σε δύο κλάδους γύρω από το σύστημα (L.-A. Kautz et al.,2022).

2.1.1. ΕΙΔΗ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Τα Rex ή dipole blocks (εμποδισμοί τύπου διπόλου) αποτελούνται από έναν αντικυκλώνα που βρίσκεται βόρεια ενός κυκλώνα (στο Βόρειο Ημισφαίριο).

Τα Ω-blocks (εμποδισμοί τύπου Ωμέγα) χαρακτηρίζονται από έναν ισχυρό αντικυκλώνα που πλαισιώνεται από έναν ανάντη και έναν κατάντη κυκλώνα δημιουργώντας, έτσι, ένα μοτίβο ατμοσφαιρικής ροής με σχήμα ωμέγα (Ser-Giacomi et al., 2015, L.-A. Kautz et al.,2022).

Οι ενισχυμένες ridges χωρίς κλειστές contours (π.χ. ισοβαρείς ή καμπύλες ίσου γεωδυναμικού ύψους στα 500 hPa) που είναι πιο συχνές σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη.

2.2. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Μια προσέγγιση είναι ο προσδιορισμός του εμποδισμού ως μια ατμοσφαιρική ανωμαλία με μεγάλη χρονική διάρκεια. Για παράδειγμα, μια αρνητική ανωμαλία του δυναμικού στροβιλισμού (PV) στους 320 K (Schwierz et al.,2004, L.-A. Kautz et al.,2022).

Μια άλλη προσέγγιση είναι η ανίχνευση της αντιστροφής των μεσημβρινών βαθμίδων, για παράδειγμα, στο γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (Tibaldi and Molteni, 1990; Scherrer et al., 2006, L.-A. Kautz et al.,2022) ή της δυνητικής θερμοκρασίας στα 2 PVU (Pelly and Hoskins, 2003a,).

Στην ξηρά, ο εμποδισμός εντοπίζεται κατά προτίμηση σε μια περιοχή που εκτείνεται από την Ευρώπη (ιδίως πάνω από τη Σκανδιναβία) (Tyrlis and Hoskins, 2008, L.-A. Kautz et al.,2022) έως την Ασία (ιδιαίτερα πάνω από τα Ουράλια Όρη) (Cheung et al., 2013, L.-A. Kautz et al.,2022). Ο ατμοσφαιρικός εμποδισμός εμφανίζεται, επίσης, συχνά πάνω από την Γροιλανδία με ισχυρές επιπτώσεις στην Ευρώπη που συνδέονται

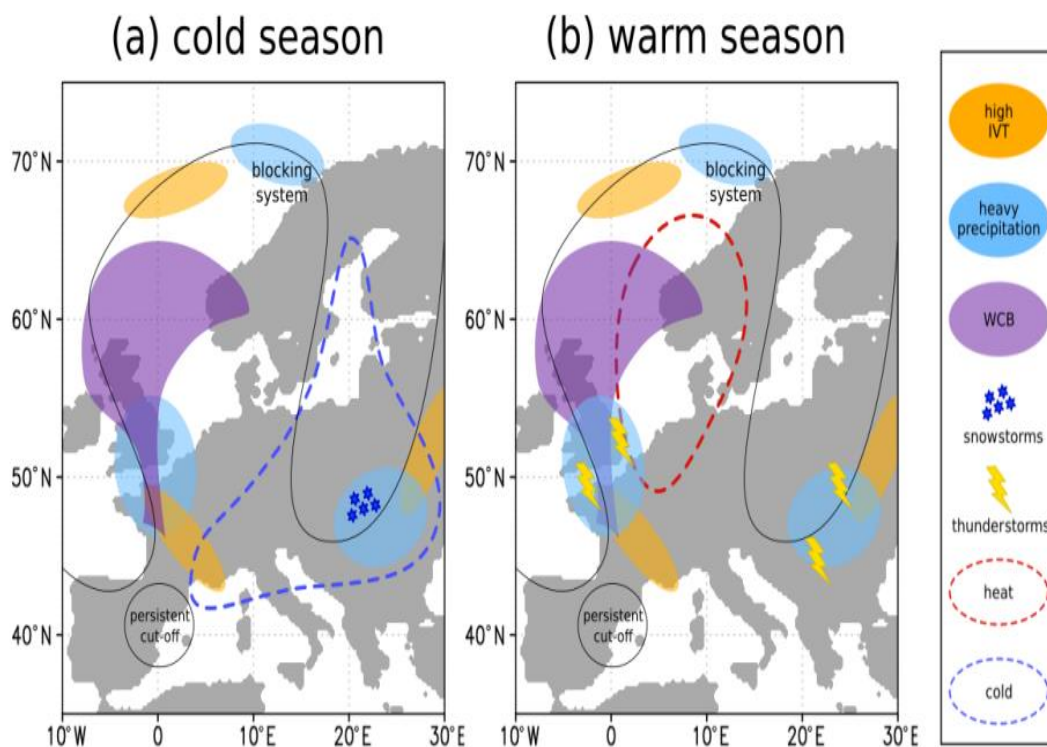
με την αρνητική φάση του North Atlantic Oscillation (NAO) (Davini et al., 2012, L.-A. Kautz et al., 2022).

2.3. ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Η αλληλεπίδραση των κυμάτων Rossby διαφορετικής κλίμακας είναι κοινό χαρακτηριστικό πολλών μηχανισμών (Nakamura et al., 1997, L.-A. Kautz et al., 2022), που συχνά οδηγεί στη διάλυση των κυμάτων. Συστήματα εμποδισμού εμφανίζονται συνήθως σε περιοχές με ασθενή ή διάχυτη ροή, οι οποίες έχουν μικρότερη ικανότητα διάδοσης των κυμάτων. (Gabriel and Peters, 2008, Nakamura and Huang, 2018, L.-A. Kautz et al., 2022). Ο αντικυκλώνας εμποδισμού περιλαμβάνει μία ευρεία, ομοιόμορφη περιοχή που χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές δυναμικού στροβιλισμού (PV), οι οποίες, συχνά, έχουν μεταφερθεί προς τον πόλο στην ανώτερη τροπόσφαιρα (Crum and Stevens, 1988, L.-A. Kautz et al., 2022). Η λανθάνουσα θερμότητα ενισχύει τη μεταφορά του αέρα της κατώτερης τροπόσφαιρας προς τα πάνω κατά μήκος των warm conveyor belts και προς τον αντικυκλώνα, όπου φθάνει με χαμηλές τιμές PV, συμβάλλοντας, έτσι, στον σχηματισμό αρνητικών ανωμαλιών PV (Madonna et al., 2014, Methven, 2015, Pfahl et al., 2015, L.-A. Kautz et al., 2022). Η έντονη κυκλωνική δραστηριότητα στην ανάντη περιοχή είναι επίσης γνωστό ότι συμβάλλει στον σχηματισμό ενός συστήματος εμποδισμού μέσω αδιαβατικών διαδικασιών (Colucci, 1985, L.-A. Kautz et al., 2022).

Η αέρια μάζα, της οποίας ο δυναμικός στροβιλισμός (PV) λαμβάνει χαμηλές τιμές, είναι δυνατό να υποστηρίζεται από διαδικασίες ανταλλαγής μεταξύ του συστήματος εμποδισμού και των διερχομένων στροβίλων, δηλαδή των κινούμενων με μεγάλη ταχύτητα και μικρής διάρκειας συστημάτων συνοπτικής κλίμακας (Berggren et al., 1949, L.-A. Kautz et al., 2022). Αυτό μπορεί να περιλαμβάνει την πλήρη αντικατάσταση της αρχικής αέριας μάζας από μία επακόλουθη διάλυση ενός κύματος (Hoskins et al., 1985, L.-A. Kautz et al., 2022) ή μια πιο ήπια "τροφοδότηση" του χαμηλού PV αέρα (Shutts, 1983, L.-A. Kautz et al., 2022). Ενώ η σημασία της ανατροφοδότησης των στροβίλων φαίνεται σαφής, οι ακριβείς μηχανισμοί που το υποστηρίζουν αυτό εξακολουθούν να ερευνώνται (Luo et al., 2014; Wang and Kuang, 2019, L.-A. Kautz et al., 2022), και οι αναδράσεις που διατηρούν τον μετατοπισμένο

αεροχέιμαρρο (jet) μπορεί να είναι εξίσου σημαντικές όσο και εκείνες που δρουν στον ίδιο τον εμποδισμό. (Berckmans et al., 2013, L.-A. Kautz et al., 2022). Παρόλα αυτά, οι διεργασίες που οδηγούν στην ανάπτυξη και το σχηματισμό ενός εμποδισμού δεν είναι ακόμα σαφείς (Detring et al., 2020).



Σχήμα 2.1 Η μαύρη καμπύλη υποδεικνύει το γεωδυναμικό ύψος ή το δυναμικό στροβιλισμό (PV). Διάλυση των κυμάτων Rossby εμφανίζεται στα άκρα του εμποδισμού, με αποτέλεσμα την εμφάνιση (επίμονων) συστημάτων που έχουν αποκοπεί στην περιοχή αυτή. Τα ακραία φαινόμενα στην επιφάνεια εξαρτώνται από την εποχή και δεν εμφανίζονται πάντα ταυτόχρονα. Κάτω από τους αντικυκλώνες εμποδισμού, οι συνθήκες είναι ασυνήθιστα ξηρές, ενώ δυτικά και ανατολικά των αντικυκλώνων, αυτές είναι ασυνήθιστα υγρές (L.-A. Kautz et al., 2022) .

2.4. ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΕΠΕΙΩΝ ΤΗΣ ΕΚΔΗΛΩΣΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

2.4.1. ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ

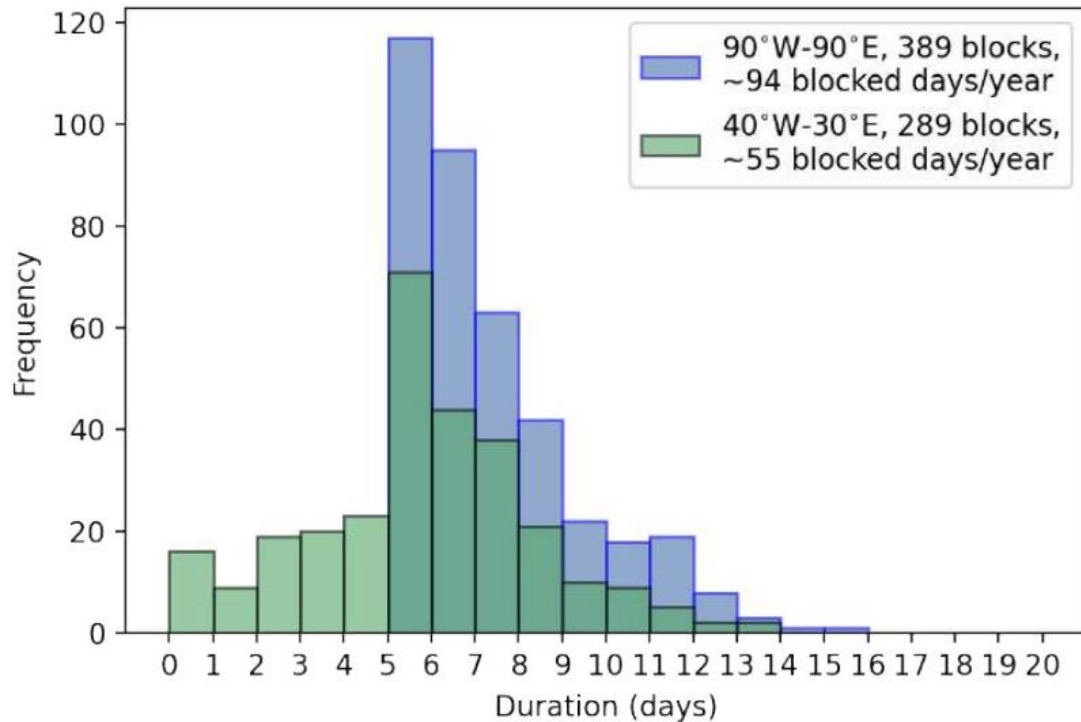
Ο εμποδισμός επηρεάζει κυρίως τη θερμοκρασία και τις υδρολογικές συνθήκες. Οδηγεί επίσης σε θαλάσσιους καύσωνες, χαμηλή ποιότητα αέρα και ακραίες ταχύτητες ανέμου.

Κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου (από τον Οκτώβριο έως τον Μάρτιο), είναι πιθανό να παρατηρηθούν ανωμαλίες χαμηλών θερμοκρασιών στο νότιο και το ανατολικό τμήμα (στην ανατολική πλευρά) του συστήματος εμποδισμού. Επιπλέον, υπάρχουν περιπτώσεις όπου έχουν παρατηρηθεί χιονοθύελλες στην ανατολική πτέρυγα του συστήματος.

Κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου (από τον Απρίλιο έως τον Σεπτέμβριο), ενδέχεται να αναπτυχθούν κύματα καύσωνα κάτω από την ridge του συστήματος εμποδισμού. Μερικές φορές, αυτά τα κύματα καύσωνα συνυπάρχουν με έντονη ξηρασία. Επιπλέον, η εκδήλωση καταιγίδων είναι δυνατή στις ανατολικές και δυτικές πλευρές του συστήματος εμποδισμού. Ισχυρές βροχοπτώσεις, οι οποίες μπορεί να οδηγήσουν σε πλημμύρες και οι οποίες εντοπίζονται σε περιοχές με υψηλή συγκέντρωση υδρατμών, είναι δυνατό να εκδηλωθούν στα άκρα και κοντά στο βόρειο άκρο της ridge του εμποδισμού καθ' όλη τη διάρκεια του έτους (L.-A. Kautz et al., 2022).

Ένα μέσο σύστημα εμποδισμού μπορεί να διαρκέσει 7-10 ημέρες και τα πιο ακραία γεγονότα 2-3 εβδομάδες (L.-A. Kautz et al., 2022). Ο αρχικός ορισμός του Rex (1950) είναι 10 ημέρες, αλλά, συνήθως, θεωρείται ότι η ελάχιστη διάρκεια του εμποδισμού είναι 4-5 ημέρες (π.χ. Pelly and Hoskins, 2003a, Barriopedro et al., 2006, 2010, Barnes et al., 2012, L.-A. Kautz et al., 2022).

Από το 1990 έως το 2019, η περιοχή της Ευρώπης και το Ατλαντικού (40°Δ έως 30°Α) επηρεάστηκε από 289 συστήματα εμποδισμού. Μόνο 87 από τα 289 συστήματα παρέμειναν λιγότερο από 5 ημέρες στην περιοχή, ενώ τα περισσότερα επηρέασαν την περιοχή για 5 έως 8 ημέρες (C. Detring et al., 2021).



Σχήμα 2.2. Ραβδόγραμμα όπου απεικονίζεται η διάρκεια σε ημέρες των συστημάτων εμποδισμού: με μπλε το βόρειο ημισφαίριο (90°Δ-90°Α) και με πράσινο η Ευρω-Ατλαντική περιοχή (40°Δ έως 30°Α).

2.4.2. ΚΑΥΣΩΝΙΚΑ ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ

Έχει αποδειχθεί ότι πάνω από το 50% των πιο ακραίων (πάνω από το 99ο εκατοστημόριο) βωρων μέγιστων θερμοκρασιακών φαινομένων σε πολλές περιοχές της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης και πάνω από το 80 % σε τμήματα της Σκανδιναβίας και της Σκωτίας συνυπάρχουν με εμπόδιο (Pfahl and Wernli, 2012, L.-A. Kautz et al.,2022). Στη νότια Ευρώπη, τα κύματα καύσωνα εμφανίζονται συνήθως σε συνδυασμό με εκτεταμένες υποτροπικές ridges (Sousa et al., 2018, L.-A. Kautz et al.,2022), οι οποίες συχνά δεν οδηγούν στην αντιστροφή του γεωδυναμικού και στην αναστροφή της ροής που χαρακτηρίζει τα κλασικά πρότυπα αποκλεισμού. Οι δείκτες με βάση τις ανωμαλίες τείνουν να παρουσιάζουν ισχυρότερες συσχετίσεις με τα κύματα καύσωνα από τους δείκτες εμποδισμού που βασίζονται αποκλειστικά στη ροή αναστροφή της ροής ή τη διάσπαση των κυμάτων (Chan et al., 2019, L.-A. Kautz et al.,2022).

2.4.3. ΚΥΜΑΤΑ ΨΥΧΟΥΣ

Τα ψυχρά κύματα στην Ευρώπη συνδέονται με συστήματα εμποδισμού στα μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη πάνω από το Βόρειο Ατλαντικό, καθώς και πάνω από την ίδια την Ευρώπη. Πάνω από τον Βόρειο Ατλαντικό, η εμφάνιση συστημάτων εμποδισμού παρουσιάζει ισχυρή συσχέτιση με την αρνητική φάση της Βόρειας Ατλαντικής Ταλάντωσης (North Atlantic Oscillation – NAO), η οποία συσχετίζεται με ψυχρές περιόδους στην Ευρώπη και παρέχει συνθήκες διάχυτης ατμοσφαιρικής ροής που διατηρούν τα συστήματα εμποδισμού (Luo et al., 2015, L.-A. Kautz et al., 2022).

Η συχνότητα των ψυχρών ανωμαλιών κατά την χειμερινή περίοδο είναι αυξημένη στο μεγαλύτερο μέρος της Ευρώπης για τα συστήματα που εντοπίζονται πάνω από τη Γροιλανδία, ενώ η επίδρασή τους είναι εντονότερη πάνω από την κεντρική Ευρώπη για τα συστήματα πάνω από τη Βόρειο Ατλαντικό και τη Σκανδιναβία. Το 70% των ψυχρών περιόδων, κατά τους χειμερινούς μήνες, στην κεντρική Ευρώπη μπορεί να συσχετιστεί με ένα σύστημα εμποδισμού οπουδήποτε μεταξύ 60° Δ και 30° Α (Brunner et al., 2018, L.-A. Kautz et al., 2022).

2.4.4. ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΥΣΩΝΑ

Τα κύματα καύσωνα στην Ευρώπη δημιουργούνται από δύο βασικές διαδικασίες: συσσώρευση θερμότητας λόγω ατμοσφαιρικής μεταφοράς και διαβατική θέρμανση μέσω ακτινοβολίας και επιφανειακών ροών (Miralles et al., 2014, L.-A. Kautz et al., 2022).

Ο ίδιος ο σχηματισμός του συστήματος συνδέεται συχνά με τη μεταφορά των υποτροπικών αερίων μαζών της μέσης και ανώτερης τροπόσφαιρας προς τους πόλους (Nakamura et al., 1997, L.-A. Kautz et al., 2022).

Η συσσώρευση θερμότητας κοντά στην επιφάνεια οφείλεται στις καθοδικές κινήσεις και την αδιαβατική θέρμανση του αέρα εντός του αντικυκλώνα εμποδισμού ή των υποτροπικών ridges. Αυτές οι καθοδικές κινήσεις σχετίζονται επίσης με καιρικές συνθήκες κατά τις οποίες επικρατεί ανέφελος ουρανός, καθώς ευνοεί την θέρμανση του εδάφους μέσω της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της ημέρας, αντισταθμίζοντας την ψύξη του κατά τη διάρκεια της νύχτας, ενώ, παράλληλα,

συντελεί στη διαβατική θέρμανση του αέρα κοντά στην επιφάνεια μέσω ενισχυμένων ροών αισθητής θερμότητας (L.-A. Kautz et al.,2022).

Δεδομένης της έλλειψης βροχοπτώσεων στην περιοχή όπου εντοπίζεται το σύστημα εμποδισμού, η εδαφική υγρασία μειώνεται και ένα μεγαλύτερο μέρος της ροής θερμότητας μεταξύ εδάφους και ατμόσφαιρας εμφανίζεται με τη μορφή αισθητής (σε αντίθεση με τη λανθάνουσα) θερμότητας (L.-A. Kautz et al.,2022).

Οι φυσικοί μηχανισμοί μέσω των οποίων ο εμποδισμός επηρεάζει τα κύματα καύσωνα είναι δυνατό να ενισχυθούν εξαιτίας της εμμονής και του μεγάλου χρόνου ζωής που παρουσιάζει το σύστημα (L.-A. Kautz et al.,2022).

2.4.5. ΜΕΡΙΚΑ CASE STUDIES

Πίνακας 1. Παραδείγματα εμφάνισης ακραία υψηλών θερμοκρασιών και ακραίων υδρολογικών φαινομένων στην Ευρώπη, που σχετίζονται με συστήματα εμποδισμού.

Type of extreme	Date	Affected region	Blocking region	Damage	References
Heat wave	Summer 1976	Western Europe	SCAN	23 000 fatalities (in England alone in the first 2 weeks)	Green (1977), Ellis et al. (1980)
	Summer 2003	Central, western Europe	EU (central)	70 000 fatalities, losses of EUR 13 billion	De Bono et al. (2004), Miralles et al. (2014), Kron et al. (2019)
	Summer 2010	Eastern Europe, western Russia	SUBTROP, EU, URAL	55 000 fatalities, losses of EUR 13 billion	Barriopedro et al. (2011), Grumm (2011)
	Summer 2013	Austria, Slovenia	SUBTROP	4 fatalities (alone in Austria)	Lassnig et al. (2014), Lhotka and Kysely (2015)
	Summer 2018	Scandinavia, Germany, France	SCAN	EUR 456 million crop damage (in Germany and Sweden)	Bastos et al. (2020), Spensberger et al. (2020)
Cold spell	Winter 1941–1942	Europe	EU	260 000 fatalities (also related to war)	Lejenäs (1989)
	Winter 2009–2010	Western, northern Europe	N-ATL	280 fatalities ¹	Cattiaux et al. (2010), Seager et al. (2010), Wang et al. (2010)
	February 2012	Europe	N-ATL, EU	650 fatalities	DWD (2012), de Vries et al. (2013), Planchon et al. (2015)
	January 2017	Balkan Peninsula	SCAN	38 fatalities ²	Anagnostopoulou et al. (2017)
	March 2018	Europe	N-ATL, SCAN	80 fatalities ³	Karpechko et al. (2018), Ferranti et al. (2019)

Type of extreme	Date	Affected region	Blocking region	Damage	References
Drought	Summer 2003	Central, western Europe	EU (central)	70 000 fatalities, losses of EUR 13 billion	Beniston and Diaz (2004), Ogi et al. (2005), García-Herrera et al. (2010), Kron et al. (2019)
	2004–2005	Iberian Peninsula	N-ATL	EUR 1 billion crop damage ¹	Garcia-Herrera et al. (2007)
	2010	Eastern Europe, western Russia	SUBTROP, EU, URAL	55 000 fatalities, losses of EUR 13 billion	Barriopedro et al. (2011), Lau and Kim (2012)
	2016–2017	Central, western Europe	SUBTROP	losses of EUR 5.8 billion	Aon (2018), García-Herrera et al. (2019)
Thunder-storm	May 2018	Central, eastern Europe	EU (north)	losses of EUR 380 million	Mohr et al. (2020)
Flooding	1954	Upper Danube	N-ATL (west)	losses of EUR 886 million	Blöschl et al. (2013), Irwin (2016)
	October 2000	Southern Alps	N-ATL	38 fatalities, losses of EUR 7.5 billion	Kron et al. (2019), Lenggenhager et al. (2019)
	2002	Central Europe	SCAN, EU (east)	39 fatalities, losses of EUR 14.5 billion	Blöschl et al. (2013), Kron et al. (2019)
	October 2011	Switzerland	N-ATL	losses of EUR 52.5 million	Piaget et al. (2015)
	June 2013	Central Europe	SCAN, N-ATL	25 fatalities, losses of EUR 11 billion	Grams et al. (2014), Kron et al. (2019)
Snow event	December 2013	Middle East, Germany	EU (southwest)	5 fatalities, losses of EUR 106 million (Gaza and West Bank)	Erekat and Nofal (2013), Luo et al. (2015)
	January 2019	Alps	N-ATL	7 fatalities ²	Yessimbet et al. (2022)

<https://www.spiegel.de/panorama/katastrophenstudie-die-liste-der-extremwinter-a-812855.html> (last access: 19 November 2021).

<https://www.n-tv.de/panorama/38-Menschen-erfrieren-in-Europa-article19507451.html> (last access: 19 November 2021).

<https://www.munichre.com/topics-online/de/climate-change-and-natural-disasters/natural-disasters/natural-catastrophes-first-half-of-2018.html> (last access: 19 November 2021).

<https://www.n-tv.de/panorama/Iberische-Halbinsel-trocknet-aus-article149751.html> (last access: 20 November 2021),

<https://www.bbc.com/news/world-europe-46780856> (last access: 20 November 2021).

2.5. ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Δεν υπάρχει σαφής ορισμός του ατμοσφαιρικού εμποδισμού. Για το λόγο αυτό, έχουν πραγματοποιηθεί ποικίλες προσπάθειες εύρεσης κοινών ατμοσφαιρικών χαρακτηριστικών των συστημάτων. Αναλύουμε μερικά από τα κριτήρια των Rex (1950), Lupo and Smith (1995a) και Wiedenmann et al. (2002) που χρησιμοποιούμε στην παρούσα εργασία και που πρέπει να πληρούνται προκειμένου ένα σύστημα να χαρακτηριστεί ως ατμοσφαιρικός εμποδισμός.

Κριτήρια του Rex (1950)

- i. Η δυτική ροή στα μέσα γεωγραφικά πλάτη πρέπει να χωρίζεται σε δύο κλάδους (δύο jets)
- ii. Οι δύο κλάδοι πρέπει να εκτείνονται μέχρι το γεωγραφικό μήκος των 45°.
- iii. Στην περιοχή της διακλάδωσης, πρέπει να εμφανίζεται έντονη μεταβολή της ζωνικής ατμοσφαιρικής ροής σε μεσημβρινή ροή.
- iv. Τα κριτήρια του Rex (1950) για μία αντικυκλωνική ροή στα 500 hPa πρέπει να ικανοποιούνται για χρονικό διάστημα τουλάχιστον 5 ημερών (Triedl et al. 1981).
- v. Το κέντρο του αντικυκλώνα πρέπει να βρίσκεται σε γεωγραφικά πλάτη μεγαλύτερα των 35° Β και η ridge να έχει εύρος τουλάχιστον 5°.
- vi. Η διάλυση του εμποδισμού θεωρούμε ότι συμβαίνει όταν δεν τηρούνται τα παραπάνω κριτήρια για τουλάχιστον 24 ώρες.

2.5.1. ΔΥΝΑΜΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΙΣΜΟΣ

Ένας τρόπος αναγνώρισης των ατμοσφαιρικών εμποδισμών είναι μέσω του δυναμικού στροβιλισμού. Συγκεκριμένα, η μέση τιμή τού δυναμικού στροβιλισμού (vertically averaged potential vorticity, VAVP) υπολογίζεται κατακόρυφα μεταξύ των 500 hPa και 150 hPa, ενώ, έπειτα, η ανωμαλία αυτής της μέσης τιμής υπολογίζεται βάσει μίας μηνιαίας κλιματολογικής μέσης τιμής σε κάθε grid (Pfalh and Wernli, 2012). Ημέρες με ισχυρό εμποδισμό ορίζονται εκείνες κατά τις οποίες η αρνητική ανωμαλία του VAVP ξεπερνά την τιμή -1,3 pnu (Croci-Maspoli et al., 2007, Pfalh and Wernli, 2012) για τουλάχιστον 5 ημέρες (Schwierz et al., 2004, Pfalh and Wernli, 2012) ενώ για ημέρες με πιο ασθενή εμποδισμό, η τιμή αυτή αυξάνεται στο -0,7 pnu.

Η ισχυρή επίδραση της λανθάνουσας θερμότητας στην ατμοσφαιρική ροή στα μέσα γεωγραφικά πλάτη οφείλεται στην εισροή αερίων μαζών με χαμηλό δυναμικό στροβιλισμό (potential vorticity, PV) στην ανώτερη τροπόσφαιρα στην περιοχή του Warm Conveyor Belt, αλλά και της αλληλεπίδρασης της σχετικής αποκλίνουσας απορροής με το δυναμικό στροβιλισμό (Steinfeld et al., 2020).

Επειδή η επίδραση της διαβατικής θέρμανσης αποδεικνύεται σημαντική (Steinfeld et al., 2020), η ακριβής αναπαράσταση των διεργασιών που σχετίζονται με τον ανερχόμενο υγρό αέρα κρίνεται απαραίτητη στις μετεωρολογικές προγνώσεις και τα κλιματικά μοντέλα.

2.6. ΕΠΟΧΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ

Ποικίλες κλιματολογικές μελέτες διαπιστώνουν ότι οι ατμοσφαιρικοί εμποδισμοί εκδηλώνονται συχνότερα τον χειμώνα και τις αρχές της άνοιξης, ενώ εμφανίζονται λιγότερο συχνά κατά την θερινή περίοδο και τις αρχές του φθινοπώρου. Αυτή η εποχικότητα στην εμφάνιση συστημάτων εμποδισμού συνδέεται με την ενδοετήσια διακύμανση των κυκλωνικής δραστηριότητας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Τα συστήματα εμποδισμού της θερινής περιόδου παρουσιάζουν ασθενέστερη ένταση, ενώ εκείνα της χειμερινής και φθινοπωρινής περιόδου είναι τα ισχυρότερα (Lupo, 2020).

2.7. ΣΥΝΔΕΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ

Οι ακραίες τιμές θερμοκρασίας θεωρείται ότι σχετίζονται τοπικά με συστήματα εμποδισμού, εάν το αντίστοιχο grid ανήκει σε ένα τέτοιο σύστημα είτε στην αρχή ή στο τέλος του χρονικού διαστήματος που έχουμε επιλέξει (Pfalh and Wernli, 2012).

Η ανάλυση των Pfalh και Wernli (2012) δείχνει πως ένα σημαντικό μέρος των ακραία υψηλών θερμοκρασιών, σε χερσαίες περιοχές από τα μέσα έως τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη στο Βόρειο Ημισφαίριο, σχετίζεται με ατμοσφαιρικό εμποδισμό στην ίδια τοποθεσία και χρονική στιγμή. Εάν ληφθούν υπόψη και τα μικρότερα σε ένταση συστήματα, το ποσοστό αυτών των ακραίων θερμοκρασιών που συνυπάρχουν με συστήματα εμποδισμού υπερβαίνει το 80% σε μεγάλες ηπειρωτικές περιοχές με γεωγραφικό πλάτος μεγαλύτερο των 45° Β και το 60% πάνω από τους ωκεανούς.

Προκύπτει (Stefanon et al., 2012) ότι οι υψηλές θερμοκρασίες συνυπάρχουν με αίθριο καιρό και συστήματα υψηλών πιέσεων. Το γεγονός αυτό οδηγεί σε αύξηση του radiative forcing και, κατ' επέκταση της ροής της αισθητής θερμότητας και σε άνοδο της θερμοκρασίας.

Κατά τη διάρκεια της εμφάνισης των συστημάτων εμποδισμού, οι καθοδικές κινήσεις του αέρα (που οδηγούν σε αδιαβατική θέρμανση) και το radiative forcing που προκύπτει από τις ανέφελες συνθήκες και που σχετίζεται με το σύστημα ευθύνονται για τη συσχέτιση με τις ακραία υψηλές θερμοκρασίες, αφού η (οριζόντια) θερμή αέρια μεταφορά είναι σχετικά ασθενής στο κεντρικό τμήμα του εμποδισμού (Pfalh and Wernli, 2012).

Στις χερσαίες περιοχές, η συσχέτιση με την υγρασία του εδάφους φαίνεται εξίσου σημαντική (Pfalh and Wernli, 2012): η θετική ανωμαλία της ηλιακής ακτινοβολίας, η οποία ενισχύει την διαδικασία της εξάτμισης, σε συνδυασμό με την αρνητική ανωμαλία της βροχόπτωσης που σχετίζεται με φαινόμενα εμποδισμού προκαλούν σταδιακή εξάντληση της εδαφικής υγρασίας, η οποία με τη σειρά της οδηγεί σε μεγαλύτερη ροή αισθητής θερμότητας από την επιφάνεια στην ατμόσφαιρα και άρα περαιτέρω θέρμανση. Για το λόγο αυτό, η διάρκεια του εμποδισμού είναι ζωτικής σημασίας. Αυτή η σύνδεση με την εδαφική υγρασία είναι πιθανό να αποτελεί το λόγο για τον οποίο τα συστήματα εμποδισμού είναι σημαντικότερα για τις ακραία υψηλές θερμοκρασίες πάνω από ηπειρωτικές περιοχές παρά πάνω από ωκεανούς.

Παρόλα ταύτα, αυτή η διάκριση ξηράς-ωκεανού ενδέχεται να οφείλεται στο γεγονός ότι η διακύμανση της θερμοκρασίας είναι πολύ μεγαλύτερη πάνω από τη στεριά, λόγω της μικρότερης θερμοχωρητικότητας, με αποτέλεσμα οι ακραίες συνθήκες να διακρίνονται ευκολότερα εκεί (Pfalh and Wernli, 2012).

Ο ατμοσφαιρικός εμποδισμός από τη μέση μέχρι την ανώτερη τροπόσφαιρα θεωρείται καλύτερος προγνώστης (predictor) των ακραία υψηλών θερμοκρασιών κοντά στο έδαφος συγκριτικά με τους αντικυκλώνες επιφανείας, καθώς η θέρμανση του εδάφους, συχνά, οδηγεί στο σχηματισμό ενός χαμηλού, το οποίο σχετίζεται με κυκλωνική επιφανειακή κυκλοφορία και αντικυκλωνική κυκλοφορία στα ανώτερα στρώματα (Pfalh and Wernli, 2012).

Στη νότια Γαλλία και βόρεια Ισπανία φαίνεται πως κατά την θερινή περίοδο, τα συστήματα εμποδισμού έχουν ισχυρή επίδραση στην εμφάνιση ακραίων

θερμοκρασιών που πρέπει να διερευνηθούν περαιτέρω (Pfalh and Wernli, 2012). Το γεγονός αυτό συμφωνεί με πολλά case studies που τονίζουν το ρόλο των εμποδισμών σε πρόσφατα επεισόδια καύσωνα, όπως είναι της Ευρώπης το 2003 (Black et al., 2004, Pfalh and Wernli, 2012) και της Ρωσίας το 2010 (Matsueda, 2011, Pfalh and Wernli, 2012).

2.8. Η ΣΗΜΑΣΙΑ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ EXCESS HEAT FACTOR (EHF)

Παρά τις επικίνδυνες επιπτώσεις των κυμάτων καύσωνα, ο τρόπος μέτρησής τους διαφέρει σε πολλές έρευνες, καθώς, ακόμα, δεν έχει παρουσιαστεί ακριβής και σαφής ορισμός τους (Perkins and Alexander, 2012).

Στην περίπτωση των κυμάτων καύσωνα, ο γενικός ορισμός είναι πολύ ευρύς και περιγράφει μια περίοδο συνεχόμενων ημερών οπότε οι συνθήκες είναι υπερβολικά θερμότερες από τις κανονικές. Με βάση αυτόν τον ορισμό, τα κύματα καύσωνα είναι δυνατό να εκδηλώνονται τόσο κατά τους θερινούς μήνες, όσο και κατά τη διάρκεια του έτους. Αυτό μπορεί να περιλαμβάνει την ελάχιστη θερμοκρασία (T_{min}) καθώς και τη μέγιστη θερμοκρασία (T_{max}), αφού οι υψηλές θερμοκρασίες κατά τη νύκτα επιδεινώνουν περαιτέρω τις συνθήκες καύσωνα (Nairn et al., 2009, Perkins and Alexander, 2012).

Ο Excess Heat Factor (EHF), όπως ορίστηκε αρχικά από τους Nairn et al. (2009), βασίζεται σε δύο δείκτες, τους excess heat indices (EHIs):

$$EHI(accl.) = \left[\frac{(T_i + T_{i-1} + T_{i-2})}{3} \right] - \left[\frac{(T_{i-3} + \dots + T_{i-32})}{30} \right] \quad (2.1)$$

$$EHI(sig.) = \left[\frac{(T_i + T_{i-1} + T_{i-2})}{3} \right] - T_{95} \quad (2.2)$$

Όπου T_i η μέση ημερήσια θερμοκρασία για την ημέρα i , και T_{95} το κλιματολογικό 95^ο εκατοστημόριο για την υπό μελέτη χρονική περίοδο. Η μέση ημερήσια θερμοκρασία ορίζεται ως η μέση τιμή των T_{min} και T_{max} κατά τη διάρκεια του 24ώρου (0900-0900 LT).

Ο EHI(accl.) περιγράφει την ανωμαλία σε ένα παράθυρο 3 ημερών σε σχέση με τις προηγούμενες 30 ημέρες, και ο EHI(sig.) περιγράφει την ανωμαλία του ίδιου παραθύρου σε σχέση με ένα ακραίο όριο (Nairn et al., 2009, Perkins and Alexander, 2012). Επομένως, οι αντίστοιχοι EHI(sig.) - EHI(accl.) την ημέρα i εξαρτώνται από τις δύο προηγούμενες ημέρες.

Αυτό σημαίνει ότι ψυχρές μέσες ημερήσιες θερμοκρασίες τις ημέρες $i-1$ και $i-2$ μπορεί να μειώσουν τη συνολική μέση τιμή στο παράθυρο των 3 ημερών, γεγονός που επηρεάζει τα αποτελέσματα για την ημέρα που μας ενδιαφέρει.

Οι εξισώσεις (1) και (2) συνδυάζονται στη συνέχεια για να προκύψει ο EHF:

$$EHF = \max[1, EHI(accl.)] \times EHI(sig.) \quad (2.3)$$

Όπου θετικές τιμές EHF δηλώνουν συνθήκες καύσωνα για την ημέρα i . Επομένως, με βάση τα κριτήριά μας (οι ακραία υψηλές θερμοκρασίες πρέπει να επιμένουν για τουλάχιστον τρεις ημέρες), ο EHF πρέπει να είναι θετικός για τις ημέρες i , $i+1$ και $i+2$ τουλάχιστον. Οι Nairn et al. (2009) καθόρισαν τον δείκτη για επιχειρησιακές προγνώσεις και έχει χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη των επιπτώσεων των ακραία υψηλών θερμοκρασιών σε όλους τους τομείς. Λόγω του πολλαπλασιασμού των δεικτών EHI(accl.) και EHI(sig.), η μονάδα μέτρησης του EHF είναι οι βαθμοί Κελσίου στο τετράγωνο.

2.9. Ο ΡΟΛΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΤΛΑΝΤΙΚΗΣ ΤΑΛΑΝΤΩΣΗΣ (NORTH ATLANTIC OSCILLATION – NAO) ΣΤΗΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΚΑΙ ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Τόσο η θετική και η αρνητική φάση του NAO, όσο και ο ατμοσφαιρικός εμποδισμός στην περιοχή το Ατλαντικού και της Ευρώπης, αντικατοπτρίζουν τη συνοπτική μεταβλητότητα στην περιοχή και συνεπώς, συνδέονται έντονα μεταξύ τους. Οι Ευρωπαϊκοί εμποδισμοί που εκδηλώνονται κατά την θετική φάση, εκτείνονται περισσότερο προς τα ανατολικά και συνδέονται με ισχυρότερη μέση ζωνική συνιστώσα ανέμου στον Ατλαντικό (Luo et al., 2015). Αντίθετα, τα συστήματα εμποδισμού στην Ευρώπη που λαμβάνουν χώρα κατά την αρνητική φάση NAO, παρουσιάζουν αυξημένη συχνότητα στη δυτική Ευρώπη. Έτσι, περισσότερες χρονικές περιόδους που χαρακτηρίζονται από αρνητικές τιμές του δείκτη NAO οδηγούν σε συχνότερους εμποδισμούς στη δυτική Ευρώπη (Luo et al., 2015).

Πολλές μελέτες ισχυρίζονται ότι η εμφάνιση συστημάτων εμποδισμού πάνω από τη βόρεια Ευρώπη αποτελεί προϋπόθεση για την ανάπτυξη της αρνητικής φάσης του NAO, ενώ οι θετικές τιμές του δείκτη NAO αποτελούν ευνοϊκή προϋπόθεση για την αυξημένη συχνότητα των εμποδισμών πάνω από τη νότια Ευρώπη (Luo et al., 2015).

Συμπερασματικά, οι μελέτες συμφωνούν ότι τα πιο έντονα και επίμονα συστήματα ατμοσφαιρικού εμποδισμού εντοπίζονται στην ανατολική Ευρώπη και την Ασία κατά τη διάρκεια της θετικής φάσης, ενώ στη δυτική Ευρώπη και τον Ατλαντικό κατά τη διάρκεια της αρνητικής (Luo et al., 2015, Lupo, 2020).

Φαίνεται πως ο ατμοσφαιρικός εμποδισμός επηρεάζει τη συμπεριφορά του NAO. Οι αρνητικές φάσεις του NAO προκύπτουν κυρίως από την οπισθοδρόμηση (δηλ. τη μετατόπιση προς τα δυτικά) των εμποδισμών στην Ευρώπη, μέσω της ενίσχυσης των ridges πάνω από τη βόρεια Ευρώπη (Crocì-Maspoli et al. 2007, Luo et al., 2015).

Η θετική φάση του NAO σηματοδοτεί την ύπαρξη δύο καλά δομημένων κλάδων του αεροχειμάρρου (jets) στο Βόρειο Ατλαντικό τομέα, ενώ η αρνητική φάση του NAO συνδέεται με έναν κλάδο (Swanson, 2001).

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

3.1. ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Το πρώτο βήμα στη μελέτη των Ωμέγα εμποδισμών είναι η αναγνώρισή τους. Αξίζει να σημειωθεί πως, ακόμα, δεν υπάρχει διαθέσιμος αλγόριθμος για την αποτελεσματική ανίχνευση των συστημάτων εμποδισμού (Uda et al., 2021).

Στην παρούσα εργασία, η αναγνώριση των συστημάτων ατμοσφαιρικού εμποδισμού επιτυγχάνεται με τη βοήθεια της βιβλιοθήκης *ConTrack – Contour Tracking* σε περιβάλλον Python (<https://github.com/steidani/ConTrack>). Πρόκειται για ένα εργαλείο που χρησιμοποιείται για την εύρεση της πορείας συνοπτικών συστημάτων ή και ανάλυση κλιματολογικών παραμέτρων που βασίζεται στο δείκτη ατμοσφαιρικού εμποδισμού, τον οποίο εισάγει ο [Schwierz et al. \(2004\)](#). Συγκεκριμένα, χρησιμοποιείται κυρίως για την ανίχνευση και παρατήρηση του ατμοσφαιρικού εμποδισμού, αλλά και για τον εντοπισμό ατμοσφαιρικών ανωμαλιών εν γένει. Παράλληλα, είναι δυνατή η παρακολούθηση της πορείας και των χαρακτηριστικών των εμποδισμών κατά τη διάρκεια ζωής τους.

Η μελέτη μας εστιάζει στους θερινούς μήνες, Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο (ΠΑ) για την χρονική περίοδο από το 1981 έως και το 2020 στην περιοχή της Ευρώπης, η οποία ορίστηκε σύμφωνα με τις συντεταγμένες του WCRP CORDEX σε 22°W - 45°E και 27,25°N - 72°N (<https://cordex.org/domains/cordex-region-euro-cordex/>).

Στον κώδικα, εισάγουμε ERA5 Reanalysis 0.25° x 0.25° ημερήσια δεδομένα γεωδυναμικού $\Phi(h)$ στα 500 hPa, προκειμένου να υπολογίσουμε το γεωδυναμικό ύψος, σύμφωνα με τη σχέση $Z_g(h) = \frac{\Phi(h)}{g_0}$, όπου $g_0 = 9.80665 \text{ m/s}^2$, η επιτάχυνση της βαρύτητας στη μέση στάθμη της θάλασσας, για κάθε ημέρα και grid.

Στο σημείο αυτό, πραγματοποιείται η ανίχνευση της ανωμαλίας του γεωδυναμικού ύψους βάσει της διαφοράς της τιμής του από την κλιματολογική μέση τιμή, επιλέγοντας τα εξής κριτήρια:

Κριτήριο θετικής ανωμαλίας του γεωδυναμικού ύψους

Δεν υπάρχει συμφωνία σχετικά με το ελάχιστο όριο που πρέπει να τεθεί στην τιμή του γεωδυναμικού ύψους, προκειμένου το ατμοσφαιρικό σύστημα που εμφανίζει την ανωμαλία να χαρακτηριστεί ως εμποδισμός (Barriopedro et al., 2010). Έχουν χρησιμοποιηθεί ποικίλες τιμές ορίων, όπως 100 grm (Carrera et al., 2004) και 300 grm (Sausen et al., 1995). Άλλες μελέτες εισάγουν μεταβλητά όρια, αναλόγως την εποχή (Shukla and Mo, 1983, Knox and Hay, 1984, Barriopedro et al., 2010). Από τη μελέτη των Barriopedro et al., 2010, προκύπτει το όριο των 135 grm κατά τον χειμώνα και των 95 grm κατά το καλοκαίρι. Στον κώδικα, λοιπόν, αφού διερευνώνται οι θερινοί μήνες, εισαγουμε ως ελάχιστο όριο θετικής ανωμαλίας τα 95 grm.

Κριτήριο ελαχίστης διάρκειας του εμποδισμού

Δεν υπάρχει σαφής ορισμός για τον ελάχιστο χρόνο ζωής των εν λόγω ατμοσφαιρικών μοτιβών. Ωστόσο, συνηθίζεται να επιλέγεται στο εύρος από 4 έως και 10 ημέρες (Rex, 1950, Pelly and Hoskins, 2003, Barriopedro et al., 2006, 2010, Barnes et al., 2011), καθώς ένα από τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά των εμποδισμών είναι η εμμονή. Στην εργασία, θέτουμε τις 5 ημέρες ως κατώτατο όριο, σύμφωνα με τις μελέτες των Schwierz et al., 2004, Tyrlis and Hoskins, 2008, Barriopedro et al., 2010, Pfallh et al., 2012, Detring, 2021.

3.2. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

Στη συνέχεια, η μελέτη μας επικεντρώνεται στα Ωμέγα συστήματα. Η ταυτοποίηση των συστημάτων και η ταξινόμησή τους ως Ωμέγα γίνεται σε περιβάλλον QGIS με μελέτη των συνοπτικών χαρτών και, έπειτα, ανάλυση των μορφολογικών στοιχείων που τα χαρακτηρίζει, σύμφωνα με το θεωρητικό μέρος (υποενότητα 1.5), καθώς, ακόμα, δεν έχει προταθεί κατάλληλος αλγόριθμος για τη διάκριση των διαφορετικών τύπων εμποδισμού. Έτσι, η αναγνώριση επιτυγχάνεται με παρατήρηση της μορφολογίας του συστήματος, των χαρακτηριστικών του κάθε συστήματος και του αντίστοιχου αεροχειμάρου (jet stream), όπως αναφέρεται και από τους Lupro and Smith (1995a) και τους Uda et al., 2021. Εκτός από τα κριτήρια που είναι απαραίτητα για τον

χαρακτηρισμό ενός συστήματος ως εμποδισμό, παρουσιάζονται αναλυτικά τα κριτήρια που χρησιμοποιούμε για την ειδικότερη αναγνώρισή τους:

Κριτήριο έκτασης του Ωμέγα εμποδισμού

Χρησιμοποιούμε μερικά από τα κριτήρια των Hirt et al. (2018), όσον αφορά στις χωρικές προϋποθέσεις που πρέπει να πληρώνται, προκειμένου να χαρακτηρίσουμε ένα σύστημα ως ατμοσφαιρικό εμποδισμό τύπου Ωμέγα, επιλέγοντας τα χαμηλά συστήματα που βρίσκονται εγγύτερα στον αντικυκλώνα: ένα στα δυτικά του και ένα στα ανατολικά του. Πρέπει:

- i) Η ridge να βρίσκεται σε γεωγραφικό πλάτος μεγαλύτερο των 25° .
- ii) $10^\circ < lon_H - lon_L < 40^\circ$, όπου lon_H , lon_L το γεωγραφικό μήκος του κέντρου του αντικυκλώνα και του κάθε χαμηλού συστήματος αντίστοιχα.
- iii) $8^\circ < lat_H - lat_L < 30^\circ$, όπου lat_H , lat_L το γεωγραφικό πλάτος του κέντρου του αντικυκλώνα και του κάθε χαμηλού συστήματος αντίστοιχα.
- iv) Εάν το ένα από τα δύο χαμηλά έχει σχηματιστεί μακριά από το κέντρο του αντικυκλώνα (εάν η απόσταση του πρώτου χαμηλού από τον αντικυκλώνα είναι μεγαλύτερη από τα $5/3$ της απόστασης του δεύτερου από τον αντικυκλώνα), τότε απορρίπτουμε το δεύτερο χαμηλό.

3.2.1. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Τα συστήματα που αναγνωρίζονται ως ατμοσφαιρικοί εμποδισμοί με την εφαρμογή των παραπάνω κριτηρίων ανέρχονται στα 115 για την 40ετή θερινή χρονική περίοδο στην Ευρώπη. Αυτό συνεπάγεται 999 ημέρες συνολικά, κατά τις οποίες εμφανίζεται ανωμαλία του γεωδυναμικού ύψους στα 500 hPa. Επομένως, προκύπτουν περίπου 3 εμποδισμοί ανά θερινή περίοδο στην Ευρώπη, γεγονός που συμφωνεί με τις περισσότερες κλιματολογικές μελέτες, που εντοπίζουν περίπου 30 εμποδισμούς κατά τη διάρκεια ολόκληρου του έτους στο Βόρειο Ημισφαίριο (Lupo, 2020), με τις ελάχιστες περιπτώσεις να υπολογίζονται από τους Barriopedro, 2011 και Detring, 2021 (περίπου 10 εμποδισμοί ανά έτος στο Βόρειο Ημισφαίριο).

Έπειτα από την ταξινόμησή τους, 76 συστήματα χαρακτηρίζονται ως Ωμέγα, ενώ ο αριθμός των ημερών που παρουσιάζουν το εν λόγω μοτίβο φθάνει τις 697.

Παρατηρούμε, λοιπόν, ότι η συχνότητα εμφάνισης των Ωμέγα εμποδισμών συγκριτικά με τα Rex/dipole blocks και τις amplified ridges είναι αισθητά μεγαλύτερη, αφού οι Ωμέγα αποτελούν το 66% των συνολικών περιπτώσεων, γεγονός που συμφωνεί με τη μελέτη των Detring et al., 2020, σύμφωνα με την οποία, οι Ωμέγα εμποδισμοί υπερισχύουν των άλλων τύπων εμποδισμού στη συχνότητα και τη σταθερότητα, κατά την θερινή περίοδο.

3.3. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Για την διερεύνηση των χαρακτηριστικών των ατμοσφαιρικών Ωμέγα εμποδισμών που έχουμε εντοπίσει, επικεντρώνασθε στην πρώτη ημέρα κάθε συστήματος, καθώς η φάση ενίσχυσης ενός κυκλώνα ανάντη του εμποδισμού λαμβάνει χώρα λίγες ημέρες (2-3) πριν και κατά την έναρξη του φαινομένου (Steinfeld et al., 2020), κατά τις οποίες ο ρόλος της λανθάνουσας θερμότητας είναι σημαντικός για την εκδήλωση του ατμοσφαιρικού εμποδισμού (Steinfeld et al., 2022). Για το λόγο αυτό, και, δεδομένης της δυσκολίας στην πρόγνωση των εμποδισμών, πολλές μελέτες εστιάζουν στην έναρξή τους (Lupo, 2020). Σύμφωνα και με τον Lupo (2020), τα τυπικά χαρακτηριστικά ενός εμποδισμού είναι η συχνότητα εμφάνισης, η διάρκεια και, ενίοτε,

η έκταση, η ένταση τους, η γεωγραφική θέση εκδήλωσής τους, η εποχική και περιοχική κατανομή.

3.4. ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

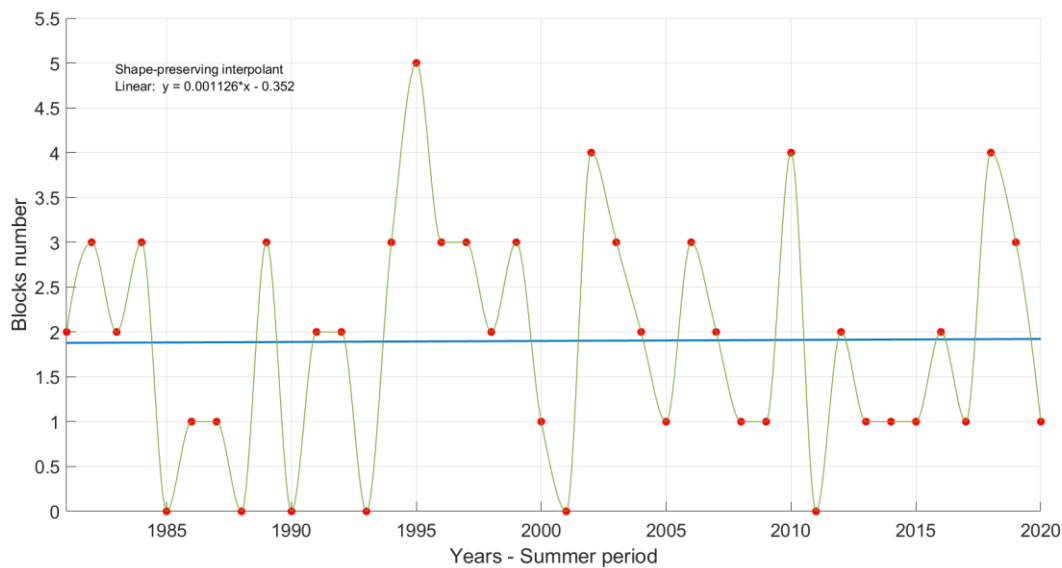
Στόχος της εργασίας είναι η διερεύνηση των χαρακτηριστικών των συστημάτων εμποδισμού, αλλά και οι μεταβολές που αυτά υφίστανται σε επίπεδο κλιματικής περιόδου. Η συχνότητα με την οποία εμφανίζονται τα εν λόγω συστήματα στην Μεσόγειο και την Ευρώπη γενικότερα, αλλά και ο αριθμός των εμποδισμών που επηρεάζει την περιοχή αποτελούν βασικά ερωτήματα και αντικείμενο έρευνας σε πολλές μελέτες. Οι Barnes et al. (2012) τονίζουν ότι ο αριθμός τους είναι άμεσα εξαρτώμενος από τις διαφορετικές μεθόδους ταυτοποίησής τους.

Έπειτα από τη συγκέντρωση των απαραίτητων δεδομένων που προαναφέραμε, έγινε απαρίθμηση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού, ειδικότερα για την θερινή περίοδο κάθε έτους, ξεκινώντας από το 1981 μέχρι και το 2020 για την περιοχή της Ευρώπης.

Στο Σχήμα 3.1 παρουσιάζεται η διακύμανση του αριθμού των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού κατά τη διάρκεια των 40 ετών, η οποία εμφανίζει μία περιοδικότητα, ειδικότερα στα τελευταία 25 χρόνια. Αυτό είναι πιθανό να οφείλεται στη σύνδεση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού με θεμελιώδεις προγνώστες, όπως είναι το North Atlantic Oscillation (NAO) και το El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Η συσχέτιση αυτή θα εξετασθεί σε επόμενο κεφάλαιο.

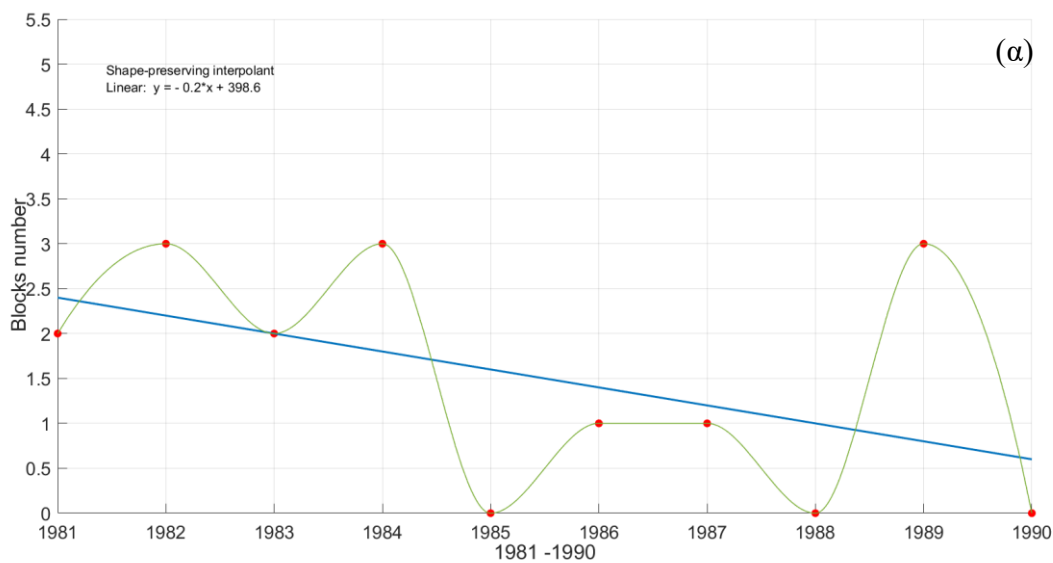
Σε συμφωνία με τη μελέτη των Detring et al. (2020) για την χρονική περίοδο 1990-2019, από το Σχήμα 3.1, φαίνεται ελάχιστη αύξηση του αριθμού των συστημάτων κατά την τελευταία 40ετία.

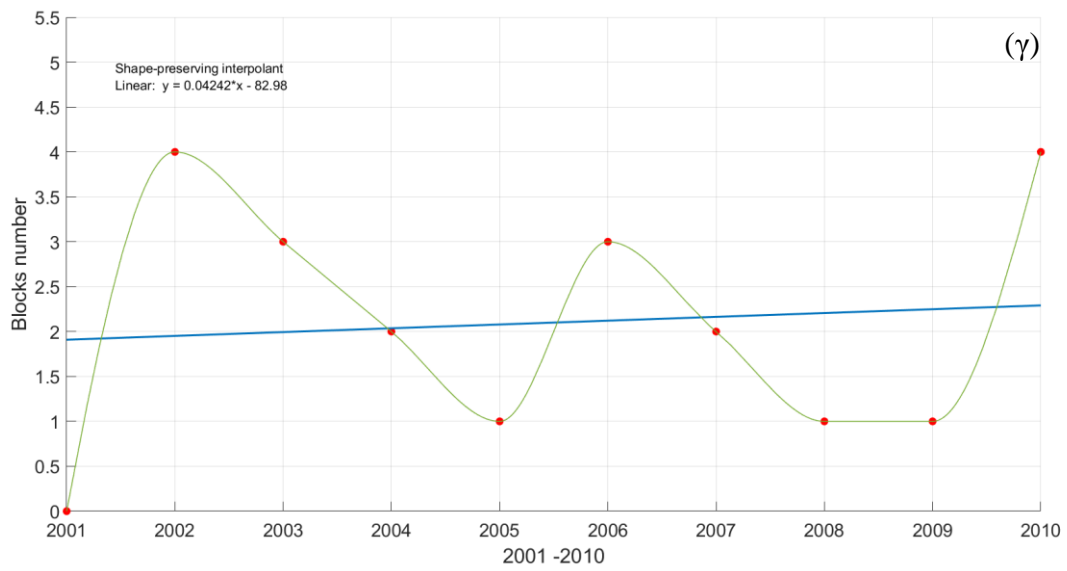
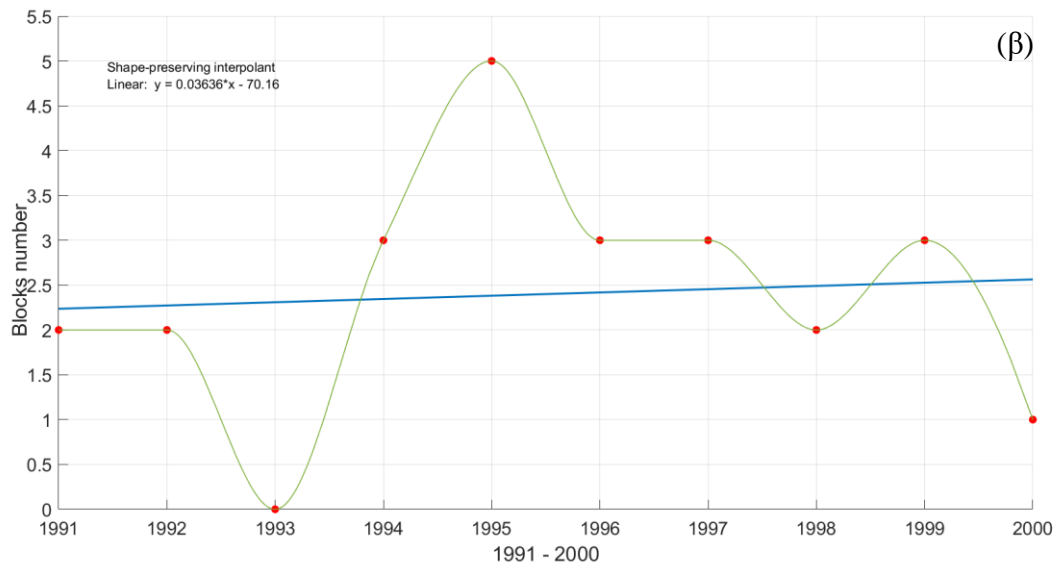
Από το ίδιο Σχήμα είναι εμφανής η περιορισμένη αύξηση της συχνότητας εμφάνισης Ωμέγα εμποδισμού, η οποία μελετάται και, ειδικότερα, ανά 10 έτη για τους θερινούς μήνες.

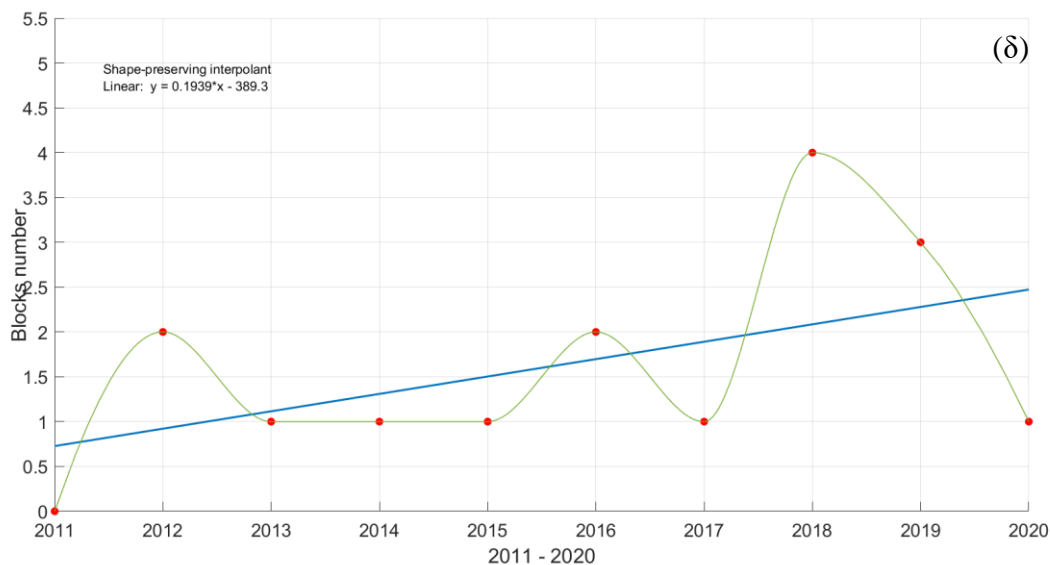


Σχήμα 3.1. Γραφική παράσταση του αριθμού των Ωμέγα εμποδισμών συναρτήσει των ετών.

Παρατηρούμε πως, εν αντιθέσει με την περίοδο 1980 – 1990, οπότε η συχνότητα εμφάνισης των ατμοσφαιρικών Ωμέγα εμποδισμών μειώνεται, κατά τις περιόδους 1990 – 2000, 2000 – 2010 και 2010 – 2020 ο αριθμός τους παρουσιάζει άνοδο, με την τελευταία δεκαετία (Σχήμα 3.2.(δ)) να σημειώνει τη μεγαλύτερη (~19%).



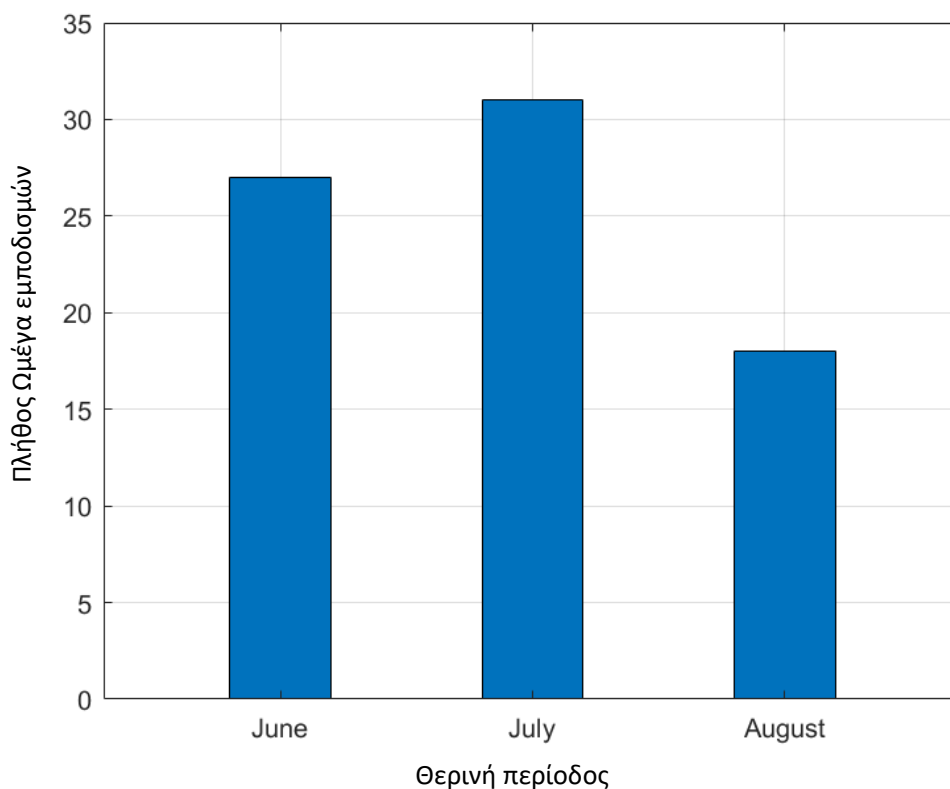




Σχήμα 3.2. Γραφικές παραστάσεις του αριθμού των Ωμέγα εμποδισμών συναρτήσει της κάθε 10ετίας.

Εκτός, όμως, από τον αριθμό των Ωμέγα εμποδισμών που εκδηλώνονται κατά την θερινή περίοδο, αξίζει να εμβαθύνουμε και στη μηνιαία κατανομή τους. Χρησιμοποιούμε κατάλληλο αλγόριθμο σε περιβάλλον Matlab, που έχει ως στόχο την εύρεση του συνολικού πλήθους των συστημάτων για κάθε θερινό μήνα κατά την περίοδο μελέτης, με βάση το μήνα κατά τον οποίο εκδηλώνεται το κάθε σύστημα.

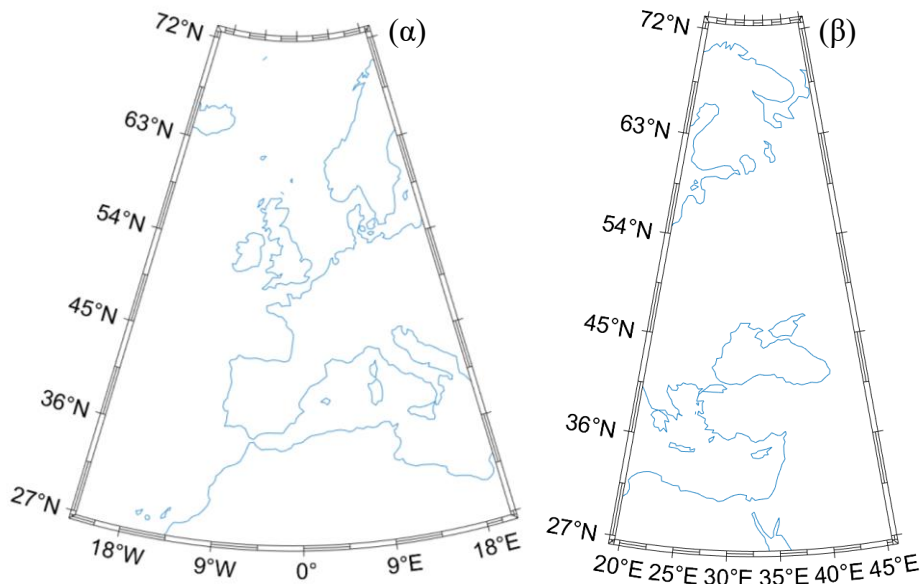
Προκύπτει φανερή διαφορά του μήνα Ιουλίου (Σχήμα 3.3), συγκριτικά με τους μήνες Ιούνιο και Αύγουστο, κατά τους οποίους εκδηλώνονται τα λιγότερα συστήματα ατμοσφαιρικού εμποδισμού τύπου Ωμέγα. Το αποτέλεσμα αυτό συσχετίζεται με τις τιμές που λαμβάνει η ζωνική συνιστώσα του ανέμου στα 250 hPa, που θα μελετήσουμε στην υποενότητα 3.9, ενώ παράλληλα ερμηνεύει και τις ακραία υψηλές θερμοκρασίες που εντοπίζονται συχνότερα σε πολλές ευρωπαϊκές χώρες κατά τον Ιούλιο.



Σχήμα 3.3. Γραφική παράσταση του αριθμού των Ωμέγα εμποδισμών συναρτήσει των θερινών μηνών (IIA).

3.5. ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

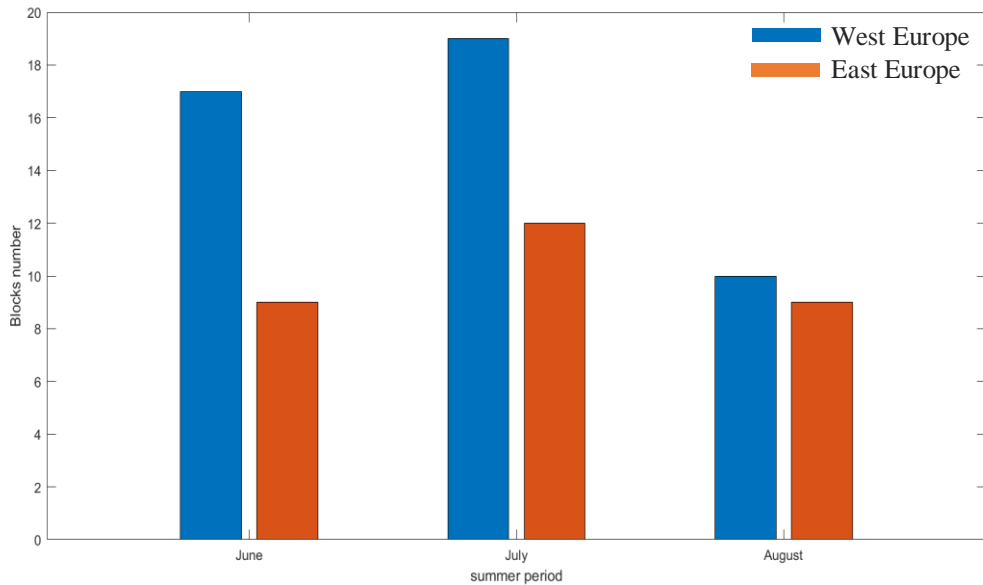
Εφόσον διερευνούμε την επίδραση των ατμοσφαιρικών συστημάτων εμποδισμού τύπου Ωμέγα, κρίνεται απαραίτητη η ταξινόμησή τους βάσει της γεωγραφικής περιοχής στην οποία εντοπίζονται. Θεωρούμε ως δυτική Ευρώπη την περιοχή που ορίζεται από 22°Δ έως 20°Α, και από 20°Α έως 45°Α ως ανατολική Ευρώπη, στηριζόμενοι στις συντεταγμένες που χρησιμοποιούν οι Luo et al. (2014) στη μελέτη τους, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.4.



Σχήμα 3.4. Η περιοχή της δυτικής (α) και ανατολικής (β) Ευρώπης, όπως ορίζονται από τους Luo et al. (2014).

Στο παρακάτω ραβδόγραμμα (Σχήμα 3.5), παρατηρούμε αισθητή διαφορά στον αριθμό εκδήλωσης Ωμέγα εμποδισμού μεταξύ των δύο περιοχών που έχουμε ορίσει, με τη δυτική Ευρώπη να παρουσιάζει τα περισσότερα (61 %). Συγκεκριμένα, αξίζει να αναφέρουμε πως περίπου το 17 % εντοπίζεται στο Ηνωμένο Βασίλειο, το 29 % στη Σκανδιναβία και το 30 % στη δυτική ή κεντρική Ευρώπη.

Όσον αφορά στη Σκανδιναβία, η εμφάνιση των εμποδισμών σχετίζεται άμεσα με το Scandinavian pattern (SCAND), κατά την θετική φάση του οποίου, εκδηλώνεται θετική ανωμαλία στο γεωδυναμικό ύψος πάνω από τις Σκανδιναβικές χώρες και τη δυτική Ρωσία, όπου σχηματίζονται ισχυροί αντικυκλώνες εμποδισμού (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/scand.shtml>) .



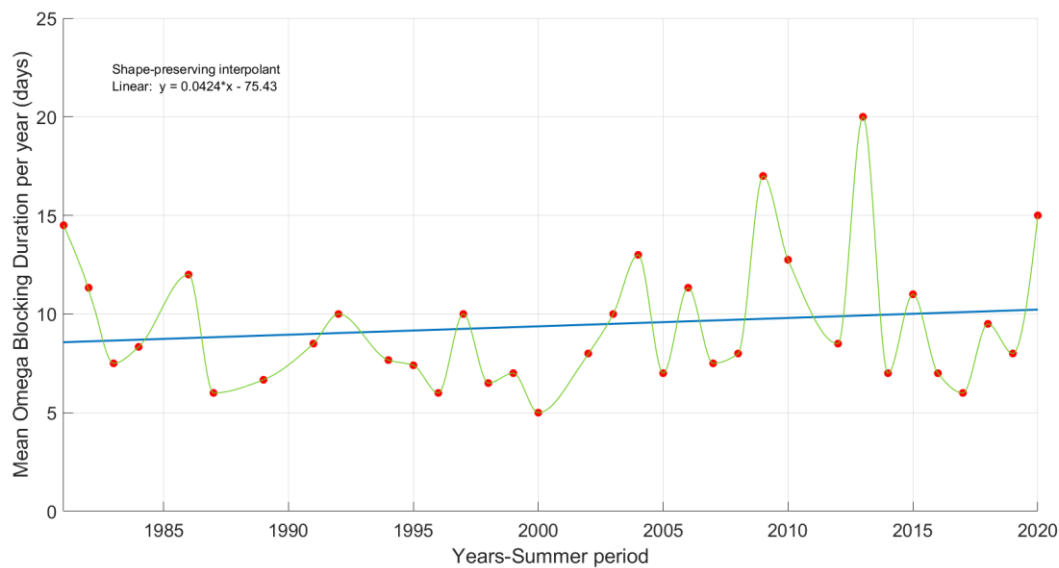
Σχήμα 3.5. Ραβδόγραμμα του αριθμού των Ωμέγα συστημάτων που εντοπίζονται κατά τους θερινούς μήνες. Οι μπλε ράβδοι αντιστοιχούν στη δυτική Ευρώπη ($22^{\circ}\Delta - 20^{\circ}\Lambda$) και οι κόκκινες στην ανατολική ($20^{\circ}\Lambda - 45^{\circ}\Lambda$).

3.6. ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Σε περιβάλλον Matlab, υπολογίζουμε τη διάρκεια (αριθμός ημερών) κάθε Ωμέγα εμποδισμού, προκειμένου να μελετήσουμε τις μεταβολές που υφίσταται από το 1981. Ως πρώτη ημέρα εκδήλωσης του συστήματος ορίζουμε εκείνη κατά την οποία εμφανίζεται ανωμαλία του γεωδυναμικού στα 250 hPa, και ως τελευταία, την ημέρα της οποίας η επομένη δεν παρουσιάζει ανωμαλία.

Έχει αποδειχθεί πως η μέση διάρκεια των συστημάτων εμποδισμού είναι 9 ημέρες (Lupo, 2020) και πως τα περισσότερα επηρεάζουν την περιοχή Ατλαντικού – Ευρώπης από 5 έως και 8 ημέρες (Detring et al., 2021). Προκύπτουν τα κάτωθι διαγράμματα.

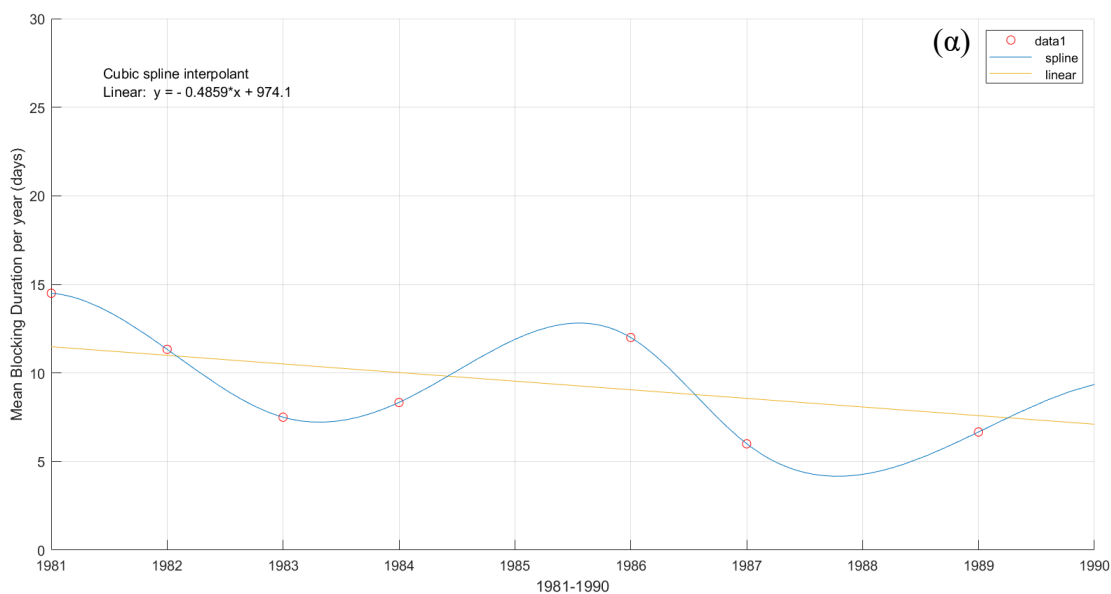
Στο Σχήμα 3.6, παρουσιάζεται η διακύμανση (πράσινη καμπύλη) της μέσης διάρκειας των Ωμέγα εμποδισμών, καθώς και η μικρή αύξησή της κατά τη διάρκεια της 40ετίας. Απότομη άνοδο παρατηρούμε στο χρονικό διάστημα από το 2005 έως το 2015.

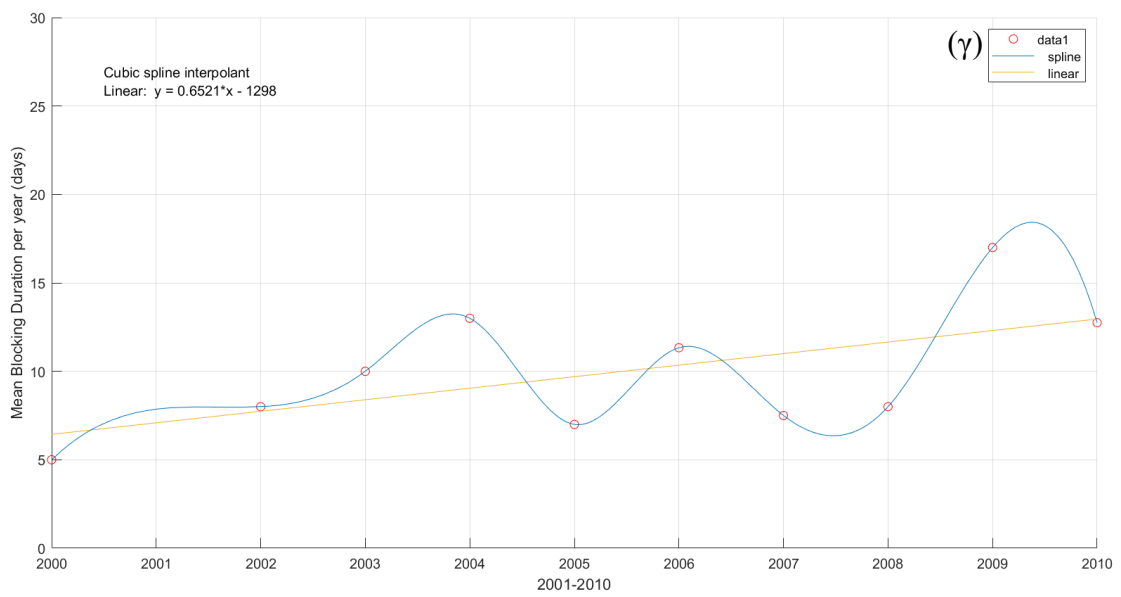
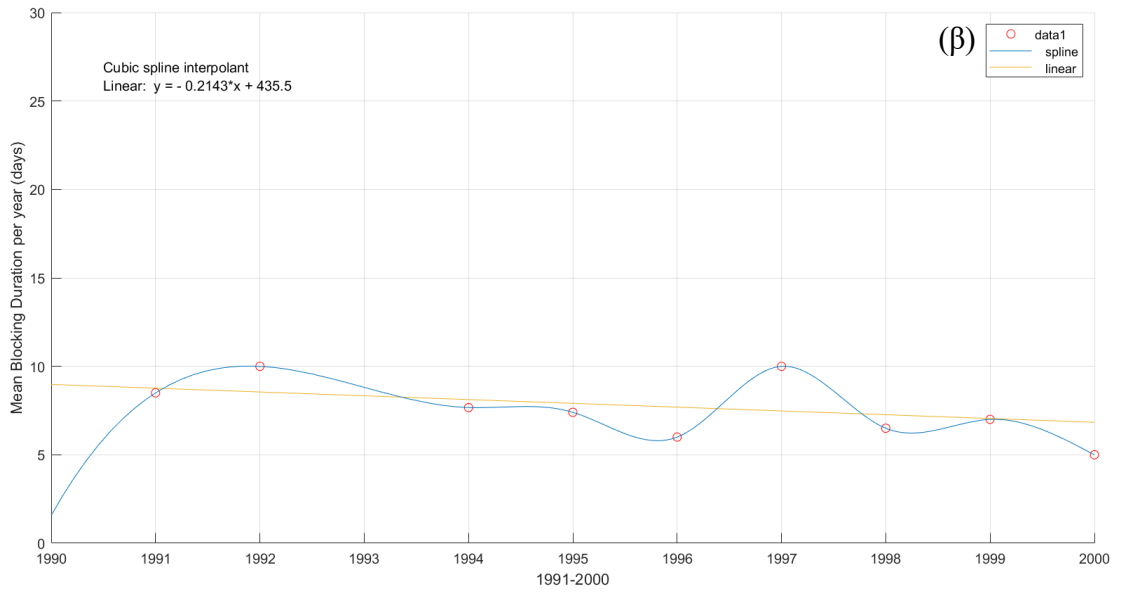


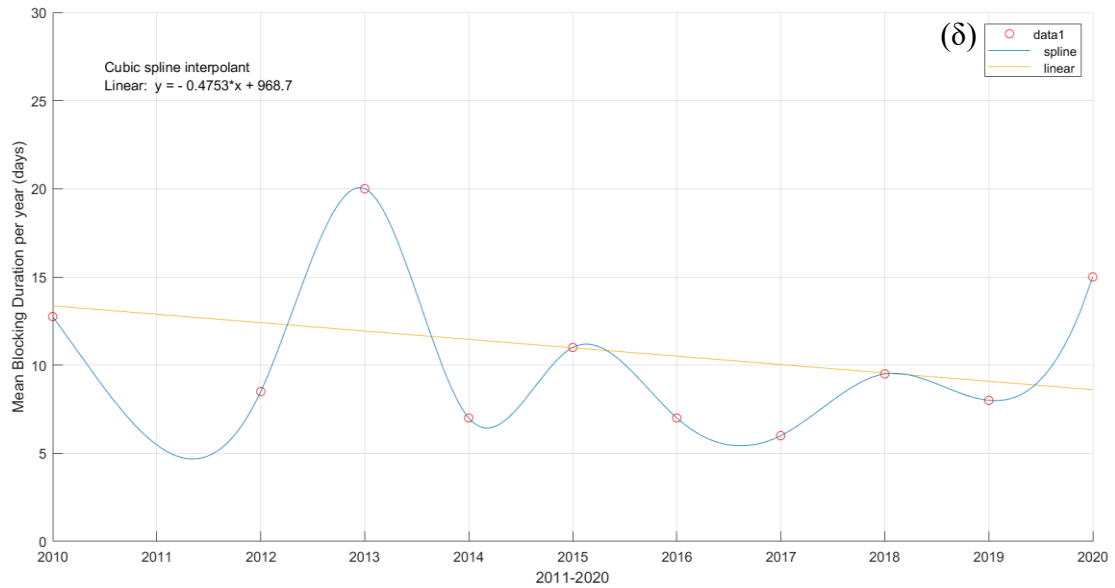
Σχήμα 3.6. Γραφική παράσταση της μέσης διάρκειας των Ωμέγα συστημάτων ανά θερινή περίοδο από το 1981 έως το 2020.

Σε αυτό το σημείο, γίνεται ανάλυση ανά 10 έτη.

Ενδιαφέρον είναι το γεγονός ότι μόνο κατά την περίοδο 2001-2010 (Σχήμα 3.6.γ) παρατηρείται αισθητή αύξηση στον αριθμό των ημερών που επιμένουν οι εμποδισμοί στην Ευρώπη κατά την θερινή περίοδο.

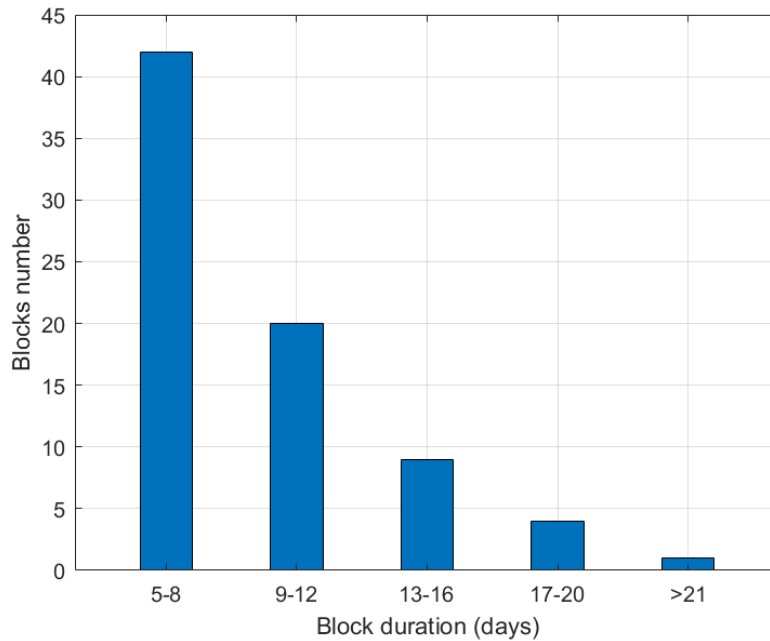






Σχήμα 3.7. Γραφικές παραστάσεις της μέσης διάρκειας των Ωμέγα εμποδισμών ανά 10 έτη.

Τέλος, μελετάμε τη σύνδεση του αριθμού των συστημάτων Ωμέγα με τη διάρκειά τους. Το αποτέλεσμά μας συμφωνεί με ανάλογες μελέτες, καθώς τα περισσότερα συστήματα (56 %) επιμένουν για διάστημα 5 έως 8 ημερών, ενώ ελάχιστα είναι εκείνα που υπερβαίνουν τις 20 ημέρες. Η μέση διάρκεια των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού για την περίοδο 1981 – 2020 είναι 9.17 ημέρες.



Σχήμα 3.8. Ραβδόγραμμα του πλήθους των Ωμέγα εμποδισμών συναρτήσει της διάρκειάς τους σε bins των 4 ημερών.

3.7. ΕΝΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ (BLOCKING INTENSITY)

Ποικίλοι τρόποι έχουν προταθεί για τον υπολογισμό της έντασης του Ωμέγα εμποδισμού (Blocking Intensity, BI). Στη μελέτη των Wiedenmann et al. (2002) αποδεικνύεται ότι η έντασή του σχετίζεται με την ισχύ της βάρθρωσης του μέσης τιμής του γεωδυναμικού μεταξύ του αντικυκλώνα και των δύο χαμηλών ανάντη και κατόντη αυτού (Lupo, 2020). Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιούμε υπολογισμό που βασίζεται στην εν λόγω βάρθρωση του γεωδυναμικού ύψους στα 500 hPa, όπως και στη μελέτη των Lupo and Smith (1995a). Σε αυτή, η BI υπολογίζεται με κανονικοποίηση της τιμής του κεντρικού γεωδυναμικού ύψους χρησιμοποιώντας μια υποκειμενικά καθορισμένη contour (ισοπληθής), η οποία αντιπροσωπεύει τη ροή. Στη συνέχεια, η τιμή βαθμονομείται, έτσι ώστε οι τιμές BI να κυμαίνονται από το 1 έως το 10, με τις μεγάλες τιμές να σημαίνουν ισχυρότερο σύστημα εμποδισμού (Lupo and Smith, 1995a, Wiedenmann et al., 2002), όπως δίδεται από τη σχέση:

$$BI = 100.0 \cdot \left(\frac{MZ}{RC} - 1.0 \right) \quad (3.1)$$

Όπου MZ είναι η μέγιστη τιμή που λαμβάνει το γεωδυναμικό ύψος (gpm) στα 500 hPa στην κλειστή περιοχή, που σχηματίζουν οι ισοπληθείς, του αντικυκλώνα ή στην γραμμή που συνδέεται με τον άξονα της ridge. Η RC τροποποιείται στη μελέτη των Wiedenmann et al. (2002), προκειμένου να αυτοματοποιηθεί η διαδικασία υπολογισμού της και αποτελεί την υποκειμενικά καθορισμένη contour, που προκύπτει ως εξής:

$$RC = \frac{\frac{(Z_u + MZ)}{2} + \frac{(Z_d + MZ)}{2}}{2} \quad (3.2)$$

Όπου Z_u (Z_d) αντιστοιχούν στις ελάχιστες τιμές γεωδυναμικού ύψους στις troughs ανάντη (κατάντη) του κέντρου του Ωμέγα εμποδισμού. Με τον τρόπο αυτό, ο BI είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί για τον έλεγχο της σχετικής ισχύος συστημάτων μεγάλης κλίμακας.

Τέλος, οι Wiedenmann et al. (2002) προτείνουν τον εξής τρόπο ταξινόμησής τους:

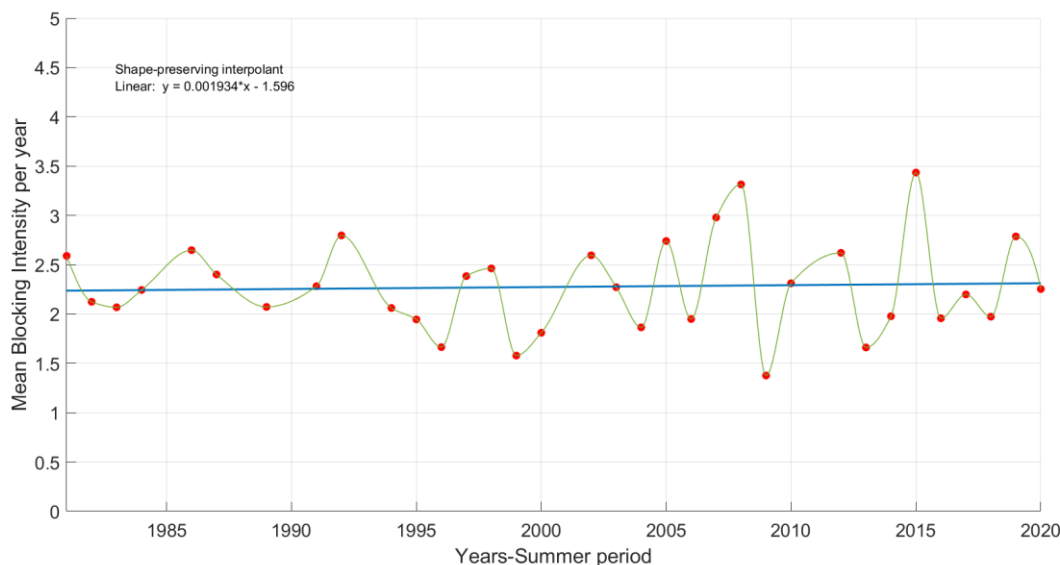
BI < 2.0 : Ασθενές

2.0 < BI < 4.3 : Μέτριας έντασης

BI > 4.3 : Ισχυρό

Υπολογίζοντας την ένταση κάθε συστήματος εμποδισμού τύπου Ωμέγα με τις σχέσεις (1) και (2) και λαμβάνοντας υπόψη την παραπάνω κατηγοριοποίησή τους, προκύπτουν τα κάτωθι αποτελέσματα.

Στο Σχήμα 3.9, παρατηρείται εντονότερη διακύμανση της μέσης τιμής της έντασης τα τελευταία 15 χρόνια και μία σχετικά μικρή αύξηση της έντασης από το 1981, με τις μεγαλύτερες τιμές (> 3.0) να συναντώνται κυρίως μετά το 2000 όλο και πιο συχνά.



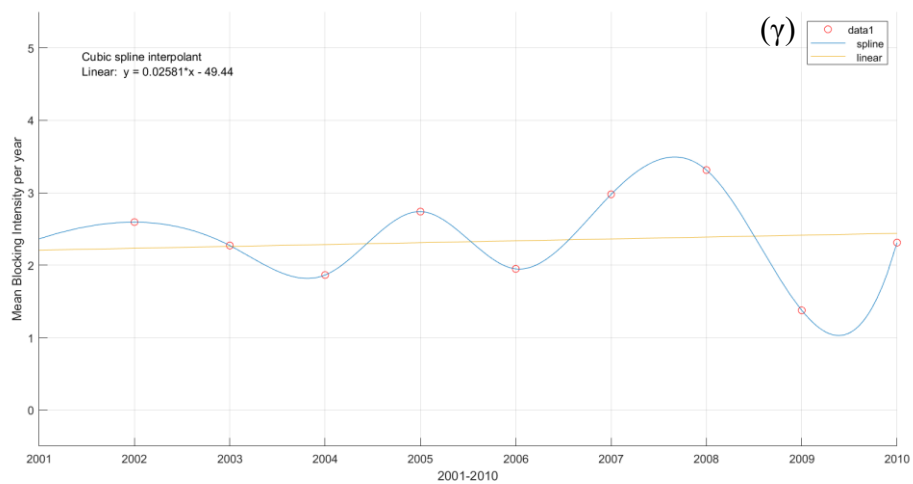
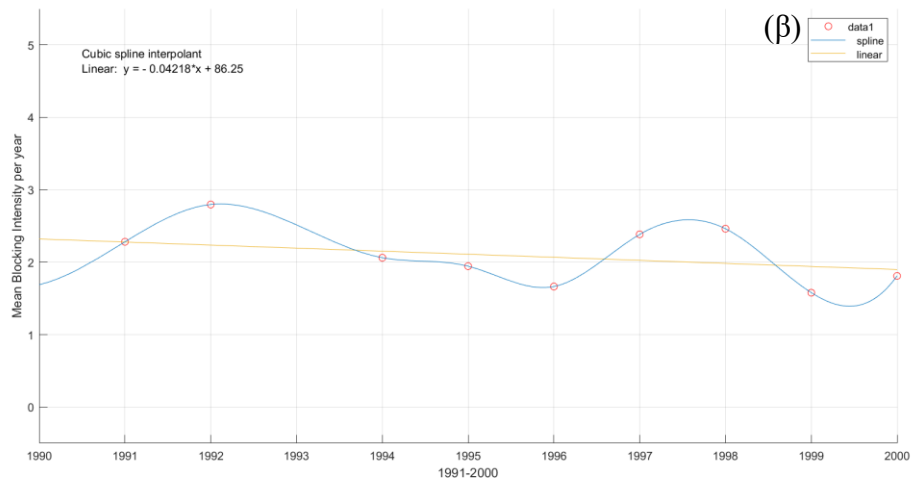
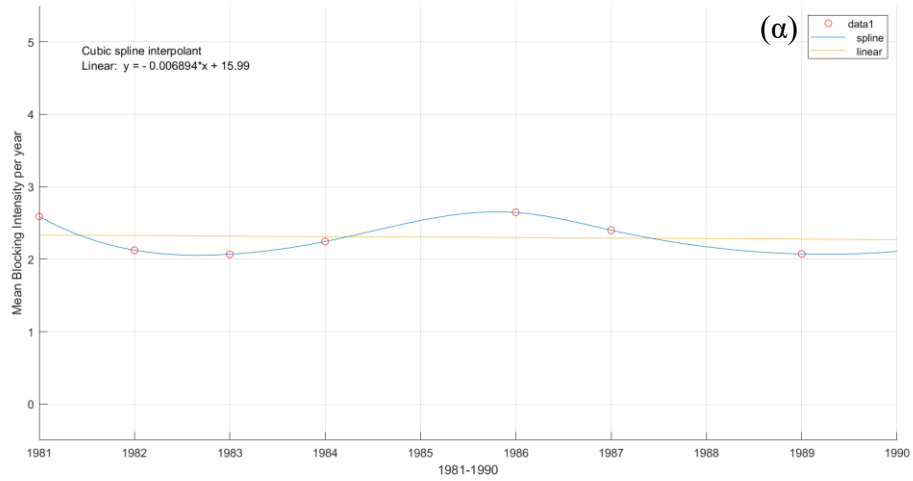
Σχήμα 3.9. Γραφική παράσταση της μέσης ανά θερινή περίοδο έντασης των Ωμέγα εμποδισμών συναρτήσει της 40ετίας. Η πράσινη καμπύλη αντιπροσωπεύει τη διακύμανση των τιμών και η μπλε την γραμμική παρεμβολή.

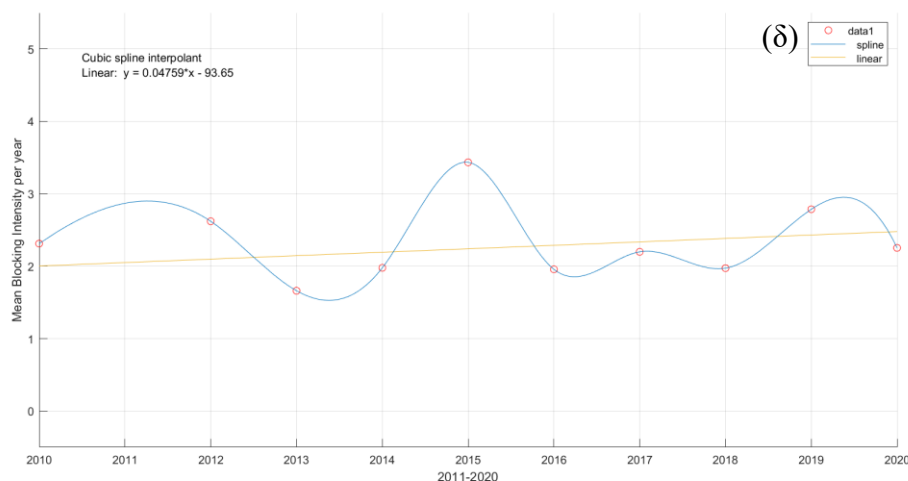
Για πιο λεπτομερή ανάλυση, συγκρίνουμε τις μέσες ανά έτος τιμές ΒΙ για κάθε 10ετία.

Από το Σχήμα 3.10, παρατηρούμε σταθερή έως και πτωτική τάση της ΒΙ από το 1981 έως το 2000, ενώ, αντίθετα, από το 2001 έως το 2020, και ιδιαίτερα την τελευταία δεκαετία (Σχήμα 3.10 (δ)), είναι φανερή η ανοδική της τάση. Αυτό σημαίνει πως η διαφορά του γεωδυναμικού ύψους μεταξύ του αντικυκλώνα εμποδισμού και των δύο χαμηλών συστημάτων στα 500 hPa έχει γίνει ισχυρότερη.

Ακόμη, η μέση ένταση των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού για την χρονική περίοδο μελέτης στην περιοχή της Ευρώπης κατά τους θερινούς μήνες είναι ίση με 2.23. Στη μελέτη των Wiedenmann et al. (2002), προκύπτει μέση ΒΙ για την περίοδο από 1968 έως 1998 για όλο το βόρειο Ημισφαίριο ίση με 3.15. Οι διαφορές οφείλονται στη διαφορετική χρονική περίοδο και περιοχή μελέτης, καθώς οι Wiedenmann et al. (2002) έχουν συμπεριλάβει στη μελέτη τους όλους τους μήνες, επομένως, υπολογίζεται και η ΒΙ των χειμερινών εμποδισμών.

Συνεπώς, αντιλαμβανόμαστε πως η μέση ένταση των συστημάτων Ωμέγα είναι μικρότερη κατά τους θερινούς μήνες σε σύγκριση με τους χειμερινούς, όπως αναφέρει και ο Lupo (2020).





Σχήμα 3.10. Γραφικές παραστάσεις της μέσης ανά θερινή περίοδο έντασης των Ωμέγα εμποδισμών για κάθε 10ετία ξεχωριστά.

3.7.1. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΕΝΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Καλούμαστε να απαντήσουμε το ερώτημα εάν οι ισχυροί σε ένταση Ωμέγα εμποδισμοί συνδέονται με μεγαλύτερο χρόνο ζωής. Σε συμφωνία με τους Lupo and Smith (1995), δεν προκύπτει ιδιαίτερη συσχέτιση (ασθενής θετική) των δύο χαρακτηριστικών για τους θερινούς μήνες στην Ευρώπη, καθώς ο R είναι ίσος με 0.05.

3.8. ΕΚΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Ένα ακόμα χαρακτηριστικό των ατμοσφαιρικών εμποδισμών είναι η έκταση που καλύπτουν. Σύμφωνα με τους Barriopedro et al. (2010), δεν υπάρχει συγκεκριμένος τρόπος προσδιορισμού της χωρικής έκτασης της ανωμαλίας τους γεωδυναμικού ύψους. Έτσι, αρχικά, εντοπίζουμε την γεωγραφική θέση του αντικυκλώνα και των δύο χαμηλών συστημάτων, όπως οι Hirt et al. (2018), ορίζοντας, δηλαδή, ως θέση τους την θέση των κέντρων τους σε περιβάλλον QGIS.

Με τον τρόπο αυτό υπολογίζουμε την απόσταση των δύο χαμηλών και άρα την επιμήκη έκταση του εμποδισμού ως εξής:

$$d_{LL} = lon_{L1} - lon_{L2} \quad (3.3)$$

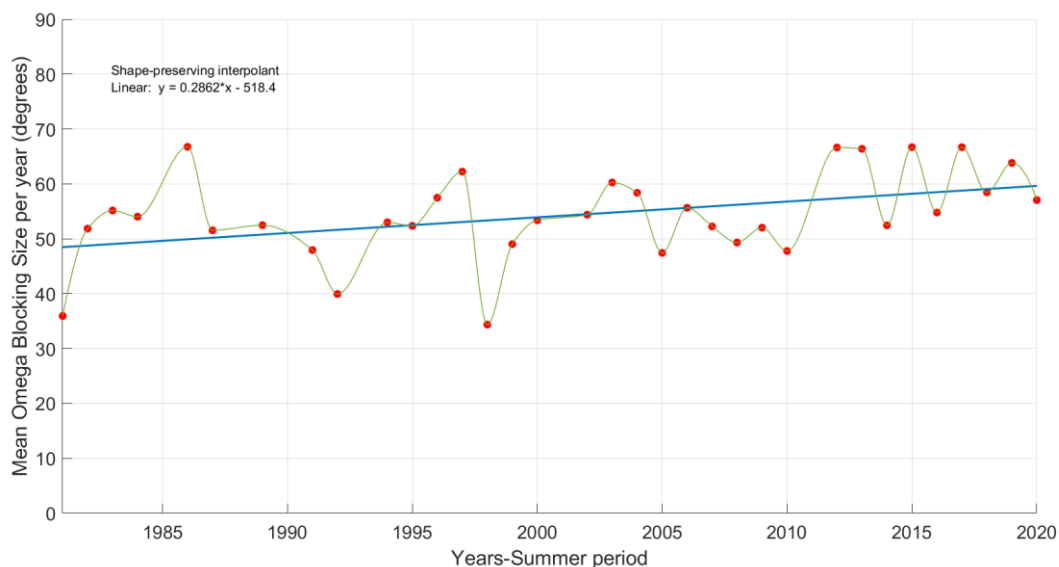
όπου lon_{L1} και lon_{L2} τα γεωγραφικά μήκη των κέντρων των χαμηλών κατάντη και ανάντη στον εμποδισμό αντίστοιχα.

Για τη διερεύνηση της εγκάρσιας έκτασης του εμποδισμού, υπολογίζουμε την απόλυτη μέση τιμή του γεωγραφικού πλάτους των κέντρων των δύο χαμηλών και, έπειτα, την αφαιρούμε από την αντίστοιχη τιμή του αντικυκλώνα, δηλαδή:

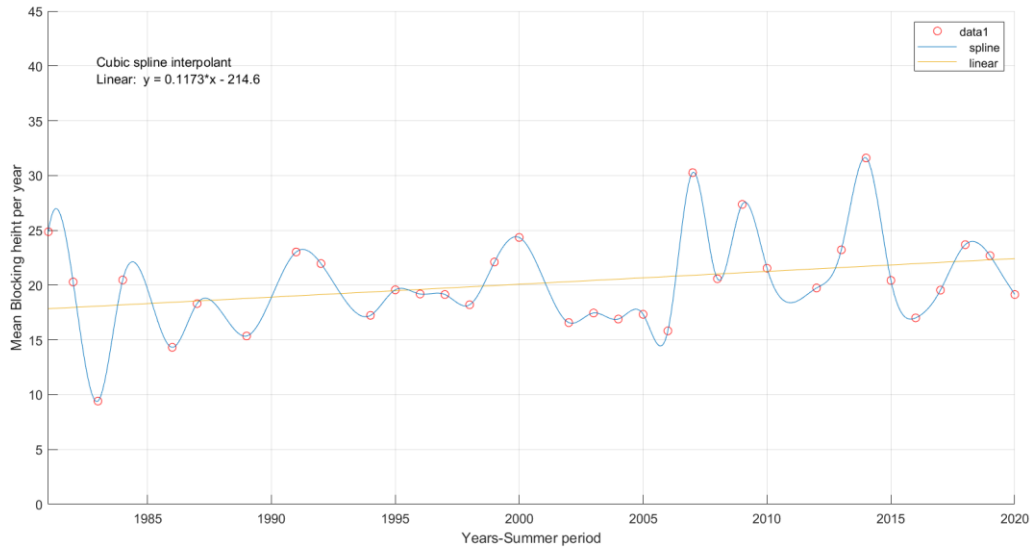
$$d_{LHL} = lat_H - (lat_{L1} + lat_{L2})/2 \quad (3.4)$$

Παρακάτω φαίνονται τα αποτελέσματα για την κατά γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος έκταση του ατμοσφαιρικού εμποδισμού τύπου Ωμέγα στην Ευρώπη.

Και από τα δύο διαγράμματα (Σχήματα 3.11 και 3.12) προκύπτει αυξητική τάση της έκτασης και στις δύο διαστάσεις κατά την χρονική περίοδο που έχουμε επιλέξει. Η μεγαλύτερη, όμως, αύξηση παρουσιάζεται στην επιμήκη έκταση, με αποτέλεσμα την επίδραση των εμποδισμών σε μεγαλύτερο τμήμα της Ευρώπης και άρα, την εκδήλωση ακραίων καιρικών συνθηκών σε περισσότερες περιοχές ταυτόχρονα.



Σχήμα 3.11. Γραφική παράσταση της μέσης κατά γεωγραφικό μήκος έκτασης (απόσταση μεταξύ των δύο χαμηλών) των Ωμέγα εμποδισμών συναρτήσει των 40 ετών.

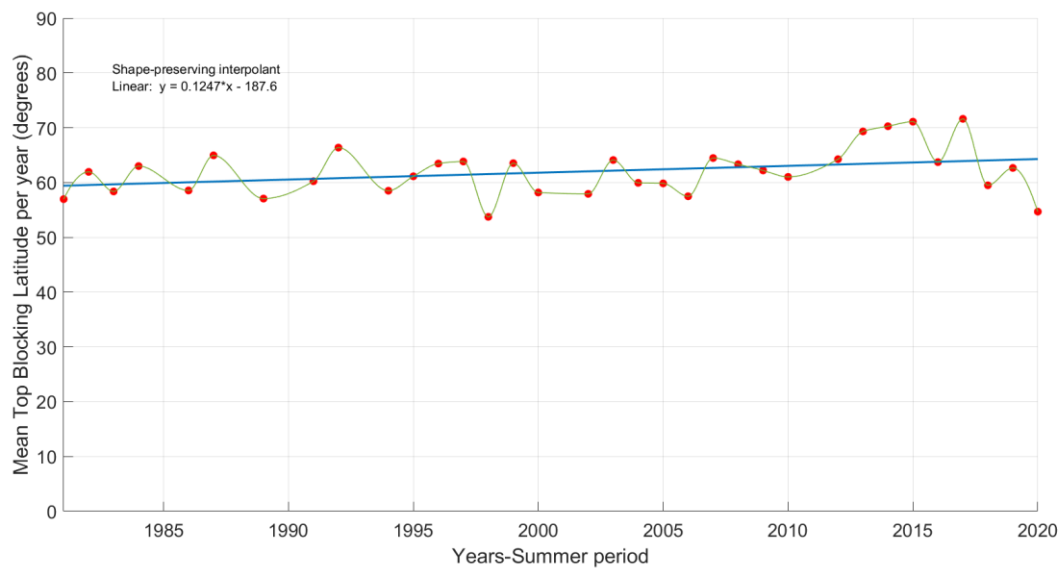


Σχήμα 3.12. Γραφική παράσταση της μέσης κατά γεωγραφικό πλάτος έκτασης (απόσταση μεταξύ του αντικυκλώνα και των δύο χαμηλών) των Ωμέγα εμποδισμών συναρτήσει των 40 ετών.

Η μέση τιμή του d_{LHL} για την θερινή περίοδο στην Ευρώπη βρέθηκε $\sim 19^\circ$, γεγονός που συμφωνεί με την τυπική κλίμακα για το πλάτος του συστήματος $\Delta\phi = 15^\circ$, που ορίζουν οι Pelly and Hoskins (2003) και αργότερα οι Barriopedro et al. (2010). Για την κλιματολογική διερεύνηση αυτής της μεταβολής, μελετάμε τη συμπεριφορά της γεωγραφικής θέσης του κέντρου του αντικυκλώνα.

Από το γεωγραφικό πλάτος στο οποίο εντοπίζεται σε κάθε event και υπολογίζοντας τη μέση τιμή του ανά θερινή περίοδο, προκύπτει μία μετατόπιση 5° (από τις 60° στις 65°) του κέντρου εμποδισμού προς τα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη κατά τη διάρκεια των 40 ετών (Σχήμα 3.13).

Αυτό σημαίνει πως θερμές αέριες μάζες από μικρότερα γεωγραφικά πλάτη διεισδύουν βαθύτερα προς την Ευρώπη, προκαλώντας την μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας τόσο στη Μεσόγειο όσο και στη βόρεια Ευρώπη.



Σχήμα 3.13. Γραφική παράσταση του μέσου γεωγραφικού πλάτους (μοίρες) στο οποίο εντοπίζεται το κέντρο του αντικυκλώνα εμποδισμού ανά θερινή περίοδο συναρτήσσει των 40 ετών.

3.8.1. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΕΚΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Όπως και οι Lupo and Smith (1995), δεν προκύπτει ιδιαίτερη συσχέτιση ούτε της διάρκειας ενός Ωμέγα εμποδισμού με την έκτασή του ($R = 0.0312$) ούτε της έντασης με την έκταση ($R = 0.1366$). Επομένως, τα περισσότερα χαρακτηριστικά ενός Ωμέγα εμποδισμού δεν σχετίζονται μεταξύ τους.

3.9. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΤΛΑΝΤΙΚΗΣ ΤΑΛΑΝΤΩΣΗΣ (NORTH ATLANTIC OSCILLATION – NAO) ΜΕ ΤΗΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ ΣΤΗΝ ΕΥΡΩΠΗ

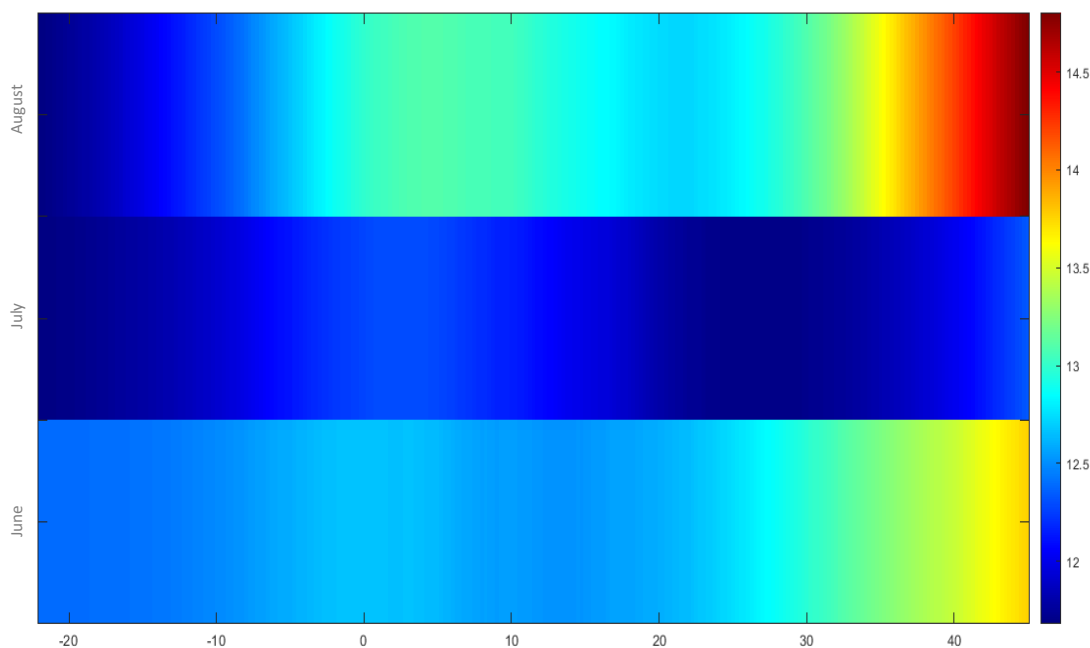
Αφού συγκεντρώσουμε τις ημερήσιες τιμές του δείκτη NAO (NAO index) που παρέχονται από το NOAA (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/daily/NAO/>), γίνεται η κατάλληλη επεξεργασία των δεδομένων σε περιβάλλον Matlab. Συγκεκριμένα, κρατάμε τις τιμές μόνο για τους υπό μελέτη μήνες (ΙΑ) και μόνο για τις ημέρες με Ωμέγα εμπόδιο, ενώ, έπειτα, γίνεται ταξινόμηση τους βάσει της φάσης του NAO κατά την οποία λαμβάνουν χώρα.

Έτσι, προκύπτει ότι το 61.5 % των ημερών, στις οποίες εκδηλώνεται Ωμέγα εμπόδιο, συσχετίζεται με την αρνητική φάση NAO. Παράλληλα, μελετάμε και την γεωγραφική κατανομή των συστημάτων στην Ευρώπη, ανάλογα με τις συντεταγμένες που ορίζουν οι Luo et al. (2014), δηλαδή 22°Δ έως 20°Α, και από 20°Α έως 45°Α ως δυτική και ανατολική Ευρώπη αντίστοιχα. Από αυτές τις ημέρες που συνδέονται με την αρνητική φάση, το 76,7 % των Ωμέγα εμποδισμών εντοπίζεται στη δυτική Ευρώπη, αποτέλεσμα που συμφωνεί με το θεωρητικό κομμάτι που έχουμε προαναφέρει στην υποενότητα 1.9.

Εφόσον γνωρίζουμε ότι ο ατμοσφαιρικός εμπόδιο διακόπτει την κυκλοφορία και τη δυτική ροή, μελετάμε και τις τιμές του ζωνικού ανέμου στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Συγκεντρώνουμε για κάθε έτος και μόνο για τους θερινούς μήνες (1981 – 2020) για την υπό μελέτη περιοχή της Ευρώπης δεδομένα ERA5 monthly averaged reanalysis 0.25°x0.25° της ζωνικής συνιστώσας του ανέμου (U-component) στα 250 hPa σε $m s^{-1}$. Έπειτα, σε περιβάλλον Matlab, για κάθε γεωγραφικό μήκος μεταξύ των 22°Δ και 45°Α, υπολογίζουμε τη μέση τιμή της U-component ανά 0.25° σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη για κάθε θερινό μήνα.

Παρατηρούμε (Σχήμα 3.14) την εξασθένηση της ζωνικής συνιστώσας πάνω από τη δυτική Ευρώπη κατά τη διάρκεια εκδήλωσης Ωμέγα εμποδισμού, ενώ οι τιμές που λαμβάνει αυξάνονται προς την ανατολική, με τις μέγιστες τιμές να παρουσιάζονται για γεωγραφικά μήκη μεγαλύτερα των 40°Α. Το γεγονός αυτό ερμηνεύεται ως εξής: Λόγω της κίνησης της ridge προς τα βόρεια, σχηματίζεται ο αντικυκλώνας εμποδισμού, διακόπτοντας τη δυτική ροή.

Συνεπώς, όπως συμβαίνει κατά την αρνητική φάση του NAO, η ζωνική συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου φαίνεται εξασθενημένη, ενώ η μεσημβρινή υπερισχύει. Για το λόγο αυτό, οι ατμοσφαιρικοί εμποδισμοί συσχετίζονται με τη μείωση και τις χαμηλές τιμές του δείκτη NAO.



Σχήμα 3.14. Γράφημα της ταχύτητας της U-component στα 250 hPa (όπου μπλε οι χαμηλές τιμές και κόκκινο οι υψηλές) για κάθε μήνα (ΠΑ) συναρτήσει του γεωγραφικού μήκους (μοίρες).

Επίσης, το συμπέρασμα ότι οι περισσότεροι Ωμέγα εμποδισμοί εμφανίζονται στη δυτική Ευρώπη σύμφωνα με το ραβδόγραμμα του Σχήματος 3.5 είναι φανερό ότι συμφωνεί με το παραπάνω Σχήμα 3.14, αφού η μέση τιμή του ζωνικού ανέμου λαμβάνει τις ελάχιστες τιμές του για γεωγραφικά πλάτη μικρότερα των 20°A .

Τέλος, αξιοσημείωτη είναι η διαφορά των τιμών της U-component κατά τον Ιούλιο, γεγονός που συνδέεται με το μέγιστο αριθμό Ωμέγα εμποδισμών κατά τον εν λόγω μήνα στο Σχήμα 3.3. Σε αντίστοιχα αποτελέσματα καταλήγουν και οι Detring et al. (2020), (2021), στη μελέτη των οποίων παρουσιάζεται αύξηση της συχνότητας εκδήλωσης ατμοσφαιρικού εμποδισμού κατά τον Ιούνιο και τον Αύγουστο.

Έτσι, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα, πως όταν ο αριθμός των συστημάτων εμποδισμού είναι υψηλός, αναμένεται η εξασθένιση του ζωνικού ανέμου στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

3.9.1. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΤΛΑΝΤΙΚΗΣ ΤΑΛΑΝΤΩΣΗΣ ΜΕ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Δεν προκύπτει σημαντική συσχέτιση του NAO index ούτε με την ένταση BI ($R = -0.0961$) ούτε με την έκταση ($R = -0.0041$), σε αντίθεση με τη μέτρια συσχέτιση που παρουσιάζει ο NAO index με τη διάρκεια του εμποδισμού ($R = 0.3024$). Το εν λόγω αποτέλεσμα είναι στατιστικά σημαντικό με $P\text{-value} = 0.0079$.

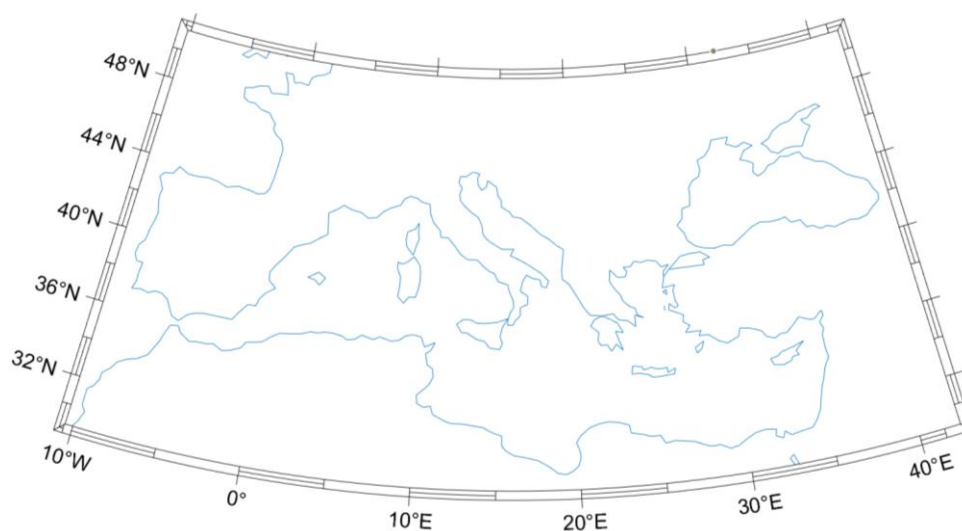
3.10. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ ΜΕ ΤΟ ΔΕΙΚΤΗ EXCESS HEAT FACTOR (EHF)

Αφού συγκεντρώσουμε δεδομένα ERA5 Reanalysis: $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ της θερμοκρασίας (K) του αέρα σε ύψος 2 m από την επιφάνεια της θάλασσας ή του εδάφους για την περιοχή της Μεσογείου, την οποία ορίζουμε σύμφωνα με τους Doblas-Reyes et al. (2021) ως $10^\circ\Delta - 42^\circ\Lambda$ και $30^\circ\text{B} - 50^\circ\text{B}$ (Σχήμα 3.15), προκειμένου να μελετήσουμε την επίδραση των ευρωπαϊκών Ωμέγα εμποδισμών στην θερμοκρασία της Μεσογείου, χρησιμοποιούμε τον ορισμό του Excess Heat Factor (EHF) και τον τρόπο υπολογισμού που αναφέρουμε στην υποενότητα 1.8. Έτσι, προκύπτει η ημερήσια τιμή του δείκτη EHF για όλους τους μήνες της υπό μελέτη χρονικής περιόδου.

Σε περιβάλλον Matlab, απορρίπτουμε τις τιμές που αφορούν στους μήνες εκτός της θερινής περιόδου. Έπειτα, για κάθε περίπτωση Ωμέγα εμποδισμού, υπολογίζουμε τη μέση τιμή των τιμών EHF για τις ημέρες κατά τις οποίες εκδηλώνεται το σύστημα και ακολουθεί μελέτη των συνοπτικών χαρτών που παράγονται για τη σύνδεση του δείκτη με την εμφάνιση εμποδισμού.

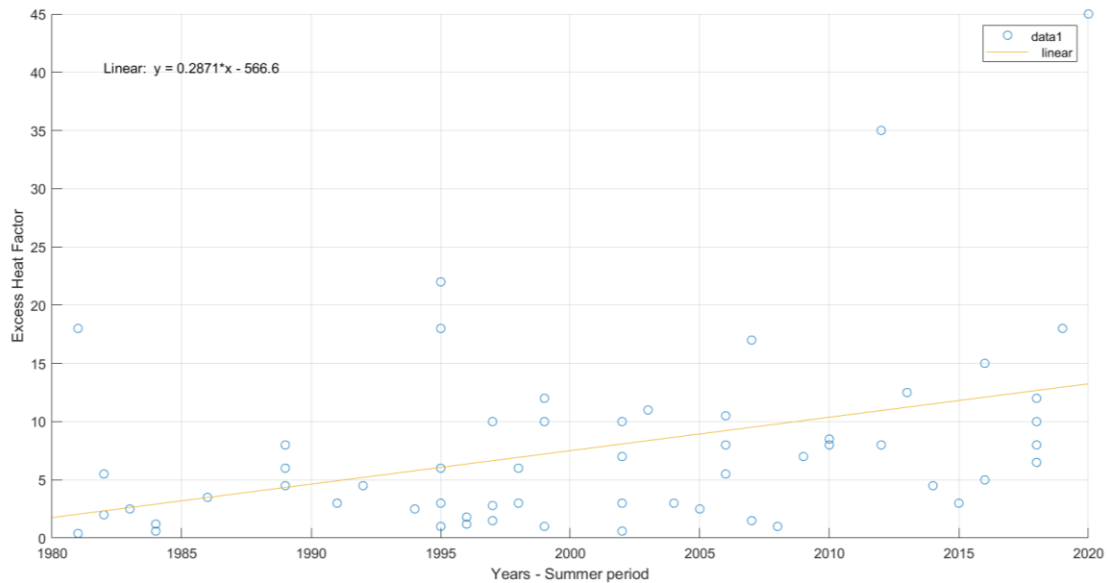
Προκύπτει ότι το 83 % των Ωμέγα εμποδισμών που εντοπίζονται στην Ευρώπη συσχετίζεται με κύματα καύσωνα στη Μεσόγειο, ενώ το 12 % σχετίζεται με την εμφάνιση ακραία υψηλών θερμοκρασιών και στον Ελλαδικό χώρο.

Τέλος, από τα συνολικά συστήματα που εκδηλώνονται κοντά στην Ελλάδα, το 82 % την επηρεάζει, με συνέπεια την ακραία άνοδο της θερμοκρασίας (9/11 Ωμέγα εμποδισμοί κατά τους ΠΑ από το 1981 μέχρι το 2020).



Σχήμα 3.15. Η περιοχή τής Μεσογείου, όπως ορίζεται από τους τους Doblas-Reyes et al. (2021).

Προκύπτει μέτρια συσχέτιση ($R = 0.4029$, $P\text{-value} = 0.0012$) του δείκτη EHF με τον χρόνο, γεγονός που συνεπάγεται την αυξανόμενη εκδήλωση κυμάτων καύσωνα στη Μεσόγειο. Η ραγδαία αύξηση του EHF γίνεται αισθητή κυρίως από το 1995 και έπειτα.

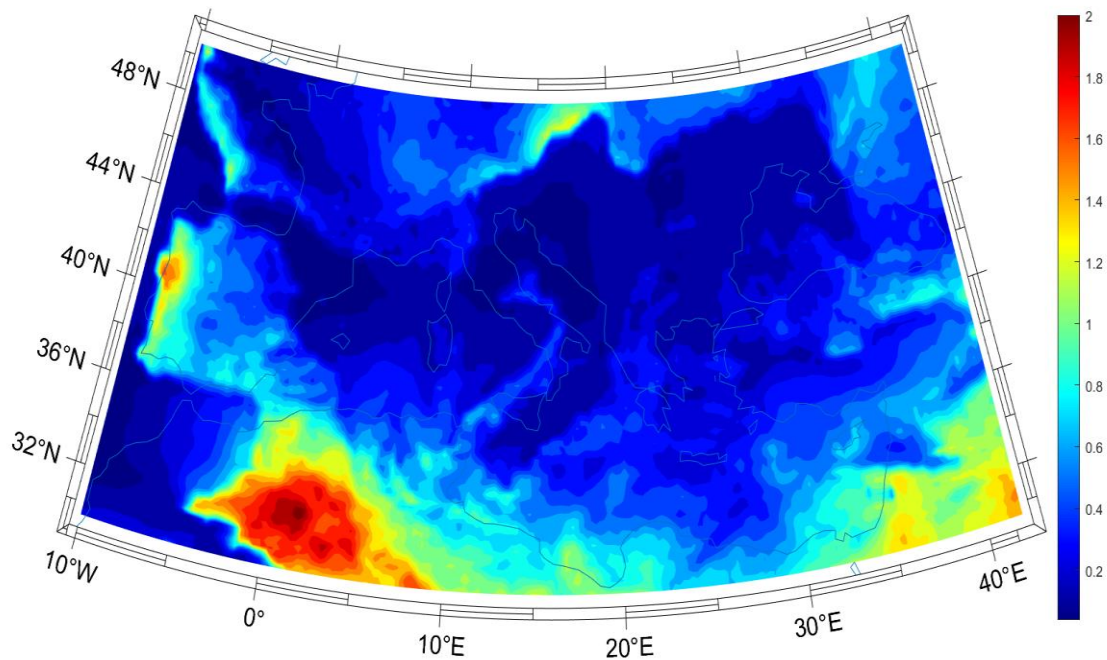


Σχήμα 3.16. Γραφική παράσταση του δείκτη EHF για τους θερινούς μήνες στην περιοχή της Μεσογείου συναρτήσει των 40 ετών.

3.10.1. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΟΥ EXCESS HEAT FACTOR ΜΕ ΤΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ

Αποδεικνύεται μέτρια συσχέτιση του EHF με τον χρόνο ζωής των συστημάτων ($R = 0.3034$), με το αποτέλεσμα να είναι στατιστικά σημαντικό ($P\text{-value} = 0.0077$). Αντίστοιχα, μέτρια συσχέτιση ($R = 0.3791$) προκύπτει μεταξύ του EHF και της έντασης ΒΙ, με την τιμή $P\text{-value}$ ($= 0.0007$) να υποδηλώνει ισχυρή στατιστική σημαντικότητα. Κατά συνέπεια, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα πως η μεγαλύτερη διάρκεια ή ένταση του αντικυκλώνα εμποδισμού προκαλεί εντονότερα κύματα καύσωνα με την εκδήλωση υψηλότερων ακραίων θερμοκρασιών. Αυτό συμβαίνει διότι ο μεγάλος χρόνος ζωής του φαινομένου και η εμμονή του πάνω από συγκεκριμένες περιοχές, έχει ως αποτέλεσμα τη διακοπή της δυτικής ατμοσφαιρικής ροής και κατ' επέκταση τη συσσώρευση μεγαλύτερων ποσών θερμότητας στις εν λόγω περιοχές. Ομοίως, η μεγάλη ένταση του συστήματος συνεπάγεται την ισχυρότερη βάρθρωση του γεωδυναμικού ή της πίεσης μεταξύ του αντικυκλώνα και των δύο χαμηλών. Επομένως, η δυτική ροή παρουσιάζει εντονότερη εξασθένιση, που συμβάλλει στη συσσώρευση θερμότητας.

Στο Σχήμα 3.17, παρατηρούμε πως οι περιοχές που επηρεάζονται άμεσα από κύματα καύσωνα κατά τους θερινούς μήνες, εξαιτίας της εκδήλωσης Ωμέγα εμποδισμού είναι κυρίως, η δυτική και βόρεια περιοχή της Μεσογείου, με τις πιο ακραίες τιμές θερμοκρασίας να εντοπίζονται στην Ιβηρική χερσόνησο. Η ανατολική και νότια περιοχή της παρουσιάζει κύματα καύσωνα, αλλά με λιγότερο ακραίες θερμοκρασίες. Τέλος, όσον αφορά στον Ελλαδικό χώρο, φαίνεται πως η επίδραση των Ωμέγα εμποδισμών είναι εντονότερη στο δυτικό και νότιο τμήμα της και ηπιότερη στο Αιγαίο πέλαγος.



Σχήμα 3.17. Γράφημα της μέσης ημερήσιας τιμής του EHF από το 1981 έως το 2020.

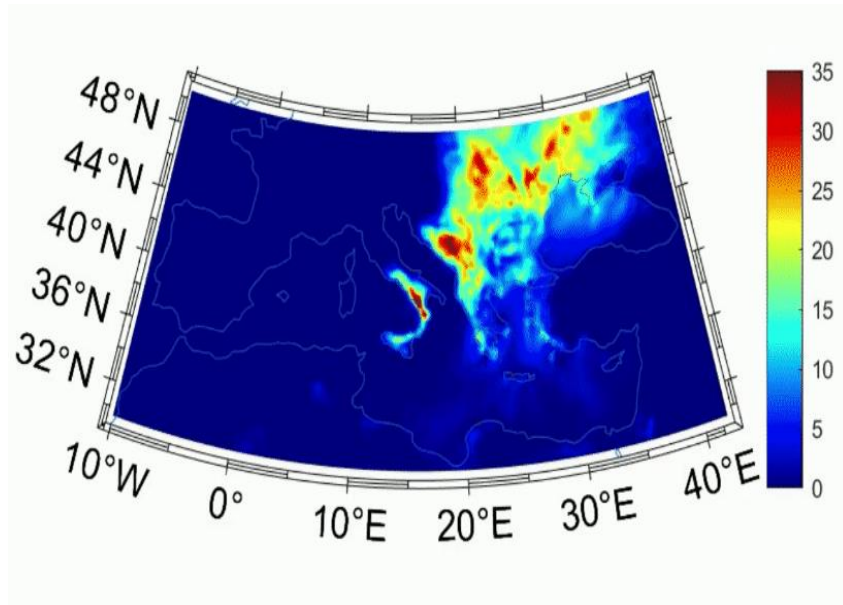
3.11. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ ΜΕ ΤΗ ΝΟΤΙΑ ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ ΤΟΥ ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ (EL NIÑO SOUTHERN OSCILLATION – ENSO)

Ακόμη, μελετάται η ενδοετήσια διακύμανση του εμποδισμού σε συνδυασμό με εκείνη του ENSO για την θερινή περίοδο. Αφού συγκεντρώσουμε τη διμηνιαία τιμή τού Multivariate El Niño/Southern Oscillation index (MEI.v2) από το <https://psl.noaa.gov/enso/mei/> για τα έτη από 1981 έως και 2020, υπολογίζουμε τη μέση τιμή τού δείκτη MEI.v2 για κάθε θερινό μήνα. Σε περιβάλλον Matlab, κατηγοριοποιούμε τα συστήματα Ωμέγα εμποδισμού βάσει της τιμής του δείκτη (θετική ή αρνητική). Προκύπτει ότι το 53 % των θερινών Ωμέγα εμποδισμών στην Ευρώπη συσχετίζεται με την αρνητική (ψυχρή) φάση La Niña. Συνεχίζουμε στη συσχέτιση της αρνητικής φάσης ENSO με χαρακτηριστικά του εμποδισμού. Προκύπτει ασθενής ($R = -0.1780$) συσχέτιση με την ένταση των συστημάτων εμποδισμού, με το (-) να υποδηλώνει πως όσο ισχυρότερη είναι η αρνητική φάση (μικρότερη τιμή MEI.v2), τόσο μεγαλύτερη είναι η ένταση BI του εμποδισμού. Επίσης, καταλήγουμε σε ασήμαντη συσχέτιση μεταξύ του ENSO και της διάρκειας ατμοσφαιρικού εμποδισμού ($R = 0.0200$). Επομένως, συμπεραίνουμε πως, όσον αφορά στο Βόρειο Ημισφαίριο, τα συστήματα Ωμέγα εμποδισμού εκδηλώνονται συχνότερα στην Ευρώπη και με μεγαλύτερη ένταση, γεγονός που οφείλεται στη διακύμανση της κυκλωνικής δραστηριότητας, που εξηγείται αναλυτικά στην υποενότητα 1.3.

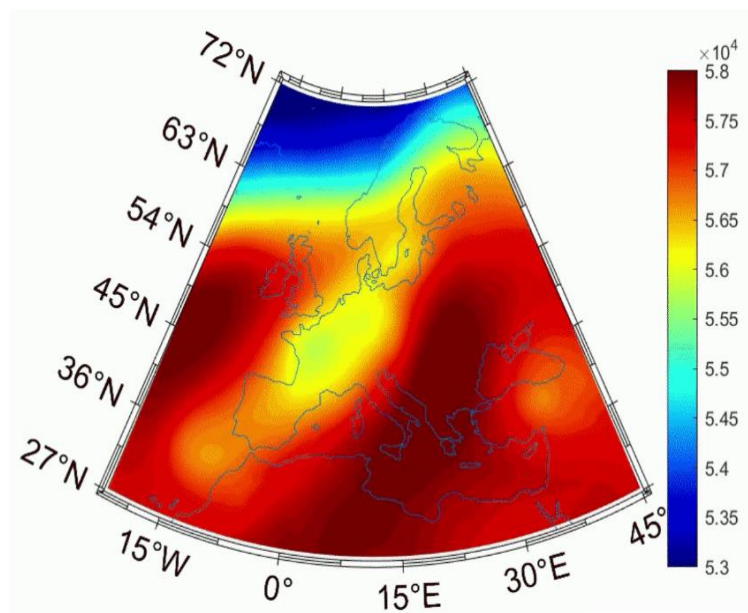
4. ΜΕΛΕΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΩΝ ΩΜΕΓΑ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ ΣΤΗΝ ΕΥΡΩΠΗ ΚΑΙ ΚΑΥΣΩΝΙΚΩΝ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

A) 21/08/2007 – 26/08/2007

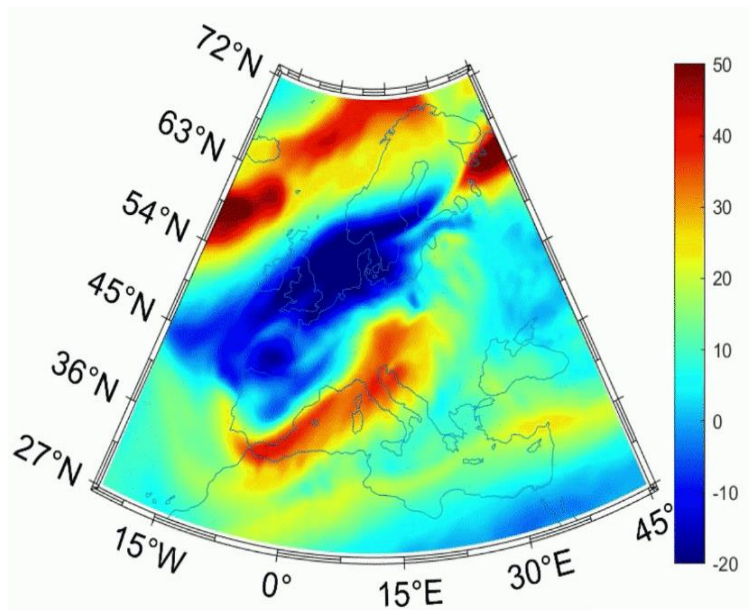
Πρόκειται για Ωμέγα εμποδισμό που εντοπίζεται στην κεντρική και ανατολική Ευρώπη και επηρεάζει ειδικότερα την Ελλάδα και το δυτικό Αιγαίο και την Ιταλία. Συγκεκριμένα, στην Ελλάδα εκδηλώθηκαν καταστροφικές πυρκαγιές. Ο εμποδισμός έχει χρόνο ζωής 6 ημέρες και χαρακτηρίζεται ως μέτριας έντασης με $BI = 2,81$. Η επιμήκης και εγκάρσια έκτασή του φθάνουν τις 61° και 25° αντίστοιχα, ξεπερνώντας τις μέσες τιμές τους. Η ανωμαλία της θερμοκρασίας ξεπερνά τους $4^\circ C$, κυρίως στη δυτική Ελλάδα. Ο δείκτης NAO λαμβάνει όλο και πιο αρνητικές τιμές, καθώς το σύστημα κινείται προς τα δυτικά. Παρατηρείται έντονη διείσδυση της ridge στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη, βόρεια της Ελλάδας, αλλά και αρνητικές τιμές της ζωνικής συνιστώσας του ανέμου στην περιοχή ανάντη του εμποδισμού, διακόπτοντας την ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Τέλος, στην επιφάνεια και δυτικά του εμποδισμού, εμφανίζεται ένα χαμηλό σύστημα πιέσεων που ενισχύει το σχηματισμό του Ωμέγα εμποδισμού.



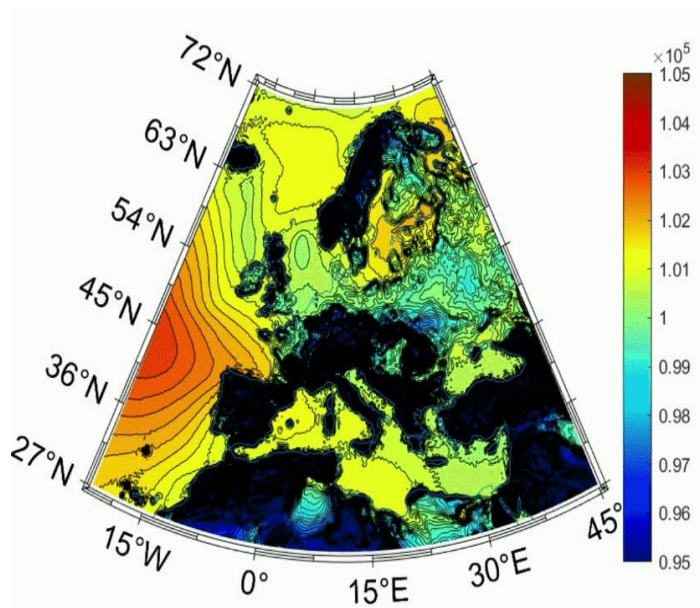
Σχήμα 4.1. EHF ($^{\circ}C^2$)



Σχήμα 4.2. Γεωδυναμικό στα 500 hPa (m^2s^{-2})



Σχήμα 4.3. Ζωνικός άνεμος στα 250 hPa (m s^{-1})



Σχήμα 4.4. Επιφανειακή πίεση (Pa) δύο ημέρες πριν το γεγονός

B) 18/07/2018 – 04/08/2018

Πρόκειται για δύο συστήματα Ωμέγα εμποδισμού που εντοπίζονται στην Φινλανδία και, έπειτα, τη νοτιοανατολική Σκανδιναβία με διαφορά 3 ημερών, τα οποία επηρέασαν τη βόρεια και κεντρική Ευρώπη.

Το πρώτο σύστημα με διάρκεια 6 ημερών χαρακτηρίζεται ως μέτριας έντασης με BI = 2.48 και συμβάλλει στην ραγδαία άνοδο της θερμοκρασίας στην Γαλλία, την Φινλανδία, τη Νορβηγία, τη βόρεια Ελλάδα και τη βορειοδυτική Ρωσία. Σε αυτές τις χώρες, ο EHF παρουσιάζει υψηλές τιμές ανωμαλίας (έως και 12 βαθμούς °C²) που συνεπάγεται περίπου 4 βαθμούς °C υψηλότερη θερμοκρασία, με την Φινλανδία να σημειώνει εξαιρετικά ασυνήθιστη θερμοκρασία για την εποχή, με αποτέλεσμα να σπάει το ρεκόρ των προηγούμενων 40 ετών (Liu et al. 2020). Τέλος, αξίζει να σημειώσουμε τη μεγάλη έκταση, τόσο την επιμήκη όσο και την εγκάρσια (65° και 26° αντίστοιχα). Από το σύστημα αυτό, φαίνεται πως δεν επηρεάστηκαν χώρες στην περιοχή της Μεσογείου.

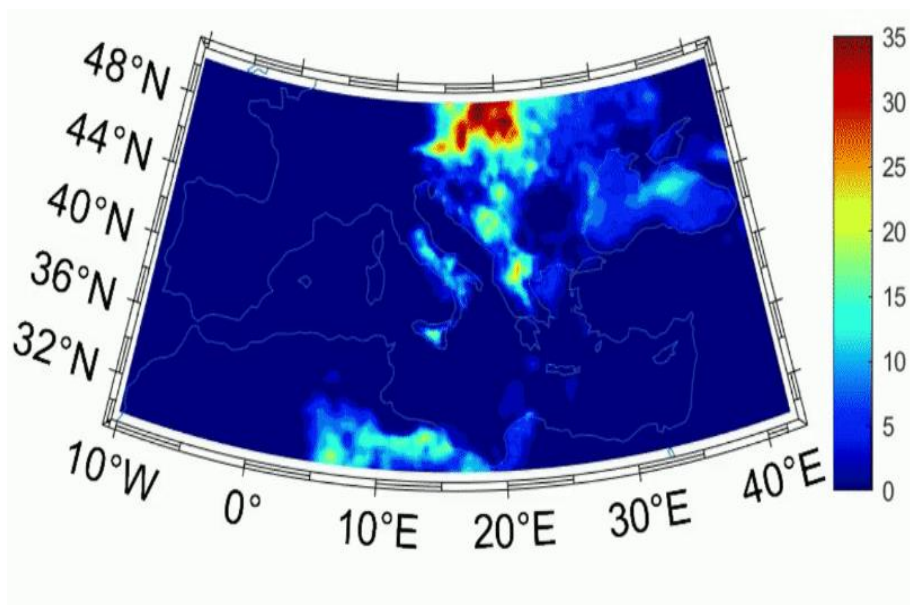
Το δεύτερο σύστημα επιδρά στην κεντρική Ευρώπη με μεγαλύτερη διάρκεια 10 ημερών, μικρότερη ένταση (BI = 2.02) και μικρότερη επιμήκη και εγκάρσια έκταση, που, όμως, ξεπερνούν τις αντίστοιχες μέσες τιμές. Η θερμοκρασία ανεβαίνει έως και 3 °C περισσότερο από την κλιματολογική μέση τιμή. Πολλά πυρηνικά εργοστάσια κλείνουν λόγω του θερμού νερού που δεν είναι ικανό να ψύξει τους αντιδραστήρες (Liu et al. 2020).

Και στις δύο περιπτώσεις, ο δείκτης NAO είναι θετικός και για το λόγο αυτό τα συστήματα εμποδισμού εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα της Ευρώπης. Καθώς ο αντικυκλώνας εμποδισμού είναι σταθερός ή κινείται πολύ αργά, περιορίζει την εξέλιξη των συνοπτικών συστημάτων και μεταβάλλει την κατεύθυνση του αεροχειμάρρου. Όταν η κίνηση του αεροχειμάρρου εμποδίζεται, η υγρασία που μεταφέρεται στην ατμόσφαιρα μειώνεται, με αποτέλεσμα τη μείωση των βροχοπτώσεων. Για το λόγο αυτό, συμπεραίνουμε πως οι ανωμαλίες στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία οδηγούν σε καυσωνικά επεισόδια.

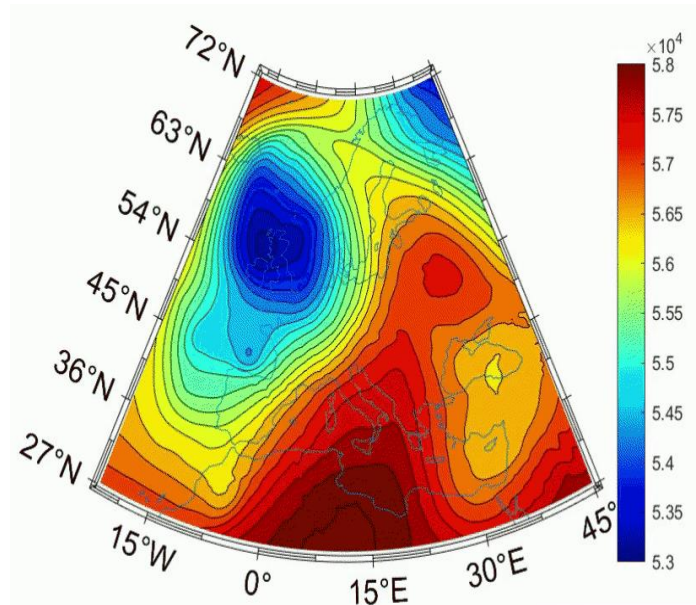
Γ) 07/06/2019 – 16/06/2019

Πρόκειται για Ωμέγα εμποδισμό που εντοπίζεται στη δυτική Ευρώπη, την οποία επηρεάζει. Το γεγονός ότι ο δείκτης NAO λαμβάνει μεγάλες αρνητικές τιμές συμφωνεί με το θεωρητικό μέρος, που αναφέρεται στη συσχέτιση του NAO και της χωρικής κατανομής των συστημάτων (υποενότητα 1.9). Παράλληλα, ακραία υψηλές θερμοκρασίες σημειώνονται και στην Ελλάδα, με διάρκεια 10 ημερών και υψηλότερη - σε σχέση με τις παραπάνω περιπτώσεις - μέτρια ένταση ($BI = 3,65$).

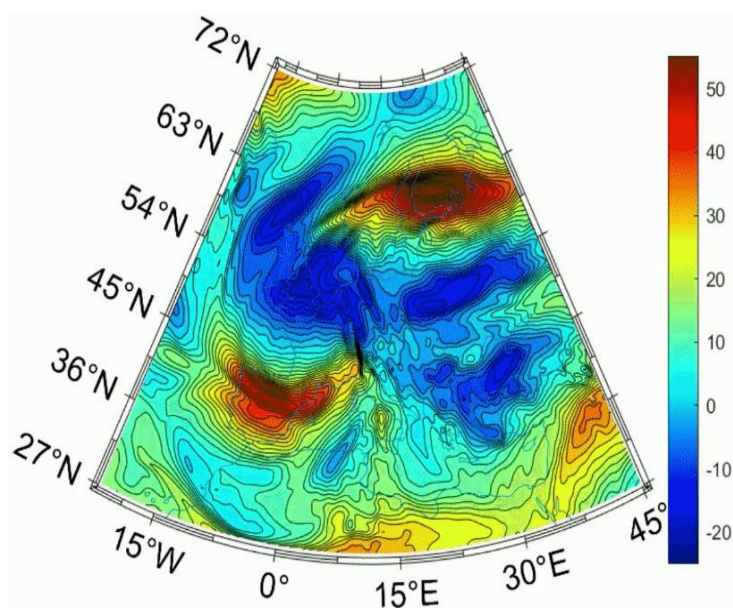
Η ανωμαλία της θερμοκρασίας ξεπερνάει τους $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ και η επιμήκης έκταση (66°) είναι μεγαλύτερη της μέσης τιμής που προκύπτει από το θεωρητικό μέρος (υποενότητα 2.8). Παρατηρείται εξασθένιση αλλά και αντιστροφή του ζωνικού ανέμου δυτικά του εμποδισμού, όπου, δύο ημέρες νωρίτερα από την εκδήλωση του συστήματος, εντοπίζονται συστήματα χαμηλών πιέσεων, συμβάλλοντας έτσι, στο σχηματισμό και τη διατήρηση του Ωμέγα εμποδισμού.



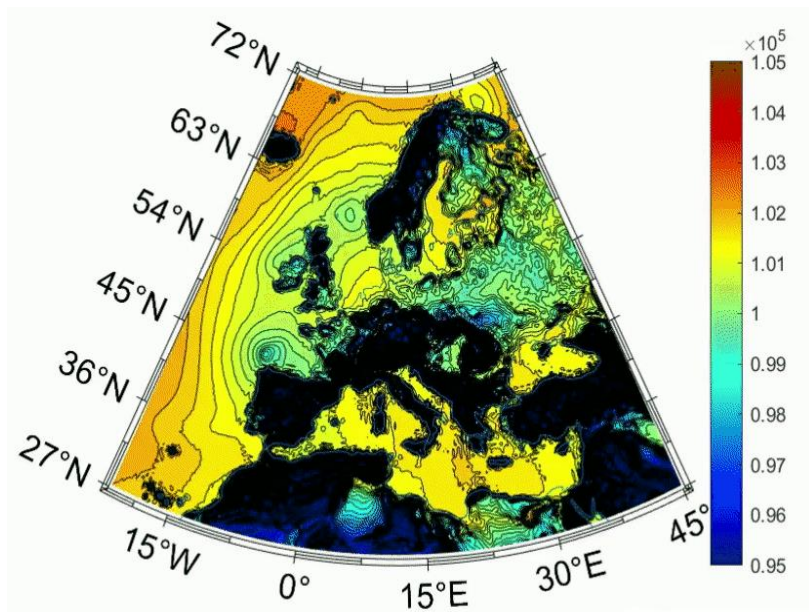
Σχήμα 4.5. EHF ($^{\circ}\text{C}^2$)



Σχήμα 4.6. Γεωδυναμικό στα 500 hPa (m^2s^{-2})



Σχήμα 4.7. Ζωνικός άνεμος στα 250 hPa (m s^{-1})



Σχήμα 4.8. Επιφανειακή πίεση (Pa) δύο ημέρες πριν το γεγονός

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Είναι φανερό πως τα συστήματα Ωμέγα εμποδισμού ασκούν ισχυρό αντίκτυπο στις μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν στην επιφάνεια δυτικά και ανατολικά του συστήματος αλλά και στην περιοχή όπου εμφανίζεται ο εμποδισμός. Αποτελούν έτσι ένα σημαντικό κλιματολογικό χαρακτηριστικό. Προκύπτει ότι η κατανόηση του σχηματισμού τους αποτελεί βασική πρόκληση και η ακριβής πρόβλεψή του έναν ιδιαίτερα επιθυμητό στόχο για την πρόγνωση.

Τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες, πολλές μελέτες έχουν πραγματοποιηθεί με σκοπό την εξέταση της αλληλεπίδρασης των συστημάτων συνοπτικής κλίμακας με συστήματα μεγάλης κλίμακας, διερευνώντας τους δυναμικούς μηχανισμούς που οδηγούν στην ενίσχυσή τους ή την διάλυσή τους.

Στην παρούσα εργασία, καταλήγουμε σε συμπεράσματα σχετικά με τα χαρακτηριστικά του Ωμέγα εμποδισμού, ενός συστήματος στην ανώτερη ατμόσφαιρα που επηρεάζει έντονα τις καιρικές συνθήκες στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο κατά την θερινή περίοδο. Τα βασικότερα χαρακτηριστικά που διερευνώνται είναι η συχνότητα, ο χρόνος ζωής, η ένταση, η έκταση, η γεωγραφική και μηνιαία κατανομή.

Από την ανάλυση δεν προκύπτει συσχέτιση μεταξύ των χαρακτηριστικών, ωστόσο διακρίνεται αυξητική τάση της διάρκειας, της έντασης και της έκτασης των εμποδισμών κατά την τελευταία δεκαετία κυρίως. Παρόλα αυτά, επειδή τα 10 έτη δεν αποτελούν κλιματολογική περίοδο, θα πρέπει να διερευνηθεί η συνέχεια της παραπάνω αυξητικής τάσης στο μέλλον.

Από τη συσχέτιση των Ωμέγα εμποδισμών με την Ταλάντωση του Βορείου Ατλαντικού, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι υπάρχει έντονη αλληλεπίδραση, καθώς η διείσδυση της ridge του εμποδισμού διακόπτει τη δυτική ροή, με αποτέλεσμα την εξασθένιση του ζωνικού ανέμου, το οποίο αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα της ανάπτυξης της αρνητικής φάσης της Ταλάντωσης του Βορείου Ατλαντικού. Ωστόσο, πρόκειται για ένα αποτέλεσμα που χρήζει αναλυτικότερης μελέτης, καθώς πολλές έρευνες καταλήγουν στην επίδραση της Ταλάντωσης του Βορείου Ατλαντικού στην εκδήλωση Ωμέγα εμποδισμών.

Τέλος, από τη συσχέτιση των γεγονότων εμποδισμού στην Ευρώπη και των καυσωνικών επεισοδίων στη Μεσόγειο, προκύπτει πως, κατά την θερινή περίοδο, το

σημαντικότερο ποσοστό των ακραία υψηλών θερμοκρασιών οφείλεται στο σχηματισμό Ωμέγα εμποδισμού. Ταυτόχρονα, συμπεραίνουμε ότι η Ελλάδα επηρεάζεται σε μικρότερο βαθμό από τα ευρωπαϊκά συστήματα εμποδισμού συγκριτικά με τη δυτική και βόρεια Ευρώπη, κατά τις θερινές περιόδους.

6. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Όπως έχει προαναφερθεί, δεν έχει βρεθεί συγκεκριμένος αλγόριθμος για την αναγνώριση και ταξινόμηση των ατμοσφαιρικών εμποδισμών. Για το λόγο αυτό, διαφορετικές μελέτες χρησιμοποιούν ποικίλους τρόπους εύρεσης των συστημάτων, ενώ στην παρούσα εργασία, επεξεργαζόμαστε δεδομένα γεωδυναμικού στα 500 hPa και αναλύουμε συνοπτικούς χάρτες βάσει γεωγραφικών κριτηρίων. Συνεπώς, η ανάπτυξη ενός τρόπου εντοπισμού των συστημάτων εμποδισμού και χαρακτηρισμού του τύπου τους αποτελεί σημαντικό βήμα για τις κλιματολογικές μελέτες και την πρόγνωση.

Φαίνεται η διαμόρφωση μίας αυξητικής τάσης στη διάρκεια, την ένταση και την έκταση των Ωμέγα εμποδισμών στην Ευρώπη κατά την τελευταία δεκαετία, καθώς και μία μετατόπισή τους προς μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Η τάση αυτή χρειάζεται περαιτέρω διερεύνηση για τη διεξαγωγή κλιματολογικών συμπερασμάτων, καθώς παρουσιάζεται εντονότερη μόνο την τελευταία δεκαετία, η οποία δεν αποτελεί κλιματολογική περίοδο μελέτης.

Ο Excess Heat Factor παρουσιάζει στατιστικά σημαντική συσχέτιση με την ένταση και τη διάρκεια των συστημάτων Ωμέγα εμποδισμού στη Μεσόγειο. Επομένως, η αυξητική τάση των χαρακτηριστικών του εμποδισμού ενισχύει τα καυσωνικά επεισόδια στην περιοχή αυτή κατά την θερινή περίοδο.

Διερεύνηση χρειάζονται και άλλες αιτίες που οδηγούν στην αύξηση της μέσης τιμής θερμοκρασίας στην Ευρώπη και την Μεσόγειο, όπως είναι οι θερμοδυναμικές διεργασίες και η διάδοση ακτινοβολίας.

Επιπλέον, οι μηχανισμοί που πυροδοτούν το σχηματισμό των Ωμέγα εμποδισμών δεν είναι ακόμα σαφείς. Δύο πιθανές αιτίες που ερευνώνται στην παρούσα εργασία είναι η Βόρεια Ατλαντική Ταλάντωση και η Νότια Ταλάντωση του Ειρηνικού. Φανερή είναι η συσχέτιση της αρνητικής φάσης της Ταλάντωσης του Βορείου Ατλαντικού με την εκδήλωση Ωμέγα εμποδισμού στην Ευρώπη. Προκύπτει το ερώτημα σχετικά με το εάν η φάση της Ταλάντωσης του Βορείου Ατλαντικού επιδρά στο σχηματισμό των εμποδισμών ή εάν οι εμποδισμοί διαμορφώνουν ευνοϊκές συνθήκες για την ανάπτυξη της εν λόγω αρνητικής φάσης.

Δεν προκύπτει στατιστικά σημαντική συσχέτιση του σχηματισμού των συστημάτων με τη Νότια Ταλάντωση του Ειρηνικού, γεγονός που μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι είναι χρήσιμη η μελέτη διαφορετικών παγκόσμιων κλιματικών φαινομένων.

7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Rex, D. F.: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, *Tellus*, 2, 275–301, <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1950.tb00339.x>, 1950.

Liu, Q.: On the definition and persistence of blocking, *Tellus A*, 46, 286–298, <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1994.t01-2-00004.x>, 1994.

Nakamura, N. and Huang, C. S. Y.: Atmospheric blocking as a traffic jam in the jet stream, *Science*, 361, 42–47, <https://doi.org/10.1126/science.aat0721>, 2018.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W.: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877–946, <https://doi.org/10.1002/qj.49711147002>, 1985.

Pelly, J. L. and Hoskins, B. J.: A new perspective on blocking, *J. Atmos. Sci.*, 60, 743–755, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)0602.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)0602.0.CO;2), 2003a.

Pelly, J. L. and Hoskins, B. J.: How well does the ECMWF Ensemble Prediction System predict blocking?, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 1683–1702, <https://doi.org/10.1256/qj.01.173>, 2003b.

Drouard, M., Woollings, T., Sexton, D. M., and McSweeney, C. F.: Dynamical differences between short and long blocks in the Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 126, e2020JD034082, <https://doi.org/10.1029/2020JD034082>, 2021.

Kautz, L.-A., Martius, O., Pfahl, S., Pinto, J. G., Ramos, A. M., Sousa, P. M. and Woollings T.: Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a review, *Weather Clim. Dynam.*, 3, 305–336, <https://doi.org/10.5194/wcd-3-305-2022>, 2022.

Schwierz, C., Croci-Maspoli, M., and Davies, H.: Perspicacious indicators of atmospheric blocking, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06125, <https://doi.org/10.1029/2003GL019341>, 2004.

Lau, W. K. M. and Kim, K.-M.: The 2010 Pakistan Flood and Russian Heat Wave: Teleconnection of Hydrometeorological Extremes, *J. Hydrometeorol.*, 13, 392–403, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-016.1>, 2012.

- Ser-Giacomi, E., Vasile, R., Recuerda, I., Hernández García, E., and López, C.: Dominant transport pathways in an atmospheric blocking event, *Chaos*, 25, 087413, <https://doi.org/10.1063/1.4928704>, 2015.
- Tibaldi, S. and Molteni, F.: On the operational predictability of blocking, *Tellus A*, 42, 343–365, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v42i3.11882>, 1990.
- Scherrer, S. C. and Appenzeller, C.: Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow, *Clim. Res.*, 32, 187–199, <https://doi.org/10.3354/cr032187>, 2006.
- Tyrllis, E. and Hoskins, B.: Aspects of a Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology, *J. Atmos. Sci.*, 65, 1638–1652, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2337.1>, 2008.
- Cheung, H. N., Zhou, W., Shao, Y., Chen, W., Mok, H. Y., and Wu, M. C.: Observational climatology and characteristics of wintertime atmospheric blocking over Ural–Siberia, *Clim. Dynam.*, 41, 63–79, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1587-6>, 2013.
- Davini, P., Cagnazzo, C., Neale, R., and Tribbia, J.: Coupling between Greenland blocking and the North Atlantic Oscillation pattern, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L14701, <https://doi.org/10.1029/2012GL052315>, 2012.
- Gabriel, A. and Peters, D.: A diagnostic study of different types of Rossby wave breaking events in the northern extratropics, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 86, 613–631, 2008.
- Nakamura, H., Nakamura, M., and Anderson, J. L.: The Role of High- and Low-Frequency Dynamics in Blocking Formation, *Mon. Weather Rev.*, 125, 2074–2093, 1997.
- Nakamura, N. and Huang, C. S. Y.: Atmospheric blocking as a traffic jam in the jet stream, *Science*, 361, 42–47, <https://doi.org/10.1126/science.aat0721>, 2018.
- Crum, F. X. and Stevens, D. F.: A case study of atmospheric blocking using isentropic analysis, *Mon. Weather Rev.*, 116, 223–241, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)1162.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)1162.0.CO;2), 1988.

- Madonna, E., Wernli, H., Joos, H., and Martius, O.: Warm conveyor belts in the ERA-Interim dataset (1979–2010). Part I: Climatology and potential vorticity evolution, *J. Climate*, 27, 3–26, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00720.1>, 2014.
- Methven, J.: Potential vorticity in warm conveyor belt outflow, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141, 1065–1071, <https://doi.org/10.1002/qj.2393>, 2015.
- Pfahl, S., Schwierz, C., Croci-Maspoli, M., Grams, C. M., and Wernli, H.: Importance of latent heat release in ascending air streams for atmospheric blocking, *Nat. Geosci.*, 8, 610–614, <https://doi.org/10.1038/NGEO2487>, 2015.
- Colucci, S. J.: Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: Implications for atmospheric blocking, *J. Atmos. Sci.*, 42, 2701–2717, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)0422.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)0422.0.CO;2), 1985.
- Berggren, R., Bolin, B., and Rossby, C.-G.: An aerological study of zonal motion, its perturbations and break-down, *Tellus*, 1, 14–37, <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1949.tb01257.x>, 1949.
- Shutts, G.: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of “blocking” flow fields, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109, 737–761, <https://doi.org/10.1002/qj.49710946204>, 1983.
- Luo, D., Cha, J., Zhong, L., and Dai, A.: A nonlinear multiscale interaction model for atmospheric blocking: The eddy-blocking matching mechanism, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140, 1785–1808, <https://doi.org/10.1002/qj.2337>, 2014.
- Luo, D., Xiao, Y., Yao, Y., Dai, A., Simmonds, I., and Franzke, C. L.: Impact of Ural blocking on winter warm Arctic–cold Eurasian anomalies. Part I: Blocking-induced amplification, *J. Climate*, 29, 3925–3947, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0611.1>, 2016.
- Luo, D., Chen, X., Dai, A., and Simmonds, I.: Changes in atmospheric blocking circulations linked with winter Arctic warming: A new perspective, *J. Climate*, 31, 7661–7678, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0040.1>, 2018.
- Luo, D. H., Yao, Y., Dai, A. G., and Feldstein, S. B.: The Positive North Atlantic Oscillation with Downstream Blocking and Middle East Snowstorms: The Large-Scale

Environment, *J. Climate*, 28, 6398–6418, <https://doi.org/10.1175/Jcli-D-15-0184.1>, 2015.

Wang, L. and Kuang, Z.: Evidence against a general positive eddy feedback in atmospheric blocking, arXiv [preprint], arXiv:1907.00999, 1 July 2019.

Berckmans, J., Woollings, T., Demory, M.-E., Vidale, P.-L., and Roberts, M.: Atmospheric blocking in a high resolution climate model: influences of mean state, orography and eddy forcing, *Atmos. Sci. Lett.*, 14, 34–40, <https://doi.org/10.1002/asl2.412>, 2013.

Barriopedro, D., García-Herrera, R., Lupo, A. R., and Hernández, E.: A climatology of Northern Hemisphere blocking, *J. Climate*, 19, 1042–1063, <https://doi.org/10.1175/JCLI3678.1>, 2006.

Barriopedro, D., García-Herrera, R., and Trigo, R. M.: Application of blocking diagnosis methods to general circulation models. Part I: A novel detection scheme, *Clim. Dynam.*, 35, 1373–1391, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0767-5>, 2010.

Barriopedro, D., Fischer, E. M., Luterbacher, J., Trigo, R. M., and García-Herrera, R.: The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe, *Science*, 332, 220–224, <https://doi.org/10.1126/science.1201224>, 2011.

Barnes, E. A., Slingo, J., and Woollings, T.: A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios, *Clim. Dynam.*, 38, 2467–2481, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1243-6>, 2012.

Detring, C., Müller, A., Schielicke, L., Névir, P. and Rust H. W.: Atmospheric blocking types: Frequencies and transitions, *Weather and Climate Dynamics*, <https://doi.org/10.5194/wcd-2020-62>, 2020.

Detring, C., Müller, A., Schielicke, L., Névir, P. and Rust H. W.: Occurrence and transition probabilities of omega and high-over-low blocking in the Euro-Atlantic region, *Weather Clim. Dynam.*, 2, 927–952, 2021 <https://doi.org/10.5194/wcd-2-927-2021>, 2021.

Pfahl, S. and Wernli, H.: Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L12807, <https://doi.org/10.1029/2012GL052261>, 2012.

Sousa, P. M., Trigo, R. M., Barriopedro, D., Soares, P. M. M., Ramos, A. M., and Liberato, M. L. R.: Responses of European precipitation distributions and regimes to different blocking locations, *Clim. Dynam.*, 48, 1141–1160, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3132-5>, 2017.

Sousa, P. M., Trigo, R. M., Barriopedro, D., Soares, P. M. M., and Santos, J. A.: European temperature responses to blocking and ridge regional patterns, *Clim. Dynam.*, 50, 457–477, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3620-2>, 2018.

Sousa, P. M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Ordóñez, C., Soares, P. M., and Trigo, R. M.: Distinct influences of large-scale circulation and regional feedbacks in two exceptional 2019 European heatwaves, *Communications Earth & Environment*, 1, 1–13, <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00048-9>, 2020.

Sousa, P. M., Barriopedro, D., García-Herrera, R., Woollings, T., and Trigo, R. M.: A new combined detection algorithm for blocking and subtropical ridges, *J. Climate*, 34, 7735–7758, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0658.1>, 2021.

Chan, P.-W., Hassanzadeh, P., and Kuang, Z.: Evaluating Indices of Blocking Anticyclones in Terms of Their Linear Relations With Surface Hot Extremes, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 4904–4912, <https://doi.org/10.1029/2019GL083307>, 2019.

Brunner, L. and Steiner, A. K.: A global perspective on atmospheric blocking using GPS radio occultation – one decade of observations, *Atmos. Meas. Tech.*, 10, 4727–4745, <https://doi.org/10.5194/amt-10-4727-2017>, 2017.

Brunner, L., Steiner, A. K., Scherllin-Pirscher, B., and Jury, M. W.: Exploring atmospheric blocking with GPS radio occultation observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 4593–4604, <https://doi.org/10.5194/acp-16-4593-2016>, 2016.

Brunner, L., Hegerl, G. C., and Steiner, A. K.: Connecting atmospheric blocking to European temperature extremes in spring, *J. Climate*, 30, 585–594, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0518.1>, 2017.

Brunner, L., Schaller, N., Anstey, J., Sillmann, J., and Steiner, A. K.: Dependence of Present and Future European Temperature Extremes on the Location of Atmospheric Blocking, *Geophys. Res. Lett.*, 45, 6311–6320, <https://doi.org/10.1029/2018GL077837>, 2018.

Miralles, D. G., Teuling, A. J., van Heerwaarden, C. C., and de Arellano, J. V.-G.: Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation, *Nat. Geosci.*, 7, 345–349, <https://doi.org/10.1038/ngeo2141>, 2014.

Miralles, D. G., Gentile, P., Seneviratne, S. I., and Teuling, A. J.: Land–atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: state of the science and current challenges, *Ann. NY Acad. Sci.*, 1436, 19–35, <https://doi.org/10.1111/nyas.13912>, 2019.

Berggren, R., Bolin, B., and Rossby, C.-G.: An aerological study of zonal motion, its perturbations and break-down, *Tellus*, 1, 14–37, <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1949.tb01257.x>, 1949.

Nakamura, H. and Wallace, J. M.: Observed Changes in Baroclinic Wave Activity during the Life Cycles of Low-Frequency Circulation Anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 47, 1100–1116, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)0472.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)0472.0.CO;2), 1989.

Swanson, K. L.: Dynamical aspects of extratropical tropospheric low-frequency variability, *J. Climate*, 15, 2145–2162, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)0152.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)0152.0.CO;2), 2002.

Booth, J. F., Dunn-Sigouin, E., and Pfahl, S.: The Relationship Between Extratropical Cyclone Steering and Blocking Along the North American East Coast, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 11976–11984, <https://doi.org/10.1002/2017GL075941>, 2017.

Yao, Y. and De-Hai, L.: The Anomalous European Climates Linked to Different Euro-Atlantic Blocking, *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 7, 309–313, <https://doi.org/10.3878/j.issn.1674-2834.14.0001>, 2014.

Masato, G., Hoskins, B., and Woollings, T. J.: Wave-breaking characteristics of midlatitude blocking, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 138, 1285–1296, <https://doi.org/10.1002/qj.990>, 2012.

Santos, J. A., Pinto, J. G., and Ulbrich, U.: On the development of strong ridge episodes over the eastern North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17804, <https://doi.org/10.1029/2009GL039086>, 2009.

Sillmann, J., Croci-Maspoli, M., Kallache, M., and Katz, R. W.: Extreme cold winter temperatures in Europe under the influence of North Atlantic atmospheric blocking, *J. Climate*, 24, 5899–5913, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4075.1>, 2011.

Pasquier, J. T., Pfahl, S., and Grams, C. M.: Modulation of Atmospheric River Occurrence and Associated Precipitation Extremes in the North Atlantic Region by European Weather Regimes, *Geophys. Res. Lett.*, 46, 1014–1023, <https://doi.org/10.1029/2018gl081194>, 2019.

Rimbu, N., Stefan, S., Busuioc, A., and Georgescu, F.: Links between blocking circulation and precipitation extremes over Romania in summer, *Int. J. Climatol.*, 36, 369–376, <https://doi.org/10.1002/joc.4353>, 2016.

Lenggenhager, S. and Martius, O.: Atmospheric blocks modulate the odds of heavy precipitation events in Europe, *Clim. Dynam.*, 53, 4155–4171, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04779-0>, 2019.

Stucki, P., Rickli, R., Bronnimann, S., Martius, O., Wanner, H., Grebner, D., and Luterbacher, J.: Weather patterns and hydroclimatological precursors of extreme floods in Switzerland since 1868, *Meteorol. Z.*, 21, 531–550, <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2012/368>, 2012.

Pfahl, S. and Wernli, H.: Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 39, L12807, <https://doi.org/10.1029/2012GL052261>, 2012.

Croci-Maspoli, M., Schwierz, C. and Davies, H.C.: A Multifaceted Climatology of Atmospheric Blocking and Its Recent Linear Trend, *Journal of Climate*, Vol. 20, Issue 4, <https://doi.org/10.1175/JCLI4029.1>, 2007.

Swanson, K.L.: Upper-Tropospheric Potential Vorticity Fluctuations and the Dynamical Relevance of the Time Mean, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 58, Issue 13, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<1815:UTPVFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<1815:UTPVFA>2.0.CO;2), 2001.

Steinfeld, D., Boettcher, M., Forbes, R., and Pfahl, S.: The sensitivity of atmospheric blocking to upstream latent heating – numerical experiments, *Weather Clim. Dynam.*, 1, 405–426, <https://doi.org/10.5194/wcd-1-405-2020>, 2020.

Steinfeld, D., Sprenger, M., Beyerle, U. and Pfal, S.: Response of moist and dry processes in atmospheric blocking to climate change, *Environ. Res. Lett.* 17 084020, DOI 10.1088/1748-9326/ac81af, 2022.

Stefanon, M., Dandrea, F., Drobinski, P.: Heatwave classification over Europe and the Mediterranean region. *Environmental Research Letters*, 7 (1), pp.014023, <https://hal.science/hal-01113121>, 2012.

Uda, T., Sakajo, T., Inatsu, M. and Koga, M.: Identification of atmospheric blocking with morphological type by topological flow data analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 99, 1169–1183, doi:10.2151/jmsj.2021-057, 2021.

Blackburn, M. and Hoskins, B.J.: Atmospheric variability and extreme Autumn rainfall in the UK, University of Reading, UK, 2001.

Lenggenhager, S., Croci-Maspoli, M., Bronnimann, S., and Martius, O.: On the dynamical coupling between atmospheric blocks and heavy precipitation events: A discussion of the southern Alpine flood in October 2000, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 145, 530– 545, <https://doi.org/10.1002/qj.3449>, 2019.

Davolio, S., Stocchi, P., Benetazzo, A., Bohm, E., Riminucci, F., Ravaioli, M., Li, X.-M., and Carniel, S.: Exceptional Bora outbreak in winter 2012: Validation and analysis of high-resolution atmospheric model simulations in the northern Adriatic area, *Dynam. Atmos. Oceans*, 71, 1–20, <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2015.05.002>, 2015.

Rousi, E., Kornhuber, K., Beobide-Arsuaga, G., Luo, F. and Coumou D.: Accelerated western European heatwave trends linked to more-persistent double jets over Eurasia. *Nat Commun* 13, 3851, <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31432-y>, 2022.

Sausen, R., König, W., Sielmann, F.: Analysis of blocking events observation and ECHAM model simulations, *Tellus* 47A:421–438, <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1995.t01-3-00003.x>, 1995.

Carrera, M.L., Higgins, R.W., Kousky, V.E.: Downstream weather impacts associated with atmospheric blocking over the northeast Pacific. *J Clim* 17:4823–4839, <https://doi.org/10.1175/JCLI-3237.1>, 2004.

Shukla, J., Mo, K.C.: Seasonal and geographical variation of blocking, *Mon Weather Rev* 111:388–402, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<0388:SAGVOB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<0388:SAGVOB>2.0.CO;2), 1983.

Knox, J.L., Hay, J.E.: Blocking signatures in the northern hemisphere: rationale and identification. *Atmos Ocean* 22:36–47, <https://doi.org/10.1080/07055900.1984.9649183>, 1984.

Tyrlis, E. and Hoskins, B.J.: Aspects of a Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Climatology, *Journal of the Atmospheric Sciences* 65(5), <https://doi.org/10.1175/2007JAS2337.1>, 2008.

Barnes, E.A., Slingo, J., Woolings, T.: A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios, *Clim Dyn* (2012) 38:2467–2481 DOI 10.1007/s00382-011-1243-6, 2012.

Lupo, A.R. and Smith, P.J.: Climatological features of blocking anticyclones in the Northern Hemisphere, *Tellus* (1994), 47A, 439-456, <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1995.t01-3-00004.x>, 1995

Lupo, A.R.: Atmospheric blocking events: a review, *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 1504: 5-24. <https://doi.org/10.1111/nyas.14557>, 2020.

Wiedenmann, J.M., Lupo, A.R., Mokhov, I.I. and Tikhonova, E.A.: The Climatology of Blocking Anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block Intensity as a Diagnostic, *Journal of Climate*, Vol.15, 3459-3473, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3459:TCOBAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3459:TCOBAF>2.0.CO;2), 2002.

Mirjam Hirt, Lisa Schielicke, Annette Müller & Peter Névir (2018) Statistics and dynamics of blockings with a point vortex model, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 70:1, 1-20, DOI: 10.1080/16000870.2018.1458565, 2018.

Doblas-Reyes, F.J., A.A. Sörensson, M. Almazroui, A. Dosio, W.J. Gutowski, R. Haarsma, R. Hamdi, B. Hewitson, W.-T. Kwon, B.L. Lamptey, D. Maraun, T.S. Stephenson, I. Takayabu, L. Terray, A. Turner, and Z. Zuo, 2021: Linking Global to Regional Climate Change. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani,

S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1363–1512, doi:10.1017/9781009157896.012.