

ΧΡΗΣΤΟΥ Ι. ΛΩΛΗ
ΦΥΣΙΚΟΥ, ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΥ - ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΟΥ

**ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΚΑΤΩΤΕΡΗΣ
ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑΣ – ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΣΤΙΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ
ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΚΑΙ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΑΣΤΡΟΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ**

ΙΩΑΝΝΙΝΑ 2002

Αφιερώνεται
στην Ουρανία

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή έχει τίτλο «Συμβολή στη μελέτη της αλληλεπίδρασης κατώτερης τροπόσφαιρας – επιφάνειας θάλασσας στις περιοχές της Μεσογείου και του Βορείου Ατλαντικού» και εκπονήθηκε στο Εργαστήριο Μετεωρολογίας του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας, κατά τη χρονική περίοδο 1999-2002. Την επίβλεψη της εργασίας είχε ο Επίκουρος Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων κ. Αριστείδης Μπαρτζώκας, ενώ στην τριμελή Συμβουλευτική Επιτροπή συμμετείχαν, πέραν του Επιβλέποντος Καθηγητή κ. Μπαρτζώκα, ο Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων κ. Βασίλειος Κατσούλης και ο Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης κ. Παναγιώτης Μαχαίρας. Αισθάνομαι την ανάγκη να ευχαριστήσω ορισμένους ανθρώπους με τους οποίους συνεργάστηκα κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της παρούσης διατριβής.

Κατ' αρχήν, ευχαριστώ τον Επιβλέποντα Καθηγητή κ. Αριστείδη Μπαρτζώκα για την καθοδήγηση και για την άριστη συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Βασίλειο Κατσούλη για το συνεχές έμπρακτο ενδιαφέρον του για την πρόδό μου, καθώς και για τις πολύτιμες παρατηρήσεις του σχετικά με την παρούσα διατριβή.

Ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Παναγιώτη Μαχαίρα για τις πολύτιμες παρατηρήσεις του και για την χρήσιμη ανταλλαγή απόψεων που είχαμε τόσο για την παρούσα διατριβή, όσο και γενικότερα για διάφορα θέματα Κλιματολογίας.

Ευχαριστώ την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια και Διευθύντρια του Τομέα Αστρογεωφυσικής κ. Βασιλική Τσικουδή για το συνεχές ενδιαφέρον της για την πρόδό μου και για τις ενδιαφέρουσες συζητήσεις που είχαμε κατά καιρούς τόσο για επιστημονικά όσο και για γενικότερου ενδιαφέροντος θέματα.

Ευχαριστώ τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Παύλο Κασσωμένο, και τους Λέκτορες κ. Ιωάννη Πνευματικό και κ. Νικόλαο Χατζηαναστασίου για την πολύ καλή συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών της παραμονής μου στο Εργαστήριο Μετεωρολογίας.

Ευχαριστώ τα μέλη ΕΤΕΠ κυρίους Χρήστο Νάκα και Κωνσταντίνο Τσέφο για τη βοήθειά τους σε υλικοτεχνικής φύσεως θέματα και για την αρμονική συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια της παραμονής μου στο Εργαστήριο Μετεωρολογίας.

Ευχαριστώ την Καθηγήτρια Μέσης Εκπαίδευσης Ουρανία Σιντόση για την υπομονή της και την αμέριστη ψυχολογική συμπαράστασή της κατά τη διάρκεια εκπόνησης και συγγραφής της παρούσης διατριβής.

Ευχαριστώ τη Μεταπτυχιακή Φοιτήτρια του Πανεπιστημίου της Toulouse της Γαλλίας Αγγελική Φωτιάδη για την ψυχολογική στήριξη μέσω της συνεχούς ηλεκτρονικής αλληλογραφίας που είχαμε κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών.

Ευχαριστώ την Μεταπτυχιακή Φοιτήτρια και Γραμματέα του Τομέα Αστρογεωφυσικής Μαρίνα Μάρκου για την πολύ καλή συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μας σπουδών.

Τέλος, ευχαριστώ το Φυσικό – Μετεωρολόγο Ηλία Χούσο και το Μεταπτυχιακό Φοιτητή Κωνσταντίνο Παππά για την εποικοδομητική συνεργασία και για το ενδιαφέρον τους για την πορεία της διατριβής μου.

Χρήστος Ι. Λώλης, 2002

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	1
ΚΕΦ. 1. ΓΕΝΙΚΗ ΕΙΣΑΓΩΓΗ	2
ΚΕΦ. 2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	14
ΚΕΦ. 3. ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ	21
3.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	21
3.2. ΧΕΙΜΩΝΑΣ	24
3.2.1. Θερμοκρασία του αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα	24
3.2.2. Θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας	27
3.2.3. Σχετικός στροβιλισμός στην κατώτερη τροπόσφαιρα	29
3.2.4. Ροή αισθητής θερμότητας	32
3.2.5. Ροή λανθάνουσας θερμότητας	34
3.2.6. Ύψος νετού στον ελληνικό χώρο	36
3.2.7. Σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας	39
3.2.8. Σχέση μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα και της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας	52
3.2.9. Σχέση μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας	54
3.2.10. Σχέση μεταξύ του νετού στον ελληνικό χώρο και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας	60
3.3. ΘΕΡΟΣ	65
3.3.1. Θερμοκρασία του αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα	65
3.3.2. Θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας	68
3.3.3. Σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας	70

ΚΕΦ. 4.	ΒΟΡΕΙΟΣ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΣ – ΕΥΡΩΠΗ	83
4.1.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	83
4.2.	ΧΕΙΜΩΝΑΣ	86
4.2.1.	Θερμοκρασία του αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα	86
4.2.2.	Θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας	89
4.2.3.	Σχετικός στροβιλισμός στην κατώτερη τροπόσφαιρα	92
4.2.4.	Ροή αισθητής θερμότητας	93
4.2.5.	Ροή λανθάνουσας θερμότητας	96
4.2.6.	Σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας	99
4.2.7.	Σχέση μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας	135
ΚΕΦ. 5.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	142
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	145

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διατριβή αποτελεί μια συμβολή στη μελέτη των αλληλεπιδράσεων μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και της κατώτερης τροπόσφαιρας. Εξετάστηκαν διάφορες πτυχές της αλληλεπίδρασης αυτής σε δύο θαλάσσιες περιοχές διαφορετικής έκτασης: στη Μεσόγειο και στο Β Ατλαντικό. Χρησιμοποιήθηκαν οι πολυδιαστατικές στατιστικές μέθοδοι Παραγοντική Ανάλυση και Ανάλυση Κανονικής Συσχέτισης, οι οποίες εφαρμόστηκαν σε χρονοσειρές μηνιαίων αποχών διαφόρων κλιματικών παραμέτρων, τόσο για το χειμώνα, όσο και για το θέρος.

Για την περιοχή της Μεσογείου, διαπιστώθηκε ότι κατά το χειμώνα οι αποχές της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας διαμορφώνονται από τις αποχές των παραμέτρων της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας με μια χρονική απόκριση της τάξης του ενός μηνός. Εντοπίστηκε η λεγόμενη «Κύμανση της Μεσογείου» και βρέθηκε ότι υφίσταται τόσο στην ατμόσφαιρα, όσο και στην επιφάνεια της θάλασσας. Εξετάστηκε η κατάσταση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας πάνω από την ευρύτερη περιοχή για τις δύο ακραίες φάσεις της παραπάνω κύμανσης. Επίσης, βρέθηκε ότι οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας παρουσιάζουν υψηλή συμμεταβλητότητα και διαπιστώθηκε η σημαντική επίδραση των ροών αυτών στη δημιουργία και ενίσχυση των υφέσεων, καθώς και στο σχηματισμό του νετού στις προσήνεμες περιοχές της Ελλάδος. Για το θέρος, δεν εντοπίστηκε στατιστικά η «Κύμανση της Μεσογείου», ενώ η απόκριση της επιφάνειας της θάλασσας στη δράση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας βρέθηκε να είναι πολύ μικρή λόγω της μικρής θερμοχωρητικότητας του επιφανειακού θαλασσιού στρώματος. Επίσης, διαπιστώθηκε η έντονη επίδραση του συνδυασμού του αντικυκλώνα των Αζορών με το χαμηλό της Ν Ασίας στο θερμοκρασιακό καθεστώς της Μεσογείου.

Για την περιοχή του Β. Ατλαντικού, βρέθηκε ότι η «Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού» και οι αντικυκλώνες εμπόδιου της δυτικής Ευρώπης διαδραματίζουν κυρίαρχο ρόλο στο θερμοκρασιακό καθεστώς τόσο της κατώτερης τροπόσφαιρας όσο και της επιφάνειας της θάλασσας κατά το χειμώνα. Οι αποχές της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας διαμορφώνονται από τη δράση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας με μια χρονική απόκριση της τάξης των 2 μηνών. Οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας παρουσιάζουν, όπως και στην περίπτωση της Μεσογείου, υψηλή συμμεταβλητότητα και συνδέονται άμεσα με το σχετικό στροβιλισμό στην κατώτερη τροπόσφαιρα και κατ' επέκταση με τις τροχιές των υφέσεων. Για το θέρος, η εφαρμοζόμενη μεθοδολογία δεν οδήγησε σε στατιστικά σημαντικά αποτελέσματα, μην εντοπίζοντας κάποιο κυρίαρχο τύπο ατμοσφαιρικής ή θαλάσσιας μεταβλητότητας που να διαμορφώνει σε μεγάλη κλίμακα τις αποχές των διαφόρων παραμέτρων που σχετίζονται με την αλληλεπίδραση επιφάνειας θάλασσας – κατώτερης τροπόσφαιρας.

SUMMARY

The present PhD thesis is a contribution to the study of the sea surface – lower troposphere interactions. Various forms of these interactions were examined for two marine areas of different extent: the Mediterranean Sea and the North Atlantic Ocean. The multivariate statistical methods Factor Analysis and Canonical Correlation Analysis were applied on monthly anomalies of various climatic parameters for winter and summer.

For the Mediterranean region, winter SST anomalies were found to be controlled by atmospheric circulation with a one-month time response. The so-called “Mediterranean Oscillation” was detected both for atmosphere and sea surface. The specific atmospheric circulation characteristics corresponding to the two phases of the above oscillation were examined. It was found also, that the sensible and latent heat fluxes are covariant to a high degree. These fluxes contribute to the formation and the deepening of the Mediterranean depressions and they are related to precipitation formation in the western windward areas of Greece. For summer, the “Mediterranean Oscillation” was not detected, while the response of SST was found to be very low because of the low thermal capacity of the surface sea waters. The combination between the Azores subtropical anticyclone and the South Asia thermal low modulates the temperature regime of the Mediterranean region.

For the North Atlantic region, it was found that the “North Atlantic Oscillation” and the North Atlantic blocking anticyclones affect the temperature regime of the lower troposphere and the sea surface. The SST anomalies are controlled by atmospheric forcing with a time response of about two months. The sensible and latent heat fluxes are covariant to a high degree and they are directly linked to lower troposphere relative vorticity and consequently to the depression trajectories. For summer, the application of the methodology did not led to statistically significant results and did not detect any dominant mode of atmospheric or oceanic variability modulating the large scale anomalies of the various parameters associated to the sea surface – lower troposphere interaction.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΓΕΝΙΚΗ ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εξάρτηση της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας από το γεωγραφικό πλάτος, η ανομοιόμορφη κατανομή ξηράς-θάλασσας και η περιστροφή της γης αποτελούν τους κύριους παράγοντες που διαμορφώνουν την παγκόσμιας κλίμακας ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Η μεταφορά ενέργειας από τον ισημερινό προς τους πόλους μέσω των ανέμων και των ωκεάνειων ρευμάτων αντισταθμίζει εν μέρει τη διαφορά στην ολική προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία, διαμορφώνοντας μικρότερες διαφορές θερμοκρασίας μεταξύ των περιοχών αυτών. Η διαχωριστική επιφάνεια γης – ατμόσφαιρας δεν είναι ομοιόμορφη. Διαμορφώνεται από την ορογραφία των ηπείρων και τα διάφορα τοπογραφικά χαρακτηριστικά, όπως τους λόφους, τις κοιλάδες, τις ανθρώπινες κατασκευές, τη φύση των εδαφών, τη φυτική κάλυψη κλπ. Όλοι αυτοί οι παράγοντες και οι χωρικές τους κατανομές, σε συνδυασμό με το υψόμετρο της γήινης επιφάνειας, ασκούν σημαντική επίδραση στη συμπεριφορά των κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας. Μπορούν να θεωρηθούν ως οι κυρίαρχοι παράγοντες που επηρεάζουν τα τοπικά κλίματα, αφού εισάγουν μεγάλες διαφοροποιήσεις τόσο στα ισοζύγια ορμής και ενέργειας, όσο και στον υδρολογικό κύκλο.

Η εξίσωση του ισοζυγίου ενέργειας ενός επιφανειακού ατμοσφαιρικού στρώματος είναι αρκετά πολύπλοκη, αφού πρέπει να ληφθούν υπόψη πολλές ενεργειακές μεταφορές και πολλοί μετασχηματισμοί ενέργειας από μια μορφή σε κάποια άλλη. Αυτές οι διαδικασίες λαμβάνουν χώρα ταυτόχρονα επάνω αλλά και κοντά στη γήινη επιφάνεια. Οι περισσότεροι από τους μετασχηματισμούς αρχίζουν με την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας και τελειώνουν με την απώλεια υπέρυθρης ακτινοβολίας προς το διάστημα. Η διαφορά προσπίπτουσας – ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από το επιφανειακό αναμειγμένο στρώμα του ωκεανού ή το επιφανειακό στρώμα του εδάφους. Το ποσό αυτό της ενέργειας που απορροφάται χρησιμοποιείται με τη σειρά του για α) τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας προς την ατμόσφαιρα, β) την εκπομπή μεγάλου κύματος ακτινοβολίας και γ) τη μεταφορά θερμότητας προς το στρώμα του ωκεανού που βρίσκεται κάτω από το επιφανειακό αναμειγμένο στρώμα ή βαθύτερα προς το εσωτερικό το εδάφους.

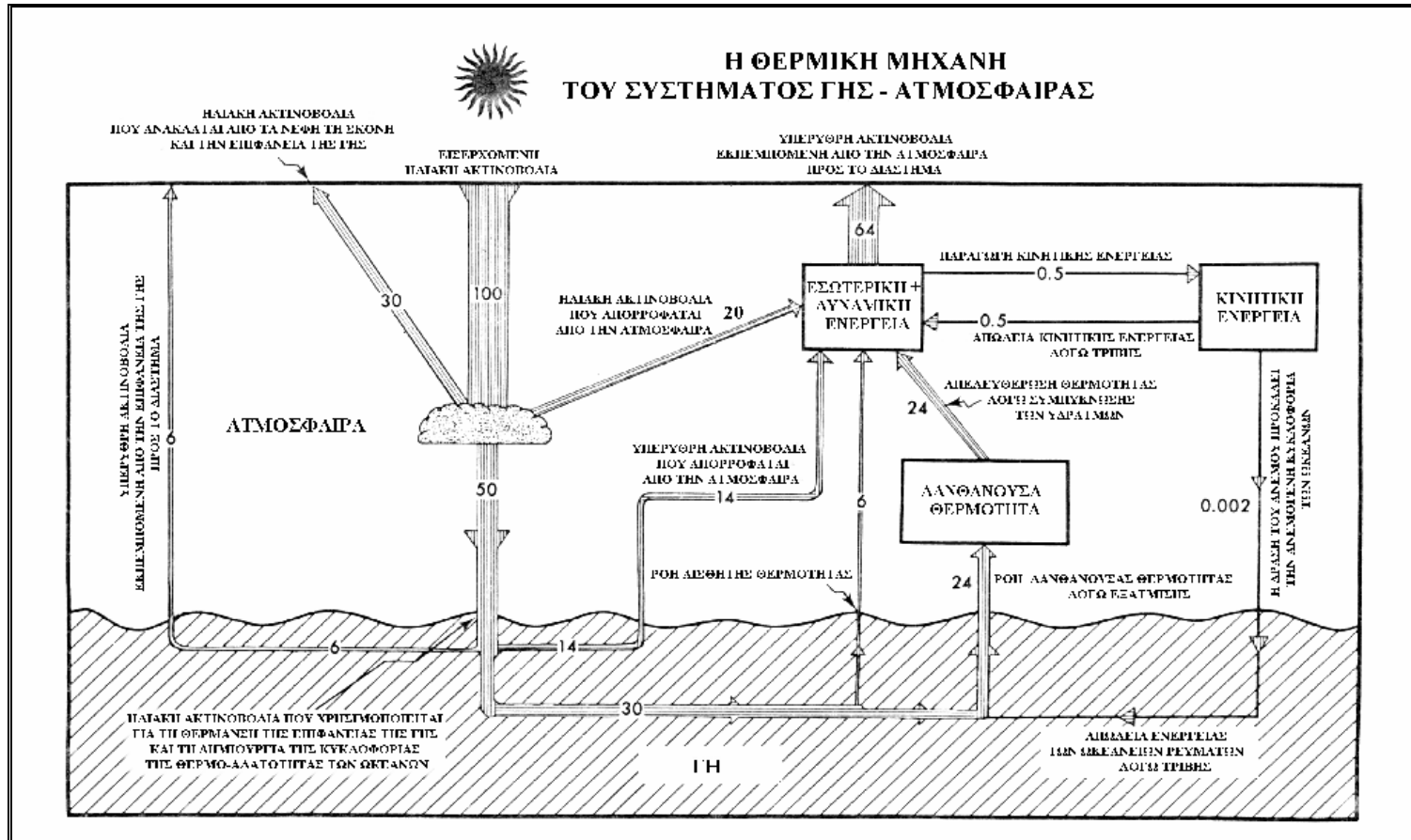
Είναι σύνηθες, το να θεωρούμε τη ροή στα πρώτα λίγα μέτρα του οριακού στρώματος ως αντιπροσωπευτική της ροής στην πραγματική επιφάνεια της γης. Αυτή η προσέγγιση είναι αποδεκτή όταν θεωρούμε την επιφάνεια της γης ως ένα μέρος του οριακού στρώματος και επιτρέπει τη χρήση των συνηθισμένων μετεωρολογικών παρατηρήσεων (ανέμου, θερμοκρασίας και υγρασίας) για τον υπολογισμό των διαφόρων ροών. Η προσέγγιση αυτή επίσης παρέχει μια διέξοδο από τις κύριες επιχειρησιακές δυσκολίες που παρουσιάζονται σχετικά τόσο με τον ορισμό της επιφάνειας, όσο και με την πραγματοποίηση φυσικής σημασίας μετρήσεων σε μια μη σαφώς ορισμένη επιφάνεια. Στην πράξη, η φυσική επιφάνεια είναι πολύ ανώμαλη στην περίπτωση που θεωρούμε επιφανειακά χαρακτηριστικά όπως η άμμος και το γρασίδι, τα οποία είναι διαστάσεων του ενός χιλιοστού ή μικρότερων.

Κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, η ατμοσφαιρική κυκλοφορία επηρεάζεται έντονα από την τριβή, η οποία προκαλεί σημαντικές τροποποιήσεις στη ροή του ανέμου. Το τροποποιημένο επιφανειακό στρώμα της ατμόσφαιρας που δέχεται την έντονη επίδραση του εδάφους αποτελεί το οριακό στρώμα. Το πλανητικό οριακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ισχυρή κατακόρυφη βαθμίδα ανέμου, αφού η ταχύτητά του πρέπει να είναι μηδενική ακριβώς στην επιφάνεια. Η ισχυρή βαθμίδα ανέμου σε συνδυασμό με την επιφανειακή θέρμανση, οδηγεί στην ανάπτυξη τυρβώδους ροής με στροβίλους διαφόρων μεγεθών. Η τυρβώδης ανάμιξη αποτελεί έναν πολύ αποτελεσματικό μηχανισμό για τις μεταφορές μάζας, ορμής και θερμότητας διαμέσου του οριακού στρώματος, τόσο προς τα πάνω, όσο και προς τα κάτω,

συνδέοντας την επιφάνεια της γης με την ελεύθερη ατμόσφαιρα. Στην επιφανειακή ανταλλαγή μάζας, πρέπει επίσης να συμπεριλάβουμε την ανταλλαγή διαφόρων αερίων, σωματιδίων σκόνης και άλλων αερολυμάτων.

Η επιφάνεια των ωκεανών είναι σαφώς πιο ομοιόμορφη από την αντίστοιχη της ξηράς. Εν τούτοις, η ατμόσφαιρα και οι ωκεανοί αλληλεπιδρούν ισχυρά και οι αλληλεπιδράσεις λαμβάνουν χώρα σε διάφορες χρονικές και χωρικές κλίμακες και αφορούν ανταλλαγή ύλης, ενέργειας και ορμής. Από τη μια μεριά, η δράση των ανέμων στην επιφάνεια του ωκεανού είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία των ανεμογενών ωκεάνειων ρευμάτων. Από την άλλη μεριά, οι ωκεανοί αποτελούν την κύρια πηγή των υδρατμών για την τροφοδοσία της ατμόσφαιρας και του υδρολογικού κύκλου. Επίσης, οι ωκεανοί έχουν μια σημαντική ικανότητα να αποθηκεύουν ενέργεια, λόγω της υψηλής τους θερμοχωρητικότητας. Η ηλιακή ενέργεια που απορροφάται στην επιφάνεια κατανέμεται στα επιφανειακά στρώματα των ωκεανών μέσω κατακόρυφης και οριζόντιας μεταφοράς, σχηματίζοντας ένα αναμειγμένο στρώμα πάχους περίπου 100m. Το στρώμα αυτό διαχωρίζεται από τα υποκείμενα ψυχρά νερά μέσω του θερμοκλινούς.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 1.1, η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία δε χρησιμοποιείται ολόκληρη από το κλιματικό σύστημα. Ένα σημαντικό μέρος της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (της τάξης του 30%) ανακλάται από τα νέφη και κατά ένα μικρότερο ποσοστό από την επιφάνεια της γης και για το λόγο αυτό, δε συμμετέχει στην ατμοσφαιρική θερμική μηχανή. Από το υπόλοιπο 70%, το 20% απορροφάται από την ατμόσφαιρα και το 50% από τους ωκεανούς και το έδαφος. Ένα μέρος από αυτό το τελευταίο 50% χρησιμοποιείται για να διατηρήσει τον υδρολογικό κύκλο μέσω της εξάτμισης (24%) και συνεπώς να θερμάνει την ατμόσφαιρα εμμέσως μέσω της συμπύκνωσης των υδρατμών και ένα άλλο μέρος για να θερμάνει την ατμόσφαιρα άμεσα μέσω της ροής της αισθητής θερμότητας (6%). Το υπόλοιπο 20% χρησιμοποιείται για να θερμάνει τη γήινη επιφάνεια και εκπέμπεται αργότερα, αφενός ως υπέρυθρη ακτινοβολία προς την ατμόσφαιρα (14%) και αφετέρου διαμέσου του φασματικού παραθύρου 8-12 μm προς το διάστημα (6%). Η θερμότητα που απορροφάται από την ατμόσφαιρα χρησιμοποιείται για να αυξήσει την εσωτερική και δυναμική της ενέργεια, οι οποίες μερικώς (λιγότερο από 1%) μετατρέπονται σε κινητική ενέργεια, έτσι ώστε να διατηρήσουν τις ατμοσφαιρικές και ωκεάνιες γενικές κυκλοφορίες ενάντια στην τριβή. Τέλος, η ατμόσφαιρα ακτινοβολεί προς το διάστημα περίπου το 64% ως υπέρυθρη ακτινοβολία, κλείνοντας έτσι τον ενεργειακό κύκλο (Peixoto and Oort, 1992).



Σχήμα 1.1. Σχηματικό διάγραμμα των ροών ενέργειας στο κλιματικό σύστημα γης - ατμόσφαιρας. Στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία αντιστοιχίζεται η τιμή 100 (340W/m^2). Όλες οι τιμές αναφέρονται στη μέση ετήσια κατάσταση του συστήματος γης - ατμόσφαιρας (Peixoto and Oort, 1992).

Η γενική κυκλοφορία των υδάτων στους ωκεανούς και τα επιμέρους θαλάσσια ρεύματα αποτελούν σημαντικούς παράγοντες που επηρεάζουν σημαντικά το παγκόσμιο κλίμα. Η ωκεάνια κυκλοφορία μπορεί να διαιρεθεί σε δύο κλάδους: στην κυκλοφορία θερμο-αλατότητας (thermohaline circulation) και στην ανεμογενή κυκλοφορία (wind-driven circulation). Δηλαδή, με άλλα λόγια, η κυκλοφορία στους ωκεανούς οφείλεται εν μέρει στις μεταβολές της πυκνότητας που προκαλούνται από τις αλλαγές του καιρού και του κλίματος και εν μέρει στη δράση του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας. Ο όρος «κυκλοφορία θερμο-αλατότητας» αναφέρεται στην κίνηση του ύδατος που λαμβάνει χώρα όταν η πυκνότητά του μεταβάλλεται λόγω της αλλαγής της θερμοκρασίας ή της αλατότητας του. Στην πραγματικότητα, η κυκλοφορία θερμο-αλατότητας των ωκεανών οφείλεται στην αύξηση της πυκνότητας των επιφανειακών στρωμάτων, είτε άμεσα λόγω ψύξης, είτε έμμεσα λόγω της δημιουργίας πάγου και της επακόλουθης αύξησης της αλατότητας των εναπομεινάντων υδάτων. Στο Βόρειο Ατλαντικό, η επίδραση της επιφανειακής ψύξης κατά τη χειμερινή περίοδο θεωρείται υπεύθυνη για τη βύθιση των υδάτων σε μεγάλα βάθη. Στην Ανταρκτική η επίδραση της δημιουργίας του πάγου είναι πιο σημαντική. Ο θαλάσσιος πάγος δεν είναι γενικά καθαρό νερό, αφού ένα μέρος άλατος συνήθως παγιδεύεται μεταξύ των παγοκρυστάλλων. Έχει πάντως μικρότερη αλατότητα από αυτή των θαλασσιών υδάτων από τα οποία προέρχεται. Έτσι τα εναπομεινάντα θαλάσσια ύδατα αποκτούν μεγαλύτερη αλατότητα και συνεπώς, μεγαλύτερη πυκνότητα και γι αυτό το λόγο βυθίζονται. Συνοψίζοντας, μπορούμε να πούμε ότι το κύριο χαρακτηριστικό της κυκλοφορίας θερμο-αλατότητας είναι το ότι προκαλεί κατακόρυφες ροές που μεταφέρουν επιφανειακά ύδατα σε μέσα βάθη ή ακόμα και κοντά στον πυθμένα. Οι ροές αυτές ακολουθούνται στη συνέχεια από τις αντίστοιχες οριζόντιες ροές. Η «ανεμογενής κυκλοφορία» διαδραματίζεται κυρίως στα επιφανειακά στρώματα πάχους μερικών εκατοντάδων μέτρων και γι αυτό το λόγο μπορεί να χαρακτηριστεί ως καθαρά επιφανειακή σε αντίθεση με την αντίστοιχη της θερμο-αλατότητας. Στην περίπτωση της ανεμογενούς κυκλοφορίας, ο άνεμος δρα μέσω της τριβής στην επιφάνεια του ωκεανού και προκαλεί οριζόντια κίνηση των υδάτων. Η οριζόντια αυτή κίνηση μεταφέρεται προς τα βαθύτερα στρώματα σύμφωνα με τη θεωρία του Ekman (Perry and Walker, 1977, Pickard and Emery, 1990, Wells, 1997).

Οι περισσότερες ατμοσφαιρικές κινήσεις μικρής και μεγάλης κλίμακας συνδέονται με την ανταλλαγή ενέργειας μεταξύ των ωκεανών και της ατμόσφαιρας. Γι αυτό το λόγο, τα περισσότερα ατμοσφαιρικά φαινόμενα σχετίζονται με τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST). Σε τοπική κλίμακα, μια αύξηση της SST, μπορεί να αλλάξει την κατακόρυφη ευστάθεια της υπερκείμενης αέριας μάζας, μετατρέποντας ένα νέφος από στρωματόμορφο σε κατακόρυφης ανάπτυξης. Ομοίως, η κατανομή της θαλάσσιας ομίχλης μπορεί να επηρεαστεί από μια σχετικά μικρή μεταβολή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας. Οι μέσης κλίμακας κυκλοφορίες μπορούν επίσης να επηρεαστούν από την SST. Η ένταση της θαλάσσιας αύρας εξαρτάται από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της ξηράς και της επιφάνειας της θάλασσας, η οποία συνδέεται με τη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια που συντηρεί την κυκλοφορία.

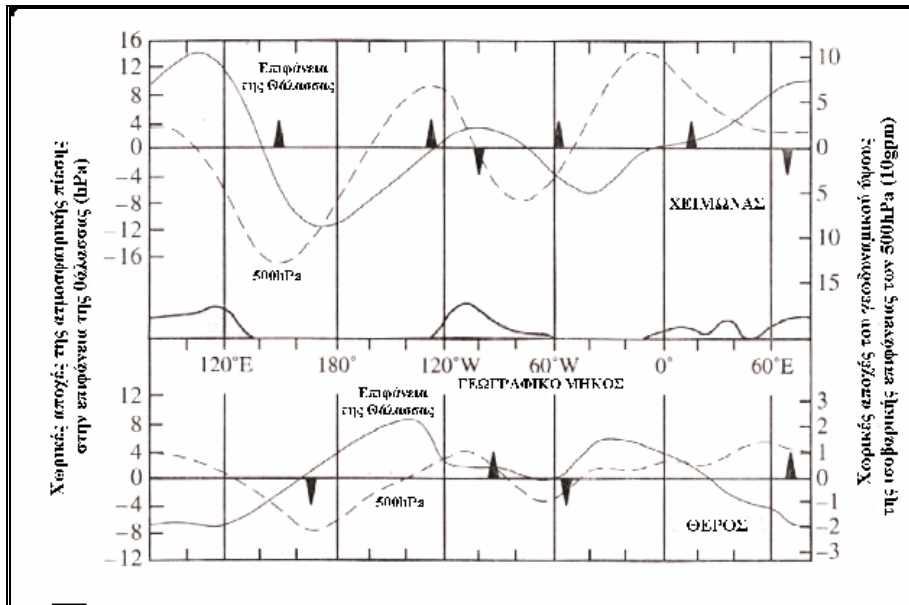
Η μέσης κλίμακας κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας (convection) πάνω από τους ωκεανούς εξαρτάται από τη διαφορά της θερμοκρασίας μεταξύ του αέρα και της επιφάνειας της θάλασσας, η οποία συνδέεται άμεσα με τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας που συμβάλλουν στη διατήρηση των κατακόρυφων κινήσεων. Οι τροπικοί κυκλώνες αποτελούν ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα του παραπάνω τύπου κυκλοφορίας. Οι περιοχές δημιουργίας των τροπικών κυκλώνων συνήθως περιορίζονται στις τροπικές ζώνες, όπου η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας είναι υψηλότερη από 26°C. Οι ρυθμοί εξάτμισης καθορίζονται κυρίως από την ένταση του επιφανειακού ανέμου και από την τιμή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας. Ένα μικρής κλίμακας σύστημα χαμηλών πιέσεων προκαλεί σύγκλιση και ανοδικές κινήσεις, οι οποίες με τη σειρά τους προκαλούν

συμπυκνώσεις με παράλληλη απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας. Όσο η οριζόντια και κατακόρυφη κυκλοφορία κερδίζει κινητική ενέργεια μέσω της απελευθέρωσης της λανθάνουσας θερμότητας, ο ρυθμός εξάτμισης και η σύγκλιση στην επιφάνεια αυξάνουν και η κυκλοφορία ενισχύεται. Υπό την προϋπόθεση ότι υπάρχει ικανή τροφοδότηση σε υδρατμούς, η ένταση του κυκλώνα αυξάνει εκθετικά μέχρι το χρονικό σημείο κατά το οποίο η απώλεια κινητικής ενέργειας λόγω επιφανειακής τριβής εξισορροπεί το κέρδος λόγω απελευθέρωσης λανθάνουσας θερμότητας. Ένας ώριμος τροπικός κυκλώνας μπορεί να προκαλεί ροές λανθάνουσας θερμότητας της τάξεως των 1000W/m^2 και ροές αισθητής θερμότητας της τάξεως των 500W/m^2 .

Η μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρική κυκλοφορία επηρεάζεται έντονα από την κατανομή των ηπειρών και των ωκεανών. Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, η προτιμητέα θέση των μακρών ατμοσφαιρικών κυμάτων Rossby καθορίζεται, εν μέρει, από την κατανομή των πηγών και των καταβόθρων θερμότητας. Στο σχήμα 1.2 παρουσιάζονται οι κατανομές των μέσων χωρικών αποχών της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας και του γεωδυναμικού ύψους της ισοβαρικής επιφάνειας των 500hPa , καθώς και η κατανομή των θερμικών πηγών και καταβόθρων για το βόρειο ημισφαίριο. Σύμφωνα με τη θεωρία για τις προτιμητέες θέσεις των βαρομετρικών συστημάτων (π.χ. Smagorinsky, 1953), η ανάπτυξη ενός επιφανειακού αντικυκλώνα (επιφανειακής ύφεσης) λαμβάνει χώρα περίπου 25° από τη θερμική καταβόθρα (θερμική πηγή) προς τη διεύθυνση πνοής του ανέμου και η θέση της αντίστοιχης έξαρσης (αυλώνα) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa είναι μετατοπισμένη περίπου 10° δυτικά. Κατά τη χειμερινή περίοδο, ο Βόρειος Ατλαντικός ωκεανός και ο Βόρειος Ειρηνικός ωκεανός αποτελούν πηγές θερμότητας της τάξεως των 100W/m^2 . Η μεγαλύτερες ροές θερμότητας προς την ατμόσφαιρα παρατηρούνται γενικά στις περιοχές των ρευμάτων Gulf Stream και Kuroshivo. Αντιθέτως, οι ηπειρωτικές περιοχές αποτελούν θερμικές καταβόθρες κατά το χειμώνα, λόγω του ότι τα ποσά της εκπεμπόμενης μεγάλου κύματος ακτινοβολίας είναι μεγαλύτερα από αυτά της απορροφώμενης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας. Θεωρητικά, τα επιφανειακά βαρομετρικά χαμηλά αναμένεται να βρίσκονται περίπου 25° ανατολικά των θερμικών πηγών του βορειοδυτικού Ατλαντικού και του βορειοδυτικού Ειρηνικού. Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με τις πραγματικές θέσεις τόσο του χαμηλού της Ισλανδίας, όσο και του χαμηλού των Αλεουτείων νήσων. Το κέντρο του σιβηρικού αντικυκλώνα αναμένεται θεωρητικά να βρίσκεται πάνω από το ανατολικό τμήμα της Ευρασίας, όπως συμβαίνει και στην πραγματικότητα. Δε συμβαίνει το ίδιο για τον αντικυκλώνα της Βορείου Αμερικής, ο οποίος είναι μετατοπισμένος μάλλον προς το δυτικό τμήμα της ηπείρου και όχι προς το ανατολικό. Αυτό το γεγονός οφείλεται στην επίδραση των Βραχωδών Ορέων, τα οποία όχι μόνο μεταβάλλουν τη σχετική θέση των θερμικών πηγών, αλλά συμπίεζοντας την ατμοσφαιρική στήλη προκαλούν αντικυκλωνική δραστηριότητα στην περιοχή. Ανατολικά των Βραχωδών Ορέων, η δυτική ροή σχηματίζει ένα αυλώνα χαμηλών πιέσεων στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα πρόσφατων αριθμητικών μοντέλων, η μέση κλιματική ατμοσφαιρική ροή καθορίζεται τόσο από τους μεγάλους ορεινούς όγκους όσο και από την κατανομή των θερμικών πηγών και καταβόθρων. Η ροή στην ανώτερη τροπόσφαιρα επηρεάζεται περισσότερο από την μεγάλης κλίμακας τοπογραφική κατανομή, ενώ η ροή στην κατώτερη τροπόσφαιρα επηρεάζεται περισσότερο από τη θερμική επίδραση των ηπειρών και των ωκεανών. Εν τούτοις, η παρουσία πολύ μεγάλων ορεινών όγκων, όπως τα Ιμαλία, εμποδίζουν τη μεταφορά της υγρασίας στην κατώτερη τροπόσφαιρα και έτσι, επηρεάζουν εμμέσως την κατανομή των θερμικών πηγών.

Στα μικρά γεωγραφικά πλάτη, η διαφορά θέρμανσης μεταξύ της ασιατικής ηπείρου και του σχετικά ψυχρού Ινδικού ωκεανού είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία της μουσωνικής κυκλοφορίας κατά το θέρος. Η μουσωνική κυκλοφορία συνοδεύεται από μεγάλης κλίμακας μεταφορά λανθάνουσας θερμότητας από το νότιο Ινδικό ωκεανό και την Αραβική θάλασσα, η οποία απελευθερώνεται στις νότιες ακτές της Ασίας, ενισχύοντας περαιτέρω την υπάρχουσα

μεσημβρινή κυκλοφορία. Η κατακόρυφη ροή λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας στην Αραβική Θάλασσα κατά την έναρξη του μουσώνα είναι της τάξης των 200W/m^2 . Αυτή η απώλεια θερμότητας από την επιφάνεια του ωκεανού έχει ως κύριες συνέπειες την ψύξη του επιφανειακού αναμεμιγμένου στρώματος κατά 2°C περίπου. Οι παραπάνω τύποι κυκλοφορίας αποτελούν μερικά παραδείγματα των πολύπλοκων αλληλεπιδράσεων μεταξύ των ωκεανών και της ατμόσφαιρας. Οι ωκεανοί λοιπόν έχουν τη δυνατότητα να αποθηκεύουν μεγάλα ποσά θερμότητας λόγω της υψηλής θερμοχωρητικότητάς τους. Τα ποσά αυτά διοχετεύονται στην ατμόσφαιρα όταν υπάρχουν οι κατάλληλες συνθήκες, ενισχύοντας τις διάφορες ατμοσφαιρικές διαδικασίες μέσης και μεγάλης κλίμακας (Wells, 1997).

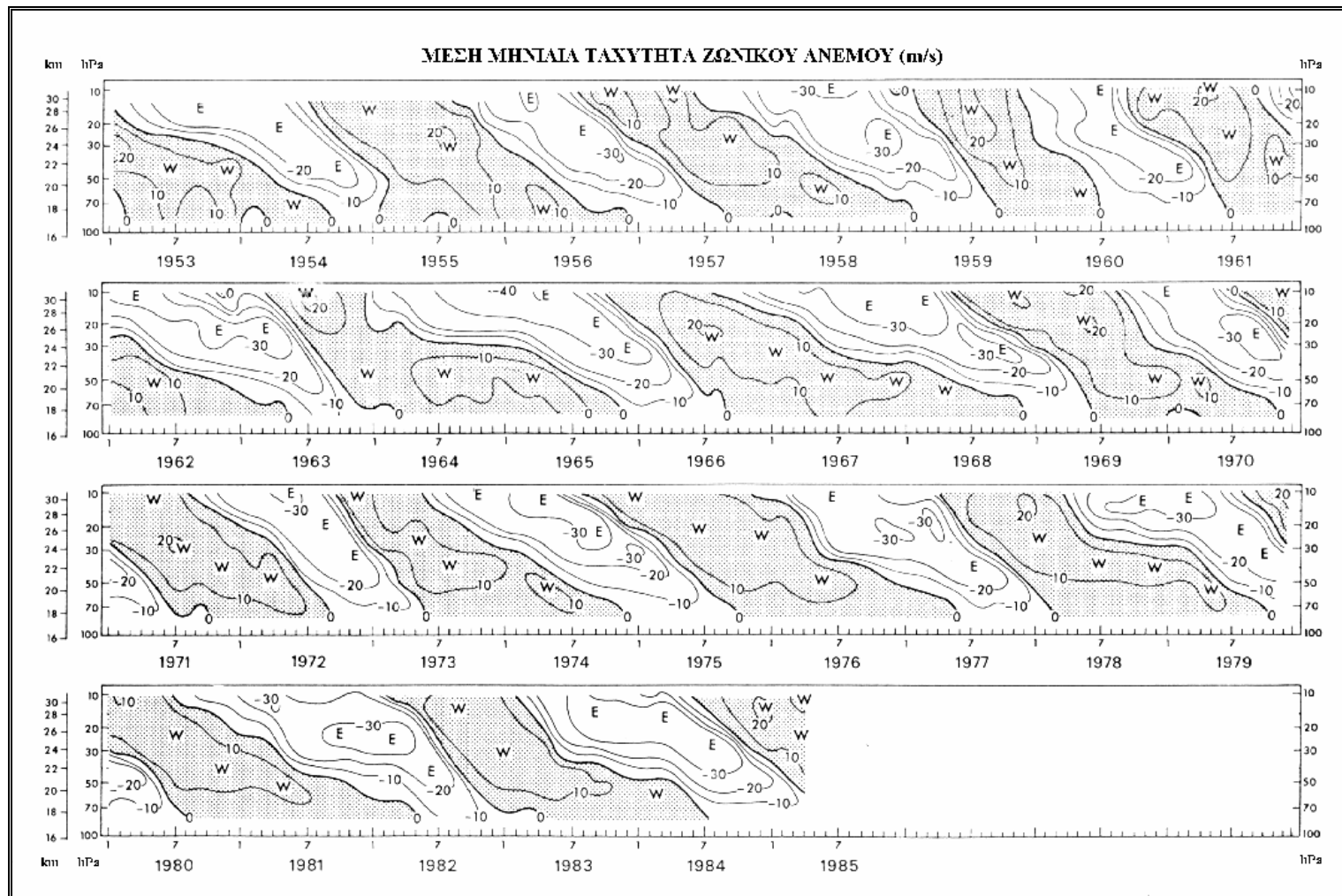


Σχήμα 1.2. Ζωνικές κατανομές των χωρικών αποχών της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας και του γεωδυναμικού ύψους της ισοβαρικής επιφάνειας των 500hPa (διακεκομμένη γραμμή). Σημειώνονται οι θέσεις των ηπειρωτικών περιοχών, καθώς και οι θέσεις των θερμικών πηγών και καταβόθρων. Πάνω: Οι χειμερινές κατανομές σε ζώνη πλάτους 20° περί την παράλληλο 45°B . Κάτω: Οι θερινές κατανομές σε ζώνη πλάτους 20° περί την παράλληλο 50°B .

Οι τιμές των μετεωρολογικών και ωκεάνειων παραμέτρων παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα σε όλες τις χρονικές κλίμακες. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν κάποιες κυμάνσεις που συμβαίνουν στο κλιματικό σύστημα με χρονικές κλίμακες της τάξης ετών ή δεκαετιών. Οι τυπικές χωρικές κατανομές των αποχών των διαφόρων ατμοσφαιρικών και ωκεάνειων παραμέτρων συνδέονται άμεσα με τις μεταβολές των γενικών κυκλοφοριών της ατμόσφαιρας και των ωκεανών και με τις συνθήκες που επικρατούν στη διαχωριστική επιφάνεια γης – ατμόσφαιρας. Αυτά τα ετήσια και δεκαετούς χρονικής κλίμακας φαινόμενα είναι πολύ σημαντικά για τη ζωή των φυτών και των ζώων, τη γεωργία, καθώς και για άλλες ανθρώπινες δραστηριότητες. Τέτοιου τύπου φαινόμενα είναι η Σχεδόν – Διετής Κύμανση (Quasi Biennial Oscillation, QBO) στη στρατόσφαιρα, το Ελ Νίνιο – Νότια Κύμανση (El Niño – Southern Oscillation, ENSO) στους τροπικούς, η Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO) στην ευρύτερη περιοχή του Β. Ατλαντικού και διάφορες άλλες τοπικές τηλεσυνδέσεις, κυρίως στην ατμόσφαιρα.

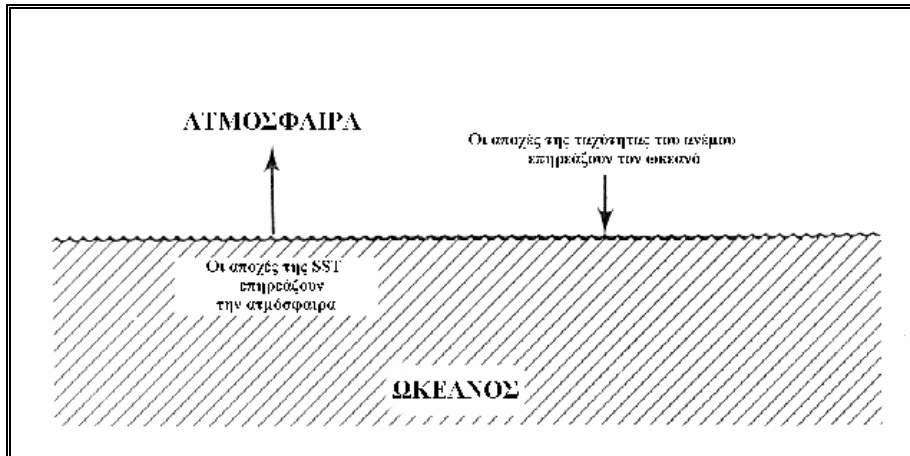
Στην τροπική στρατόσφαιρα παρατηρείται μια χαρακτηριστική κύμανση, κυρίως σε ότι αφορά τους ζωνικούς ανέμους και τη θερμοκρασία, με μια περίοδο γενικά λίγο μεγαλύτερη από δύο χρόνια. Η κύμανση αυτή είναι γνωστή ως Σχεδόν Διετής Κύμανση

(Quasi Biennial Oscillation, QBO). Η επίδραση της QBO στο καθεστώς των ζωνικών ανέμων, όπως περιγράφηκε λεπτομερειακά για πρώτη φορά από τους Reed et al. (1961) και τους Veryard and Ebdon (1961), παρουσιάζεται στο σχήμα 1.3 (Naujokat, 1986). Στο σχήμα αυτό παρουσιάζεται μια κατάσταση διαχρονικής εναλλαγής δυτικών και ανατολικών ανέμων στην περιοχή του ισημερινού. Οι δυτικοί και ανατολικοί άνεμοι εναλλάσσονται με μια μέση περίοδο της τάξεως των 27 μηνών και οι ακραίες τιμές της έντασής τους είναι της τάξεως των -30m/sec και 20m/sec . Φαίνεται ότι υπάρχει μια διάδοση του σήματος της QBO προς τα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα με μια ταχύτητα περίπου 1km/month . Το πλάτος της ταλάντωσης δε μεταβάλλεται πολύ με το ύψος πάνω από την ισοβαρική επιφάνεια των 50hPa , αλλά ελαττώνεται πολύ με το ύψος κάτω από την ισοβαρική επιφάνεια των 50hPa . Οι περισσότερες ερμηνείες της QBO αναφέρονται σε μια ζωνικά ασύμμετρη κυματική δράση. Η προέλευση της ορμής για την προς τα κάτω διάδοση της QBO θεωρείται ότι είναι η απορρόφηση των ισημερινών κυμάτων που διαδίδονται από την τροπόσφαιρα προς τη στρατόσφαιρα (Lindzen and Holton, 1968, Lindzen, 1987). Έτσι λοιπόν, η QBO μπορεί να θεωρηθεί ένα καλό παράδειγμα εσωτερικής ταλάντωσης που προκύπτει από τις αλληλεπιδράσεις των κυματικών ροών μέσα στην ίδια την ατμόσφαιρα.

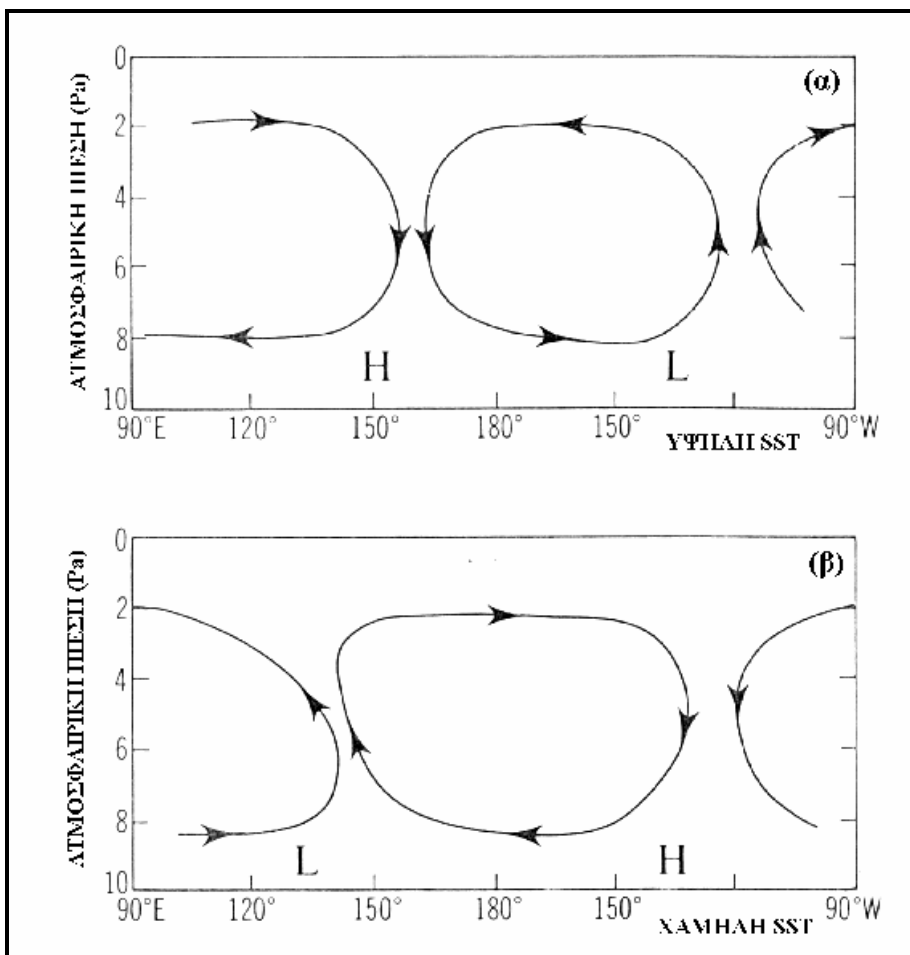


Σχήμα 1.3. Η τομή χρόνου – ύψους της μέσης μηνιαίας ταχύτητας του ζωνικού ανέμου (m/sec) κοντά στον ισημερινό, η οποία παρουσιάζει την κατάσταση εναλλαγής δυτικών και ανατολικών ανέμων που χαρακτηρίζει την QBO (Naujokat, 1986).

Οι αλληλεπιδράσεις αέρα – θάλασσας που διαδραματίζονται σε μηνιαία και εποχική χρονική κλίμακα συνδέονται γενικά με τη μικρής κλίμακας μεταβλητότητα της ατμόσφαιρας ή με τις εποχικές δράσεις του συστήματος ατμόσφαιρας – ωκεανών. Σε ετήσια χρονική κλίμακα, δεν υπάρχουν εξωτερικές δράσεις του συστήματος αυτού και έτσι, οι μεταβολές προκύπτουν από εσωτερικές αλληλεπιδράσεις και από την ύπαρξη πολλών φαινομένων ανάδρασης (feedback). Το πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα εσωτερικής μεταβλητότητας είναι το φαινόμενο Ελ Νίνιο (El Niño, Southern Oscillation, ENSO). Το φαινόμενο Ελ Νίνιο μπορεί να θεωρηθεί ως μια ελεύθερη ταλάντωση του συστήματος ωκεανού – ατμόσφαιρας. Όπως προκύπτει και από την ονομασία, το ENSO αποτελείται από δύο συνιστώσες. Η πρώτη συνιστώσα, δηλαδή το Ελ Νίνιο, αφορά κυρίως τον ωκεανό και έχει συνδεθεί ιστορικά με ένα ασθενές θερμό ρεύμα που εμφανίζεται κατά μήκος των ακτών του Εκουαδόρ και του Περού κάθε έτος περί τα Χριστούγεννα, αντικαθιστώντας τα συνήθως ψυχρά ύδατα του ρεύματος του Περού. Εν τούτοις, προσφάτως το όνομα Ελ Νίνιο τείνει να χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή ενός φαινομένου μεγαλύτερης έκτασης, που συμβαίνει, όχι κάθε έτος αλλά κάθε τρία έως επτά έτη, κατά το οποίο τα «φυσιολογικά» ψυχρά ύδατα ολόκληρου του ανατολικού ισημερινού Ειρηνικού Ωκεανού παρουσιάζουν δραματική θέρμανση της τάξεως των αρκετών βαθμών Κελσίου. Αυτές οι μεταβολές των τιμών της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στην περιοχή του ισημερινού συνδέονται με πολύ μεγάλες αποχές της ωκεάνιας και ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, καθώς και του καιρού παγκοσμίως. Η δεύτερη συνιστώσα του ENSO, η Νότια Κύμανση (SO), αναγνωρίστηκε και περιγράφηκε από τον Walker (1924). Αυτή η κύμανση σχετίζεται με τη μεγάλης έκτασης μεταφορά μάζας στην τροπική ατμόσφαιρα μεταξύ της περιοχής του Ινδικού και του δυτικού Ειρηνικού και της περιοχής του ανατολικού Ειρηνικού. Ο Bjerknes (1969) ήταν από τους πρώτους που ανέδειξαν τη σχέση μεταξύ των φαινομένων του Ελ Νίνιο και της Νότιας Κύμανσης και επεσήμανε ότι μπορούν να θεωρηθούν ως οι δύο όψεις της ίδιας παγκόσμιας κλίμακας κύμανσης στο σύστημα ωκεανού – ατμόσφαιρας. Έτσι, είναι κατά κάποιο τρόπο αυθαίρετη η σειρά με την οποία αναφερόμαστε στους δύο κλάδους του ENSO, τον ατμοσφαιρικό και τον ωκεάνιο. Είναι γνωστό, ότι η ατμόσφαιρα επηρεάζει τους ωκεανούς, κυρίως μέσω των αποχών της τάσης που ασκούν οι επιφανειακοί άνεμοι. Οι ωκεανοί με τη σειρά τους επηρεάζουν την ατμόσφαιρα, κυρίως μέσω των αποχών της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας, οι οποίες επηρεάζουν τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (σχήμα 1.4). Κατά τη διάρκεια συνθηκών ENSO (El Niño), τα ύδατα στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του ισημερινού Ειρηνικού θερμαίνονται, ενώ τα ύδατα στα δυτικά τμήματα ψύχονται. Η ανωμεταφορά θερμότητας (convection) ενισχύεται πάνω από τον κεντρικό και ανατολικό Ειρηνικό, ενώ ελαττώνεται πάνω από την Ινδονησία (σχήμα 1.5α). Κατά τη διάρκεια των συνθηκών anti-ENSO (La Niña), τα ύδατα στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του ισημερινού Ειρηνικού είναι ψυχρότερα του κανονικού και η ανωμεταφορά θερμότητας ελαττώνεται, ενώ η ανωμεταφορά θερμότητας πάνω από την περιοχή της Ινδονησίας ενισχύεται (σχήμα 1.5β).



Σχήμα 1.4. Σχηματικό διάγραμμα που παρουσιάζει την κυκλική διαδρομή των κύριων αλληλεπιδράσεων μεταξύ της ατμόσφαιρας και του ωκεανού.

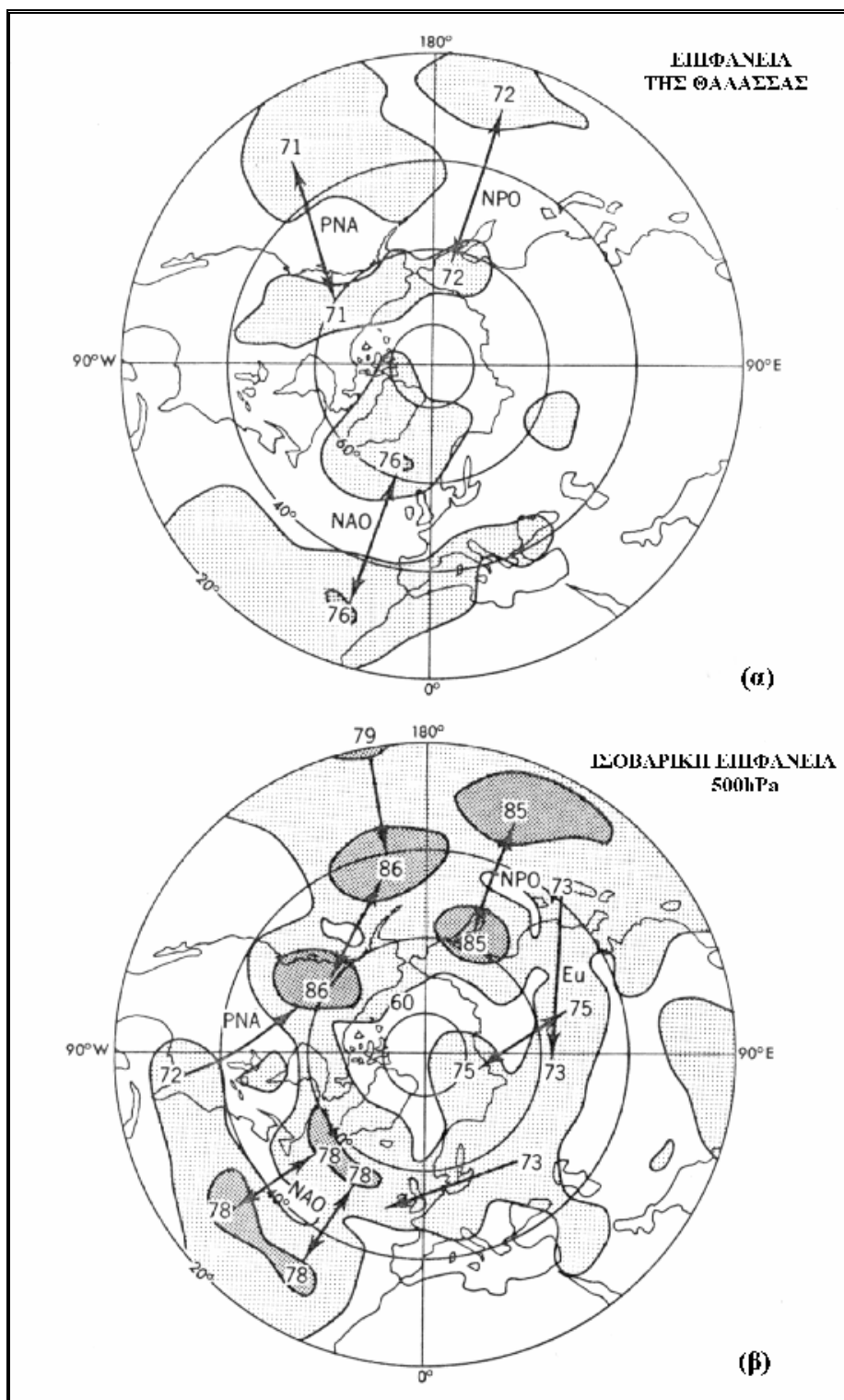


Σχήμα 1.5. Σχηματικό διάγραμμα των αποχών από τις κανονικές συνθήκες για μια κατακόρυφη τομή της κυκλοφορίας κατά μήκος του ισημερινού και κατά την επικράτηση: (α) συνθηκών El Niño και (β) συνθηκών La Niña.

Πέραν του ENSO, έχουν ανακαλυφθεί κατά καιρούς και άλλες, περισσότερο τοπικές, κυμάνσεις, που επηρεάζουν σημαντικά το κλίμα των περιοχών στις οποίες λαμβάνουν χώρα. Αυτές οι τοπικές κυμάνσεις μπορούν να θεωρηθούν ως ελεύθερες εσωτερικές ταλαντώσεις του συστήματος ατμόσφαιρας – ωκεανού. Μια σύνοψη των κυριότερων από αυτές τις κυμάνσεις δίνεται στο σχήμα 1.6 (Wallace and Gutzler, 1981). Οι δύο χάρτες του σχήματος

1.6 βασίζονται σε υπολογισμούς της κατανομής των ενός σημείου (one-point) συντελεστών συσχέτισης για τις παραμέτρους της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας (σχήμα 1.6α) και του γεωδυναμικού ύψους της ισοβαρικής επιφάνειας των 500hPa (σχήμα 1.6β) στο Β. Ημισφαίριο. Πιο συγκεκριμένα, οι χάρτες του σχήματος 1.6 προέκυψαν αντιστοιχίζοντας σε κάθε σημείο πλέγματος την τιμή του μεγαλύτερου (κατ' απόλυτη τιμή) αρνητικού συντελεστή συσχέτισης που βρέθηκε για τον ενός - σημείου χάρτη συσχέτισης του συγκεκριμένου σημείου πλέγματος. Για λόγους ευκολίας, το πρόσημο παραλήφθηκε και όλες οι τιμές πολλαπλασιάστηκαν με το 100. Στην επιφάνεια της θάλασσας (σχήμα 1.6α) οι βασικότερες κυμάνσεις που μπορούν να αναγνωριστούν είναι η Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO) η Κύμανση Ειρηνικού – Β. Αμερικής (Pacific – North American Oscillation, PNA) και η Κύμανση του Βορείου Ειρηνικού (North Pacific Oscillation, NPO). Στη μέση τροπόσφαιρα (σχήμα 1.6β), εκτός των παραπάνω κυμάνσεων, εντοπίζονται και κάποιες άλλες κυμάνσεις πάνω από την περιοχή της Ευρώπης και της Ασίας (Eurasian, EU). Αν και έχουν εντοπιστεί κατά καιρούς πολλές άλλες κυμάνσεις πέραν των παραπάνω, οι προαναφερθείσες αποτελούν τις κυριότερες και χαρακτηριστικότερες της χειμερινής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στο βόρειο ημισφαίριο. Οι δύο πιο ευσταθείς εκ των παραπάνω κυμάνσεων είναι η NAO και η PNA. Για τη NAO γίνεται εκτενής ανάλυση στο υποκεφάλαιο 4.1 της παρούσης διατριβής, ενώ η PNA έχει βρεθεί ότι σε κάποιες περιπτώσεις συνδέεται με τις αποχές της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στον ισημερινό Ειρηνικό, ενώ σε κάποιες άλλες περιπτώσεις συνδέεται με τις αποχές της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (Horel and Wallace, 1981). Επίσης, αξίζει να σημειωθεί ότι όλες οι παραπάνω κυμάνσεις συνδέονται με στατιστικά σημαντικές αποχές της θερμοκρασίας και του υετού σε διάφορες περιοχές της γης, γεγονός που επιβεβαιώνει την πολύ μεγάλη σημασία τους για το κλίμα παγκοσμίως (Peixoto and Oort, 1992).

Στην παρούσα διατριβή, επιχειρείται μια συνεισφορά στη διερεύνηση των αλληλεπιδράσεων μεταξύ της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας, σε δύο περιοχές διαφορετικής έκτασης και διαφορετικών γεωγραφικών και κλιματικών χαρακτηριστικών. Η πρώτη περιοχή που επιλέγεται είναι η Μεσόγειος, μια μικρής έκτασης σχεδόν κλειστή θάλασσα, η οποία εν τούτοις διαμορφώνει σε μεγάλο βαθμό το κλίμα των γειτονικών της περιοχών, τόσο κατά το χειμώνα, όσο και κατά το θέρος. Η δεύτερη περιοχή, είναι ο βόρειος Ατλαντικός ωκεανός, ο οποίος αποτελεί μια εκτεταμένη υδάτινη δεξαμενή με μεγάλη θερμική αδράνεια και ασκεί μεγαλύτερης κλίμακας επιδράσεις στο κλίμα των γειτονικών περιοχών και ιδιαίτερα της Ευρώπης. Εξετάζεται επίσης η αλληλεπίδραση μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και των γνωστών ατμοσφαιρικών κυμάνσεων που χαρακτηρίζουν τις δύο περιοχές. Τέτοιες κυμάνσεις είναι η Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού και η μικρότερης κλίμακας Κύμανση της Μεσογείου. Για τη διερεύνηση των αλληλεπιδράσεων μεταξύ της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας στις δύο παραπάνω περιοχές, εφαρμόζεται κατάλληλη στατιστική μεθοδολογία σε μετεωρολογικά και ωκεανογραφικά δεδομένα. Στο κεφάλαιο 2 που ακολουθεί, περιγράφονται αναλυτικά τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται, οι στατιστικές μέθοδοι και ο τρόπος εφαρμογής τους στην παρούσα διατριβή.



Σχήμα 1.6. Χωρική κατανομή των υψηλότερων (κατ' απόλυτη τιμή) αρνητικών συντελεστών συσχέτισης όπως προέκυψαν από τους αντίστοιχους χάρτες συσχέτισης ενός-σημείου (α) για την ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας και (β) για το γεωδυναμικό ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 500hPa για την περίοδο 1963-1977 (Wallace and Gutzler, 1981).

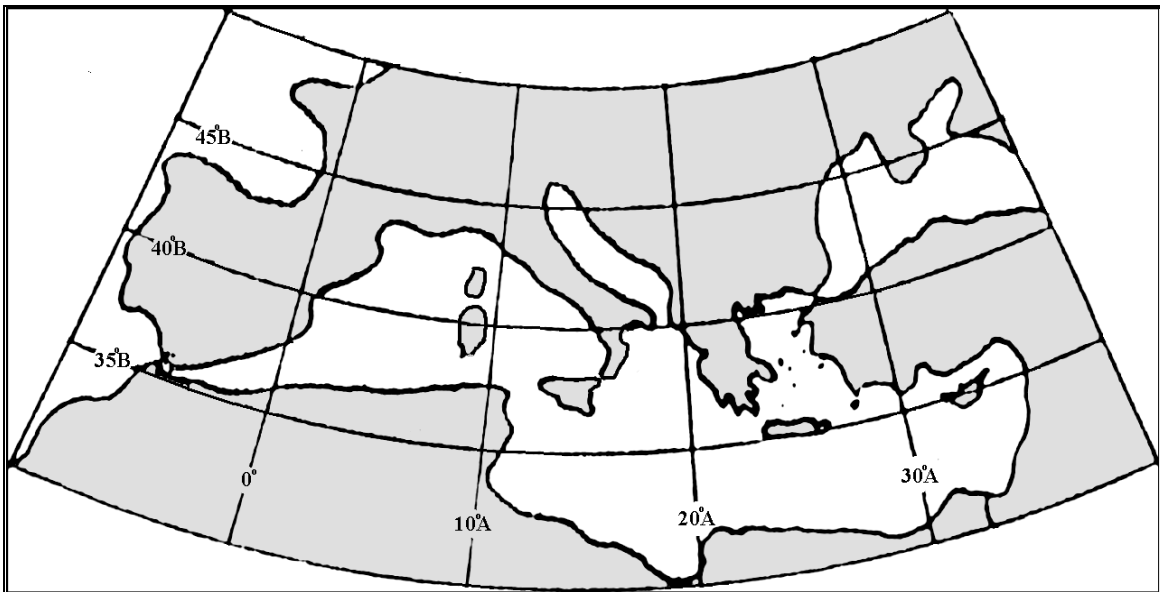
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΔΕΔΟΜΕΝΑ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

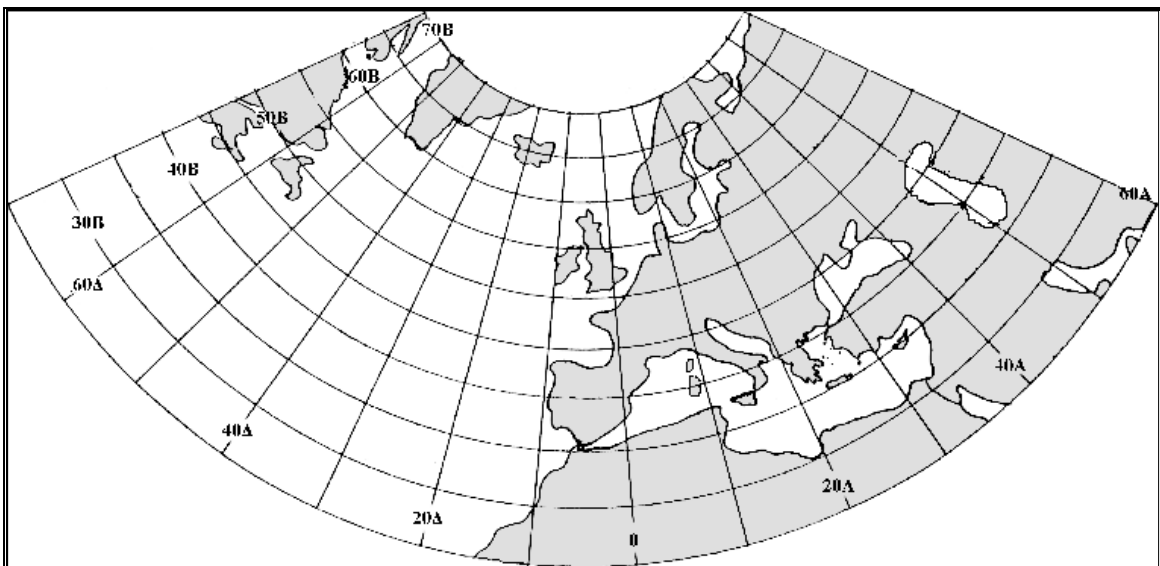
2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η μελέτη των συνοπτικής κλίμακας αλληλεπιδράσεων μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και της κατώτερης τροπόσφαιρας σε δύο περιοχές διαφορετικής έκτασης. Αυτές οι περιοχές είναι:

- 1) Η ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, η οποία βρίσκεται μεταξύ των παραλλήλων 30°B και 50°B και των μεσημβρινών $10^{\circ}\Delta$ και 40°A (σχήμα 2.1).
- 2) Η ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης και του Βορείου Ατλαντικού, η οποία βρίσκεται μεταξύ των παραλλήλων 25°B και 70°B και των μεσημβρινών $70^{\circ}\Delta$ και 60°A (σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.1. Χάρτης της υπό μελέτη ευρύτερης περιοχής της Μεσογείου.



Σχήμα 2.2. Χάρτης της υπό μελέτη ευρύτερης περιοχής της Ευρώπης-Β. Ατλαντικού.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται είναι μηνιαίες τιμές διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων. Συγκεκριμένα, οι παράμετροι αυτές είναι:

- Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST)
- Η θερμοκρασία του αέρα στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa (T-850hPa)
- Ο σχετικός στροβιλισμός στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa (RV)
- Η ροή αισθητής θερμότητας στην επιφάνεια της θάλασσας (SH)
- Η ροή λανθάνουσας θερμότητας στην επιφάνεια της θάλασσας (LH)
- Το ύψος του νετού στον ελληνικό χώρο (PR)

Οι τιμές της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας (SST) αναφέρονται σε πλεγματικά τετράγωνα $5^\circ \times 5^\circ$ και ελήφθησαν από το Μετεωρολογικό Γραφείο του Ηνωμένου Βασιλείου (United Kingdom Meteorological Office, UKMO). Οι τιμές των T-850hPa και RV αναφέρονται σε σημεία πλέγματος διαστάσεων $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ και των SH και LH σε σημεία πλέγματος $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ και ελήφθησαν μέσω του διαδικτύου από το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικής Πρόγνωσης και το Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικής Έρευνας (National Center of Environmental Prediction and National Center of Atmospheric Research, NCEP-NCAR) (Kalnay et al., 1996). Οι τιμές του ύψους του νετού (PR) αφορούν 36 Σταθμούς του ελληνικού χώρου (σχήμα 2.3) και ελήφθησαν από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY). Η περίοδος στην οποία αναφέρονται οι τιμές των παραπάνω παραμέτρων, πλην του νετού, είναι 1958-1998. Για τον νετό, η περίοδος των δεδομένων είναι 1959-1997.



Σχήμα 2.3. Χάρτης ο οποίος δείχνει τις θέσεις των 36 σταθμών του ελληνικού χώρου.

Ένας μικρός αριθμός τιμών θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας και του ύψους νετού δεν υπήρχαν (missing values) και υπολογίστηκαν βάσει των τιμών των υπολοίπων πλεγματικών τετραγώνων (ή σταθμών), χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της βήμα

προς βήμα Ανάλυσης Γραμμικής Παλινδρόμησης (Stepwise Linear Regression Analysis). Συγκεκριμένα, με την βοήθεια της παραπάνω μεθόδου, αποκαλύπτονται με διαδοχικά βήματα τα πλεγματικά τετράγωνα (ή οι σταθμοί) των οποίων οι χρονοσειρές μπορούν να εκτιμήσουν στατιστικά μια μη υπάρχουσα τιμή μέσω της αντίστοιχης εξίσωσης Γραμμικής Παλινδρόμησης.

Για τις παραμέτρους T-850hPa, SST, RV, SH και LH υπολογίστηκαν οι μηνιαίες αποχές (anomalies) για το χειμώνα (Δεκέμβριος – Ιανουάριος – Φεβρουάριος) και το θέρος (Ιούνιος – Ιούλιος – Αύγουστος). Οι μηνιαίες αποχές υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας τη μέση τιμή της υπό εξέταση περιόδου (1958-98) σε κάθε πλεγματικό τετράγωνο ή σημείο. Για τον υετό (PR), αντί των αποχών υπολογίζονται τα ποσοστά επί των κανονικών τιμών, δηλαδή ο λόγος των μηνιαίων τιμών προς τις κανονικές, χρησιμοποιώντας ως κανονική τιμή τη μέση τιμή της περιόδου 1959-1997. Στη συνέχεια, για κάθε μια από τις παραπάνω παραμέτρους κατασκευάζονται οι χρονοσειρές των μηνιαίων αποχών (ή ποσοστών) για το χειμώνα και το θέρος. Επί παραδείγματι, για το χειμώνα τα στοιχεία των χρονοσειρών έχουν την εξής ακολουθία: Δεκ58-Ιαν59-Φεβ59-Δεκ59-Ιαν60-Φεβ60-... κλπ.

2.2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στις αναλύσεις της παρούσας διατριβής, χρησιμοποιούνται δύο στατιστικές μέθοδοι: η Παραγοντική Ανάλυση (Factor Analysis) και η Ανάλυση Κανονικής Συσχέτισης (Canonical Correlation Analysis), οι οποίες εφαρμόζονται σε μία και δύο ομάδες μεταβλητών αντίστοιχα, με στόχο την ελάττωση της διαστατικότητας και τη διερεύνηση της σχέσης μεταξύ των παραμέτρων. Στις παραγράφους 2.2.1 και 2.2.2 που ακολουθούν, περιγράφονται οι δύο στατιστικές μέθοδοι και στη συνέχεια παρουσιάζεται ο τρόπος εφαρμογής τους.

2.2.1 Παραγοντική Ανάλυση (Factor Analysis, FA)

Η Παραγοντική Ανάλυση (Factor Analysis, FA) είναι στατιστική μέθοδος η οποία εισάγεται για να γίνει δυνατή η περιγραφή μιας ομάδας p εν γένει συσχετιζόμενων μεταξύ τους μεταβλητών X_1, X_2, \dots, X_p από ένα μικρό αριθμό νέων, ασυσχέτιστων μεταξύ τους μεταβλητών, τους παράγοντες (factors), έτσι ώστε να ελαττωθεί η διαστατικότητα των αρχικών δεδομένων και να διερευνηθεί η σχέση μεταξύ των X_1, X_2, \dots, X_p . Κάθε μια από τις p αρχικές μεταβλητές μπορεί να εκφρασθεί ως γραμμικός συνδυασμός m ($m < p$) ασυσχέτιστων μεταβλητών. Θα ισχύει λοιπόν:

$$X_i = \alpha_{i1}F_1 + \alpha_{i2}F_2 + \dots + \alpha_{im}F_m \quad (2.1)$$

όπου F_1, F_2, \dots, F_m είναι οι καινούριες μεταβλητές (παράγοντες ή factors) και $\alpha_{i1}, \alpha_{i2}, \dots, \alpha_{im}$ τα φορτία των παραγόντων (factor loadings) τα οποία εκφράζουν τη συσχέτιση της μεταβλητής

X_i με κάθε έναν από τους παράγοντες. Το άθροισμα $\sum_{j=1}^m \alpha_{ij}^2$ ονομάζεται ‘communality’ της X_i

και αποτελεί το τμήμα της διακύμανσής της, που ερμηνεύεται από το σύνολο των m παραγόντων. Οι τιμές των κανονικοποιημένων παραγόντων (factor scores) έχουν μέση τιμή ίση με το μηδέν και διακύμανση ίση με τη μονάδα (Manly, 1986, Jolliffe, 1986, 1990, 1993).

Ο αριθμός m των παραγόντων που πρέπει να διατηρηθούν αποφασίζεται με τη βοήθεια κάποιου από τα ακόλουθα κριτήρια επιλογής. Σύμφωνα με το κριτήριο GUTTMAN, ο αριθμός των παραγόντων που διατηρούνται πρέπει να ισούται με τον αριθμό των ιδιοτιμών του πίνακα συσχετίσεων των αρχικών μεταβλητών που είναι μεγαλύτερες από τη μονάδα. Σύμφωνα με το κριτήριο SCREE, ο αριθμός αυτός πρέπει να ισούται με τον αριθμό των

σημείων που αποκλίνουν από μια ευθεία γραμμή σε ένα διάγραμμα όπου παρατίθενται οι ιδιοτιμές του πίνακα συσχετίσεων των αρχικών μεταβλητών με σειρά από τη μεγαλύτερη προς τη μικρότερη. Το κριτήριο LEV διαφέρει από το SCREE μόνο στο ότι αντί για τις ιδιοτιμές χρησιμοποιείται ο λογάριθμός τους. Τέλος, σύμφωνα με το κριτήριο MONTE CARLO, ο αριθμός των παραγόντων πρέπει να ισούται με τον αριθμό των ιδιοτιμών που είναι μεγαλύτερες από το 95% αυτών που προκύπτουν χρησιμοποιώντας τυχαία δεδομένα (Horel, 1981, Overland and Preisendorfer, 1982, Jolliffe, 1986, Rogers, 1990). Πάντως, ανεξάρτητα από το τι υποδεικνύει κάθε ένα απ' τα παραπάνω κριτήρια, έχει επισημανθεί από διάφορους ερευνητές (π.χ. Bartzokas and Metaxas, 1993) ότι ο αριθμός των παραγόντων που διατηρούνται πρέπει να είναι τέτοιος, ώστε τα αποτελέσματα που προκύπτουν να είναι όσο γίνεται καλύτερα ερμηνεύσιμα από φυσική άποψη.

Η «περιστροφή των αξόνων» είναι μια διαδικασία που οδηγεί σε δημιουργία νέων παραγόντων που εκφράζουν διαφορετικά ποσοστά της ολικής διακύμανσης απ' αυτά των παλαιών, διατηρώντας όμως την ολική διακύμανση των m παραγόντων ανεπηρέαστη. Η περιστροφή επιτυγχάνει καλύτερη διάκριση μεταξύ των αρχικών μεταβλητών, μεγιστοποιώντας τα φορτία των παραγόντων. Αυτό επιτρέπει την καλύτερη δυνατή κατάταξή τους στον αντίστοιχο παράγοντα. Υπάρχουν διάφοροι τύποι περιστροφών. Ένας τύπος περιστροφής, ο οποίος χρησιμοποιείται και σ' αυτή την εργασία, είναι η περιστροφή 'varimax', η οποία αποτελεί την καταλληλότερη μορφή ορθογώνιας περιστροφής. Βασίζεται στο ότι η ερμηνευτική ικανότητα ενός παράγοντα εκφράζεται ποσοτικά με τη διακύμανση των τετραγώνων των αντίστοιχων φορτίων. Η περιστροφή 'varimax' μεγιστοποιεί αυτές τις διακυμάνσεις για όλους τους παράγοντες, διατηρώντας τους επιπλέον ασυσχέτιστους (Richman, 1986).

Στην παρούσα εργασία οι μεταβλητές X_1, X_2, \dots, X_p είναι χρονοσειρές μιας συγκεκριμένης κλιματικής παραμέτρου (π.χ. θερμοκρασίας αέρα) σε p διαφορετικά σημεία του χώρου. Η περίπτωση αυτή κατά την οποία ομαδοποιούνται χρονοσειρές μιας κλιματικής παραμέτρου που αναφέρονται σε διαφορετικά σημεία του χώρου αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως S-MODE (Richman, 1986). Εφαρμόζοντας την Παραγοντική Ανάλυση στην ομάδα των p χρονοσειρών, ομαδοποιούμε χρονοσειρές που παρουσιάζουν υψηλή συσχέτιση με κάποιον από τους παράγοντες και συνεπώς υψηλή συσχέτιση μεταξύ τους. Ομαδοποιούμε δηλαδή γεωγραφικά σημεία που παρουσιάζουν ομοιότητα ως προς τη χρονική διακύμανση της συγκεκριμένης κλιματικής παραμέτρου. Έτσι, καταφέρνουμε να περιγράψουμε την ομάδα των p χρονοσειρών χρησιμοποιώντας m νέες χρονοσειρές, τους παράγοντες ($m < p$), κάθε μια από τις οποίες εκφράζει μια ευρύτερη γεωγραφική περιοχή. Καταλήγουμε λοιπόν να αναφερόμαστε σε m γεωγραφικές περιοχές, αντί να αναφερόμαστε σε p σημεία του χώρου. Αξίζει να σημειωθεί εδώ, ότι κάθε ένας από τους παράγοντες παρουσιάζει υψηλή συσχέτιση με τις πραγματικές χρονοσειρές κάποιων περιοχών, χωρίς να ταυτίζεται με καμία απ' αυτές. Κάθε παράγων αποτελεί λοιπόν μια τεχνητή χρονοσειρά που μπορεί, λόγω του υψηλού συντελεστή συσχέτισής της με κάποιες από τις αρχικές χρονοσειρές, να αντιπροσωπεύσει το σύνολο αυτών των χρονοσειρών, εκφράζοντας τη χρονική διακύμανση της υπό εξέταση κλιματικής παραμέτρου σε μια ευρύτερη γεωγραφική περιοχή.

2.2.2 Ανάλυση Κανονικής Συσχέτισης (Canonical Correlation Analysis, CCA)

Η Ανάλυση Κανονικής Συσχέτισης (Canonical Correlation Analysis, CCA) είναι μια στατιστική μέθοδος που εισάγεται για να διερευνήσει τη σχέση μεταξύ δύο ομάδων μεταβλητών. Σκοπός της είναι να καθορίσει αν η ανεξάρτητη (predictor) ομάδα μεταβλητών συσχετίζεται στατιστικά σημαντικά με την εξαρτημένη (criterion) ομάδα. Ο χαρακτηρισμός των δύο ομάδων ως 'εξαρτημένη' και 'ανεξάρτητη' είναι πολλές φορές αυθαίρετος, αφού σε κάποιες περιπτώσεις ο στόχος της CCA είναι απλά η διερεύνηση της σχέσης μεταξύ δύο

ομάδων μεταβλητών, από τις οποίες καμιά δεν μπορεί να θεωρηθεί, τουλάχιστον εκ των προτέρων, ως εξαρτημένη.

Έστω δύο ομάδες μεταβλητών (X_1, X_2, \dots, X_p) , (Y_1, Y_2, \dots, Y_q) και

$$W_1 = a_{11}X_1 + a_{12}X_2 + \dots + a_{1p}X_p \quad (2.2)$$

$$V_1 = b_{11}Y_1 + b_{12}Y_2 + \dots + b_{1q}Y_q \quad (2.3)$$

δύο γραμμικοί συνδυασμοί των επιμέρους στοιχείων κάθε ομάδας. Ο σκοπός της CCA είναι να υπολογίσει τα $a_{11}, a_{12}, \dots, a_{1p}$ και $b_{11}, b_{12}, \dots, b_{1q}$ έτσι ώστε ο συντελεστής συσχέτισης $C_1 = \text{cor}(W_1, V_1)$ μεταξύ των W_1 και V_1 να είναι μέγιστος. Οι εξισώσεις (2.2) και (2.3) ονομάζονται κανονικές εξισώσεις (canonical equations), οι W_1 και V_1 κανονικές μεταβλητές (canonical variates) και ο C_1 κανονικός συντελεστής συσχέτισης (canonical correlation). Στη συνέχεια η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται θεωρώντας δυο νέους γραμμικούς συνδυασμούς

$$W_2 = a_{21}X_1 + a_{22}X_2 + \dots + a_{2p}X_p \quad (2.4)$$

$$V_2 = b_{21}Y_1 + b_{22}Y_2 + \dots + b_{2q}Y_q \quad (2.5)$$

τέτοιους ώστε ο συντελεστής συσχέτισης $C_2 = \text{cor}(W_2, V_2)$ να είναι μέγιστος και επιπλέον να είναι ασυσχέτιστοι με τους W_1 και V_1 . Έτσι, συνεχίζοντας την παραπάνω διαδικασία δημιουργούμε $m = \min(p, q)$ δυάδες κανονικών μεταβλητών (W_1, V_1) , (W_2, V_2) , ..., (W_m, V_m) , τέτοιες ώστε:

1) Οι αντίστοιχοι κανονικοί συντελεστές συσχέτισης C_1, C_2, \dots, C_m να είναι μέγιστοι.

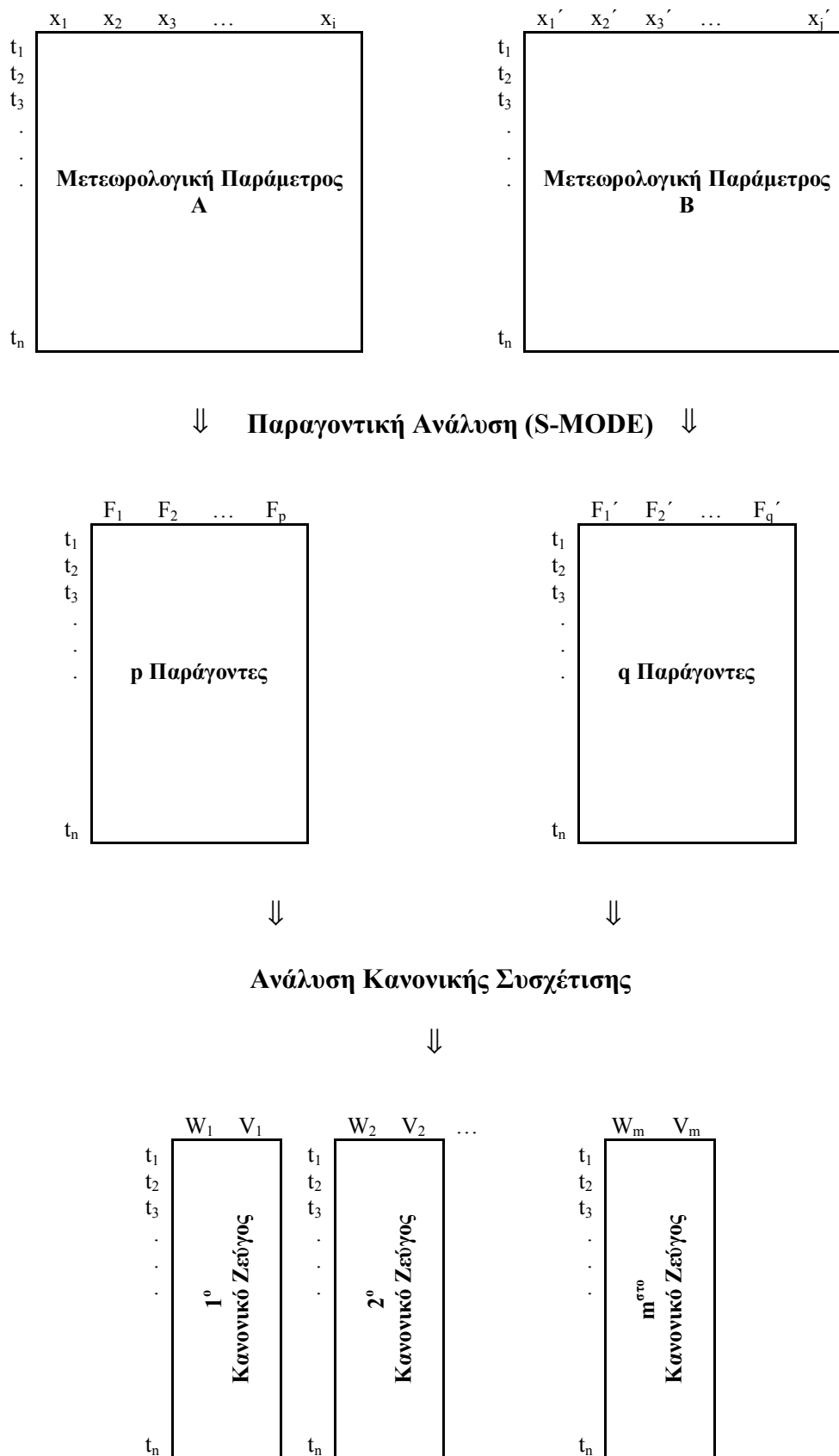
2) Να ισχύει $\text{cor}(W_j, V_k) = \text{cor}(W_j, W_k) = \text{cor}(V_j, V_k) = 0$, $j \neq k$.

Ο αριθμός των ζευγών των κανονικών μεταβλητών που είναι στατιστικά σημαντικά προσδιορίζεται με τη βοήθεια του στατιστικού κριτηρίου χ^2 . Πάντως, ο αριθμός των στατιστικά σημαντικών ζευγών δεν είναι κατ' ανάγκη ίδιος με τον αριθμό των ζευγών που κρίνονται σημαντικά από άποψη φυσικής ερμηνείας.

Η Παραγοντική Ανάλυση (FA) και η Κανονική Ανάλυση Συσχέτισης (CCA) είναι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για να μειώσουν τη διαστατικότητα μιας ή δύο ομάδων μεταβλητών αντίστοιχα. Κατά την εφαρμογή της CCA δεν είμαστε υποχρεωμένοι να παρέμβουμε (π.χ. αποφασίζοντας τον αριθμό των ζευγών που επιθυμούμε), αφού τα βήματα της που περιγράφονται παραπάνω είναι διαδοχικά και ανεξάρτητα. Αντιθέτως, τα αποτελέσματα της Παραγοντικής Ανάλυσης επηρεάζονται από τη δική μας παρέμβαση, που εμπλέκεται τόσο στον αριθμό των παραγόντων που διατηρούνται, όσο και στο είδος της περιστροφής. Η βασική διαφορά στο μηχανισμό τους έγκειται στο ότι η Παραγοντική Ανάλυση χρησιμοποιεί το ποσοστό της ολικής διακύμανσης ως κριτήριο ομαδοποίησης, ενώ η CCA το συντελεστή συσχέτισης μεταξύ των γραμμικών συνδυασμών των δύο ομάδων (Anderson, 1984, Sharma, 1995).

Οι πρώτες ουσιαστικές προσπάθειες εφαρμογής της CCA σε κλιματολογικά θέματα έγιναν κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1980 και έδειξαν ότι η μέθοδος είναι χρήσιμη τόσο για τη διάγνωση όσο και για την πρόγνωση κλιματικών παραμέτρων και φαινομένων (Graham et al. 1987, Nichols, 1987). Στην παρούσα εργασία, αρχικά, η FA εφαρμόζεται χωριστά στα σύνολα των χρονοσειρών όλων των δύο πεδίων (T-850hPa, SST, RV, SH, LH, PR) με κύριο στόχο την ελάττωση του αριθμού των αρχικών μεταβλητών. Η παραπάνω διαδικασία, δηλαδή η ελάττωση της διαστατικότητας των αρχικών δεδομένων πριν την εφαρμογή της CCA, έχει ακολουθηθεί από πολλούς ερευνητές (Zorita et al., 1992, Knappenberger and Michaels, 1993, Corte-Real et al., 1995, Diaz et al., 1998, Qian et al., 2000, Xoplaki et al., 2000, Lolis and Bartzokas, 2001, Rimbu et al., 2001). Η διαδικασία αυτή κρίνεται απαραίτητη: α) για την αποφυγή της εισαγωγής στην ανάλυση πολλών ισχυρά

συσχετιζόμενων μεταξύ τους χρονοσειρών και β) για την απομάκρυνση του θορύβου (Barnett and Preisendorfer, 1987, Bretherton et al., 1992). Στη συνέχεια, η CCA εφαρμόζεται στα ζεύγη T-850hPa-SST, RV-SST, RV-SH, RV-LH, PR-SH, PR-LH των ομάδων των παραγόντων που προέκυψαν, με στόχο τη διερεύνηση της ύπαρξης περιπτώσεων συµμεταβλητότητας των παραμέτρων. Μια σχηµατική παράσταση του τρόπου εφαρµογής της εν λόγω στατιστικής µεθοδολογίας στην παρούσα διατριβή παρουσιάζεται στο σχήµα 2.4. Για να δοθεί φυσική σηµασία στις κανονικές µεταβλητές που προκύπτουν, κάθε µια από αυτές συσχετίζεται µε τις αρχικές χρονοσειρές των δεδοµένων όπως προκύπτουν µετά την «προβολή» τους στους παράγοντες µέσω της εξίσωσης 2.1 (Knappenberger and Michaels, 1993, Díaz et al., 1998). Για κάθε ζεύγος κανονικών µεταβλητών, κατασκευάζονται οι αντίστοιχοι χάρτες των ισοπληθών των συντελεστών συσχέτισης. Συγκρίνοντας τους δύο χάρτες είµαστε σε θέση να ερµηνεύσουµε από φυσική άποψη τις κανονικές µεταβλητές.



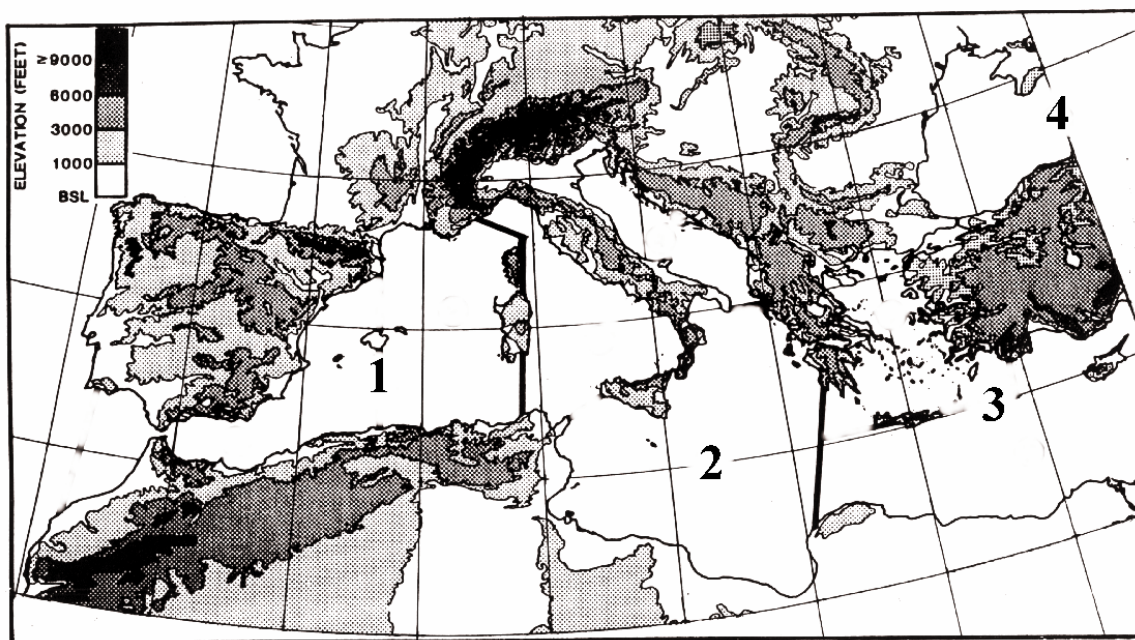
Σχήμα 2.4. Σχηματική παράσταση των πινάκων και του τρόπου εφαρμογής της χρησιμοποιούμενης στατιστικής μεθοδολογίας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή της Μεσογείου είναι διάσημη για το χαρακτηριστικό κλίμα της. Η Μεσόγειος Θάλασσα παρεμβάλλεται μεταξύ της Ευρωπαϊκής και της Αφρικανικής Ηπείρου και οριοθετείται γεωγραφικά μεταξύ των παραλλήλων 30°B και 45°B και μεταξύ των μεσημβρινών 5°Δ και 35°Α. Το ανατολικό της άκρο απέχει από το δυτικό περίπου 4000km, ενώ η μέση απόσταση μεταξύ βόρειας και νότιας ακτής είναι περίπου 800km. Η δυτική έξοδος στον Ατλαντικό Ωκεανό διαμέσου του πορθμού του Γιβραλτάρ έχει πλάτος μικρότερο από 15km στο στενότερο τμήμα της. Η ακτογραμμή της (περίπου 46000km) παρουσιάζει πολλές ιδιομορφίες και χαρακτηρίζεται από τοπογραφικές πολυπλοκότητες. Η πολυπλοκότητα της περιοχής συνίσταται στους πολλούς ξεχωριστούς κόλπους, θάλασσες, στενά και κανάλια. Το τοπογραφικό ανάγλυφο διαμορφώνει τις τρεις κύριες υπο-λεκάνες στις οποίες μπορεί να διαιρεθεί η Μεσόγειος. Αυτές είναι: (1) η δυτική λεκάνη, η οποία εκτείνεται από το Γιβραλτάρ μέχρι τα νησιά Σαρδηνία και Κορσική, (2) η κεντρική λεκάνη, η οποία εκτείνεται μεταξύ των περιοχών Κορσικής, Σαρδηνίας και Τυνησίας δυτικά και Ελλάδας και Κυρηναϊκών ανατολικά, και (3) η ανατολική λεκάνη, η οποία περιλαμβάνει το τμήμα της Μεσογείου που εκτείνεται από τα όρια της κεντρικής μέχρι τις ακτές της Μέσης Ανατολής (σχήμα 3.1).



Σχήμα 3.1. Η ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και οι 4 κύριες υπο-λεκάνες στις οποίες μπορεί να διαιρεθεί: (1) η δυτική, (2) η κεντρική και (3) η ανατολική. Το (4) αντιστοιχεί στη Μαύρη Θάλασσα.

Το επιφανειακό υδάτινο ρεύμα της Μεσογείου μεταφέρει νερό με αλατότητα ελαφρώς μεγαλύτερη από 36ppt, από τον Ατλαντικό Ωκεανό προς τα ανατολικά διαμέσου διαφόρων στροβιλωδών κινήσεων κατά τη διαδρομή του (Miller, 1983). Οι ετήσιες θερμοκρασιακές μεταβολές των επιφανειακών υδάτων είναι πολύ μεγάλες και ρυθμίζουν τα βασικά

χαρακτηριστικά τους. Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας κυμαίνεται μεταξύ 12°C και 29°C, με τη χαμηλότερη τιμή να σημειώνεται κατά το χειμώνα στο ΒΔ τμήμα και την υψηλότερη τιμή κατά το θέρος στο ΝΑ τμήμα. Το βαθύ θαλάσσιο νερό της Μεσογείου έχει θερμοκρασία μεταξύ 12.5° και 13.5°C στο δυτικό τμήμα και μεταξύ 13.5° και 15°C στο ανατολικό (1°-1.5°C υψηλότερο από αυτό της δυτικής λεκάνης). Η βασική φύση του συστήματος κυκλοφορίας της Μεσογείου περιλαμβάνει συνιστώσες ισχυρών κατακόρυφων μεταφορών μάζας και θερμότητας (convections), ιδιαίτερα όταν οι χειμερινές καταιγίδες χαμηλώνουν τη θερμοκρασία της επιφάνειας στη δυτική λεκάνη στους 12°C. Ο κατ' εκτίμηση χρόνος ανανέωσης των νερών είναι 80 έτη. Η Μεσόγειος Θάλασσα έχει ελλειμματικό ισοζύγιο, με τις απώλειες μέσω της εξάτμισης να υπερβαίνουν τα κέρδη μέσω της επιφανειακής απορροής και του νετού. Αυτό το έλλειμμα αντισταθμίζεται κυρίως από την εισροή επιφανειακών υδάτων του Ατλαντικού διαμέσου του πορθμού του Γιβραλτάρ, τα οποία κινούνται ανατολικά κατά μήκος των ακτών της Β. Αφρικής και υπόκεινται σε εποχιακές θερμοκρασιακές διακυμάνσεις (Bartzokas et al., 1991, Miller, 1983).

Αν και η Μεσόγειος αποτελεί μια σχεδόν κλειστή θάλασσα, επιδρά σημαντικά στο κλίμα των γειτονικών με αυτή περιοχών καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Το κλίμα της ευρύτερης περιοχής παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, λόγω του ότι η Μεσόγειος παρεμβάλλεται μεταξύ περιοχών με εντελώς διαφορετικά κλιματικά χαρακτηριστικά. Συγκεκριμένα, στις Ευρωπαϊκές περιοχές που βρίσκονται βορείως της Μεσογείου επικρατούν υγρά εύκρατα κλίματα, ενώ στις περιοχές της Β. Αφρικής που βρίσκονται νοτίως της Μεσογείου επικρατούν θερμά και ξηρά υποτροπικά κλίματα. Έτσι, λόγω της εναλλαγής των εποχών και των διαφόρων διακυμάνσεων της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, οι μετεωρολογικές συνθήκες της λεκάνης της Μεσογείου προσομοιάζουν περισσότερο τότε με αυτές της Β. Αφρικής και τότε με αυτές της Ν. Ευρώπης. Η περιοχή χαρακτηρίζεται γενικά από βροχερούς χειμώνες, ξηρά θέρη και μια μεγάλη ποικιλία μικροκλιμάτων που προκύπτουν λόγω της πολύπλοκης εναλλαγής ξηράς θάλασσας. Η σημαντική διαφορά μεταξύ χειμερινών και θερινών συνοπτικών συνθηκών, συνοδεύεται από ένα κυρίαρχο ετήσιο κύκλο που αφορά όλες τις κλιματολογικές παραμέτρους. Κατά το χειμώνα, η περιοχή βρίσκεται υπό την επίδραση των δυτικών ανέμων (westerlies). Η μεγάλης θερμοχωρητικότητας θερμή υδάτινη μάζα της Μεσογείου επηρεάζει την ατμοσφαιρική κυκλοφορία πάνω από την ευρύτερη περιοχή, αλληλεπιδρώντας με τα επιφανειακά στρώματα της ατμόσφαιρας μέσω των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (Bunker, 1972, Repapis et al., 1978). Η επίδραση της θερμής θάλασσας σε συνδυασμό με την τοπογραφία διαμορφώνουν τις κύριες περιοχές κυκλογένεσης και τροποποιούν τις τροχιές των διερχόμενων υφέσεων (Katsoulis, 1982, Alpert et al., 1990a,b, Trigo and Davies, 1999). Οι υφέσεις συχνά κινούνται κατά μήκος του μεσογειακού μετώπου, το οποίο σχηματίζεται όταν ψυχρός ηπειρωτικός αέρας κινείται πάνω από μια θερμότερη θαλάσσια επιφάνεια. Κατά το θέρος, η επικράτηση αντικυκλωνικών συνθηκών κυρίως καθ' ύψος στο μεγαλύτερο τμήμα της σε συνδυασμό με την ατμοσφαιρική ευστάθεια που επικρατεί λόγω των ψυχρών σε σχέση με την ατμόσφαιρα επιφανειακών θαλασσίων υδάτων, οδηγούν στην επικράτηση θερμών υποτροπικών κλιματικών συνθηκών, ιδίως στα νότια και ανατολικά τμήματα. Ο συνδυασμός των υψηλών πιέσεων ανατολικά του υποτροπικού αντικυκλώνα των Αζορών με το θερμικό χαμηλό της Ν Ασίας προκαλεί την επικράτηση των ετησίων ανέμων στο ανατολικό τμήμα, ιδιαίτερα πάνω από την περιοχή του Αιγαίου Πελάγους (Carapiperis, 1951, Κατσούλης, 1970, Maheras, 1980, Μεταξάς και Φιλάνδρας, 2001). Οι ετησίες άνεμοι, γνωστοί και ως μελτέμια, είναι υπεύθυνοι για την ύπαρξη του φαινομένου της ανάβλυσης (upwelling) σε κάποιες θαλάσσιες περιοχές κυρίως του ανατολικού Αιγαίου, οι οποίες γειτνιάζουν με ακτές δυτικού προσανατολισμού. Η ύπαρξη του φαινομένου της ανάβλυσης οδηγεί τοπικά στο σχηματισμό ψυχρών επιφανειακών θαλασσίων υδάτων, τα οποία μεταφέρονται στην επιφάνεια της θάλασσας από τα μεγάλα βάθη (Metaxas, 1973, Pickard and Emery, 1990).

Το ενδιαφέρον για το κλίμα της Μεσογείου εμφανίζεται μεγαλύτερο κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών κατά τη διάρκεια των οποίων τα σενάρια κλιματικής αλλαγής προβλέπουν διάφορες αλλαγές στην περιοχή, κάποιες από τις οποίες διαφαίνονται καταστροφικές, όπως για παράδειγμα, η ερημοποίηση. Αν και η περιοχή δεν είναι τόσο μεγάλη σε έκταση, σχεδόν όλα τα σενάρια συμφωνούν ότι οι αναμενόμενες κλιματικές αλλαγές δε θα είναι ομαλά κατανοημένες ούτε στο χώρο ούτε στο χρόνο (Ratcliffe, 1995, Palutikof et al., 1998, Feidas and Lalas, 2001). Οι διαφοροποιήσεις και η σχέση μεταξύ του καιρού και του κλίματος της δυτικής και της ανατολικής Μεσογείου έχουν επίσης εξεταστεί στο παρελθόν με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα την γνωστή «Κύμανση της Μεσογείου» (Mediterranean Oscillation, MO), η οποία ορίστηκε από τους Conte et al. (1989) για το γεωδυναμικό ύψος των 500hPa. Ως δείκτης της συγκεκριμένης κύμανσης ορίστηκε ο MOI (Mediterranean Oscillation Index), ο οποίος ισούται με τη διαφορά των ετησίων αποχών του γεωδυναμικού ύψους των 500hPa μεταξύ των περιοχών του Αλγερίου και του Καΐρου.

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών, οι χωρο-χρονικές διακυμάνσεις των θερμοκρασιών του αέρα και της θάλασσας, καθώς και των παραμέτρων της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας έχουν εξεταστεί από διάφορους ερευνητές, με τη χρήση διαφορετικών προσεγγίσεων και μεθοδολογιών. Οι Bartzokas and Metaxas (1991) μελέτησαν ξεχωριστά τη δυτική και την ανατολική Μεσόγειο ως προς τη διακύμανση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας και του αέρα, ενώ αναζήτησαν τις πιθανές εξηγήσεις αυτών των διακυμάνσεων μέσω της μελέτης των μεταβολών της πίεσης και του σχετικού γεωστροφικού στροβιλισμού πάνω από την ευρύτερη περιοχή. Οι Sahsamanoğlu and Makrogiannis (1992) εξέτασαν τις τάσεις των θερμοκρασιών του αέρα και της θάλασσας στη δυτική και την ανατολική Μεσόγειο, καθώς επίσης και τις περιοδικότητές τους, χρησιμοποιώντας Power Spectrum Analysis. Οι Bartzokas et al. (1994) μελέτησαν τις χωρο-χρονικές συνδιακυμάνσεις της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στη Μεσόγειο, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της Παραγοντικής Ανάλυσης. Οι Reddaway and Bigg (1996) διερεύνησαν τις πιθανές περιπτώσεις κλιματικών μεταβολών στη Μεσόγειο, εντοπίζοντας τις περιοχές με στατιστικά σημαντικές τάσεις της ατμοσφαιρικής πίεσης και των θερμοκρασιών αέρα και επιφάνειας της θάλασσας. Οι Maheras and Kutiel (1999) εξέτασαν τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας του αέρα στη Μεσόγειο χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της Ανάλυσης σε Κύριες Συνιστώσες και συσχέτισαν τα αποτελέσματα της ανάλυσης με την ατμοσφαιρική πίεση και με δείκτες ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Οι Maheras et al. (1999) εντόπισαν περιπτώσεις θερμών και ψυχρών μηνών σε διάφορους σταθμούς της Μεσογείου χρησιμοποιώντας θερμοκούς δείκτες και διερεύνησαν τη σχέση των θερμών και ψυχρών αποχών με το πεδίο της ατμοσφαιρικής πίεσης με τη βοήθεια της Ανάλυσης σε Κύριες Συνιστώσες (Principal Component Analysis, PCA).

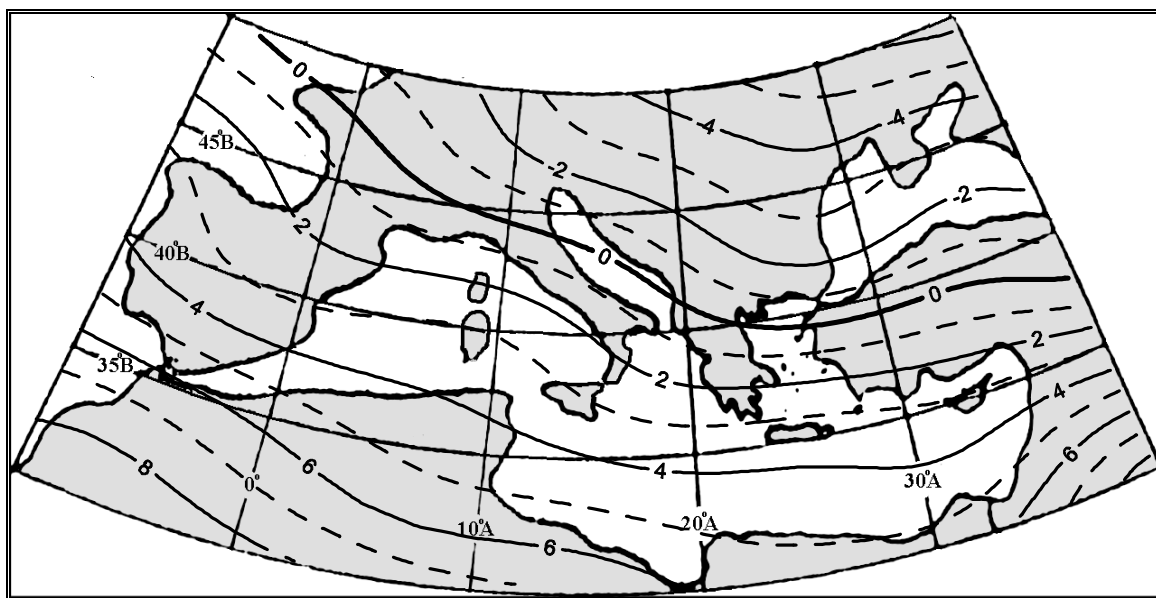
Στο κεφάλαιο αυτό, με την εφαρμογή της μεθοδολογίας που έχει ήδη περιγραφεί, επιχειρείται να διερευνηθεί η σχέση μεταξύ των παραμέτρων που χαρακτηρίζουν την επιφάνεια της θάλασσας της Μεσογείου (θερμοκρασία επιφάνειας θάλασσας και ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας) και των παραμέτρων της κατώτερης τροπόσφαιρας (θερμοκρασία του αέρα, σχετικός στροβιλισμός και υετός στον ελληνικό χώρο). Με τον τρόπο αυτό, μπορεί να διαπιστωθεί ο βαθμός επίδρασης της επιφάνειας της θάλασσας στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία και στο θερμοκρασιακό καθεστώς του αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα και αντιστρόφως. Αρχικά, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής της Παραγοντικής Ανάλυσης σε όλες τις υπό εξέταση παραμέτρους και στη συνέχεια παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής της Ανάλυσης Κανονικής Συσχέτισης στα διάφορα ζεύγη κλιματικών παραμέτρων. Οι αναλύσεις εφαρμόζονται τόσο για το χειμώνα (Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος) όσο και για το θέρος (Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος).

3.2 ΧΕΙΜΩΝΑΣ

Ο χειμώνας (Δεκέμβριος – Ιανουάριος – Φεβρουάριος) χαρακτηρίζεται γενικά από υφεσιακή δραστηριότητα και χαμηλή (σε σύγκριση με τις γειτονικές ηπειρωτικές περιοχές) μέση ατμοσφαιρική πίεση πάνω από τη λεκάνη της Μεσογείου, με υψηλότερες σχετικά τιμές στα βορειο-ανατολικά λόγω της επίδρασης του Σιβηρικού αντικυκλώνα. Οι υφέσεις που δημιουργούνται στις διάφορες περιοχές κυκλογένεσης της Μεσογείου κινούνται γενικά εκ δυσμών προς ανατολάς, προκαλώντας υετό, κυρίως στις προσήνεμες περιοχές.

3.2.1 Θερμοκρασία του αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα (T-850hPa)

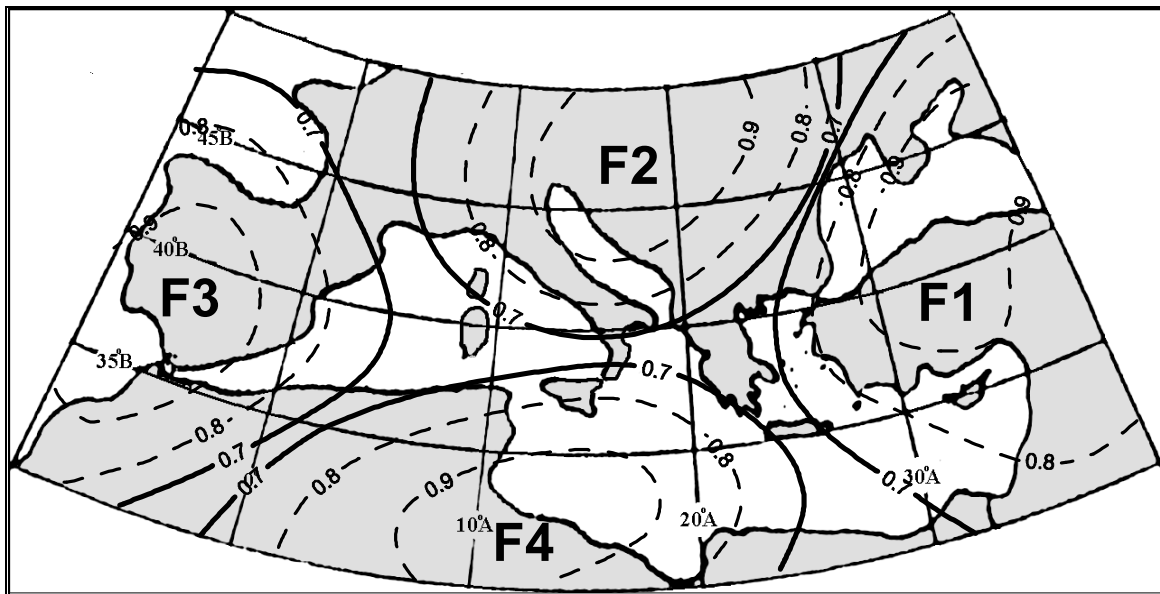
Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας του αέρα στην ισοβαρική επιφάνεια 850hPa για το χειμώνα και για την υπό μελέτη περίοδο 1958-98 παρουσιάζεται στο σχήμα 3.2. Παρατηρείται ότι οι χαμηλότερες τιμές παρουσιάζονται στο ΒΑ τμήμα προς την ηπειρωτική περιοχή της Ρωσίας που επηρεάζεται από την ύπαρξη του ψυχρού Σιβηρικού αντικυκλώνα, ο οποίος ουσιαστικά σχηματίζεται λόγω της έντονης ψύξης της Ασιατικής ηπείρου κατά τη χειμερινή περίοδο. Ο αντικυκλώνας αυτός επεκτείνεται συχνά προς την ανατολική Μεσόγειο επηρεάζοντας σημαντικά τη θερμοκρασία του αέρα πάνω από την ευρύτερη περιοχή (Makrogiannis et al. 1981, Prezerakos, 1985, Sahsamanoğlu et al. 1991).



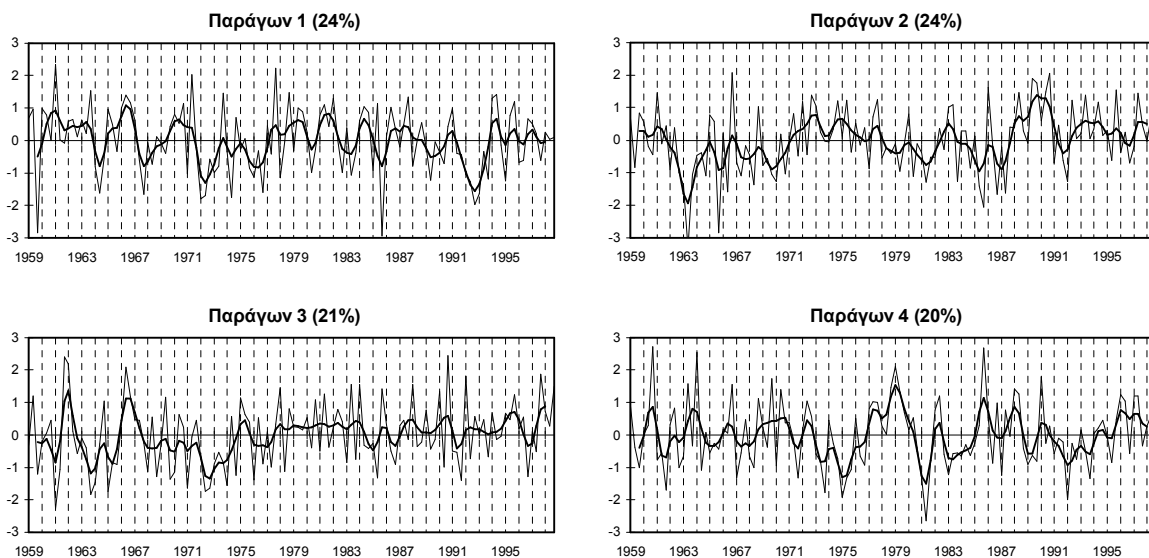
Σχήμα 3.2. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας του αέρα (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

Για τη θερμοκρασία του αέρα στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa, η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης με περιστροφή ‘varimax’ οδήγησε σε τέσσερις παράγοντες οι οποίοι ερμηνεύουν το 89% της ολικής διακύμανσης. Ο αριθμός των παραγόντων αποφασίστηκε μετά από πολλές δοκιμές και λαμβάνοντας υπόψη διάφορα κριτήρια. Για τη λήψη της τελικής απόφασης δόθηκε ιδιαίτερη βαρύτητα στο ποσοστό κάλυψης της ολικής διακύμανσης των αρχικών μεταβλητών και στη φυσική υπόσταση των παραγόντων. Συγκεκριμένα, θεωρήθηκε ότι το ελάχιστο ποσοστό που ερμηνεύουν οι παράγοντες πρέπει να προσεγγίζει το 80%. Το ποσοστό αυτό μπορεί να είναι μεγαλύτερο εάν όλοι οι παράγοντες που διατηρούνται παρουσιάζουν τουλάχιστον μια τιμή φορτίου υψηλότερη από το 0.7, έτσι ώστε να έχουν κάποια αξιόλογη φυσική υπόσταση. Οι ομαδοποιήσεις των γεωγραφικών περιοχών που αντιστοιχούν σε κάθε έναν από τους τέσσερις παράγοντες που διατηρήθηκαν παρουσιάζονται στο σχήμα 3.3, όπου έχουν χαραχθεί οι ισοπληθείς των κατ’ απόλυτη τιμή

υψηλότερων (μεγαλύτερων του 0.7) φορτίων (loadings) των τεσσάρων παραγόντων. Η τιμή 0.7 επιλέχθηκε ως η ελάχιστη τιμή του φορτίου που απαιτείται, για να θεωρηθεί ότι η θερμοκρασία κάποιας περιοχής εκφράζεται ικανοποιητικά από τον αντίστοιχο παράγοντα. Όταν η τιμή του φορτίου είναι μεγαλύτερη από το 0.7, τουλάχιστον το ήμισυ περίπου (49%) της διακύμανσης της θερμοκρασίας ερμηνεύεται από τον παράγοντα αυτό. Στο σχήμα 3.4 παρουσιάζονται οι χρονικές διακυμάνσεις των τιμών των τεσσάρων παραγόντων (factor scores), οι οποίες ουσιαστικά παριστάνουν τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας στο κέντρο περίπου των παραπάνω περιοχών όπου η τιμή των φορτίων προσεγγίζει τη μονάδα.



Σχήμα 3.3. Χειμώνας, $T-850hPa$: οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.7.



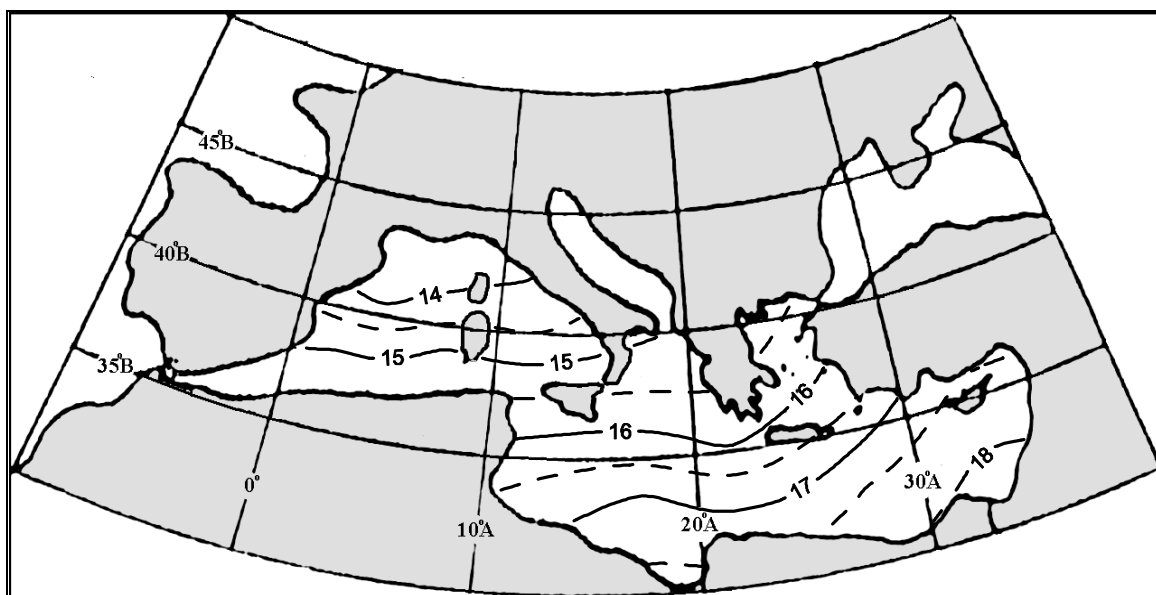
Σχήμα 3.4. Χειμώνας, $T-850hPa$: οι διαχρονικές διακυμάνσεις (τάσεις) των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

Ο παράγον 1 (24% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην ευρύτερη περιοχή που περιλαμβάνει τη Μαύρη Θάλασσα, τη Μικρά Ασία και τη Μέση Ανατολή. Ο παράγον 2 (24% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στις περιοχές της κεντρικής Ευρώπης, της Β.

Ιταλίας και των Β. Βαλκανίων, οι οποίες χαρακτηρίζονται γενικά από μεγαλύτερες της κανονικής τιμής θερμοκρασίες κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών και συγκεκριμένα μετά το 1988. Ο παράγων 3 (21% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στις περιοχές της Ιβηρικής χερσονήσου και του ΒΔ άκρου της Αφρικής, ενώ τέλος, ο παράγων 4 (20% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την Τυνησία τη Β. Λιβύη και την περιοχή του κόλπου της Σύρτης.

3.2.2 Θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST)

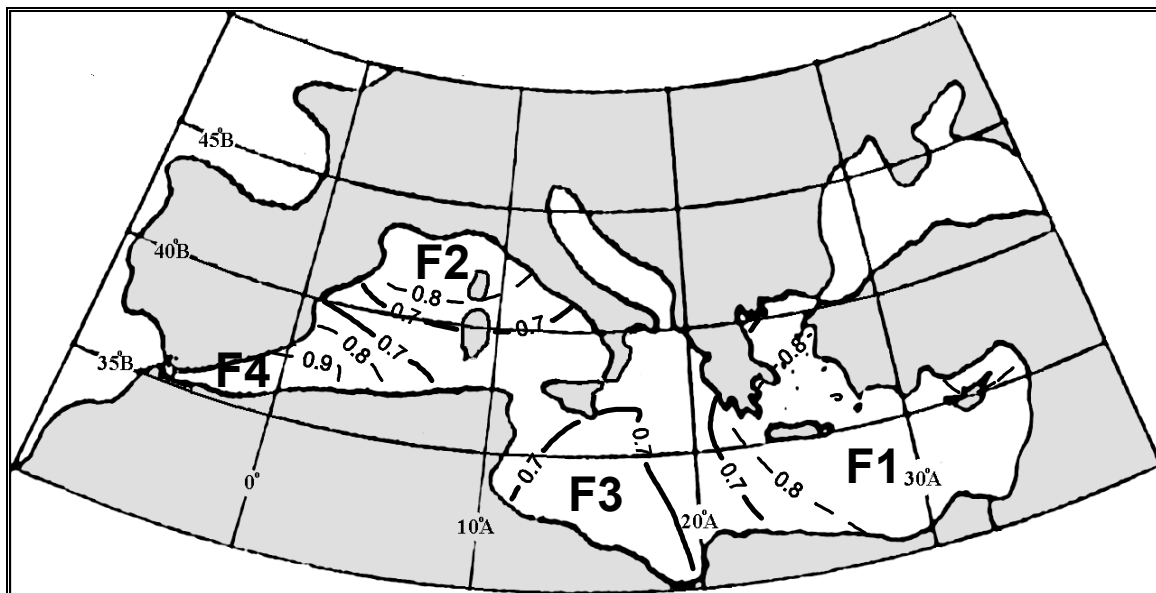
Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST) είναι μια παράμετρος μεγάλης σημασίας, αφού η επιφάνεια της θάλασσας αποτελεί το κάτω όριο της ατμόσφαιρας με την οποία αλληλεπιδρά ενεργειακά και όχι μόνο. Συγκεκριμένα, στην περιοχή της Μεσογείου, η ύπαρξη της υδάτινης δεξαμενής συνεισφέρει ουσιαστικά στη διαμόρφωση του χαρακτηριστικού «μεσογειακού» κλίματος. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στην περιοχή της Μεσογείου για το χειμώνα και για την περίοδο που εξετάζεται στην παρούσα εργασία παρουσιάζεται στο σχήμα 3.5. Υπάρχει γενικά μια αύξηση της μέσης θερμοκρασίας του χειμώνα από βορρά προς νότο, με τα θερμότερα νερά να βρίσκονται στο ΝΑ τμήμα και τα ψυχρότερα στο ΒΔ τμήμα της λεκάνης.



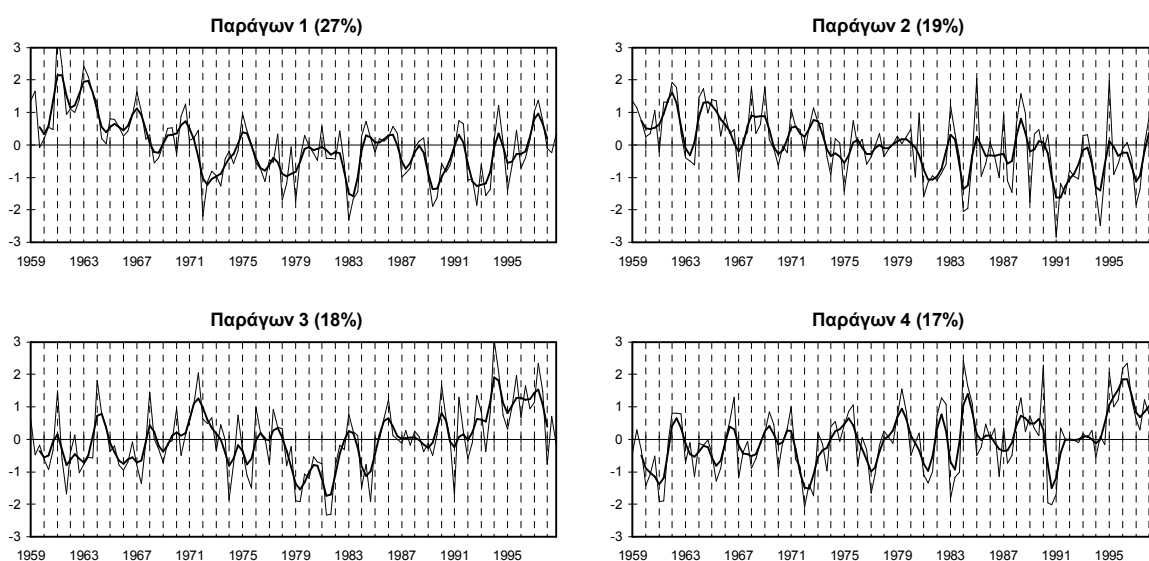
Σχήμα 3.5. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας (°C) της Μεσογείου κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

Για την SST, η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης οδήγησε σε 4 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 81% της ολικής διακύμανσης. Αξίζει να σημειωθεί ότι και οι Bartzokas et al. (1994) κατέληξαν επίσης σε 4 παράγοντες για τη χειμερινή θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας στη Μεσόγειο, χρησιμοποιώντας εποχιακά δεδομένα διαφορετικής χρονικής περιόδου και λαμβάνοντας υπόψη το κριτήριο GUTTMAN για την επιλογή του αριθμού των παραγόντων. Στο σχήμα 3.6 παρουσιάζονται οι περιοχές που αντιστοιχούν σε κάθε παράγοντα και στο σχήμα 3.7 οι χρονικές διακυμάνσεις των τιμών των παραγόντων.

Ο παράγων 1 (27% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην ανατολική Μεσόγειο, όπου παρατηρείται πτωτική τάση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας ιδιαίτερα μέχρι το 1983, η οποία όμως φαίνεται να αντιστρέφεται περί τα τέλη της υπό εξέταση περιόδου. Ο παράγων 2 (19% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή των κόλπων του Λέοντος και της Γένοβας και χαρακτηρίζεται επίσης από πτωτική τάση. Ο παράγων 3 (18% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει τη θαλάσσια περιοχή βορείως της Λιβύης, της οποίας η θερμοκρασία παρουσιάζει μέγιστο περί το 1971, ελάχιστο περί το 1980 και τάση θέρμανσης στη συνέχεια μέχρι το τέλος της περιόδου. Τέλος, ο παράγων 4 (17% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει το δυτικό άκρο της Μεσογείου κοντά στο Γιβραλτάρ και χαρακτηρίζεται από ανοδική τάση καθ' όλη σχεδόν τη διάρκεια της περιόδου.



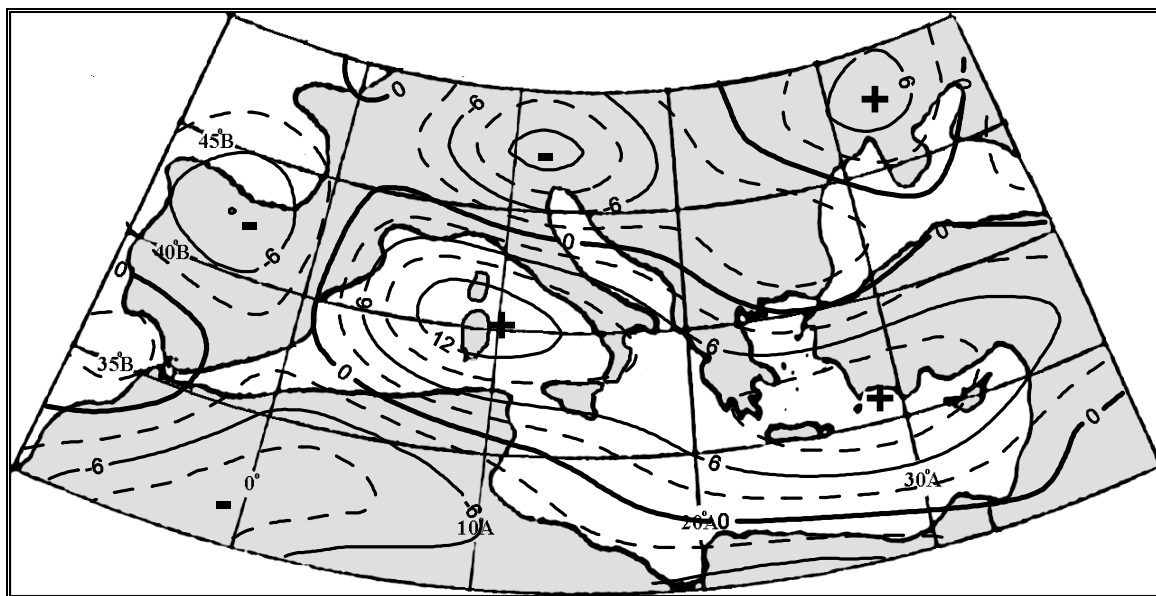
Σχήμα 3.6. *Χειμώνας, SST:* οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.7.



Σχήμα 3.7. *Χειμώνας, SST:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

3.2.3 Σχετικός στροβιλισμός στην κατώτερη τροπόσφαιρα (RV)

Η μελέτη του σχετικού στροβιλισμού παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, αφού η παράμετρος αυτή συνδέεται με την ύπαρξη κυκλωνικότητας ή αντικυκλωνικότητας σε μια περιοχή. Οι μελέτη των χρονικών και χωρικών μεταβολών του σχετικού στροβιλισμού παρέχει σημαντικές πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Η μέση χωρική κατανομή του σχετικού στροβιλισμού πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου παρουσιάζεται στο σχήμα 3.8. Από το σχήμα 3.8, φαίνεται καθαρά ότι υπάρχει μια ζώνη θετικών τιμών πάνω από το βόρειο μέρος της θαλάσσιας περιοχής της Μεσογείου. Οι αέριες μάζες που μεταφέρονται στην περιοχή αυτή μέσω της ροής των δυτικών ανέμων αλληλεπιδρούν με το ανάγλυφο της περιοχής και εμπλουτίζονται ενεργειακά πάνω από τη θάλασσα μέσω των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Έτσι δημιουργούνται υφέσεις (θετικός στροβιλισμός) οι οποίες κινούνται κατά μήκος της θαλάσσιας περιοχής, εκ δυσμών προς ανατολάς, πηδαλιουχούμενες από τον αεροχείμαρρο και ανατροφοδοτούμενες ενεργειακά μέσω των παραπάνω ροών ενέργειας. Στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης βορείως της Μεσογείου κυριαρχεί η αντικυκλωνικότητα, ενώ το ίδιο ισχύει και για τις ηπειρωτικές περιοχές της ΒΔ Αφρικής. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των Katsoulis et al. (1998), αυτές οι δύο περιοχές χαρακτηρίζονται από υψηλή συχνότητα εμφάνισης αντικυκλώνων κατά το χειμώνα σε σχέση με τις γειτονικές τους.

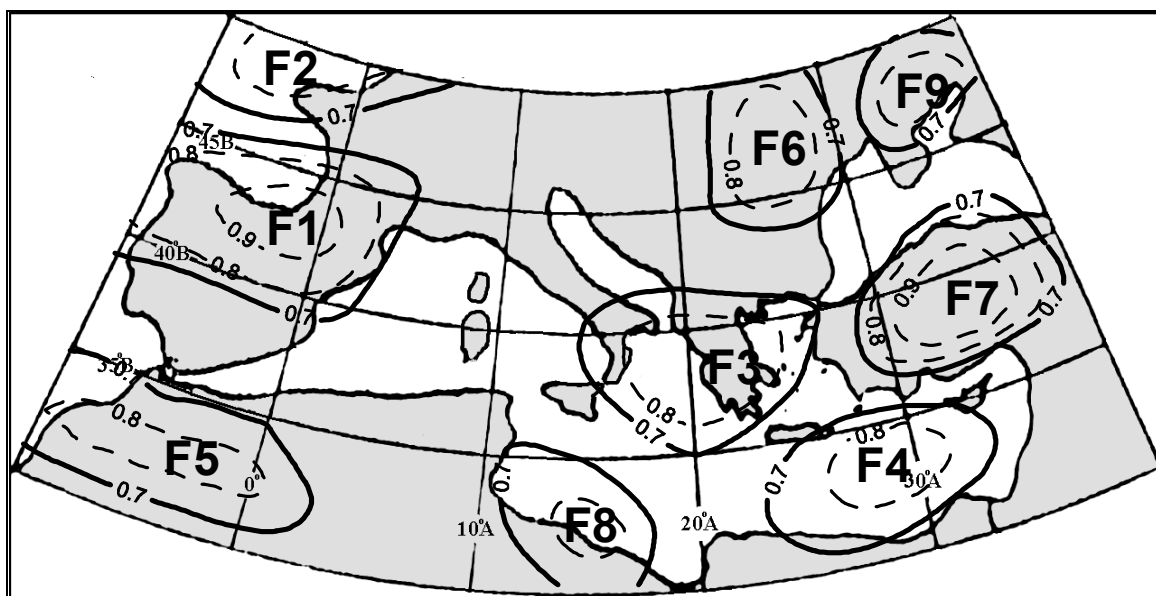


Σχήμα 3.8. Η κατανομή του μέσου σχετικού στροβιλισμού ($\text{sec}^{-1} \times 10^{-6}$) πάνω από την περιοχή της Μεσογείου κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

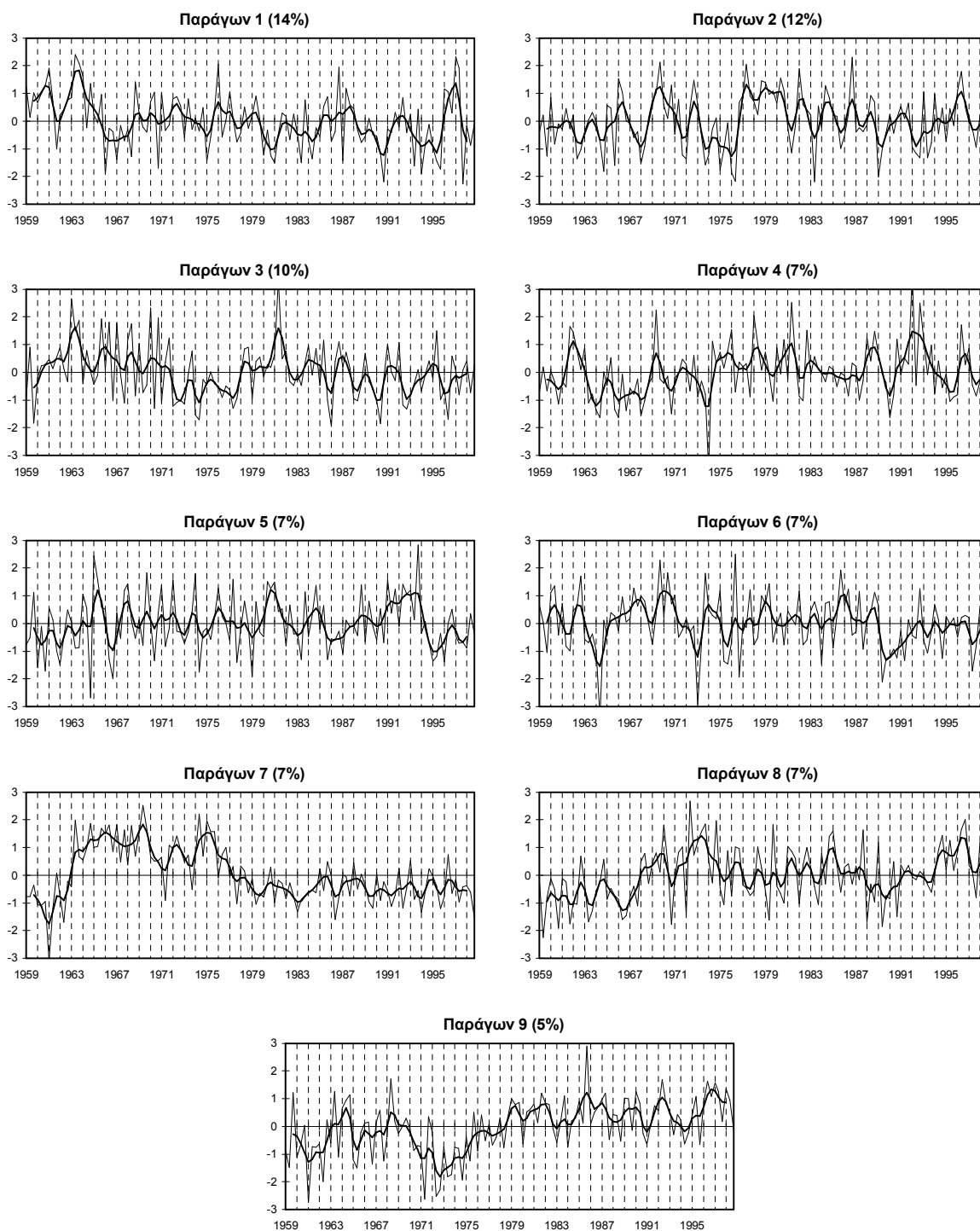
Για το σχετικό στροβιλισμό στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa (RV), η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης οδήγησε σε 9 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 77% της ολικής διακύμανσης. Οι ισοπληθείς των φορτίων των παραγόντων (>0.7) παρουσιάζονται στο σχήμα 3.9, ενώ οι αντίστοιχες χρονικές διακυμάνσεις στο σχήμα 3.10.

Ο παράγων 1 (14% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή της βορείου Ιβηρικής και της ΝΔ Γαλλίας. Ο παράγων 2 (12% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή της Β. Γαλλίας και της θάλασσας της Μάγχης. Ο παράγων 3 (10% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή της Ελλάδας και του Ιονίου, η οποία χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές στροβιλισμού κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 60. Η περιοχή της ανατολικής Μεσογείου που αντιστοιχεί στον παράγοντα 4 (7% της ολικής διακύμανσης) παρουσιάζει άνοδο του στροβιλισμού καθ' όλη σχεδόν τη διάρκεια της περιόδου. Ο παράγων

5 (7% της ολικής διακύμανσης) παρουσιάζει τις διακυμάνσεις του στροβιλισμού στην περιοχή της ΒΔ Αφρικής και ο παράγων 6 (7% της ολικής διακύμανσης) στην περιοχή της Ρουμανίας. Ο παράγων 7 (7% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή της Μικράς Ασίας και χαρακτηρίζεται από την περίοδο έντονης κυκλωνικότητας 1963-76 και από πτωτική τάση στη συνέχεια. Ο παράγων 8 (7% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή των βορείων ακτών της Λιβύης και τέλος, ο παράγων 9 (5% της ολικής διακύμανσης) την ανατολική Ουκρανία, όπου παρατηρείται ανοδική τάση μετά το ελάχιστο των αρχών της δεκαετίας του 1970.



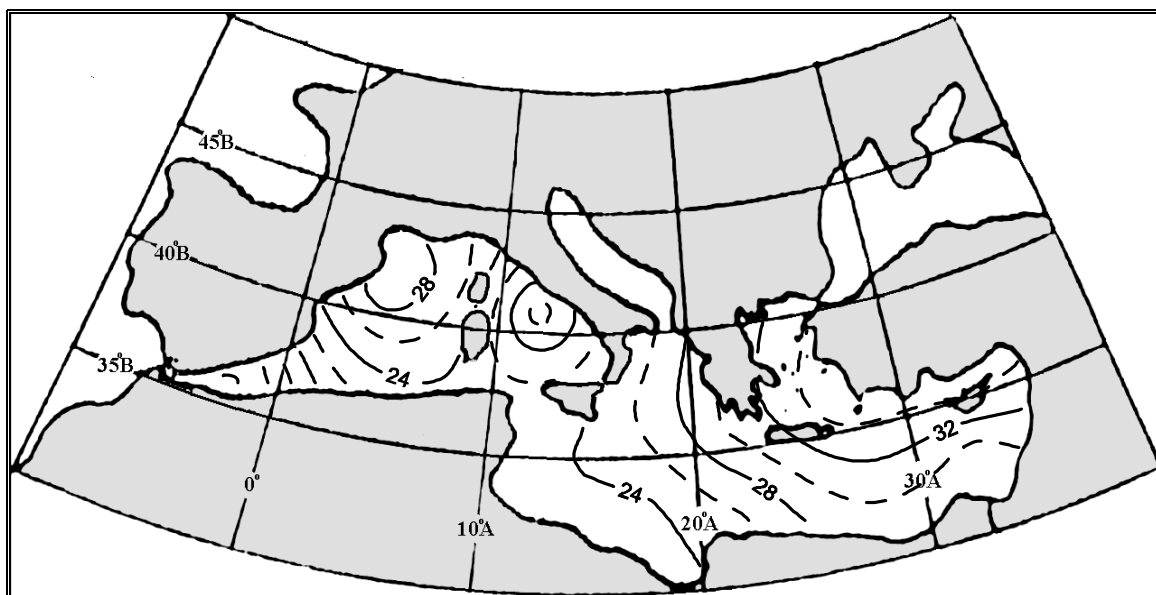
Σχήμα 3.9. Χειμώνας, RV: οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.7.



Σχήμα 3.10. *Χειμώνας, RV:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

3.2.4 Ροή αισθητής θερμότητας (SH)

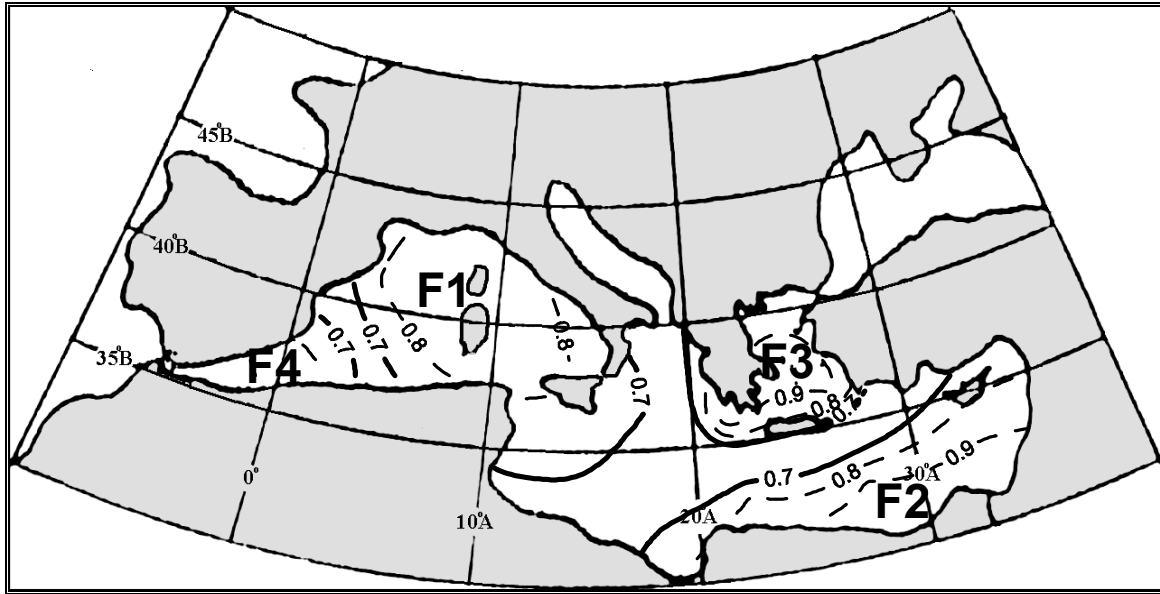
Η ροή αισθητής θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας στην ατμόσφαιρα είναι μια παράμετρος, η οποία συνεισφέρει σημαντικά (μαζί με τη ροή λανθάνουσας θερμότητας) στην ενεργειακή τροφοδότηση των αερίων μαζών κατά τη χειμερινή περίοδο (Bunker, 1972, Repapis et al., 1978, Cayan, 1992a,b). Η μέση γεωγραφική κατανομή της ροής αυτής παρουσιάζεται στο σχήμα 3.11. Το σχήμα αυτό βρίσκεται γενικά σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Repapis et al. (1978), τόσο ως προς τις τιμές της ροής αισθητής θερμότητας, όσο και ως προς τη γεωγραφική κατανομή τους. Στο σχήμα 3.11 φαίνεται ότι οι υψηλότερες τιμές παρουσιάζονται στις περιοχές του κόλπου του Λέοντος και του ανατολικού Αιγαίου. Αυτό σημαίνει ότι στις παραπάνω περιοχές υπάρχει γενικά μεγαλύτερη τροφοδότηση των επιφανειακών στρωμάτων του αέρα με ενέργεια μέσω της ροής αισθητής θερμότητας.



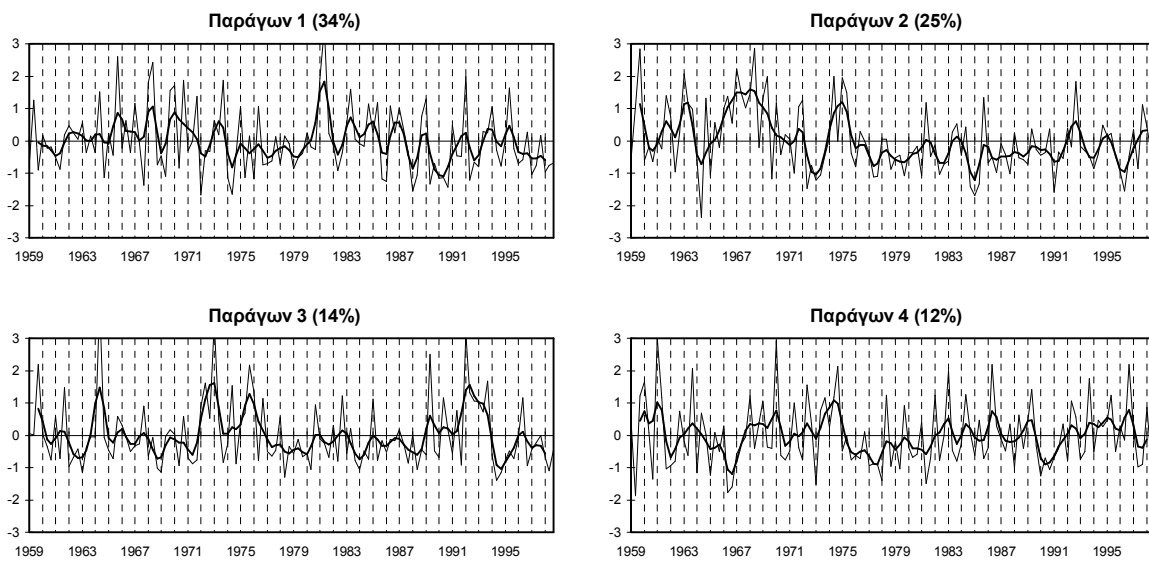
Σχήμα 3.11. Η κατανομή της μέσης ροής αισθητής θερμότητας (W/m^2) στην περιοχή της Μεσογείου κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

Για τη ροή της αισθητής θερμότητας, η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης οδήγησε σε 4 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 84% της ολικής διακύμανσης. Οι ισοπληθείς των φορτίων των παραγόντων (>0.7) παρουσιάζονται στο σχήμα 3.12, ενώ οι αντίστοιχες χρονικές διακυμάνσεις στο σχήμα 3.13.

Ο παράγων 1 (34% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την ευρύτερη θαλάσσια περιοχή της Μεσογείου δυτικά της Ιταλίας με εξαίρεση αυτή που βρίσκεται κοντά στο Γιβραλτάρ. Η ροή αισθητής καθώς και λανθάνουσας θερμότητας στην περιοχή αυτή επηρεάζεται σημαντικά από την ένταση και τη συχνότητα των ΒΔ ανέμων Mistral, οι οποίοι απάγουν σημαντικά ποσά ενέργειας από την επιφάνεια της θάλασσας (Bunker, 1972). Ο παράγων 2 (25% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει το ΝΑ τμήμα της λεκάνης. Ο παράγων 3 (14% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή του Αιγαίου και τέλος, ο παράγων 4 (12% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει το άκρο δυτικό τμήμα της Μεσογείου κοντά στο Γιβραλτάρ. Σχετικά με τις χρονικές διακυμάνσεις της ροής αισθητής θερμότητας στις παραπάνω περιοχές (σχήμα 3.13), αξίζει να σημειωθούν το μέγιστο περί το τέλος της δεκαετίας του 1960 στη ΝΑ Μεσόγειο, το μέγιστο στις αρχές της δεκαετίας του 1990 στην περιοχή του Αιγαίου, καθώς και η πτωτική τάση μετά το 1981 στην περιοχή δυτικά της Ιταλίας.



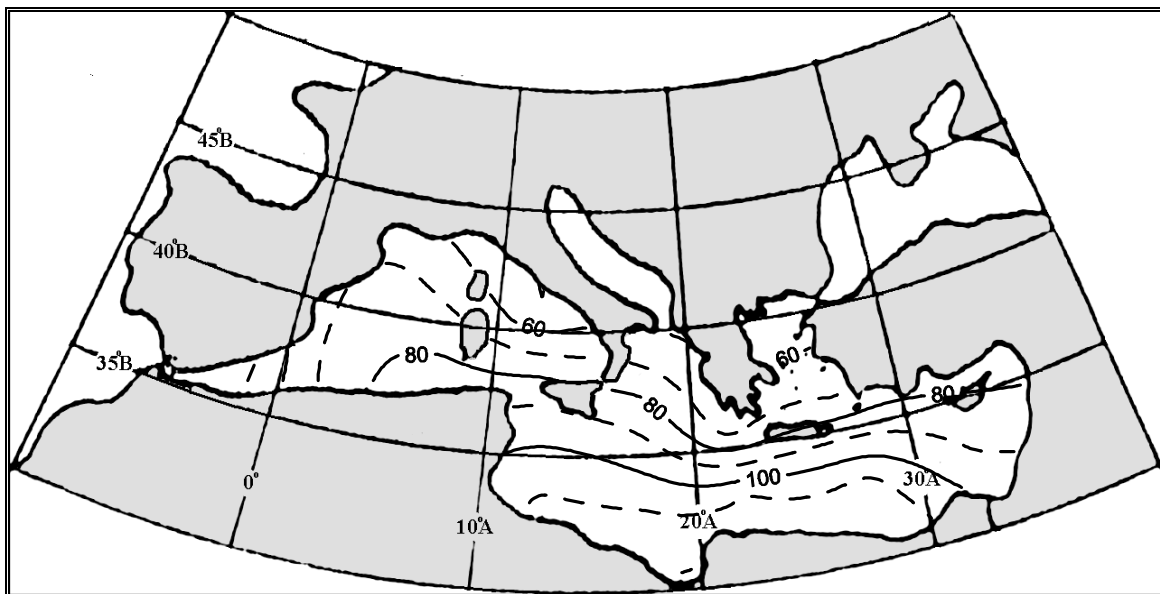
Σχήμα 3.12. Χειμώνας, SH: οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.7.



Σχήμα 3.13. Χειμώνας, SH: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

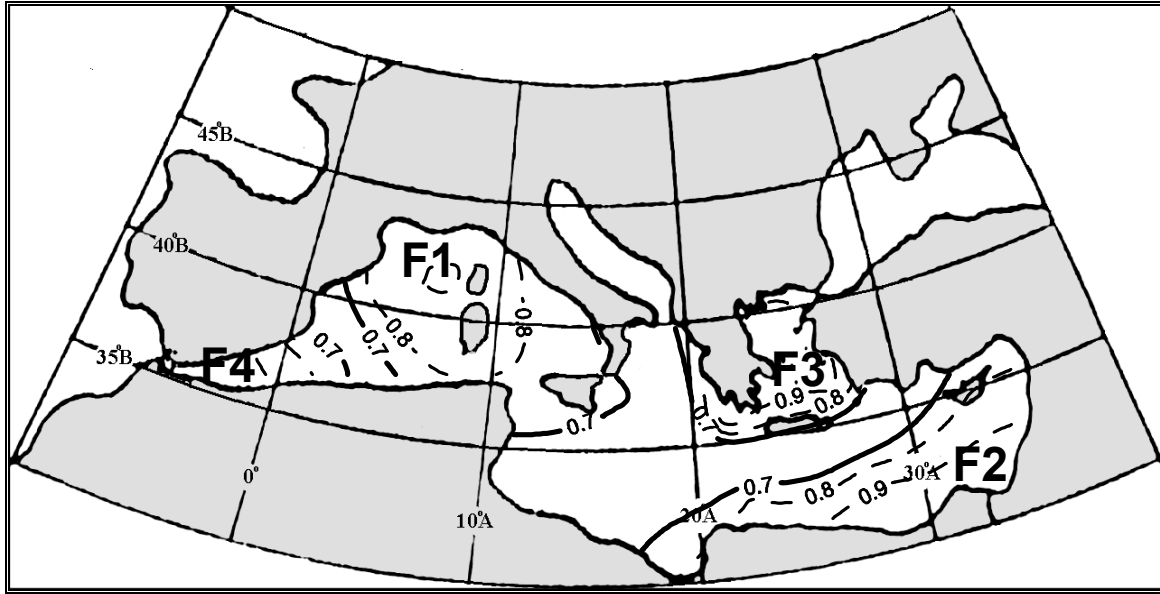
3.2.5 Ροή λανθάνουσας θερμότητας (LH)

Η εξάτμιση αποτελεί έναν από τους βασικότερους τρόπους μεταφοράς ενέργειας από την επιφάνεια της θάλασσας στην ατμόσφαιρα, λόγω της ροής λανθάνουσας θερμότητας που τη συνοδεύει. Στις τροπικές περιοχές μάλιστα, η ροή λανθάνουσας θερμότητας είναι ιδιαίτερα σημαντική για την ενίσχυση των τροπικών κυκλώνων, παρέχοντας εξαιρετικά υψηλά ποσά ενέργειας. Η χωρική κατανομή της μέσης ροής λανθάνουσας θερμότητας στη Μεσόγειο για το χειμώνα παρουσιάζεται στο σχήμα 3.14, όπου φαίνεται ότι οι τιμές είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες τιμές για τη ροή αισθητής θερμότητας. Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα του Bunker (1972), ο οποίος μετά από υπολογισμούς απέδειξε, ότι κατά το χειμώνα στην περιοχή της Μεσογείου τα ποσά ενέργειας που μεταφέρονται από τη θάλασσα στην ατμόσφαιρα μέσω της ροής λανθάνουσας θερμότητας είναι μεγαλύτερα από αυτά που μεταφέρονται μέσω της ροής αισθητής θερμότητας. Όπως προκύπτει από το σχήμα 3.14, η χωρική κατανομή της ροής λανθάνουσας θερμότητας εξαρτάται κυρίως από το γεωγραφικό πλάτος, με τις υψηλές τιμές να παρουσιάζονται στις νότιες και τις χαμηλές τιμές στις βόρειες περιοχές.

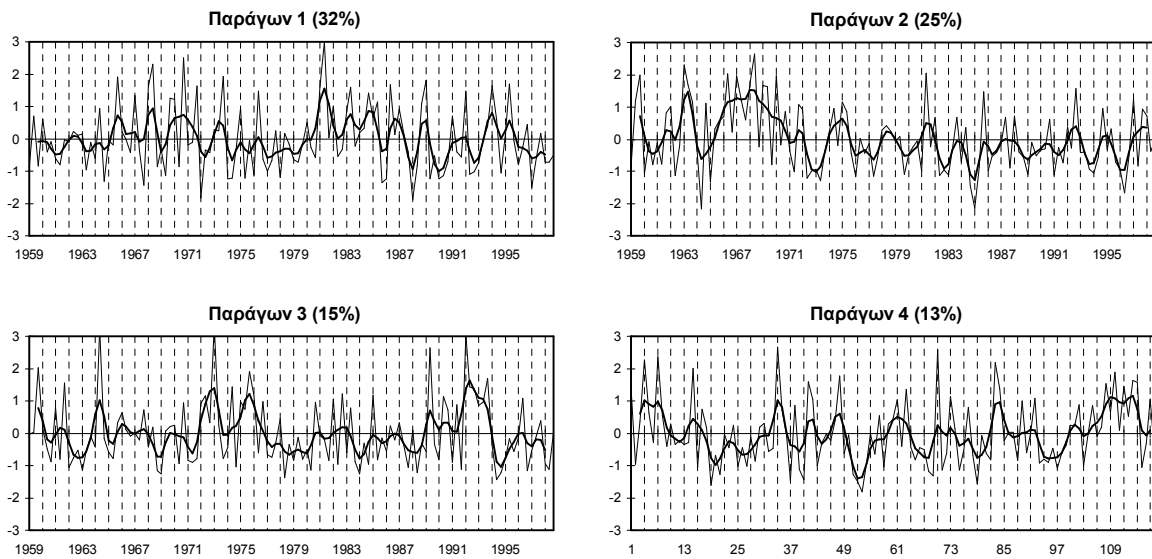


Σχήμα 3.14. Η κατανομή της μέσης ροής λανθάνουσας θερμότητας (W/m^2) στην περιοχή της Μεσογείου κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

Για τη ροή της λανθάνουσας θερμότητας, τα αποτελέσματα είναι παρόμοια με αυτά της αισθητής σε ότι αφορά τον αριθμό των παραγόντων που προκύπτουν, τη γεωγραφική κατανομή τους και τις χρονικές διακυμάνσεις τους. Οι 4 παράγοντες ερμηνεύουν συνολικά το 85% της ολικής διακύμανσης. Οι ισοπληθείς των φορτίων των παραγόντων (>0.7) και οι αντίστοιχες χρονικές τους διακυμάνσεις παρουσιάζονται στα σχήματα 3.15 και 3.16. Οι 4 παράγοντες ερμηνεύουν αντίστοιχα το 32%, το 25%, το 15% και το 13% της ολικής διακύμανσης. Συγκρίνοντας τα σχήματα 3.16 και 3.13, παρατηρούμε ότι οι χρονοσειρές των παραγόντων των ροών της λανθάνουσας και της αισθητής θερμότητας παρουσιάζουν υψηλή συνδιακύμανση και οι θέσεις των μεγίστων και των ελαχίστων φαίνονται να ταυτίζονται. Οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των χρονοσειρών των παραγόντων των δύο παραμέτρων είναι $r_1=0.95$, $r_2=0.92$, $r_3=0.98$ και $r_4=0.75$ για τους 4 παράγοντες αντιστοίχως, επιβεβαιώνοντας τον υψηλό βαθμό συνδιακύμανσης των δύο παραμέτρων.



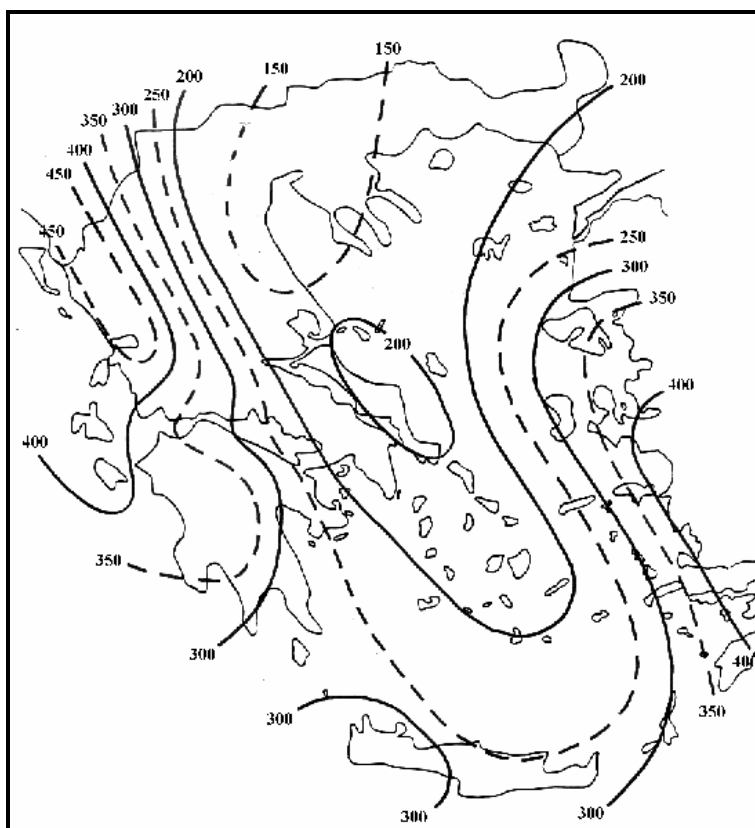
Σχήμα 3.15. Χειμώνας, LH: οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.7.



Σχήμα 3.16. Χειμώνας, LH: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

3.2.6 Ύψος υετού στον ελληνικό χώρο (PR)

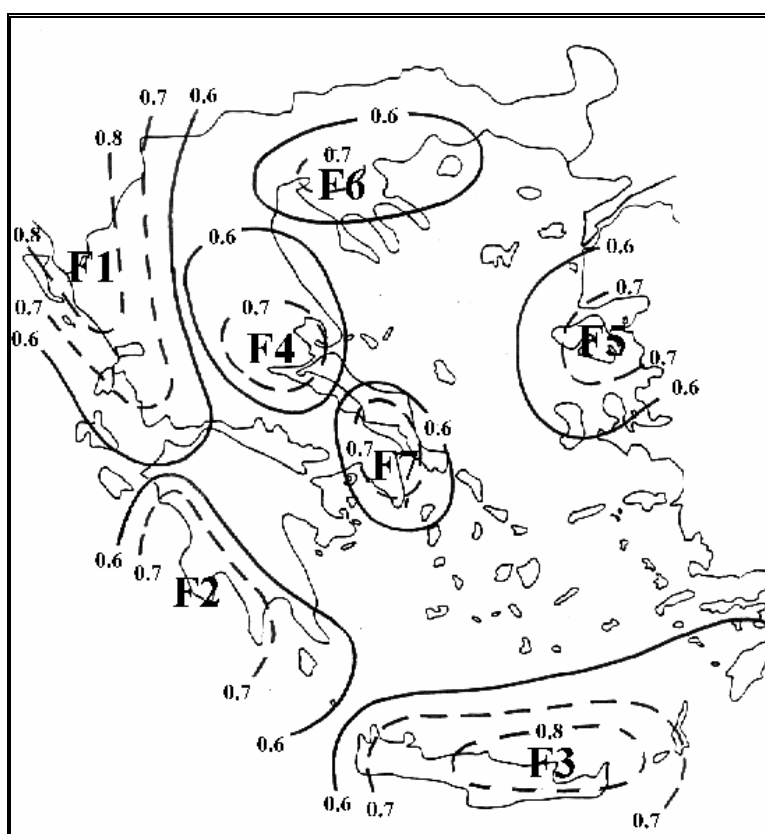
Ο υετός στον ελληνικό χώρο κατά τη χειμερινή εποχή είναι κυρίως αποτέλεσμα της δράσης των υφέσεων οι οποίες διέρχονται πάνω από την περιοχή κινούμενες γενικά εκ δυσμών προς ανατολάς. Τα ποσά υετού είναι μεγαλύτερα στις προσήνεμες πλευρές της δυτικής Ελλάδας και του ανατολικού Αιγαίου, όπου οι αέριες μάζες είναι υγρότερες λόγω της μεγαλύτερης διαδρομής τους πάνω από τη θάλασσα. Αντίθετα στην υπήνεμη πλευρά της ανατολικής ηπειρωτικής Ελλάδας τα ποσά είναι μικρότερα, λόγω του ότι οι αέριες μάζες αφήνουν μεγάλο μέρος της υγρασίας στις προσήνεμες πλαγιές της Πίνδου και κατέρχονται σημαντικά ξηρότερες (σχήμα 3.17) (Μεταξάς, 1972, Μαρσιολόπουλος, 1982, Κοτίνη-Ζαμπάκα, 1983, Lolis et al., 1999).



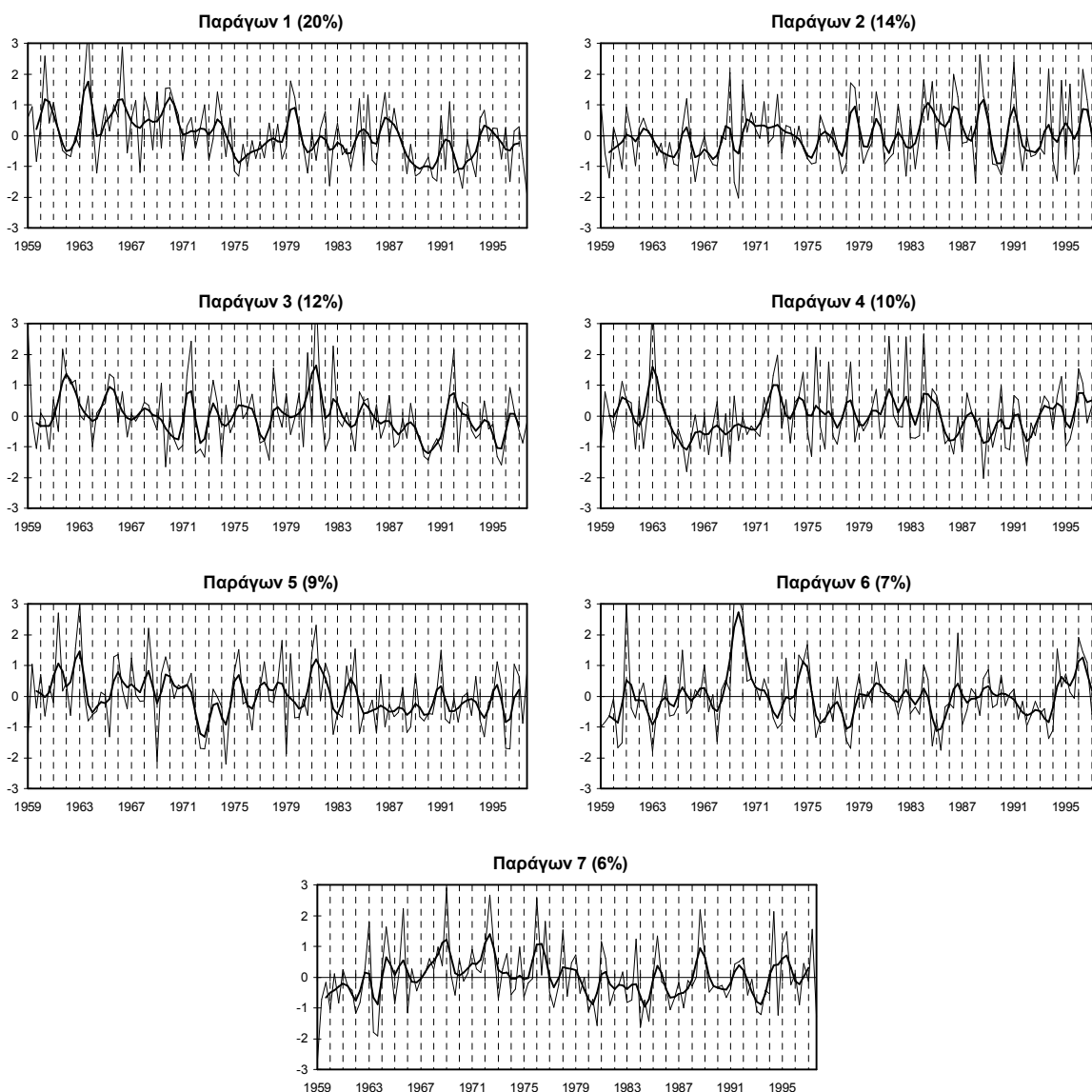
Σχήμα 3.17. Η κατανομή του μέσου ύψους υετού (mm) στον ελληνικό χώρο κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1959-97.

Για τον υετό στον ελληνικό χώρο, η παραγοντική ανάλυση οδήγησε σε 7 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 78% της ολικής διακύμανσης. Τα αποτελέσματα αυτής της ανάλυσης διαφέρουν από αυτά των Metaxas et al. (1998) ως προς τον αριθμό των παραγόντων και στις ομαδοποιήσεις των σταθμών. Αυτό πιθανότατα οφείλεται στο ότι στην παρούσα μελέτη η Παραγοντική Ανάλυση δεν εφαρμόζεται σε εποχικές τιμές για τον υετό, αλλά σε μηνιαίες. Έτσι, είναι δυνατό να αποκαλύπτονται χαρακτηριστικά της διακύμανσης του υετού τα οποία σκιάζονται στην περίπτωση που χρησιμοποιούνται εποχικά δεδομένα. Οι ιδιαιτερότητες π.χ. κάποιας περιοχής ως προς τον υετό για κάποιον από τους τρεις χειμερινούς μήνες ενδέχεται να μην αποκαλύπτονται στη περίπτωση που χρησιμοποιούνται εποχικά δεδομένα, κατά την οποία εμφανίζεται μια πιο εξομαλυσμένη εικόνα ως προς τις γεωγραφικές ομαδοποιήσεις. Οι ισοπληθείς των φορτίων των παραγόντων παρουσιάζονται στο σχήμα 3.18, ενώ οι αντίστοιχες χρονικές διακυμάνσεις τους στο σχήμα 3.19. Στο σχήμα 3.18 παρουσιάζονται και οι ισοπληθείς του 0.6, αφού οι τιμές των φορτίων είναι γενικά

χαμηλότερες σε σχέση με αυτές των άλλων παραμέτρων. Αυτό συμβαίνει επειδή ο νετός επηρεάζεται περισσότερο από τοπογραφικές ιδιαιτερότητες και μεγαλύτερο μέρος της διακύμανσης του είναι μη ερμηνεύσιμο από συνοπτική άποψη. Ο παράγων 1 (20% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στη ΒΔ Ελλάδα στην οποία παρατηρείται πτωτική τάση του νετού καθ' όλη τη διάρκεια της περιόδου. Η πτωτική αυτή τάση βρίσκεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα διαφόρων εργασιών που έχουν γίνει για τον νετό του ελληνικού χώρου (π.χ. Metaxas et al., 1998, Πνευματικός και Κατσούλης, 2000, Χορλακί et al., 2000). Ο παράγων 2 (14% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει τους σταθμούς της ΝΔ Ελλάδας και χαρακτηρίζεται από έντονες διακυμάνσεις κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών. Στην περιοχή της Κρήτης αντιστοιχεί ο παράγων 3 (12% της ολικής διακύμανσης), όπου παρατηρείται ένα μέγιστο περί το 1980 και πτωτική τάση στη συνέχεια. Ο παράγων 4 (10% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή της Θεσσαλίας, ο παράγων 5 (9% της ολικής διακύμανσης) το ΒΑ Αιγαίο, ο παράγων 6 (7% της ολικής διακύμανσης) την κεντρική και ανατολική Μακεδονία και τέλος ο παράγων 7 (6% της ολικής διακύμανσης) την Αττική.



Σχήμα 3.18. Χειμώνας, PR: οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.6.



Σχήμα 3.19. *Χειμώνας, PR:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

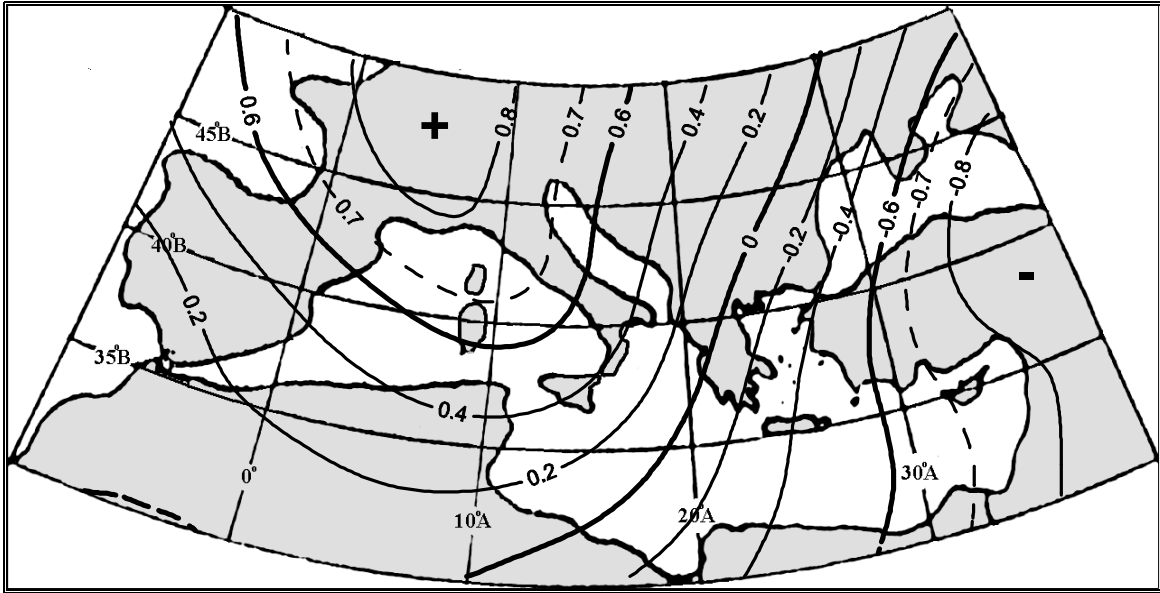
3.2.7 Σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας (T-850hPa-SST)

Η Ανάλυση Κανονικής Συσχέτισης (CCA) εφαρμόστηκε στις δύο ομάδες των χρονοσειρών των παραγόντων των θερμοκρασιών αέρα και επιφάνειας της θάλασσας και απεκάλυψε ένα μόνο στατιστικά σημαντικό κανονικό ζεύγος (επίπεδο εμπιστοσύνης 95%). Το ζεύγος αυτό (W,V) ερμηνεύει το 64% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 10% της διακύμανσης του πεδίου της T-850hPa και το 10% της διακύμανσης του πεδίου της SST. Ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των κανονικών μεταβλητών W και V (κανονικός συντελεστής συσχέτισης) είναι $r = 0.61$.

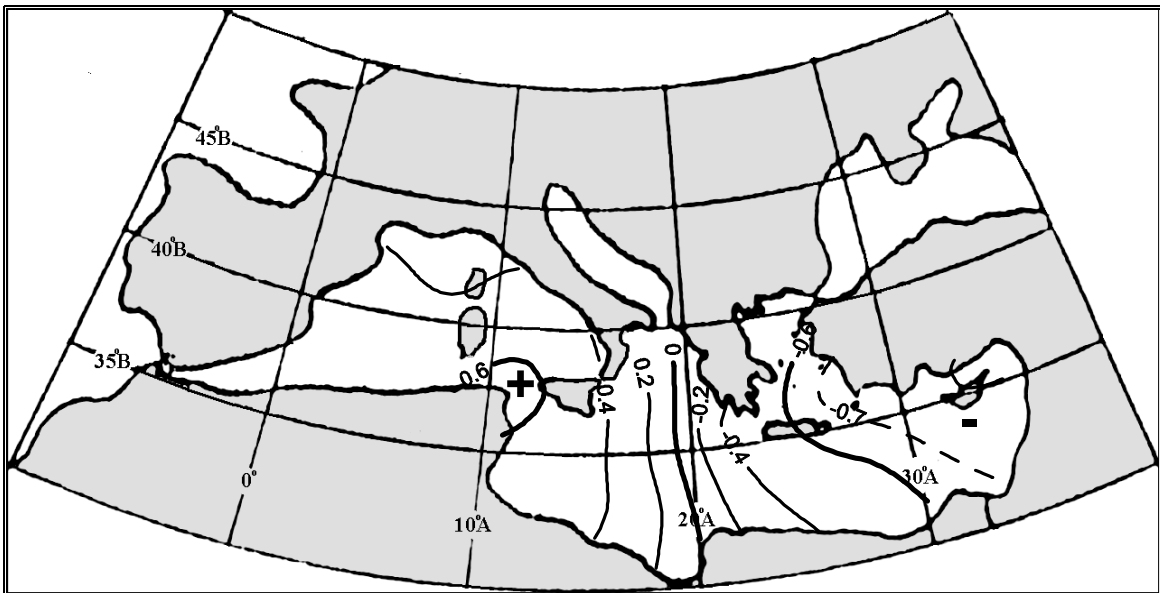
Το μοναδικό στατιστικά σημαντικό κανονικό ζεύγος αντιστοιχεί σε δύο ταυτόχρονες τηλεσυνδέσεις τύπου «τραμπάλας» (seesaw). Για την T-850hPa, η τηλεσύνδεση εντοπίζεται μεταξύ Δ Ευρώπης και Μέσης Ανατολής (W - σχήμα 3.20), ενώ για την SST, η τηλεσύνδεση εμφανίζεται μεταξύ κεντρο-δυτικής και ανατολικής Μεσογείου (V – σχήμα 3.21). Έτσι, όταν επικρατούν υψηλές θερμοκρασίες στην περιοχή της δυτικής Ευρώπης, επικρατούν ταυτόχρονα χαμηλές θερμοκρασίες στη Μέση Ανατολή, ενώ η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας είναι υψηλότερη της κανονικής τιμής στην κεντρο-δυτική Μεσόγειο και χαμηλότερη της κανονικής τιμής στην ανατολική Μεσόγειο. Για το πεδίο T-850hPa, οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ της W και των «φιλτραρισμένων» (προβαλλομένων στους παράγοντες) χρονοσειρών της T-850hPa είναι μεγαλύτεροι από $r = 0.8$ πάνω από τη Γαλλία και μικρότεροι από $r = -0.8$ πάνω από τη Μέση Ανατολή, ενώ για το πεδίο της SST, οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ της V και των «φιλτραρισμένων» χρονοσειρών της SST είναι περίπου $r = 0.6$ στην περιοχή της Σικελίας και μικρότεροι από $r = -0.7$ στην περιοχή της Κύπρου. Οι χρονοσειρές των τιμών των κανονικών μεταβλητών πρακτικά προσεγγίζουν τις χρονικές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας στα κέντρα των παραπάνω τηλεσυνδέσεων τύπου «τραμπάλας». Σύμφωνα με αυτές τις διακυμάνσεις (σχήμα 3.22), υπάρχει μια γενικά αυξητική τάση της θερμοκρασίας στην περιοχή της δυτικής Μεσογείου καθ' όλη τη διάρκεια της περιόδου. Αυτό είναι εμφανές τόσο στην T-850hPa όσο και στην SST. Το αντίθετο (πτωτική τάση) ισχύει για την ανατολική Μεσόγειο, λόγω του αντίθετου προσήμου των συντελεστών συσχέτισης. Αυτή η πτωτική τάση της SST στην ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών βρίσκεται σε συμφωνία με τα ευρήματα πολλών ερευνητών, τα οποία προέκυψαν με την εφαρμογή διαφόρων μεθοδολογιών (π.χ. Metaxas et al., 1991, Sahsamanglou and Makrogiannis, 1992, Bartzokas et al., 1994).

Για να αποκτήσουμε μια ρεαλιστική εικόνα για τη θετική και αρνητική φάση αυτών των τηλεσυνδέσεων, ταξινομήθηκαν οι τιμές και των δύο κανονικών μεταβλητών από την υψηλότερη προς τη χαμηλότερη τιμή και επιλέχθηκαν αυτές τις τιμές των μηνών που αντιστοιχούν στο υψηλότερο και στο χαμηλότερο ένα δέκατο (deciles), δηλαδή στις 12 υψηλότερες και στις 12 χαμηλότερες τιμές. Στη συνέχεια, κατασκευάστηκαν οι μέσοι χάρτες των θερμοκρασιακών αποχών για τους 12 μήνες με τις υψηλότερες τιμές και τους 12 μήνες με τις χαμηλότερες τιμές για κάθε κανονική μεταβλητή (σχήματα 3.23-3.26). Αυτοί οι χάρτες δείχνουν ότι η Μεσόγειος είναι χωρισμένη σε δύο υπο-περιοχές που παρουσιάζουν αντιθέτου προσήμου αποχές, τόσο για την T-850hPa όσο και για την SST. Για το πεδίο της T-850hPa, οι μήνες με τις υψηλότερες τιμές της W παρουσιάζουν μεγαλύτερες από $+2^{\circ}\text{C}$ αποχές θερμοκρασίας πάνω από τη Γαλλία και μικρότερες από -3°C πάνω από ανατολική Μαύρη Θάλασσα και τη Μέση Ανατολή (σχήμα 3.23), ενώ οι μήνες με τις χαμηλότερες τιμές της W παρουσιάζουν αποχές θερμοκρασίας μικρότερες από -3°C πάνω από την κεντρική Ευρώπη και μεγαλύτερες από $+2^{\circ}\text{C}$ πάνω από την ανατολική Μαύρη Θάλασσα και τη Μέση Ανατολή (σχήμα 3.24). Ομοίως, για το πεδίο της SST, οι μήνες με τις υψηλότερες τιμές της V παρουσιάζουν αποχές της SST περίπου $+0.4^{\circ}\text{C}$ στο ΝΔ τμήμα της Μεσογείου και μικρότερες από -0.8°C στο ΒΑ τμήμα της λεκάνης (σχήμα 3.25), ενώ οι μήνες με τις χαμηλότερες τιμές

της V παρουσιάζουν απόχες της SST μικρότερες από -0.6°C στο ΝΔ τμήμα και μεγαλύτερες από 0.6°C στο ΒΑ τμήμα της λεκάνης (σχήμα 3.26).

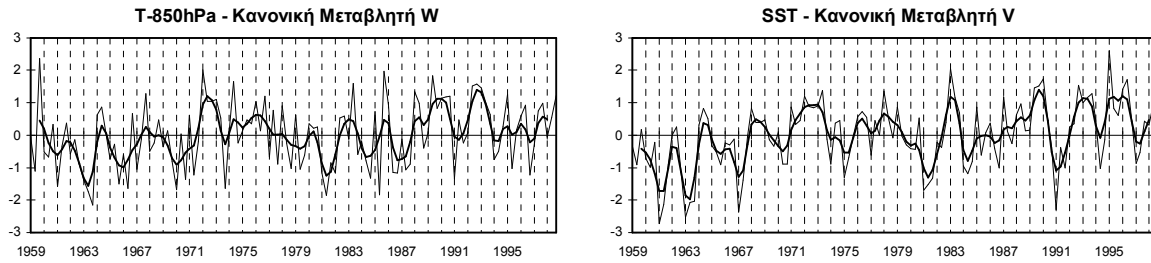


Σχήμα 3.20. Χειμώνας, $T-850\text{hPa}-\text{SST}$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W και των χρονοσειρών της $T-850\text{hPa}$.

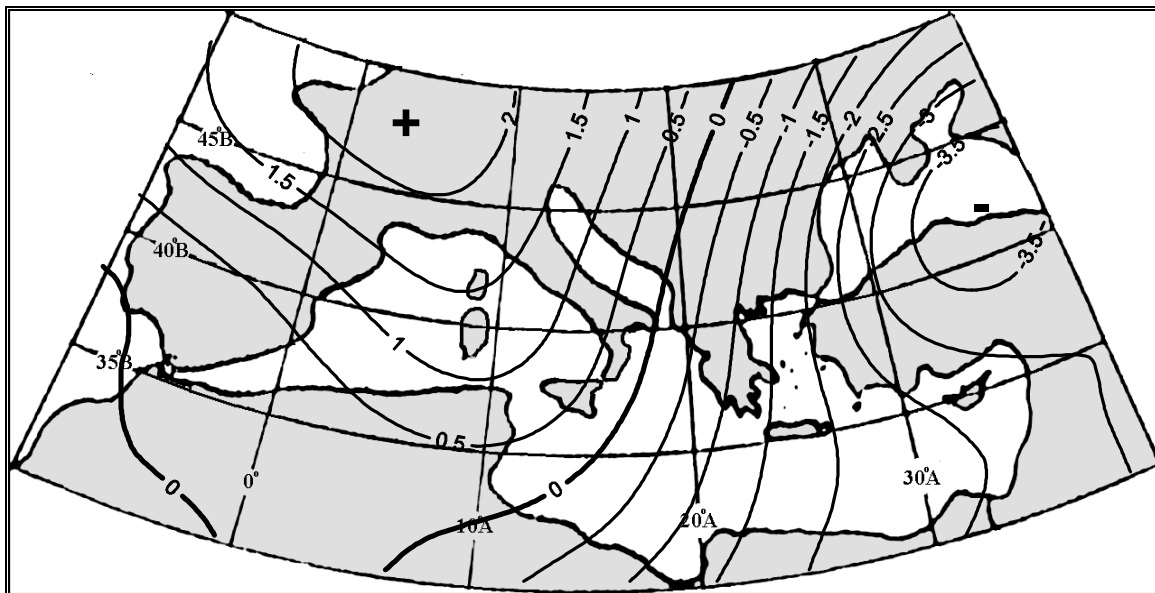


Σχήμα 3.21. Χειμώνας, $T-850\text{hPa}-\text{SST}$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V και των χρονοσειρών της SST.

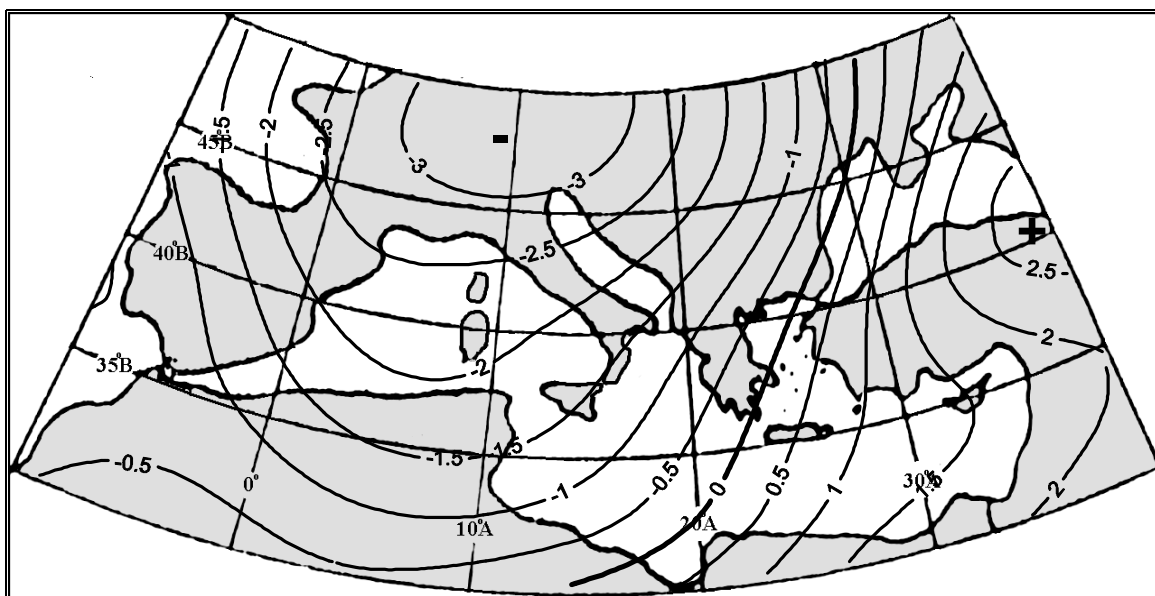
Χειμώνας, T-850hPa-SST
Κανονικό Ζεύγος W, V - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r = 0.61$



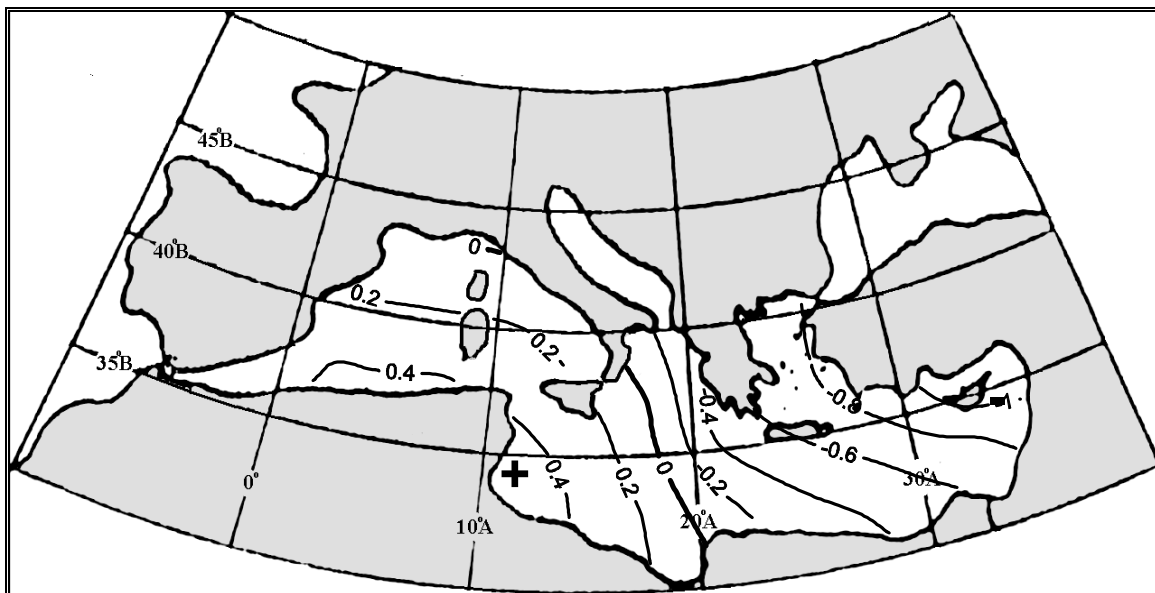
***Σχήμα 3.22.** Χειμώνας, T-850hPa-SST: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W και V. Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.*



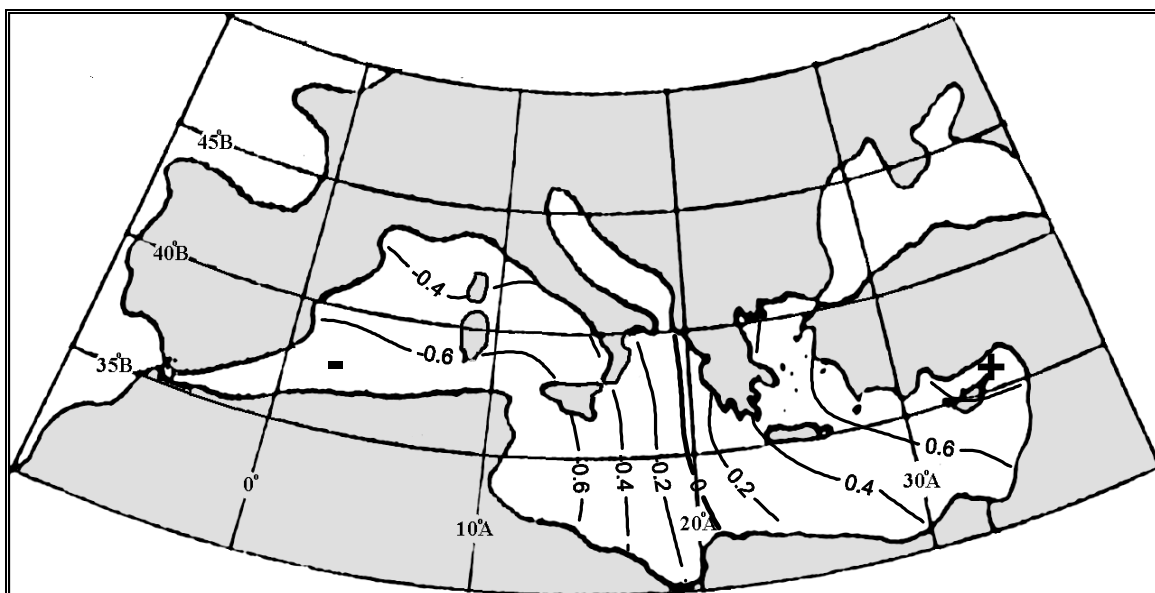
Σχήμα 3.23. Χειμώνας, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της T-850hPa (°C) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W.



Σχήμα 3.24. Χειμώνας, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της T-850hPa (°C) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W.



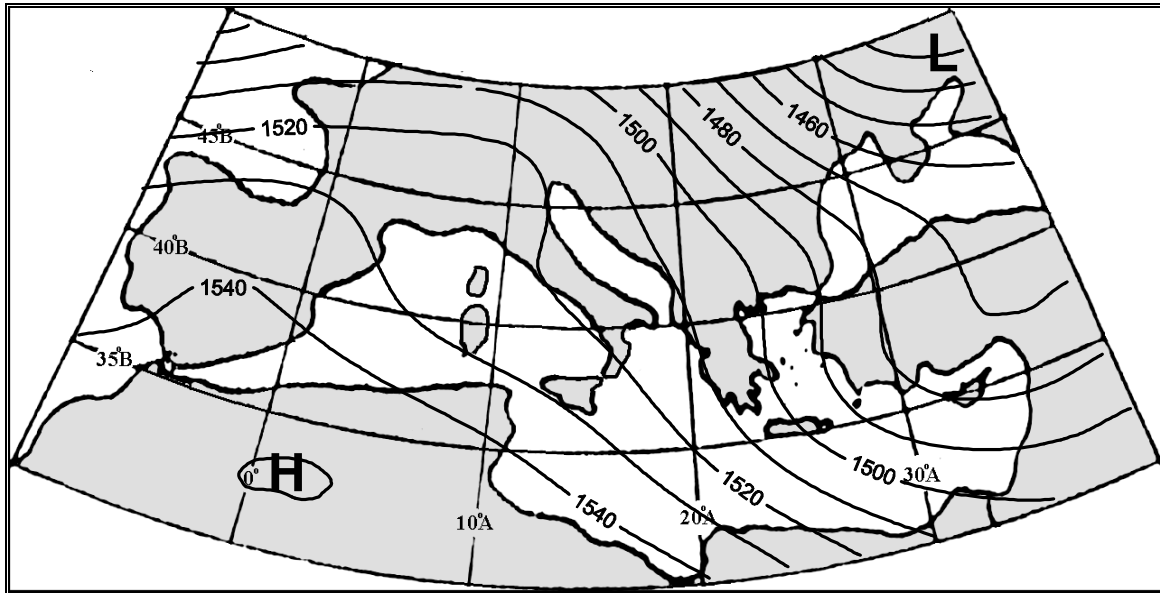
Σχήμα 3.25. *Χειμώνας, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST (°C) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V.*



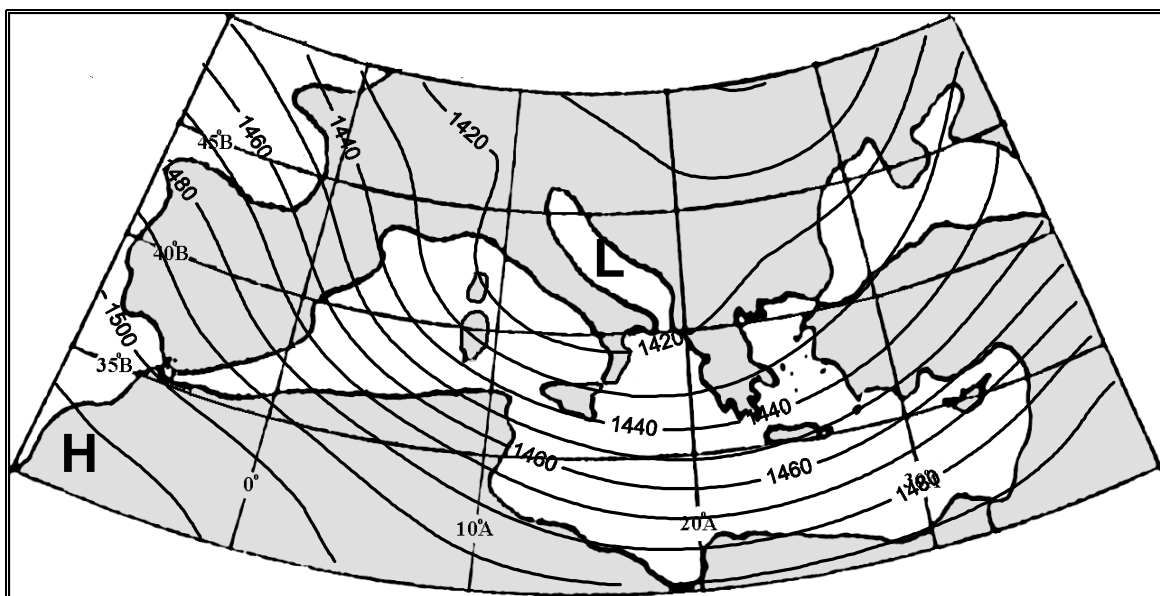
Σχήμα 3.26. *Χειμώνας, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST (°C) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V.*

Στη συνέχεια, για τις παραπάνω περιπτώσεις των ακραίων αποχών της θερμοκρασίας της στάθμης των 850hPa, κατασκευάσαμε τους αντίστοιχους χάρτες του γεωδυναμικού ύψους της στάθμης των 850hPa και των αποχών του, έτσι ώστε να αποκαλύψουμε τα χαρακτηριστικά της κυκλοφορίας που ευνοούν τις δύο ακραίες κατανομές των αποχών της T-850hPa (σχήματα 3.27-3.30). Από αυτούς τους χάρτες, είναι προφανές ότι η θετική φάση της θερμοκρασιακής τηλεσύνδεσης συνδέεται με μια έντονη αντικυκλωνική δραστηριότητα πάνω από τη δυτική Ευρώπη, η οποία συνδέεται με την ένταση και τη θέση του μεγάλης κλίμακας υποτροπικού αντικυκλώνα των Αζορών (σχήματα 3.27, 3.29). Αυτή η κατάσταση οδηγεί αφ ενός σε ψυχρές μεταφορές θερμότητας (cold advection) πάνω από την ανατολική Μεσόγειο που μπορεί να οφείλονται σε συχνές εισβολές ψυχρού αέρα προερχόμενου από τη βόρεια Ευρώπη και αφ ετέρου σε θερμές μεταφορές θερμότητας (warm advection) πάνω από τη δυτική Μεσόγειο (σχήμα 3.23). Αντιθέτως, η αρνητική φάση της τηλεσύνδεσης σχετίζεται με

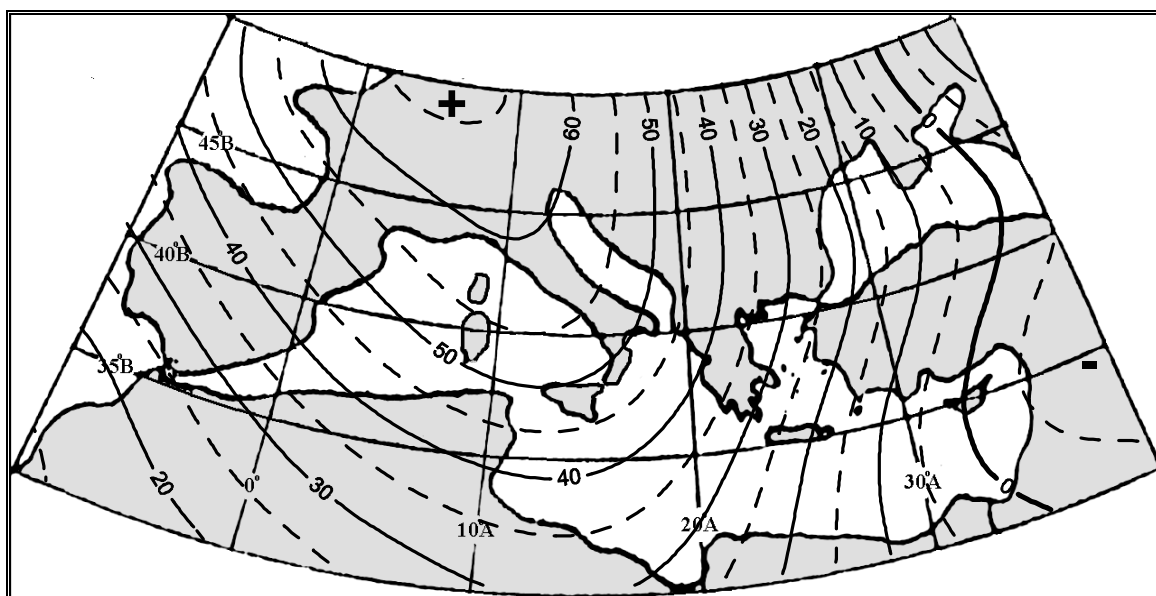
έντονη υφειακή δραστηριότητα πάνω από την κεντρική Μεσόγειο, λόγω της εξασθένησης των αντικυκλωνικών εξάρσεων που συνδέονται με τον αντικυκλώνα των Αζορών, η οποία επιτρέπει στους δυτικούς ανέμους να επικρατούν πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (σχήματα 3.28, 3.30). Αυτή η κατάσταση οδηγεί σε συχνές κυκλογενέσεις και διελεύσεις υφέσεων πάνω από την κεντρική Μεσόγειο, οι οποίες προκαλούν θερμή μεταφορά θερμότητας στο ανατολικό τμήμα και ψυχρή στο δυτικό (σχήμα 3.24). Τα παραπάνω βρίσκονται γενικά σε συμφωνία με τα ευρήματα των Maheras et al. (1999), που αναφέρονται στις συνοπτικές καταστάσεις που ευνοούν τις ψυχρές και τις θερμές αποχές στην περιοχή της Μεσογείου.



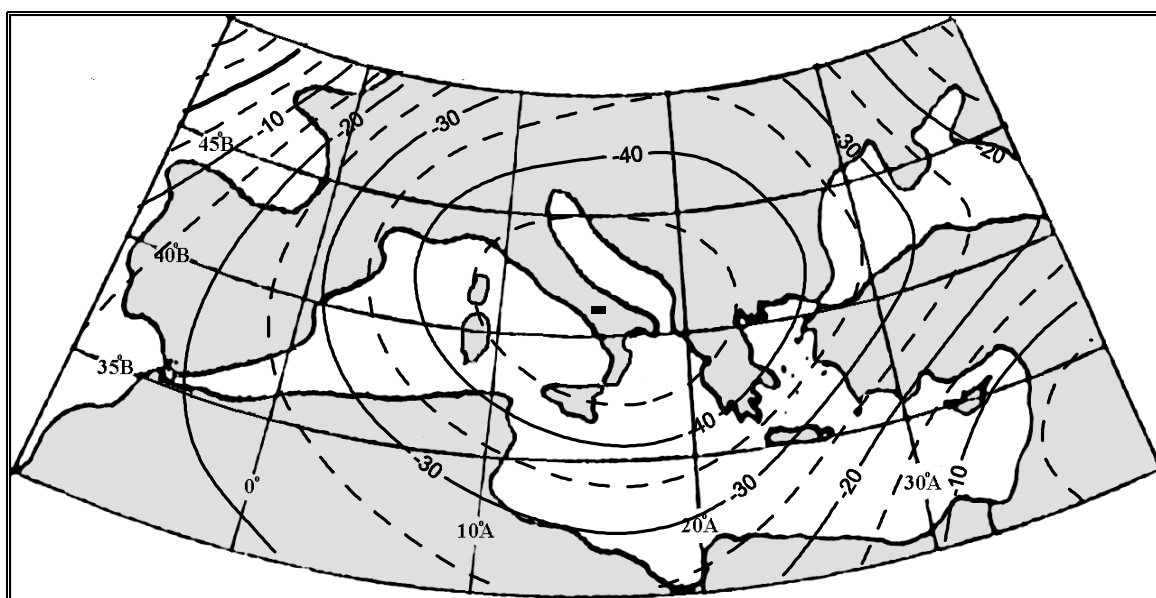
Σχήμα 3.27. Χειμώνας, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W.



Σχήμα 3.28. Χειμώνας, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W.



Σχήμα 3.29. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W .

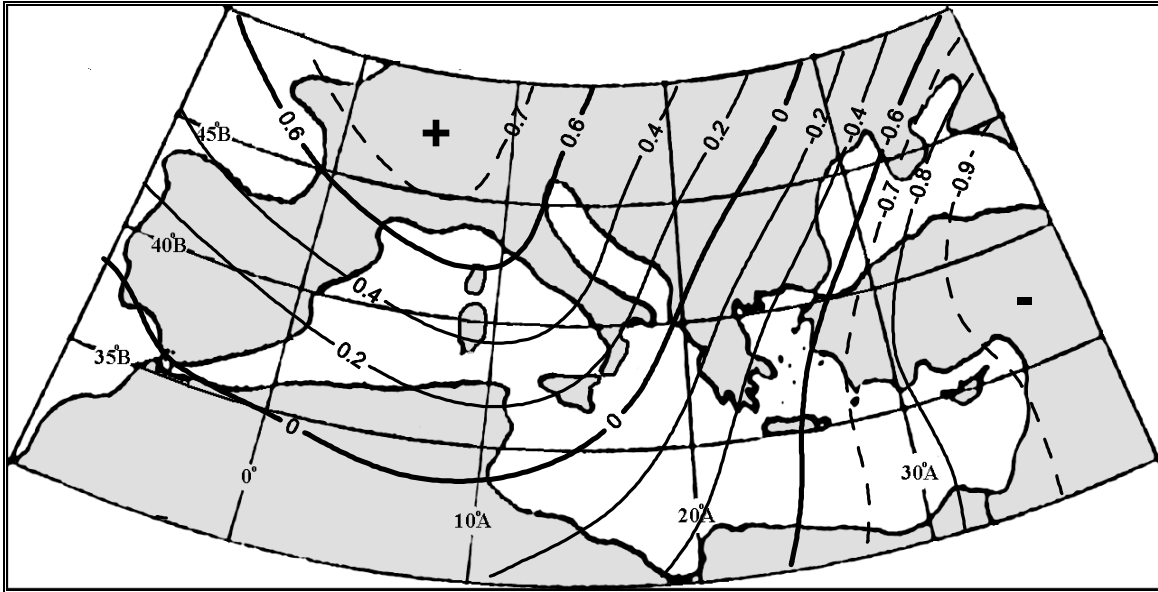


Σχήμα 3.30. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W .

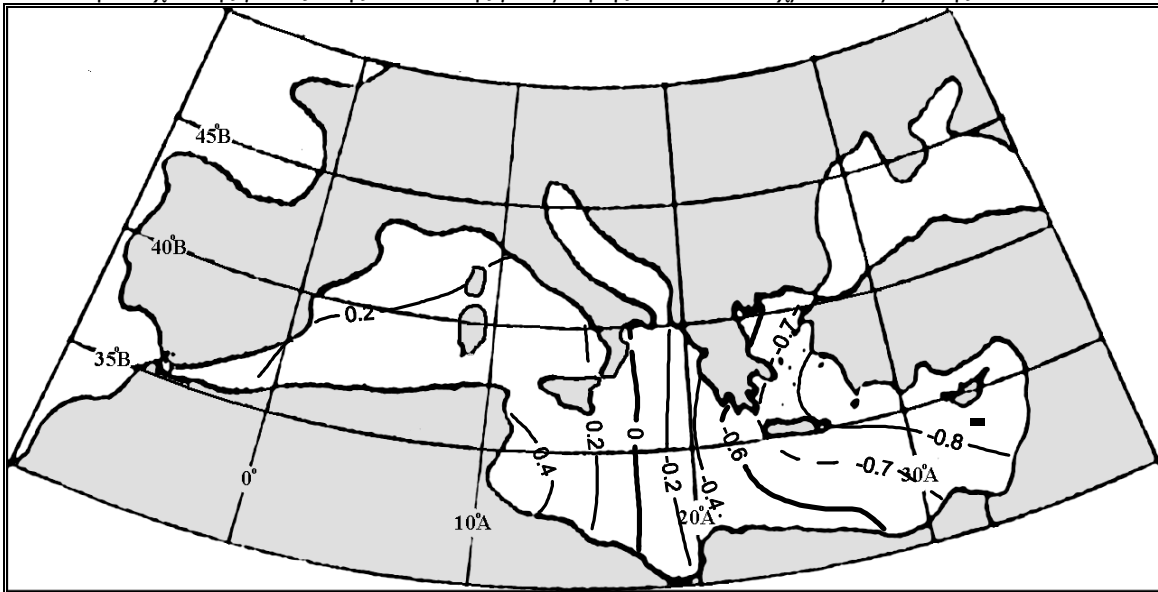
Οι παραπάνω δύο κύριοι χαρακτηριστικοί τύποι κυκλοφορίας επηρεάζουν όχι μόνο τη θερμοκρασία, αλλά και άλλες κλιματικές παραμέτρους στην περιοχή της Μεσόγειο όπως τον υετό (Metaxas et al., 1993, Maheras et al., 1999). Η τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» μεταξύ δυτικής και ανατολικής Μεσογείου, απεκαλύφθη από τους Conte et al. (1989) για το γεωδυναμικό ύψος των 500hPa και ονομάστηκε «Κύμανση της Μεσογείου» (Mediterranean Oscillation). Από τότε, και άλλοι ερευνητές έχουν εξετάσει την παραπάνω κύμανση, μελετώντας τη μεταβλητότητα της θερμοκρασίας πάνω από την ευρύτερη περιοχή, σε συνδυασμό με τη χρήση δεικτών κυκλοφορίας (Kutiel and Maheras, 1998, Maheras and Kutiel, 1999). Ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W της $T-850hPa$ που υπολογίστηκε στην παρούσα διατριβή και του δείκτη της Κύμανσης της Μεσογείου (Mediterranean Oscillation Index, MOI) όπως ορίστηκε από τους Conte et al. (1989) αλλά σε

μηνιαία βάση υπολογίστηκε ίσος με $r = 0.60$, επιβεβαιώνοντας έτσι ότι υπάρχει σαφής στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ των δύο κυμάνσεων. Είναι γνωστό επίσης ότι η κύμανση του Β Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO) συνδέεται με το θερμοκρασιακό καθεστώς πολλών περιοχών της Ευρώπης, της Β Αφρικής και της Μέσης Ανατολής (Hurrell and van Loon, 1997, World Meteorological Organization, 1998, Greatbatch, 2000). Παρά το γεγονός ότι κάποιες από αυτές τις περιοχές επικαλύπτονται με αυτές της ΜΟ, οι Conte et al. (1989) δεν απεκάλυψαν στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ των δεικτών των δύο κυμάνσεων ΜΟ και ΝΑΟ. Πάντως, συσχετίζοντας τη W κανονική μεταβλητή της T-850hPa με το δείκτη της ΝΑΟ όπως δίνεται από τους Jones et al. (1997), βρίσκουμε συντελεστή συσχέτισης $r = 0.33$, ο οποίος είναι στατιστικά σημαντικός σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99% υποδηλώνοντας έτσι κάποια εξάρτηση της ΜΟ από τη ΝΑΟ, όπως άλλωστε αναμενόταν, λόγω της επικάλυψης των γεωγραφικών περιοχών στις οποίες αναφέρονται οι δύο κυμάνσεις. Αυτό σημαίνει, ότι θετικός δείκτης ΝΑΟ συνδέεται γενικά με θετικές αποχές θερμοκρασίας πάνω από τη Γαλλία και αρνητικές αποχές πάνω από την ανατολική Μεσόγειο και τη Μέση Ανατολή και αντιστρόφως.

Στη συνέχεια, εξετάζεται η πιθανή σχέση μεταξύ των δύο παραμέτρων θεωρώντας χρονική υστέρηση της μίας έναντι της άλλης ενός μηνός ή και μεγαλύτερη. Βρέθηκε ότι τα αποτελέσματα της CCA είναι στατιστικά σημαντικά μόνο κατά την περίπτωση που η T-850hPa προηγείται της SST κατά ένα μήνα. Αυτό σημαίνει η ακολουθία των μηνών Δεκέμβριος – Ιανουάριος - Φεβρουάριος για την T-850hPa, αντιστοιχίζεται στην ακολουθία Ιανουάριος – Φεβρουάριος – Μάρτιος για την SST. Σε αυτή την περίπτωση, προέκυψε μόνο ένα στατιστικά σημαντικό κανονικό ζεύγος, σχεδόν πανομοιότυπο με αυτό που προέκυψε κατά την ανάλυση χωρίς την ύπαρξη χρονικής υστέρησης (σχήματα 3.31-3.33). Το ζεύγος αυτό (W', V') ερμηνεύει το 63% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 10% της διακύμανσης της T-850hPa και το 10% της διακύμανσης της SST. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης είναι ίσος με $r' = 0.63$, πρακτικά ίσος με αυτόν της προηγούμενης ανάλυσης. Έτσι, μπορούμε εμμέσως να συμπεράνουμε την ύπαρξη εμμονής της SST της τάξεως του ενός μηνός, η οποία σχετίζεται με την υψηλή θερμοχωρητικότητα του θαλάσσιου νερού σε σύγκριση με αυτή του αέρα. Οι αντίστοιχοι χάρτες των αποχών της θερμοκρασίας καθώς και του γεωδυναμικού ύψους και των αποχών του για τους μήνες που αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες και τις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές των κανονικών μεταβλητών παρουσιάζονται στα σχήματα 3.34-3.41. Στα σχήματα αυτά, φαίνεται μια κατάσταση παρόμοια με αυτή της προηγούμενης ανάλυσης. Έτσι μπορούμε να συμπεράνουμε, ότι κατά το χειμώνα, η ατμοσφαιρική κυκλοφορία ευνοεί την ύπαρξη της «Γαλάντωσης της Μεσογείου» η οποία είναι κυρίως υπεύθυνη για τη θερμοκρασιακή τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» στην κατώτερη τροπόσφαιρα. Αυτή η τηλεσύνδεση μεταδίδεται επίσης στη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας της Μεσογείου με μια χρονική απόκριση μικρότερη του ενός μηνός λόγω της διαφοράς θερμοχωρητικότητας αέρα – θάλασσας. Για να επιβεβαιώσουμε τα παραπάνω συμπεράσματα, υπολογίσαμε τους συντελεστές συσχέτισης μεταξύ $W-W'$, $W-V'$ και $V-V'$. Βρήκαμε ότι, $r(W, W') = 0.97$, $r(W, V') = 0.60$ και $r(V, V') = 0.68$. Ο συντελεστής $r(W, W')$ βρέθηκε εξαιρετικά υψηλός, αφού οι W και W' αναφέρονται στην ίδια παράμετρο, στις ίδιες περιοχές και στους ίδιους μήνες. Ο συντελεστής $r(V, V')$ είναι υψηλότερος από τον $r(W, V')$, υποστηρίζοντας τον ισχυρισμό μας, ότι η εμμονή της τάξεως του ενός μηνός της SST είναι κυρίως υπεύθυνη για τη σχέση μεταξύ των δύο παραμέτρων (η διαφορά μεταξύ των δύο συντελεστών, 0.08, είναι στατιστικά σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 70%). Τέλος, υπολογίσαμε το συντελεστή αυτό-συσχέτισης της μεταβλητής V για χρονική υστέρηση ενός μηνός. Ο συντελεστής αυτός βρέθηκε ίσος με $r = 0.72$, παρέχοντας μια ακόμα επιβεβαίωση των συμπερασμάτων μας (Lolis et al., 2002).

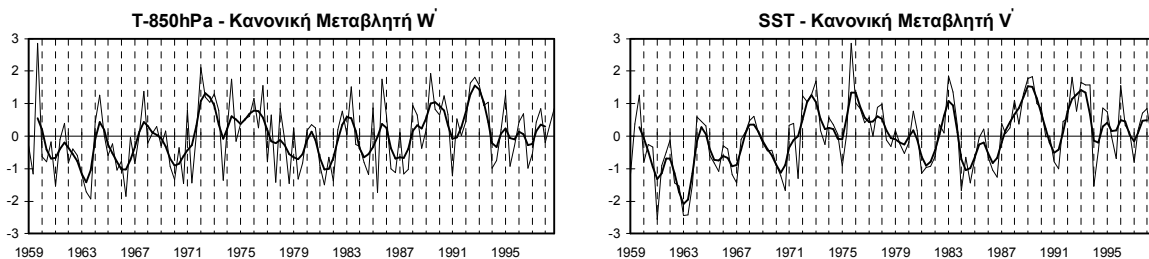


Σχήμα 3.31. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W' και των χρονοσειρών της T-850hPa.

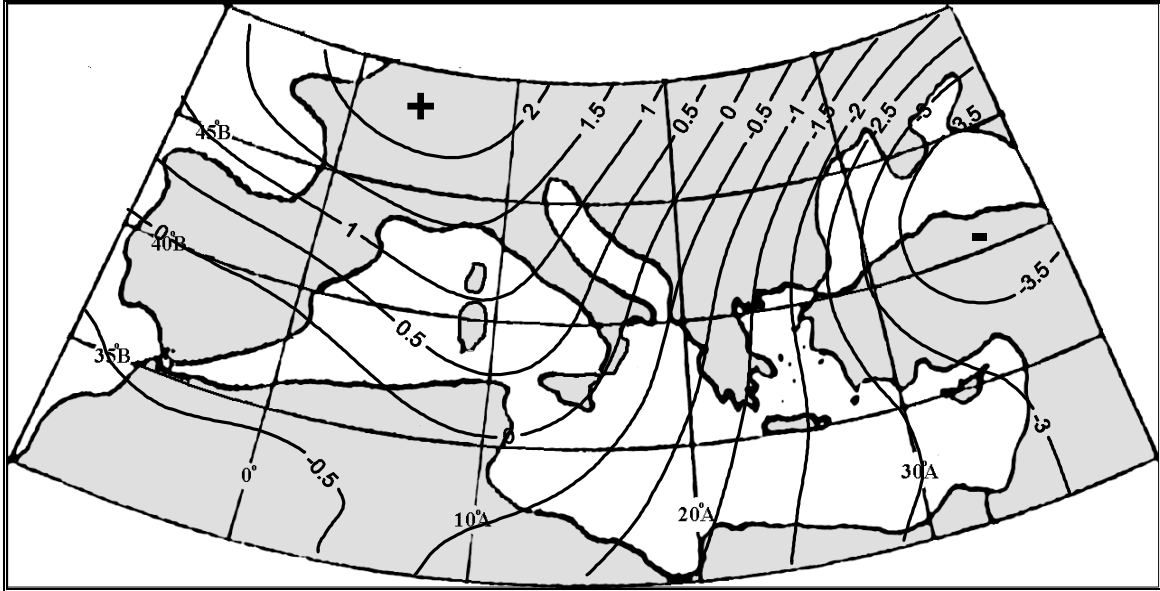


Σχήμα 3.32. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V' και των χρονοσειρών της SST

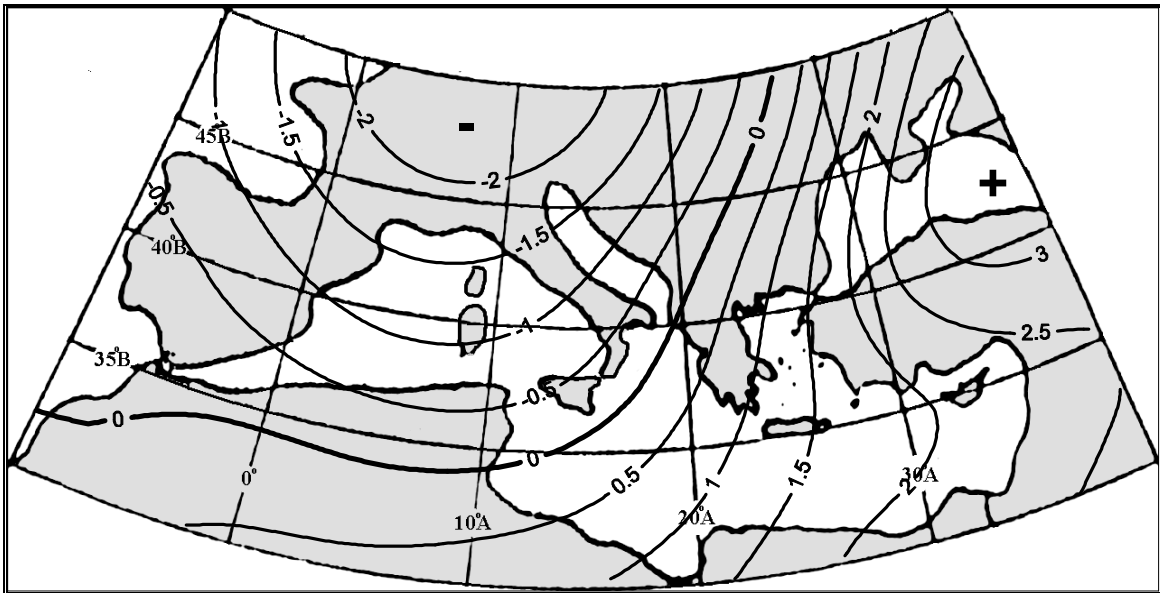
Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST)
Κανονικό Ζεύγος W' , V' - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r' = 0.63$



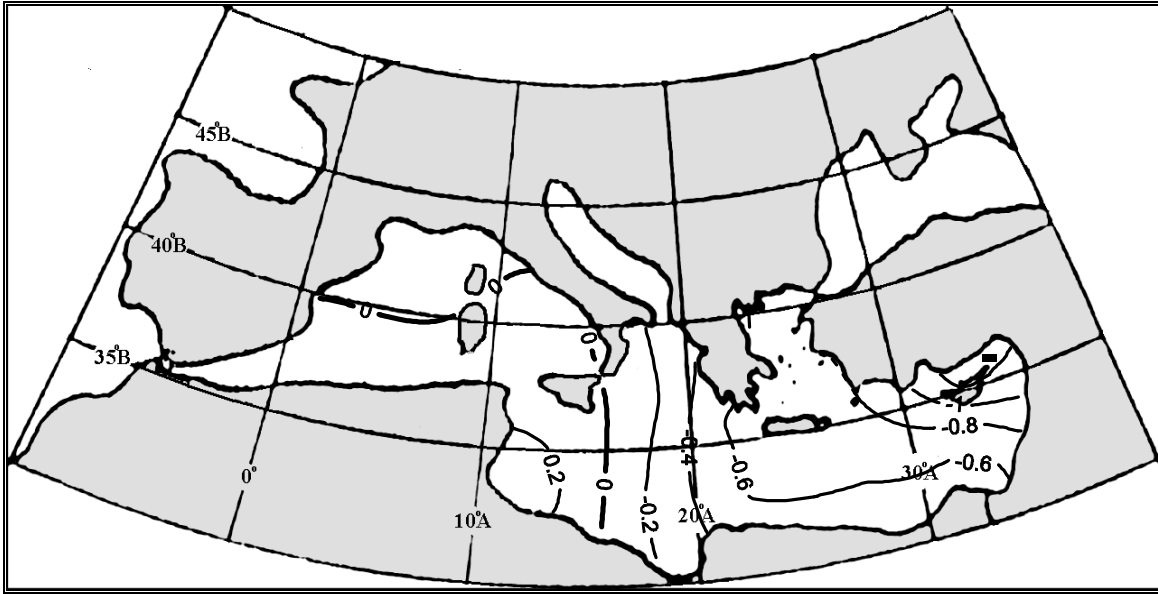
Σχήμα 3.33. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W' και V' . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε, χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



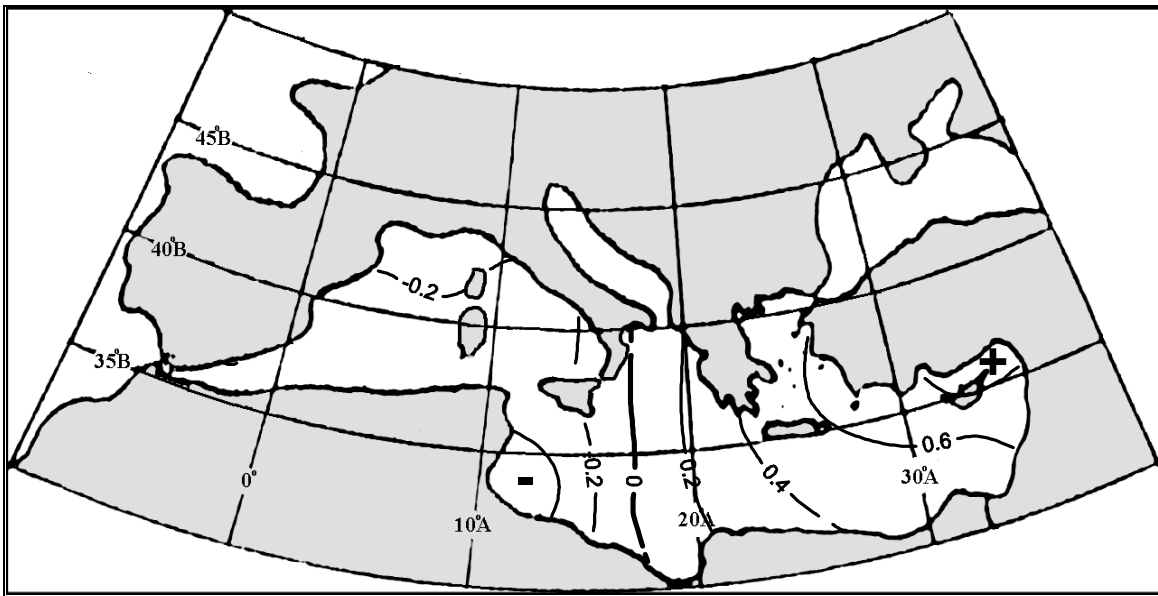
Σχήμα 3.34. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W' .



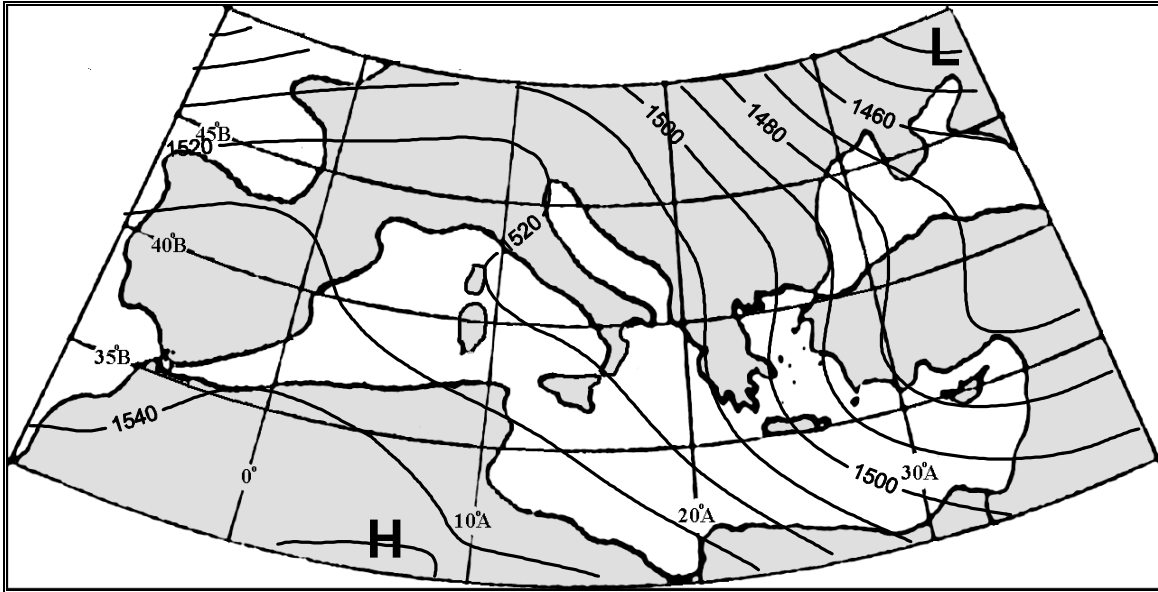
Σχήμα 3.35. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W' .



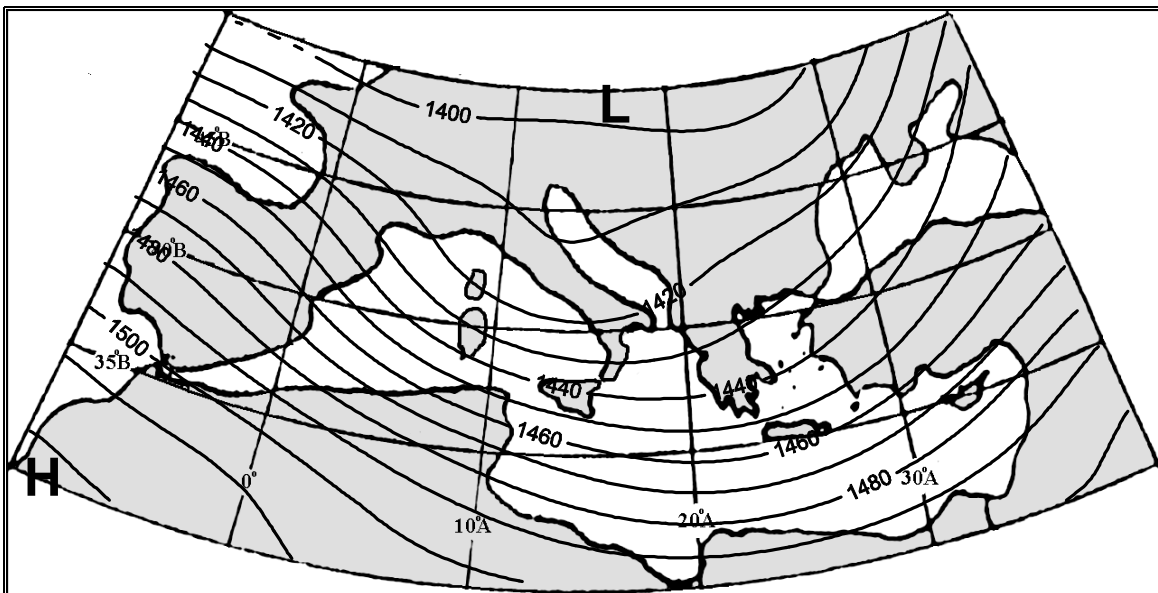
Σχήμα 3.36. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V' .



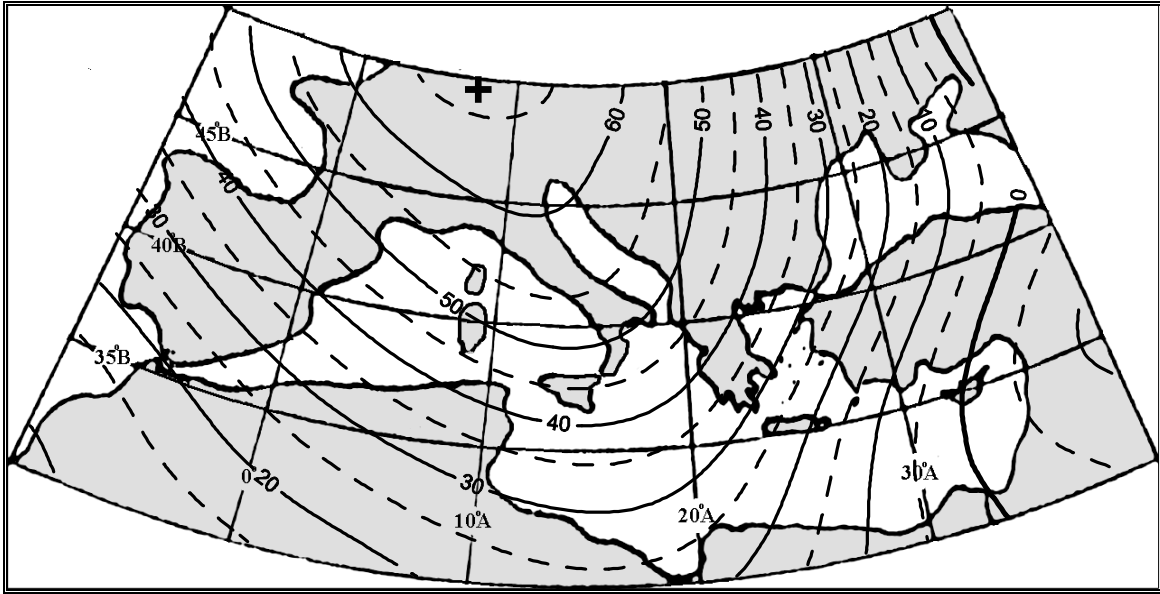
Σχήμα 3.37. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V' .



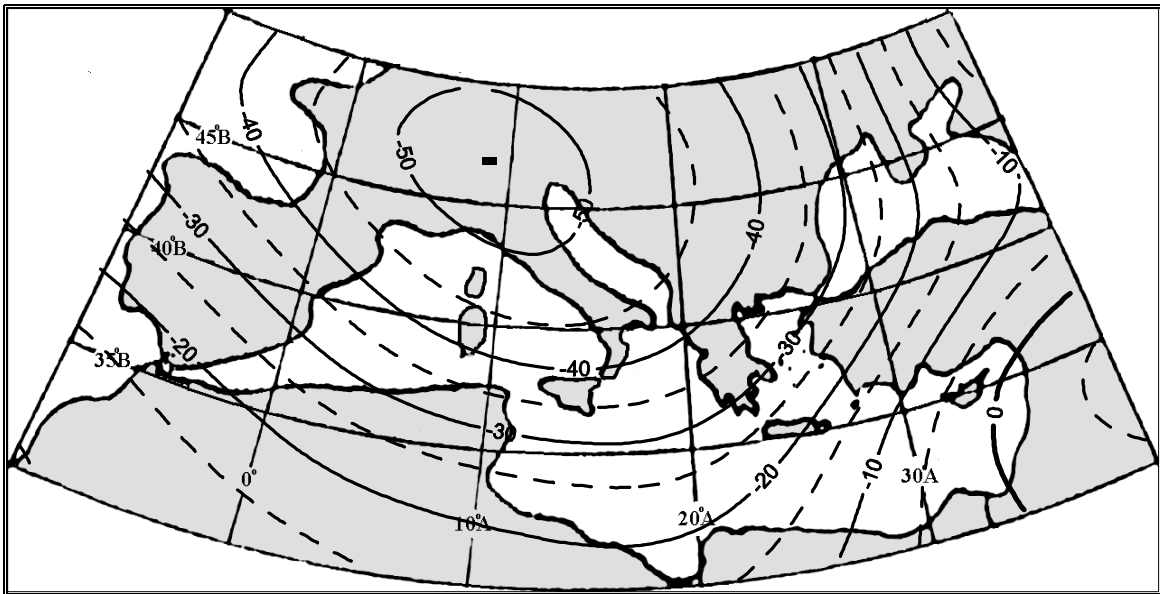
Σχήμα 3.38. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W' .



Σχήμα 3.39. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W' .



Σχήμα 3.40. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W' .



Σχήμα 3.41. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W' .

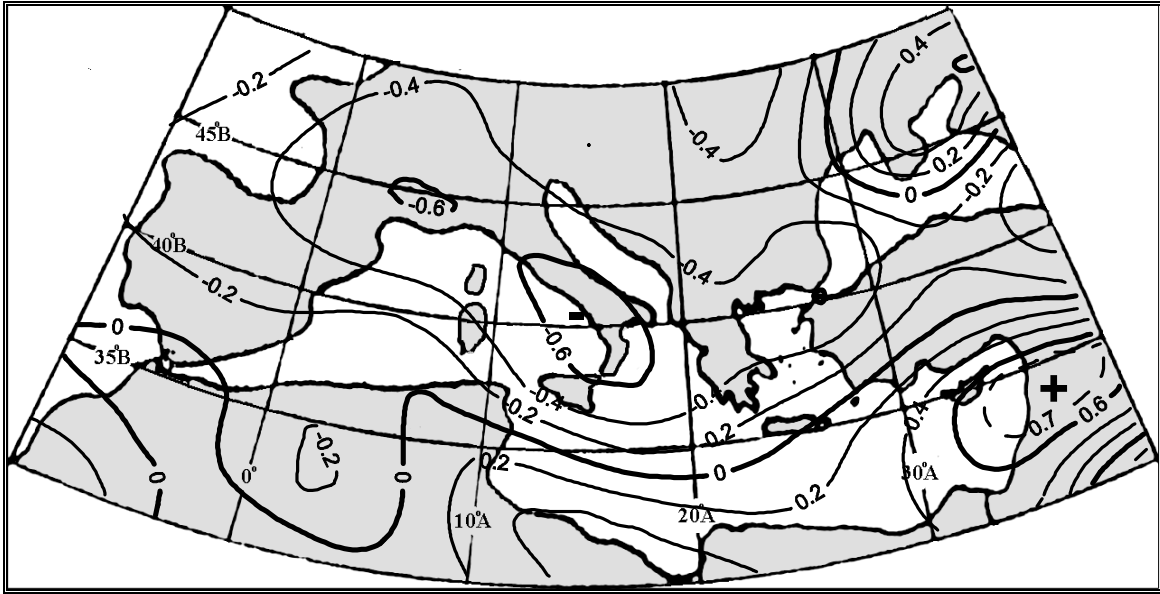
3.2.8 Σχέση μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα και της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας (RV-SST)

Η εφαρμογή της CCA στις ομάδες των παραγόντων που προέκυψαν για το σχετικό γεωστροφικό στροβιλισμό και τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας αντίστοιχα, οδήγησε σε ένα (εκ των τεσσάρων) κανονικό ζεύγος με στατιστικά σημαντικό συντελεστή κανονικής συσχέτισης σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95% ($r=0.64$). Το ζεύγος αυτό ερμηνεύει το 65% της κοινής διακύμανσης, το 5% της διακύμανσης του RV και το 10% της διακύμανσης της SST.

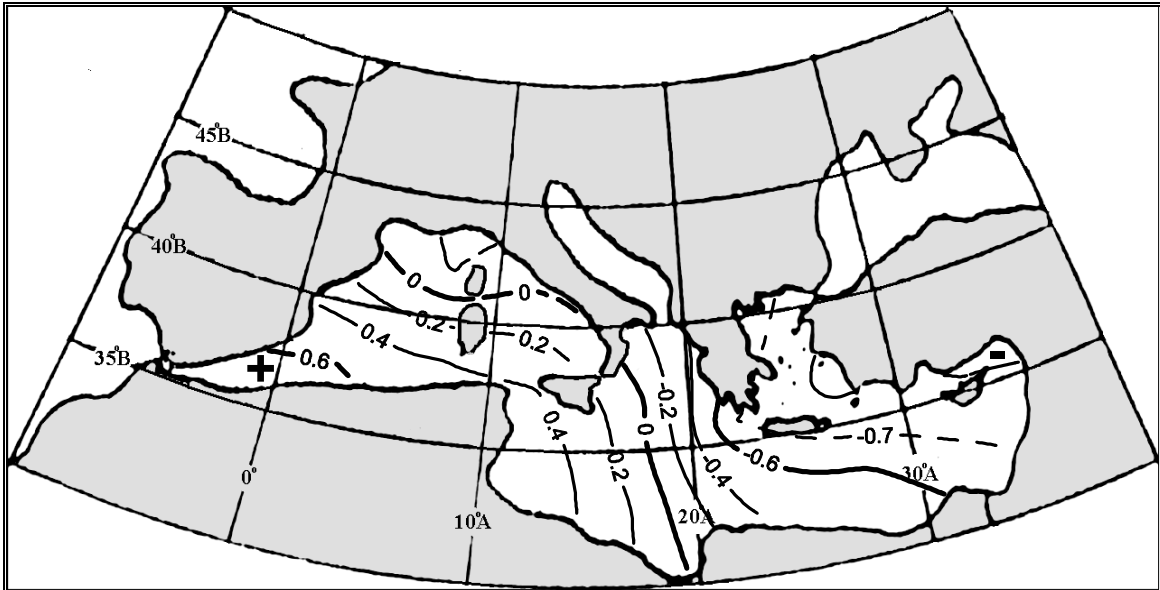
Το μοναδικό στατιστικά σημαντικό κανονικό ζεύγος (W,V) αντιστοιχεί σε τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» τόσο στο πεδίο του RV, όσο και σε αυτό της SST. Ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των χρονοσειρών της RV και της κανονικής μεταβλητής W (σχήμα 3.42) παρουσιάζει θετικές τιμές κυρίως πάνω από τη ΒΑ Αφρική και τη Μέση Ανατολή και δευτερευόντως πάνω από τη ΒΑ Μαύρη Θάλασσα και αρνητικές τιμές πάνω από την Ιταλία και τα νότια Βαλκάνια. Για την SST (σχήμα 3.43), οι αρνητικοί συντελεστές συσχέτισης (μεταξύ των χρονοσειρών της SST και της V) εμφανίζονται στην Α-ΒΑ Μεσόγειο και οι θετικοί στη δυτική Μεσόγειο. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, όταν επικρατεί υψηλός σχετικός στροβιλισμός στα 850hPa πάνω από τη Μέση Ανατολή, χαμηλή θερμοκρασία θάλασσας επικρατεί στην ανατολική Μεσόγειο και αντιστρόφως. Αυτό μπορεί εύκολα να ερμηνευτεί με βάση την κοινή συνοπτική εμπειρία: όταν π.χ. οι υφέσεις εμφανίζονται βαθύτερες ή/και συχνότερα του κανονικού πάνω από την Κύπρο και τη Μέση Ανατολή, οι βόρειοι άνεμοι πάνω από το Αιγαίο είναι επίσης ισχυρότεροι ή/και συχνότεροι, συμβάλλοντας σε χαμηλότερη της κανονικής τιμή για την SST. Επίσης, όταν η κυκλωνική δραστηριότητα πάνω από την περιοχή της Ιταλίας είναι έντονη, η SST είναι υψηλότερη της κανονικής τιμής στην ανατολική Μεσόγειο και χαμηλότερη της κανονικής τιμής στην δυτική. Το αντίθετο ισχύει για την SST, όταν η κυκλωνική δραστηριότητα στην περιοχή της Ιταλίας είναι περιορισμένη ή όταν επικρατούν αντικυκλώνες εμποδισμού.

Οι χρονικές μεταβολές των δύο κανονικών μεταβλητών (W,V) παρουσιάζονται στο σχήμα 3.44. Είναι προφανές ότι οι χρονικές διακυμάνσεις των δύο κανονικών μεταβλητών έχουν τα ίδια βασικά χαρακτηριστικά. Και οι δύο χαρακτηρίζονται από χαμηλές τιμές κατά τη διάρκεια των πρώτων 10 ετών και από υψηλές τιμές κατά τη διάρκεια των 15 τελευταίων ετών. Δηλαδή, παρατηρείται μια ανοδική τάση, η οποία επιβεβαιώνει και τα αποτελέσματα της προηγούμενης ανάλυσης μεταξύ των T-850hPa-SST. Αυτό σημαίνει, ότι κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών οι υφέσεις που διέρχονται πάνω από την κεντρική Μεσόγειο ελαττώνονται. Το αντίθετο ισχύει για την πρώτη δεκαετία της υπό εξέταση περιόδου, όταν περισσότερες υφέσεις διέσχισαν τη Μεσόγειο εκ δυσμών προς ανατολάς μέσω Ιταλίας και Ελλάδας, προκαλώντας υψηλότερα ποσά βροχής. Αυτά τα ευρήματα βρίσκονται σε συμφωνία με αυτά άλλων ερευνητών που έχουν μελετήσει τη χωρική και χρονική κατανομή των υφέσεων στην περιοχή (Maheras et al., 2001), τη σχέση μεταξύ ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και υετού (Maheras and Kolyva-Mahera, 1990, Metaxas et al., 1993, Kutiel and Paz, 1998, Chorlaki et al., 2000), τη σχέση μεταξύ κυκλοφορίας και SST (Bartzokas and Metaxas, 1991, Kutiel, 1998) και την ελάττωση του υετού στα Βαλκάνια κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών (Σαχσαμάνογλου κ.α., 1992, Λυκούδης κ.α., 1994).

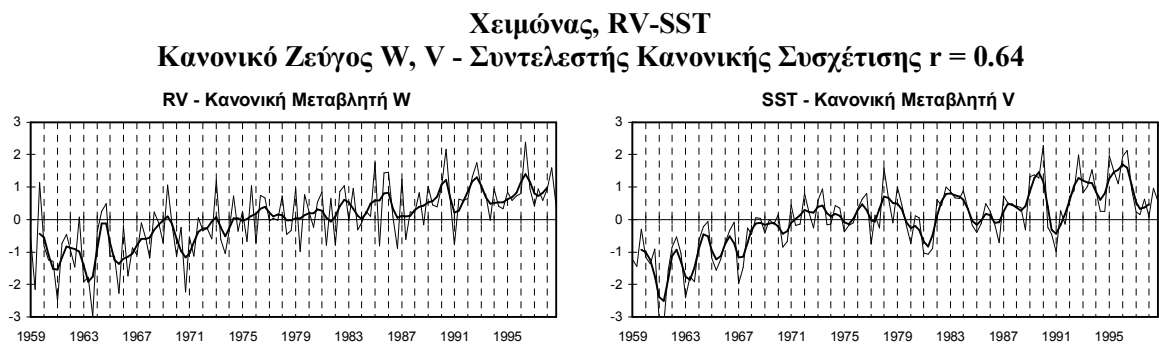
Δε βρέθηκαν στατιστικά σημαντικά αποτελέσματα (σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) για χρονικές υστερήσεις ενός μηνός ή μεγαλύτερες. Αυτό σημαίνει ότι δεν υπάρχει στατιστικά σημαντική μη – σύγχρονη σχέση μεταξύ των δύο παραμέτρων (Bartzokas and Lolis, 2000).



Σχήμα 3.42. Χειμώνας, *RV-SST*: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής *W* και των χρονοσειρών της *RV*.



Σχήμα 3.43. Χειμώνας, *RV-SST*: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής *V* και των χρονοσειρών της *SST*.



Σχήμα 3.44. Χειμώνας, *RV-SST*: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών *W* και *V*. Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

3.2.9 Σχέση μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (RV-SH και RV-LH)

Η εφαρμογή της CCA στο ζεύγος RV-SH απεκάλυψε δύο στατιστικά σημαντικά (επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) κανονικά ζεύγη (W_1, V_1 και W_2, V_2) με τους συντελεστές κανονικής συσχέτισης να είναι ίσοι με $r_1=0.90$ και $r_2=0.83$ αντιστοίχως.

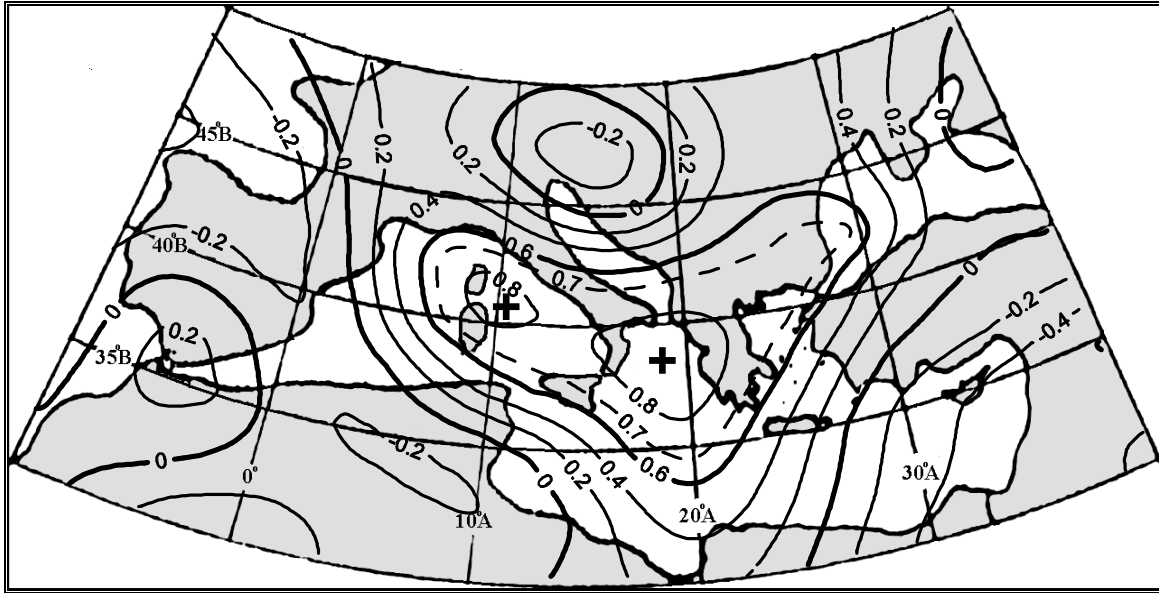
Το 1^ο κανονικό ζεύγος (W_1, V_1) ερμηνεύει το 42% της κοινής διακύμανσης, το 9% της διακύμανσης του RV και το 20% της διακύμανσης της SH. Η κανονική μεταβλητή W_1 αντιστοιχεί στην ευρύτερη περιοχή της νοτίου Ιταλίας και των νοτίων Βαλκανίων και ιδιαίτερα στις θαλάσσιες περιοχές δυτικά της Ιταλίας και του Ιονίου (σχήμα 3.45). Είναι γνωστό (Alpert et al., 1990a,b, Trigo and Davies, 1999), ότι οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται από συχνά περάσματα υφέσεων, οι οποίες δημιουργούνται κυρίως στον κόλπο της Γένοβας και κινούνται προς ανατολάς περνώντας πάνω από τα νότια Βαλκάνια κατευθυνόμενες προς την ανατολική Μεσόγειο ή τη Μαύρη Θάλασσα. Η V_1 αντιστοιχεί στη θαλάσσια περιοχή της δυτικής Μεσογείου (σχήμα 3.46). Στην περιοχή αυτή, η ροή των δυτικών ανέμων (westerlies) διαταράσσεται δημιουργώντας υφέσεις, οι οποίες ενισχύονται μέσω των ροών της αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας προς τον ψυχρότερο αέρα και στη συνέχεια κινούνται ανατολικά. Εντοπίζεται λοιπόν ισχυρή (συντελεστής κανονικής συσχέτισης $r_1=0.90$) σχέση μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού πάνω από τη νότια Ιταλία και τα νότια Βαλκάνια με τη ροή αισθητής θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας στη δυτική Μεσόγειο. Αξίζει εδώ να σημειωθεί, ότι η σχέση αυτή είναι αμφίδρομη. Αυτό σημαίνει ότι υπάρχει αλληλεπίδραση μεταξύ των δύο παραμέτρων. Από τη μία μεριά, η ροή αισθητής θερμότητας στη δυτική Μεσόγειο εμπλουτίζει ενεργειακά τις αέριες μάζες που διέρχονται πάνω από την περιοχή, συμβάλλοντας στην κυκλογένεση και στη βύθιση των υφέσεων (και συνεπώς σε υψηλές τιμές στροβιλισμού) (Metaxas, 1978). Από την άλλη μεριά, οι υφέσεις που δημιουργούνται στην περιοχή προκαλούν ισχυρή ΒΔ ροή πάνω από τη δυτική Μεσόγειο (π.χ. άνεμοι Mistral), η οποία μεταφέροντας ψυχρές και ξηρές αέριες μάζες από τη ΒΔ Ευρώπη ευνοεί την απαγωγή ενέργειας από την επιφάνεια της θάλασσας μέσω των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (Bunker, 1972). Οι χρονικές διακυμάνσεις των δύο κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 παρουσιάζονται στο σχήμα 3.47 και χαρακτηρίζονται από δύο μέγιστα, το πρώτο περί το τέλος της δεκαετίας του 1960 και το δεύτερο κατά τις αρχές της δεκαετίας του 1980, καθώς επίσης και από πτωτική τάση στη συνέχεια, με μια πρόσκαιρη ανάκαμψη περί τα μέσα της δεκαετίας του 1990.

Το 2^ο κανονικό ζεύγος (W_2, V_2) ερμηνεύει το 38% της κοινής διακύμανσης, το 8% της διακύμανσης του RV και το 17% της διακύμανσης της SH. Η κανονική μεταβλητή W_2 αντιστοιχεί σε μια τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» μεταξύ της περιοχής των βορείων ακτών της Αλγερίας και της περιοχής της ΝΔ Μικράς Ασίας (σχήμα 3.48). Σε αντίστοιχη τηλεσύνδεση η οποία όμως είναι ασθενέστερη, αντιστοιχεί και η V_2 στο πεδίο της ροής αισθητής θερμότητας (σχήμα 3.49). Πάντως, η V_2 μπορεί να θεωρηθεί ότι εκφράζει τη ροή αισθητής θερμότητας πάνω από τη ΝΑ Μεσόγειο, λόγω των υψηλών (κατ' απόλυτη τιμή) τιμών του συντελεστή συσχέτισης στην περιοχή αυτή. Λόγω των αρνητικών τιμών του συντελεστή συσχέτισης στην παραπάνω περιοχή, η SH παρουσιάζει ουσιαστικά αντίστροφη διακύμανση από αυτή της V_2 . Αυτό σημαίνει ότι η ροή αισθητής θερμότητας πάνω από την ΝΑ Μεσόγειο συσχετίζεται με το στροβιλισμό πάνω από τις περιοχές της ΝΔ Μικράς Ασίας και της Β. Αλγερίας. Υψηλός στροβιλισμός λοιπόν πάνω από τη ΝΔ Μικρά Ασία συνδέεται με μεγάλα ποσά ροής αισθητής θερμότητας πάνω από το ΝΑ τμήμα της Μεσογείου. Σύμφωνα με τις διακυμάνσεις των αντιστοίχων κανονικών μεταβλητών (σχήμα 3.50), ο στροβιλισμός πάνω από τη ΝΔ Μικρά Ασία και το ΝΑ Αιγαίο, καθώς και η ροή αισθητής θερμότητας πάνω από τη ΝΑ Μεσόγειο παρουσιάζουν γενικά πτωτική τάση μετά το μέγιστο των μέσων της δεκαετίας του 1960 (αντίστροφη διακύμανση από αυτή της V_2 , λόγω των

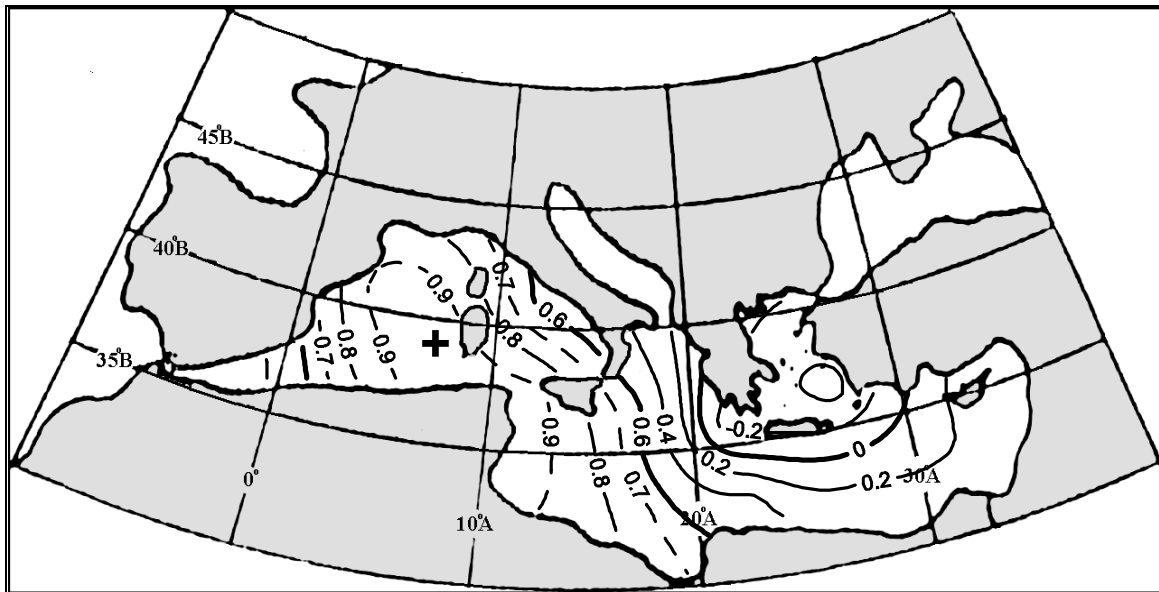
αρνητικών τιμών των αντιστοιχών συντελεστών συσχέτισης). Το αντίθετο ισχύει για το στροβιλισμό πάνω από τη Β. Αλγερία.

Για το ζεύγος RV-LH, τα αποτελέσματα είναι παρόμοια. Προκύπτουν επίσης δύο κανονικά ζεύγη με ίδιας τάξης μεγέθους συντελεστές κανονικής συσχέτισης ($r_1=0.91$ και $r_2=0.83$), ενώ τόσο οι περιοχές στις οποίες αντιστοιχούν οι κανονικές μεταβλητές (σχήματα 3.51-3.52 και 3.54-3.55 αντίστοιχα), όσο και οι χρονικές διακυμάνσεις τους (σχήματα 3.53, 3.56) είναι σχεδόν ταυτόσημες με αυτές που προέκυψαν για το ζεύγος RV-SH. Το 1^ο κανονικό ζεύγος (W_1, V_1) ερμηνεύει το 41% της κοινής διακύμανσης, το 9% της διακύμανσης του RV και το 21% της διακύμανσης της LH, ενώ για το 2^ο κανονικό ζεύγος (W_2, V_2) τα ποσοστά είναι αντίστοιχα 36%, 8% και 17%. Συμπεραίνουμε λοιπόν, ότι πέραν του ότι οι δύο παράμετροι (ροή αισθητής και ροή λανθάνουσας θερμότητας) παρουσιάζουν παρόμοια χρονική διακύμανση, συνδέονται κατά τον ίδιο τρόπο με το στροβιλισμό πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Δε βρέθηκαν και στις δύο περιπτώσεις (RV-SH, RV-LH) στατιστικά σημαντικά αποτελέσματα για ύπαρξη χρονικής υστέρησης της μιας παραμέτρου έναντι της άλλης.



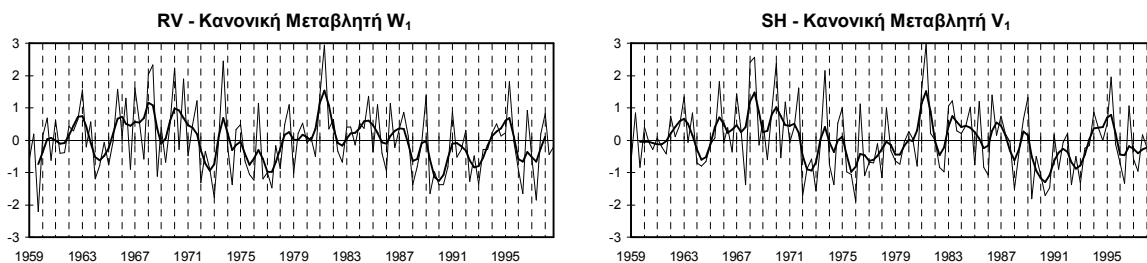
Σχήμα 3.45. Χειμώνας, *RV-SH*: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1 και των χρονοσειρών του *RV*.



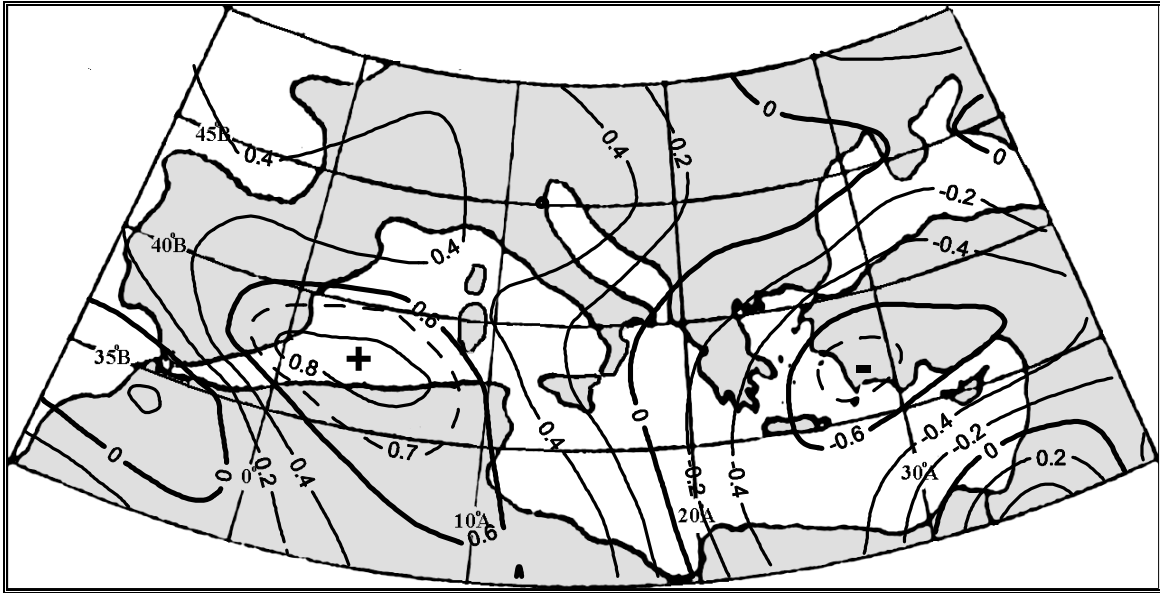
Σχήμα 3.46. Χειμώνας, *RV-SH*: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1 και των χρονοσειρών της *SH*.

Χειμώνας, *RV-SH*

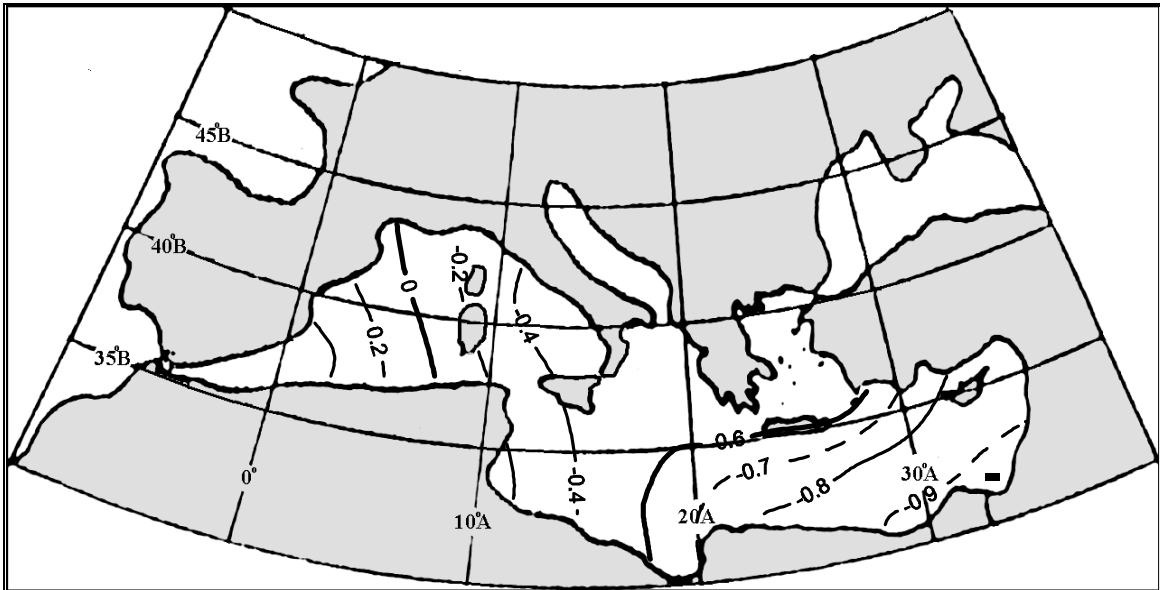
1^ο Κανονικό Ζεύγος W_1, V_1 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_1 = 0.90$



Σχήμα 3.47. Χειμώνας, *RV-SH*: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



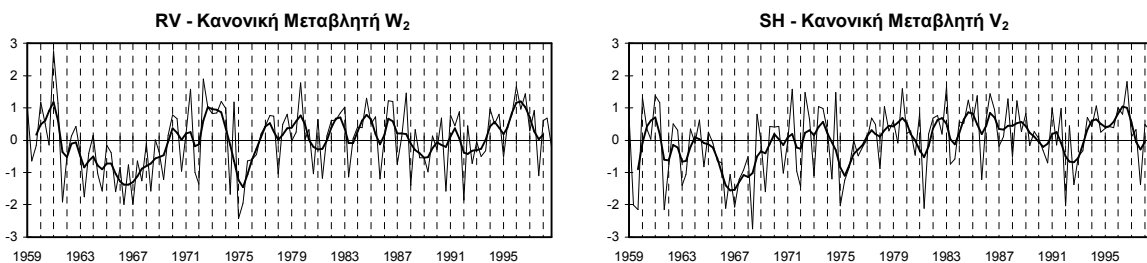
Σχήμα 3.48. Χειμώνας, *RV-SH*: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2 και των χρονοσειρών του *RV*.



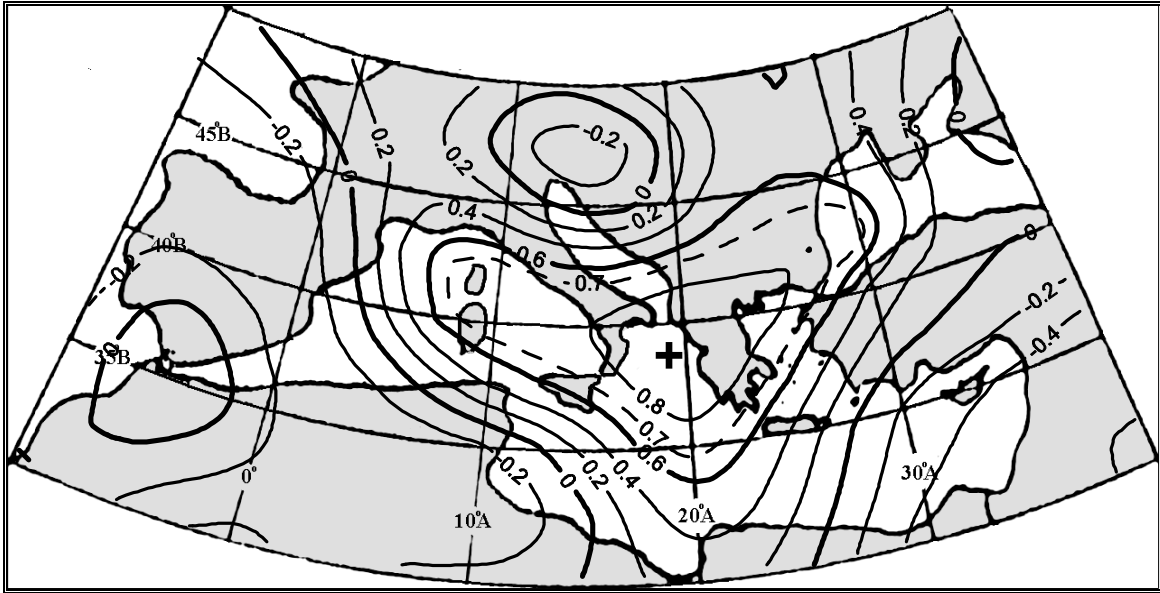
Σχήμα 3.49. Χειμώνας, *RV-SH*: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2 και των χρονοσειρών της *SH*.

Χειμώνας, *RV-SH*

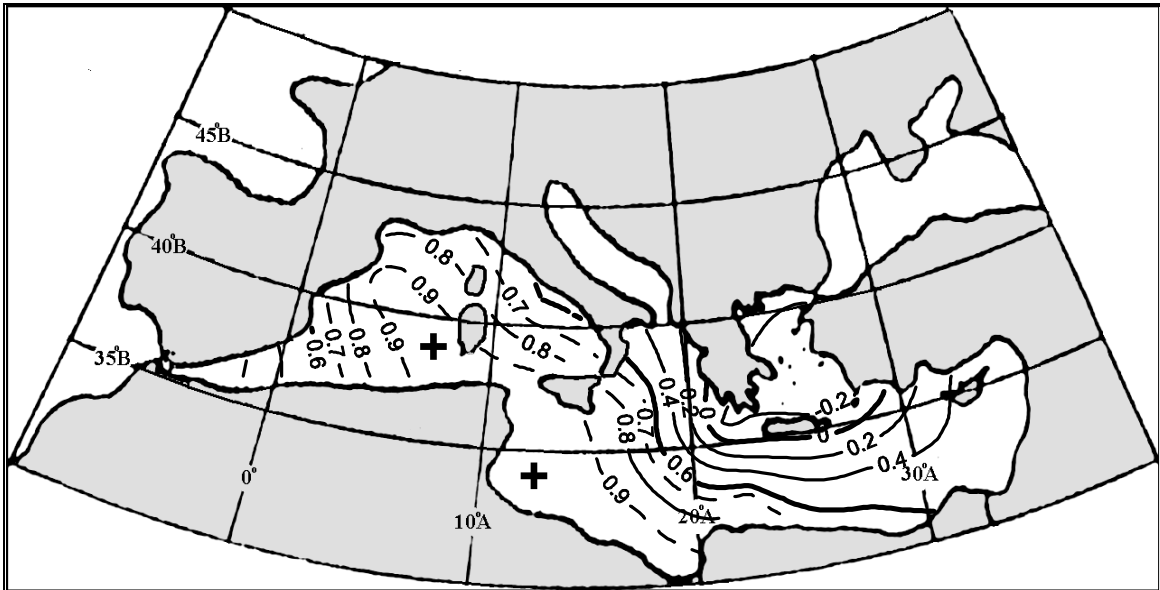
2^ο Κανονικό Ζεύγος W_2, V_2 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_2 = 0.83$



Σχήμα 3.50. Χειμώνας, *RV-SH*: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



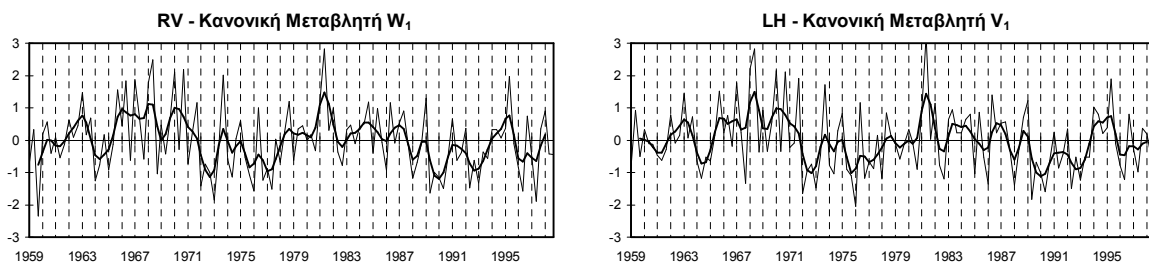
Σχήμα 3.51. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1 και των χρονοσειρών του RV.



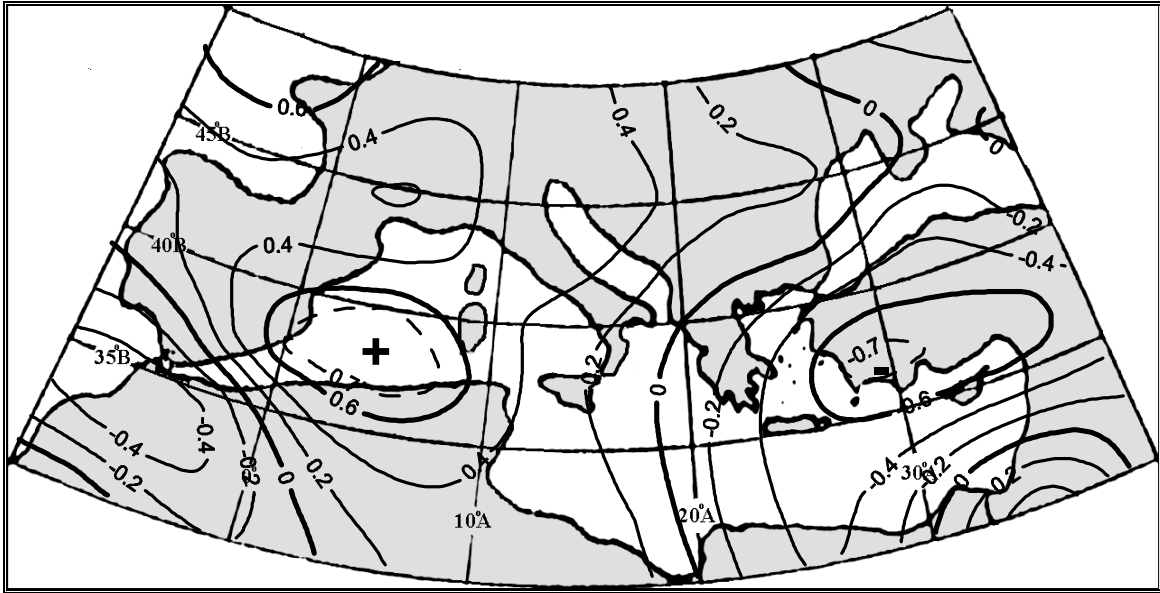
Σχήμα 3.52. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1 και των χρονοσειρών της LH.

Χειμώνας, RV-LH

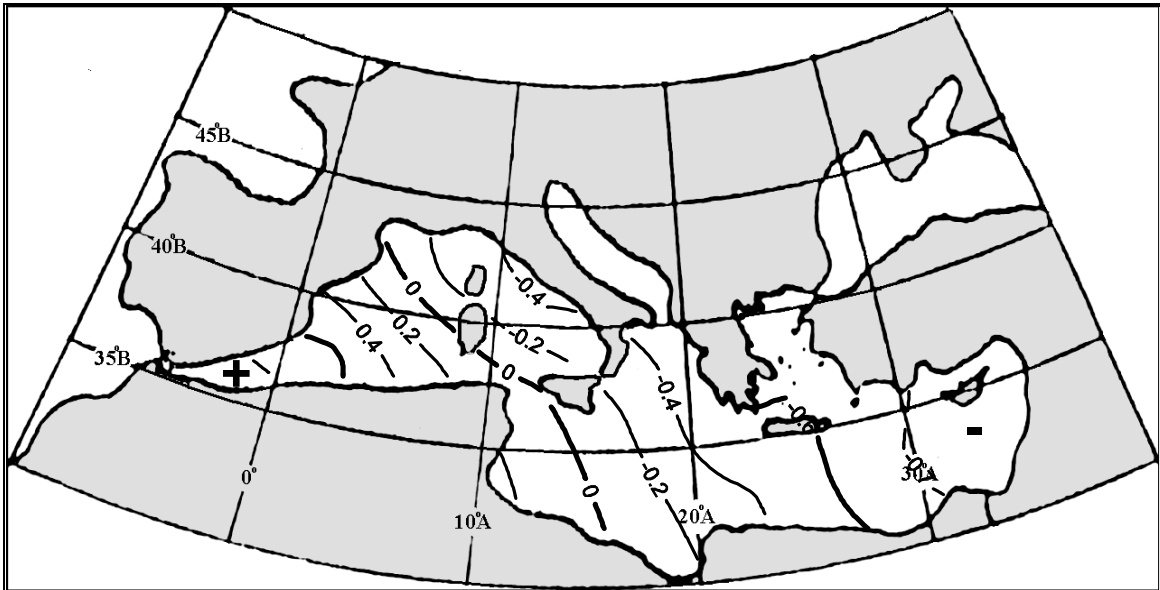
1^ο Κανονικό Ζεύγος W_1, V_1 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_1 = 0.91$



Σχήμα 3.53. Χειμώνας, RV-LH: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



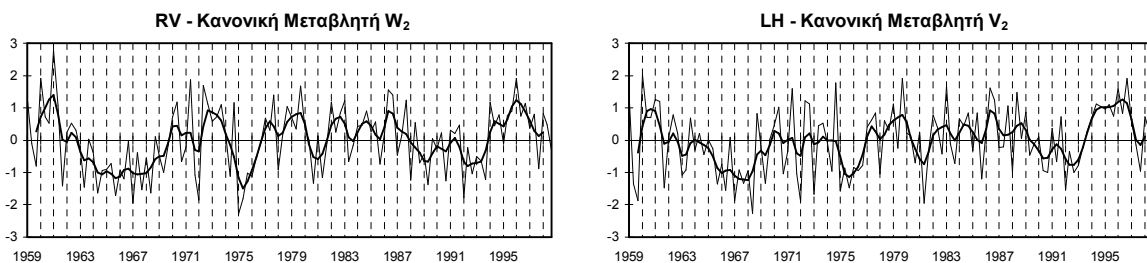
Σχήμα 3.54. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2 και των χρονοσειρών του RV.



Σχήμα 3.55. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2 και των χρονοσειρών της LH.

Χειμώνας, RV-LH

2^ο Κανονικό Ζεύγος W_2, V_2 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_2 = 0.83$



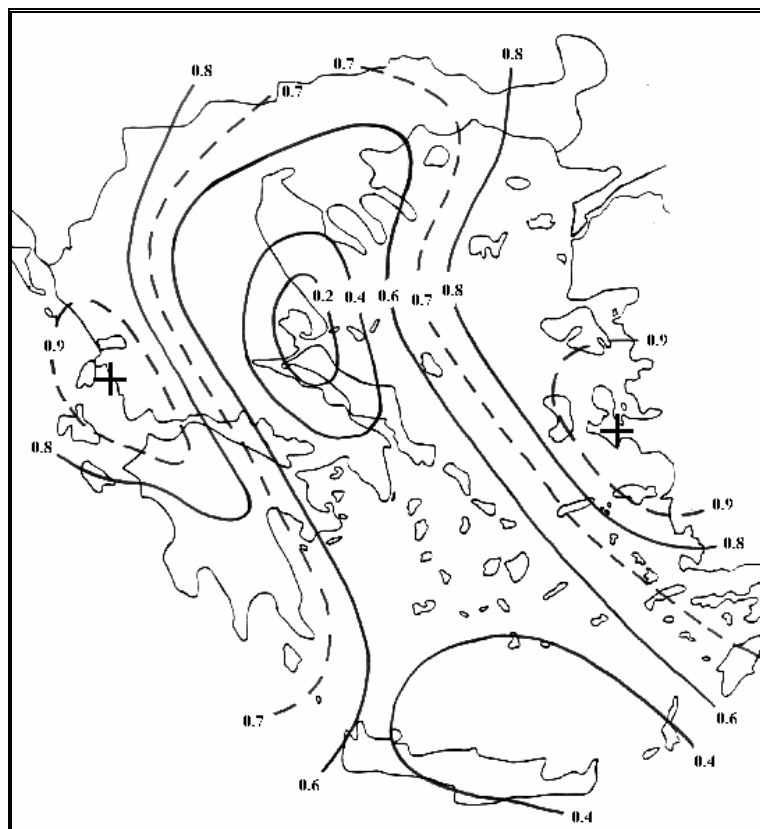
Σχήμα 3.56. Χειμώνας, RV-LH: οι χρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

3.2.10 Σχέση μεταξύ του υετού στον ελληνικό χώρο και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (PR-SH και PR-LH)

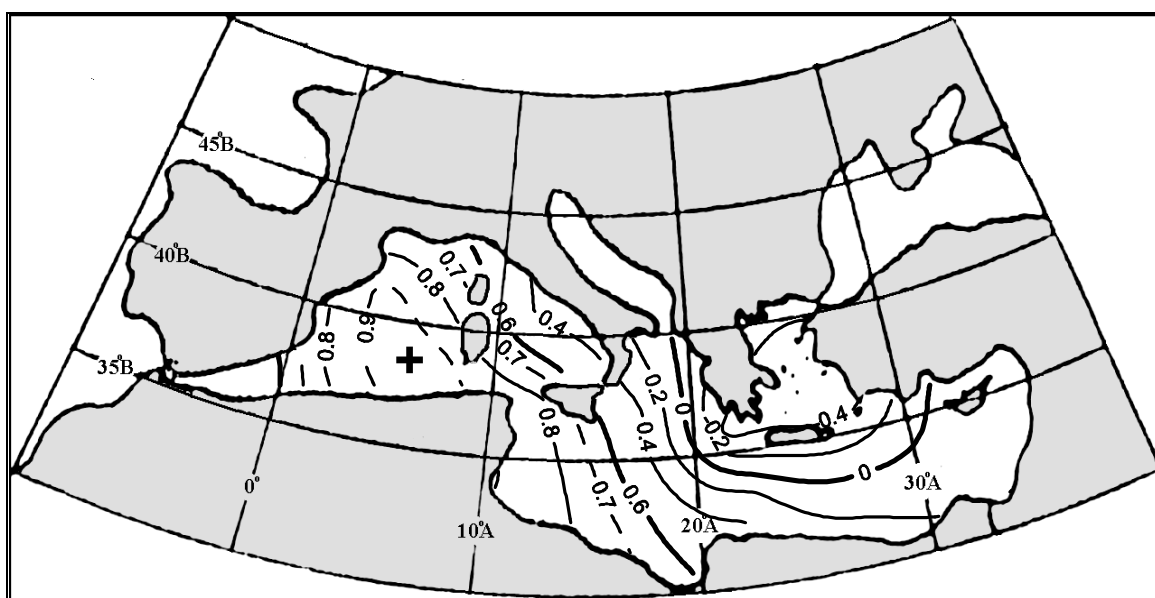
Με δεδομένη την ισχυρή συσχέτιση των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας με το σχετικό στροβιλισμό στην κατώτερη τροπόσφαιρα και συνεπώς με την κυκλωνική δραστηριότητα πάνω από τη Μεσόγειο, επιχειρείται στο υποκεφάλαιο αυτό η σύνδεση των παραπάνω ροών με τον υετό στον ελληνικό χώρο. Η σύνδεση αυτή θεωρείται σε κάποιο βαθμό εκ των προτέρων πιθανή, ιδιαίτερα βάσει των αποτελεσμάτων της προηγούμενης παραγράφου και δεδομένου ότι κυκλωνικότητα αποτελεί κυρίαρχο παράγοντα για το σχηματισμό του υετού στη Μεσόγειο κατά τους χειμερινούς μήνες.

Η εφαρμογή της CCA στο ζεύγος PR-SH οδήγησε στην αποκάλυψη ενός στατιστικά σημαντικού κανονικού ζεύγους. Το ζεύγος αυτό (W,V) ερμηνεύει το 50% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 7% της διακύμανσης του PR και το 12% της διακύμανσης της SH. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης ισούται με $r=0.70$. Η W συσχετίζεται ισχυρά με τον υετό της δυτικής Ελλάδος και του ανατολικού Αιγαίου, ενώ η V αντιστοιχεί στη ροή αισθητής θερμότητας πάνω από τη δυτική Μεσόγειο (σχήματα 3.57-3.58). Αποκαλύπτεται λοιπόν στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ της ροής αισθητής θερμότητας στη δυτική μεσόγειο και του υετού των δυτικών προσήνεμων, δηλαδή της δυτικής Ελλάδος και του ανατολικού Αιγαίου. Υψηλές τιμές ροής αισθητής θερμότητας στην περιοχή της δυτικής Μεσογείου συνεπάγονται ενεργειακό εμπλουτισμό των αερίων μαζών που διέρχονται πάνω από την περιοχή μέσω της δυτικής ροής, ο οποίος με τη σειρά του συμβάλλει στην κυκλογένεση. Επίσης, οι υφέσεις που δημιουργούνται προκαλούν ψυχρό και ξηρό ΒΔ ρεύμα στα δυτικά τους το οποίο συμβάλλει με τη σειρά του στην περαιτέρω αύξηση των ροών αυτών. Οι ίδιες υφέσεις κινούνται ανατολικά και προκαλούν υετό κυρίως στα δυτικά προσήνεμα της Ελλάδος, λόγω της N-NΔ ροής που προκαλούν σε συνδυασμό με τη δυναμική αστάθεια (Metaxas and Kallos, 1980). Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης είναι μικρότερος από αυτόν που βρέθηκε στην αντίστοιχη περίπτωση για το ζεύγος RV-SH, αφού στην παρούσα περίπτωση οι παράμετροι του υετού και της ροής αισθητής θερμότητας συνδέονται έμμεσα και όχι άμεσα. Δηλαδή, η ροή αισθητής θερμότητας συμβάλλει άμεσα στην δημιουργία και την ενίσχυση των υφέσεων, όπως και οι υφέσεις συμβάλλουν άμεσα στην ενίσχυση των ροών στο δυτικό τμήμα τους. Οι υφέσεις αυτές με τη σειρά τους, κινούμενες ανατολικά, προκαλούν υετό κυρίως στα προσήνεμα της Ελλάδος. Σύμφωνα με τις διακυμάνσεις των τιμών των δύο κανονικών μεταβλητών παρατηρείται πτωτική τάση και στις δύο παραμέτρους μετά τις αρχές της δεκαετίας του 1970, ιδιαίτερα στον υετό (σχήμα 3.59). Οι Chorlaki et al. (2000) συνέδεσαν με τη βοήθεια της CCA αυτή την πτωτική τάση του υετού στα προσήνεμα της Ελλάδος με παράλληλη ανοδική τάση του γεωδυναμικού ύψους της στάθμης των 500hPa στην κεντρική Ευρώπη.

Παρόμοια αποτελέσματα προκύπτουν και για τη σχέση του υετού με τη ροή λανθάνουσας θερμότητας (PR-LH), επιβεβαιώνοντας έτσι το συμπέρασμα της προηγούμενης παραγράφου, ότι στην περιοχή της Μεσογείου οι δύο παράμετροι παρουσιάζουν σχεδόν κοινή διακύμανση κατά το χειμώνα. Για την περίπτωση του ζεύγους PR-LH, τα ποσοστά της διακύμανσης που ερμηνεύονται είναι 54% για την κοινή διακύμανση, 7% για τη διακύμανση του PR και 13% για τη διακύμανση της LH. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης ισούται με $r=0.71$. Οι περιοχές στις οποίες αντιστοιχούν οι κανονικές μεταβλητές παρουσιάζονται στα σχήματα 3.60 και 3.61 και οι χρονικές διακυμάνσεις τους στο σχήμα 3.62.

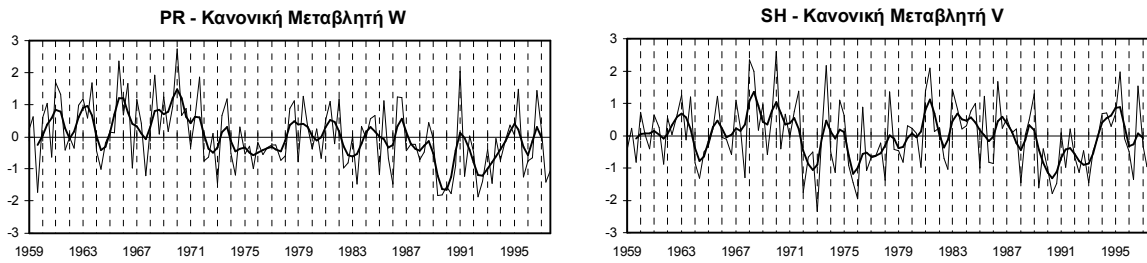


Σχήμα 3.57. *Χειμώνας, PR-SH:* οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W και των χρονοσειρών του PR .

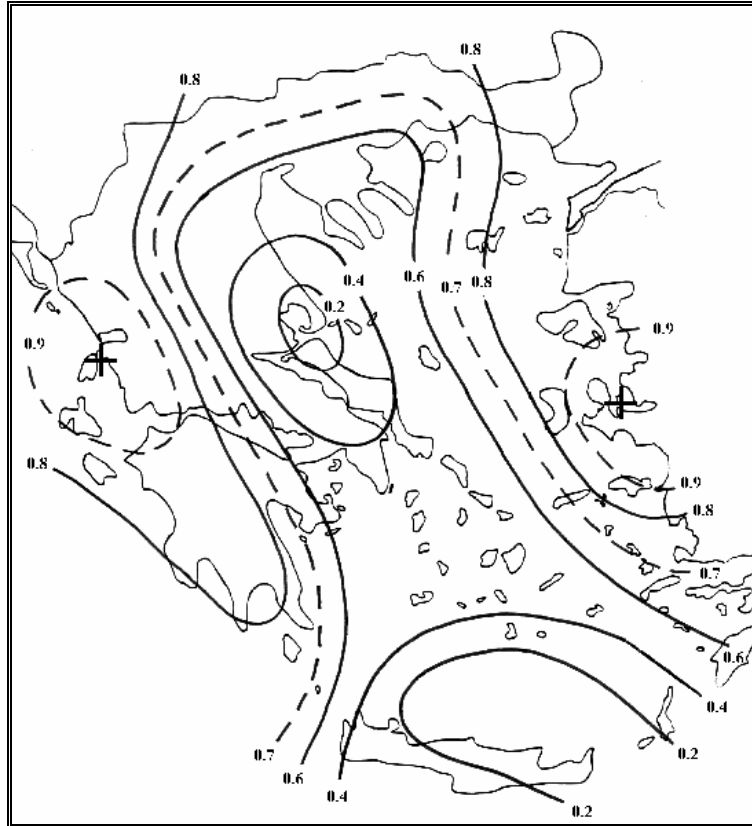


Σχήμα 3.58. *Χειμώνας, PR-SH:* οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V και των χρονοσειρών της SH .

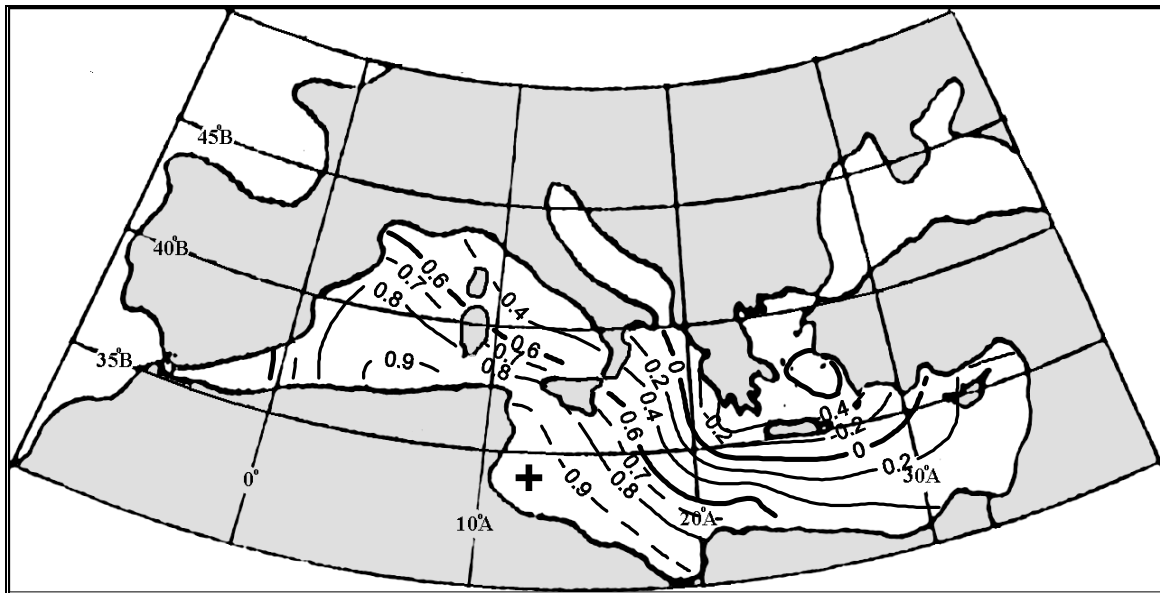
Χειμώνας, PR-SH
Κανονικό Ζεύγος W, V - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r = 0.70$



Σχήμα 3.59. *Χειμώνας, PR-SH: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W και V. Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.*

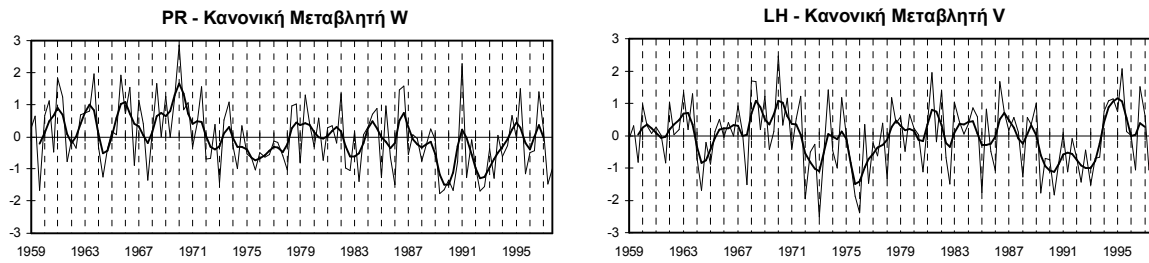


Σχήμα 3.60. Χειμώνας, PR-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W και των χρονοσειρών του PR.



Σχήμα 3.61. Χειμώνας, PR-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V και των χρονοσειρών της LH.

Χειμώνας, PR-LH
Κανονικό Ζεύγος W, V - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r = 0.71$



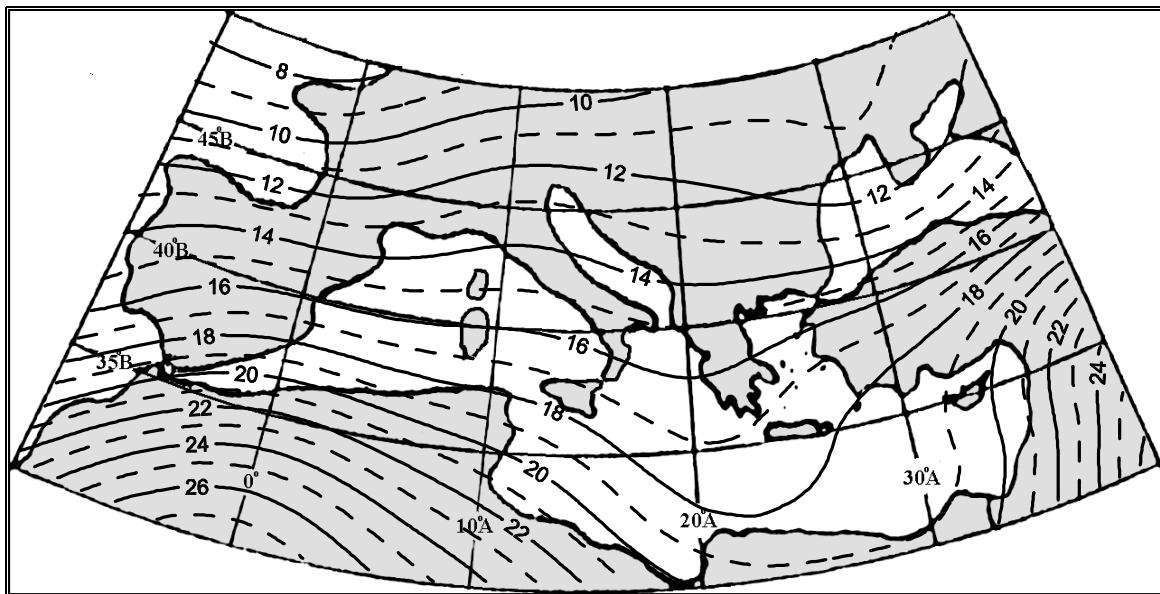
Σχήμα 3.62. *Χειμώνας, PR-LH:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W και V . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

3.3 ΘΕΡΟΣ

Κατά τη διάρκεια του θέρους (Ιούνιος – Ιούλιος – Αύγουστος), η περιοχή χαρακτηρίζεται από θερμές και ξηρές συνθήκες. Στο ανατολικό τμήμα, κυριαρχεί ο συνδυασμός της αντικυκλωνικής σφήνας πάνω από την κεντρική Ευρώπη και τα Βαλκάνια με το θερμικό χαμηλό της Ν Ασίας, ο οποίος προκαλεί τους Ετησίους ανέμους (Carapireris, 1951, Κατσούλης, 1970, Μεταξάς και Φιλάνδρας, 2001). Η υφesiακή δραστηριότητα στην περιοχή είναι περιορισμένη και τα μικρά ποσά υετού που σημειώνονται οφείλονται κυρίως στη θέρμανση της ξηράς σε συνδυασμό με την ατμοσφαιρική αστάθεια. Η μελέτη λοιπόν αφενός των σχέσεων μεταξύ των παραμέτρων του σχετικού στροβιλισμού και του υετού και αφετέρου της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας και των ροών ενέργειας καθίσταται προβληματική. Επιπλέον, η προσπάθεια που έγινε, ώστε να ελαττωθεί η διαστατικότητα στο πεδίο του σχετικού στροβιλισμού μέσω της εφαρμογής της Παραγοντικής Ανάλυσης δεν ήταν αρκετά επιτυχημένη, αφού λιγότερο από το 65% της διακύμανσης κατέστη δυνατό να ερμηνευτεί από παράγοντες με φυσική υπόσταση. Έτσι, στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται μόνο οι αναλύσεις για τις θερμοκρασίες του αέρα και της επιφάνειας της θάλασσας, καθώς και για τη μεταξύ τους σχέση.

3.3.1 Θερμοκρασία του αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα (T-850hPa)

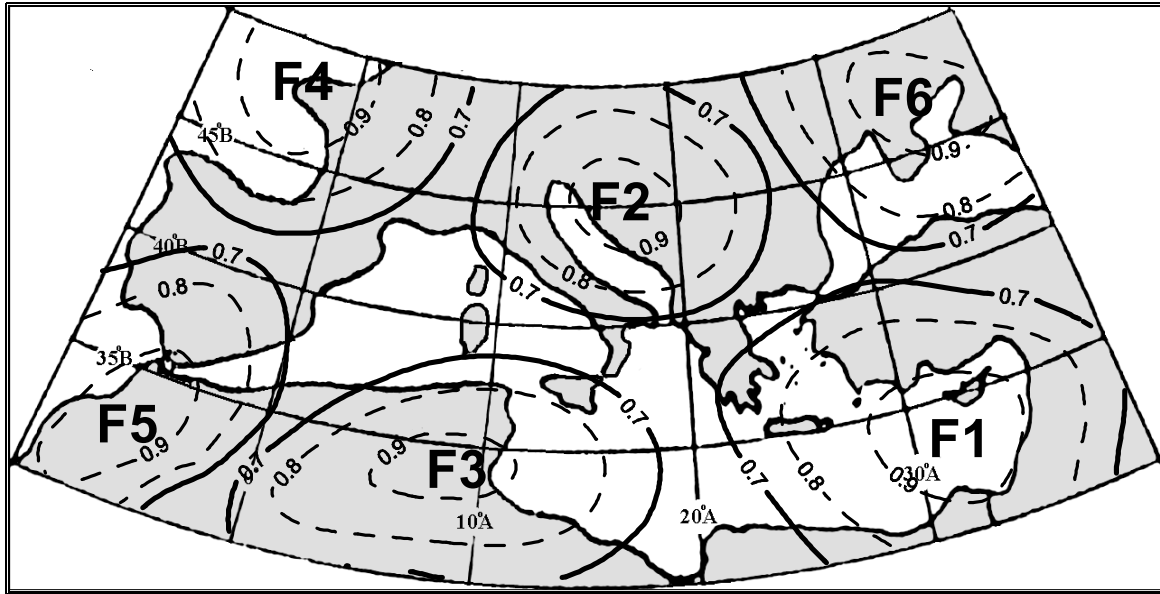
Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας του αέρα στη στάθμη πίεσης των 850hPa για το θέρος και για την υπό μελέτη περίοδο 1958-98 παρουσιάζεται στο σχήμα 3.63. Παρατηρείται ότι οι υψηλότερες τιμές παρουσιάζονται στις ηπειρωτικές περιοχές της ΒΔ Αφρικής και της Μέσης Ανατολής, λόγω της έντονης θέρμανσης τους κατά τη θερινή περίοδο. Η κάμψη των ισοθέρμων πάνω από τη Βαλκανική και την ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου συνδέεται πιθανότατα αφενός με την ένταση και την πνοή των ετησίων ανέμων και αφετέρου με την επίδραση της ευρύτερης θαλάσσιας περιοχής της κεντρικής και ανατολικής Μεσογείου.



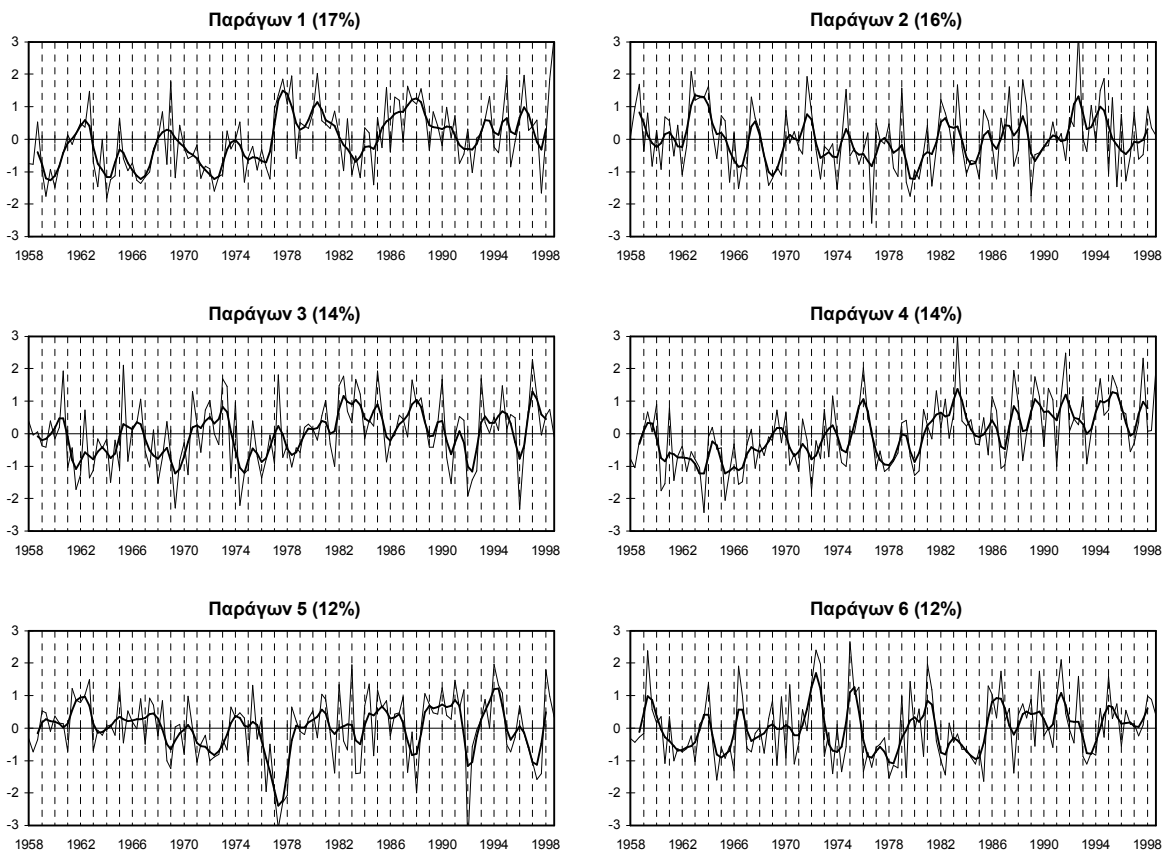
Σχήμα 3.63. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας του αέρα (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου κατά το θέρος, για την περίοδο 1958-98.

Για τη θερμοκρασία του αέρα, η Παραγοντική Ανάλυση οδήγησε σε 6 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 85% της ολικής διακύμανσης. Οι ισοπληθείς των φορτίων των

παραγόντων (>0.7) και οι χρονικές διακυμάνσεις των τιμών τους παρουσιάζονται στα σχήματα 3.64 και 3.65 αντίστοιχα.



Σχήμα 3.64. Θέρος, T-850hPa: οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.7.

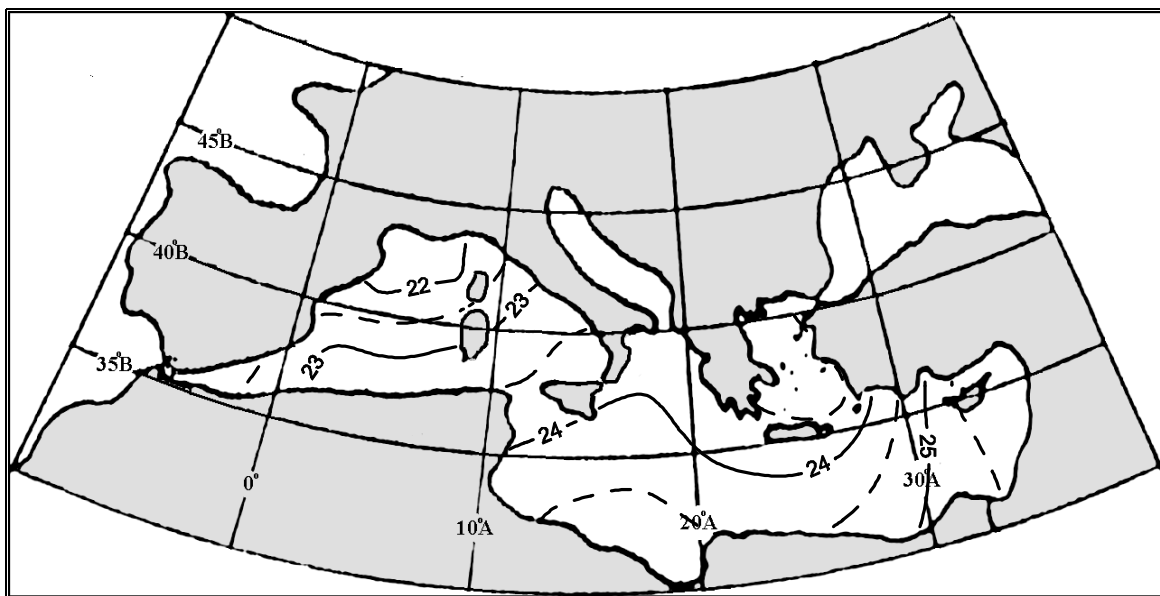


Σχήμα 3.65. Θέρος, T-850hPa: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

Ο παράγων 1 (17% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, για την οποία, όπως προκύπτει από το σχήμα των χρονικών διακυμάνσεων 3.65, παρατηρείται ότι η περίοδος 1978-98 είναι θερμότερη της περιόδου 1958-77 με την συντριπτική πλειοψηφία των τιμών να είναι μεγαλύτερες και μικρότερες αντίστοιχα από την κανονική τιμή. Ο παράγων 2 (16% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή της Αδριατικής και των ΒΔ Βαλκανίων, ενώ ο παράγων 3 (14% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει της ευρύτερη περιοχή της Τυνησίας και του κόλπου της Σύρτης. Ο παράγων 4 (14% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή της ΒΔ Γαλλίας, η οποία χαρακτηρίζεται από άνοδο της θερμοκρασίας καθ' όλη σχεδόν τη διάρκεια της περιόδου. Τέλος, οι παράγοντες 5 και 6 (12% της ολικής διακύμανσης αμφότεροι) περιλαμβάνουν τις ευρύτερες περιοχές του Μαρόκου και της Ουκρανίας αντίστοιχα.

3.3.2 Θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST)

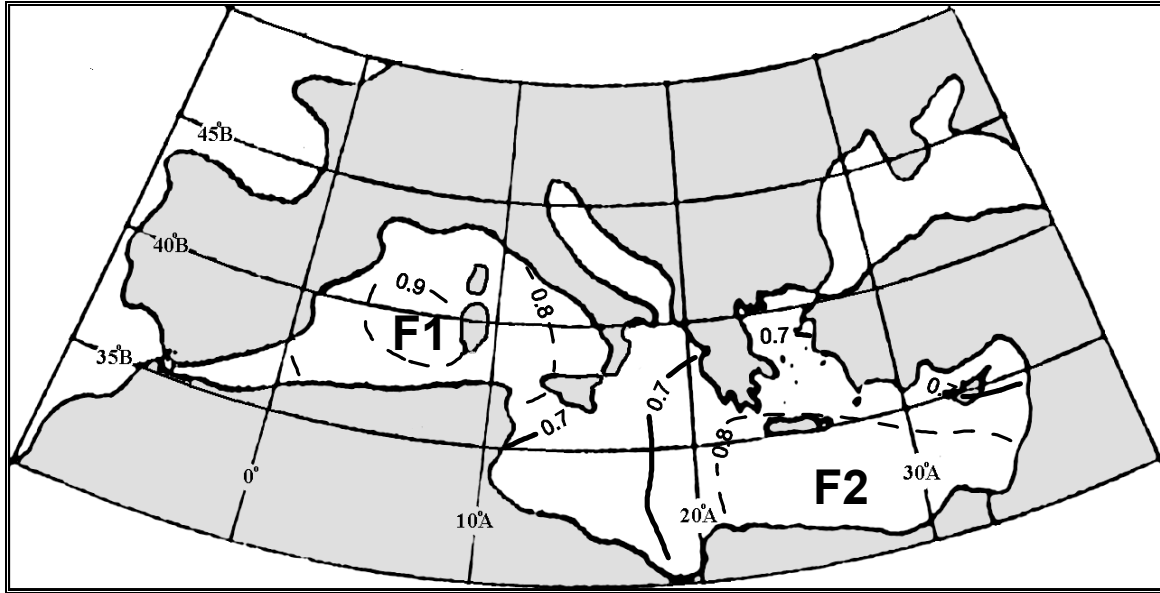
Η Μεσόγειος θάλασσα διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος των γειτονικών της περιοχών και κατά το θέρος. Η σχετικά χαμηλή (σε σχέση με τον αέρα) θερμοκρασία της επιφάνειας της συμβάλλει στην ατμοσφαιρική ευστάθεια και τη σχεδόν ολοκληρωτική απουσία της κυκλογένεσης πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές κατά την εποχή αυτή, κυρίως στα ανατολικά τμήματα (Μεταξάς, 1973). Επίσης, η μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και της ξηράς που οφείλεται στην έντονη θέρμανση της ξηράς κατά τη διάρκεια της ημέρας προκαλεί τη δημιουργία τοπικών κυκλοφοριών (θαλάσσιες αύρες). Η χωρική κατανομή της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας κατά το θέρος χαρακτηρίζεται από σχετικά χαμηλές τιμές στην περιοχή του Αιγαίου και του κόλπου της Γένοβας, ενώ οι υψηλότερες τιμές παρατηρούνται κοντά στις ακτές της Μέσης Ανατολής (σχήμα 3.66).



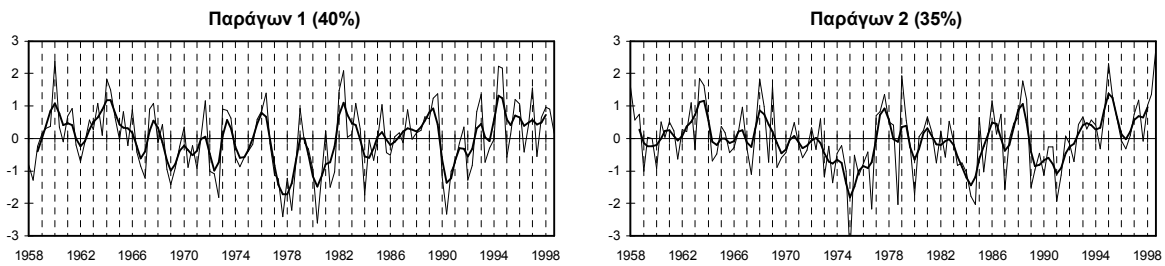
Σχήμα 3.66. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας ($^{\circ}\text{C}$) της Μεσογείου κατά το θέρος, για την περίοδο 1958-98.

Η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης αποκάλυψε 2 παράγοντες οι οποίοι ερμηνεύουν το 75% της ολικής διακύμανσης. Οι περιοχές στις οποίες διαχωρίζεται η Μεσόγειος με βάση τις ισοπληθείς των φορτίων των παραγόντων παρουσιάζονται στο σχήμα 3.67, ενώ οι χρονικές διακυμάνσεις παρουσιάζονται στο σχήμα 3.68. Αξίζει να σημειωθεί, ότι σε δύο παράγοντες κατέληξαν και οι Bartzokas et al. (1994) για τη θερμοκρασία επιφάνειας θάλασσας του θέρος, χρησιμοποιώντας εποχικά δεδομένα διαφορετικής χρονικής περιόδου.

Ο παράγων 1 (40% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει το δυτικό τμήμα της Μεσογείου, όπου παρατηρείται άνοδος της θερμοκρασίας μετά το τέλος της δεκαετίας του 1970. Ο παράγων 2 (35% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στο ανατολικό τμήμα της Μεσογείου, όπου εμφανίζεται επίσης άνοδος της θερμοκρασίας από τα μέσα της δεκαετίας του 1970.



Σχήμα 3.67. *Θέρος, SST:* οι ισοπληθείς των φορτίων (loadings) των παραγόντων. Παρουσιάζονται μόνο οι ισοπληθείς για φορτία μεγαλύτερα, κατ' απόλυτη τιμή, από το 0.7.

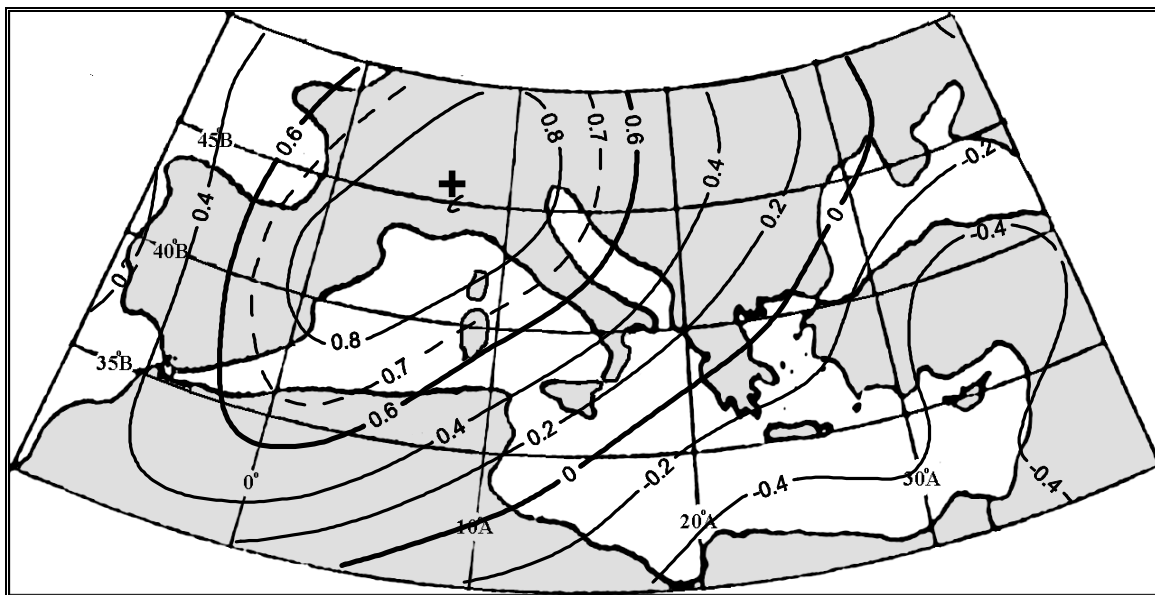


Σχήμα 3.68. *Θέρος, SST:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

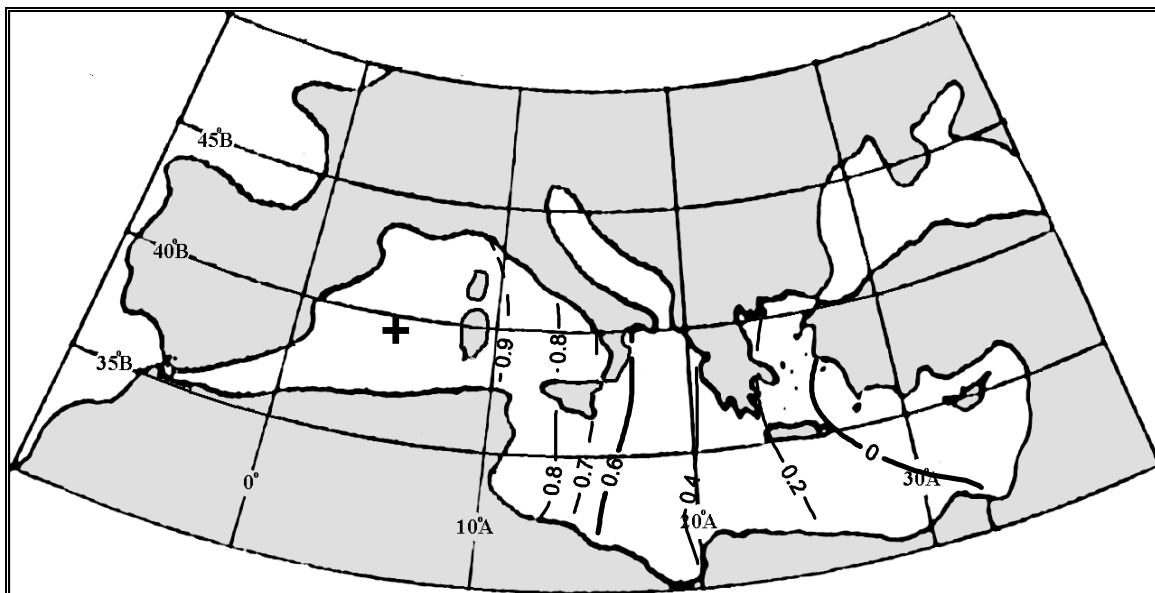
3.3.3 Σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας (T-850hPa-SST)

Η Ανάλυση Κανονικής Συσχέτισης, εφαρμοζόμενη στις χρονοσειρές των παραγόντων των πεδίων θερμοκρασίας αέρα και επιφάνειας της θάλασσας, απεκάλυψε δύο στατιστικά σημαντικά (επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) κανονικά ζεύγη (W_1, V_1 και W_2, V_2).

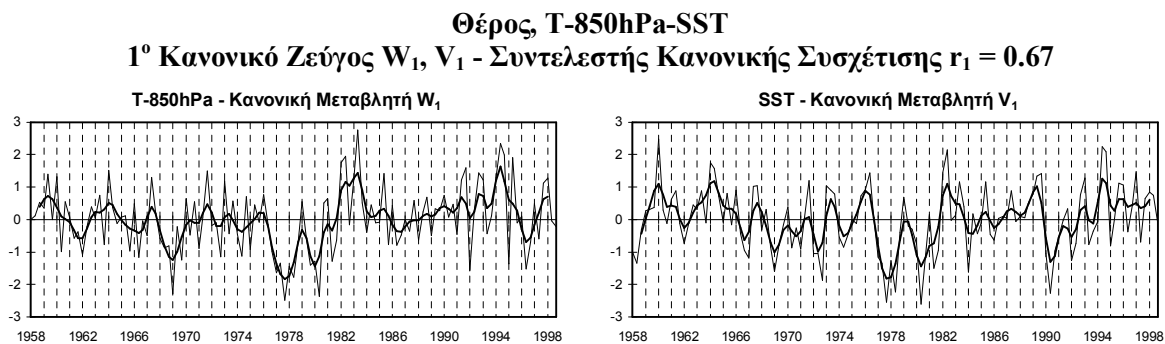
Το 1^ο ζεύγος κανονικών μεταβλητών (W_1, V_1) ερμηνεύει το 65% της κοινής διακύμανσης, το 8% της διακύμανσης της T-850hPa και το 22% της διακύμανσης της SST. Η W_1 αντιστοιχεί σε μια ασθενή τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» μεταξύ του κόλπου του Λέοντος και της ανατολικής Μεσογείου για την T-850hPa. Σύμφωνα με το σχήμα 3.69, η W_1 συσχετίζεται κυρίως με τη θερμοκρασία της περιοχής των κόλπων της Γένοβας και του Λέοντος, λόγω των υψηλών τιμών των αντίστοιχων συντελεστών συσχέτισης ($r > 0.8$), ενώ συσχετίζεται ασθενώς και με τη θερμοκρασία του αέρα στην ανατολική Μεσόγειο ($r < 0.5$ κατ' απόλυτη τιμή) (σχήμα 3.69). Η άλλη κανονική μεταβλητή του πρώτου ζεύγους V_1 συσχετίζεται μόνο με την SST της δυτικής Μεσογείου (σχήμα 3.70). Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης μεταξύ των W_1 και V_1 είναι $r_1 = 0.67$. Έτσι, μπορεί να θεωρηθεί ότι υπάρχει συνδιακύμανση μεταξύ της T-850hPa πάνω από τον κόλπο της Γένοβας και της SST στη δυτική Μεσόγειο. Σύμφωνα με τη διακύμανση των τιμών των W_1 και V_1 (σχήμα 3.71), τα πιο ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά της χρονικής διακύμανσης των δύο παραμέτρων είναι το διπλό ελάχιστο περί το τέλος της δεκαετίας του 70 και τις αρχές του 80 και η γενικά αυξητική τάση από τότε μέχρι το τέλος της περιόδου, η οποία είναι περισσότερο εμφανής στην SST. Τα παραπάνω βρίσκονται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Metaxas et al. (1991), οι οποίοι απεκάλυψαν μια αύξηση της SST της ανατολικής Μεσογείου για το θέρος μετά τα τέλη της δεκαετίας του 70. Οι χάρτες των μέσων θερμοκρασιακών αποχών των μηνών που αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες και στις 12 χαμηλότερες τιμές των δύο κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 παρουσιάζονται στα σχήματα 3.72-3.75. Από τα σχήματα αυτά, προκύπτει ότι οι αποχές της T-850hPa είναι περίπου ίσες με 2-2.5°C (κατ' απόλυτη τιμή) πάνω από τον κόλπο της Γένοβας και συνοδεύονται από αποχές της SST μεγαλύτερες από 1°C (κατ' απόλυτη τιμή). Οι αντίστοιχοι χάρτες του γεωδυναμικού ύψους (σχήματα 3.76-3.77) και των αποχών του (σχήματα 3.78-3.79) αποκαλύπτουν τα χαρακτηριστικά της κυκλοφορίας που συνδέονται με τις παραπάνω κατανομές των αποχών της θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα, όταν μια αντικυκλωνική σφήνα επικρατεί πάνω από την περιοχή της δυτικής Μεσογείου (σχήματα 3.76 και 3.78), έχουμε μεταφορά θερμού αέρα πάνω από την ευρύτερη περιοχή (σχήμα 3.72). Όταν επικρατεί αυλώνας χαμηλού γεωδυναμικού ύψους (σχήματα 3.77 και 3.79), υπάρχει κάποιας μορφής υφειακή δραστηριότητα σε συνδυασμό με ψυχρή μεταφορά από ΒΔ.



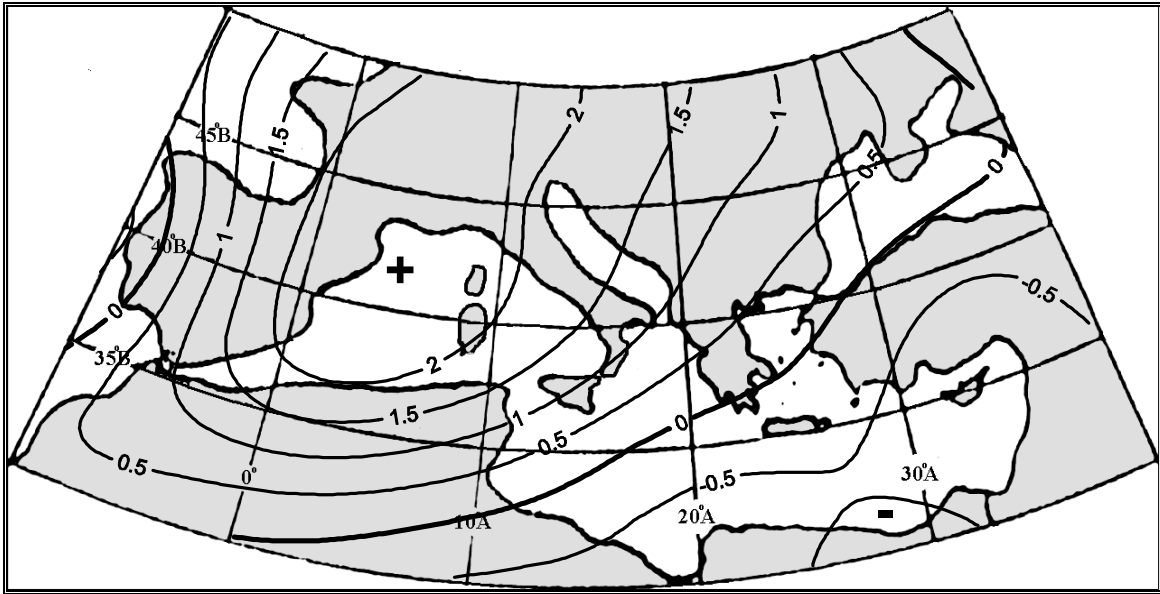
Σχήμα 3.69. Θέρος, $T-850hPa-SST$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1 και των χρονοσειρών της $T-850hPa$.



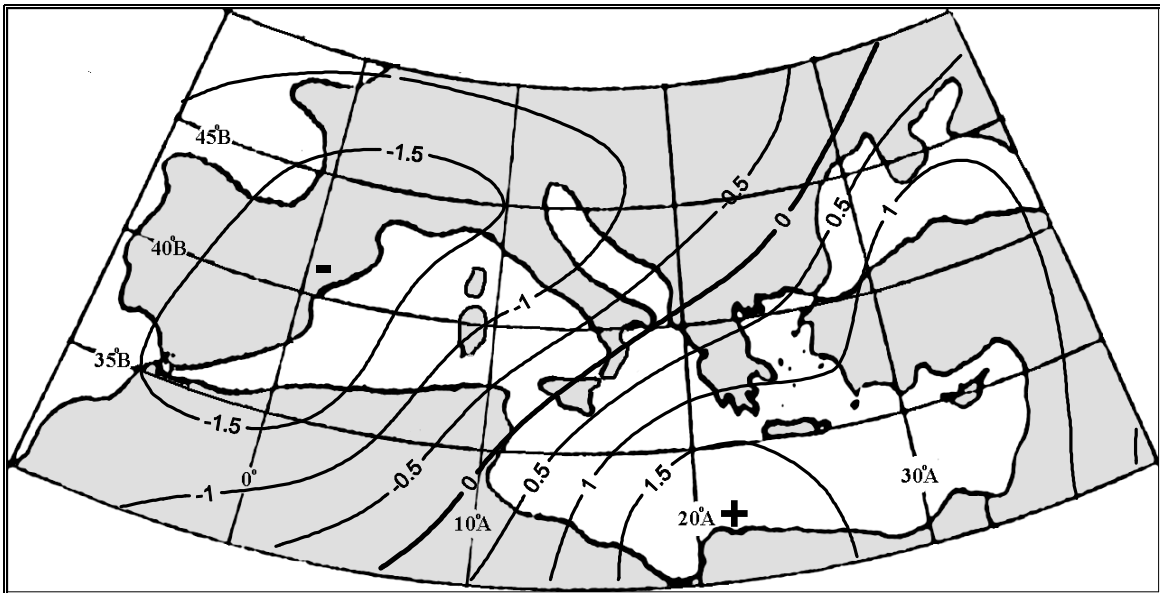
Σχήμα 3.70. Θέρος, $T-850hPa-SST$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1 και των χρονοσειρών της SST .



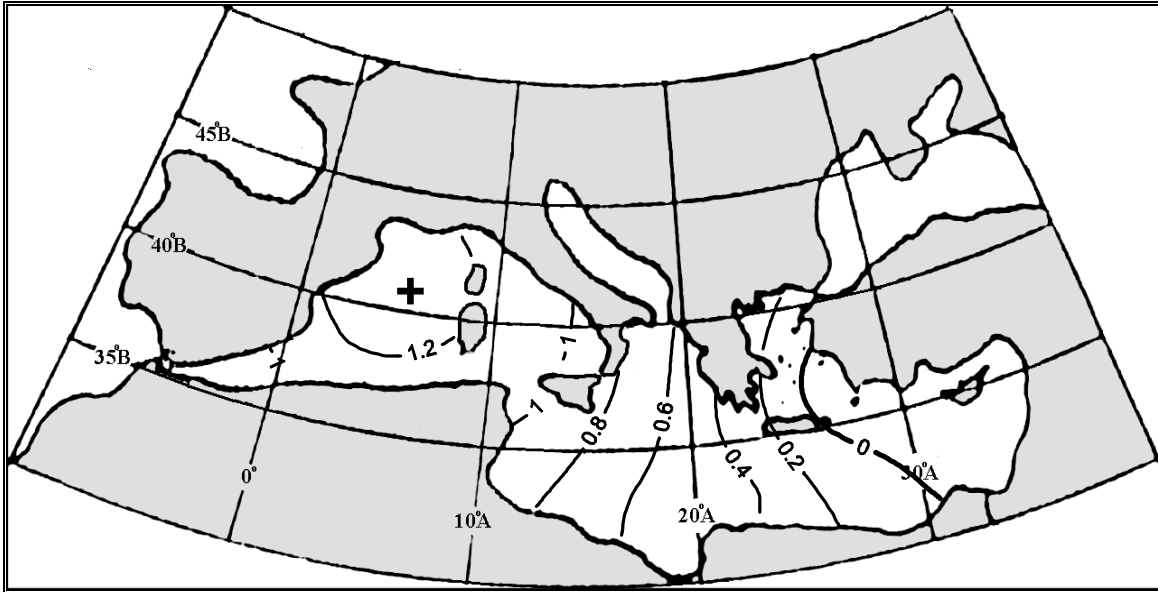
Σχήμα 3.71. Θέρος, $T-850hPa-SST$: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



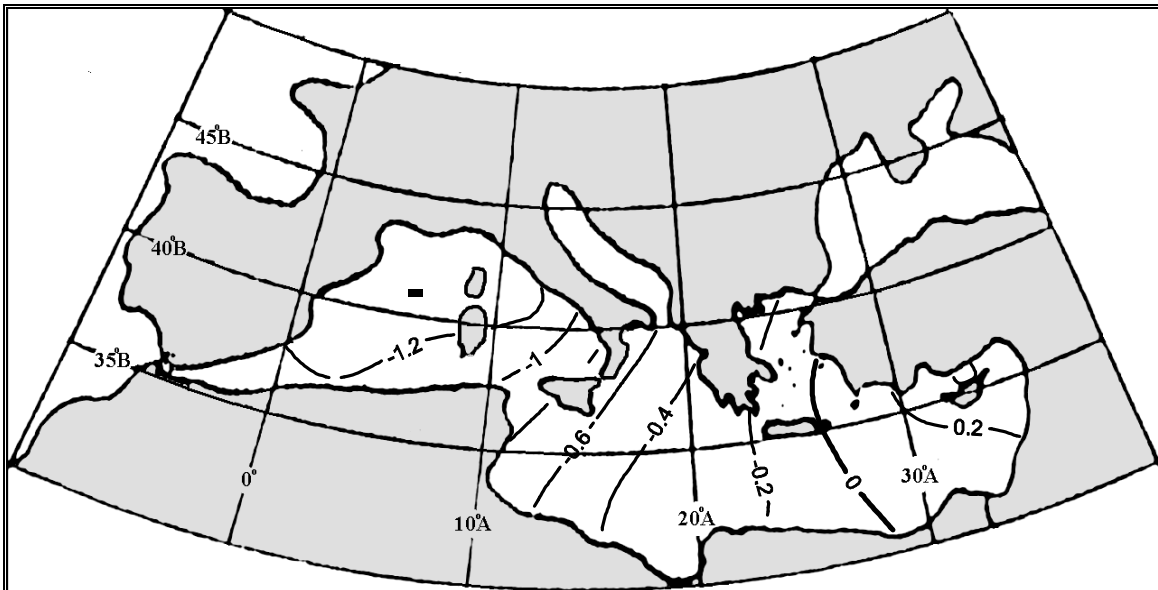
Σχήμα 3.72. Θέρος, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



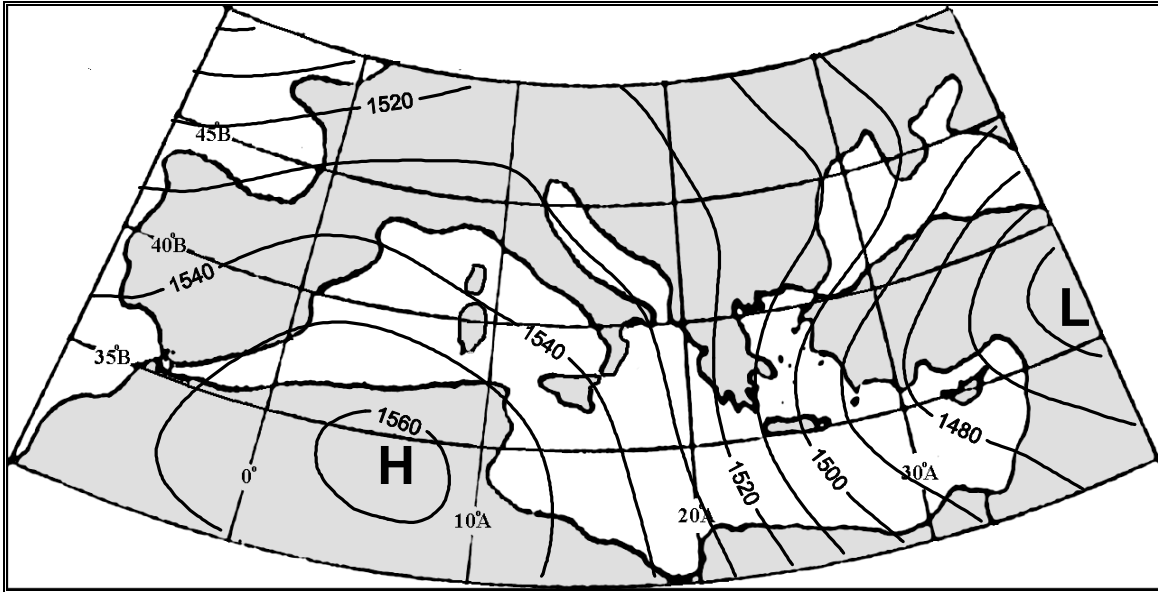
Σχήμα 3.73. Θέρος, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



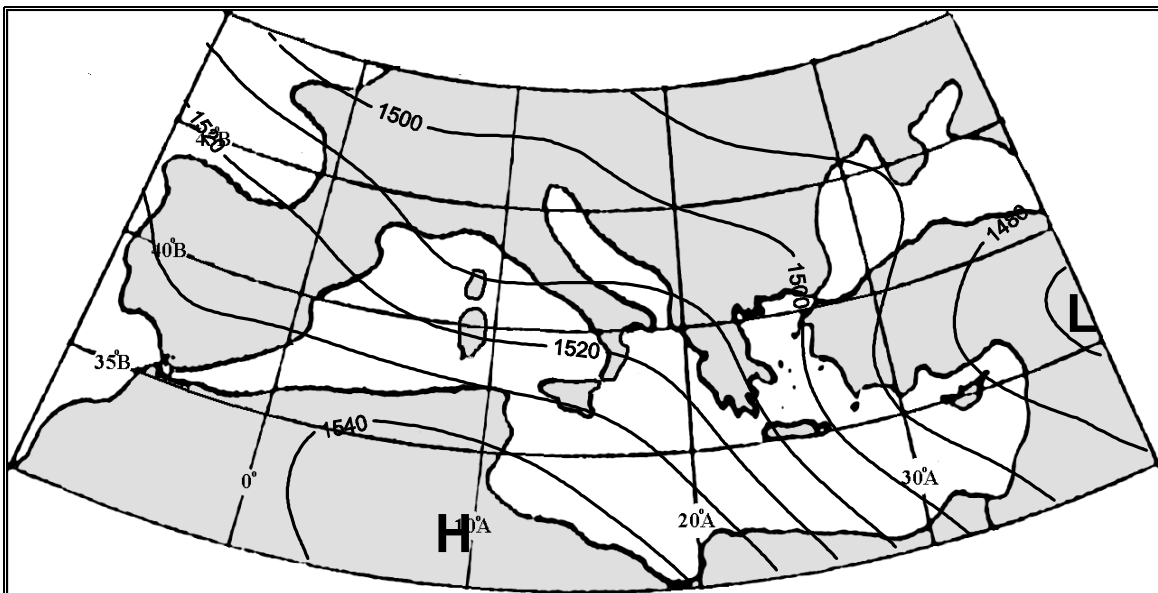
Σχήμα 3.74. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1 .



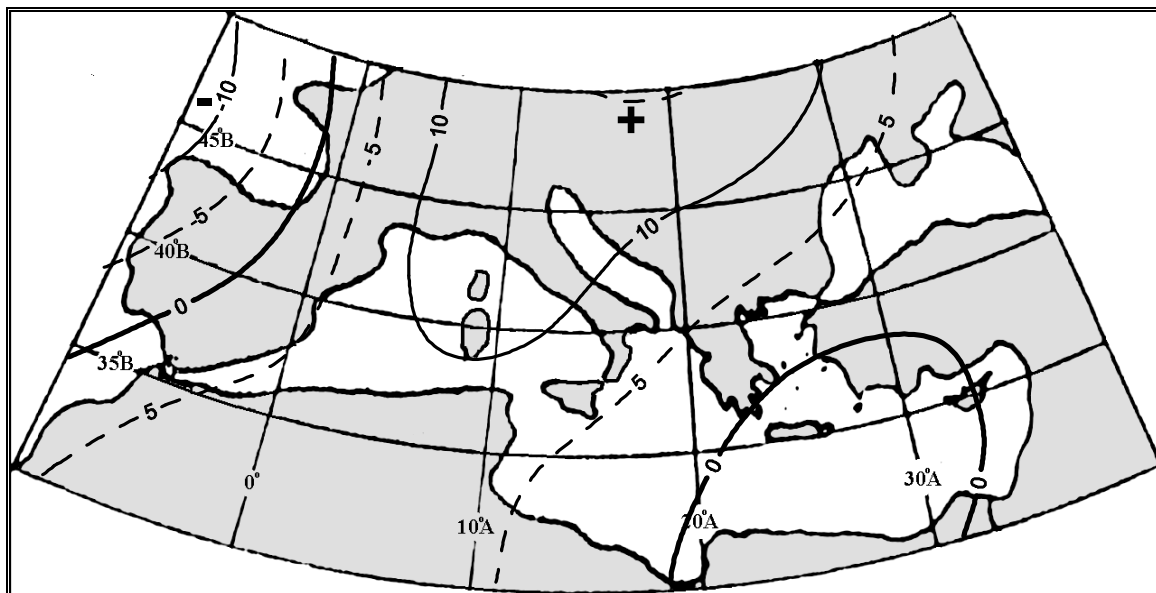
Σχήμα 3.75. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1 .



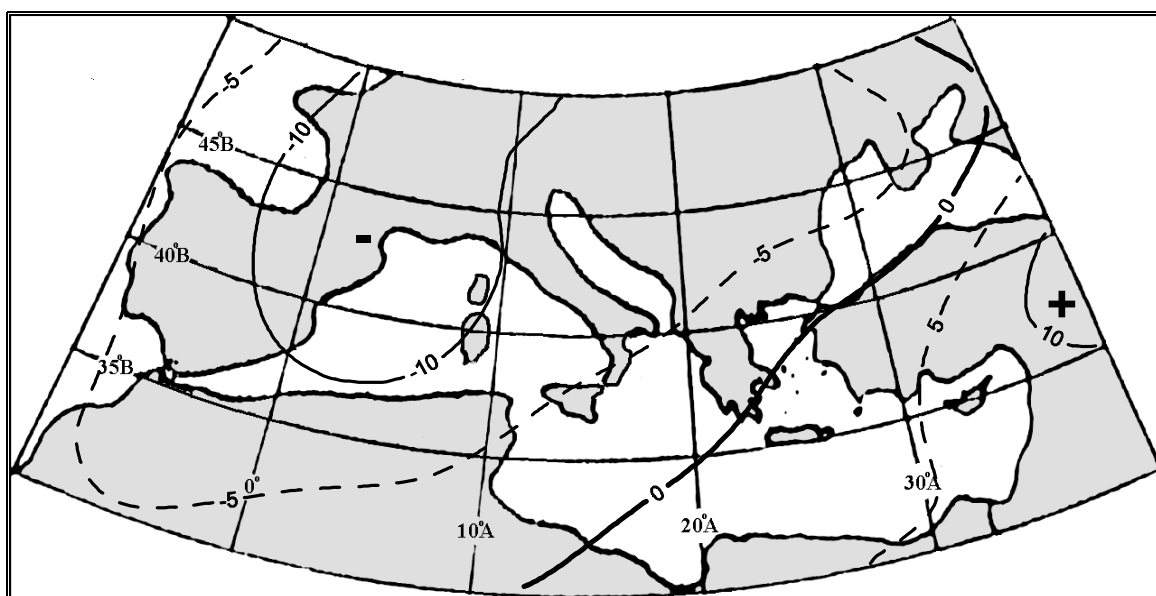
Σχήμα 3.76. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



Σχήμα 3.77. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .

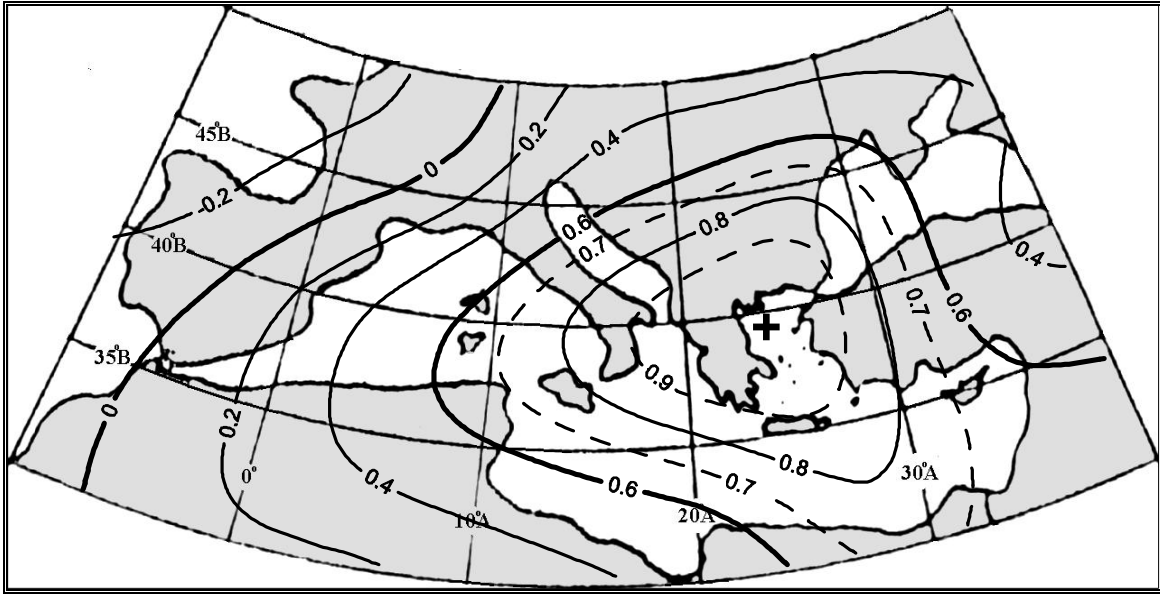


Σχήμα 3.78. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .

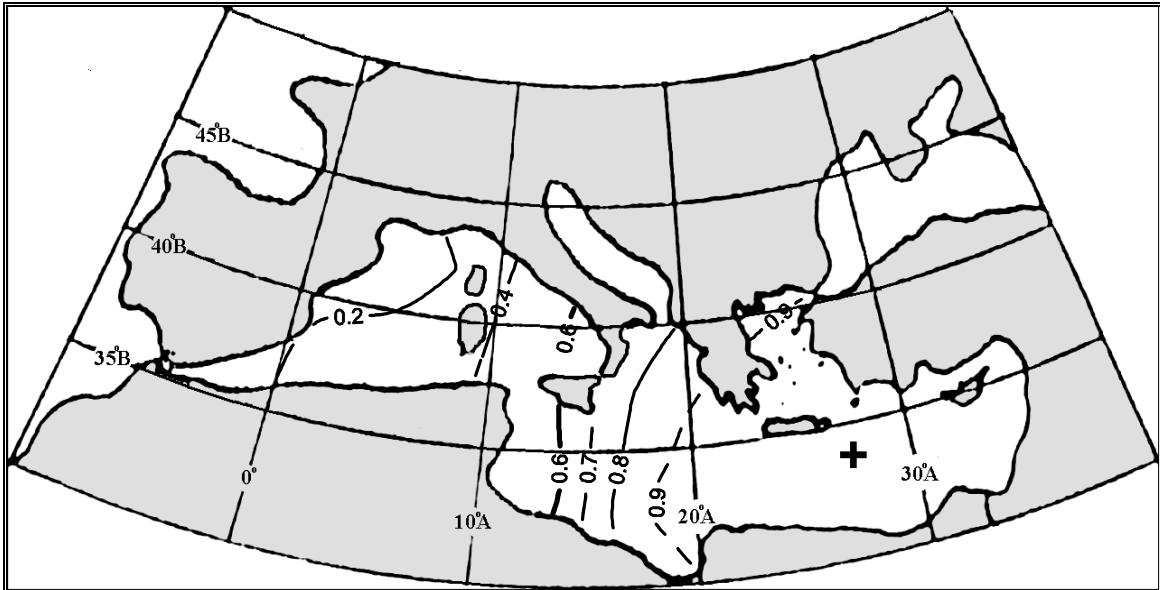


Σχήμα 3.79. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .

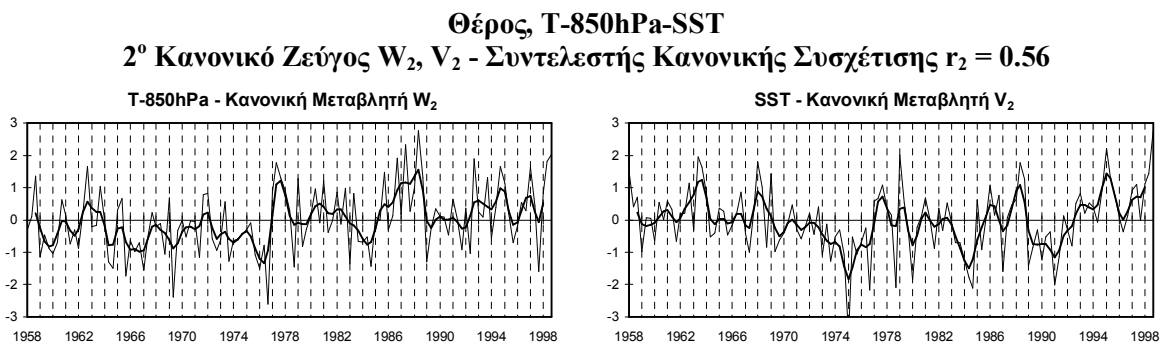
Το δεύτερο κανονικό ζεύγος (W_2, V_2) ερμηνεύει το 34% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 6% της διακύμανσης της T-850hPa και το 15% της διακύμανσης της SST. Το ζεύγος αυτό αντιστοιχεί στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου τόσο για την T-850hPa όσο και για την SST. Η W_2 συσχετίζεται ισχυρά με την T-850hPa πάνω από τα νότια Βαλκάνια, ενώ η V_2 συσχετίζεται ισχυρά με τη θερμοκρασία των επιφανειακών υδάτων της ανατολικής Μεσογείου (σχήματα 3.80-3.81). Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης είναι ίσος με $r_2 = 0.56$. Σύμφωνα με τις τιμές των W_2 και V_2 , υπάρχει μια αυξητική τάση και των δύο παραμέτρων κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών, η οποία ακολουθεί το ελάχιστο του μέσου της δεκαετίας του 70 (σχήμα 3.82). Αυτή η τάση βρίσκεται σε συμφωνία με αυτή που βρήκαν οι Metaxas et al. (1991) για την SST της ανατολικής Μεσογείου. Οι ακραίες «θερμές» και «ψυχρές» περιπτώσεις παρουσιάζονται στα σχήματα 3.83-3.86. Φαίνεται ότι όταν η θερμοκρασία του αέρα είναι υψηλότερη/χαμηλότερη της κανονικής κατά 2°C περίπου πάνω από τη Ν Ιταλία και τα Βαλκάνια, η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας στην ανατολική Μεσόγειο είναι 1°C υψηλότερη/χαμηλότερη του κανονικού. Όπως προκύπτει από τους χάρτες του γεωδυναμικού ύψους των 850hPa (σχήματα 3.87-3.88) και των αποχών του (σχήματα 3.89-3.90), η θερμοκρασία του αέρα πάνω από τα νότια Βαλκάνια ρυθμίζεται από την προέλευση των αερίων μαζών που κυριαρχούν πάνω από την περιοχή. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου κατά τη διάρκεια του θέρους επικρατούν οι Ετησίες άνεμοι. Η έντασή τους εξαρτάται από την ένταση του συνδυασμού μεταξύ του χαμηλού της Ν Ασίας και της αντικυκλωνικής σφήνας πάνω από την κεντρική Ευρώπη και τα Βαλκάνια και η συχνότητα πνοής τους ρυθμίζεται κυρίως από την τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης πάνω από τα βόρεια Βαλκάνια (Meteorological Office, 1962, Metaxas and Bartzokas, 1994). Η προέλευση και τα θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά των αερίων μαζών που μεταφέρονται πάνω από την περιοχή αυτή μέσω των ετησίων ανέμων ρυθμίζονται από τον τύπο της κυκλοφορίας που επικρατεί πάνω από τα βόρεια Βαλκάνια και τη Μαύρη Θάλασσα. Όταν μια αντικυκλωνική έξαρση κυριαρχεί πάνω στην περιοχή (σχήμα 3.87), οι αέριες μάζες που μεταφέρονται στην περιοχή είναι θερμές (σχήμα 3.83) αφού είναι υποτροπικής προέλευσης. Αντιθέτως, όταν επικρατεί ΒΔ ροή πάνω από την περιοχή (σχήμα 3.88), οι αέριες μάζες προέρχονται από την κεντρική Ευρώπη και είναι ψυχρότερες του κανονικού (σχήμα 3.84).



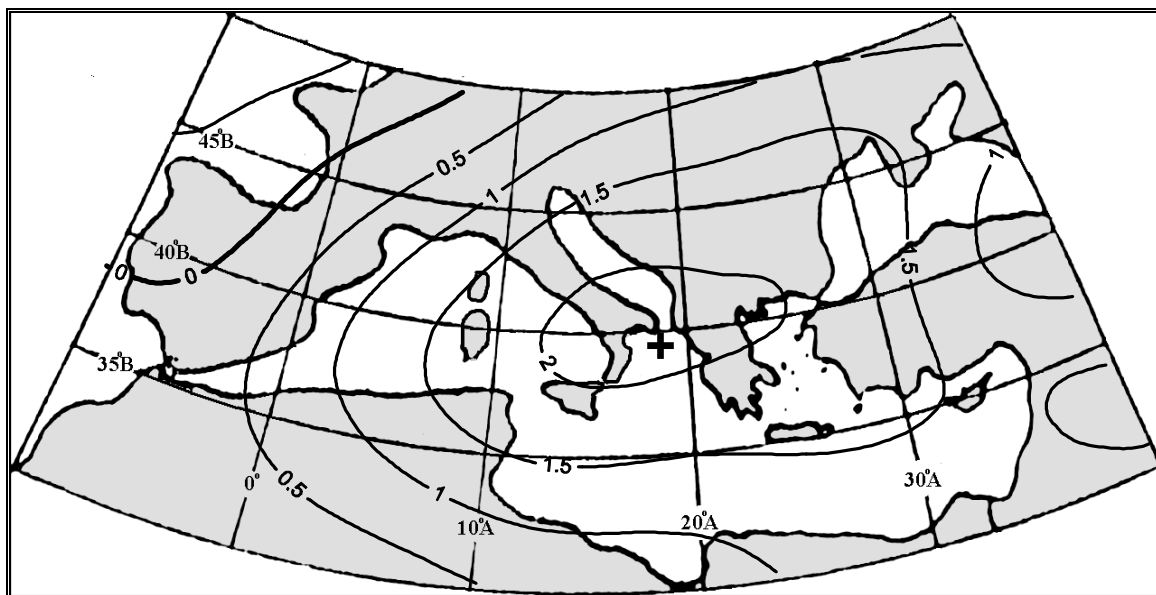
Σχήμα 3.80. Θέρος, $T-850hPa-SST$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2 και των χρονοσειρών της $T-850hPa$.



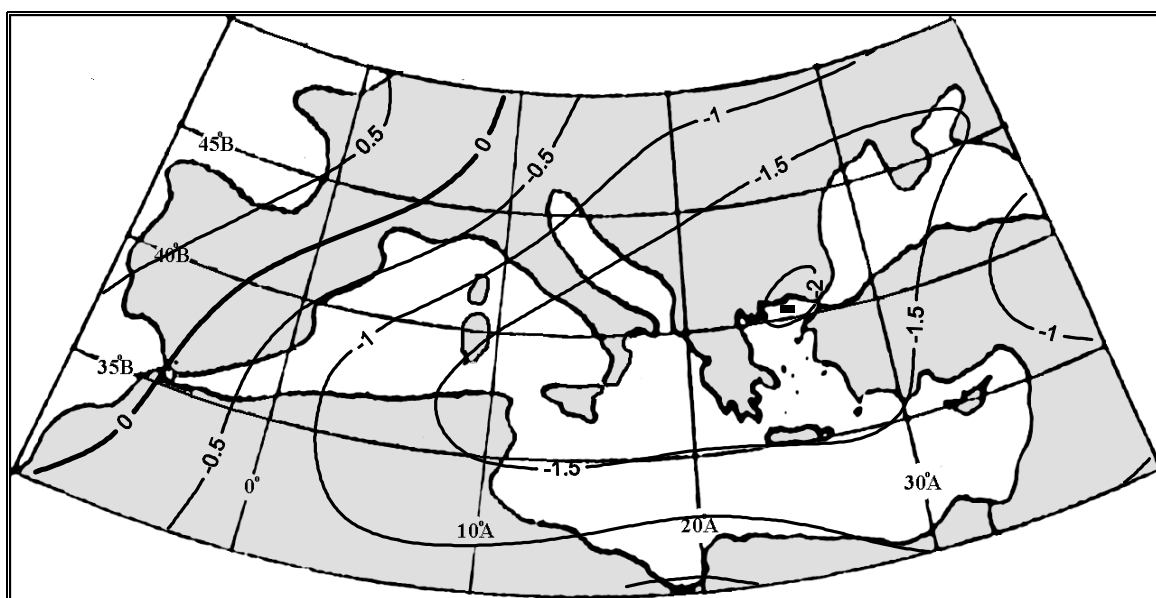
Σχήμα 3.81. Θέρος, $T-850hPa-SST$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2 και των χρονοσειρών της SST .



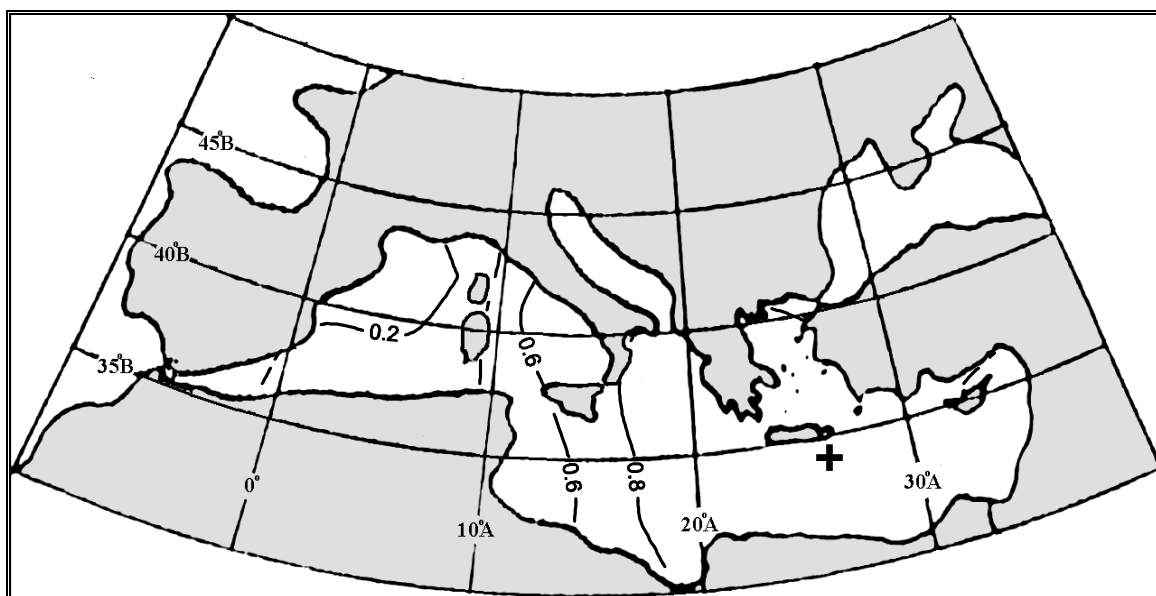
Σχήμα 3.82. Θέρος, $T-850hPa-SST$: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



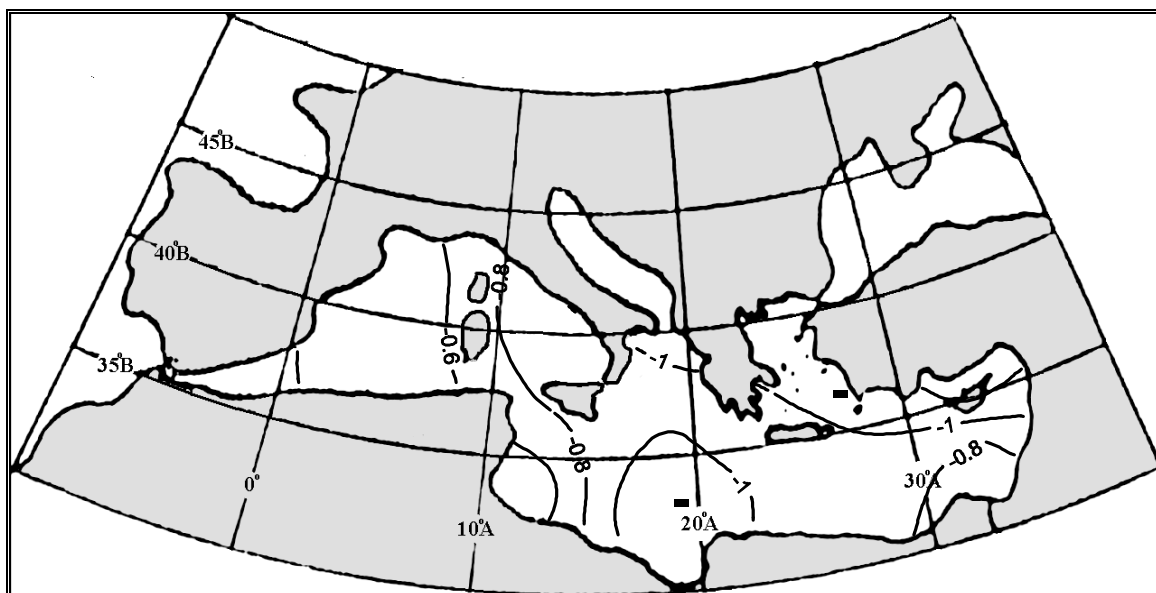
Σχήμα 3.83. Θέρος, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



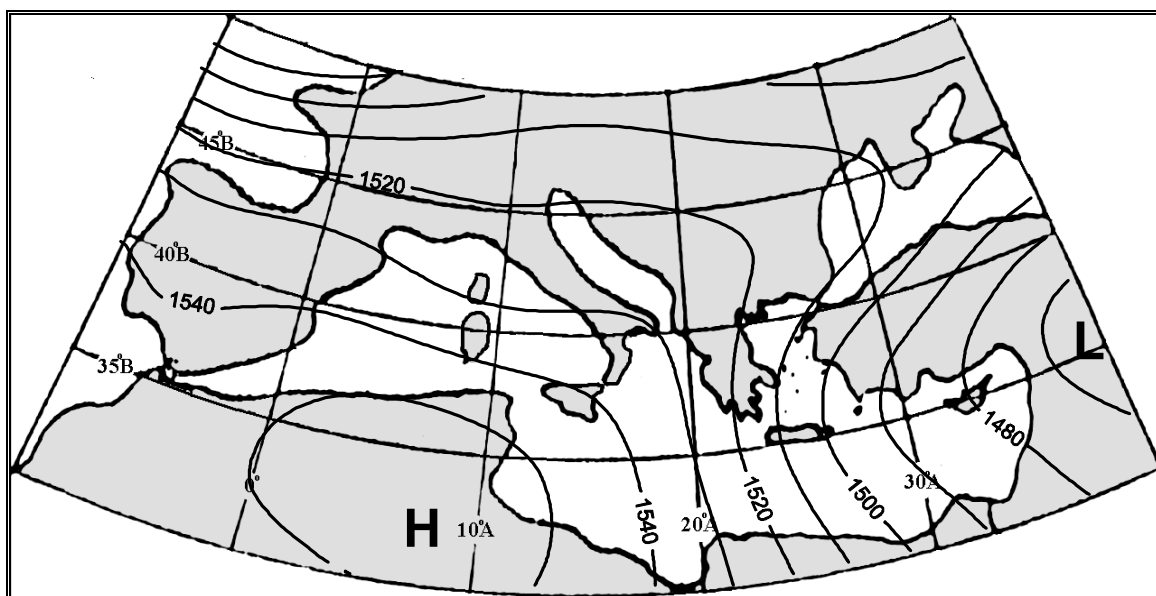
Σχήμα 3.84. Θέρος, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



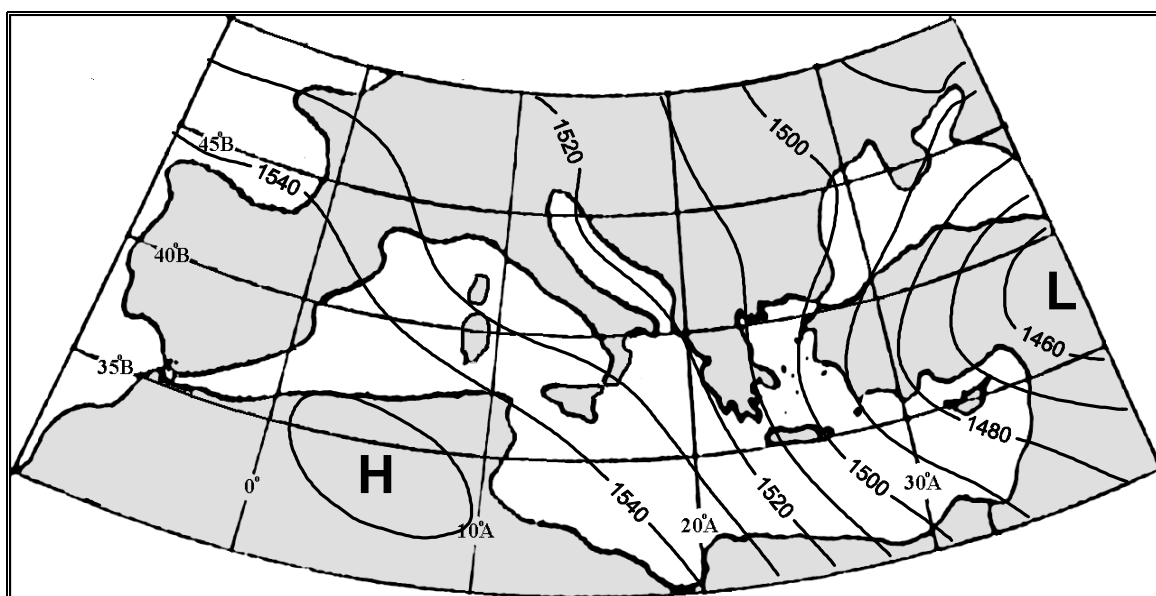
Σχήμα 3.85. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2 .



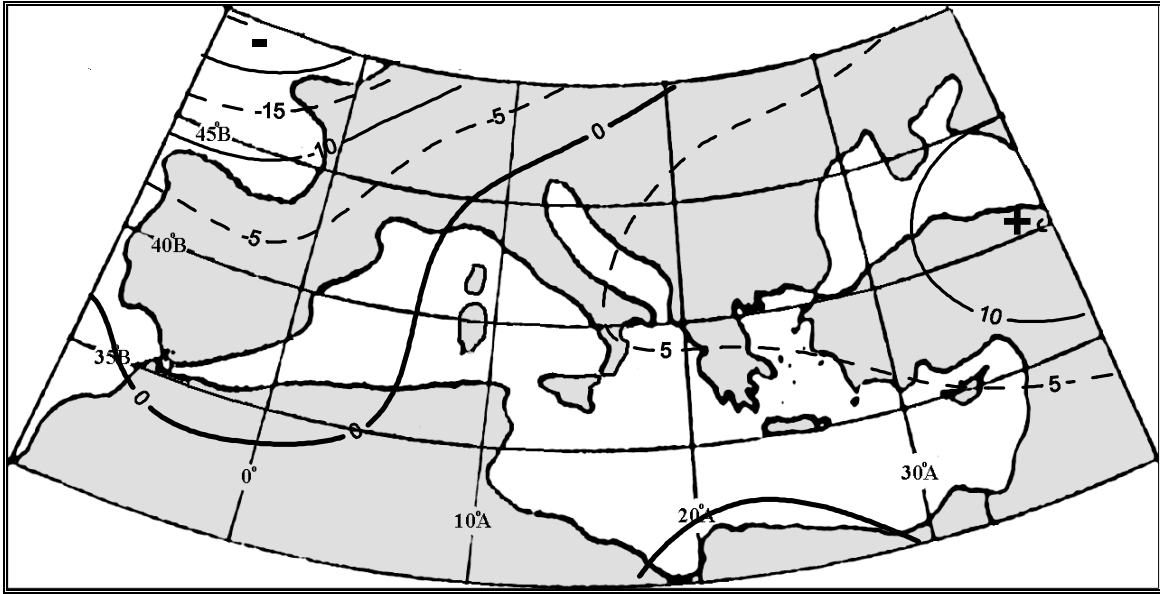
Σχήμα 3.86. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2 .



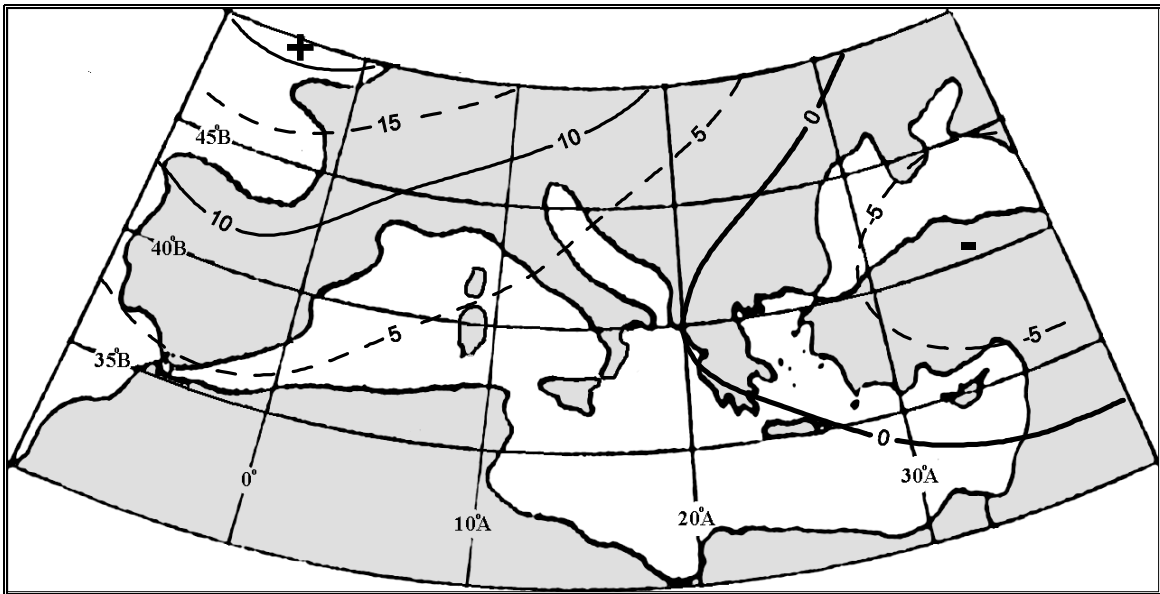
Σχήμα 3.87. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



Σχήμα 3.88. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



Σχήμα 3.89. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



Σχήμα 3.90. Θέρος, T-850hPa-SST: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .

Οι W_1 και W_2 συσχετίστηκαν με το θερινό δείκτη της ΝΑΟ, έτσι ώστε να διερευνηθεί εάν υπάρχει σχέση μεταξύ της ΝΑΟ και του καθεστώτος της θερμοκρασίας πάνω από τη Μεσόγειο κατά το θέρος. Οι συντελεστές συσχέτισης βρέθηκαν αντίστοιχα ίσοι με $r_1 = 0.12$ και $r_2 = 0.25$. Και οι δύο τιμές είναι χαμηλές, αλλά η δεύτερη τιμή (ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ της W_2 και του δείκτη της ΝΑΟ) είναι στατιστικά σημαντικός σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99%. Αυτό σημαίνει ότι υπάρχει μια ασθενής σχέση μεταξύ της ΝΑΟ και της θερμοκρασίας του θέρους πάνω από τα Βαλκάνια. Έτσι, ο υψηλός δείκτης ΝΑΟ ευνοεί (στατιστικά σημαντικά) την εμφάνιση υψηλότερων των κανονικών θερμοκρασιών αέρα πάνω από τα Βαλκάνια και αντιστρόφως. Η σύνδεση της κανονικής μεταβλητής W_2 με τη ΝΑΟ μπορεί επίσης να εξαχθεί από τη διαφορά που μπορεί να παρατηρηθεί στη βαθμίδα του γεωδυναμικού ύψους στην περιοχή της ΝΔ Ευρώπης μεταξύ των δύο ακραίων περιπτώσεων (σχήματα 3.87-3.88). Η διαφορά αυτή υποδεικνύει εμμέσως διαφορετική ένταση των δυτικών ανέμων, η οποία με τη σειρά της συνδέεται με τη ΝΑΟ.

Δεν προέκυψαν στατιστικώς σημαντικά αποτελέσματα (για επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) για χρονική υστέρηση ενός μηνός ή μεγαλύτερη. Αυτό συμβαίνει πιθανότατα επειδή η εμμονή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας είναι χαμηλότερη κατά το θέρος συγκρινόμενη με εκείνη του χειμώνα. Κατά το θέρος, η κατακόρυφη ανάμιξη των θαλασσιών υδάτων είναι ασθενέστερη και το επιφανειακό αναμεμιγμένο στρώμα είναι λεπτότερο και συνεπώς μικρότερης θερμοχωρητικότητας. Έτσι, προσαρμόζεται ταχύτερα στις θερμοκρασιακές μεταβολές του αέρα που οφείλονται στη ατμοσφαιρική κυκλοφορία (Namias et al., 1988, Lolis et al., 2002).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΒΟΡΕΙΟΣ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΣ - ΕΥΡΩΠΗ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η 2^η υπό μελέτη ευρύτερη περιοχή του βορείου Ατλαντικού και της Ευρώπης περιλαμβάνει υπό-περιοχές με διαφορετικά κλιματικά χαρακτηριστικά, τα οποία εξαρτώνται κυρίως από το γεωγραφικό πλάτος και την ηπειρωτικότητα. Γενικά πάντως, το κλίμα αυτής της μεγάλης έκτασης περιοχής κυριαρχείται από τη δράση της Κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO). Η NAO αποτελεί έναν από τους μεγαλύτερους τύπους μεταβλητότητας της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στο Βόρειο Ημισφαίριο και διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στις μεταβολές του καιρού και του κλίματος των περιοχών της βόρειας Αμερικής, της Ευρώπης, τη δυτικής Ασίας και της βόρειας Αφρικής (van Loon and Rogers, 1978, Wallace and Gutzler, 1981, Lamp and Pepler, 1987, Weber, 1990, Hurrell, 1995, 1996, Hurrell and van Loon, 1997, WMO, 1998, Kushnir, 1999, Greatbatch, 2000, Pozo-Vázquez et al., 2001, Wanner et al., 2001). Η NAO εντοπίστηκε για πρώτη φορά από τον Walker τη δεκαετία του 1920 (Walker, 1924, Walker and Bliss, 1932). Είναι ένα από τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά της μεταβλητότητας της ατμόσφαιρας καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου, αν και η κυριαρχία της είναι πιο έντονη κατά τη χειμερινή περίοδο (Barnston and Livesey, 1987, Rogers, 1990). Η NAO αποτελεί μέτρο της έντασης των δυτικών ανέμων (westerlies) που πνέουν στον Β. Ατλαντικό Ωκεανό εντός της ζώνης που ορίζεται από τους παραλλήλους 40°B και 60°B. Κατά τη διάρκεια των χειμώνων που χαρακτηρίζονται από υψηλό δείκτη NAO, οι δυτικοί άνεμοι είναι ισχυρότεροι του κανονικού. Αυτό οδηγεί σε θερμότερες του κανονικού συνθήκες στην περιοχή της Β. Ευρώπης και σε ψυχρότερες του κανονικού συνθήκες στη θαλάσσια περιοχή ανατολικά του Καναδά (Hurrell, 1995, 1996). Σύμφωνα με τον Walker (1924), μια μεγάλη διαφορά ατμοσφαιρικής πίεσης μεταξύ των Αζορών και της Ισλανδίας κατά το φθινόπωρο και το χειμώνα συνδέεται με ισχυρό θαλάσσιο ρεύμα Gulf Stream, υψηλές χειμερινές και εαρινές θερμοκρασίες στη Σκανδιναβία και τις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ και χαμηλές θερμοκρασίες στις ανατολικές ακτές του Καναδά και τη δυτική Γροιλανδία. Η τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» της μέσης θερμοκρασίας του χειμώνα μεταξύ της Γροιλανδίας και της Β. Ευρώπης αποτελεί ένα βασικό χαρακτηριστικό της NAO, το οποίο είναι γνωστό από το 18^ο αιώνα (Loewe, 1966, van Loon and Rogers, 1978). Ο Hurrell (1995, 1996) όρισε ως δείκτη της NAO τη διαφορά των κανονικοποιημένων τιμών της μέσης χειμερινής (Δεκέμβριος-Μάρτιος) ατμοσφαιρικής πίεσης μεταξύ των περιοχών της Λισσαβόνας και του Στυκισόλμουρ της Ισλανδίας. Η κανονικοποίηση επιτεύχθηκε διαιρώντας τις αποχές της ατμοσφαιρικής πίεσης σε κάθε έναν από τους δύο σταθμούς με την τυπική απόκλιση της περιόδου 1864-1994. Έχουν κατασκευαστεί και άλλοι, γενικά ισοδύναμοι, δείκτες για τη NAO. Π.χ. ο Rogers (1984) χρησιμοποίησε τη διαφορά των κανονικοποιημένων τιμών της ατμοσφαιρικής πίεσης του χειμώνα (Δεκέμβριος-Φεβρουάριος) μεταξύ των περιοχών Πόντα Δελγάδας (Αζόρες) και Ακουρέρι (Ισλανδία).

Ο ρόλος του ωκεανού και ειδικότερα της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στη διαμόρφωση της NAO έχει εξεταστεί από διάφορους ερευνητές (π.χ. Kushnir, 1999), αλλά δεν είναι πλήρως αποσαφηνισμένος. Είναι γνωστό, ότι το χρονικό όριο για την πρόγνωση των παραμέτρων της ατμόσφαιρας είναι μικρότερο των τριών εβδομάδων. Από την άλλη μεριά όμως, η μεγάλη θερμοχωρητικότητα του ωκεανού σε σχέση με αυτή της ατμόσφαιρας δίνει στον ωκεανό πολύ μεγαλύτερη μνήμη σχετικά με την παρελθούσα κατάστασή του. Αυτό σημαίνει ότι αν η μεταβλητότητα της NAO ρυθμίζεται κατά κάποιο

τρόπο από αυτή της SST, τότε υπάρχει ελπίδα για προγνωστική ικανότητα μεγαλύτερης χρονικής κλίμακας, όπως π.χ. εποχικής (Griffies and Bryan, 1996). Η θάλασσα του Λαμπραντόρ και η Νορβηγική θάλασσα αποτελούν δύο από τα λίγα μέρη στον κόσμο, στα οποία ανανεώνονται τα βαθιά ύδατα (deep waters) των ωκεανών. Οι μόνες σημαντικές ως προς την ανανέωση των υδάτων περιοχές, εκτός των παραπάνω, είναι ο Αρκτικός Ωκεανός και κάποιες θαλάσσιες περιοχές γύρω από την Ανταρκτική. Αυτό σημαίνει ότι, σε αντίθεση με τον Ειρηνικό Ωκεανό, ο Ατλαντικός Ωκεανός αποτελεί ενεργό κανάλι μεταφοράς, μέσω του οποίου, προσφάτως σχηματισμένα πυκνά ύδατα εξαπλώνονται στους ωκεανούς παγκοσμίως. Η μεγάλης κλίμακας ροή που συνδέεται με την εξάπλωση των προσφάτως σχηματισμένων πυκνών υδάτων είναι γνωστή ως κυκλοφορία θερμο-αλατότητας (thermohaline circulation, THC) (Greatbatch, 2000). Η θερμότητα που μεταφέρεται από την επιφάνεια της θάλασσας του Β Ατλαντικού Ωκεανού προς την ατμόσφαιρα διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στο κλίμα της δυτικής Ευρώπης και σε κάποιο βαθμό του Καναδά. Όταν ο δείκτης της NAO είναι υψηλός, οι δυτικοί άνεμοι είναι ισχυρότεροι και μεταφέρουν μεγαλύτερα ποσά θερμότητας (warm advection) προς το εσωτερικό της Ευρώπης. Έτσι η επίδραση του Ατλαντικού στο κλίμα της Ευρώπης είναι μεγαλύτερη όταν ο δείκτης της NAO είναι υψηλός.

Ο Bjerknes (1964) εξέτασε τη σχέση μεταξύ των αποχών της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας και της ατμοσφαιρικής πίεσης στο Β. Ατλαντικό. Διαπίστωσε ότι σε ετήσια χρονική κλίμακα, οι αποχές της SST διαμορφώνονται τοπικά από τις μεταβολές των ροών θερμότητας μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και της ατμόσφαιρας. Αντιθέτως, σε δεκαετή χρονική κλίμακα, οι μεταβολές στην οριζόντια μεταφορά θερμότητας μέσω του ωκεανού διαδραματίζουν το σημαντικότερο ρόλο. Τα συμπεράσματα του Bjerknes υποστηρίχθηκαν αργότερα και από τους Cayan (1992b), Deser and Blackmon (1993), Kushnir (1994), Battisti et al. (1995), Halliwell and Mayer (1996) και Eden and Willebrand (2001). Η NAO επηρεάζει την THC μέσω της επίδρασής της στην ανανέωση των βαθιών υδάτων (deep waters). Η ισχυρή κατακόρυφη μεταφορά μάζας και ενέργειας (convection) και η επακόλουθη ανανέωση των πυκνών υδάτων του ωκεανού δε συμβαίνει κάθε έτος. Για παράδειγμα, στην περιοχή της θάλασσας του Λαμπραντόρ δε συμβαίνει ισχυρή κατακόρυφη μεταφορά υδάτων, όταν ο δείκτης της NAO παρουσιάζει εμμονή σε χαμηλές τιμές. Η ύπαρξη της έντονης κατακόρυφης μεταφοράς υδάτων στην παραπάνω θαλάσσια περιοχή εξαρτάται από τη δριμύτητα του χειμώνα στον ανατολικό Καναδά, η οποία με τη σειρά της συνδέεται ισχυρά με τη NAO (Ikeda, 1990, Dickson et al., 1996). Όταν ο δείκτης της NAO είναι υψηλός, οι δυτικοί άνεμοι στην περιοχή είναι ισχυροί και οι ψυχρές εισβολές από τον ανατολικό Καναδά προς τη θάλασσα του Λαμπραντόρ είναι συχνές. Αυτό οδηγεί σε έντονη ψύξη των επιφανειακών υδάτων και συνεπώς, σε έντονες κατακόρυφες κινήσεις που προκαλούν μεταφορά υδάτων από τα μεγάλα βάθη προς την επιφάνεια (Marshall and Schott, 1999). Αντιθέτως, όταν ο δείκτης της NAO είναι χαμηλός, οι δυτικοί άνεμοι είναι ασθενέστεροι του κανονικού και οι εισβολές ψυχρού και ξηρού αέρα από τις ηπειρωτικές περιοχές είναι λιγότερο συχνές και λιγότερο έντονες. Οι Dickson et al. (1996) διαπίστωσαν ότι η NAO δρα κατά τον αντίθετο τρόπο στην περιοχή της θάλασσας της Γροιλανδίας. Συγκεκριμένα, όταν ο δείκτης της NAO είναι υψηλός, η θάλασσα της Γροιλανδίας χαρακτηρίζεται από ήπιους χειμώνες, σε αντίθεση με το ότι ισχύει για τη θάλασσα του Λαμπραντόρ. Το αντίθετο συμβαίνει όταν ο δείκτης είναι χαμηλός. Η θερμοκρασιακή τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» μεταξύ των θαλασσών του Λαμπραντόρ και της Γροιλανδίας αποτελεί ένα επιπλέον παράδειγμα της τηλεσύνδεσης μεταξύ της δυτικής Γροιλανδίας και της Β Ευρώπης που αναφέρθηκε από τους Van Loon and Rogers (1978). Η ανανέωση των βαθιών υδάτων είναι ένα συμβάν εξαιρετικής σημασίας αφού τα ύδατα που προκύπτουν μεταφέρονται μέσω των θαλασσίων ρευμάτων πολύ μακριά από την περιοχή που δημιουργήθηκαν, διατηρώντας μέρος των βασικών χαρακτηριστικών τους. Οι Curry et al.

(1998) εκτίμησαν ότι μεσολαβεί χρόνος της τάξεως των 6 ετών μεταξύ της δημιουργίας των βαθιών υδάτων στη θάλασσα του Λαμπραντόρ και της εμφάνισής τους στις Βερμούδες.

Οι αλληλεπιδράσεις της επιφάνειας της θάλασσας με την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στο Β Ατλαντικό έχουν γίνει αντικείμενο μελέτης από πολλούς ερευνητές κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών. Ο Cayan (1992b) μελέτησε την επίδραση των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στη διαμόρφωση των αποχών της SST. Οι Malberg and Frattesi (1995) εντόπισαν άνοδο της SST στην περιοχή του υποτροπικού και του ανατολικού Ατλαντικού και πτώση στην περιοχή του ΒΔ Ατλαντικού κατά την περίοδο 1973-1992 και τη συνέδεσαν με την παράλληλη ενίσχυση του Ισλανδικού χαμηλού. Οι Bresch and Davies (2000) μελέτησαν τις συνδιακυμάνσεις της SST και του γεωδυναμικού ύψους της ισοβαρικής επιφάνειας των 500hPa, αποκαλύπτοντας τα κύρια κέντρα δράσης της μέσης τροπόσφαιρας που ρυθμίζουν τη μεταβλητότητα της SST του Β Ατλαντικού. Οι Robertson et al. (2000) μελέτησαν την επίδραση της SST στη NAO, χρησιμοποιώντας ένα μοντέλο γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Οι Eden and Jung (2001) εξέτασαν την αντίδραση του ωκεανού στις μεγάλης χρονικής κλίμακας μεταβολές της NAO και διαπίστωσαν ότι οι διακυμάνσεις των επιφανειακών ροών ενέργειας που συνδέονται με τη NAO ευθύνονται για τις μεταβολές της κυκλοφορίας στο Β Ατλαντικό σε δεκαετή χρονική κλίμακα. Οι Marshall et al. (2001) χρησιμοποίησαν τα πεδία του στροβιλισμού και των ροών ενέργειας μεταξύ αέρα-θάλασσας που σχετίζονται με τη NAO, για να μελετήσουν την αντίδραση του ωκεανού στη δράση της NAO, καθώς και την πιθανή ανάδρασή του (feedback) στη NAO.

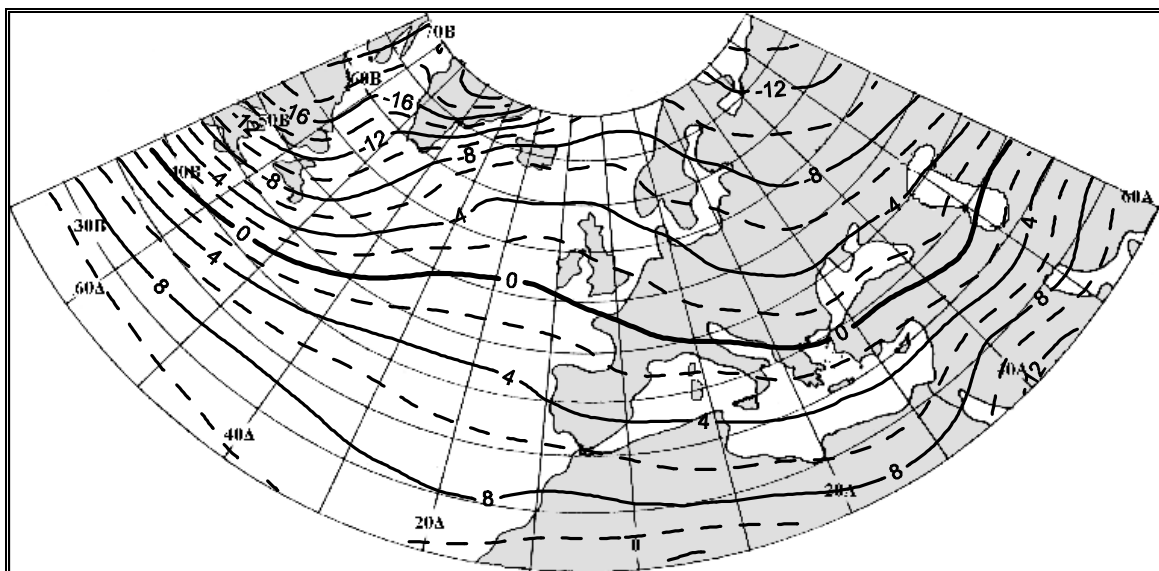
Στο κεφάλαιο αυτό, εφαρμόζεται η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο στις ίδιες παραμέτρους και ζεύγη παραμέτρων, έτσι ώστε να προκύψει μια γενική εικόνα των συνοπτικής κλίμακας αλληλεπιδράσεων αέρα-θάλασσας στη μεγαλύτερης έκτασης περιοχή του Β Ατλαντικού και της Ευρώπης. Στατιστικά σημαντικά και φυσικά ερμηνεύσιμα αποτελέσματα προέκυψαν μόνο για το χειμώνα. Μάλιστα, για το ζεύγος RV-SST τα αποτελέσματα δε βρέθηκαν στατιστικά σημαντικά ούτε για το χειμώνα και έτσι δεν παρουσιάζονται. Στα υποκεφάλαια που ακολουθούν παρουσιάζονται αναλυτικά όλα τα στατιστικά σημαντικά και ερμηνεύσιμα από φυσική άποψη αποτελέσματα για το χειμώνα.

4.2 ΧΕΙΜΩΝΑΣ

Η ατμόσφαιρα πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης – Β. Ατλαντικού κατά τη χειμερινή περίοδο χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη σημαντικών κέντρων δράσης, μεταξύ των οποίων το χαμηλό της Ισλανδίας, ο υποτροπικός αντικυκλώνας των Αζορών και ο Σιβηρικός αντικυκλώνας. Η αλληλεπίδραση των παραπάνω συστημάτων, καθώς και οι μεταβολές της έντασής τους σε συνδυασμό με την ύπαρξη αντικυκλωνικών συστημάτων εμποδισμού (blocking anticyclones) δημιουργούν μεγάλης κλίμακας τηλεσυνδέσεις που αφορούν πολλές κλιματολογικές παραμέτρους (Lejenäs and Okland, 1983, Sahsamanoğlu, 1990, Liu, 1994, Stein, 2000). Κατά τη διάρκεια κυρίως της δεκαετίας του 1980, έγιναν αρκετές προσπάθειες να καταγραφούν και να μελετηθούν αναλυτικά αυτές οι τηλεσυνδέσεις, καθώς και οι επιδράσεις τους στο κλίμα των διαφόρων περιοχών (π.χ. Wallace and Gutzler, 1981, Barnston and Livezey, 1987, Gutzler et al., 1988). Ιδιαίτερη έμφαση έχει δοθεί στη NAO και στην επίδρασή της στο κλίμα των γειτονικών περιοχών (π.χ. Hurrell and Van Loon, 1997, Kapala et al., 1998).

4.2.1 Θερμοκρασία του αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα (T-850hPa)

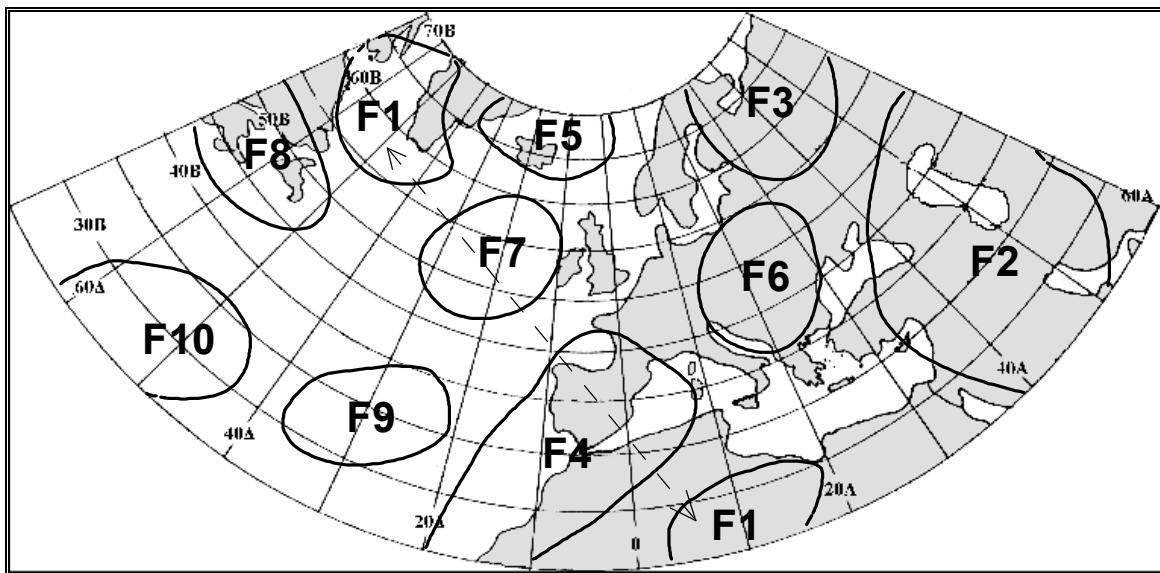
Οι χωρικές και χρονικές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας της κατώτερης τροπόσφαιρας στην περιοχή της Ευρώπης και του Β. Ατλαντικού έχουν μελετηθεί κατά καιρούς από διάφορους ερευνητές (Weber, 1990, Makrogiannis and Sahsamanoğlu, 1992, Bartzokas and Metaxas, 1993, Deser and Blackmon, 1993, Kapala et al., 1998, Lolis and Bartzokas, 2001). Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας του αέρα στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa κατά τη χειμερινή περίοδο παρουσιάζεται στο σχήμα 4.1. Οι χαμηλότερες τιμές παρουσιάζονται: α) στην περιοχή της Θάλασσας του Λαμπραντόρ και των ανατολικών ακτών του Καναδά που επηρεάζεται από την μεταφορά ψυχρών και ξηρών αερίων μαζών από το εσωτερικό του Καναδά και β) στην περιοχή της ΒΑ Ευρώπης που επηρεάζεται από την ύπαρξη του ψυχρού Σιβηρικού αντικυκλώνα. Αντιθέτως οι υψηλότερες τιμές παρουσιάζονται στα μικρά γεωγραφικά πλάτη.



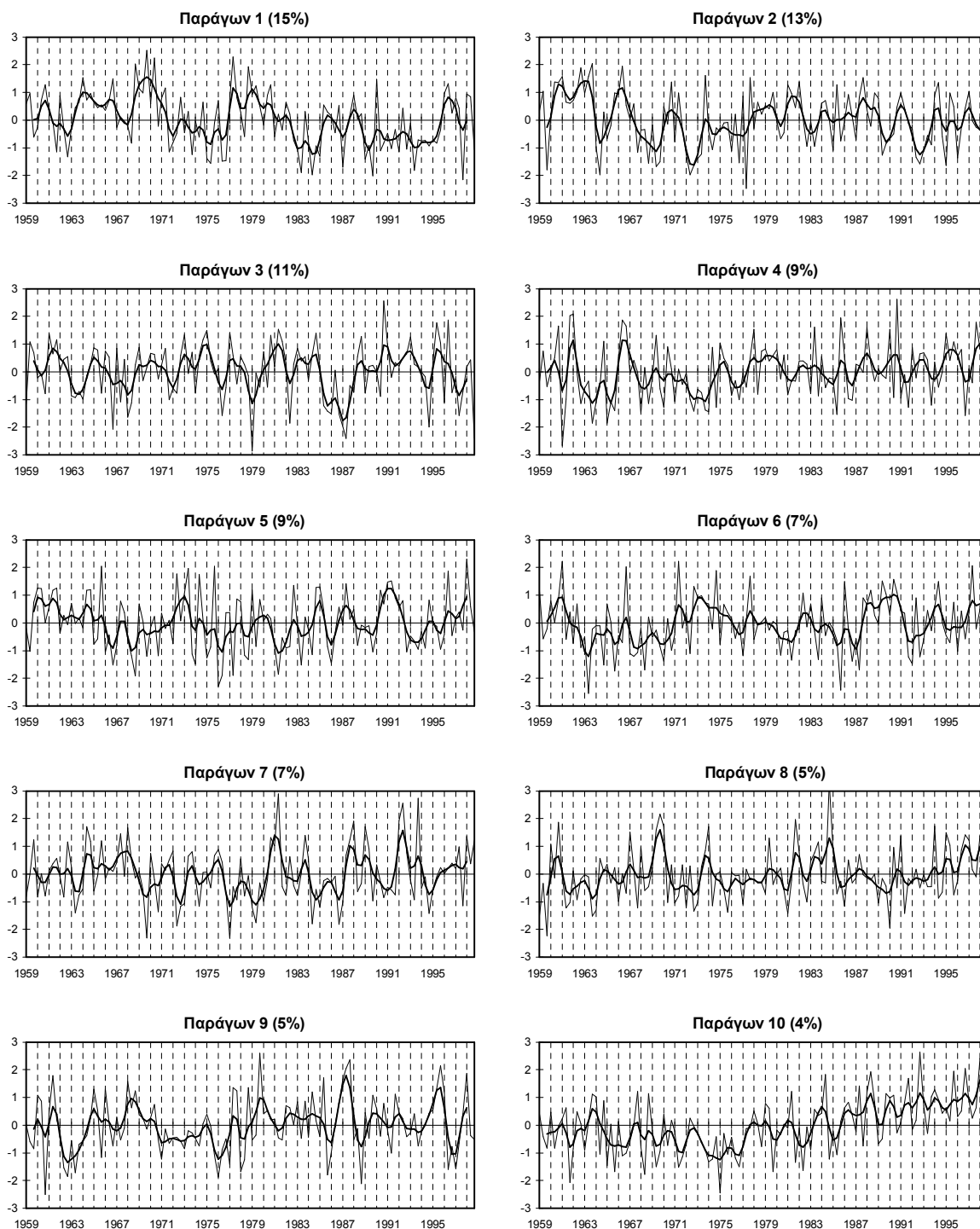
Σχήμα 4.1. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας του αέρα (°C) στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης-Β. Ατλαντικού κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

Η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης στις χρονοσειρές της T-850hPa οδήγησε σε 10 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 84% της ολικής διακύμανσης. Οι ισοπληθείς (0.7)

των φορτίων των παραγόντων παρουσιάζονται στο σχήμα 4.2 και οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών τους στο σχήμα 4.3. Ο παράγων 1 (15% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί σε μια τηλεσύνδεση μεταξύ των περιοχών της θάλασσας του Λαμπραντόρ και της Λιβύης, η οποία οφείλει την ύπαρξή της στη ΝΑΟ. Συγκεκριμένα, όταν ο συνδυασμός του χαμηλού της Ισλανδίας με τον αντικυκλώνα των Αζορών είναι ισχυρός (υψηλός δείκτης ΝΑΟ), επικρατούν χαμηλότερες του κανονικού θερμοκρασίες τόσο στην περιοχή της θάλασσας του Λαμπραντόρ, όσο και στην περιοχή της Β. Αφρικής, ενώ το αντίθετο ισχύει όταν ο συνδυασμός των δύο συστημάτων είναι ασθενής (χαμηλός δείκτης ΝΑΟ). Σύμφωνα με τη διακύμανση των τιμών του παράγοντα 1, κατά τη διάρκεια των 2 τελευταίων δεκαετιών επικρατούν γενικά χαμηλότερες της κανονικής τιμής θερμοκρασίες και στις δύο περιοχές. Ο παράγων 2 (13% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή της Μέσης Ανατολής και της Κασπίας Θάλασσας και χαρακτηρίζεται από μεγάλες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1960. Ο παράγων 3 (11% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή του ΒΑ άκρου της Ευρώπης, ανατολικά της Σκανδιναβίας, όπου παρατηρούνται έντονες θερμοκρασιακές διακυμάνσεις κατά τη διάρκεια των δύο τελευταίων δεκαετιών. Ο παράγων 4 (9% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή των ΒΔ ακτών της Αφρικής και της ΝΔ Ευρώπης, ο παράγων 5 (9% της ολικής διακύμανσης) την περιοχή της Ισλανδίας και ο παράγων 6 (7% της ολικής διακύμανσης) τα βόρεια Βαλκάνια. Ο παράγων 7 (7% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στη θαλάσσια περιοχή του Β. Ατλαντικού δυτικά της Ιρλανδίας, ο παράγων 8 (5% της ολικής διακύμανσης) στις ΝΑ ακτές του Καναδά και ο παράγων 9 (5% της ολικής διακύμανσης) στην περιοχή των Αζορών. Τέλος, ο παράγων 10 (4% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει ένα μέρος της θαλάσσιας περιοχής του Ατλαντικού δυτικά των Αζορών. Στην περιοχή αυτή εντοπίζεται μια αξιοσημείωτη σταθερά ανοδική τάση της θερμοκρασίας από το 1975 μέχρι και το τέλος της περιόδου.



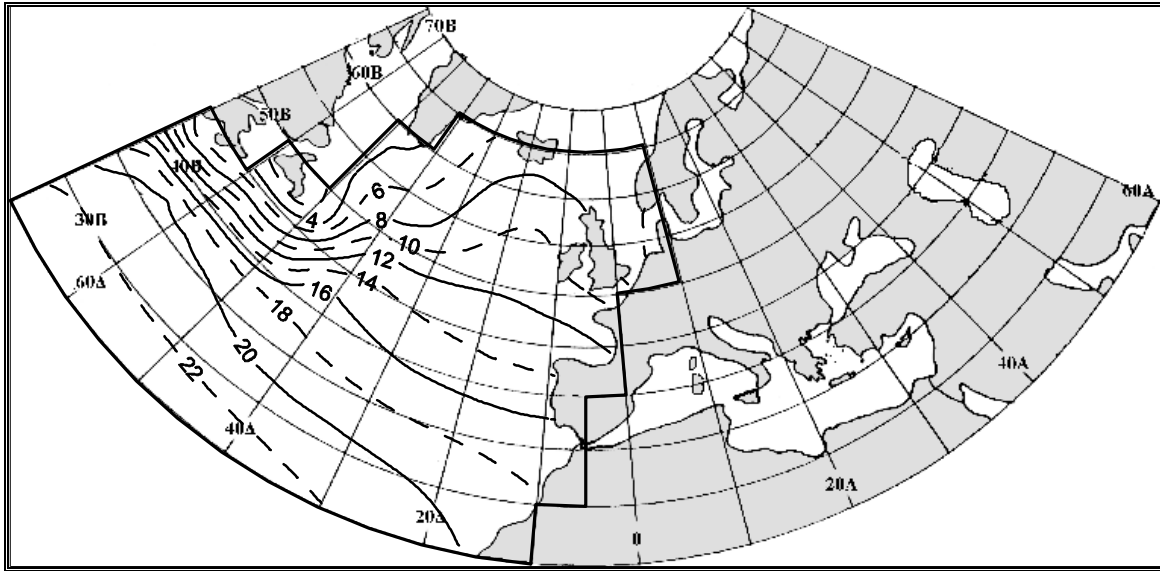
Σχήμα 4.2. Χειμώνας, $T-850hPa$: οι ισοπληθείς 0.7 των φορτίων (loadings) των παραγόντων.



Σχήμα 4.3. Χειμώνας, $T-850hPa$: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

4.2.2 Θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST)

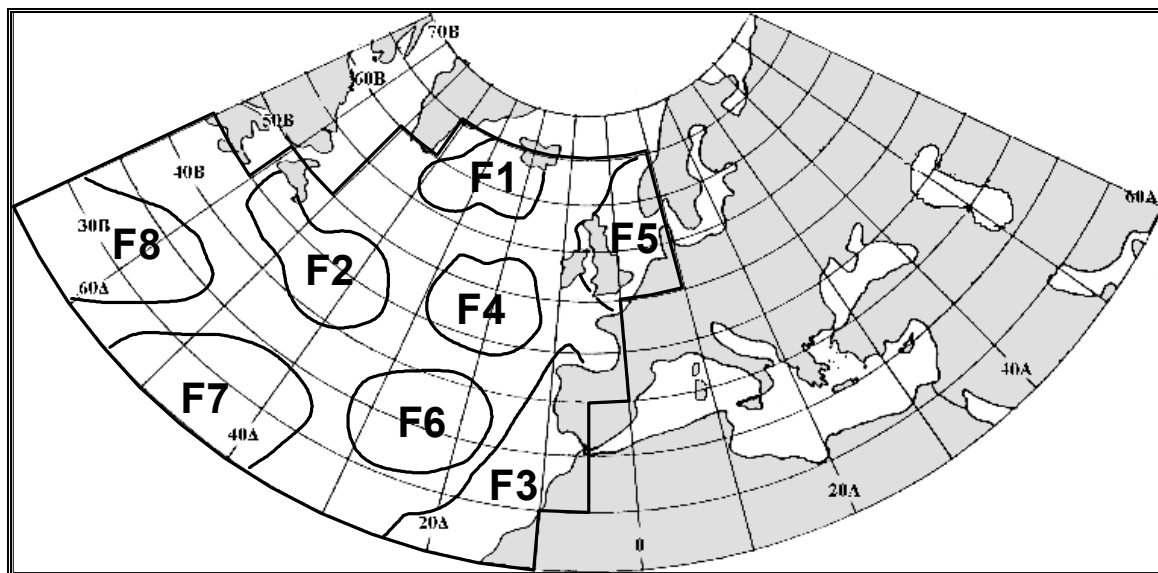
Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας του Β. Ατλαντικού και οι μεταβολές της σε ετήσια και δεκαετή κλίμακα έχουν αποτελέσει αντικείμενο έρευνας από πολλούς ερευνητές (π.χ. Lau and Weng, 1999, Tourre et al., 1999). Στο σχήμα 4.4 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των μέσων χειμερινών τιμών της θερμοκρασίας θάλασσας του Β. Ατλαντικού. Από το σχήμα 4.4, προκύπτει ότι οι υψηλές τιμές βρίσκονται στις νότιες υποτροπικές περιοχές και οι χαμηλές στο ΒΔ τμήμα κοντά στη θάλασσα του Λαμπραντόρ, η οποία χαρακτηρίζεται από πολύ ψυχρά επιφανειακά ύδατα (κεφάλαιο 4.1).



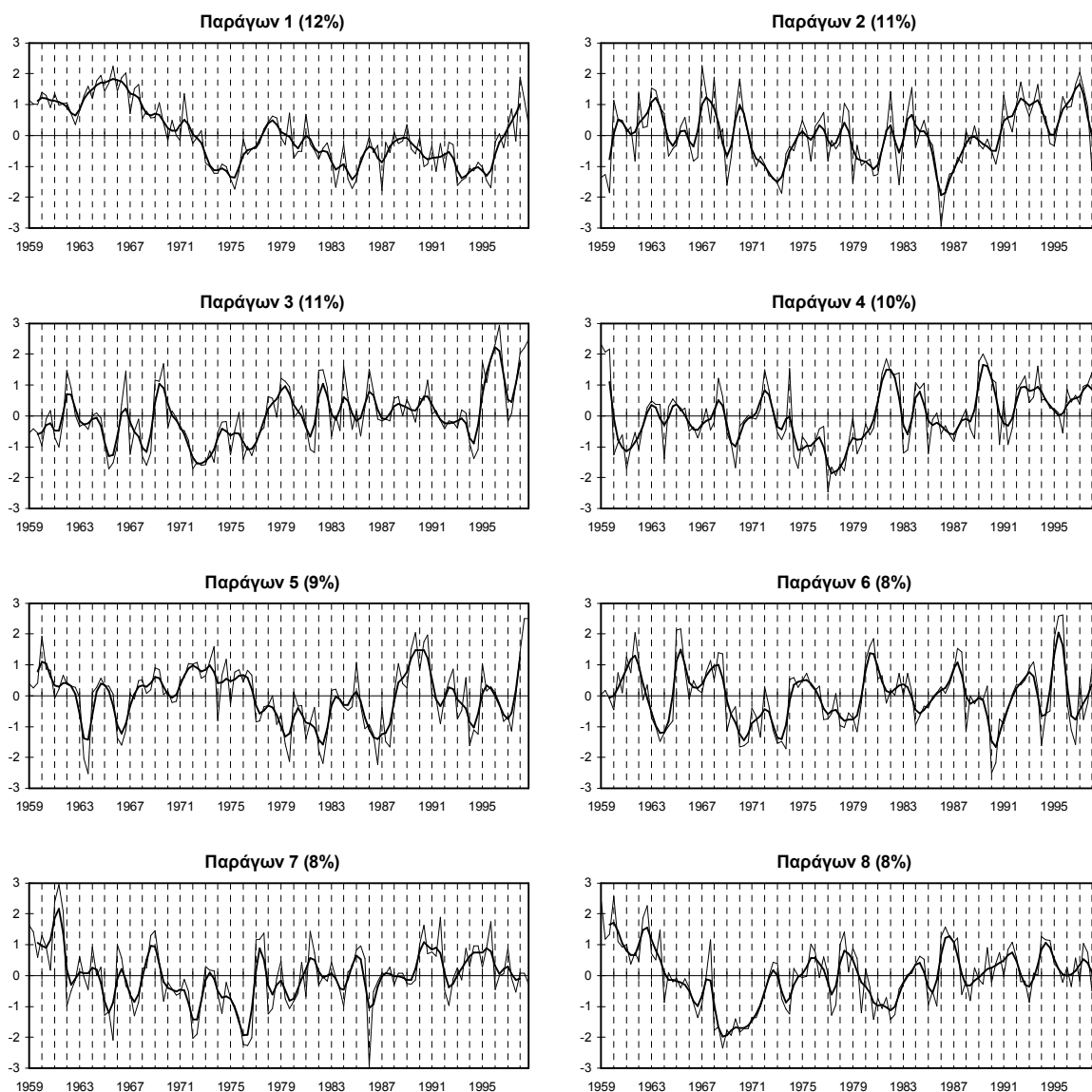
Σχήμα 4.4. Η κατανομή της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας (°C) του Β. Ατλαντικού κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

Η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης στις χρονοσειρές των αποχών της SST απεκάλυψε 8 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 77% της ολικής διακύμανσης. Οι ισοπληθείς (0.7) των φορτίων παρουσιάζονται στο σχήμα 4.5, ενώ οι διακυμάνσεις των τιμών των παραγόντων παρουσιάζονται στο σχήμα 4.6. Ο παράγων 1 (12% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή νοτίως της Ισλανδίας, η οποία χαρακτηρίζεται από πτωτική τάση της SST σχεδόν καθ' όλη τη διάρκεια της περιόδου. Η τάση αυτή φαίνεται πάντως να αντιστρέφεται κατά τη διάρκεια των τελευταίων τριών ετών μετά το 1995. Ο παράγων 2 (11% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στο δυτικό τμήμα του Β. Ατλαντικού κοντά στις ΝΑ ακτές του Καναδά. Ο παράγων 3 (11% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή του ανατολικού τμήματος του Β. Ατλαντικού κοντά στις ακτές της ΒΔ Αφρικής και της Ιβηρικής χερσονήσου. Στην περιοχή αυτή, οι υψηλότερες τιμές της SST σημειώνονται κατά τη διάρκεια των 2-3 τελευταίων ετών. Ο παράγων 4 (10% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή που βρίσκεται νοτιοανατολικά της Ιρλανδίας. Ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της χρονικής διακύμανσης της SST στην περιοχή αυτή αποτελεί το ελάχιστο περί το 1977. Ο παράγων 5 (9% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή της Βορείου Θάλασσας και ο παράγων 6 (8% της ολικής διακύμανσης) στην περιοχή των Αζορών. Και για τις δύο περιοχές, αξίζει να σημειωθούν οι έντονες διακυμάνσεις της SST κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών μετά τα μέσα της δεκαετίας του 1980. Η περιοχή του κεντρικού τμήματος του υποτροπικού Β. Ατλαντικού αντιστοιχεί στον παράγοντα 7 (8% της ολικής διακύμανσης). Τέλος, ο παράγων 8 (8% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει το δυτικό τμήμα της υποτροπικής περιοχής του Β. Ατλαντικού. Τα κύρια χαρακτηριστικά της

διακύμανσης της SST στην περιοχή αυτή είναι η έντονα πτωτική πορεία κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1960 έως το ελάχιστο του 1969 και η ανοδική πορεία στη συνέχεια.



Σχήμα 4.5. Χειμώνας, SST: οι ισοπληθείς 0.7 των φορτίων (loadings) των παραγόντων.

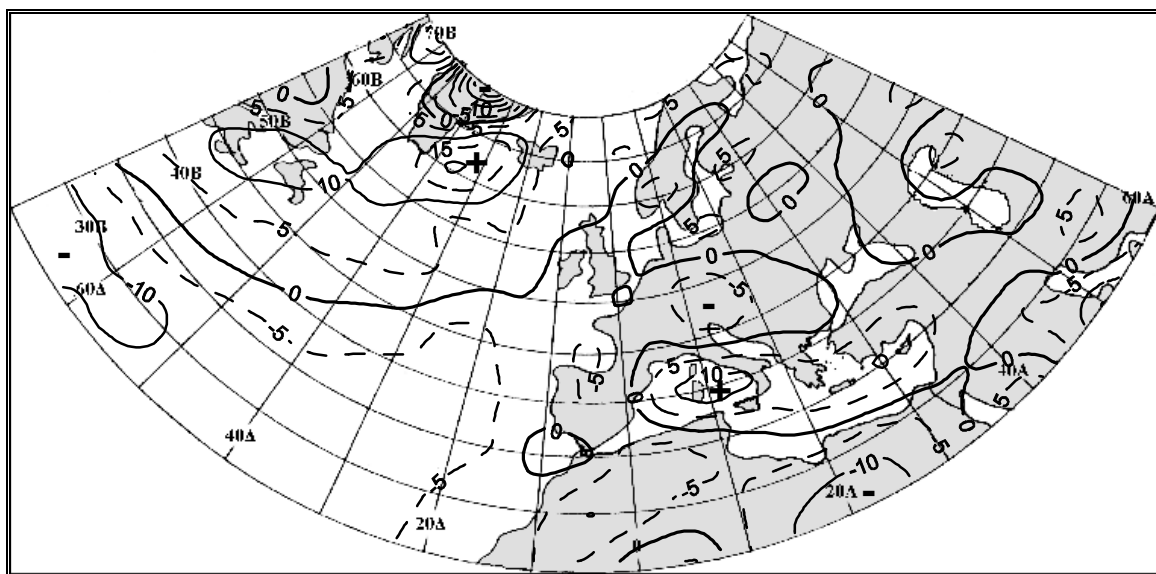


Σχήμα 4.6. *Χειμώνας, SST:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

4.2.3 Σχετικός στροβιλισμός στην κατώτερη τροπόσφαιρα (RV)

Η κατανομή του μέσου σχετικού στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa πάνω από την περιοχή της Ευρώπης και του Β. Ατλαντικού είναι αρκετά πολύπλοκη, όπως προκύπτει και από το σχήμα 4.7. Αυτό οφείλεται στο ότι η παράμετρος του στροβιλισμού, σε μια στάθμη μάλιστα που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, επηρεάζεται σημαντικά από το ανάγλυφο. Έτσι υπάρχουν πολλές τοπογραφικές ιδιαιτερότητες, οι οποίες διαμορφώνουν διάφορες υπο-περιοχές περιορισμένης έκτασης, από τις οποίες άλλες ευνοούν την κυκλογένεση ή χαρακτηρίζονται από συχνές διελεύσεις υφέσεων και άλλες όχι, συμβάλλοντας έτσι στη δημιουργία μιας πραγματικά πολύπλοκης χωρικής κατανομής, όπως αυτής του σχήματος 4.7. Οι Υψηλότερες τιμές επικρατούν στην περιοχή της Μεσογείου που έχει ήδη μελετηθεί στο προηγούμενο κεφάλαιο και στην περιοχή του χαμηλού της Ισλανδίας και της ευρύτερης περιοχής του ΒΔ Ατλαντικού. Οι χαμηλότερες τιμές επικρατούν στην περιοχή του υποτροπικού αντικυκλώνα των Αζορών, στην κεντρική Ευρώπη, στην υποτροπική περιοχή της Β. Αφρικής και στο εσωτερικό της Γροιλανδίας.

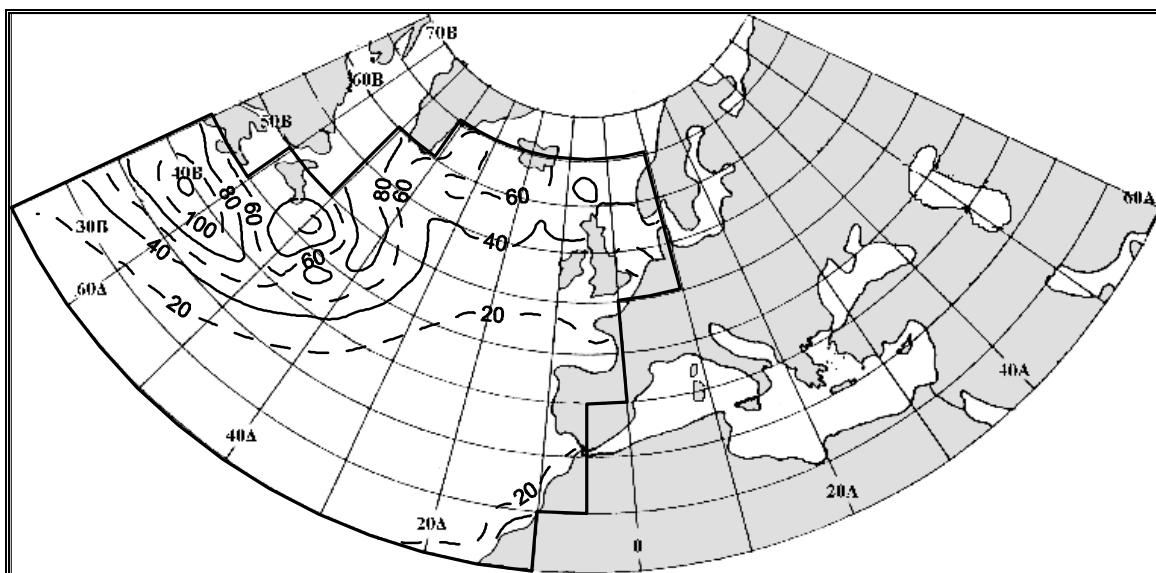
Η Παραγοντική Ανάλυση εφαρμόστηκε στις χρονοσειρές του στροβιλισμού και οδήγησε σε 25 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 81% της ολικής διακύμανσης. Το ότι αριθμός των παραγόντων είναι ιδιαίτερα μεγάλος οφείλεται στους λόγους που έχουν ήδη αναφερθεί στην παραπάνω παράγραφο. Επειδή οι περισσότεροι από τους παράγοντες αναφέρονται σε πολύ μικρό αριθμό πλεγματικών σημείων, δεν παρουσιάζονται οι ισοπληθείς των φορτίων τους. Το γεγονός πάντως, ότι από το σύνολο των 25 παραγόντων ερμηνεύεται ένα αξιόλογο ποσοστό της ολικής διακύμανσης (81%) επιτρέπει την εφαρμογή εν συνεχεία της Ανάλυσης Κανονικής συσχέτισης, ώστε να συσχετιστεί το πεδίο του σχετικού στροβιλισμού με άλλες παραμέτρους, όπως και στην περίπτωση της Μεσογείου.



Σχήμα 4.7. Η κατανομή του μέσου σχετικού στροβιλισμού ($\text{sec}^{-1} \times 10^{-6}$) πάνω από την περιοχή της Ευρώπης-Β. Ατλαντικού κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

4.2.4 Ροή αισθητής θερμότητας (SH)

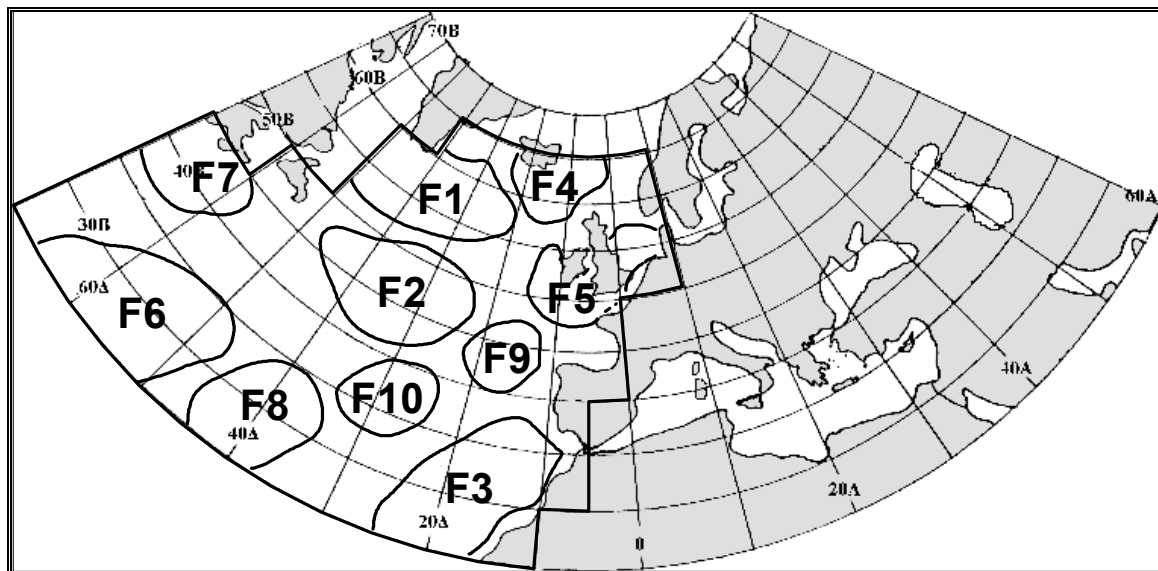
Η ροής αισθητής θερμότητας πάνω από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Ατλαντικού έχει γίνει αντικείμενο έρευνας στο παρελθόν από τον Cayan (1992a,b), ο οποίος εξέτασε την σχέση της τόσο με τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας όσο με την ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Η κατανομή της μέσης ροής αισθητής θερμότητας στο Β. Ατλαντικό κατά τη χειμερινή περίοδο παρουσιάζεται στο σχήμα 4.8. Σύμφωνα με το αυτό, οι μεγαλύτερες τιμές της SH βρίσκονται στο ΒΔ τμήμα του Β. Ατλαντικού. Στην περιοχή αυτή πνέουν κατά κύριο λόγο ΒΔ άνεμοι, οι οποίοι μεταφέρουν ψυχρές αέριες μάζες από τις ηπειρωτικές περιοχές της Β. Αμερικής. Αυτές οι ψυχρές εισβολές προκαλούν τη μεταφορά μεγάλων ποσών αισθητής θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας προς την ατμόσφαιρα, συμβάλλοντας έτσι στη διαμόρφωση της κατανομής του σχήματος 4.8.



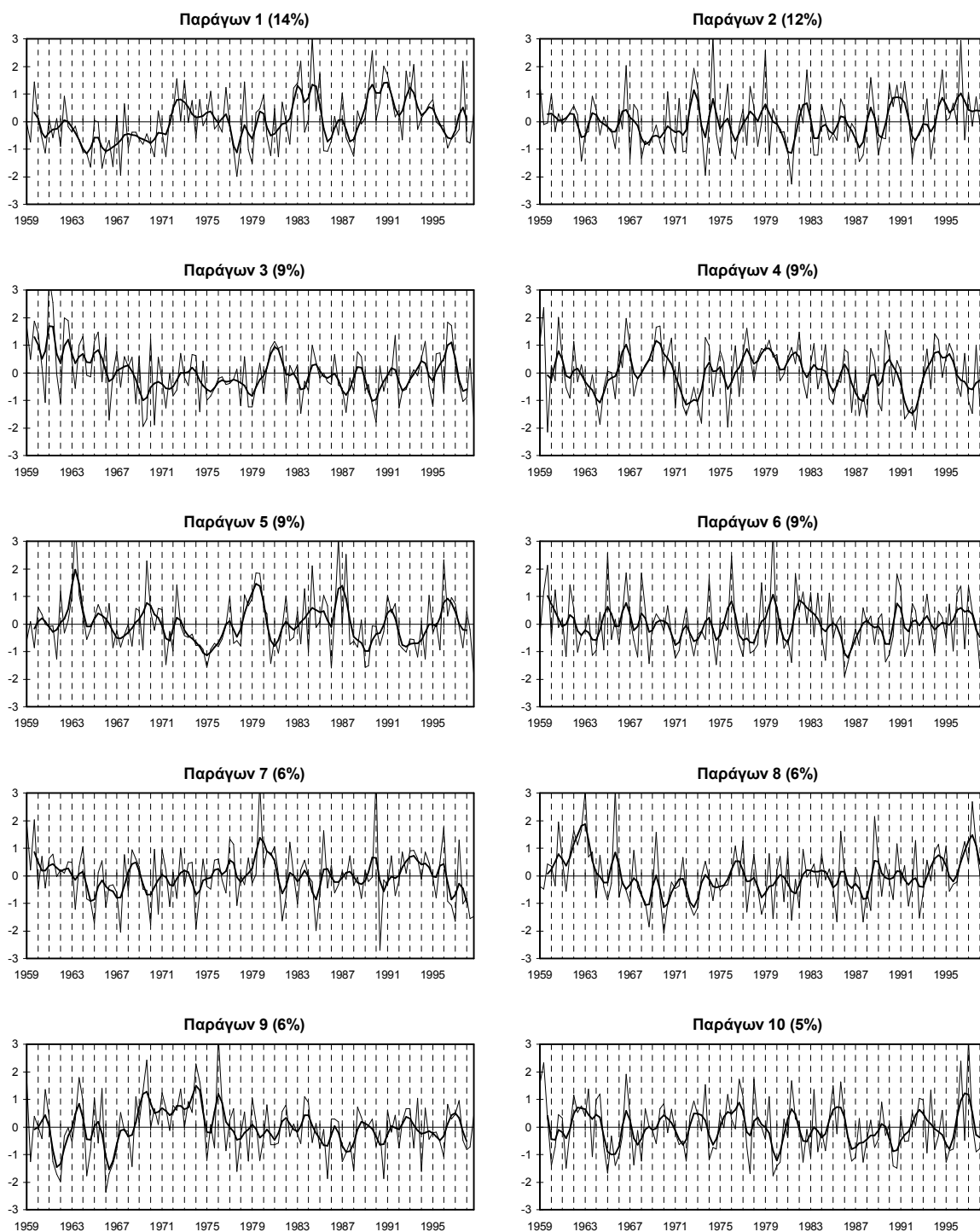
Σχήμα 4.8. Η κατανομή της μέσης ροής αισθητής θερμότητας (W/m^2) στην περιοχή του Β. Ατλαντικού κατά τη χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

Η εφαρμογή της Παραγοντικής Ανάλυσης στις χρονοσειρές της ροής αισθητής θερμότητας οδήγησε σε 10 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 84% της ολικής διακύμανσης. Οι ισοπληθείς 0.7 των φορτίων των παραγόντων παρουσιάζονται στο σχήμα 4.9 και οι χρονικές τους διακυμάνσεις στο σχήμα 4.10. Ο παράγων 1 (14% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή νοτίως της Γροιλανδίας, στην οποία παρατηρείται αύξηση της SH καθ' όλη σχεδόν τη διάρκεια της περιόδου με εξαίρεση τα τελευταία έτη. Ο παράγων 2 (12% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή βορείως των Αζορών. Ο παράγων 3 (9% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί στην περιοχή των Καναρίων νήσων, όπου η χρονική διακύμανση της SH χαρακτηρίζεται από πτωτική τάση κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1960, ενώ στη συνέχεια παρουσιάζει σχετική σταθερότητα περί τη μέση τιμή. Ο παράγων 4 (9% της ολικής διακύμανσης) περιλαμβάνει την περιοχή μεταξύ Μεγάλης Βρετανίας και Ισλανδίας, ο παράγων 5 (9% της ολικής διακύμανσης) ένα μέρος της περιοχής γύρω από τη Μ. Βρετανία και την Ιρλανδία, ο παράγων 6 (9% της ολικής διακύμανσης) το ΝΔ τμήμα της υπό εξέταση περιοχής και ο παράγων 7 (6% της ολικής διακύμανσης) τη θαλάσσια περιοχή που βρίσκεται πλησίον των ακτών της Β. Αμερικής στα σύνορα ΗΠΑ και Καναδά. Το κεντρικό τμήμα της υποτροπικής περιοχής του Β. Ατλαντικού αντιστοιχεί στον παράγοντα 8 (6% της ολικής διακύμανσης). Το κυριότερο χαρακτηριστικό της διακύμανσης της SH στην περιοχή αυτή είναι το μέγιστο που σημειώνεται περί τις αρχές της δεκαετίας του 1960. Οι παράγοντες 9 και 10 (6% και 5% της ολικής διακύμανσης αντιστοίχως)

αντιστοιχούν σε δύο μικρές υποπεριοχές του ανατολικού τμήματος του Β. Ατλαντικού. Ειδικότερα, ο παράγων 10 αντιστοιχεί στην περιοχή των Αζορών, ενώ ο παράγων 9 περιλαμβάνει την περιοχή βορειοδυτικά της Ιβηρικής, όπου κατά το πρώτο ήμισυ της περιόδου εμφανίζονται μεγάλες (σε σχέση με αυτές της υπόλοιπης περιόδου) διακυμάνσεις της SH εκατέρωθεν της μέσης τιμής.



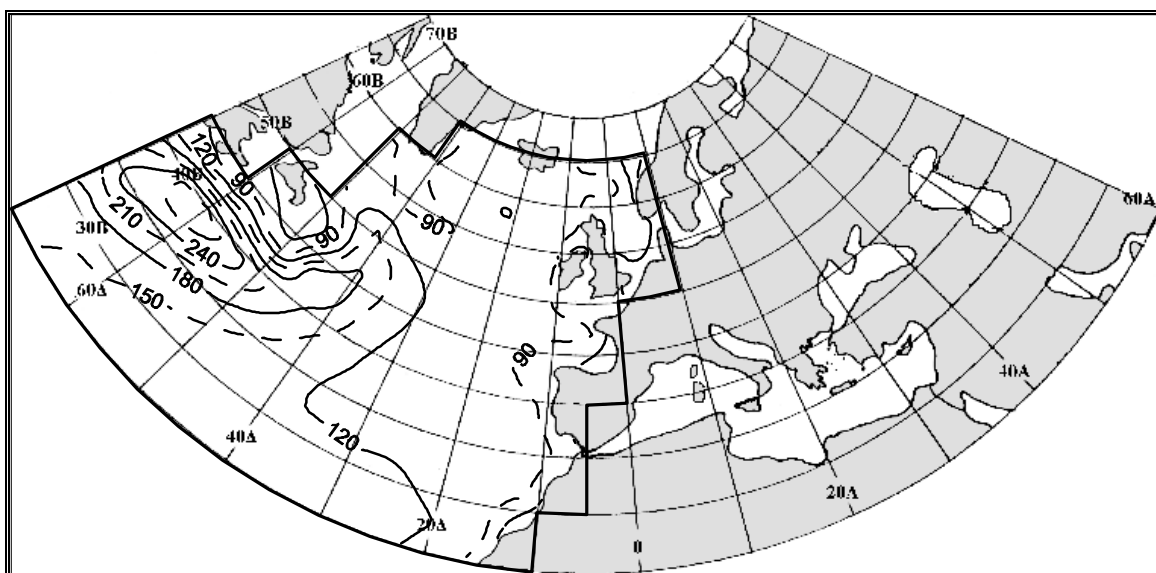
Σχήμα 4.9. Χειμώνας, SH: οι ισοπληθείς 0.7 των φορτίων (loadings) των παραγόντων.



Σχήμα 4.10. *Χειμώνας, SH:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

4.2.5 Ροή λανθάνουσας θερμότητας (LH)

Η ροή λανθάνουσας θερμότητας στο Β. Ατλαντικό έχει επίσης μελετηθεί, παράλληλα με τη ροή αισθητής θερμότητας, από τον Cayan (1992a,b). Η κατανομή της (σχήμα 4.11) εμφανίζεται παραπλήσια με αυτή της ροής αισθητής θερμότητας (σχήμα 4.8) που παρουσιάζεται στο υποκεφάλαιο 4.2.4. Έτσι, οι τιμές της ροής λανθάνουσας θερμότητας εμφανίζονται περίπου διπλάσιες στο δυτικό τμήμα σε σχέση με αυτές του ανατολικού τμήματος του Β. Ατλαντικού. Οι ξηρές αέριες μάζες που μεταφέρονται από το εσωτερικό της Β. Αμερικής μέσω της δυτικής ροής τροφοδοτούνται με μεγάλη ποσότητα υδρατμών στο δυτικό τμήμα του Β. Ατλαντικού, όπου επηρεάζεται σημαντικά από το θερμό ρεύμα Gulf Stream. Στη συνέχεια, οι μάζες αυτές, εμπλουτισμένες πια με υδρατμούς, δεν έχουν την ίδια δυνατότητα απόκτησης υδρατμών και έτσι, περνώντας στο ανατολικό τμήμα του Β. Ατλαντικού, απορροφούν μικρότερα ποσά λανθάνουσας θερμότητας.

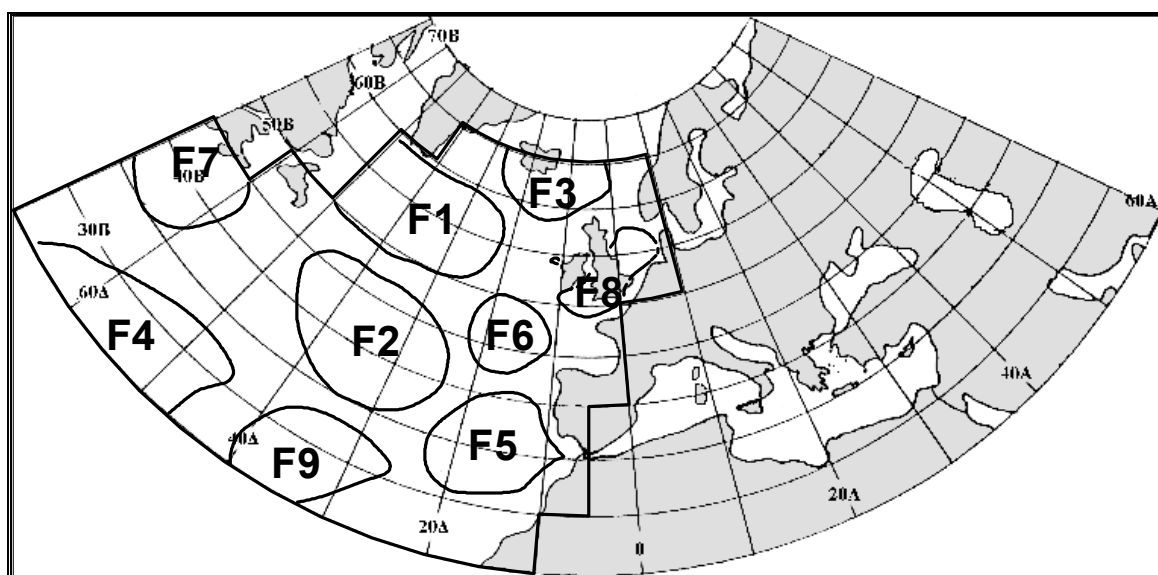


Σχήμα 4.11. Η κατανομή της μέσης ροής λανθάνουσας θερμότητας (W/m^2) στην περιοχή του Β. Ατλαντικού κατά το χειμώνα, για την περίοδο 1958-98.

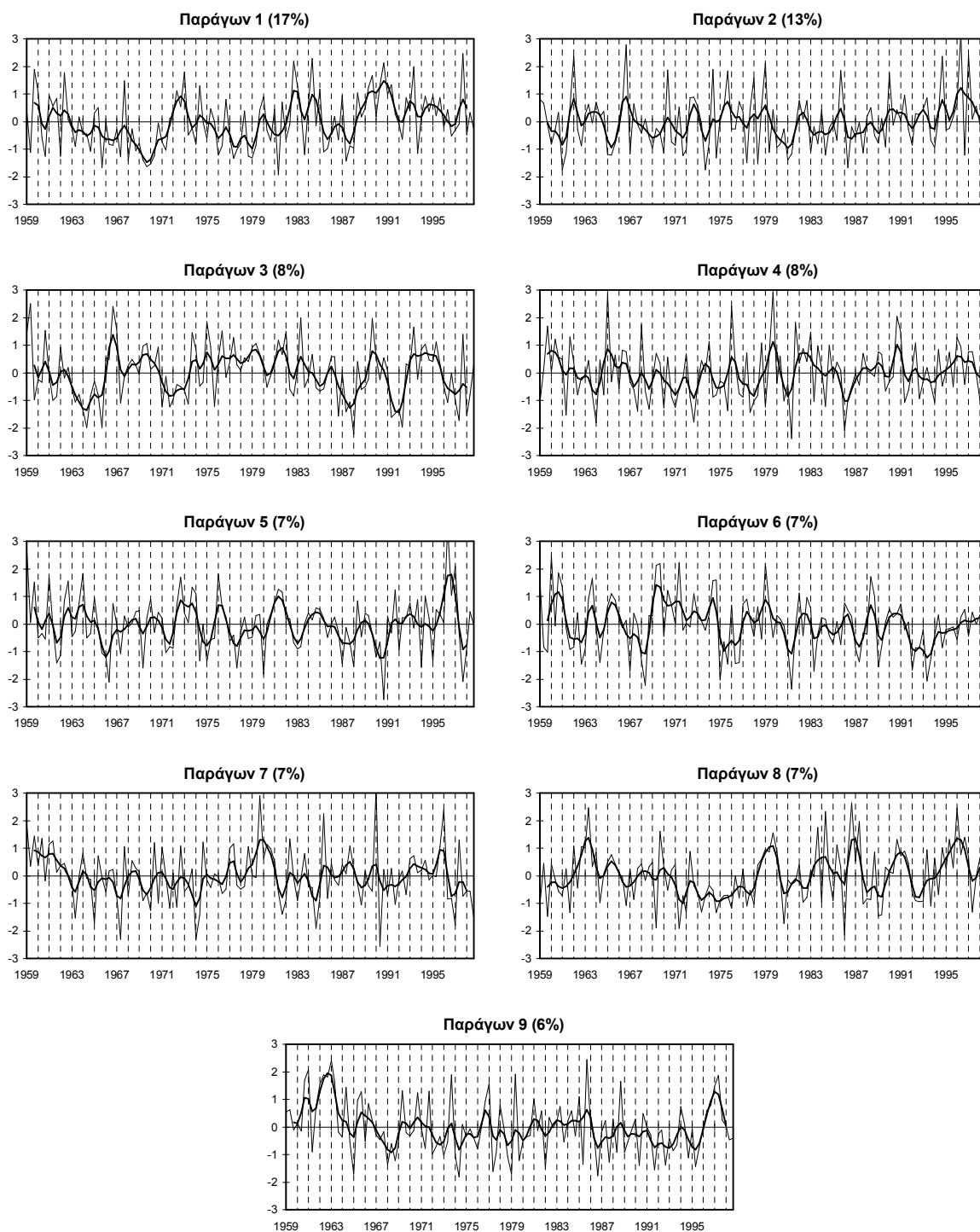
Η Παραγοντική Ανάλυση εφαρμόστηκε στις χρονοσειρές της LH και οδήγησε σε 9 παράγοντες, οι οποίοι ερμηνεύουν το 80% της ολικής διακύμανσης. Οι ομαδοποιήσεις των γεωγραφικών περιοχών (σχήμα 4.12) παρουσιάζουν αρκετές ομοιότητες με αυτές που προέκυψαν για τη ροή αισθητής θερμότητας (σχήμα 4.9). Το ίδιο ισχύει και για τις διακυμάνσεις των τιμών των παραγόντων (σχήμα 4.13), όπως προκύπτει και από τον πίνακα 4.1 όπου παρατίθενται οι στατιστικά σημαντικοί συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των χρονοσειρών των παραγόντων που προέκυψαν για τις παραμέτρους SH και LH. Π.χ. ο παράγων 1 της (17% της ολικής διακύμανσης) αντιστοιχεί, όπως και στην περίπτωση της SH, στην περιοχή νοτίως της Γροιλανδίας, η οποία χαρακτηρίζεται από ανοδική τάση των ροών τόσο της αισθητής, όσο και της λανθάνουσας θερμότητας. Η συνδιακύμανση των χρονοσειρών των δύο ροών στην παραπάνω περιοχή είναι υψηλή, αφού ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των αντίστοιχων παραγόντων υπολογίστηκε ίσος με 0.83 (πίνακας 4.1). Αντίστοιχα συμπεράσματα μπορούν να εξαχθούν και για άλλες περιοχές, στις οποίες οι δύο ροές παρουσιάζουν υψηλό ποσοστό συνδιακύμανσης. Εντοπίζεται λοιπόν και στην περιοχή του Β. Ατλαντικού υψηλή συσχέτιση μεταξύ των ροών SH και LH, αν και οι διαφοροποιήσεις είναι σαφώς μεγαλύτερες από αυτές που βρέθηκαν για την περιοχή της Μεσογείου (υποκεφάλαια 3.2.4-3.2.5).

Πίνακας 4.1. Οι στατιστικά σημαντικοί (επίπεδο εμπιστοσύνης 99%) συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των χρονοσειρών των παραγόντων των ροών SH και LH.

	LH-F1	LH-F2	LH-F3	LH-F4	LH-F5	LH-F6	LH-F7	LH-F8	LH-F9
SH-F1	0.83								
SH-F2	0.35	0.75				0.43			
SH-F3	0.26	-0.33			0.59				
SH-F4			0.90			0.25			
SH-F5								0.85	
SH-F6				0.90					
SH-F7							0.92		
SH-F8									0.72
SH-F9					0.46	0.52			
SH-F10		0.39			0.47	-0.25			0.42



Σχήμα 4.12. Χειμώνας, LH: οι ισοπληθείς 0.7 των φορτίων (loadings) των παραγόντων.

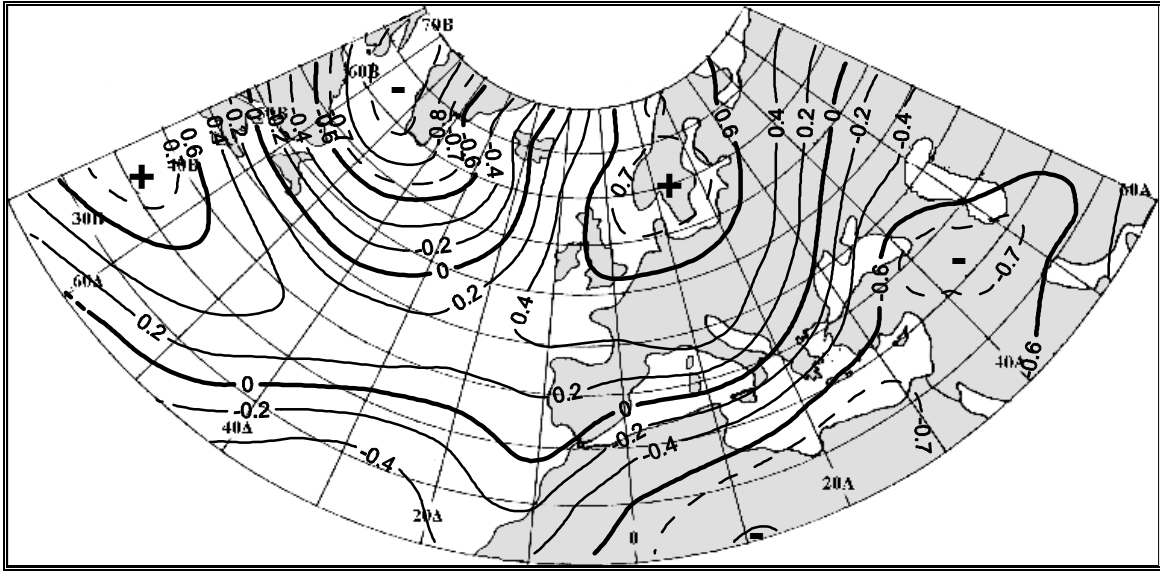


Σχήμα 4.13. *Χειμώνας, LH:* οι διαχρονικές διακυμάνσεις των κανονικοποιημένων τιμών (scores) των παραγόντων. Η έντονη καμπύλη εξομάλυνσης προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

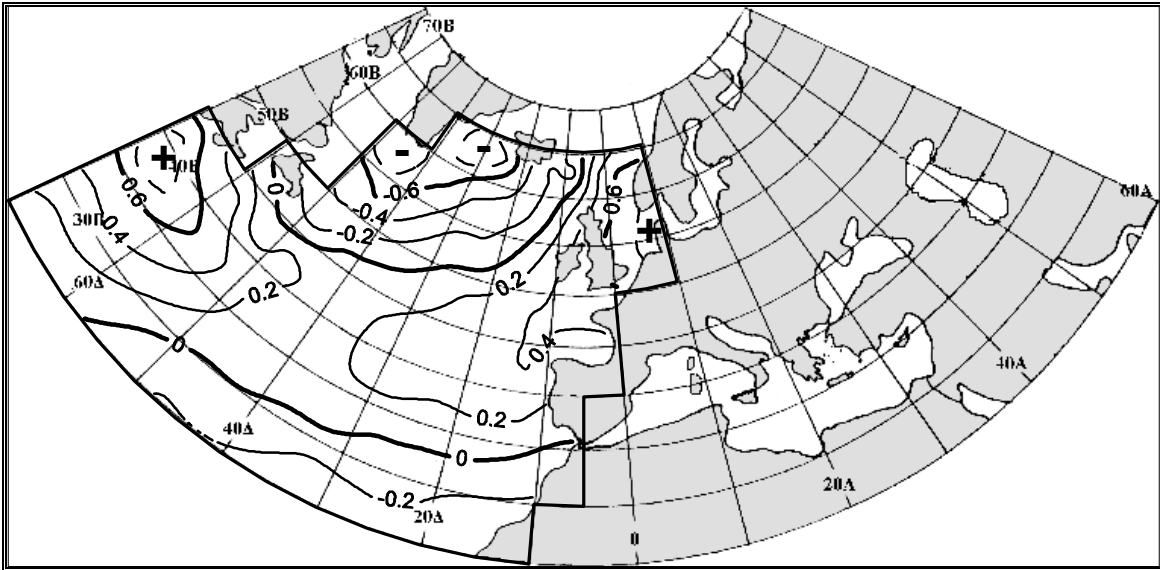
4.2.6 Σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας (T-850hPa-SST)

Η εφαρμογή της CCA στις 18 χρονοσειρές των παραγόντων του ζεύγους T-850hPa-SST αποκάλυψε δύο στατιστικά σημαντικά (επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) κανονικά ζεύγη.

Το πρώτο κανονικό ζεύγος (W_1, V_1) ερμηνεύει το 23% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 6% της διακύμανσης του πεδίου της T-850hPa και το 8% της διακύμανσης του πεδίου της SST. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης είναι $r_1=0.79$. Οι ισοπληθείς των συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων T-850hPa και SST και των αντίστοιχων κανονικών μεταβλητών παρουσιάζονται στα σχήματα 4.14 και 4.15, ενώ οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών παρουσιάζονται στο σχήμα 4.16. Η W_1 , η οποία αναφέρεται στο πεδίο της T-850hPa, αντιστοιχεί σε μια σύνθετη τηλεσύνδεση μεταξύ των περιοχών Σκανδιναβίας, Θάλασσας Λαμπραντόρ, Βορείου Αφρικής και δυτικού Ατλαντικού (σχήμα 4.14). Η ύπαρξη της τηλεσύνδεσης αυτής μπορεί να αποδοθεί στην Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (NAO), η οποία επηρεάζει τη θερμοκρασία του αέρα σε όλες τις παραπάνω περιοχές (Hurrell and Van Loon, 1997, WMO, 1998). Έτσι, όταν ο δείκτης της NAO είναι υψηλός, επικρατούν υψηλότερες των κανονικών θερμοκρασίες στις περιοχές της Σκανδιναβίας και του δυτικού τμήματος του Β. Ατλαντικού και χαμηλότερες των κανονικών θερμοκρασίες στις περιοχές Θάλασσας Λαμπραντόρ – Δυτικής Γροιλανδίας και Β. Αφρικής – Μέσης Ανατολής. Η V_1 στο πεδίο της SST αντιστοιχεί σε μια επίσης σύνθετη τηλεσύνδεση μεταξύ της περιοχής νοτίως της Γροιλανδίας, της Βορείου Θάλασσας και του δυτικού τμήματος του Β. Ατλαντικού κοντά στις βορειοανατολικές ακτές των ΗΠΑ (σχήμα 4.15). Συγκεκριμένα, όταν επικρατούν θετικές αποχές της SST στη Βόρειο Θάλασσα, επικρατούν επίσης θετικές αποχές στο δυτικό τμήμα του Β. Ατλαντικού και αρνητικές αποχές στην περιοχή νοτίως της Γροιλανδίας. Από το σχήμα 4.16, προκύπτει ότι οι χρονοσειρές των W_1 και V_1 εμφανίζουν ανοδική τάση κατά τη διάρκεια της υπό εξέταση χρονικής περιόδου, η οποία μάλιστα είναι και στατιστικά σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%. Μπορεί λοιπόν κάποιος να συμπεράνει ότι υπάρχει στατιστικά σημαντική άνοδος της θερμοκρασίας του αέρα στις περιοχές της Σκανδιναβίας και του δυτικού τμήματος του Β. Ατλαντικού κοντά στις ΒΑ ακτές των ΗΠΑ. Το αντίθετο ισχύει για τις περιοχές της Θάλασσας Λαμπραντόρ και της ΒΑ Αφρικής – Μέσης Ανατολής, οι οποίες χαρακτηρίζονται από στατιστικά σημαντική πτώση της θερμοκρασίας. Ομοίως, αντίστοιχα συμπεράσματα μπορούν να εξαχθούν και για τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας στις περιοχές στις οποίες αντιστοιχεί η κανονική μεταβλητή V_1 . Για να επιβεβαιωθεί η σχέση του 1^{ου} κανονικού ζεύγους με την Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού, υπολογίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1 και του δείκτη της NAO, όπως δόθηκε από τους Jones et al. (1997). Ο συντελεστής βρέθηκε ίσος με $r=0.77$, στατιστικά σημαντικός σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99%, επιβεβαιώνοντας τη σαφή εξάρτηση του 1^{ου} κανονικού ζεύγους από τη NAO. Μάλιστα, η W_1 θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί ως ένας εναλλακτικός δείκτης της NAO, ο οποίος περιγράφει τη μεταβλητότητα της εν λόγω κύμανσης από θερμοκρασιακή άποψη. Συμπερασματικά, μπορούμε να πούμε ότι το 1^ο κανονικό ζεύγος εκφράζει το μέρος της μεταβλητότητας των θερμοκρασιών αέρα και επιφάνειας της θάλασσας που συνδέεται με τη δράση της NAO.



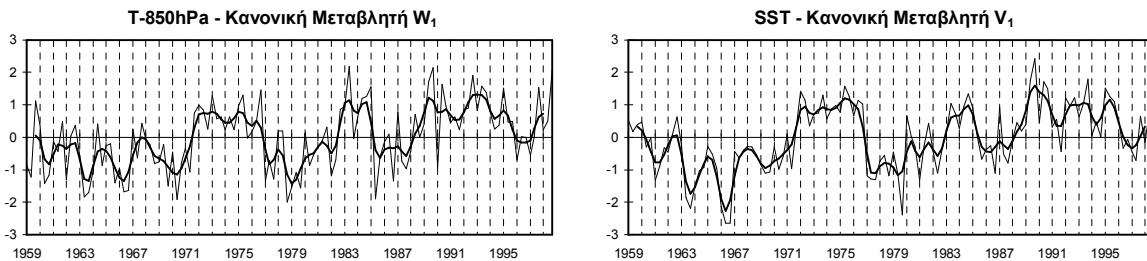
Σχήμα 4.14. Χειμώνας, T-850hPa-SST: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1 και των χρονοσειρών της T-850hPa.



Σχήμα 4.15. Χειμώνας, T-850hPa-SST: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1 και των χρονοσειρών της SST.

Χειμώνας, T-850hPa-SST

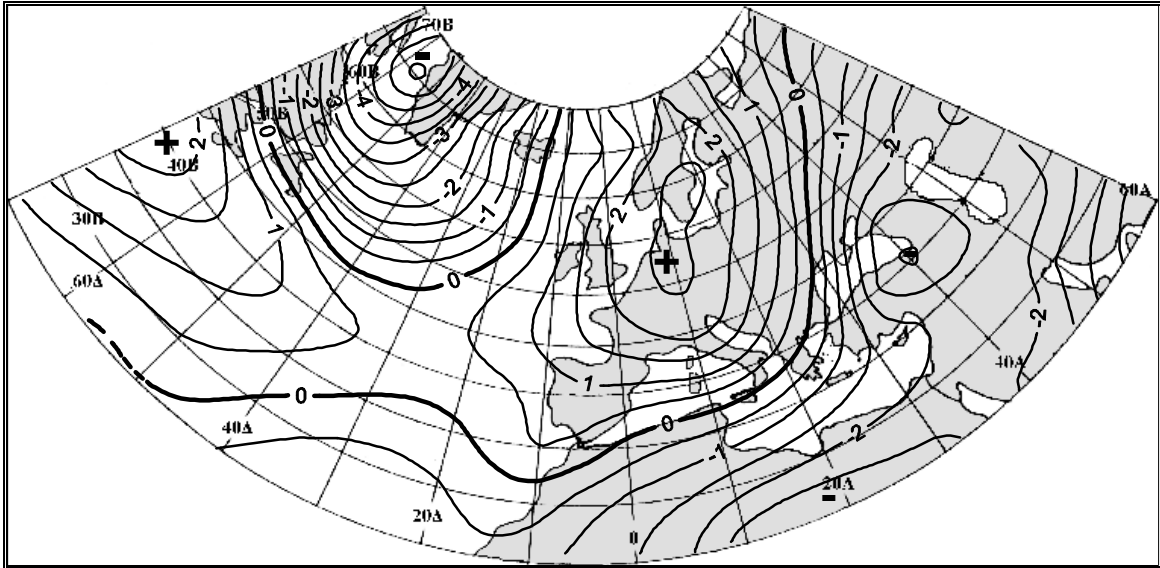
1^ο Κανονικό Ζεύγος W_1, V_1 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_1 = 0.79$



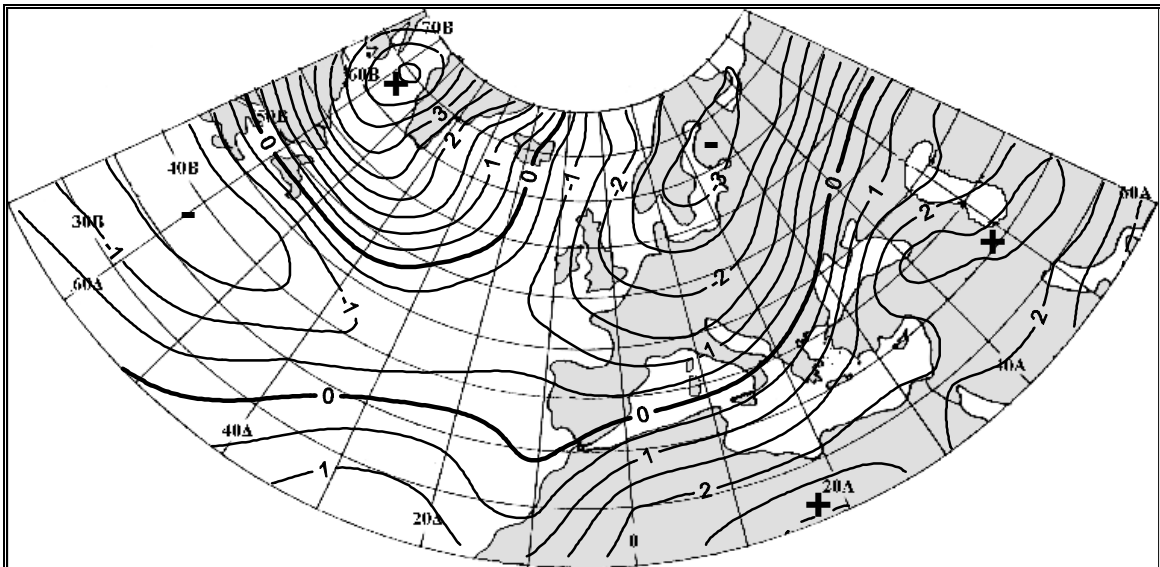
Σχήμα 4.16. Χειμώνας, T-850hPa-SST: οι διαχρονικές διακομάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

Στα σχήματα 4.17-4.20 παρουσιάζονται οι κατανομές των μέσων αποχών των T-850hPa και SST για τους 12 (10% του συνολικού αριθμού) μήνες που αντιστοιχούν στις υψηλότερες και τους 12 μήνες που αντιστοιχούν στις χαμηλότερες τιμές των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 . Μ' αυτό τον τρόπο, αποκτούμε ουσιαστικά μια ρεαλιστική εικόνα των θερμοκρασιακών αποχών που αντιστοιχούν στις δύο ακραίες φάσεις της NAO. Για υψηλές τιμές της W_1 που αντιστοιχούν και σε υψηλό δείκτη της NAO (σχήμα 4.17), η περιοχή της βορείου Ευρώπης χαρακτηρίζεται από θερμοκρασίες που είναι τουλάχιστο 2°C υψηλότερες της κανονικής τιμής. Το αντίθετο ισχύει για τις περιοχές της βορειοανατολικής Αφρικής και της Μέσης Ανατολής στις οποίες επικρατούν θερμοκρασίες χαμηλότερες κατά 2°C τουλάχιστον από την κανονική τιμή, ενώ η περιοχή της Θάλασσας Λαμπραντόρ χαρακτηρίζεται από θερμοκρασίες κατά 4°C περίπου χαμηλότερες της κανονικής τιμής. Στην περίπτωση των χαμηλών τιμών της W_1 (χαμηλός δείκτης της NAO) (σχήμα 4.18), ισχύουν σε γενικές γραμμές τα αντίθετα με τα προαναφερθέντα, με τη θερμοκρασία να είναι κατά 2-3°C χαμηλότερη της μέσης τιμής στη Β. Ευρώπη, κατά 2-2.5°C υψηλότερη στη ΒΑ Αφρική και τη Μέση Ανατολή και κατά περίπου 4°C υψηλότερη στην περιοχή της Θάλασσας Λαμπραντόρ. Για το πεδίο της SST, προκύπτει ότι κατά τους μήνες που αντιστοιχούν στις υψηλές τιμές της V_1 παρουσιάζονται αποχές της τάξεως των +0.5°C στις περιοχές της Βορείου Θάλασσας και πλησίον των ΒΑ ακτών των ΗΠΑ και της τάξεως των -0.5°C στην περιοχή νοτίως της Γροιλανδίας (σχήμα 4.19). Ίδιας τάξης μεγέθους αποχές, αλλά με αντίθετο πρόσημο χαρακτηρίζουν τους μήνες που αντιστοιχούν στις 12 χαμηλότερες τιμές της V_1 (σχήμα 4.20).

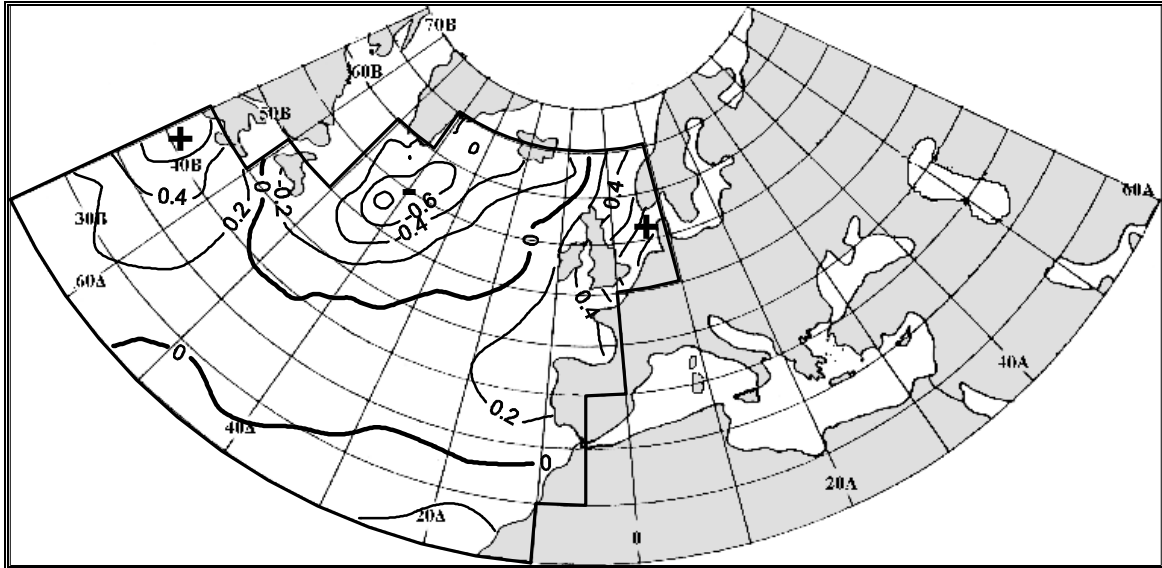
Στα σχήματα 4.21-4.24 παρουσιάζονται οι χωρικές κατανομές των γεωδυναμικών υψών και των αποχών τους από τη μέση τιμή για τις ακραίες υψηλές και τις ακραίες χαμηλές τιμές της W_1 . Από τα σχήματα 4.21 και 4.23, προκύπτει ότι στην περίπτωση των ακραίων υψηλών τιμών τις W_1 που αντιστοιχούν γενικά σε υψηλό δείκτη της NAO, το χαμηλό της Ισλανδίας και ο αντικυκλώνας των Αζορών εμφανίζονται ισχυρότερα του κανονικού. Έντονη αντικυκλωνική δραστηριότητα επικρατεί πάνω από την κεντρική και τη νότια Ευρώπη, ενώ στη Βόρεια Ευρώπη και ειδικότερα στη Σκανδιναβία επικρατεί ισχυρό νοτιο-δυτικό ρεύμα το οποίο μεταφέρει θερμές αέριες μάζες (warm advection) από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Ατλαντικού, συμβάλλοντας στην επικράτηση θετικών αποχών των θερμοκρασιών του αέρα και της επιφάνειας της θάλασσας στην περιοχή αυτή (σχήματα 4.17 και 4.19). Αντιθέτως, οι περιοχές της Μέσης Ανατολής και της βορειοανατολικής Αφρικής χαρακτηρίζονται από υψηλή συχνότητα βορείων ανέμων, λόγω της έντονης αντικυκλωνικής δραστηριότητας στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης. Οι βόρειοι άνεμοι ευθύνονται για τις συχνές μεταφορές ψυχρών αερίων μαζών (cold advection) από την περιοχή της ΒΑ Ευρώπης, οι οποίες ευθύνονται για τις αρνητικές αποχές της θερμοκρασίας στις περιοχές αυτές (σχήμα 4.17). Στην περίπτωση των ακραίων χαμηλών τιμών της W_1 , τόσο το χαμηλό της Ισλανδίας, όσο και ο αντικυκλώνας των Αζορών εμφανίζονται ασθενή. Το ίδιο ισχύει και για το ρεύμα των δυτικών ανέμων το οποίο μάλιστα είναι μετατοπισμένο νοτιότερα σε σχέση με την προηγούμενη περίπτωση (σχήματα 4.22 και 4.24). Ο ασθενής, στην περίπτωση αυτή, υποτροπικός αντικυκλώνας των Αζορών επιτρέπει τη διέλευση των υφέσεων σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, πάνω από τη νότια Ευρώπη και τη Μεσόγειο. Έτσι, στη βόρεια Ευρώπη, η μεταφορά θερμών αερίων μαζών από τον Ατλαντικό είναι μικρότερη λόγω των ασθενών δυτικών ανέμων, γεγονός το οποίο οδηγεί σε αρνητικές αποχές της θερμοκρασίας του αέρα. Αντιθέτως, στη Μέση Ανατολή και τη βορειο-ανατολική Αφρική, οι υφέσεις που κινούνται εκ δυσμών προς ανατολάς κατά μήκος του άξονα της Μεσογείου προκαλούν ρεύματα με ισχυρή νότια συνιστώσα, τα οποία ευθύνονται για τη συχνή μεταφορά θερμών αερίων μαζών από τις υποτροπικές περιοχές. Τα θερμά αυτά ρεύματα συμβάλλουν στην επικράτηση θετικών θερμοκρασιακών αποχών στις περιοχές αυτές (σχήμα 4.18).



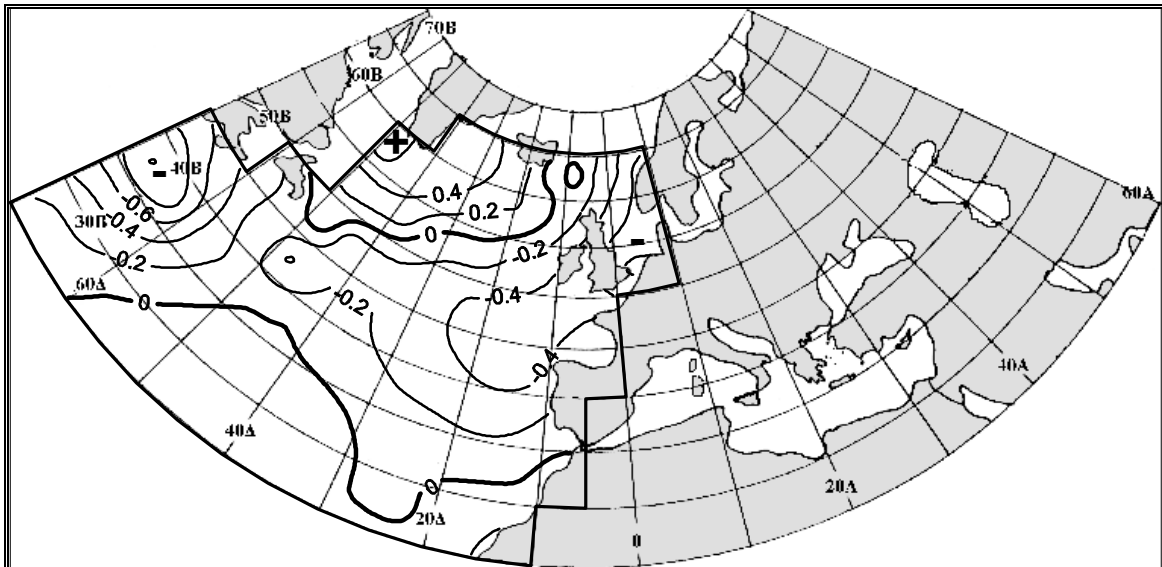
Σχήμα 4.17. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



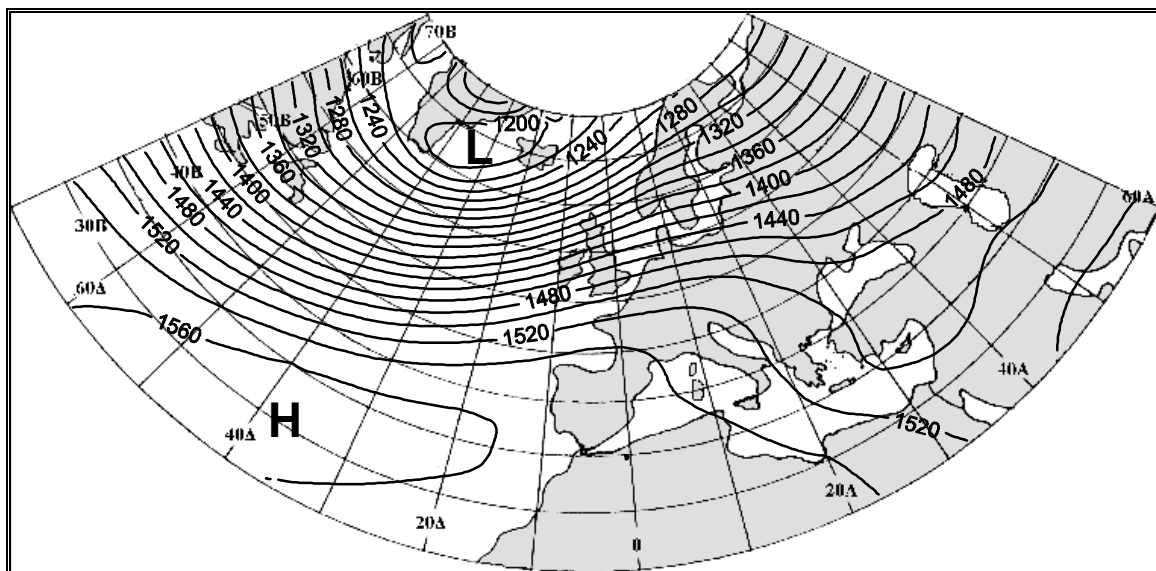
Σχήμα 4.18. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



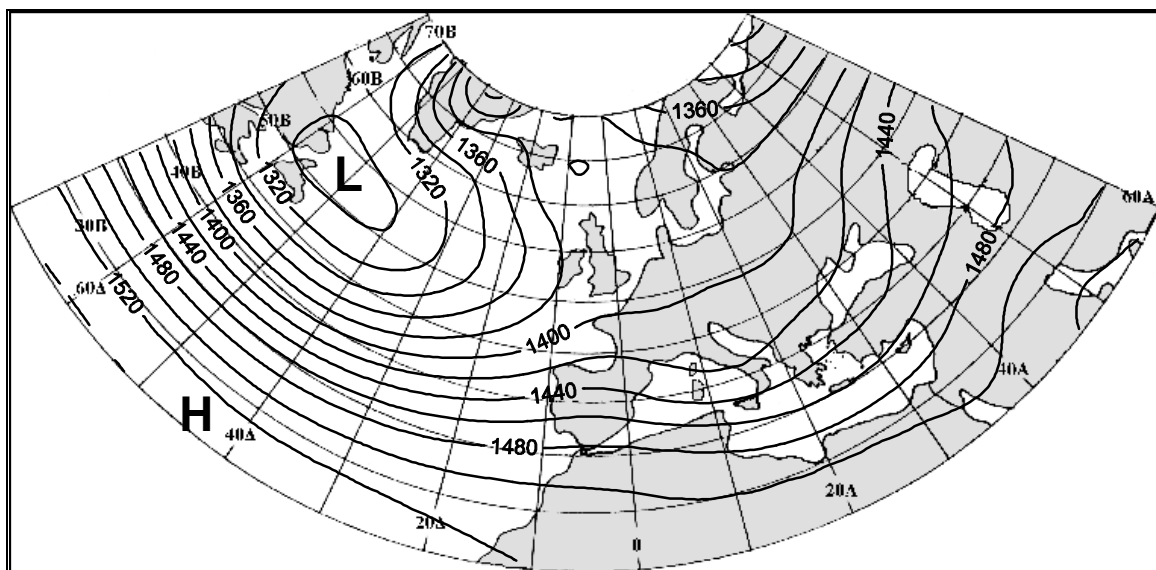
Σχήμα 4.19. *Χειμώνας, T-850hPa-SST:* η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1 .



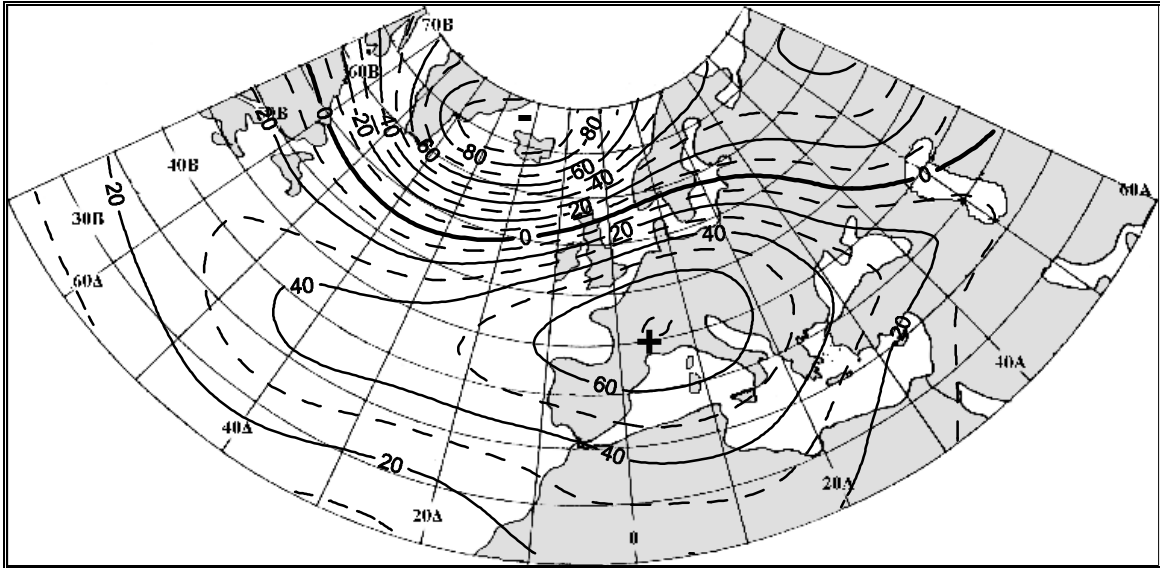
Σχήμα 4.20. *Χειμώνας, T-850hPa-SST:* η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1 .



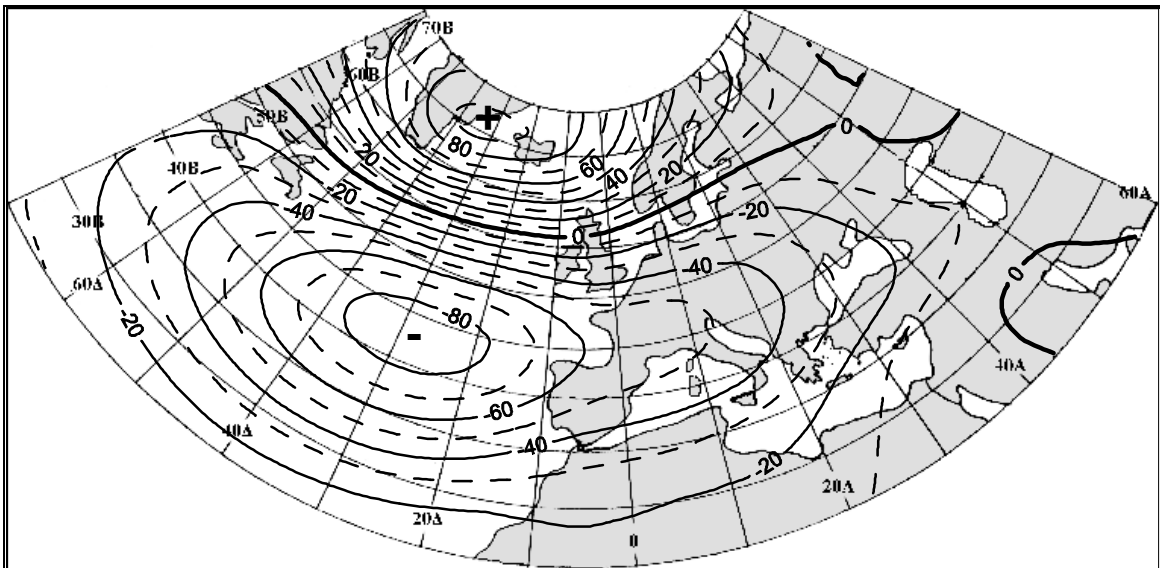
Σχήμα 4.21. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



Σχήμα 4.22. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



Σχήμα 4.23. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .



Σχήμα 4.24. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1 .

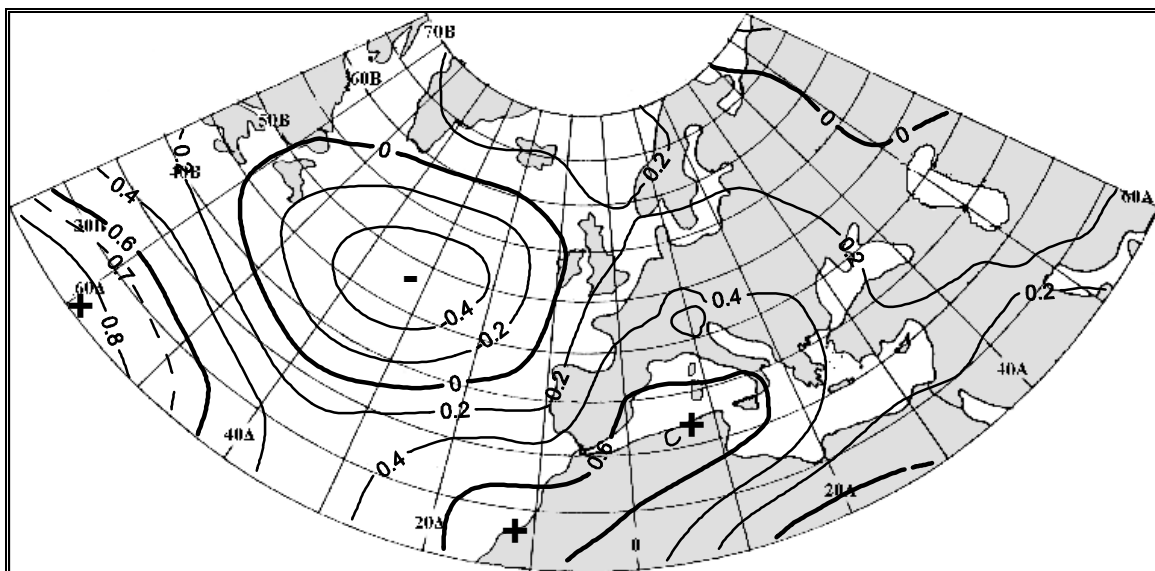
Το 2^ο κανονικό ζεύγος (W_2, V_2) ερμηνεύει το 20% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 5% της διακύμανσης της T-850hPa και το 6% της διακύμανσης της SST. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης είναι $r_2=0.71$. Η κανονική μεταβλητή W_1 παρουσιάζει υψηλή συσχέτιση με τη θερμοκρασία του αέρα πάνω από την περιοχή του βορειοδυτικού άκρου της Αφρικής και της δυτικής Μεσογείου και πάνω από ένα τμήμα της υποτροπικής θαλάσσιας περιοχής του δυτικού Ατλαντικού (σχήμα 4.25). Επίσης, η W_1 συσχετίζεται ασθενώς (συντελεστές συσχέτισης της τάξεως του -0.4) με τη θερμοκρασία της περιοχής βορείως των Αζορών. Η κανονική μεταβλητή V_1 εκφράζει τη διακύμανση της SST στο ανατολικό άκρο του Βορείου Ατλαντικού κοντά στις ακτές της Αφρικής και της νοτιοδυτικής Ευρώπης, καθώς και στο νοτιοδυτικό άκρο της υπό εξέταση θαλάσσιας περιοχής του Β. Ατλαντικού (σχήμα 4.26). Οι χρονικές διακυμάνσεις των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 παρουσιάζονται στο σχήμα 4.27 και εμφανίζουν γενικά ανοδική τάση μετά τα μέσα της δεκαετίας του 1970.

Οι χάρτες των μέσων αποχών των T-850hPa και SST για τις 12 υψηλότερες και τις 12 χαμηλότερες τιμές των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 παρουσιάζονται στα σχήματα 4.28-4.31. Από το σχήμα 4.28, προκύπτει ότι στις περιπτώσεις των ακραίων θετικών τιμών της W_2 , η περιοχή της κεντρικής και νότιας Ευρώπης, καθώς και το βορειοδυτικό άκρο της Αφρικής χαρακτηρίζονται από θετικές αποχές της T-850hPa της τάξεως των 2°C. Αντιστοίχως, στις περιπτώσεις των ακραίων θετικών τιμών της V_2 , η SST εμφανίζει θετικές αποχές, υψηλότερες από 0.5°C, στο ανατολικό τμήμα του Β. Ατλαντικού κοντά στις ακτές της Ευρώπης και της ΒΔ Αφρικής (σχήμα 4.30). Αντιθέτως, για ακραίες αρνητικές τιμές των W_2 και V_2 , έχουμε τελείως διαφορετική εικόνα. Η T-850hPa εμφανίζει αρνητικές αποχές της τάξης των 2°C στην περιοχή του βορειοδυτικού άκρου της Αφρικής και θετικές αποχές μεγαλύτερες από 1.5°C στην περιοχή δυτικά της Μ. Βρετανίας (σχήμα 4.29). Η SST παρουσιάζει αρνητικές αποχές της τάξης των 0.5°C κατ' απόλυτη τιμή στην περιοχή του ανατολικού τμήματος του Β. Ατλαντικού κοντά στις ακτές της Ιβηρικής και σε ένα τμήμα του υποτροπικού Β. Ατλαντικού δυτικότερα από τον μεσημβρινό των 40°Δ, ενώ θετικές αποχές της ίδιας τάξης μεγέθους εμφανίζονται δυτικά των Αζορών (σχήμα 4.31).

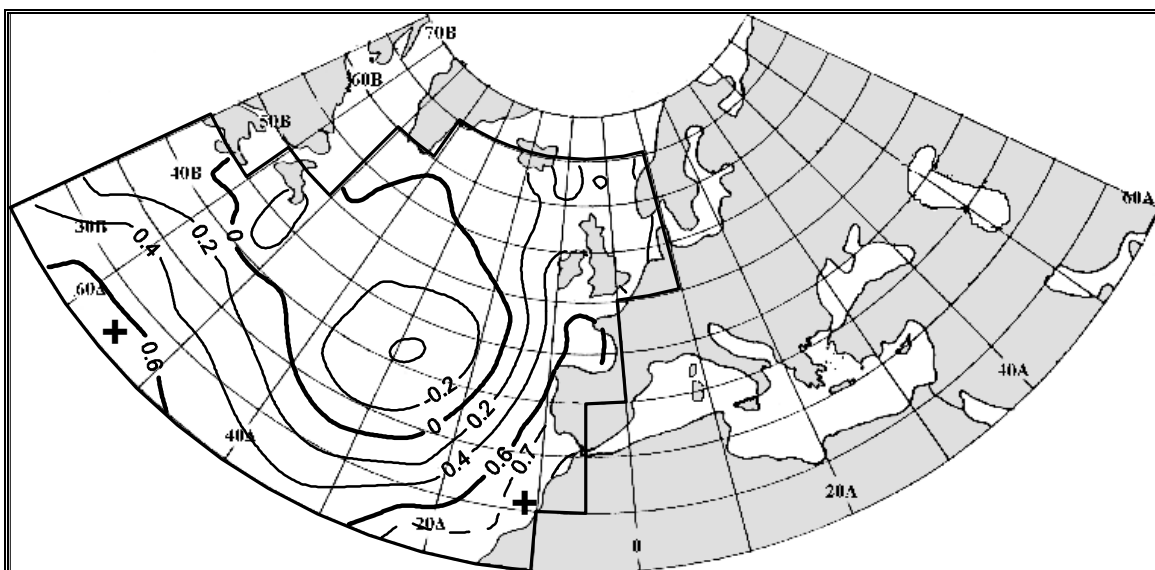
Η ερμηνεία της ύπαρξης του 2^{ου} κανονικού ζεύγους και των αντίστοιχων αποχών των T-850hPa και SST μπορεί να δοθεί μετά την εξέταση των χαρτών του γεωδυναμικού ύψους και των αποχών του για τις ακραίες υψηλές και χαμηλές τιμές της W_2 (σχήματα 4.32-4.35). Από τα σχήματα αυτά, είναι εμφανές ότι η ύπαρξη του 2^{ου} κανονικού ζεύγους οφείλεται στη διακύμανση της συχνότητας εμφάνισης των αντικυκλώνων εμποδισμού (blocking) στην περιοχή της δυτικής Ευρώπης και ιδιαίτερα στο ανατολικό τμήμα του Β. Ατλαντικού δυτικά της Μ. Βρετανίας. Η περιοχή αυτή είναι μια εκ των δύο περιοχών του Β. Ημισφαιρίου που παρουσιάζουν τις υψηλότερες συχνότητες εμφάνισης αντικυκλώνων εμποδισμού (Lejenäs and Okland, 1983). Οι δύο ακραίες λοιπόν περιπτώσεις του 2^{ου} κανονικού ζεύγους αντιστοιχούν στην ελάχιστη και μέγιστη συχνότητα εμφάνισης του φαινομένου αυτού. Πραγματικά, όπως προκύπτει από τα σχήματα 4.33 και 4.35, η αρνητική φάση του 2^{ου} κανονικού ζεύγους αντιστοιχεί στην ύπαρξη έντονης αντικυκλωνικής δραστηριότητας στην περιοχή του ανατολικού Ατλαντικού, ενώ η θετική φάση (σχήματα 4.32 και 4.34) αντιστοιχεί σε ζωνική ροή χωρίς την ύπαρξη αντικυκλωνικής δραστηριότητας στην παραπάνω περιοχή. Έτσι, μπορούμε να συμπεράνουμε, ότι η αρνητική φάση αντιστοιχεί σε υψηλή συχνότητα εμφάνισης αντικυκλώνων εμποδισμού στον ανατολικό Ατλαντικό, ενώ η θετική φάση αντιστοιχεί σε χαμηλή συχνότητα εμφάνισης ή και απουσία τέτοιων αντικυκλώνων. Όπως προκύπτει μάλιστα από το σχήμα 4.35, μια από τις προτιμητέες θέσεις εμφάνισης αυτών των αντικυκλώνων εντοπίζεται δυτικά της Μ. Βρετανίας, αφού στην περιοχή αυτή εμφανίζονται οι μεγαλύτερες αποχές του γεωδυναμικού ύψους των 850hPa. Οι αρνητικές αποχές του γεωδυναμικού ύψους στην εν λόγω περιοχή του ανατολικού Ατλαντικού στην περίπτωση της θετικής φάσης του 2^{ου} κανονικού ζεύγους (σχήμα 4.34), ενδεχομένως να οφείλονται στην

πολύ χαμηλή συχνότητα εμφάνισης των αντικυκλώνων εμποδισμού και όχι σε εντονότερη κυκλωνική δραστηριότητα σε σχέση με τις γειτονικές περιοχές. Αυτός ο ισχυρισμός ενισχύεται από το γεγονός ότι στο σχήμα 4.32 δε φαίνεται να υπάρχει ελάχιστο του γεωδυναμικού ύψους στην παραπάνω περιοχή. Η συχνότητα εμφάνισης των αντικυκλώνων εμποδισμού στην περιοχή του ανατολικού ατλαντικού φαίνεται να μειώνεται κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών. Αυτό το συμπέρασμα προκύπτει εμμέσως, λαμβάνοντας υπόψη τη χρονική διακύμανση της κανονικής μεταβλητής W_2 (σχήμα 4.27).

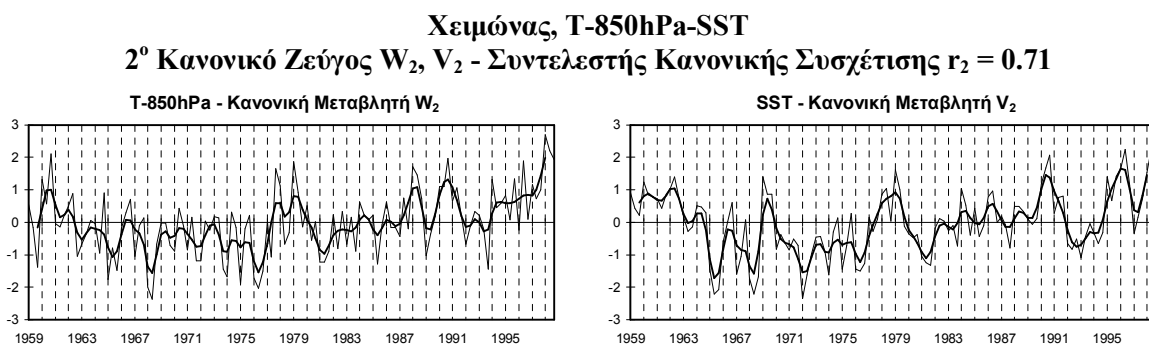
Συμπερασματικά μπορούμε να πούμε ότι το 1^ο κανονικό ζεύγος οφείλει την ύπαρξή του στις μεταβολές της έντασης της NAO και το 2^ο κανονικό ζεύγος στις μεταβολές της συχνότητας εμφάνισης των αντικυκλώνων εμποδισμού στον ανατολικό Ατλαντικό. Τα δύο παραπάνω χαρακτηριστικά της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας προκαλούν θερμοκρασιακές διακυμάνσεις τόσο στη θερμοκρασία του αέρα όσο και στη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας των γειτονικών περιοχών. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι Bresch and Davies (2000) επισήμαναν το ρόλο τόσο της NAO όσο και των αντικυκλώνων εμποδισμού στις χρονικές μεταβολές της SST στο Β. Ατλαντικό, εξετάζοντας τις συνδιακυμάνσεις της SST με το γεωδυναμικό ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας των 500hPa.



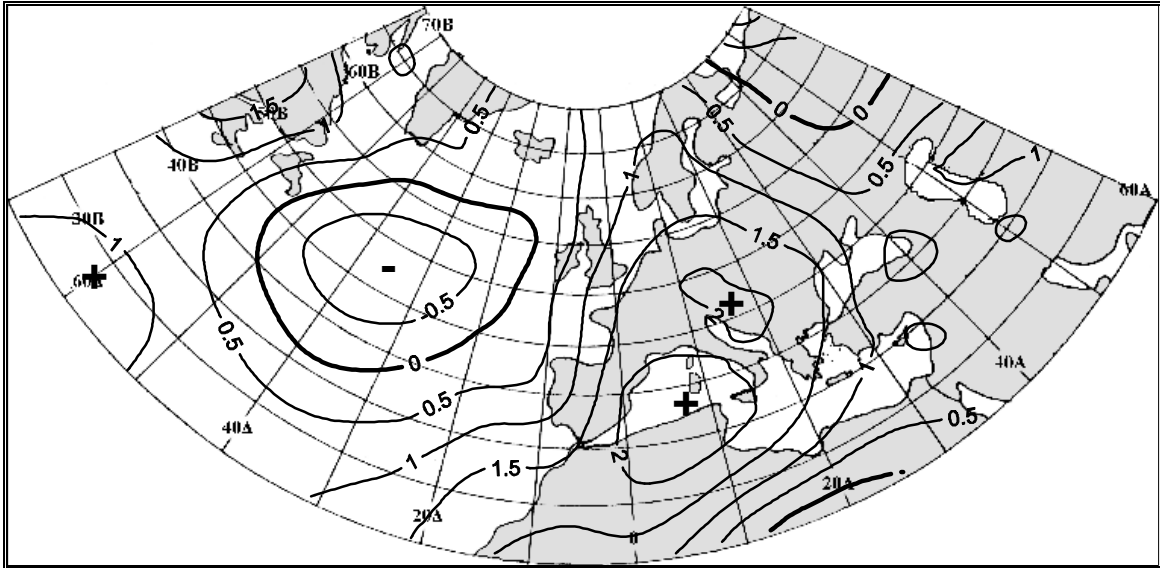
Σχήμα 4.25. Χειμώνας, T-850hPa-SST: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2 και των χρονοσειρών της T-850hPa.



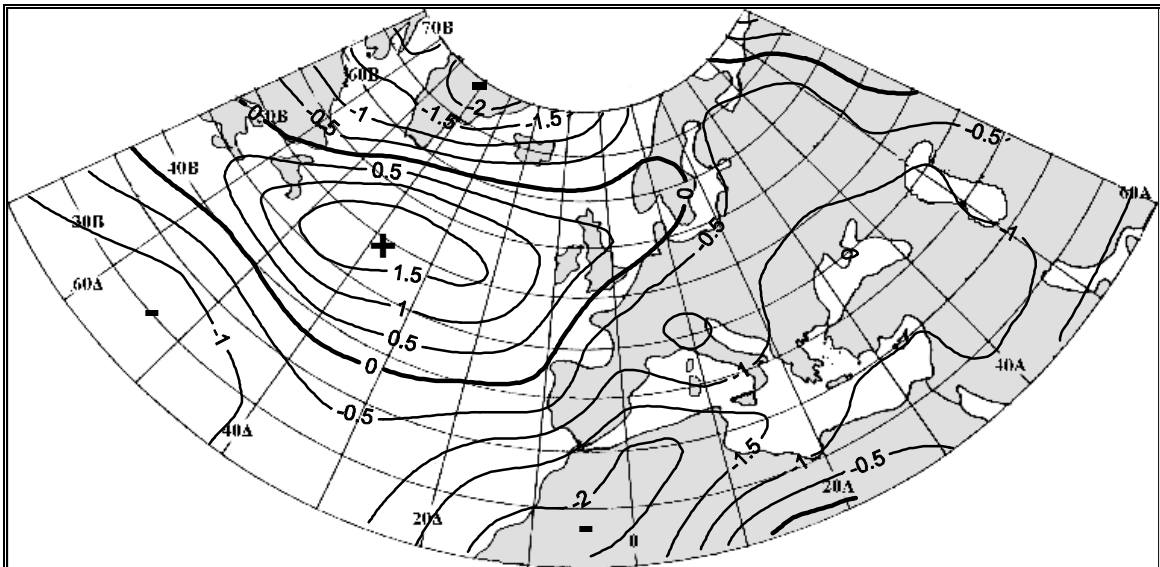
Σχήμα 4.26. Χειμώνας, T-850hPa-SST: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2 και των χρονοσειρών της SST.



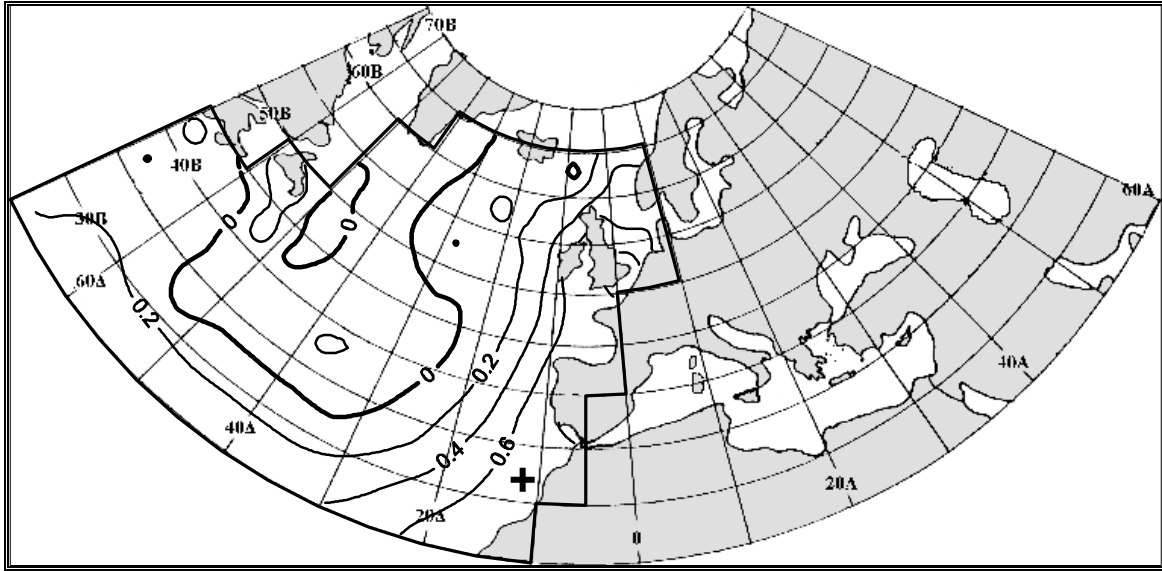
Σχήμα 4.27. Χειμώνας, T-850hPa-SST: οι διαχρονικές διακομάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσου όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



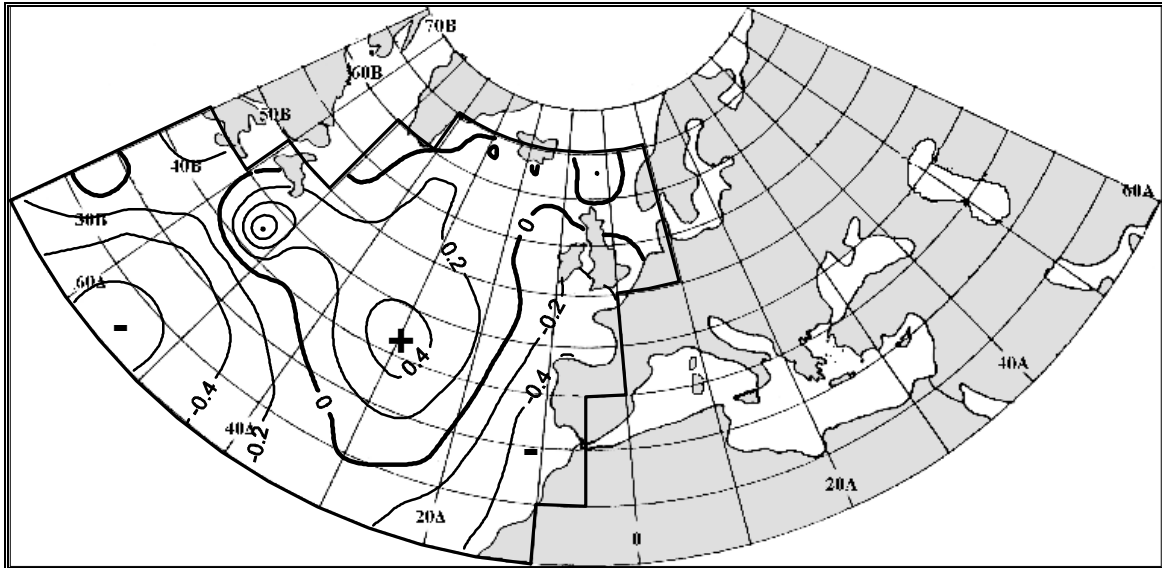
Σχήμα 4.28. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



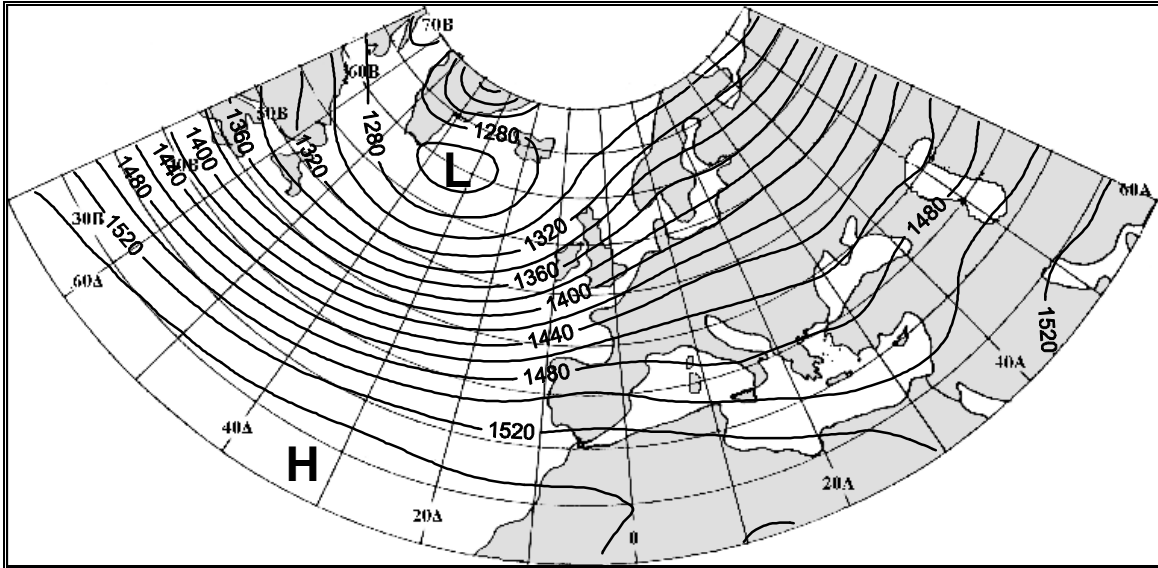
Σχήμα 4.29. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



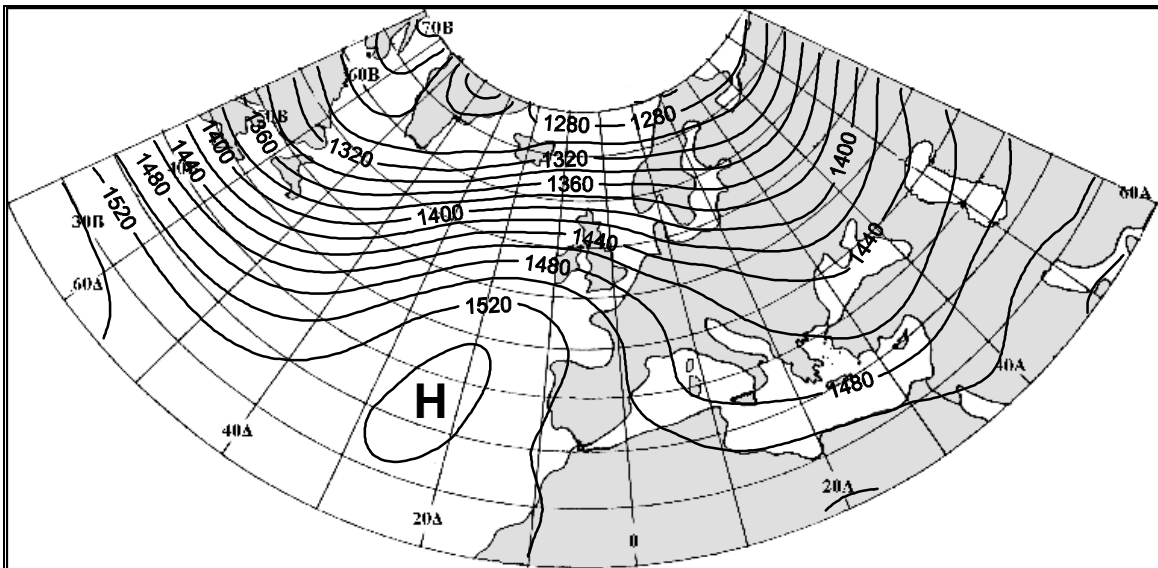
Σχήμα 4.30. *Χειμώνας, T-850hPa-SST:* η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2 .



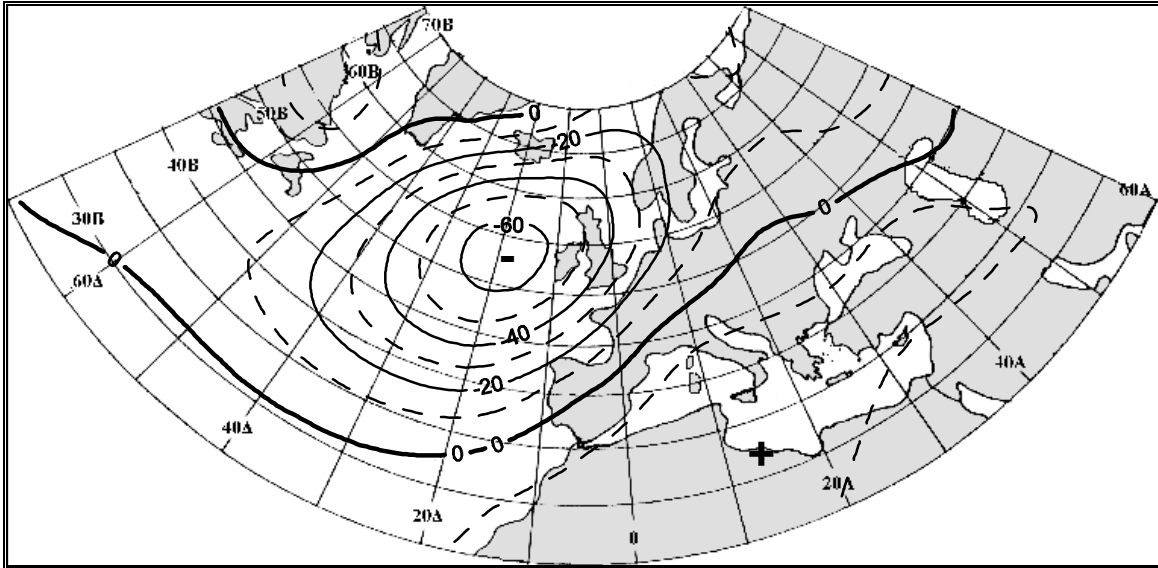
Σχήμα 4.31. *Χειμώνας, T-850hPa-SST:* η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}\text{C}$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2 .



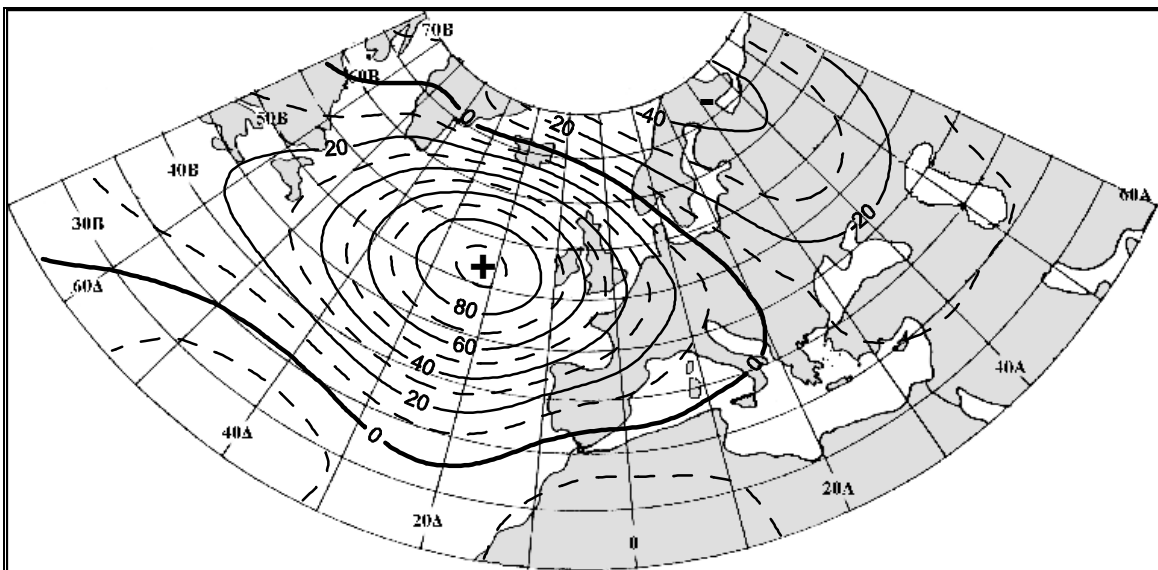
Σχήμα 4.32. *Χειμώνας, T-850hPa-SST:* η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



Σχήμα 4.33. *Χειμώνας, T-850hPa-SST:* η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .



Σχήμα 4.34. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .

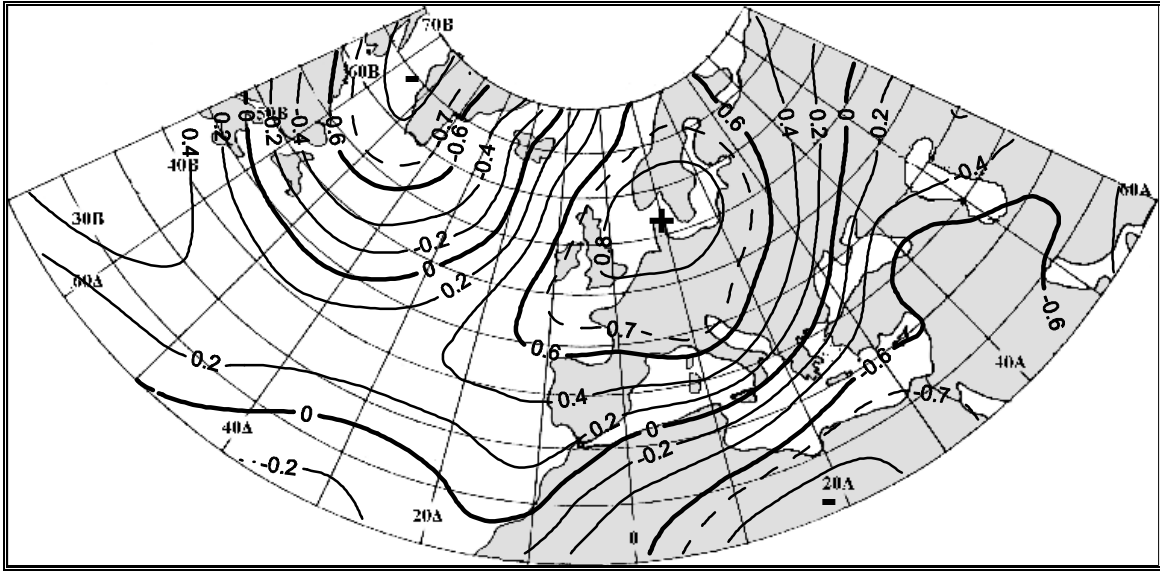


Σχήμα 4.35. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$: η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2 .

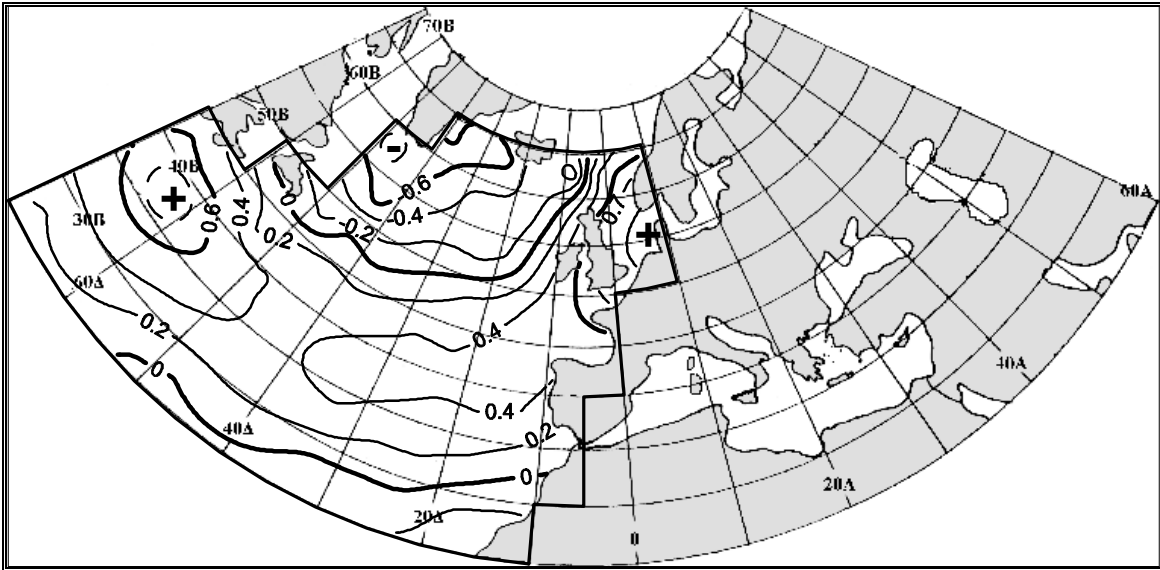
Στη συνέχεια εξετάστηκε η σχέση μεταξύ των T-850hPa και SST με χρονική υστέρηση ενός μηνός ή και μεγαλύτερη. Τα αποτελέσματα της CCA βρέθηκαν στατιστικά σημαντικά στις περιπτώσεις κατά τις οποίες: α) η T-850hPa προηγείται της SST κατά ένα μήνα, δηλαδή η ακολουθία των μηνών Δεκεμβρίου - Ιανουαρίου - Φεβρουαρίου για την T-850hPa αντιστοιχίζεται στην ακολουθία Ιανουαρίου - Φεβρουαρίου - Μαρτίου για την SST και β) η T-850hPa προηγείται της SST κατά δύο μήνες δηλαδή η ακολουθία των μηνών Δεκεμβρίου - Ιανουαρίου - Φεβρουαρίου για την T-850hPa αντιστοιχίζεται στην ακολουθία Φεβρουαρίου - Μαρτίου - Απριλίου για την SST. Τα στατιστικά σημαντικά (επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) κανονικά ζεύγη που προέκυψαν και στις δύο περιπτώσεις είναι παρόμοια με αυτά που προέκυψαν κατά την εφαρμογή της CCA χωρίς την ύπαρξη χρονικής υστέρησης μεταξύ των δύο παραμέτρων.

Στην περίπτωση κατά την οποία έχουμε χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST έναντι της T-850hPa, το πρώτο κανονικό ζεύγος (W_1', V_1') ερμηνεύει το 22% της κοινής διακύμανσης, το 7% της διακύμανσης του πεδίου της T-850hPa και το 8% του πεδίου της SST. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης ισούται με $r_1' = 0.81$. Οι χωρικές κατανομές των συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των κανονικών μεταβλητών και των χρονοσειρών των T-850hPa και SST, καθώς και οι διαχρονικές διακυμάνσεις των χρονοσειρών των κανονικών μεταβλητών W_1' και V_1' παρουσιάζονται στα σχήματα 4.36- 4.38. Επίσης, στα σχήματα 4.39- 4.46 παρουσιάζονται οι μέσοι χάρτες των αποχών των δύο παραμέτρων, καθώς και οι μέσοι χάρτες του γεωδυναμικού ύψους και των αποχών του για τις ακραίες υψηλές και τις ακραίες χαμηλές τιμές των W_1' και V_1' . Από τα σχήματα αυτά, είναι εμφανές, ότι υπάρχει σημαντική ομοιότητα των αποτελεσμάτων με αυτά της ανάλυσης χωρίς την ύπαρξη χρονικής υστέρησης. Έτσι, αποδεικνύεται η στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ της θερμοκρασίας του αέρα και της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας του επομένου μηνός πάνω από τις προαναφερθείσες περιοχές που επηρεάζονται από τη NAO. Για να συγκριθούν τα αποτελέσματα της παρούσας ανάλυσης με αυτά που προέκυψαν χωρίς τη θεώρηση χρονικής υστέρησης, υπολογίστηκαν οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ: $W_1 - W_1'$, $W_1 - V_1'$ και $V_1 - V_1'$. Οι συντελεστές αυτοί βρέθηκαν αντίστοιχα ίσοι με: $r(W_1 - W_1') = 0.91$, $r(W_1 - V_1') = 0.74$ και $r(V_1 - V_1') = 0.81$. Από τις τιμές αυτές φαίνεται ότι, όπως και στην περίπτωση της Μεσογείου, η εμμονή της τάξεως του ενός μηνός της SST είναι κυρίως υπεύθυνη για την ύπαρξη της στατιστικά σημαντικής σχέσης μεταξύ των δύο παραμέτρων για χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST έναντι της T-850hPa. Εν τούτοις, η διαφορά $r(V_1 - V_1') - r(W_1 - V_1') = 0.07$ δεν είναι στατιστικά σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95% (είναι στατιστικά σημαντική σε επίπεδο 82%). Παρόμοια συμπεράσματα ισχύουν και για το 2^ο κανονικό ζεύγος (W_2', V_2'), το οποίο ερμηνεύει το 18% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 5% της διακύμανσης της T-850hPa και το 6% της διακύμανσης της SST. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης ισούται με $r_2' = 0.67$. Οι χωρικές κατανομές των συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των W_2' και V_2' και των χρονοσειρών των T-850hPa και SST, καθώς και οι χρονικές διακυμάνσεις W_2' και V_2' παρουσιάζονται στα σχήματα 4.47-4.49. Οι χάρτες των αποχών των T-850hPa και SST, καθώς και του γεωδυναμικού ύψους και των αποχών του για τις ακραίες τιμές των W_1' και V_1' παρουσιάζονται στα σχήματα 4.50-4.57. Το συμπέρασμα που προκύπτει από τη μελέτη των σχημάτων του 2^{ου} κανονικού ζεύγους είναι, όπως και στην περίπτωση του 1^{ου} ζεύγους, ότι υπάρχει σαφής αντιστοιχία με τα αποτελέσματα της ανάλυσης χωρίς την ύπαρξη χρονικής υστέρησης. Έτσι το 2^ο κανονικό ζεύγος αντιστοιχεί στη δράση των αντικυκλώνων εμποδισμού της δυτικής Ευρώπης, τόσο στην T-850hPa όσο και στην SST. Στην περίπτωση αυτή, η χρονική απόκριση της SST είναι της τάξης του ενός μηνός. Οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ $W_2 - W_2'$, $W_2 - V_2'$ και $V_2 - V_2'$ βρέθηκαν να είναι χαμηλότεροι από τους αντίστοιχους του 1^{ου} κανονικού ζεύγους. Συγκεκριμένα, βρέθηκαν ίσοι με $r(W_2 - W_2') = 0.77$, $r(W_2 - V_2') = 0.52$ και $r(V_2 - V_2') = 0.69$. Σε αυτή την περίπτωση, η διαφορά των συντελεστών $r(V_2 - V_2') - r(W_2 - V_2') = 0.17$ είναι στατιστικά σημαντική σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%.

Στατιστικά σημαντικά αποτελέσματα εντοπίζονται και στην περίπτωση κατά την οποία έχουμε χρονική υστέρηση 2 μηνών της SST έναντι της T-850hPa. Εμφανίζονται τα αναμενόμενα από τις άλλες δύο περιπτώσεις κανονικά ζεύγη. Το 1^ο κανονικό ζεύγος (W_1'', V_1'') ερμηνεύει το 27% της κοινής διακύμανσης, το 6% της διακύμανσης της T-850hPa και το 7% της διακύμανσης της SST, ενώ ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης ισούται με $r_1''=0.76$. Το 2^ο κανονικό ζεύγος (W_2'', V_2'') ερμηνεύει το 23% της κοινής διακύμανσης, το 4% της διακύμανσης της T-850hPa και το 5% της διακύμανσης της SST. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης βρέθηκε ίσος με $r_2''=0.65$. Τα σχήματα που αναφέρονται στα δύο κανονικά ζεύγη είναι 4.58-4.79, από τα οποία ενισχύονται τα ευρήματα των παραπάνω δύο αναλύσεων και επιβεβαιώνεται η ύπαρξη στατιστικά σημαντικής χρονικής απόκρισης της SST της τάξεως των 2 μηνών. Οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των κανονικών μεταβλητών της παρούσας ανάλυσης και αυτής χωρίς τη θεώρηση χρονικής υστέρησης βρέθηκαν ίσοι με: $r(W_1-W_1'')=0.75$, $r(W_1-V_1'')=0.57$, $r(V_1-V_1'')=0.56$, $r(W_2-W_2'')=0.56$, $r(W_2-V_2'')=0.37$ και $r(V_2-V_2'')=0.47$. Όλοι οι συντελεστές είναι στατιστικά σημαντικοί σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99%. Από τους συντελεστές αυτούς, προκύπτει ότι η εμμονή της τάξεως των δύο μηνών της SST, αν και υπαρκτή, είναι σαφώς ασθενέστερη από αυτή της τάξεως του ενός μηνός, όπως άλλωστε ήταν και αναμενόμενο. Επίσης, οι διαφορές $r(V_1-V_1'') - r(W_1-V_1'')$ και $r(V_2-V_2'') - r(W_2-V_2'')$ δεν είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%.

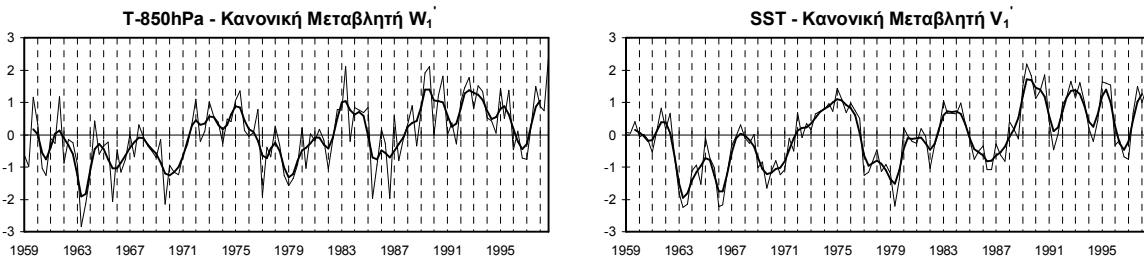


Σχήμα 4.36. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1' και των χρονοσειρών της T-850hPa.

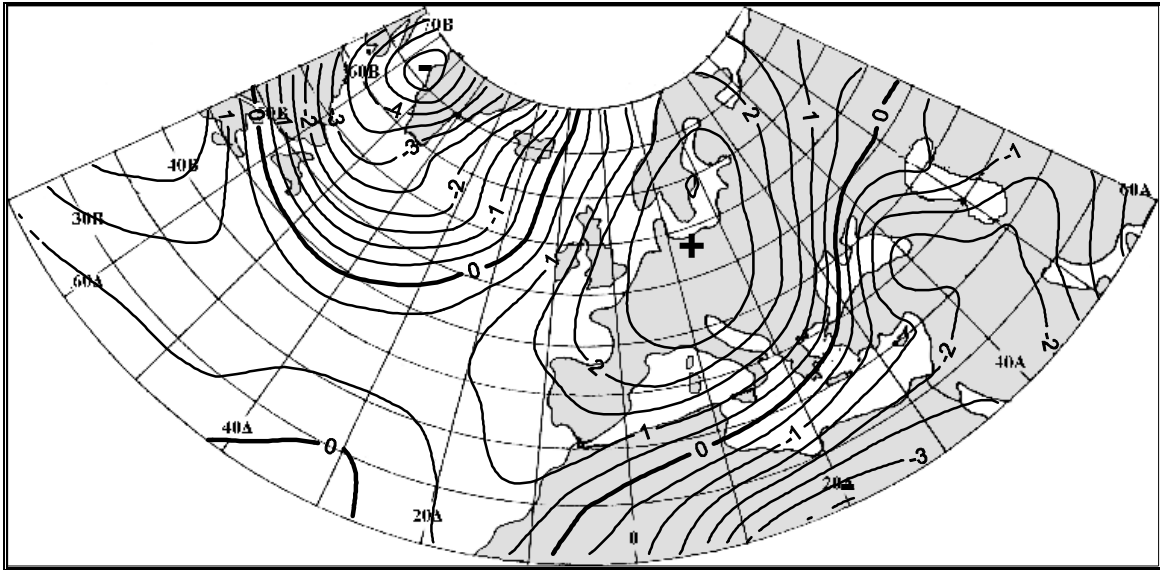


Σχήμα 4.37. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1' και των χρονοσειρών της SST.

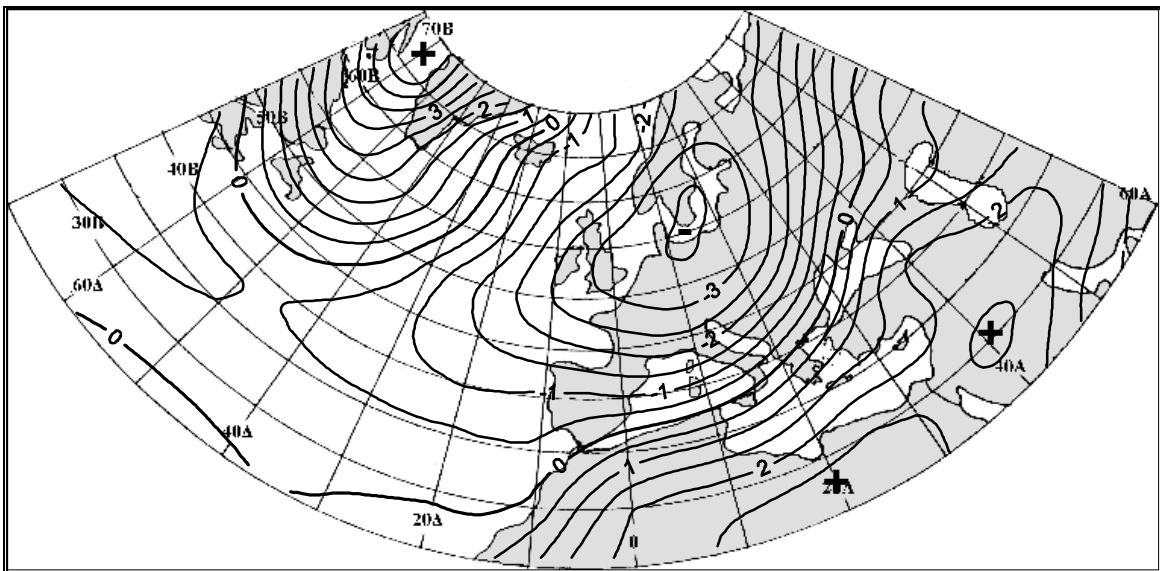
**Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST)
Κανονικό Ζεύγος W_1' , V_1' - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_1' = 0.81$**



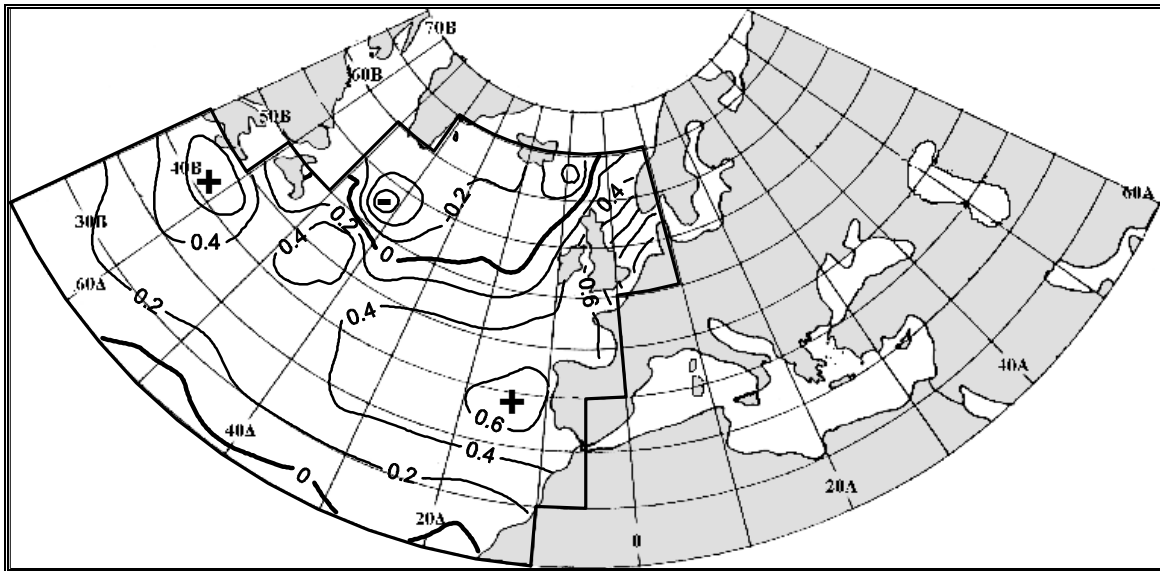
Σχήμα 4.38. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1' και V_1' . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε, χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



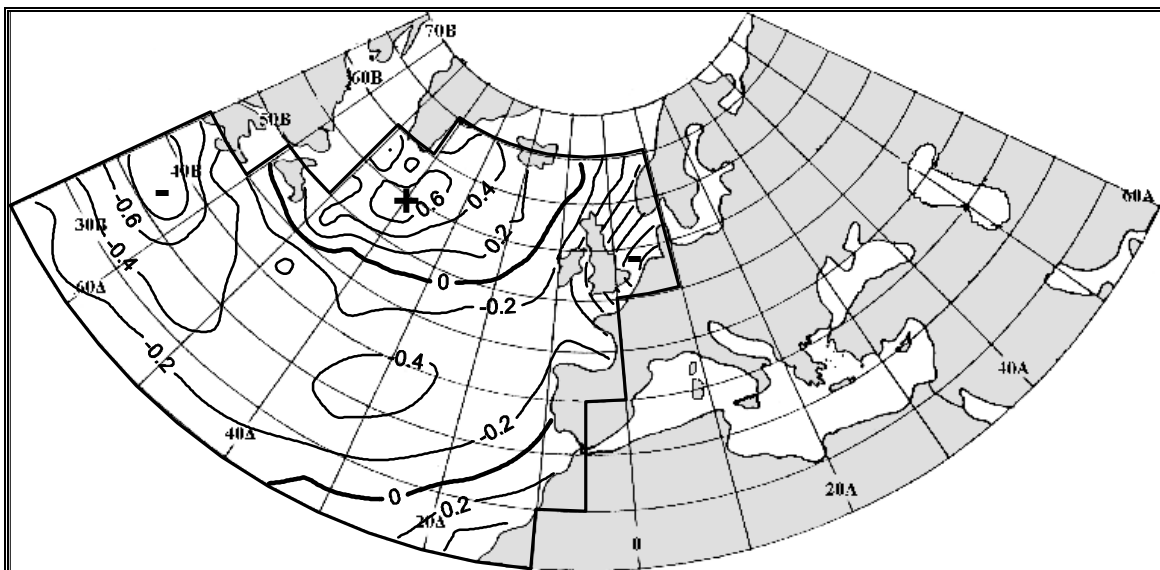
Σχήμα 4.39. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1' .



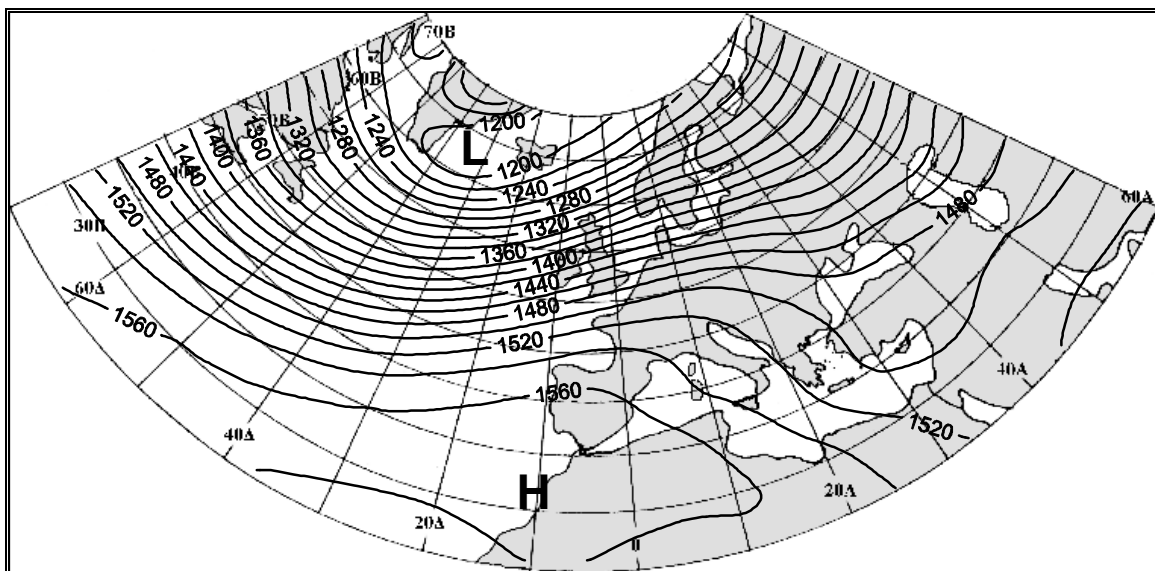
Σχήμα 4.40. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1' .



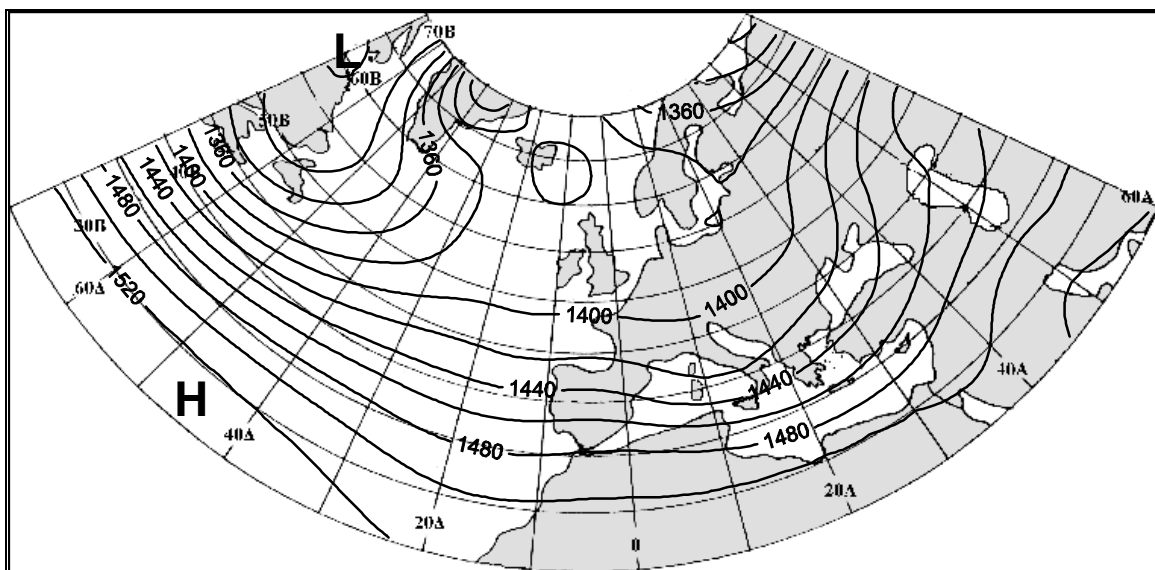
Σχήμα 4.41. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1' .



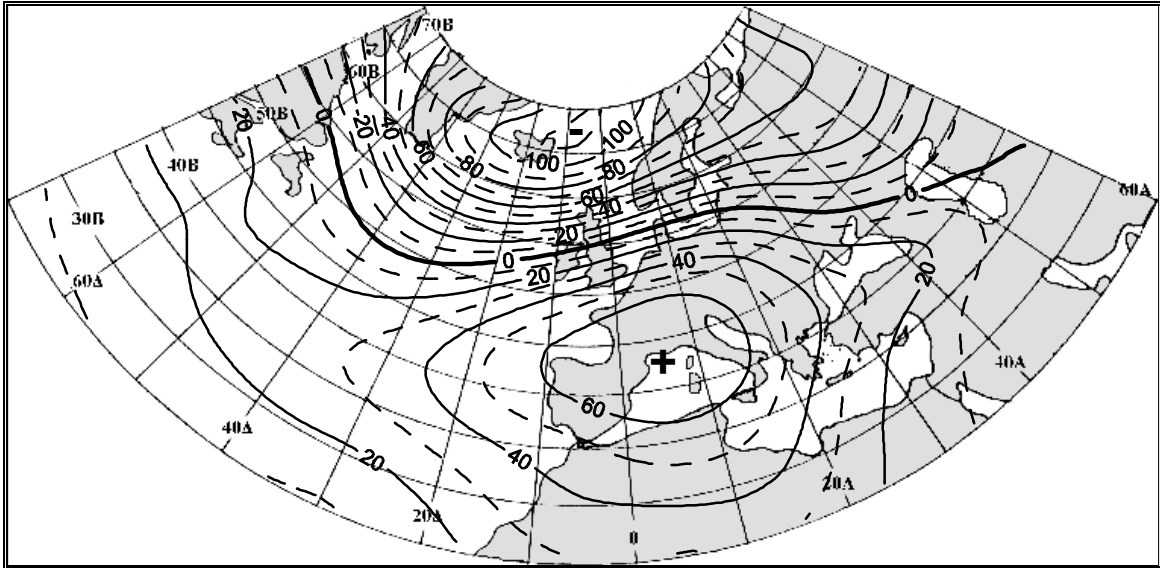
Σχήμα 4.42. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1' .



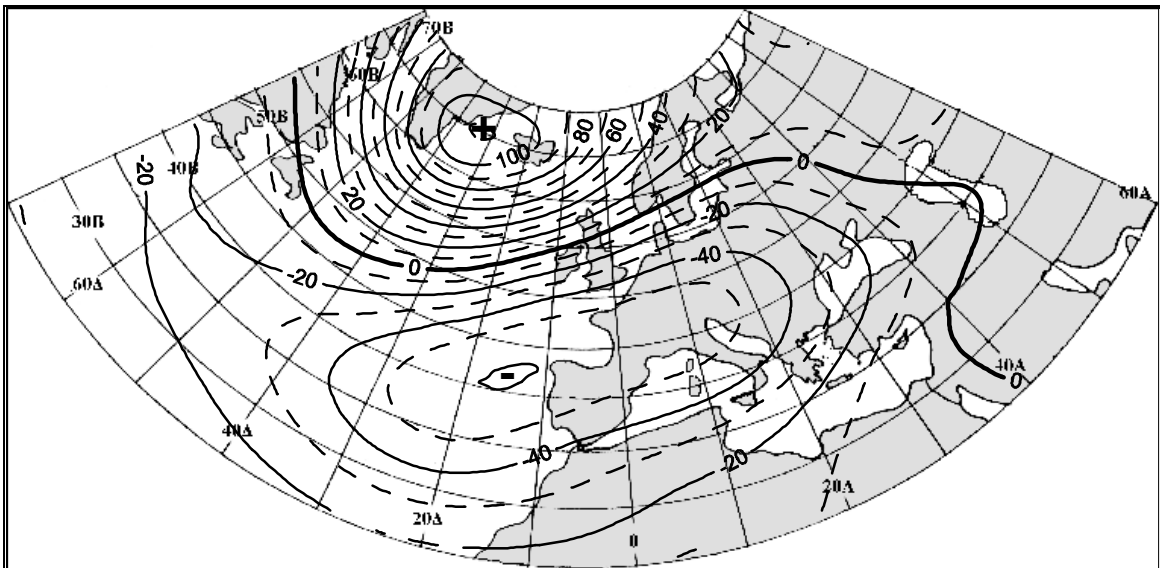
Σχήμα 4.43. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1' .



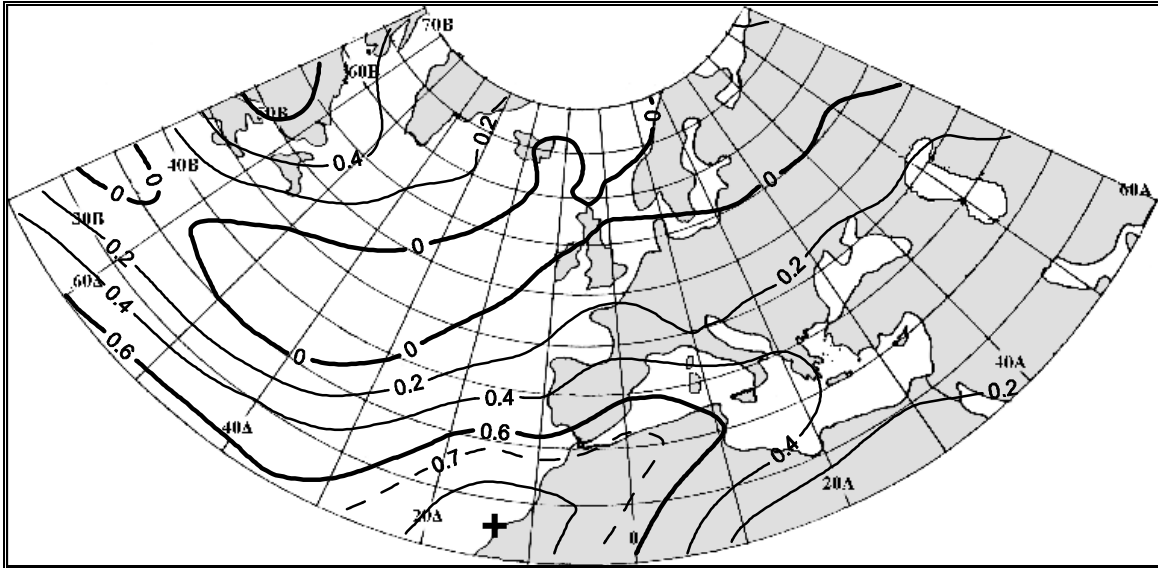
Σχήμα 4.44. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1' .



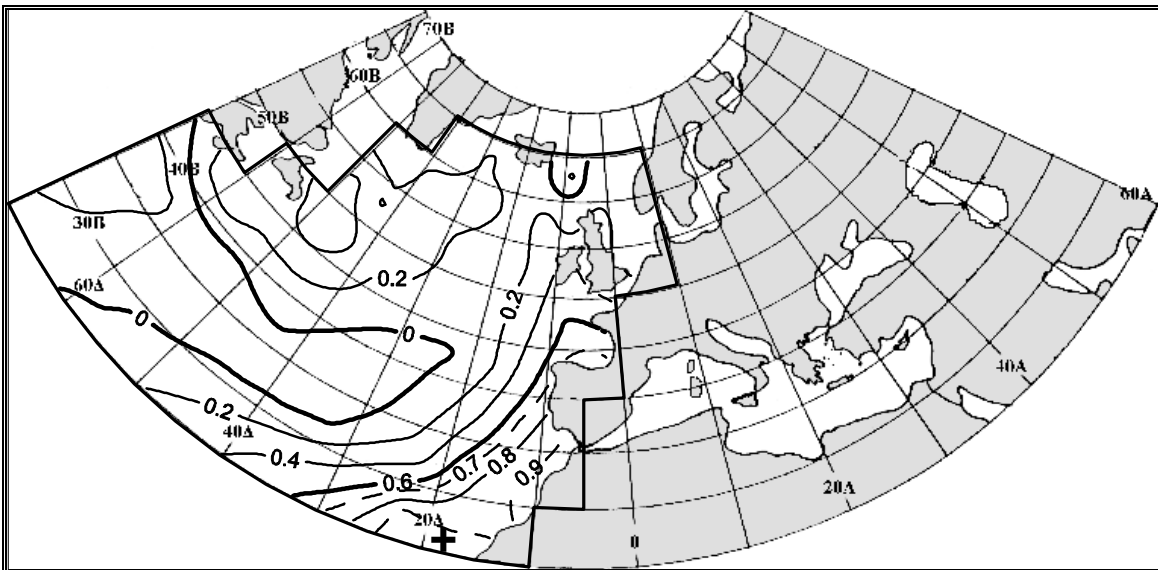
Σχήμα 4.45. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1' .



Σχήμα 4.46. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1' .

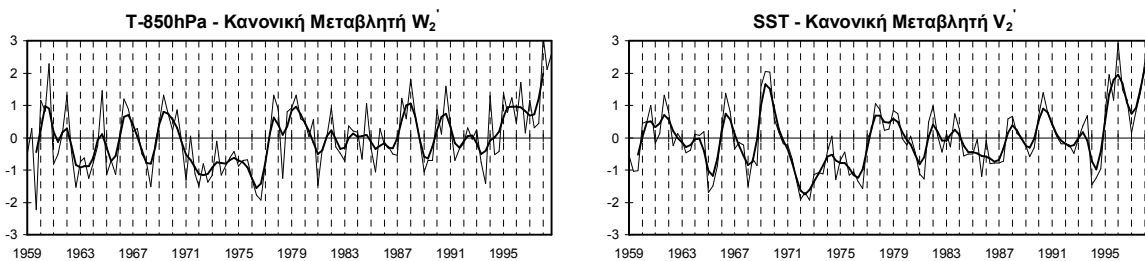


Σχήμα 4.47. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2' και των χρονοσειρών της T-850hPa.

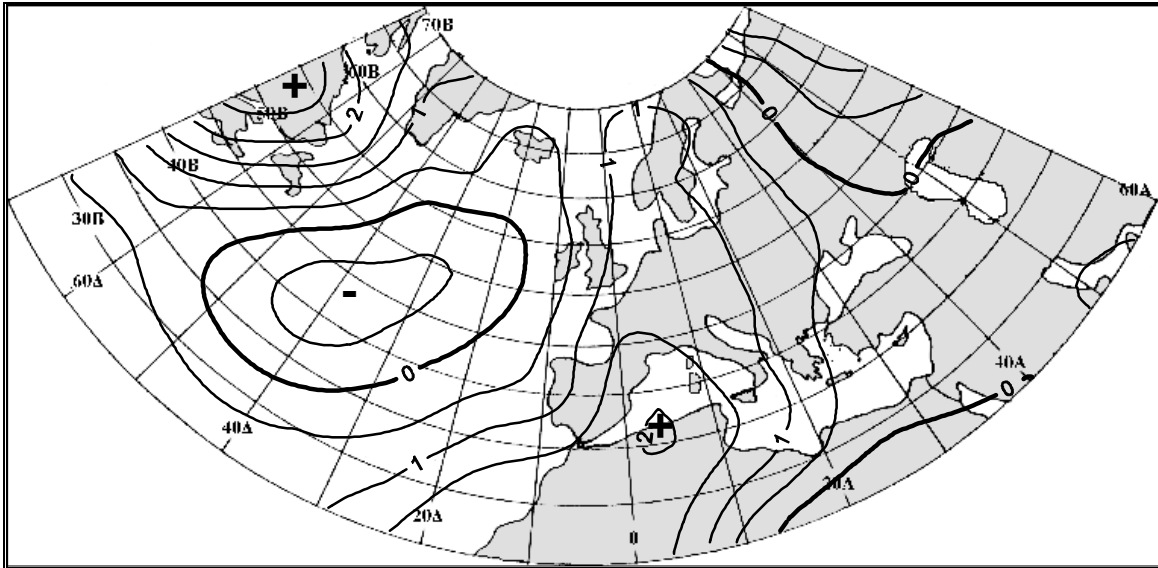


Σχήμα 4.48. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2' και των χρονοσειρών της SST.

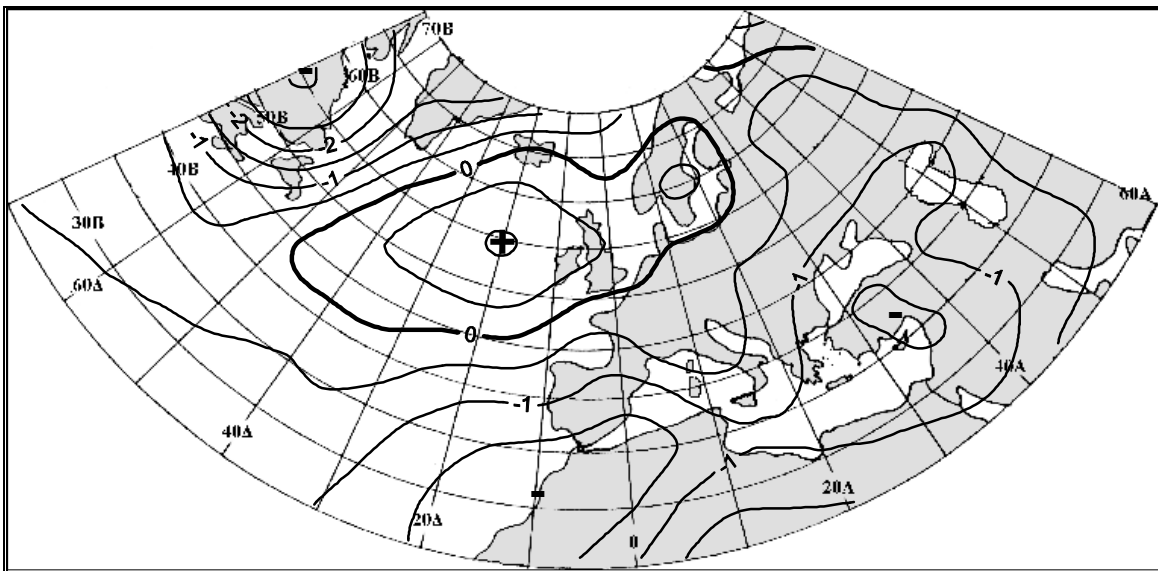
**Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST)
Κανονικό Ζεύγος W_2' , V_2' - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_2' = 0.67$**



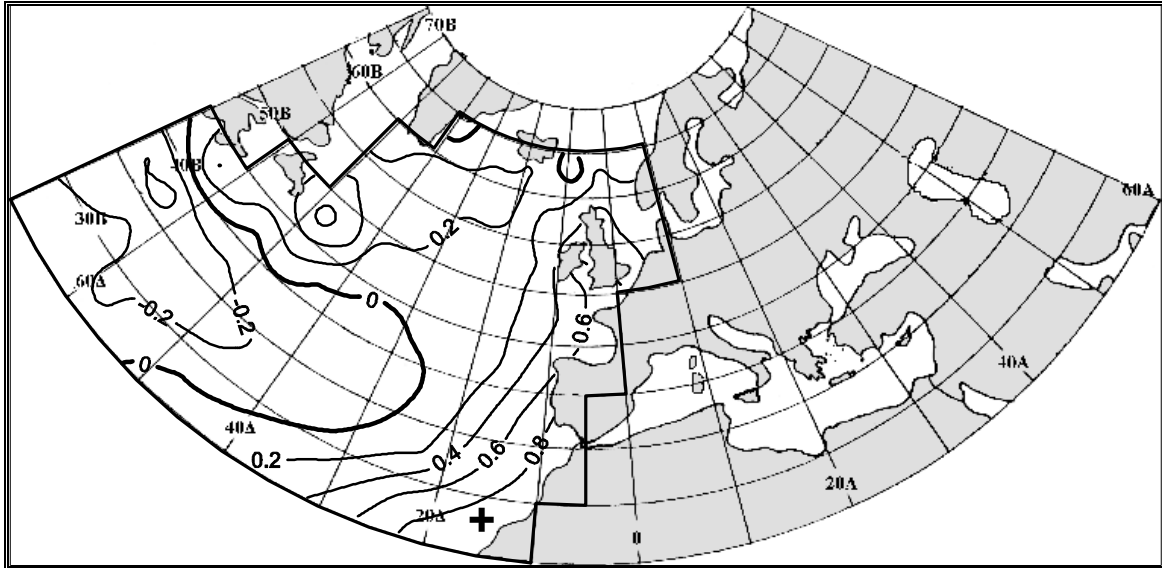
Σχήμα 4.49. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2' και V_2' . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε, χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



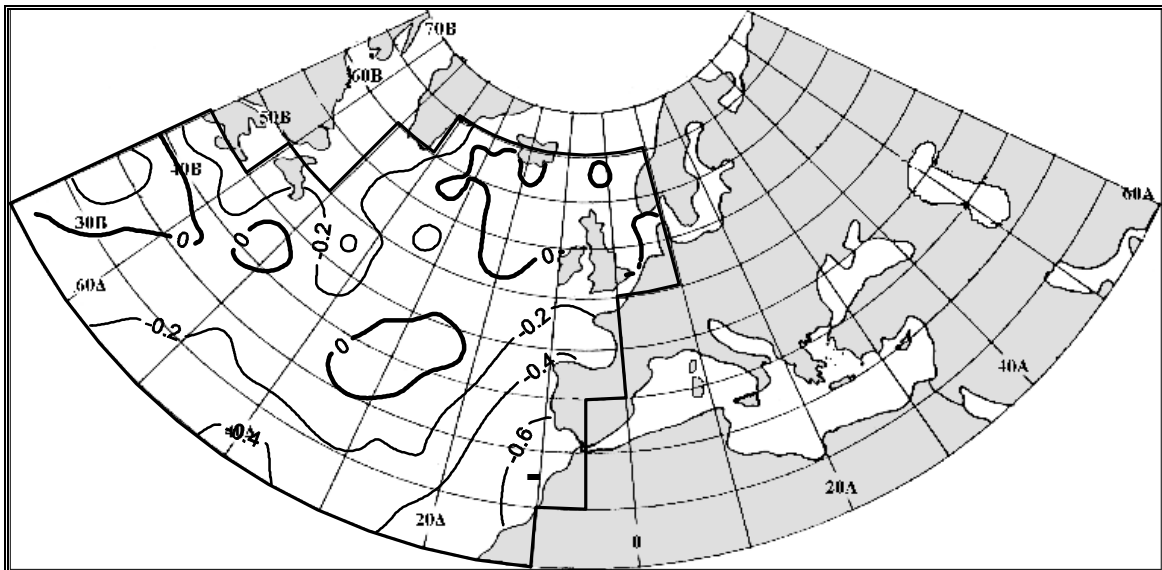
Σχήμα 4.50. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2' .



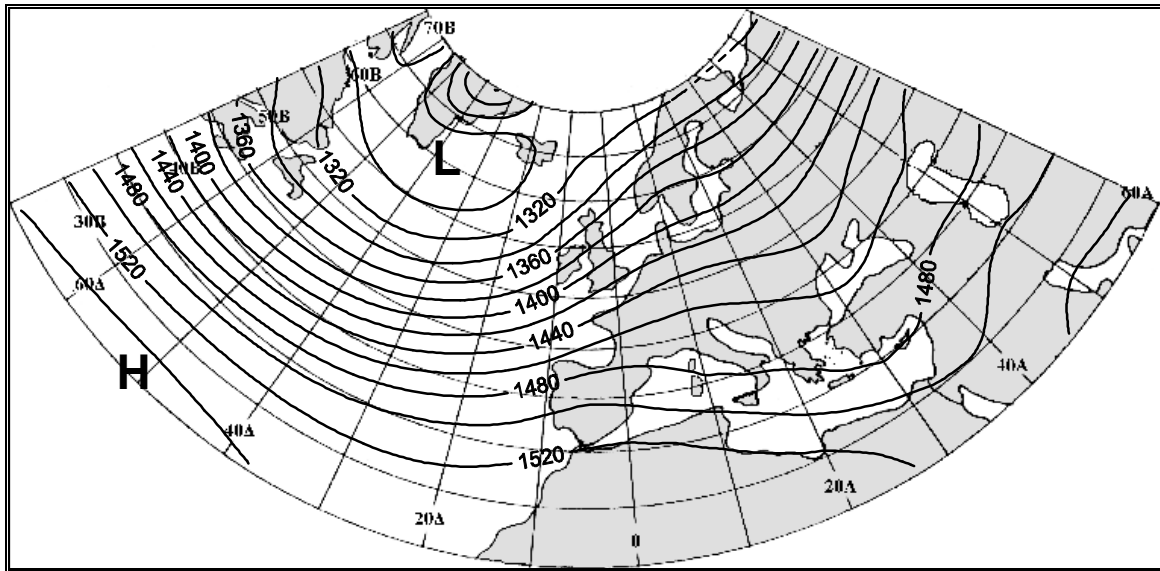
Σχήμα 4.51. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2' .



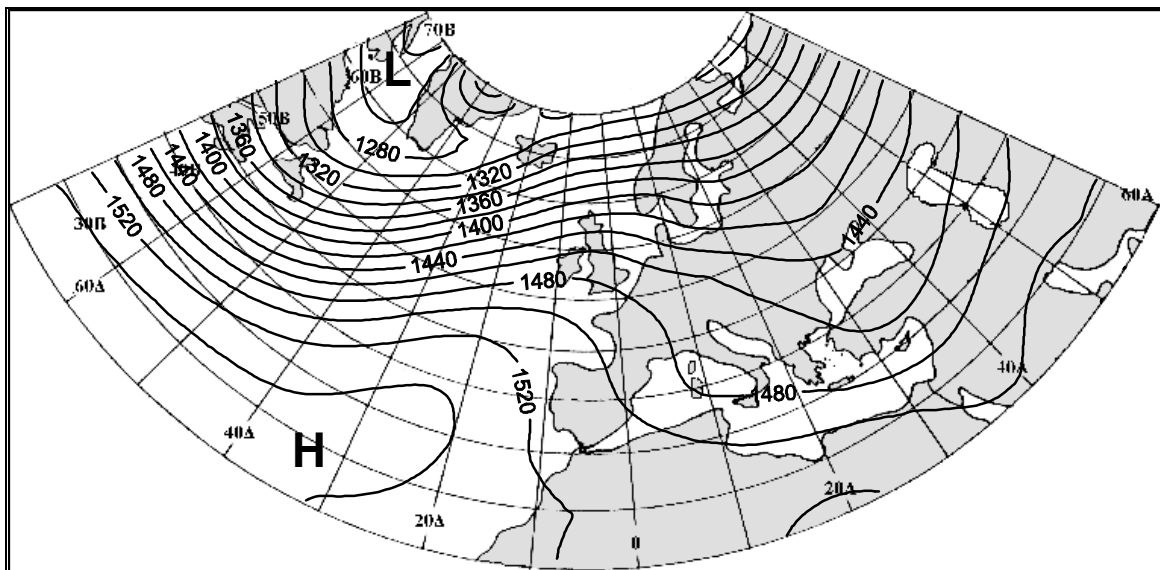
Σχήμα 4.52. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2' .



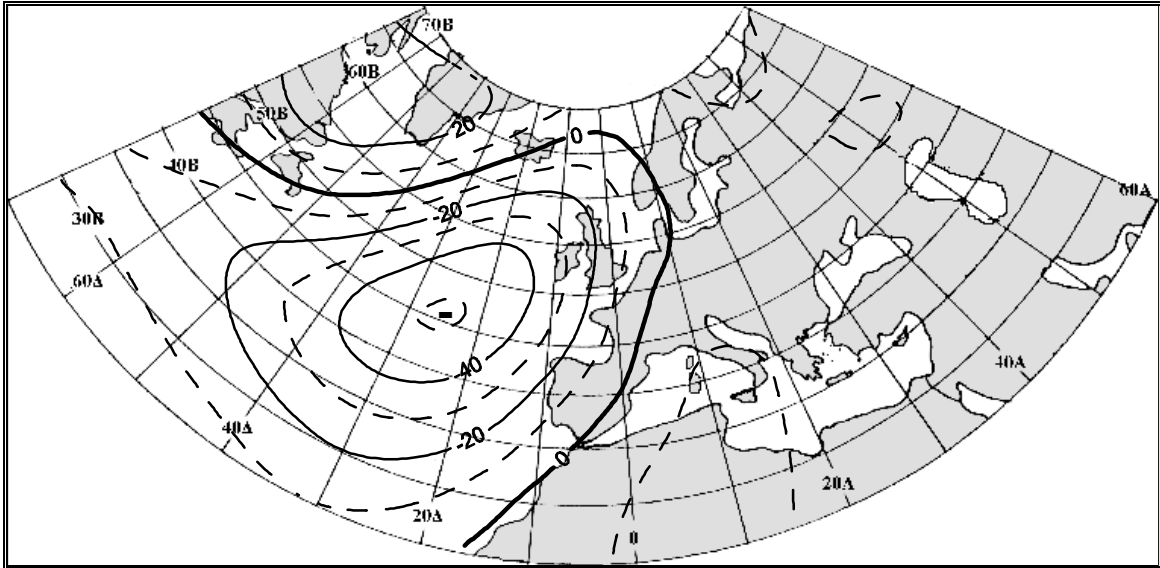
Σχήμα 4.53. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2' .



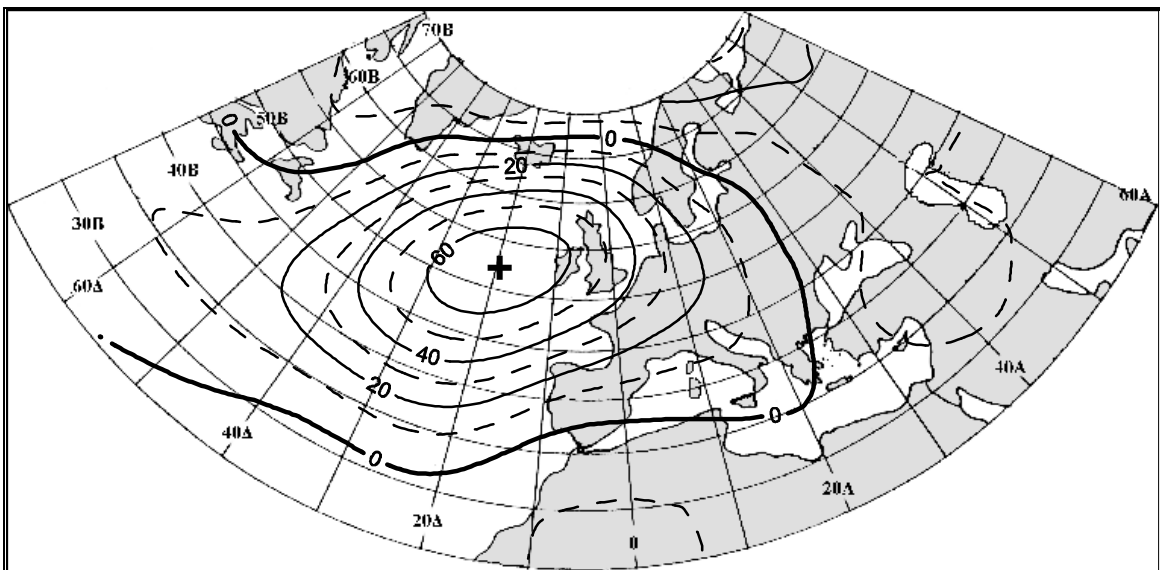
Σχήμα 4.54. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2' .



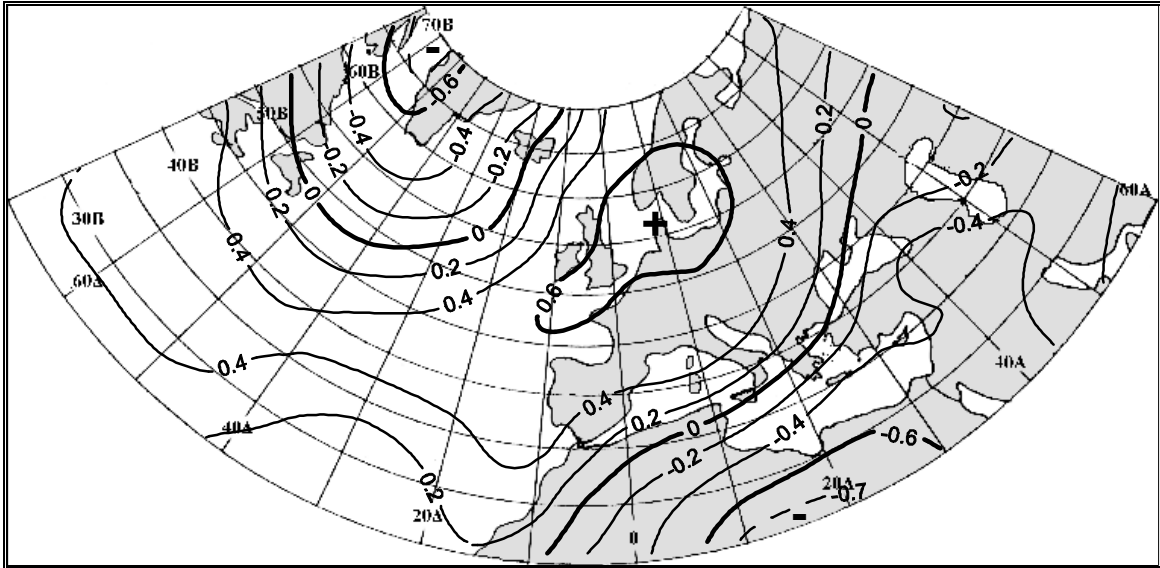
Σχήμα 4.55. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2' .



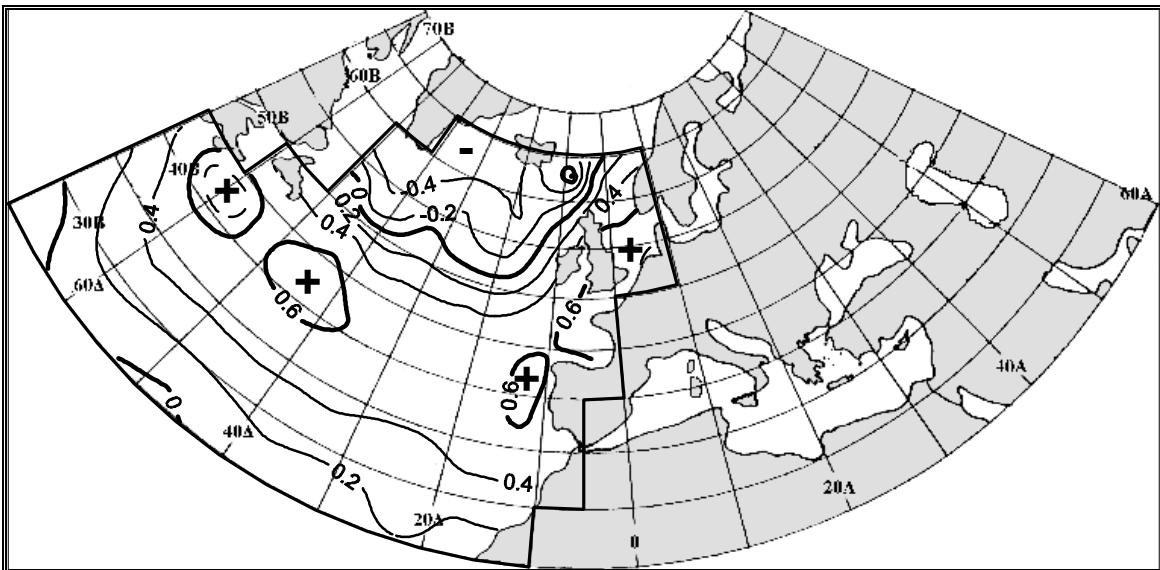
Σχήμα 4.56. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2' .



Σχήμα 4.57. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση ενός μηνός της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2' .

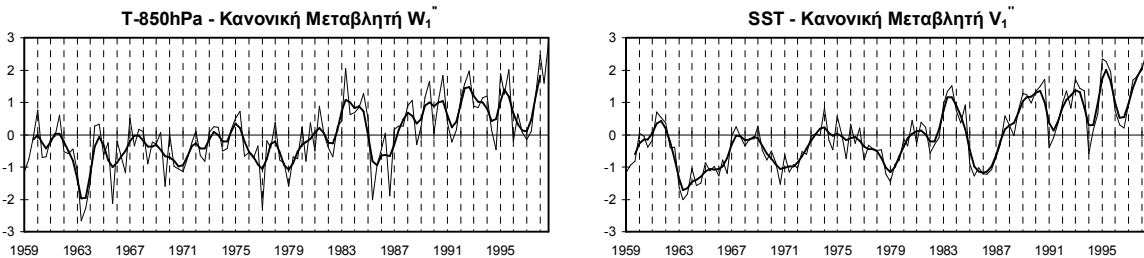


Σχήμα 4.58. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1'' και των χρονοσειρών της T-850hPa.

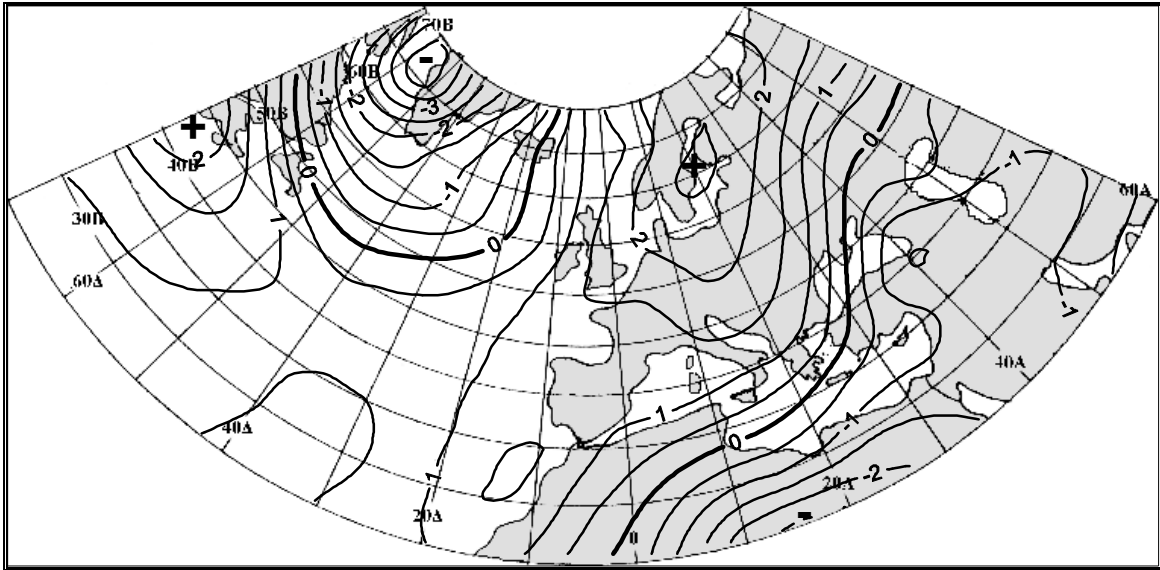


Σχήμα 4.59. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1'' και των χρονοσειρών της SST.

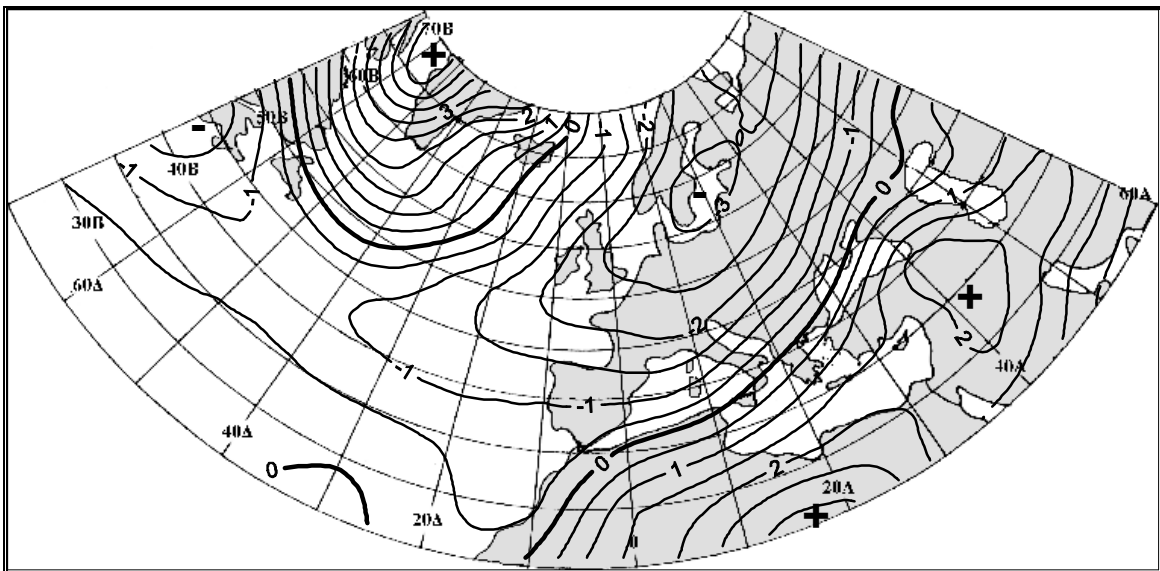
**Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST)
Κανονικό Ζεύγος W_1'' , V_1'' - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_1'' = 0.76$**



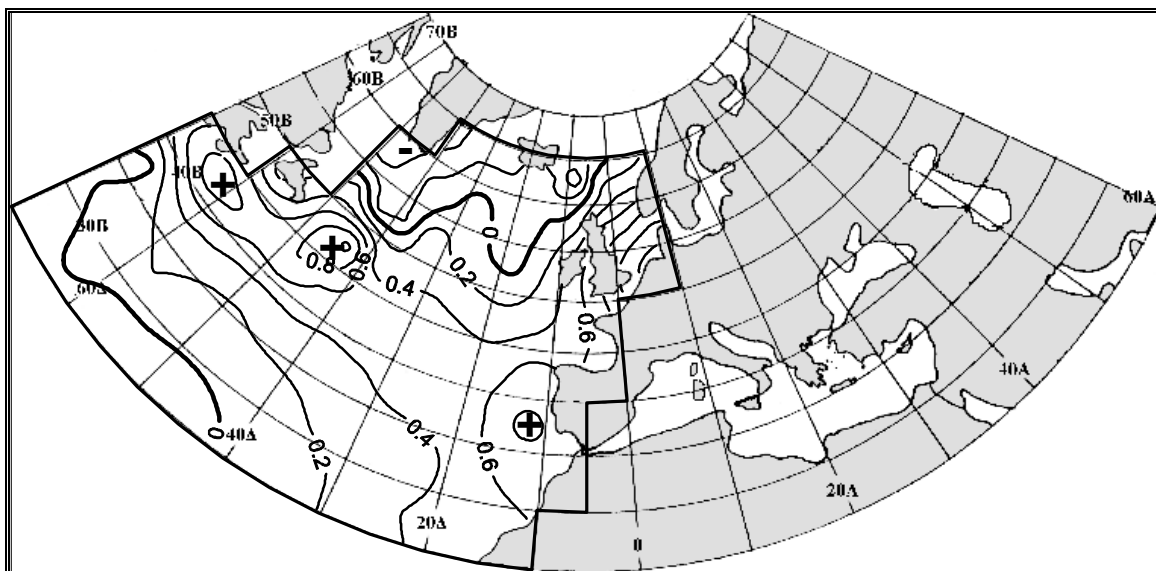
Σχήμα 4.60. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1'' και V_1'' . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε, χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



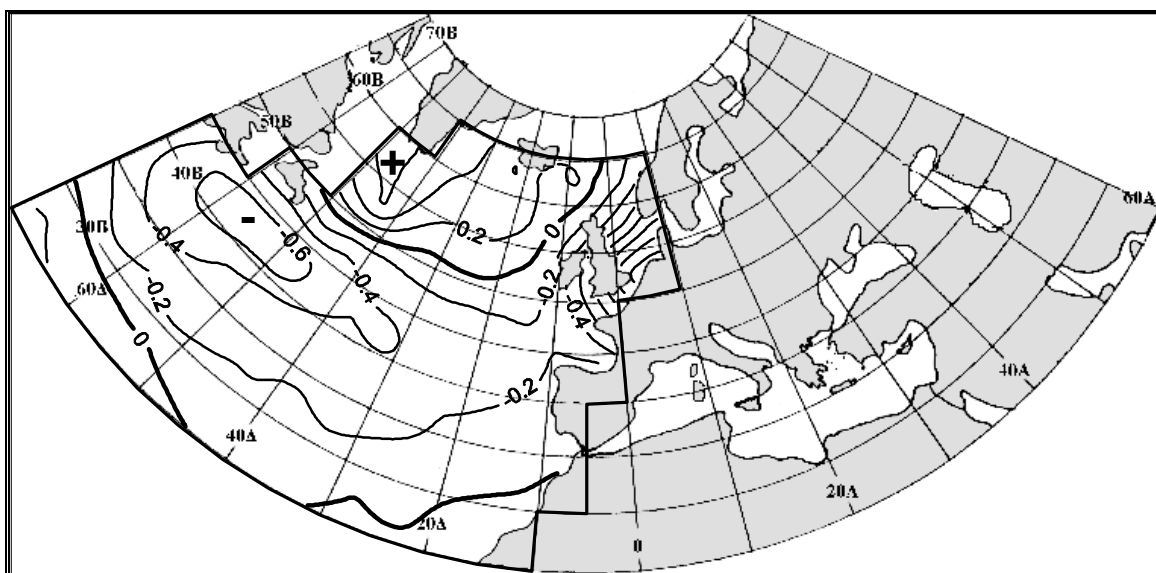
Σχήμα 4.61. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1'' .



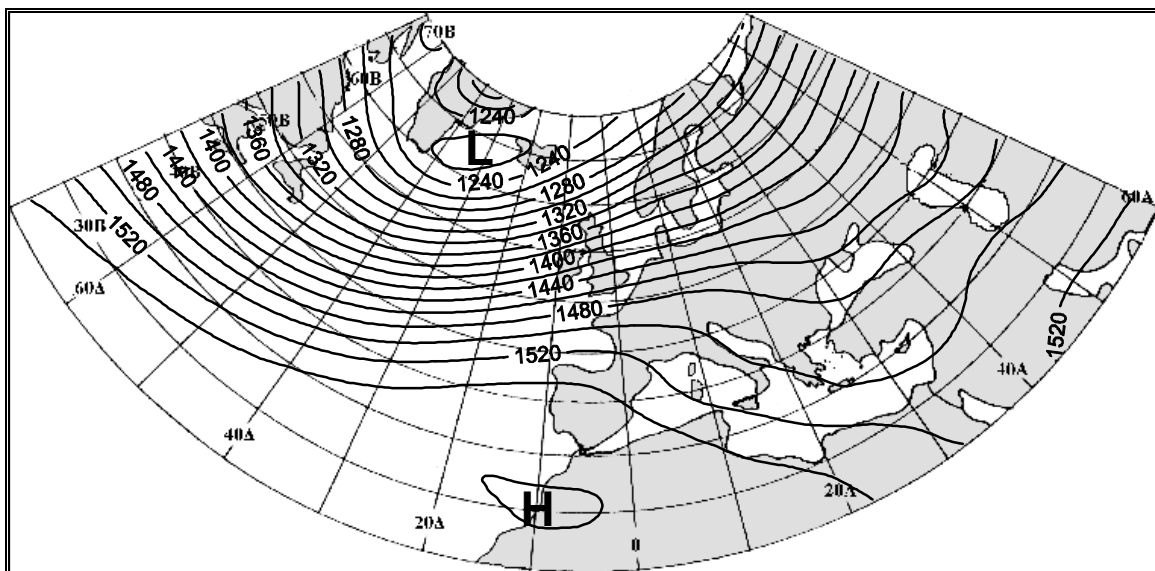
Σχήμα 4.62. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1'' .



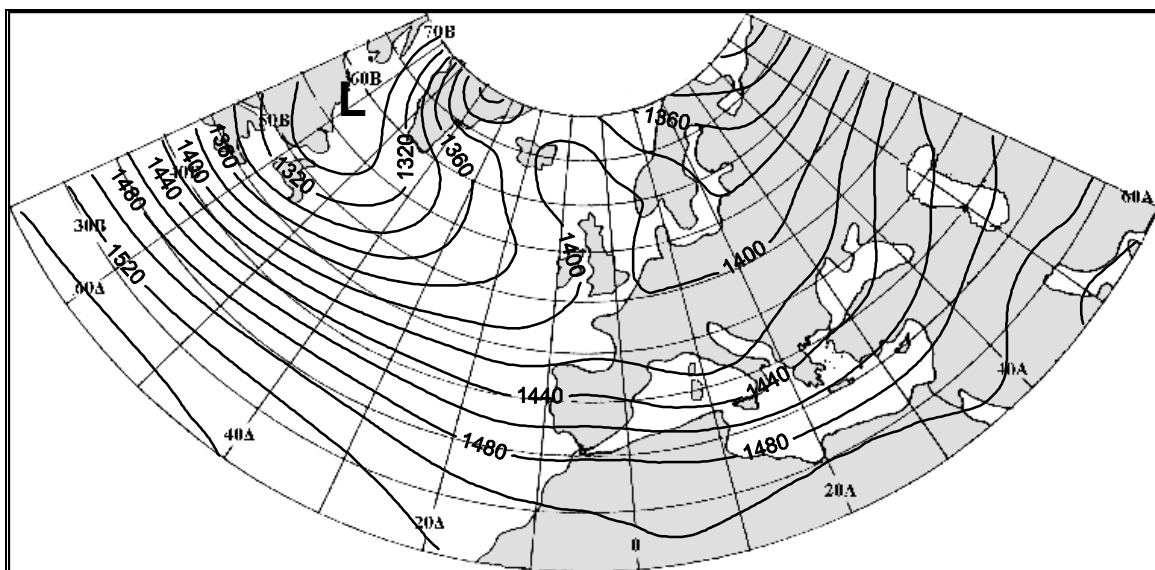
Σχήμα 4.63. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1'' .



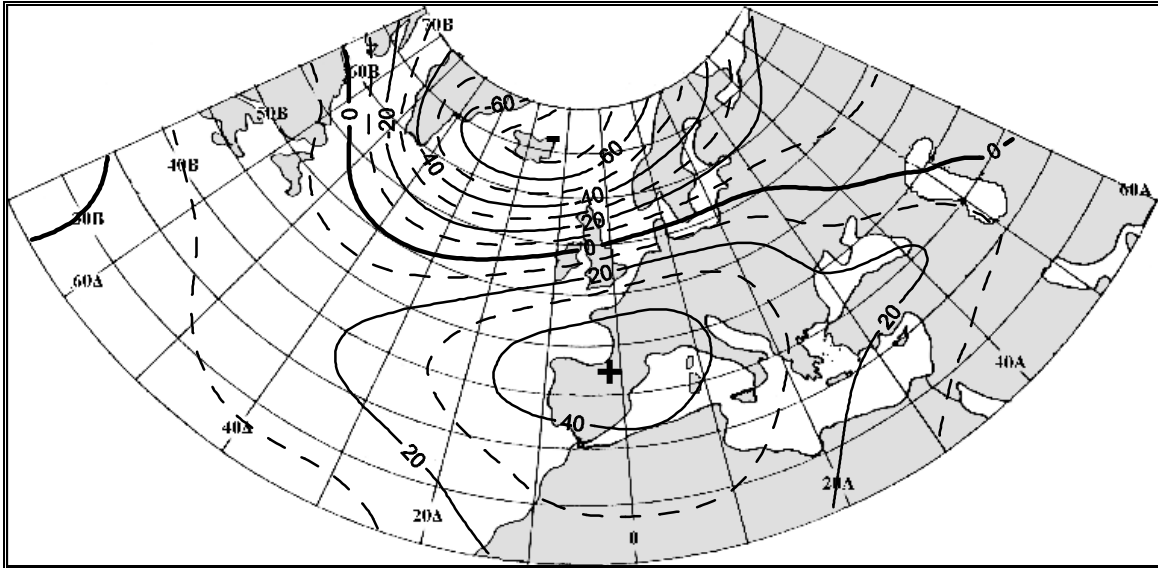
Σχήμα 4.64. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_1'' .



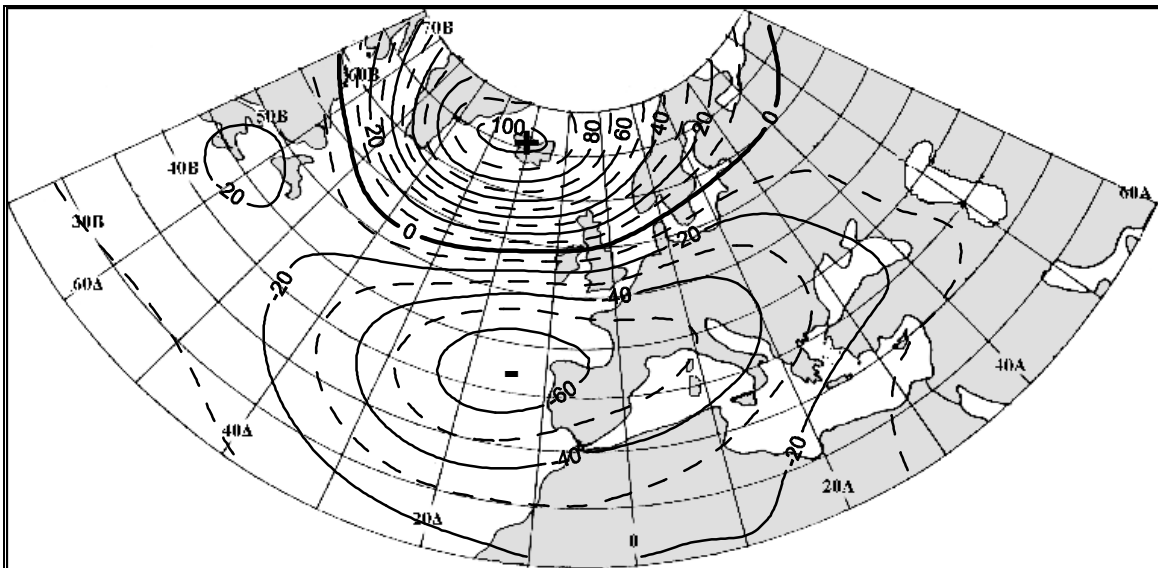
Σχήμα 4.65. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1'' .



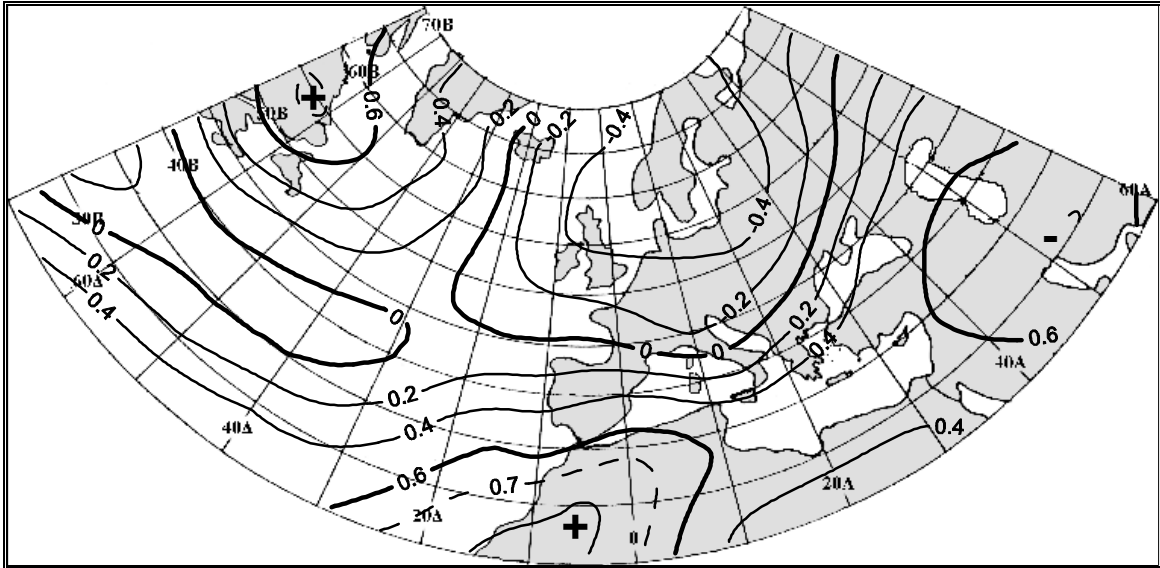
Σχήμα 4.66. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1'' .



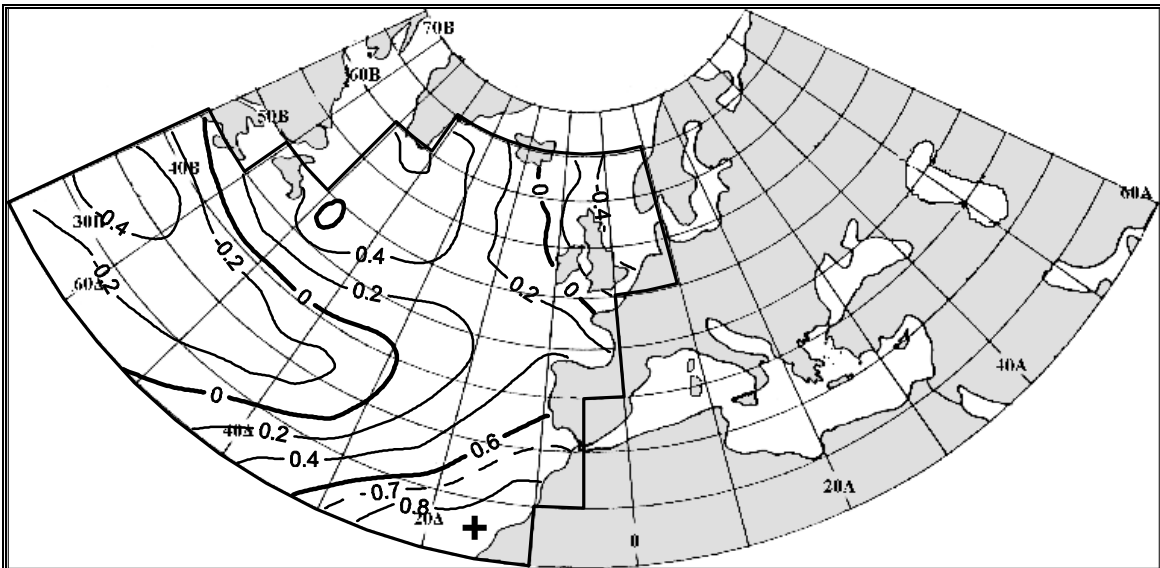
Σχήμα 4.67. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1'' .



Σχήμα 4.68. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_1'' .

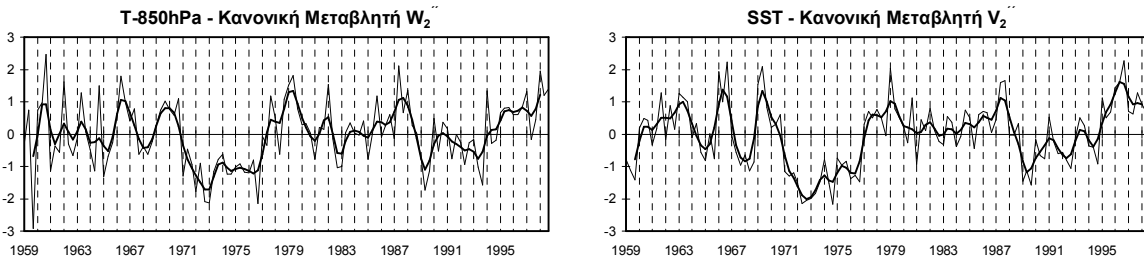


Σχήμα 4.69. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2'' και των χρονοσειρών της T-850hPa.

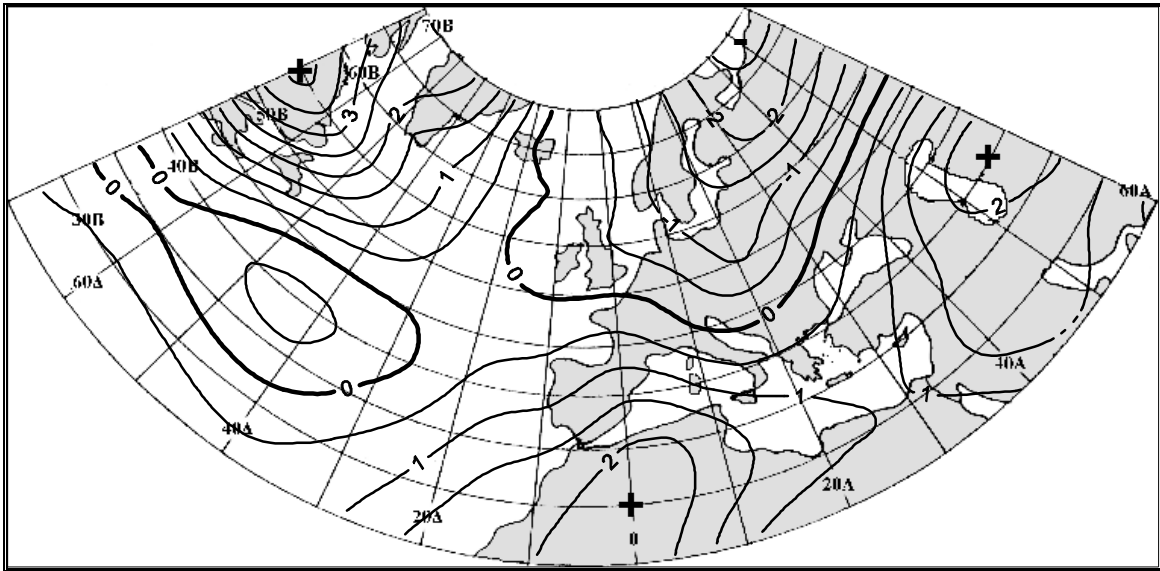


Σχήμα 4.70. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2'' και των χρονοσειρών της SST.

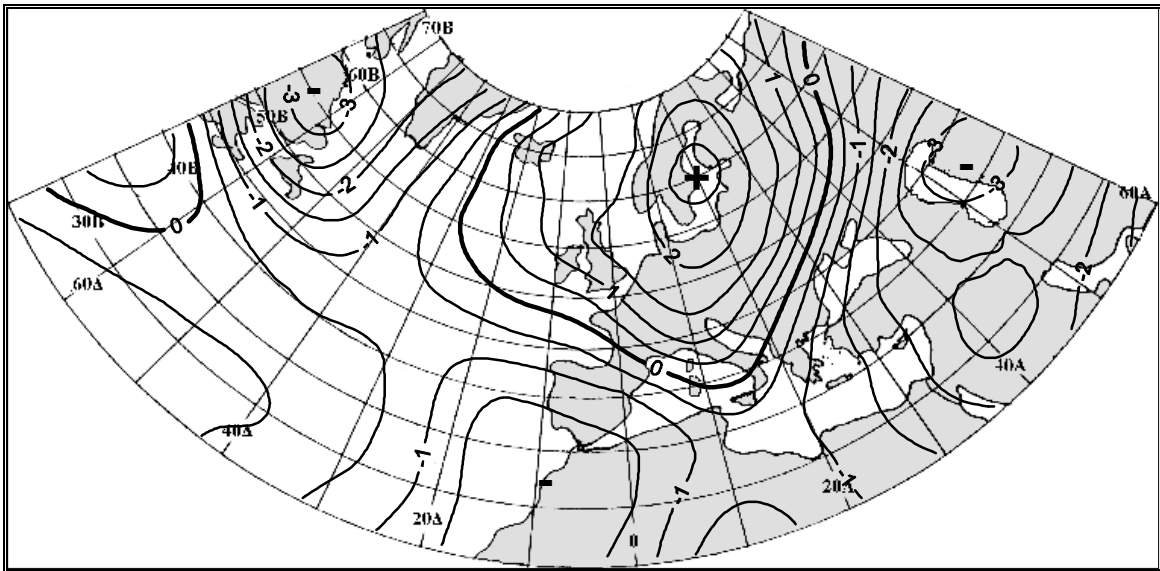
**Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST)
Κανονικό Ζεύγος W_2'' , V_2'' - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_2'' = 0.65$**



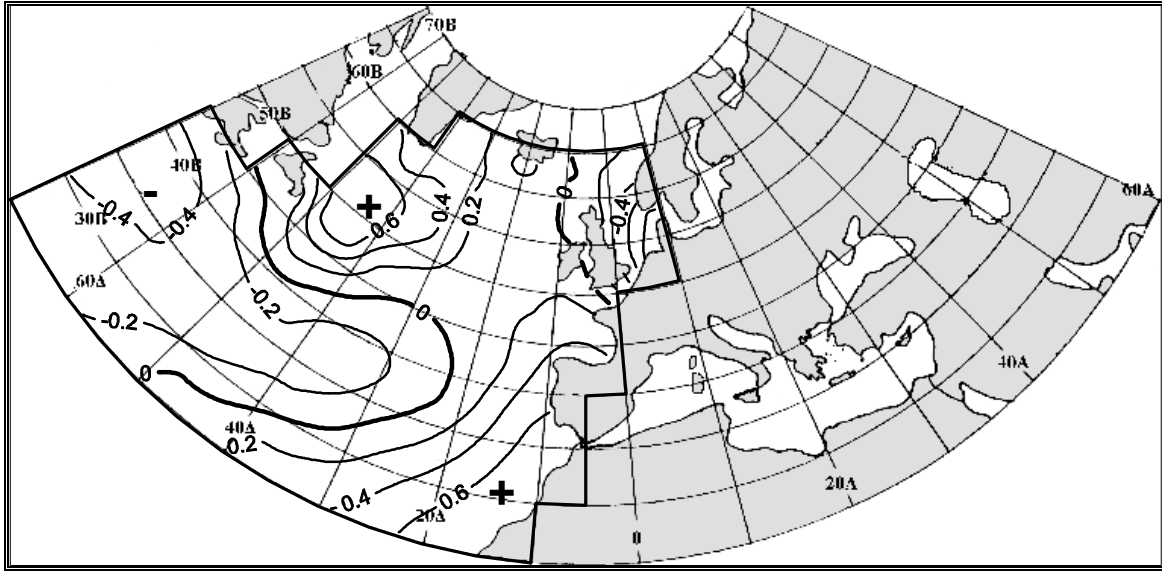
Σχήμα 4.71. Χειμώνας, T-850hPa-SST (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2'' και V_2'' . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε, χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



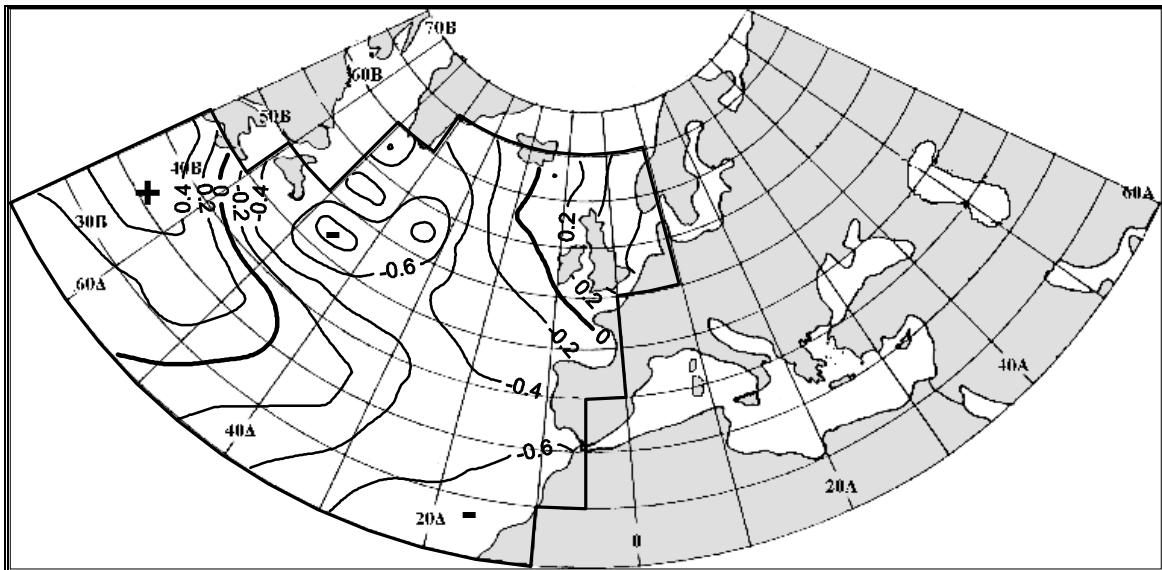
Σχήμα 4.72. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχόν της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2'' .



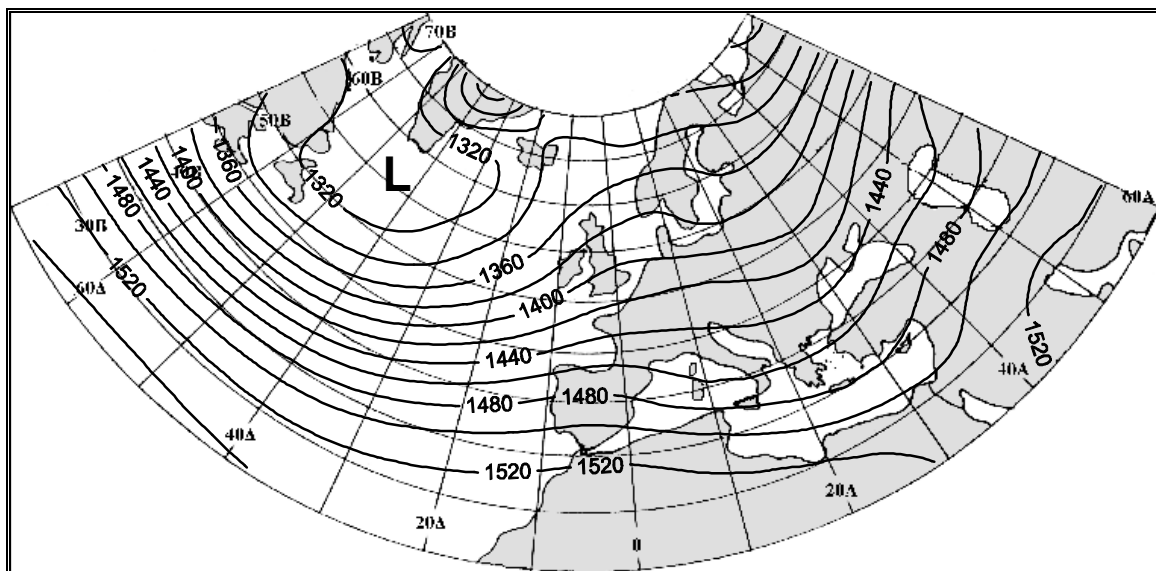
Σχήμα 4.73. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχόν της $T-850hPa$ ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2'' .



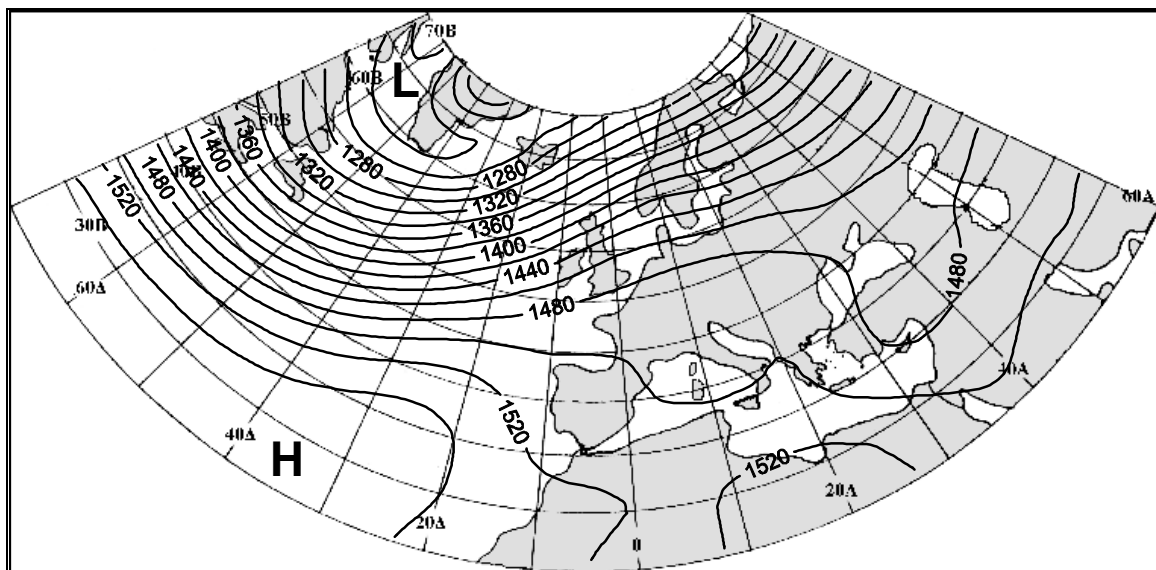
Σχήμα 4.74. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2'' .



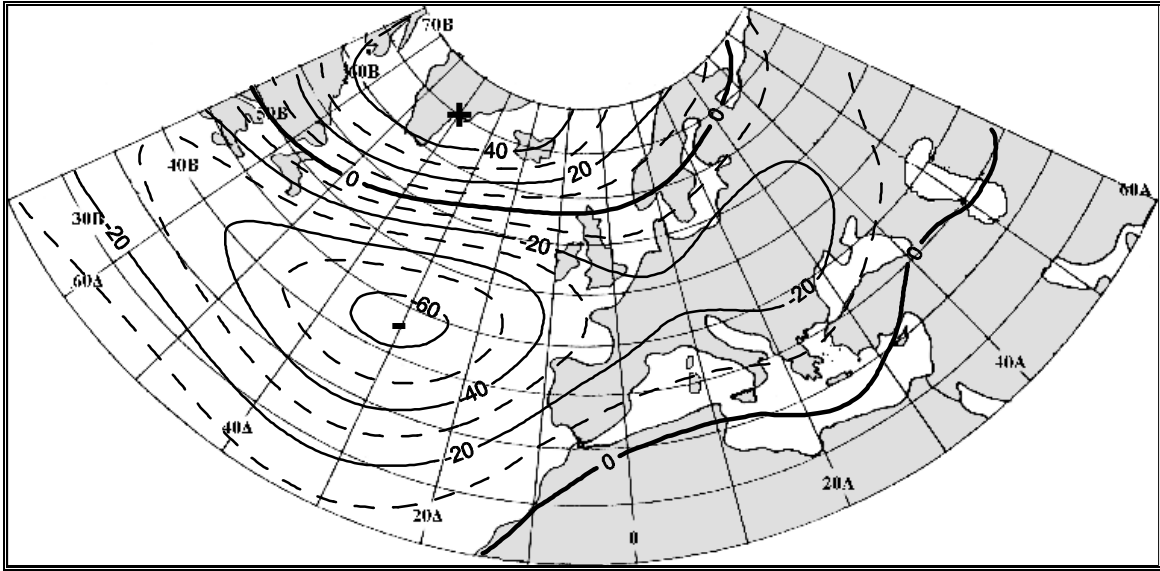
Σχήμα 4.75. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών της SST ($^{\circ}C$) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής V_2'' .



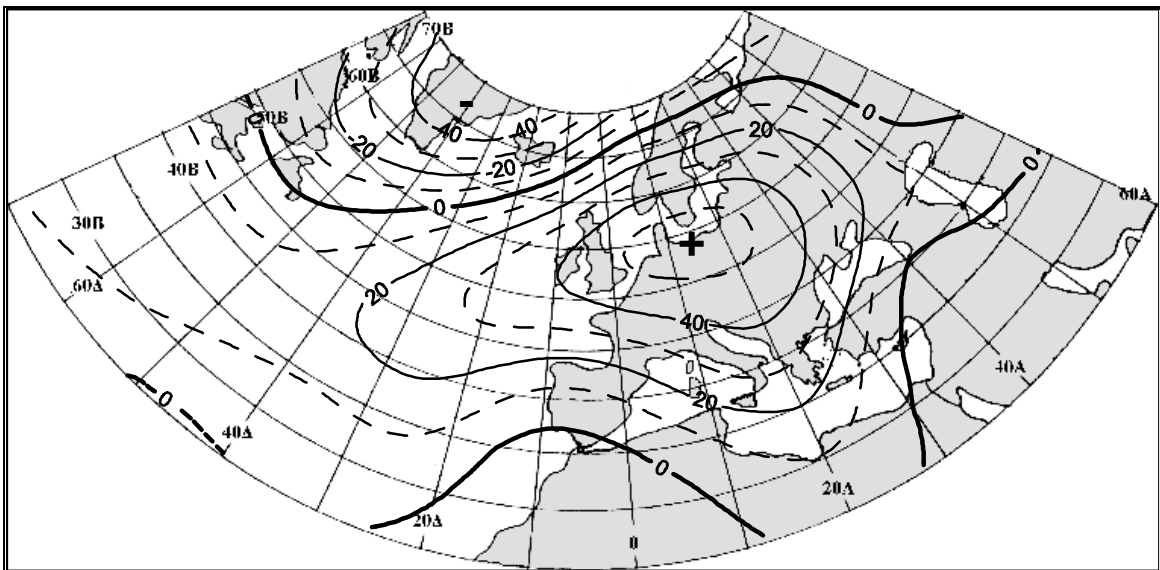
Σχήμα 4.76. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2'' .



Σχήμα 4.77. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων τιμών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2'' .



Σχήμα 4.78. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) υψηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2'' .



Σχήμα 4.79. Χειμώνας, $T-850hPa-SST$ (χρονική υστέρηση δύο μηνών της SST): η χωρική κατανομή των μέσων αποχών του γεωδυναμικού ύψους (gpm) για τους μήνες οι οποίοι αντιστοιχούν στις 12 (10%) χαμηλότερες τιμές της κανονικής μεταβλητής W_2'' .

4.2.7 Σχέση μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (RV-SH και RV-LH)

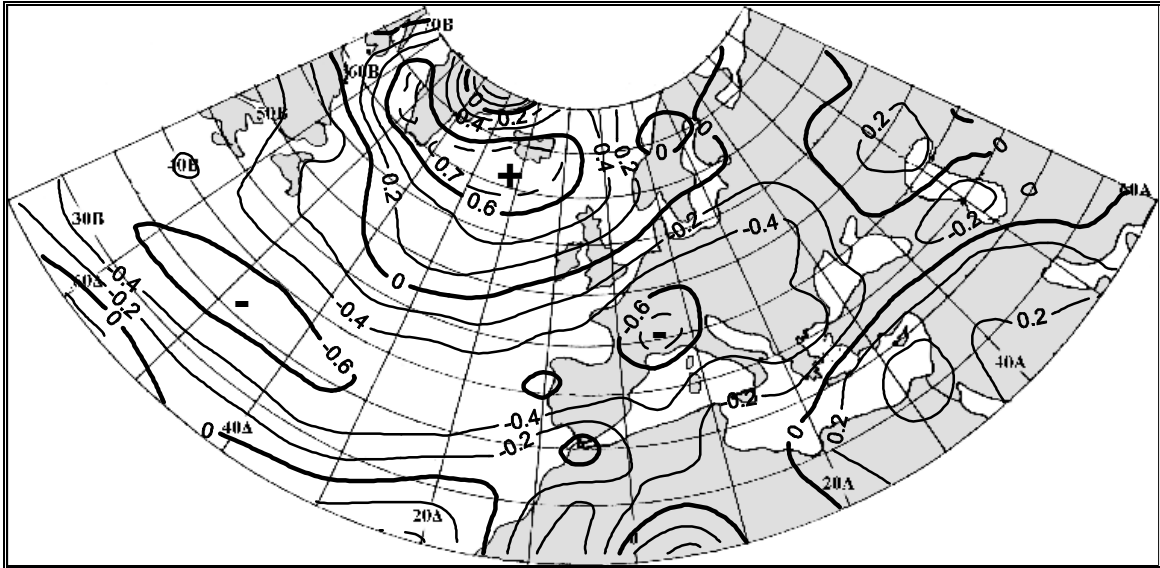
Η εφαρμογή της CCA στο ζεύγος RV-SH απεκάλυψε δύο στατιστικά σημαντικά (επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) κανονικά ζεύγη (W_1, V_1 και W_2, V_2), με τους συντελεστές κανονικής συσχέτισης να είναι ίσοι με $r_1=0.98$ και $r_2=0.96$.

Το 1^ο κανονικό ζεύγος (W_1, V_1) ερμηνεύει το 23% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 6% της διακύμανσης του RV και το 10% της διακύμανσης της SH. Στο πεδίο του RV, η κανονική μεταβλητή W_1 αντιστοιχεί σε μια τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» μεταξύ της ευρύτερης περιοχής της Ισλανδίας και μιας ζώνης γεωγραφικού πλάτους περί τις 40°B που εκτείνεται από το δυτικό τμήμα του Β. Ατλαντικού μέχρι τη Μαύρη Θάλασσα (σχήμα 4.80). Στο πεδίο της SH, η κανονική μεταβλητή V_1 αντιστοιχεί σε μια σύνθετη τηλεσύνδεση μεταξύ της θαλάσσιας περιοχής νοτίως της Γροιλανδίας, της Βορείου Θάλασσας και του δυτικού τμήματος του Β. Ατλαντικού κοντά στις ΗΠΑ (σχήμα 4.81). Συγκεκριμένα, όταν η τιμή της ροής της αισθητής θερμότητας είναι υψηλότερη της κανονικής στην περιοχή νοτίως της Γροιλανδίας, οι αντίστοιχες τιμές είναι χαμηλότερες των κανονικών στις άλλες δύο περιοχές. Συγκρίνοντας τα σχήματα 4.80 και 4.81, προκύπτει ότι, στην περίπτωση κατά την οποία έχουμε υψηλότερο του κανονικού στροβιλισμό στην περιοχή της Ισλανδίας, επικρατούν θετικές αποχές της ροής αισθητής θερμότητας στη θαλάσσια περιοχή νότια της Γροιλανδίας και αρνητικές αποχές στις περιοχές της Βόρειας Θάλασσας και του δυτικού τμήματος του Β. Ατλαντικού. Έτσι, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα, ότι ο στροβιλισμός πάνω από την περιοχή της Ισλανδίας κατά κύριο λόγο «ελέγχει» τη ροή αισθητής θερμότητας σε ένα μεγάλο μέρος της θαλάσσιας περιοχής του Β. Ατλαντικού. Ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης ($r_1=0.98$) είναι πολύ υψηλός, αποδεικνύοντας ουσιαστικά την ισχυρή σύνδεση των δύο παραμέτρων, δηλαδή την ισχυρή επίδραση της κυκλωνικότητας στη ροή αισθητής θερμότητας. Η περιοχή στην οποία αντιστοιχεί η W_1 συμπίπτει με την περιοχή δράσης του χαμηλού της Ισλανδίας. Αυτό σημαίνει, ότι η W_1 αποτελεί κατά κάποιον τρόπο ένα μέτρο της έντασης του χαμηλού της Ισλανδίας και κατ' επέκταση της NAO. Πραγματικά, είναι γνωστό ότι όταν ο δείκτης της NAO είναι υψηλός, το χαμηλό της Ισλανδίας είναι βαθύτερο του κανονικού και οι τροχιές των υφέσεων είναι μετατοπισμένες προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (Rogers, 1990). Επίσης, οι αέριες μάζες που μεταφέρονται πάνω από την περιοχή νοτίως της Γροιλανδίας είναι ηπειρωτικής προέλευσης και ψυχρότερες του κανονικού, προκαλώντας τη ροή μεγάλων ποσών αισθητής θερμότητας (Cayan, 1992a). Το αντίθετο ισχύει για την περιοχή της Βόρειας Θάλασσας, όπου μεταφέρονται γενικά θερμότερες του κανονικού αέριες μάζες. Έτσι, το 1^ο κανονικό ζεύγος μπορεί να αντιστοιχιστεί με το 1^ο της προηγούμενης ανάλυσης, αφού και τα δύο οφείλουν την ύπαρξή τους στη NAO. Μάλιστα, ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των κανονικών μεταβλητών των πρώτων κανονικών ζευγών των δύο αναλύσεων βρέθηκε ίσος με $r=0.78$ (στατιστικά σημαντικός σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99%), ενισχύοντας τον παραπάνω ισχυρισμό. Επίσης, υπολογίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ της W_1 και του δείκτη της NAO και βρέθηκε ίσος με $r=0.81$ (στατιστικά σημαντικός σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99%), επιβεβαιώνοντας την ισχυρή εξάρτηση του 1^{ου} κανονικού ζεύγους από τη NAO. Οι χρονικές διακυμάνσεις των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 παρουσιάζονται στο σχήμα 4.82 και χαρακτηρίζονται γενικά από χαρακτηριστικά ίδια με αυτά των αντιστοιχών διακυμάνσεων του πρώτου κανονικού ζεύγους της προηγούμενης ανάλυσης.

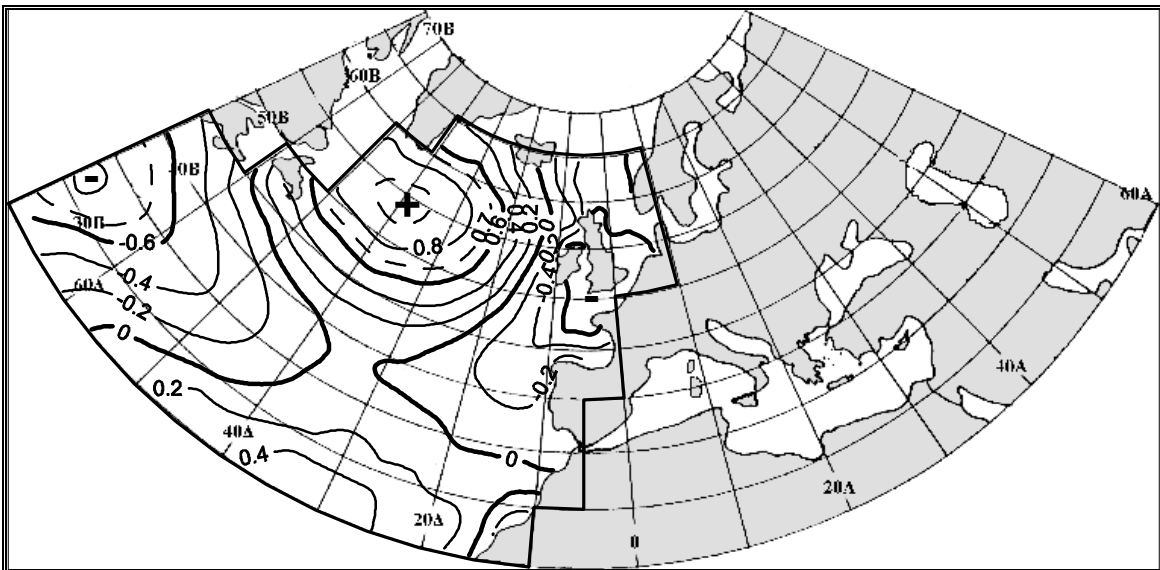
Το 2^ο κανονικό ζεύγος (W_2, V_2) ερμηνεύει το 22% της κοινής διακύμανσης των δύο πεδίων, το 5% της διακύμανσης του RV και το 9% της διακύμανσης της SH. Στο πεδίο του RV, η κανονική μεταβλητή W_2 αντιστοιχεί στη θαλάσσια περιοχή που βρίσκεται στα ανοιχτά του Β. Ατλαντικού και σε γεωγραφικό πλάτος περί τις 45°B (σχήμα 4.83). Λόγω της πολύ υψηλής τιμής των συντελεστών συσχέτισης στο κέντρο της περιοχής αυτής ($r>0.8$), η

διακύμανση των τιμών της W_2 μπορεί να θεωρηθεί ότι προσεγγίζει πολύ ικανοποιητικά αυτή του στροβιλισμού. Στο πεδίο της SH, η κανονική μεταβλητή V_2 αντιστοιχεί σε μια τηλεσύνδεση τύπου «τραμπάλας» μεταξύ του ανατολικού και του κεντροδυτικού τμήματος του Β. Ατλαντικού, εκατέρωθεν της περιοχής στην οποία αντιστοιχεί η W_2 (σχήμα 4.84). Εντοπίζεται λοιπόν σχέση μεταξύ του στροβιλισμού πάνω από το κεντρικό τμήμα του Β. Ατλαντικού και της ροής αισθητής θερμότητας στις περιοχές ανατολικά και δυτικά του κέντρου αυτού. Συγκεκριμένα, όταν η τιμή του στροβιλισμού είναι υψηλότερη της κανονικής (έντονη κυκλωνικότητα), επικρατούν υψηλές τιμές της ροής αισθητής θερμότητας στο δυτικό τμήμα και χαμηλές στο ανατολικό. Το αντίστροφο ισχύει στην περίπτωση που η τιμή του στροβιλισμού είναι χαμηλότερη της κανονικής (έντονη αντικυκλωνικότητα). Το κανονικό ζεύγος αυτό παρουσιάζει ομοιότητες με το 2^ο κανονικό ζεύγος της προηγούμενης ανάλυσης για τις θερμοκρασίες αέρα και επιφάνειας της θάλασσας και η ύπαρξή του μπορεί να αποδοθεί στην ύπαρξη των αντικυκλώνων εμποδισμού του Β. Ατλαντικού (Legenas and Ocland, 1983, Liu, 1994, Stein, 2000). Όταν η συχνότητα των αντικυκλώνων εμποδισμού στο Β. Ατλαντικό είναι υψηλή (αρνητικές τιμές της W_2), έχουμε περισσότερες ψυχρές εισβολές στο ανατολικό τμήμα και περισσότερες θερμές εισβολές στο δυτικό. Αυτό συνεπάγεται υψηλές ροές αισθητής θερμότητας στο ανατολικό τμήμα και χαμηλές στο δυτικό. Το αντίστροφο συμβαίνει όταν η συχνότητα των αντικυκλώνων εμποδισμού είναι χαμηλή (θετικές τιμές W_2). Αξίζει να σημειωθεί, ότι οι Shabbar et al. (2001) ισχυρίστηκαν ότι υπάρχει σχέση των αντικυκλώνων εμποδισμού στο Β. Ατλαντικό με τη NAO και μάλιστα βρήκαν ότι τα περισσότερα επεισόδια εμποδισμού σημειώνονται όταν ο δείκτης της NAO είναι χαμηλός. Αυτή η διαπίστωση δεν αντικρούει τα αποτελέσματα της παρούσης ανάλυσης, αφού αφενός η θέση των αντικυκλώνων εμποδισμού που αναφέρεται στην εργασία των Shabbar et al. είναι διαφορετική από αυτή που αποκαλύπτεται μέσω του 2^{ου} κανονικού ζεύγους και αφετέρου η ύπαρξη κάποιων φαινομένων εμποδισμού μπορεί να δικαιολογηθεί και μέσω του 1^{ου} κανονικού ζεύγους (σχήμα 4.80) για χαμηλές τιμές της W_1 (αρνητικός στροβιλισμός στην περιοχή της Ισλανδίας). Ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2 και της αντίστοιχης κανονικής μεταβλητής της προηγούμενης ανάλυσης για τις θερμοκρασίες αέρα και επιφάνειας της θάλασσας βρέθηκε ίσος με $r=0.51$ (στατιστικά σημαντικός σε επίπεδο εμπιστοσύνης 99%), επιβεβαιώνοντας τον ισχυρισμό ότι υπάρχει σχέση μεταξύ των δύο κανονικών ζευγών. Οι διακυμάνσεις των τιμών των W_2 και V_2 παρουσιάζονται στο σχήμα 4.85.

Παρόμοια είναι και τα αποτελέσματα της ανάλυσης για το ζεύγος σχετικού στροβιλισμού – λανθάνουσας θερμότητας (RV-LH). Το 1^ο κανονικό ζεύγος ερμηνεύει το 25% της κοινής διακύμανσης, το 6% της διακύμανσης του RV και το 11% της διακύμανσης της LH, ενώ ο αντίστοιχος συντελεστής κανονικής συσχέτισης είναι $r_1=0.97$. Οι περιοχές στις οποίες αντιστοιχούν οι κανονικές μεταβλητές W_1 και V_1 , καθώς και οι διακυμάνσεις των τιμών τους παρουσιάζονται στα σχήματα 4.86-4.88. Το 2^ο κανονικό ζεύγος ερμηνεύει το 24% της κοινής διακύμανσης, το 5% της διακύμανσης του RV και το 10% της διακύμανσης της LH, ενώ ο συντελεστής κανονικής συσχέτισης ισούται με $r_2=0.94$. Τα σχήματα 4.89-4.91 αναφέρονται στο 2^ο κανονικό ζεύγος. Για να συγκριθούν τα αποτελέσματα των αναλύσεων των ζευγών RV-SH και RV-LH, υπολογίστηκαν οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των αντίστοιχων κανονικών μεταβλητών και βρέθηκαν τα εξής: $r[W_{1(RV-SH)}-W_{1(RV-LH)}]=0.99$, $r[V_{1(RV-SH)}-V_{1(RV-LH)}]=0.97$, $r[W_{2(RV-SH)}-W_{2(RV-LH)}]=0.94$, $r[V_{2(RV-SH)}-V_{2(RV-LH)}]=0.93$. Όλοι οι συντελεστές είναι υψηλοί και αποδεικνύουν τόσο την υψηλή συνδιακύμανση των ροών της αισθητής και της λανθάνουσας θερμότητας, όσο την ομοιότητα του τύπου της εξάρτησής τους από το στροβιλισμό και κατ' επέκταση από την κυκλωνική δραστηριότητα.



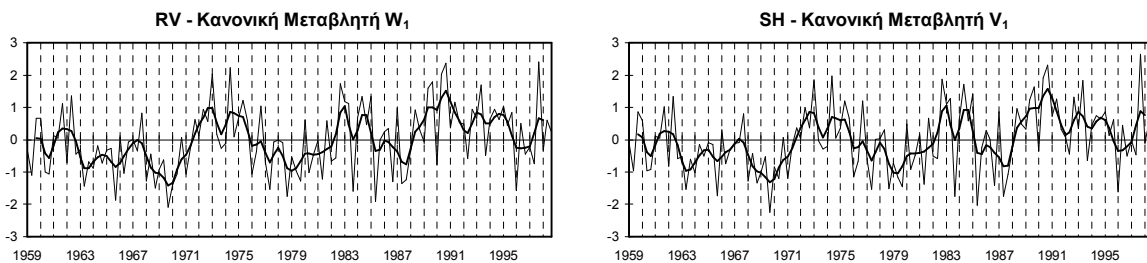
Σχήμα 4.80. Χειμώνας, $RV-SH$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1 και των χρονοσειρών του RV .



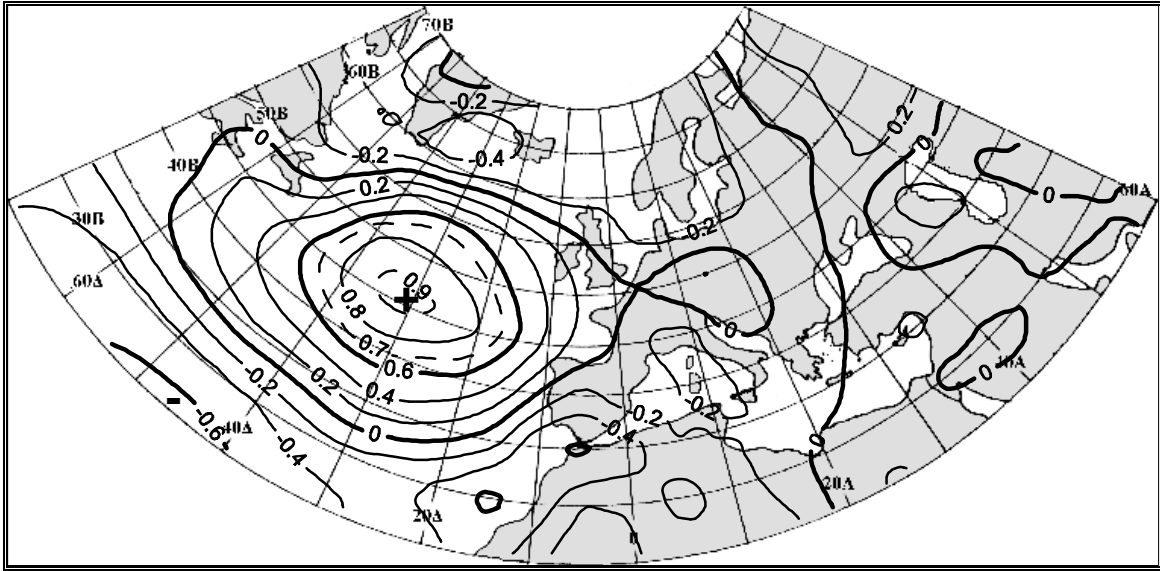
Σχήμα 4.81. Χειμώνας, $RV-SH$: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1 και των χρονοσειρών της SH .

Χειμώνας, $RV-SH$

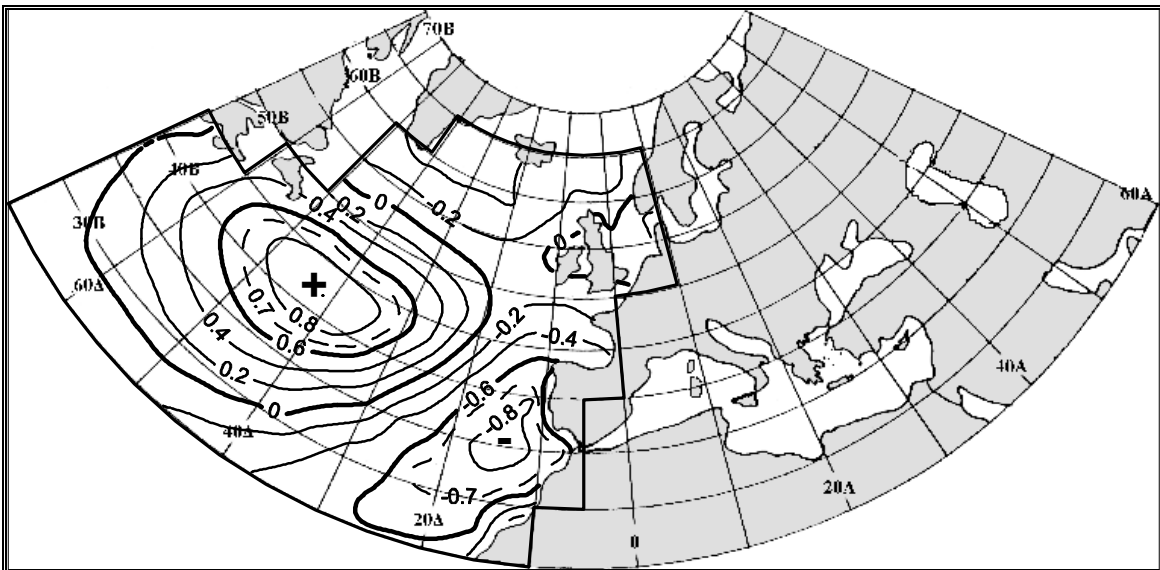
1^ο Κανονικό Ζεύγος W_1, V_1 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_1 = 0.98$



Σχήμα 4.82. Χειμώνας, $RV-SH$: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



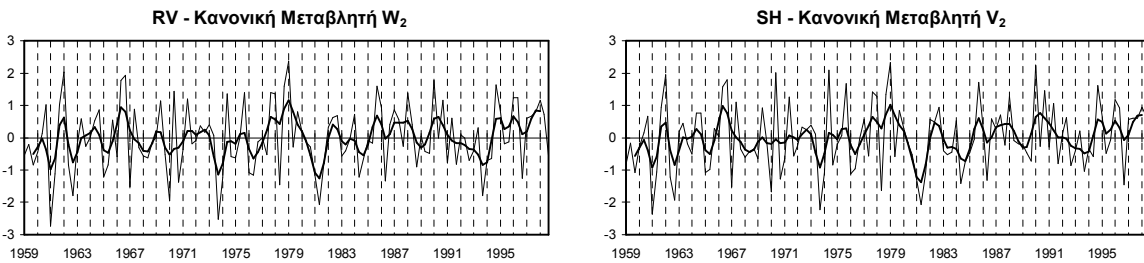
Σχήμα 4.83. Χειμώνας, RV-SH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2 και των χρονοσειρών του RV.



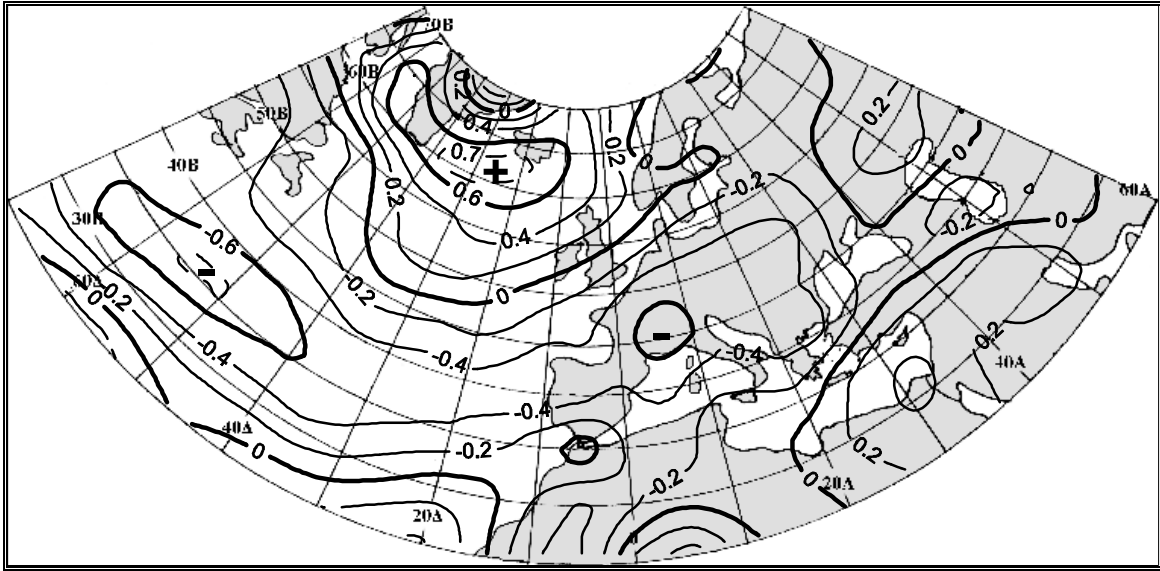
Σχήμα 4.84. Χειμώνας, RV-SH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2 και των χρονοσειρών της SH.

Χειμώνας, RV-SH

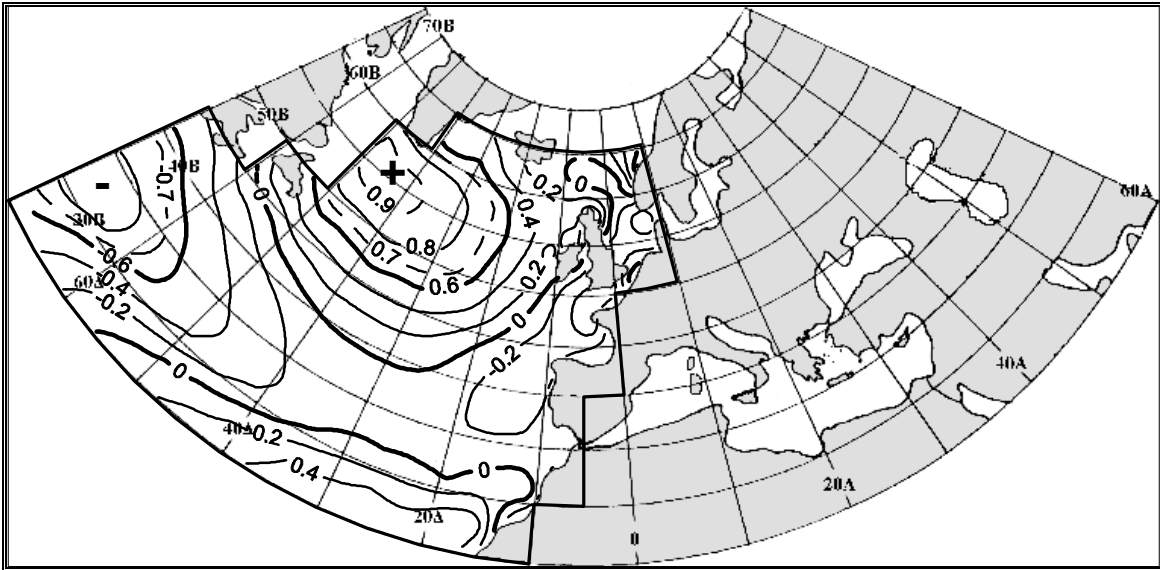
2^ο Κανονικό Ζεύγος W_2, V_2 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_2 = 0.96$



Σχήμα 4.85. Χειμώνας, RV-SH: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



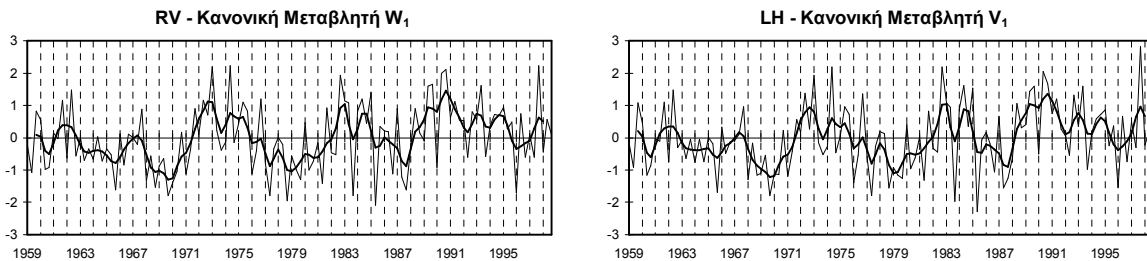
Σχήμα 4.86. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_1 και των χρονοσειρών του RV.



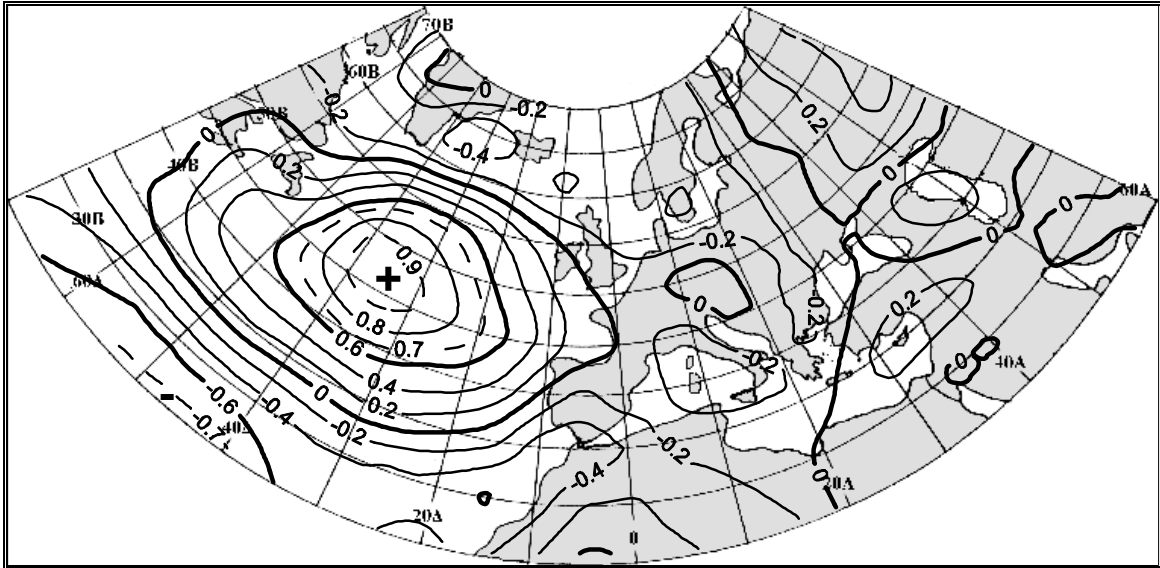
Σχήμα 4.87. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_1 και των χρονοσειρών της LH.

Χειμώνας, RV-LH

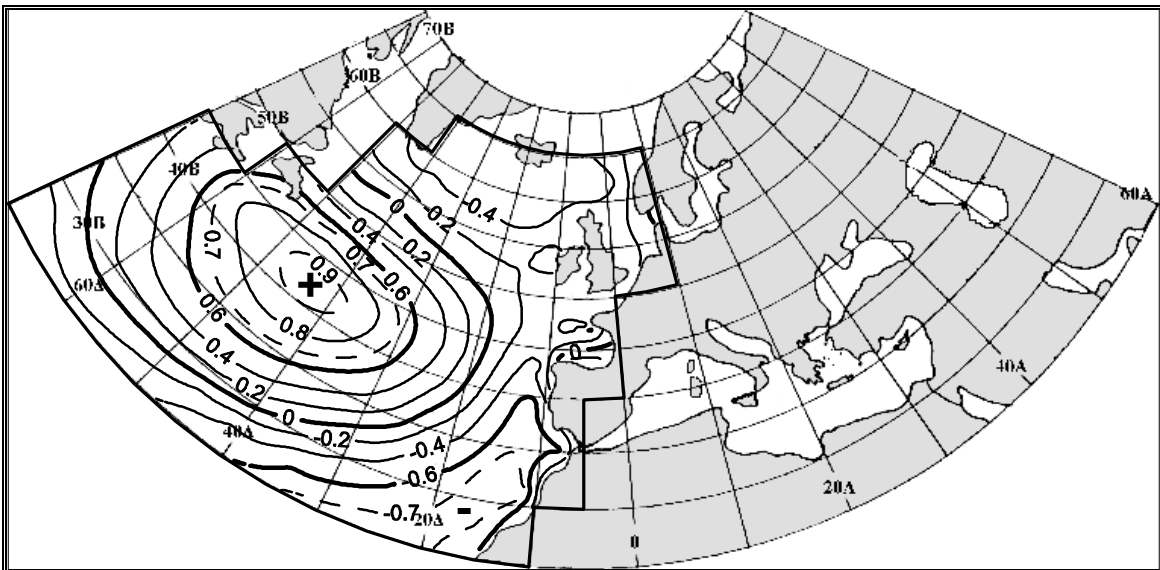
1^ο Κανονικό Ζεύγος W_1, V_1 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_1 = 0.97$



Σχήμα 4.88. Χειμώνας, RV-LH: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_1 και V_1 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.



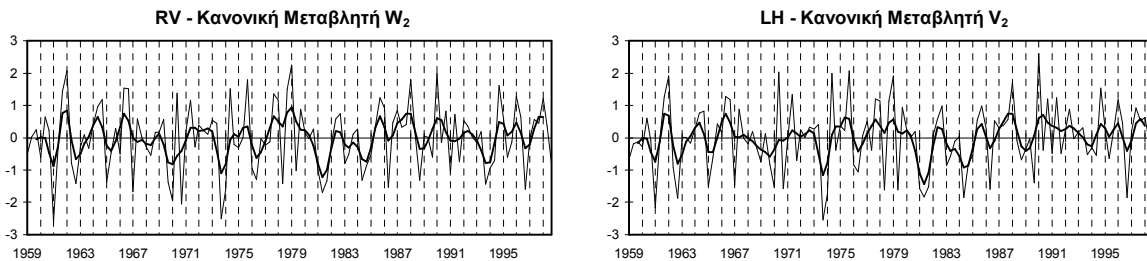
Σχήμα 4.89. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής W_2 και των χρονοσειρών του RV.



Σχήμα 4.90. Χειμώνας, RV-LH: οι ισοπληθείς του συντελεστή συσχέτισης μεταξύ της κανονικής μεταβλητής V_2 και των χρονοσειρών της LH.

Χειμώνας, RV-LH

2^ο Κανονικό Ζεύγος W_2, V_2 - Συντελεστής Κανονικής Συσχέτισης $r_2 = 0.94$



Σχήμα 4.91. Χειμώνας, RV-LH: οι διαχρονικές διακυμάνσεις των τιμών των κανονικών μεταβλητών W_2 και V_2 . Η έντονη εξομαλυσμένη καμπύλη προέκυψε χρησιμοποιώντας κινητούς μέσους όρους 5 μηνών με βάρη τους συντελεστές της διωνυμικής κατανομής.

Για κανένα από τα δύο ζεύγη RV-SH και RV-LH δεν εντοπίστηκε στατιστικά σημαντικό αποτέλεσμα με την ύπαρξη χρονικής υστέρησης ενός μηνός ή και μεγαλύτερης. Αυτό σημαίνει ότι η κυκλωνική δραστηριότητα επιδρά άμεσα στις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, χωρίς να ασκεί καμία επίδραση στις τιμές των επομένων μηνών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στη διατριβή αυτή, μελετήθηκαν οι συνοπτικές κλίμακας αλληλεπιδράσεις της επιφάνειας της θάλασσας με την κατώτερη τροπόσφαιρα σε δύο διαφορετικής έκτασης περιοχές: τις περιοχές της Μεσογείου και του Β. Ατλαντικού. Η στατιστική μεθοδολογία που εφαρμόστηκε οδήγησε σε αποτελέσματα, τα οποία παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για την αλληλεπίδραση επιφάνειας θάλασσας – κατώτερης τροπόσφαιρας τόσο σε μια σχεδόν κλειστή θάλασσα όπως είναι η Μεσόγειος, όσο και σε μια εκτεταμένη θαλάσσια περιοχή όπως είναι ο Β. Ατλαντικός Ωκεανός.

Για την περιοχή της Μεσογείου, μπορούμε, συνοψίζοντας τα αποτελέσματα, να καταλήξουμε σε κάποιες βασικές διαπιστώσεις, οι οποίες αφορούν τόσο την αλληλεπίδραση κατώτερης τροπόσφαιρας – επιφάνειας θάλασσας, όσο και την ατμοσφαιρική κυκλοφορία πάνω από την ευρύτερη περιοχή.

Για το χειμώνα:

1. Αποκαλύφθηκε στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ των τηλεσυνδέσεων τύπου «τραμπάλας» Δυτικής Ευρώπης - Μέσης Ανατολής για τη θερμοκρασία του αέρα και δυτικής – ανατολικής Μεσογείου για τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας. Οι τηλεσυνδέσεις αυτές συνδέονται με την «Κύμανση της Μεσογείου (Mediterranean Oscillation, MO)». Μπορούν μάλιστα να αποτελέσουν και ένα εναλλακτικό ορισμό της MO, ο οποίος βασίζεται σε αποτελέσματα αντικειμενικής στατιστικής μεθοδολογίας. Η θετική φάση τους αντιστοιχεί σε αντικυκλωνική δραστηριότητα και η αρνητική σε έντονη κυκλωνική δραστηριότητα πάνω από την κεντρική Μεσόγειο. Η σχέση μεταξύ των δύο τηλεσυνδέσεων είναι στατιστικά σημαντική και στην περίπτωση χρονικής υστέρησης ενός μηνός της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας ως προς τη θερμοκρασία του αέρα, γεγονός που αποδίδεται κυρίως στην ύπαρξη εμμονής της τάξης του ενός μηνός της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας. Οι τηλεσυνδέσεις αυτές παρουσιάζουν στατιστικά σημαντική σχέση και με το δείκτη της «Κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού».
2. Ο βαθμός χρονικής και χωρικής συνδιακύμανσης των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας πάνω από τη θαλάσσια περιοχή της Μεσογείου είναι πολύ υψηλός. Οι παράγοντες που διαμορφώνουν τις ροές αυτές είναι σε μεγάλο βαθμό κοινοί και συνδέονται με την πνοή ανέμων συγκεκριμένης διεύθυνσης και χαρακτηριστικών και με τις συνήθεις τροχιές των υφέσεων.
3. Βρέθηκαν στατιστικά σημαντικές σχέσεις: α) μεταξύ του σχετικού στροβιλισμού στη στάθμη πίεσης των 850hPa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Τυρρηνικής Θάλασσας και του Ιονίου και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στο δυτικό τμήμα της Μεσογείου και β) μεταξύ της τηλεσύνδεσης τύπου «τραμπάλας» του σχετικού στροβιλισμού Β. Αλγερίας – ΝΔ Μικράς Ασίας και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στο ΝΑ τμήμα της θαλάσσιας περιοχής της Μεσογείου.
4. Αποκαλύφθηκε στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ του υετού των δυτικών προσήνεμων του ελληνικού χώρου και των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στη δυτική Μεσόγειο. Οι ροές αισθητής θερμότητας στη δυτική Μεσόγειο συνεισφέρουν στην κυκλογένεση. Οι υφέσεις που δημιουργούνται, με τη σειρά τους, συνεισφέρουν στην περαιτέρω ενίσχυση των ροών αυτών και κινούμενες ανατολικά, προκαλούν υετό στα δυτικά προσήνεμα του ελληνικού χώρου μέσω της ΝΔ ροής σε συνδυασμό με την παρουσία δυναμικής αστάθειας.

Για το θέρος:

1. Δεν εντοπίστηκε ισχυρή οριζόντια τηλεσύνδεση ούτε στην κατώτερη τροπόσφαιρα, ούτε στην επιφάνεια της θάλασσας. Αντί αυτής, απεκαλύφθησαν οι στατιστικά σημαντικές σχέσεις: α) μεταξύ της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από την ευρύτερη περιοχή του κόλπου της Γένοβας της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στη δυτική Μεσόγειο και β) μεταξύ της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από τα νότια Βαλκάνια και της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στην ανατολική Μεσόγειο. Το θερμοκρασιακό καθεστώς των παραπάνω περιοχών εξαρτάται από την προέλευση των αερίων μαζών που μεταφέρονται μέσω των ανέμων, η οποία συνδέεται με την ένταση και τη θέση του υποτροπικού αντικυκλώνα των Αζορών και το συνδυασμό του με το χαμηλό της Ν Ασίας.
2. Δεν εντοπίστηκε (σε αντίθεση με τα ευρήματα για το χειμώνα) στατιστικά σημαντική σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών του αέρα και της επιφάνειας της θάλασσας για χρονική υστέρηση της μιας παραμέτρου ως προς την άλλη. Αυτό οφείλεται στη μικρή θερμοχωρητικότητα του επιφανειακού αναμεμιγμένου στρώματος της θάλασσας, σε σύγκριση με την αντίστοιχη για το χειμώνα.

Αντίστοιχα, για την περιοχή της Ευρώπης - Β. Ατλαντικού, για την οποία προέκυψαν στατιστικά σημαντικά αποτελέσματα μόνο για το χειμώνα, τα βασικότερα συμπεράσματα είναι τα ακόλουθα.

1. Δύο κύριοι παράγοντες ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας κυριαρχούν στην περιοχή της Ευρώπης – Β. Ατλαντικού, οι οποίοι επιδρούν στο θερμοκρασιακό καθεστώς τόσο της κατώτερης τροπόσφαιρας, όσο και της επιφάνειας της θάλασσας. Αυτοί είναι:
 - α) Η «Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO)», η οποία ευθύνεται για τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από τις περιοχές της Βορείου Ευρώπης, της Θάλασσας Λαμπραντόρ, της Β. Αφρικής και της Μέσης Ανατολής και τις αντίστοιχες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στις θαλάσσιες περιοχές της Βορείου Θάλασσας, νοτίως της Γροιλανδίας και του δυτικού Β. Ατλαντικού κοντά στις ακτές των ΗΠΑ.
 - β) Οι αντικυκλώνες εμποδισμού του Β. Ατλαντικού. Η διακύμανση της συχνότητάς τους επηρεάζει τη θερμοκρασία τόσο της κατώτερης τροπόσφαιρας, όσο και της επιφάνειας της θάλασσας στις περιοχές της ΒΔ Αφρικής, της δυτικής Μεσογείου και του δυτικού τμήματος του υποτροπικού Β. Ατλαντικού.

Οι δύο παραπάνω παράγοντες της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας επηρεάζουν στατιστικά σημαντικά τη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας και για χρονική υστέρηση ενός και δύο μηνών. Διαπιστώνεται λοιπόν εμμέσως εμμoneή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας της τάξεως των 2 μηνών.

2. Ο βαθμός χρονικής και χωρικής συνδιακύμανσης των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας πάνω από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Ατλαντικού είναι υψηλός, όπως και στην περίπτωση της Μεσογείου. Η ένταση και η συχνότητα των ξηρών και ψυχρών εισβολών από το εσωτερικό του Καναδά διαμορφώνουν σε μεγάλο βαθμό τις τιμές των παραπάνω ροών στην περιοχή του ΒΔ Ατλαντικού, οι οποίες είναι κατά μέσο όρο οι υψηλότερες σε ολόκληρο το Β. Ατλαντικό.
3. Η διακύμανση του δείκτη της NAO και της συχνότητας των αντικυκλώνων εμποδισμού στο Β. Ατλαντικό συνδέονται ισχυρά και με τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές του Β. Ατλαντικού. Οι τροχιές των υφέσεων και η προέλευση των αερίων μαζών που διέρχονται πάνω από την περιοχή εξαρτώνται τόσο από τη NAO, όσο και από την παρουσία των αντικυκλώνων εμποδισμού και επιδρούν καταλυτικά στις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας.

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των αναλύσεων για τις δύο διαφορετικής έκτασης περιοχές, μπορούμε να πούμε ότι και στις δύο περιοχές διαπιστώνεται η σημαντική επίδραση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και των ταλαντώσεών της, όχι μόνο στη θερμοκρασία της

κατώτερης τροπόσφαιρας, αλλά και στη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας. Η χρονική απόκριση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στη δράση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας είναι μεγαλύτερη στην περιοχή του Β. Ατλαντικού, όπου τα επιφανειακά νερά παρουσιάζουν μεγαλύτερη θερμική αδράνεια σε σχέση με αυτά της Μεσογείου. Δεν εντοπίστηκε σε καμιά από τις δύο περιοχές στατιστικά σημαντική επίδραση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας στη θερμοκρασία του αέρα των επομένων μηνών, ενισχύοντας τα μέχρι τώρα ευρήματα άλλων ερευνητών που υποστηρίζουν ότι σε ετήσια κλίμακα η ατμοσφαιρική κυκλοφορία είναι αυτή που διαμορφώνει σε μεγάλο βαθμό τις αποχές της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας. Ακόμα, και στις δύο περιοχές εμφανίζεται ισχυρή σχέση της κυκλωνικότητας με τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, οι οποίες μάλιστα στην περίπτωση της Μεσογείου φαίνεται να διαδραματίζουν κυρίαρχο ρόλο στο σχηματισμό ή/και την ενίσχυση των υφέσεων που προκαλούν το μεγαλύτερο μέρος του υετού στα δυτικά προσηνεμα της Ελλάδος.

Γενικά, μπορούμε να πούμε, ότι η παρούσα ερευνητική προσπάθεια αποτελεί μια συνεισφορά στη μελέτη των συνοπτικής κλίμακας αλληλεπιδράσεων μεταξύ της κατώτερης τροπόσφαιρας και της επιφάνειας της θάλασσας σε δύο περιοχές διαφορετικών κλιματικών και γεωγραφικών χαρακτηριστικών. Ακολουθήθηκε η προσέγγιση συγκεκριμένων μοντέρνων στατιστικών μεθοδολογιών που εφαρμόζονται κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών στη συνοπτική κλιματολογία. Τα ευρήματα που προέκυψαν, μπορούν, συγκρινόμενα με άλλα ευρήματα διαφορετικών προσεγγίσεων του ίδιου προβλήματος, όπως εν παραδείγματι με αυτά των αριθμητικών μοντέλων, να χρησιμοποιηθούν ως πολύτιμα εργαλεία στη διάθεση της επιστημονικής κοινότητας για την έρευνα του παγκοσμίου κλίματος. Ως μελλοντικό αντικείμενο έρευνας μπορεί να αποτελέσει η αλληλεπίδραση μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και της κατώτερης τροπόσφαιρας σε ημερήσια βάση. Η εφαρμογή της παραπάνω στατιστικής μεθοδολογίας σε ημερήσια δεδομένα θα οδηγήσει πιθανότατα στην αποκάλυψη σημαντικών λεπτομερειών της αλληλεπίδρασης μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και της κατώτερης τροπόσφαιρας. Επίσης, είναι σημαντικό να διερευνηθεί περαιτέρω ο ρόλος των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στην ενίσχυση των υφέσεων. Αυτό απαιτεί ημερήσια δεδομένα πυκνότερου πλέγματος για όλες τις παραμέτρους. Τέλος, η σχέση μεταξύ της «Κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού» και της «Κύμανσης της Μεσογείου», η οποία στην παρούσα διατριβή βρέθηκε στατιστικά σημαντική, χρήζει περαιτέρω έρευνας, ώστε να διαπιστωθεί πλήρως ο μηχανισμός αλληλεπίδρασης μεταξύ των δύο κυμάνσεων.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y. 1990a. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus* **42A**: 65-77.
2. Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y. 1990b. Inter-monthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean. *Journal of Climate* **3**: 1474-1478.
3. Anderson TW. 1984. *An Introduction to Multivariate Statistical Analysis*, J. Wiley & Sons, 374pp.
4. Barnett T, Preisendorfer R. 1987. Origins and levels of monthly and seasonal forecasts skill for the United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Monthly Weather Review* **115**: 1825-1850.
5. Barnston MP, Livesey RE. 1987. Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* **115**: 1083-1126.
6. Bartzokas A, Lolis CJ. 2000. Sea surface temperature – 850hPa relative vorticity relations in the Mediterranean region during winter. *Proceedings of the International Colloquium “The Mediterranean: Culture, Environment and Society, University of Haifa, Israel”*, May 2000, 165-173.
7. Bartzokas A, Metaxas DA. 1991. Climatic Fluctuation of Temperature and Air Circulation in the Mediterranean. *Proceedings of the Course on Climate and Global Change of the European School of Climatology and Natural Hazards, Arles, France, 4-12 April 1990*, 279-297.
8. Bartzokas A, Metaxas DA. 1993. Covariability and Climatic Changes of the Lower-Troposphere Temperatures over the Northern Hemisphere. *Il Nuovo Cimento* **16**: 359-373.
9. Bartzokas A, Metaxas DA, Ganas IS. 1994. Spatial and temporal sea-surface temperature covariances in the Mediterranean. *International Journal of Climatology* **14**: 201-213.
10. Bartzokas A, Metaxas DA, Kateri M, Exarchos N. 1991. Sea surface temperature in the Mediterranean. Statistical properties. *Rivista di Meteorologia Aeronautica* **51**, 1-2: 47-64.
11. Battisti DS, Bhatt US, Alexander MA. 1995. A modelling study of the interannual variability in the wintertime North Atlantic Ocean. *Journal of Climate* **8**: 3067-3083.
12. Bjerknes J. 1964. Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics* **10**: 1-82.
13. Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* **97**: 163-172.
14. Bresch DN, Davies HC. 2000. Covariation of the Mid-Tropospheric Flow and the Sea Surface Temperature of the North Atlantic: A Statistical Analysis. *Theoretical and Applied Climatology* **65**: 197-214.
15. Bretherton CS, Smith S, Wallace J. 1992. An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data. *Journal of Climate* **5**: 541-560.
16. Bunker AF. 1972. Wintertime interactions of the atmosphere with the Mediterranean Sea. *Journal of Physical Oceanography* **2**: 225-238.
17. Carapiperis LN. 1951. On the periodicity of the Etesian in Athens. *Weather* **6**: 378-379.
18. Cayan DR. 1992a. Latent and Sensible Heat Flux Anomalies over the Northern Oceans: The Connection to Monthly Atmospheric Circulation. *Journal of Climate* **5**: 354-369.
19. Cayan DR. 1992b. Latent and Sensible Heat Flux Anomalies over the Northern Oceans: Driving the Sea Surface Temperature. *Journal of Physical Oceanography* **22**: 859–881.

20. Conte M, Giuffrida S, Tedesco S. 1989. The Mediterranean Oscillation: impact on precipitation and hydrology in Italy. *Conference on Climate and Water*, vol. 1, Academy of Finland 9/1989, 121-137.
21. Corte-Real J, Zhang X, Wang X. 1995. Large-Scale Circulation Regimes and Surface Climatic Anomalies over the Mediterranean. *International Journal of Climatology* **15**: 1135-1150.
22. Curry RG, McCartney MS, Joyce TM. 1998. Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters. *Nature* **391**: 575-577.
23. Deser C, Blackmon ML. 1993. Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter:1900-1989. *Journal of Climate* **6**: 1743-1753.
24. Diaz AF, Studzinski CD, Mechoso CR. 1998. Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate* **11**: 251-271.
25. Dickson RR, Lazier J, Meincke J, Rhines P, Swift J. 1996. Long term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography* **38**: 214-295.
26. Eden C, Jung T. 2001. North Atlantic interdecadal variability: oceanic response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997). *Journal of Climate* **14**: 676-691.
27. Eden C, Willebrand J. 2001. Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic circulation. *Journal of Climate* **14**: 2266-2280.
28. Feidas H, Lalas D. 2001. Climatic changes in Mediterranean and Greece: A critical review. *7th International Conference on Environmental Science and Technology*, Ermoupolis, Syros island, Greece – Sept. 2001, 208-218.
29. Flocas AA. 1984. The annual and seasonal distribution of fronts over central-southern Europe and the Mediterranean. *Journal of Climatology* **4**: 255-267.
30. Graham NE, Michaelsen J, Barnett TP. 1987. An investigation of the El-Nino - Southern Oscillation cycle with statistical models. *Journal of Geophysical Research* **92**: 14251-14270.
31. Greatbatch RJ. 2000. The North Atlantic Oscillation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **14**: 213-242.
32. Griffies S, Bryan K. 1996. Predictability of North Atlantic multidecadal climate variability. *Science* **275**: 181-184.
33. Gutzler DS, Rosen RD, Salstein DA, Peixoto JP. 1988. Patterns of Interannual Variability in the Northern Hemisphere Wintertime 850mb Temperature Field. *Journal of Climate* **1**: 949-964.
34. Halliwell GR, Mayer DA. 1996. Frequency response properties of forced climate SST anomaly variability in the North Atlantic. *Journal of Climate* **9**: 3575-3587.
35. Horel JD. 1981. A rotated principal component analysis of the interannual variability of the northern hemisphere 500mb height field. *Monthly Weather Review* **109**: 2080-2092.
36. Horel JD, Wallace JM. 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* **109**: 813-829.
37. Hurrell JW. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* **269**: 676-679.
38. Hurrell JW. 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters* **23**: 665-668.
39. Hurrell JW, van Loon H. 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climate Change* **36**: 301-326.
40. Ikeda M. 1990. Decadal oscillations of the air-ice-ocean system in the Northern hemisphere. *Atmosphere-Ocean* **28**: 106-139.

41. Jolliffe IT. 1986. *Principal Component Analysis*, Springer-Verlag, New York, 271pp.
42. Jolliffe IT. 1990. Principal Component Analysis: A Beginner's Guide - Introduction and application. *Weather* **45**: 375-382.
43. Jolliffe IT. 1993. Principal Component Analysis: A Beginner's Guide - Pitfalls, myths and extensions. *Weather* **48**: 246-253.
44. Jones PD, Jonsson T, Wheeler D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* **17**: 1433-1450.
45. Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds B, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**: 437-472.
46. Kapala A, Mächel H, Flohn H. 1998. Behaviour of the Centres of Action above the Atlantic since 1881. Part II: Associations with Regional Climate Anomalies. *International Journal of Climatology* **18**: 23-36.
47. Κατσούλης ΒΔ. 1970. *Αι ανεμολογικά συνθήκαι εις το Αιγαίον Πέλαγος*. Διατριβή επί Διδακτορία, Αθήνα, 1970, 168pp.
48. Katsoulis BD. 1982. Climatic and synoptic considerations of the Mediterranean depressions developing and passing over or near the Balkan Peninsula. Athens, Sept. 1980, *Proceeds of the 1st Hellenic – British Climatic Congress*, 73-84.
49. Katsoulis BD, Makrogiannis TJ, Goutsidou YA. 1998. Monthly anticyclonicity in Southern Europe and the Mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology* **59**: 51-59.
50. Knappenberger PC, Michaels PJ. 1993. Cyclone Tracks and Wintertime Climate in the Mid-Atlantic Region of the USA. *International Journal of Climatology* **13**: 1-24.
51. Κοτίνη-Ζαμπάκα ΣΙ. 1983. Συμβολή στη μελέτη του κλίματος της Ελλάδας. Κανονικός καιρός κατά μήνα. *Κέντρο Ερεύνης Φυσικής της Ατμόσφαιρας και Κλιματολογίας, Ακαδημία Αθηνών, Δημοσίευμα* **8**: 245pp.
52. Kushnir Y. 1994. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal of Climate* **7**: 141-157.
53. Kushnir Y. 1999. Europe's winter prospects. *Nature* **398**: 289-291.
54. Kutiel H. 1998. Recent climatic variations across the Mediterranean with emphasis on Sea Surface Temperatures (SST), Atmospheric Pressure (AP), Precipitation and Air Temperatures. *Proceedings of the International Conference on the Impacts of Climate Change on the Mediterranean Countries*, Metsovo, Greece, 1998, 3-9.
55. Kutiel H, Maheras P. 1998. Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices. *Theoretical and Applied Climatology* **61**: 39-53.
56. Kutiel H, Paz S. 1998. Sea level pressure departures in the Mediterranean and the relationship with monthly rainfall conditions in Israel. *Theoretical and Applied Climatology* **60**: 93-109.
57. Lamp PJ, Pepler RA. 1987. North Atlantic Oscillation: Concept and an Application. *Bulletin of the American Meteorological Society* **68**: 1218-1225.
58. Lau K-M, Weng H. 1999. Interannual, decadal-interdecadal and global warming signals in Sea-Surface Temperature during 1955-97. *Journal of Climate* **12**: 1257-1267.
59. Lejenäs H, Okland H. 1983. Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus* **35A**: 350-362.
60. Lindzen RS. 1987. On the development of the theory of the QBO. *Bulletin of the American Meteorological Society* **68**: 329-337.

61. Lindzen RS, Holton JR. 1968. A theory of the quasibiennial oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* **25**: 1095-1107.
62. Liu Q. 1994. On the definition and persistence of blocking. *Tellus* **46A**: 286-298.
63. Loewe F. 1966. The temperature seesaw between western Greenland and Europe. *Weather* **21**: 21-26.
64. Lolis CJ, Bartzokas A. 2001. Winter temperature covariances in the middle and the lower troposphere over Europe and the North Atlantic ocean. *International Journal of Climatology* **21**: 679-696.
65. Lolis CJ, Bartzokas A, Katsoulis BD. 2002. Spatial and temporal 850hPa air temperature and SST covariances in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation. *International Journal of Climatology* **22**: 663-676.
66. Lolis CJ, Bartzokas A, Metaxas DA. 1999. Spatial covariability of the climatic parameters in the Greek area. *International Journal of Climatology* **19**: 185-196.
67. Λυκούδης Σ, Προέδρου Μ, Κοντογιαννίδης Σ, Τσελεπιδάκη Η. 1994. Μελέτη των τάσεων του υετού για διάφορες βροχομετρικές δίαιτες του βορειοελλαδικού χώρου. *Πρακτικά του 2^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου Μετεωρολογίας - Κλιματολογίας*, Πανμ/ιο Θεσσαλονίκης 1994, 359-368.
68. Maheras P. 1980. Le problème des Etésiens. *Méditerranée* **40 N° 4**: 57-66.
69. Maheras P, Flocas HA, Patrikas I, Anagnostopoulou Chr. 2001. A 40 year objective Climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology* **21**: 109-130.
70. Maheras P, Kolyva-Machera F. 1990. Temporal and spatial characteristics of annual precipitation over the Balkans in the 20th century. *International Journal of Climatology* **10**: 495-504.
71. Maheras P, Kutiel H. 1999. Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century. *International Journal of Climatology* **19**: 745-764.
72. Maheras P, Xoplaki E, Davies T, Martin-Vide J, Bariendos M, Alcoforado MJ. 1999. Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860-1990. *International Journal of Climatology* **19**: 1697-1715.
73. Maheras P, Xoplaki E, Kutiel H. 1999. Wet and dry monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation, 1860-1990. *Theoretical and Applied Climatology* **64**: 189-199.
74. Makrogiannis TJ, Giles BD, Flocas AA. 1981. The problem of the extension of the Siberian anticyclone towards SE Europe and its relation to atmospheric circulation anomalies over the N. Hemisphere. *Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology, Ser. A* **30**: 185-196.
75. Makrogiannis TJ, Sahsamanoglou HS. 1992. Analysis of Mean Temperature Variations at the 1000/500hPa Layer over Europe, 1945-88. *Theoretical and Applied Climatology* **45**: 193-200.
76. Makrogiannis TJ, Sahsamanoglou HS, Flocas AA, Bloutsos AA. 1991. Analysis of the monthly zonal index values and long-term changes of circulation over the north Atlantic and Europe. *International Journal of Climatology* **11**: 493-503.
77. Malberg H, Frattesi G. 1995. Changes of the North Atlantic sea surface temperature related to the atmospheric circulation in the period 1973 to 1992. *Meteorologische Zeitschrift* **4**: 37-42.
78. Manly BFJ. 1986. *Multivariate Statistical Methods: A Primer*, Chapman & Hall, London, 159pp.

79. Μαριολόπουλος ΗΓ. 1982. Το κλίμα της Ελλάδος. *Δημοσιεύματα Κέντρου Ερεύνης Φυσικής της Ατμόσφαιρας και Κλιματολογίας Ακαδημίας Αθηνών*, Αριθ. 7.
80. Marshall J, Schott F. 1999. Open ocean deep convection: observations, models and theory. *Reviews of Geophysics* **37**: 1-64.
81. Marshall J, Johnson H, Goodman J. 2001. A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation. *Journal of Climate* **14**: 1399-1421.
82. Μεταξάς ΔΑ. 1972. Κύμανσις, διανομή και κατανομή της συχνότητας των καταγίδων εν Ελλάδι. *Δημοσιεύματα Εργαστηρίου Μετεωρολογίας Πανεπιστημίου Ιωαννίνων*, Αριθ. 4.
83. Metaxas DA. 1973. Air-Sea interaction in the Greek seas and resulted etesian wind characteristics. *Technical Report No. 5*, University of Ioannina.
84. Μεταξάς ΔΑ. 1973. Ανωμαλίες της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας ρυθμίζουν την θερμοκρασίαν του θέρους εν Ελλάδι. *Πρακτικά Σεμιναρίου Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 17-20 Σεπτεμβρίου 1973, Ε.Ι.Ε., 93-111.
85. Metaxas DA. 1978. Evidence on the Importance of Diabatic Heating as a Divergence Factor in the Mediterranean. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. A* **27**: 69-80.
86. Metaxas DA, Bartzokas A. 1994. Pressure covariability over the Atlantic, Europe and N. Africa. Application: Centers of action for temperature, winter precipitation and summer winds in Athens, Greece. *Theoretical and Applied Climatology* **49**: 9-18.
87. Metaxas DA, Bartzokas A, Repapis CC, Dalezios NR. 1993. Atmospheric circulation anomalies in dry and wet winters in Greece. *Meteorologische Zeitschrift* **2**, 3: 127-131.
88. Metaxas DA, Bartzokas A, Vitsas A. 1991. Temperature fluctuations in the Mediterranean area during the last 120 years. *International Journal of Climatology* **11**: 897-908.
89. Metaxas DA, Kallos G. 1980. High rainfall amounts over Greek mainland during December and January. *1rst Hellenic-British Climatological meeting*, Athens 5-11 September, 1980, 15pp.
90. Metaxas DA, Philandras CM, Nastos PT, Repapis CC. 1998. Climate change in the precipitation covariant areas in Greece. *The impacts of climate change on the Mediterranean countries (International Conference)*, Ministr. for the Environment in collaboration with the Univ. of Ioannina under the auspices of UNESCO, Metsovo, Greece, September 1998, 16-24.
91. Μεταξάς ΔΑ, Φιλάνδρας ΚΜ. 2001. Άνεμοι και θερμοκρασία θαλάσσης στο Αιγαίο κατά το θέρους. *Δημοσιεύματα Κέντρου Ερεύνης Φυσικής της Ατμόσφαιρας και Κλιματολογίας Ακαδημίας Αθηνών*, Αριθ. 141.
92. Meteorological Office. 1962. *Weather in the Mediterranean*, V.1, H.M.S.O., 362pp.
93. Miller A. 1983. The Mediterranean Sea, A. Physical Aspects in: *Estuaries and Enclosed Seas*. Elsevier, 219-238.
94. Namias J, Yuan X, Cayan DR. 1988. Persistence of North Pacific sea surface temperature and atmospheric flow patterns. *Journal of Climate* **1**: 682-703.
95. Naujokat B. 1986. An update of the observed quasibiennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences* **43**: 1873-1877.
96. Nichols N. 1987. The use of canonical correlation to study teleconnections. *Monthly Weather Review* **112**: 809-825.
97. Overland JE, Preisendorfer RW. 1982. A Significance Test for Principal Components Applied to a Cyclone Climatology. *Monthly Weather Review* **110**: 1-4.
98. Peixoto JP, Oort AH. 1992. *Physics of Climate*, Springer, 520pp.

99. Perry AH, Walker JM. 1977. *The Ocean-Atmosphere System*, Longman Group Limited, 160pp.
100. Pickard GL, Emery WJ. 1990. *Descriptive Physical Oceanography*, Butterworth-Heinemann, 320pp.
101. Palutikof JP, Watkins SJ, Goodess CM. 1998. Latest results from climate models: What they can tell us about future climates of the Mediterranean region. *The impacts of climate change on the Mediterranean countries (International Conference)*, Metsovo, Greece, September 1998.
102. Πνευματικός ΙΔ, Κατσούλης ΒΔ. 2000. Οι μεταβολές στη διαίτα των βροχών της Ελλάδας και η επίπτωσή τους στις κλιματολογικές «κανονικές» τιμές. *Πρακτικά 5^ο Πανελληνίου Συνεδρίου Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας*, Παν/μιο Θεσσαλονίκης 2000, 65-72.
103. Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Diez Y. 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. *Climate Dynamics* **17**: 701-715.
104. Prezerakos NG. 1985. Some aspects of the existence of the so-called extension of the Siberian anticyclone towards the Balkans and Greece. *Zeitschrift für Meteorologie* **35**: 373-378.
105. Qian B, Corte-Real J, Xu H. 2000. Is the North Atlantic Oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe?. *Journal of Geophysical Research* **105**: 11901-11910.
106. Ratcliffe RAS. 1995. Back to Basics: Is our climate changing?. *Weather* **50**: 54-57.
107. Reddaway JM, Bigg GR. 1996. Climatic change over the Mediterranean and links to the general atmospheric circulation. *International Journal of Climatology* **16**: 651-661.
108. Reed RJ, Campbell WJ, Rasmussen LA, Rogers DG. 1961. Evidence of a downward propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *Journal of Geophysical Research* **66**: 813-818.
109. Repapis CC, Metaxas DA, Zerefos CS. 1978. Spatial and seasonal climatology of sensible heat flux over the Mediterranean Sea. *Technical Report No 138*, University of Ioannina.
110. Richman MB. 1986. Rotation of Principal Components. *Journal of Climatology* **6**: 293-335.
111. Rimbu N, Le Treut H, Janicot S, Boroneant C, Laurent C. 2001. Decadal precipitation variability and its relation with surface atmospheric circulation and sea surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal meteorological Society* **127**: 315-329.
112. Robertson AW, Mechoso CR, Kim Y-J. 2000. The Influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* **13**: 122-138.
113. Rogers JC. 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review* **112**: 1999-2015.
114. Rogers JC. 1990. Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *Journal of Climate* **3**: 1364-1379.
115. Sahsamanoglou HS. 1990. Contribution to the study of action centres in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* **10**: 247-261.
116. Sahsamanoglou HS, Makrogiannis TJ. 1992. Temperature trends over the Mediterranean region, 1950-88. *Theoretical and Applied Climatology* **45**: 183-192.

117. Sahsamanoğlu HS, Makrogiannis TJ, Kallimopoulos PP. 1991. Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone. *International Journal of Climatology* **11**: 827-839.
118. Σαχσαμάνογλου ΧΣ, Μακρογιάννης ΤΙ, Ρωσσίδης ΖΒ. 1992. Χαρακτηριστικά των βροχοπτώσεων στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. *Πρακτικά 1^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας*, Παν/μιο Θεσσαλονίκης 1992, 113-120.
119. Shabbar A, Huang J, Higuchi K. 2001. The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* **21**: 355-369.
120. Sharma S. 1995. *Applied Multivariate Techniques*, John Wiley & Sons, 493pp.
121. Smagorinsky J. 1953. The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on quasi-stationary mean motions of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **79**: 342-366.
122. Stein O. 2000. The variability of Atlantic-European blocking as derived from long SLP time series. *Tellus* **52A**: 225-236.
123. Tourre YM, Rajagopalan B, Kushnir Y. 1999. Dominant patterns of climate variability over the Atlantic Ocean during the last 136 years. *Journal of Climate* **12**: 2285-2299.
124. Trigo IF, Davies TD. 1999. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate* **12**: 1685-1696.
125. Van Loon H, Rogers JC. 1978. The Seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. *Monthly Weather Review* **106**: 296-310.
126. Veryard RG, Ebdon RA. 1961. Fluctuations in tropical stratospheric winds. *Meteorological Magazine* **90**: 125-143.
127. Walker GT. 1924. Correlation in seasonal variations of weather IX. *Mem. Ind. Meteor. Dept.* **24**: 275-332.
128. Walker GT, Bliss EW. 1932. World weather V. *Mem. of the Royal Meteorological Society* **4**: 53-84.
129. Wallace JM, Gutzler DS. 1981. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review* **109**: 784-812.
130. Wanner H, Brönnimann S, Casty C, Gyalistras D, Luterbacher J, Schmutz C, Stephenson DB, Xoplaki E. 2001. North Atlantic Oscillation – Concepts and Studies. *Surveys in Geophysics* **22**: 321-382.
131. Weber GR. 1990. Tropospheric Temperature Anomalies in the Northern hemisphere 1977-1986. *International Journal of Climatology* **10**: 3-19.
132. Wells N. 1997. *The Atmosphere and Ocean: A Physical Introduction*, Wiley, 394pp.
133. World Meteorological Organization. 1998. The Global Climate System Review, December 1993 - May 1996. J. M. Nichols, ed. World Climate and Monitoring Programme. *WMO-No 856*, 99pp.
134. Xoplaki E, Luterbacher J, Burkard B, Patrikas I, Maheras P. 2000. Connection between the large-scale 500hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Climate Research* **14**: 129-146.
135. Zorita E, Viacheslav K, Von Storch H. 1992. The Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic Area in Winter: Their Interaction and Relevance for Iberian Precipitation. *Journal of Climate* **5**: 1097-1108.