



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΣΤΗΝ ΕΥΡΩΠΗ ΚΑΙ ΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΠΟΥ ΕΥΝΟΕΙ ΤΗΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΕΩΝ ΣΤΑ ΙΩΑΝΝΙΝΑ

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ - ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ



ΝΤΑΦΗΣ ΣΤΑΥΡΟΣ
ΙΩΑΝΝΙΝΑ, 2014

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΣΕΛΙΔΕΣ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	2
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	3
2. ΤΟ ΚΛΙΜΑ ΤΩΝ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ	3-4
2. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ	5-6
4. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	6-19
4.1. ΠΡΩΤΟΓΕΝΗ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	6-11
4.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΡΩΤΟΓΕΝΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	11-13
4.3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΟΛΟΥ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ - FACTOR ANALYSIS	14-17
4.4. ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕ ΣΥΣΤΑΔΕΣ (CLUSTER ANALYSIS)	17
4.4.1 Η Μέθοδος του "Άλματος" (Jump Method)	17-19
5. CLUSTER 1	20-25
6. CLUSTER 2	26- 31
7. CLUSTER 3	32-37
8. CLUSTER 4	38-43
9. CLUSTER 5	44-49
10. CLUSTER 6	50-55
11. CLUSTER 7	56-61
12. CLUSTER 8	62-67
13. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	68-70
Π1. NAO INDEX	71-75
Π2. MO INDEX	76-78
14. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	79-80

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στη παρούσα εργασία παρουσιάζεται η τρισδιάστατη δομή και η εξέλιξη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που ευνοούν χιονοπτώσεις στα Ιωάννινα. Η μελέτη αναφέρεται σε 160 γεγονότα χιονόπτωσης, τα οποία συνέβησαν κατά τη περίοδο 1956 – 2011. Για καθένα από τα γεγονότα, οι χάρτες για τα γεωδυναμικά ύψη 500hPa και 1000hPa, τις θερμοκρασίες αέρα 500hPa και 850hPa, τα πάχη 1000-500hPa, 1000-700hPa και 500-700hPa είναι κατασκευασμένοι για την περιοχή της Ευρώπης, ενώ ο δείκτης αστάθειας K-index, η σχετική υγρασία 500hPa, 700hPa και 850hPa και τέλος ο σχετικός στροβιλισμός 500hPa και 1000hPa παρουσιάζονται σε χάρτες για την περιοχή της Μεσογείου για την ημέρα πριν (D-1), την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης (D) και την ημέρα μετά το τέλος της χιονόπτωσης (END). Στα παραπάνω στοιχεία εφαρμόστηκε μία στατιστική μεθοδολογία που περιλαμβάνει την Ανάλυση κατά Παράγοντες (Factor Analysis) και την Ανάλυση κατά Συστάδες (Cluster Analysis) και τα 160 γεγονότα τελικά κατατάσσονται σε 8 ομάδες. Αυτές οι ομάδες χαρακτηρίζονται γενικά από βορειοδυτική ροή στην κατώτερη τροπόσφαιρα πάνω από τη περιοχή της Ηπείρου κάτι που συνδέεται με την παρουσία ενός συστήματος υψηλής πίεσης στην Κεντρική Ευρώπη σε συνδυασμό με ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων στη περιοχή των Βαλκανίων. Η θέση, η ένταση και οι τροχιές των επιφανειακών και των ανώτερων συστημάτων της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια της D-1, D και END ημέρας είναι γενικά διαφορετικές σε καθεμιά από τις 8 ομάδες.

Λέξεις κλειδιά: χιόνι; έναρξη χιονόπτωσης; τέλος χιονόπτωσης; ατμοσφαιρική κυκλοφορία; Βορειοδυτική Ελλάδα; πολυδιαστατικές στατιστικές μέθοδοι; παραγοντική ανάλυση; ανάλυση κατά συστάδες

ABSTRACT

The 3-dimensional structure and the evolution of atmospheric circulation favoring snowfall in Ioannina, Northwest Greece are examined. The study refers to 160 snow events, which occurred during the period 1956–2011. For each one of the events, the patterns of 500 hPa and 1000hPa Geopotential Height, 500hPa and 850hPa Air Temperature, 1000–500hPa, 1000–700hPa and 700–500hPa thickness are constructed for the European region whereas K-Index, Relative Humidity at 500hPa, 700hPa, 850hPa and finally Relative Vorticity at 500hPa and 1000hPa are constructed for the Mediterranean region, for the day before (D-1), the first day (D) and the day after the end of the event (END). A statistical methodology involving Factor Analysis and Cluster Analysis is applied to the above data sets and the 160 cases are finally classified into 8 clusters. Snowfall in NW Greece is associated with a low pressure system around Greece combined with an anticyclone over W or NW Europe, causing cold northwesterly flow over NW Greece. In the upper atmosphere, a deep 500hPa trough usually extends from W Russia to Italy and the Ionian Sea. The main differences among the 8 atmospheric structures revealed are found in the exact location of the centers of the low pressure system and the anticyclone and the exact direction of the trough axis. The position, the intensity and the trajectories of the surface and the upper air systems during D-1, D and END days are generally different among the clusters.

Key words: snow; snow initiation; snow dissipation; atmospheric circulation; North-western Greece; multivariate statistics; factor analysis; cluster analysis

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

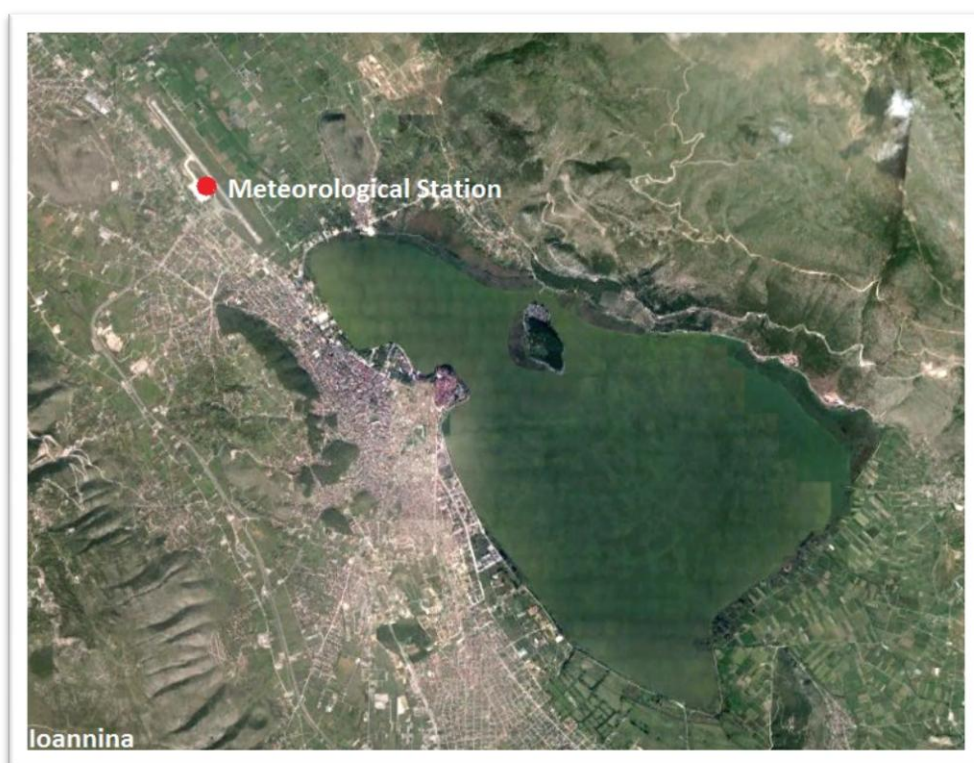
Η επιστήμη της μετεωρολογίας κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών έχει επικεντρωθεί στην βελτίωση των αριθμητικών μοντέλων για την πρόβλεψη του καιρού. Τα μοντέλα αποσκοπούν στην πρόβλεψη καιρικών συνθηκών και την πιθανή εμφάνιση ακραίων μετεωρολογικών γεγονότων που μπορούν να προκαλέσουν προβλήματα στις ανθρώπινες δραστηριότητες. Ορισμένοι ερευνητές έχουν εξετάσει τη σχέση μεταξύ ακραίων μετεωρολογικών φαινομένων και της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας με τη χρήση των στατιστικών μεθόδων (Metaxas et al., 1993; Romero et. al., 1998; 1998; Jansa et al., 2001; Kutiel et al., 2001; Kostopoulou and Jones, 2005). Σε πολλές περιοχές της Μεσογείου το φαινόμενο της χιονόπτωσης μπορεί να θεωρηθεί ως ακραίο και υπεύθυνο για μια σειρά προβλημάτων τόσο στην καθημερινότητα των ανθρώπων (μεταφορές, τροχαία κτλ) όσο και σε ηλεκτρικές εγκαταστάσεις, πολλές φορές με θανατηφόρα ατυχήματα. Στην Μεσόγειο οι συνοπτικές συνθήκες που ευνοούν την εκδήλωση χιονοπτώσεων έχουν μελετηθεί στο παρελθόν με διάφορες προσεγγίσεις (Prezerakos and Angouridakis, 1984; Tayanc et al., 1998; Houssos et al., 2004; Esteban et al., 2005). Για την περιοχή της Ηπείρου όμως και τα Ιωάννινα ειδικότερα δεν υπάρχει αντίστοιχη μελέτη, κενό που έρχεται να καλύψει η παρούσα εργασία με την παρουσίαση όχι μόνο της κυκλοφορίας που ευνοεί τις χιονοπτώσεις, αλλά και τη χρονική εξέλιξη καθώς και την ένταση που έχει μία μέρα πριν, την κύρια ημέρα και μία μέρα μετά τη τελευταία μέρα χιονόπτωσης.

2. ΤΟ ΚΛΙΜΑ ΤΩΝ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ

Τα Ιωάννινα είναι πρωτεύουσα της Ηπείρου και βρίσκονται στο βορειοδυτικό τμήμα της χώρας (Σχ.1α) σε υψόμετρο 480μ, είναι κτισμένα στη δυτική ακτή της λίμνης Παμβώτιδας και περιβάλλονται από υψηλούς ορεινούς όγκους (άνω των 1800μ). Το κλίμα χαρακτηρίζεται ως ενδιάμεσος τύπος Μεσογειακού και Μεσευρωπαϊκού τύπου με μεγάλες τιμές βροχομετρικού ύψους (μέση ετήσια τιμή 1081.5mm) (Catsoulis et al. 1975) και η κατανομή των βροχών ακολουθεί το μεσογειακό τύπο κλίματος, δηλαδή η ξηρή περίοδος συμπίπτει με τη θερμή, με μια τάση κατανομής των βροχών στη διάρκεια ολόκληρου τους έτους (Flokas, 1992). Άλλο χαρακτηριστικό είναι ότι σημειώνονται βροχοπτώσεις μεγάλης διάρκειας και οι νεφοσκεπείς μέρες είναι να δυνατό να διαδέχονται η μία την άλλη για μεγάλες χρονικές περιόδους, με άμεσο αποτέλεσμα τον περιορισμό της διάρκειας ηλιοφάνειας σε σύγκριση με τις νοτιότερες περιοχές. Οι παγετοί είναι συχνοί ενώ σε εξαιρετικά δριμείς χειμώνες σημειώνεται πήξη (πάγωμα) της λίμνης Παμβώτιδας. Η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι 14.2°C με τη μέση μέγιστη τιμή της στους 20.0°C και τη μέση ελάχιστη στους 7.5°C. Οι απόλυτες τιμές θερμοκρασίας που έχουν σημειωθεί στα Ιωάννινα είναι -13.0°C για την ελάχιστη και 42.4°C για την μέγιστη τιμή. Ο μέσος αριθμός ημερών εκδήλωσης χιονόπτωσης είναι 6.3 ημέρες (Μετεωρολογικός σταθμός Αεροδρομίου Ιωαννίνων περίοδος 1956-1997). (Karapiperis 1963)



α



β

Σχ1 – α) Η θέση των Ιωαννίνων στην Ελλάδα (πάνω) και β) η θέση του μετεωρολογικού σταθμού της ΕΜΥ στο αεροδρόμιο (κάτω).

3. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ

Στην παρούσα εργασία γίνεται η χρήση και επεξεργασία ορισμένων μετεωρολογικών παραμέτρων. Πιο αναλυτικά:

- **Χιόνι:** Είναι ένα από τα στερεά ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα. Αν συμβεί οι παγοκρύσταλλοι που δημιουργούνται μέσα σε ένα νέφος να μεγεθυνθούν, τότε αυτοί πέφτουν με μεγαλύτερη ταχύτητα και τελικά εγκαταλείπουν το νέφος (χιονόπτωση). Απαραίτητη προϋπόθεση για το φαινόμενο της χιονόπτωσης είναι το στρώμα αέρα, που ορίζεται από τη βάση του νέφους μέχρι το έδαφος, να έχει θερμοκρασία μικρότερη από 0°C. Μεγάλη κλιματική σημασία παρουσιάζει για έναν τόπο το μέγεθος της χιονοκάλυψης, η διάρκειά της και η ημερομηνία της πρώτης και τελευταίας χιονόπτωσης. Στην ελληνική περιοχή η κύρια περίοδος κατά την οποία σημειώνεται χιόνι είναι η χειμερινή (Δεκέμβριος – Φεβρουάριος).

- **Γεωδυναμικό ύψος (GPH):** Ως γεωδυναμικό φ ορίζεται η δυναμική ενέργεια της μονάδας της μάζας: $\phi = g \cdot Z$ και έχει διαστάσεις ειδικής ενέργειας, με μονάδα στο σύστημα S.I. το JKg^{-1} . Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (WMO) προτείνει μια άλλη μονάδα, κατά 9.8 φορές μεγαλύτερη, το γεωδυναμικό μέτρο

$$\text{gpm}. \text{ Επομένως } 1 \text{ gpm είναι ίσο με } 9.8 \text{ JKg}^{-1}: \phi = \frac{g}{9.8} \cdot z \cdot \text{gpm}$$

Στη παρούσα εργασία θεωρήσαμε ότι το g δεν μεταβάλλεται σημαντικά από τη τιμή 9.8 ms^{-2} , επομένως η αριθμητική τιμή του γεωδυναμικού σε gpm ελάχιστα διαφέρει από του ύψους σε μέτρα.

- **Πάχος ατμοσφαιρικού στρώματος (TH):** Είναι η κατακόρυφη απόσταση (Δz) δύο ισοβαρικών επιφανειών, δηλαδή που σε κάθε σημείο τους η πίεση για ορισμένη χρονική στιγμή είναι σταθερή. Αυτή η απόσταση (Δz) εκτιμάται αν ολοκληρώσουμε την υδροστατική εξίσωση, θεωρώντας την πίεση p σαν ανεξάρτητη μεταβλητή ενώ η πυκνότητα ρ και η θερμοκρασία T είναι συναρτήσεις της πίεσης p:

$$\Delta z = z_2 - z_1 = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{g\rho} = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{\rho} \Rightarrow$$
$$\Delta z = \frac{R \cdot \bar{T}}{g} \ln \frac{p_1}{p_2} = 29.26 \bar{T} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

Ο τύπος στην ουσία δηλώνει ότι η απόσταση δύο ισοβαρικών επιφανειών είναι ανάλογη προς τη μέση θερμοκρασία του στρώματος του αέρα μεταξύ τους. Έτσι για παράδειγμα υπολογίζεται ότι το στρώμα που περιλαμβάνεται μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών των 1000hPa και των 500hPa, αν η μέση θερμοκρασία αυξηθεί κατά 1° το πάχος του στρώματος αυξάνεται κατά 20 μέτρα περίπου.

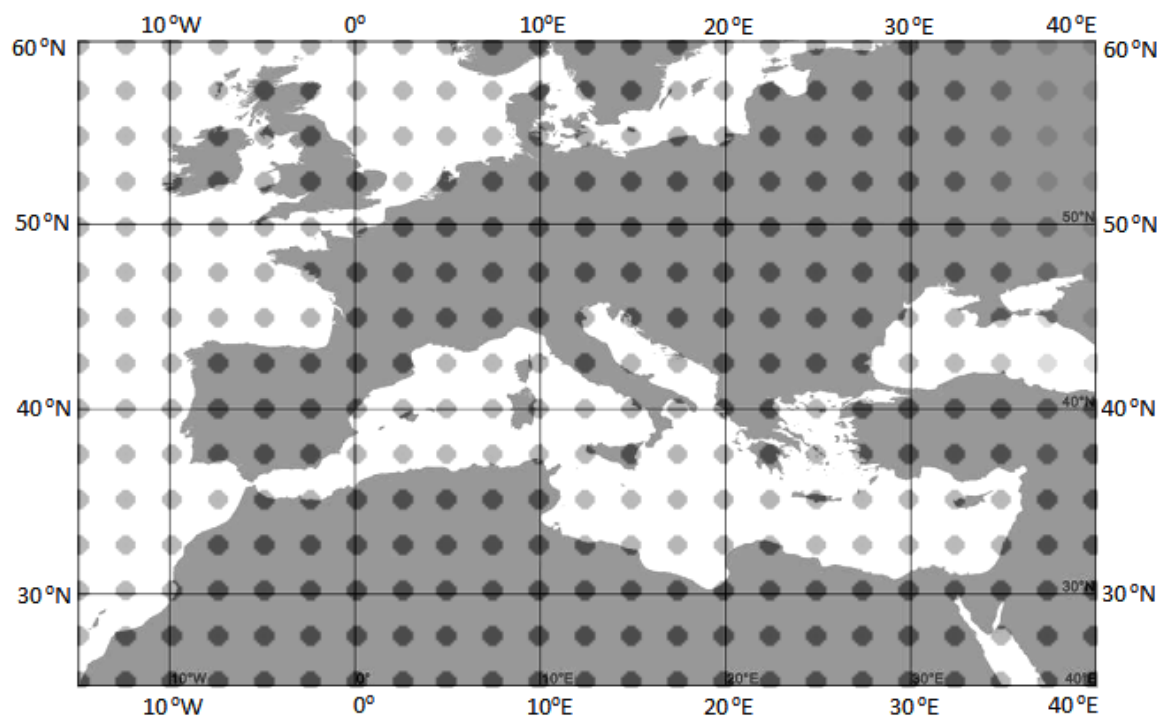
- **Θερμοκρασία αέρα (T):** Η θερμοκρασία είναι το μέτρο εκείνο με το οποίο προσδιορίζεται η "θερμική κατάσταση" των διαφόρων σωματιδίων του αέρα, είναι δηλαδή ένα φυσικό μέγεθος που συνδέεται με την μέση κινητική ενέργεια των σωματιδίων του αέρα, το οποίο και χαρακτηρίζει πόσο θερμός ή πόσο ψυχρός είναι αυτός.
- **Σχετική υγρασία (RH):** Είναι το ποσοστό επί τοις εκατό της αναλογίας μίγματος μια μάζας αέρα, προς εκείνη που θα είχε ο αέρας αυτός αν ήταν κορεσμένος, στην ίδια όμως θερμοκρασία και πίεση (πιο αναλυτικά στο εδάφιο 4.1).
- **Σχετικός στροβιλισμός (RV):** Μια μάζα ρευστού σε ένα απόλυτο σύστημα συντεταγμένων που εκτελεί περιστροφική κίνηση έχει την τάση να διατηρήσει την κίνηση αυτή. Ο στροβιλισμός ζ της οριζόντιας κίνησης του αέρα βασίζεται στη σχετική ταχύτητα, για αυτό και χαρακτηρίζεται ως σχετικός στροβιλισμός (πιο αναλυτικά στο εδάφιο 4.1).

4. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

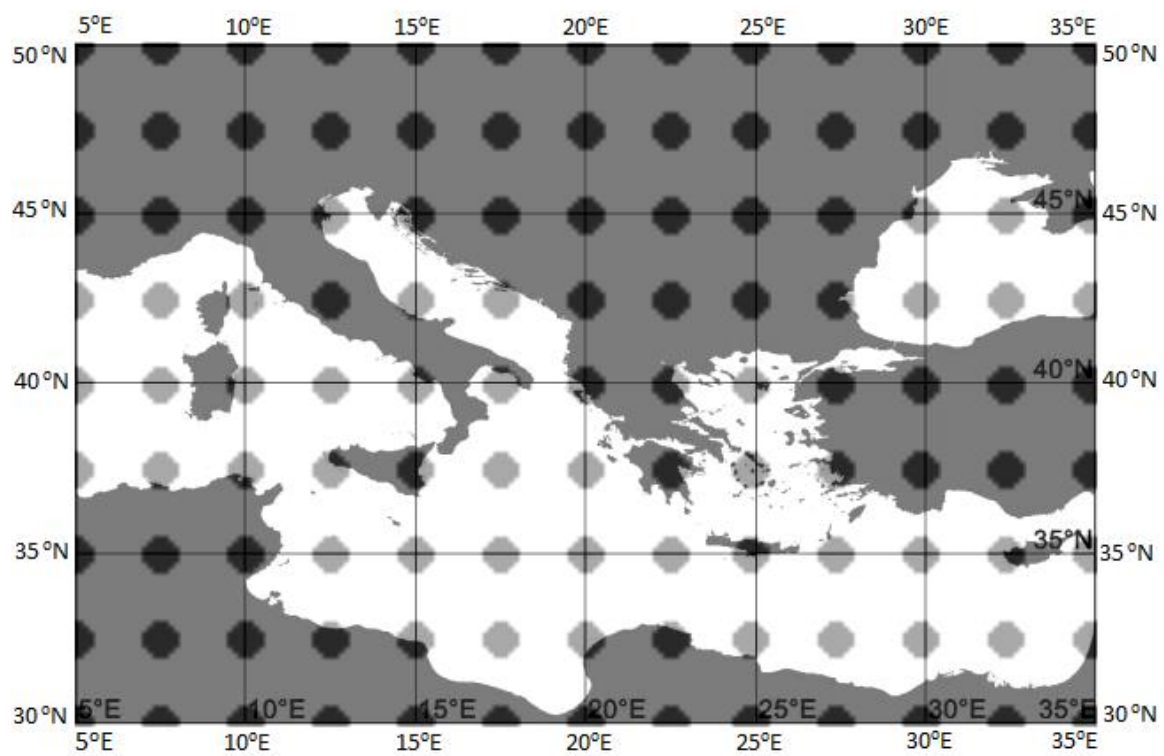
4.1 ΠΡΩΤΟΓΕΝΗ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν είναι: i) 3-ωριαίες συνοπτικές μετεωρολογικές παρατηρήσεις (SYNOPS) από τον μετεωρολογικό σταθμό του αεροδρομίου, που παρέχονται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία και ii) 12:00 UTC $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ σημεία πλέγματος του γεωδυναμικού ύψους στις στάθμες 500hPa και 1000hPa, θερμοκρασίες αέρα 500hPa και 850hPa, τα πάχη 1000-500hPa και 1000-700hPa και 500-700hPa πάνω από την Ευρώπη σε 345 σημεία πλέγματος ($15^\circ\Delta - 40^\circ\Lambda$ και $25^\circ\text{B} - 60^\circ\text{B}$ - Σχ. 2) όπως και η ειδική υγρασία 500hPa, 700hPa και 850hPa πάνω από τη Μεσόγειο σε 117 σημεία πλέγματος ($5^\circ\Lambda - 35^\circ\Lambda$ και $30^\circ\text{B} - 50^\circ\text{B}$ - Σχ. 3) για την περίοδο 1956 – 2011 (56 χρόνια), προϊόντα του Εθνικού Κέντρου Περιβαλλοντικής Πρόβλεψης και Ατμοσφαιρικής Έρευνας των Ηνωμένων Πολιτειών (NCEP-NCAR), του μοντέλου αριθμητικής πρόγνωσης καιρού NWP.

Τα δεδομένα της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας δεν είναι ελεύθερα για το κοινό και έγινε ειδικό αίτημα παραχώρησής τους ενώ του NCEP-NCAR είναι διαθέσιμα στο διαδίκτυο από την κλιματολογική βιβλιοθήκη του πανεπιστημίου της Columbia.

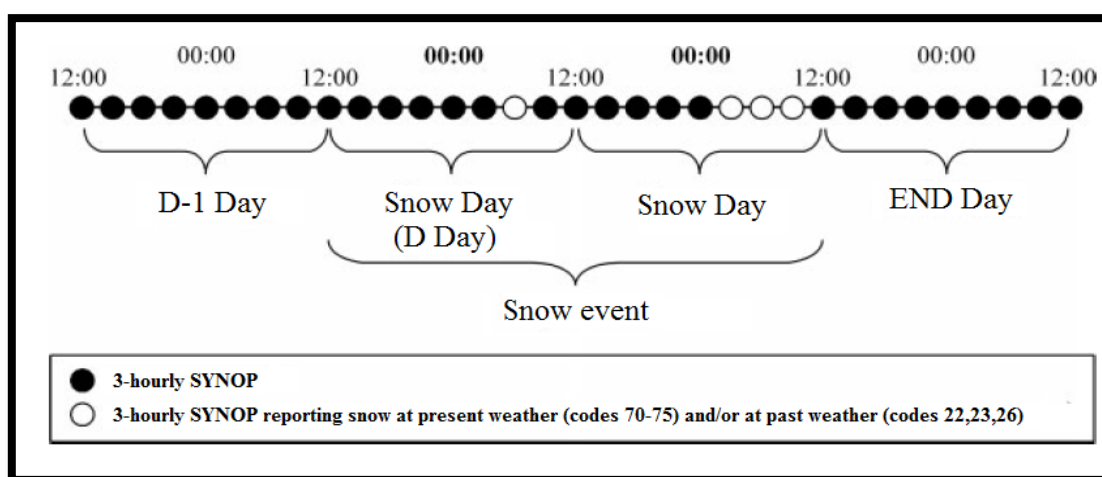


Σχ.2 – Σημεία μεγάλου πλέγματος $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ για τη περιοχή της Ευρώπης.



Σχ.3–Σημεία μικρού πλέγματος $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ για τη περιοχή της Μεσογείου.

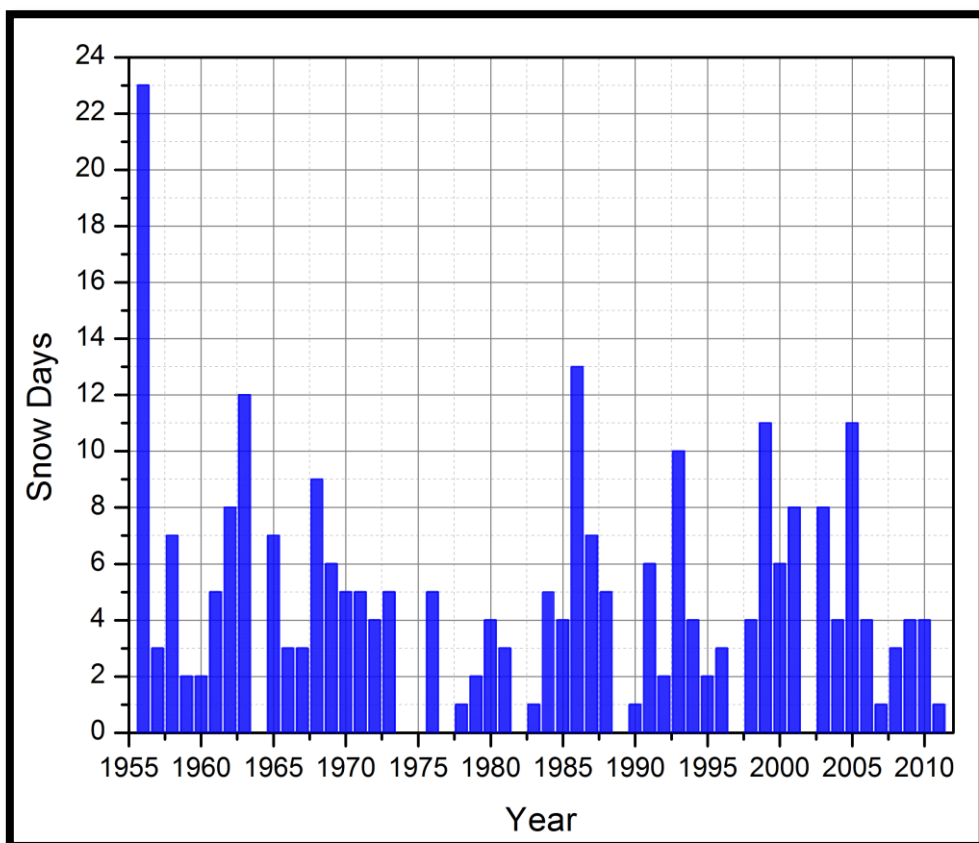
Στο αρχείο παρατηρήσεων του σταθμού στο αεροδρόμιο Ιωαννίνων, όπου μία συνοπτική παρατήρηση (SYNOP) ανέφερε ότι ο κωδικός παρόντος καιρού είναι από 70 έως 75 ή / και ο κωδικός παρελθόντος καιρού είναι 22, 23, 26 τότε η αντίστοιχη 3-ωρη περίοδος θεωρήθηκε ως περίοδος με χιόνι (Σχ. 4). Όταν αναγνωρίστηκε τουλάχιστον μία περίοδος χιονιού μέσα σε 24 ώρες, από τις 12:00 UTC μιας συγκεκριμένης μέρας έως τις 12:00UTC της επόμενης τότε αυτό το 24ωρο ονομάστηκε ημέρα χιονιού (Snow Day). Μια αλληλουχία διαδοχικών τέτοιων ημερών χαρακτηρίστηκε γεγονός χιονιού (snow event). Ένα γεγονός χιονιού μπορεί να έχει και μόνο μία μέρα. Το 24ωρο πριν την Ημέρα D ορίστηκε ως Ημέρα D-1 και το 24ωρο την επομένη της τελευταίας ημέρας χιονόπτωσης ορίστηκε ως Ημέρα END. Για τις 3 αυτές ημέρες κατασκευάστηκαν 6 πίνακες, 3 για το μεγάλο πλέγμα (BIG) και 3 για το μικρό πλέγμα (SMALL) (Πίνακες. 1 & 2). Κάθε πίνακας, του μεγάλου πλέγματος, αποτελείται από 345 στήλες, όσες και τα σημεία πλέγματος, και από 160 γραμμές, όσα ήταν τα γεγονότα χιονιού (από τις αρχικά 20454 γραμμές όλων των ημερών). Για το μικρό πλέγμα οι πίνακες αποτελούνται από 117 στήλες και 160 γραμμές.



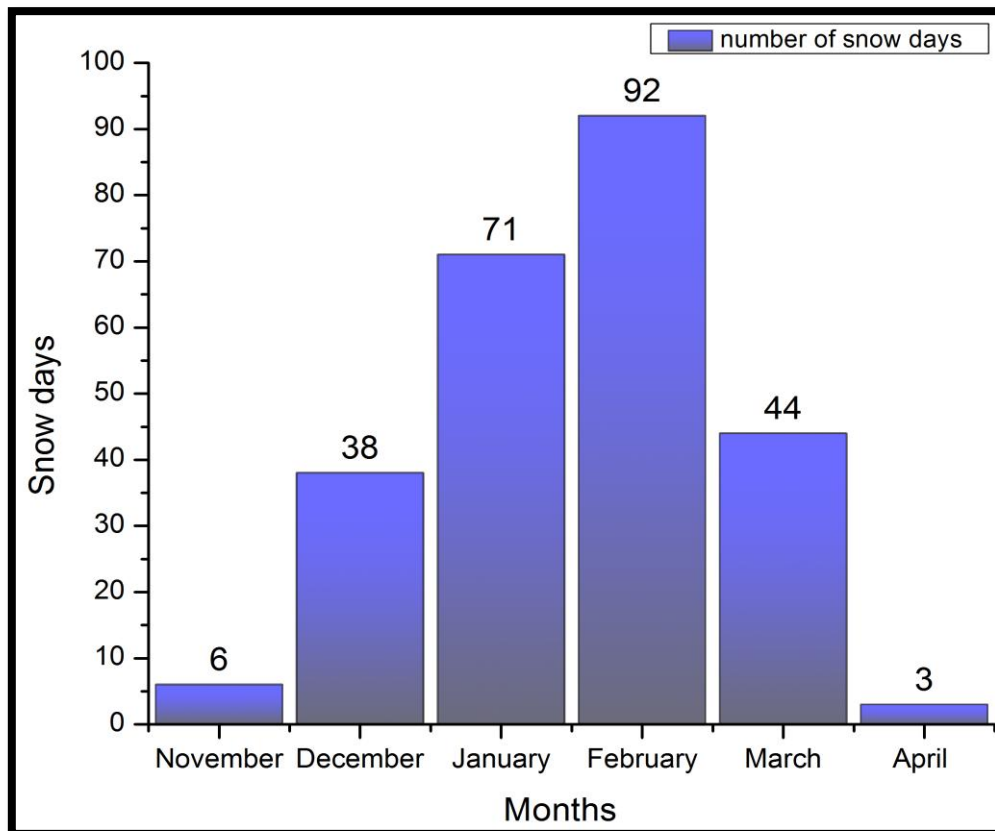
Σχ.4 – Σχηματική αναπαράσταση διαδοχικών ημερών D-1, D και END για γεγονός χιονιού.

Οι ημέρες χιονόπτωσης ανά έτος παρουσιάζονται στο Σχ. 5 και δείχνουν ομαλή κατανομή σε όλη την περίοδο μελέτης. Υπάρχουν έτη που δεν σημειώθηκε χιονόπτωση ούτε ένα 3-ωρο παρατήρησης, ενώ τον μέγιστο αριθμό ημερών κατέχει το έτος 1956 με 21 ημέρες. Όσον αφορά τον αριθμό ημερών χιονόπτωσης ανά μήνα βλέπουμε ότι κατά τον Φεβρουάριο εκδηλώνονται οι περισσότερες χιονοπτώσεις και τον Απρίλιο οι λιγότερες. Έξι γεγονότα συνέβησαν τον μήνα Νοέμβριο και μόλις τρία τον μήνα Απρίλιο ενώ τα υπόλοιπα συνέβησαν τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο, Φεβρουάριο και Μάρτιο (Σχ. 6). Να σημειώσουμε εδώ ότι το ίδιο ισχύει για τα γεγονότα χιονόπτωσης που ακολουθούν στατιστικά τις ημέρες χιονόπτωσης.

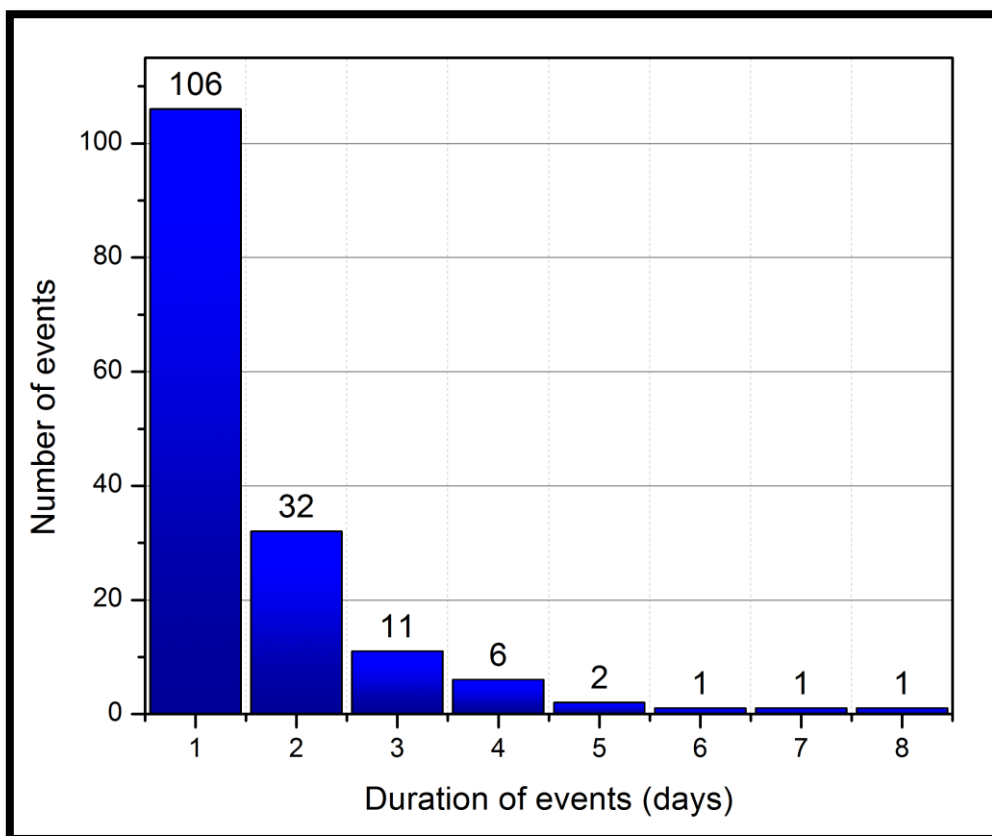
Πάνω από το 66% των γεγονότων χιονόπτωσης διήρκεσε μόλις μία μέρα ενώ μόνο 1 γεγονός διήρκεσε 8 ημέρες (Σχ. 8). Η ετήσια κατανομή και διάρκεια των γεγονότων χιονόπτωσης δεν φαίνεται να έχει μεγάλη αλλαγή την περίοδο μελέτης, με το έτος που κατέχει τα περισσότερα γεγονότα να είναι το 1956. Μεταξύ της περιόδου 1974-1983 βλέπουμε ότι δεν χιόνισε στα Ιωάννινα για πάνω από 3 συνεχόμενες ημέρες και δύο χρόνια δεν χιόνισε ούτε μία ημέρα. Επίσης μηδενικά γεγονότα χιονόπτωσης έχουμε τους χειμώνες 1963-1964, 1989-1990, 2000-2001 και 2006-2007 (Σχ. 9).



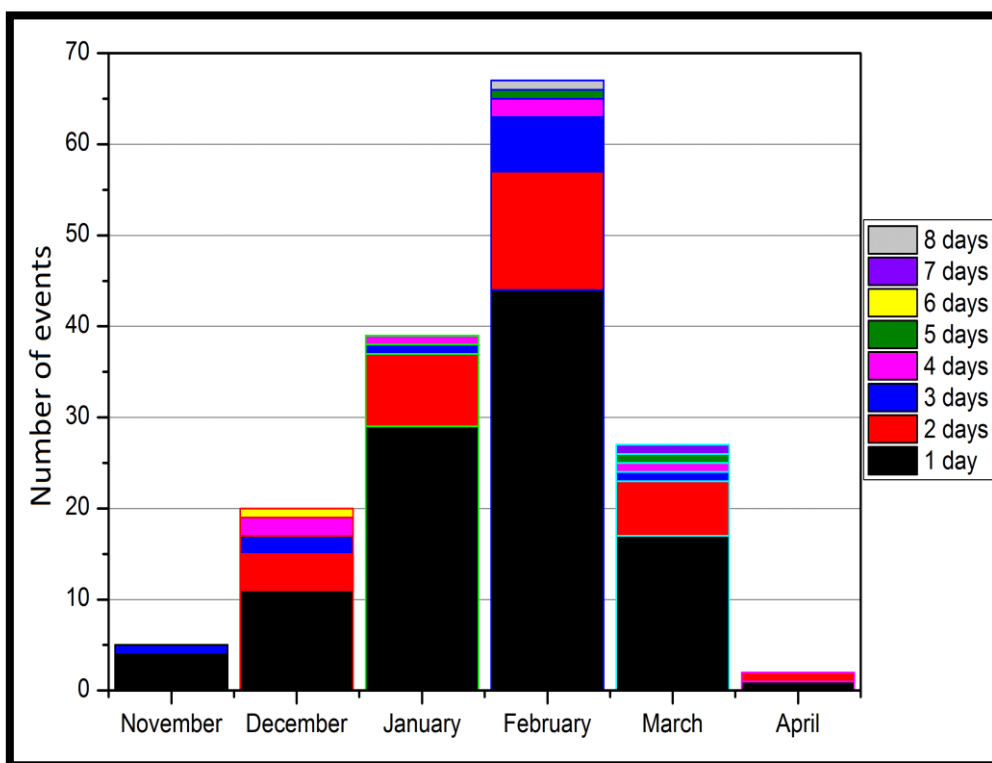
Σχ. 5 - Σύνολο ημερών χιονόπτωσης ανά έτος



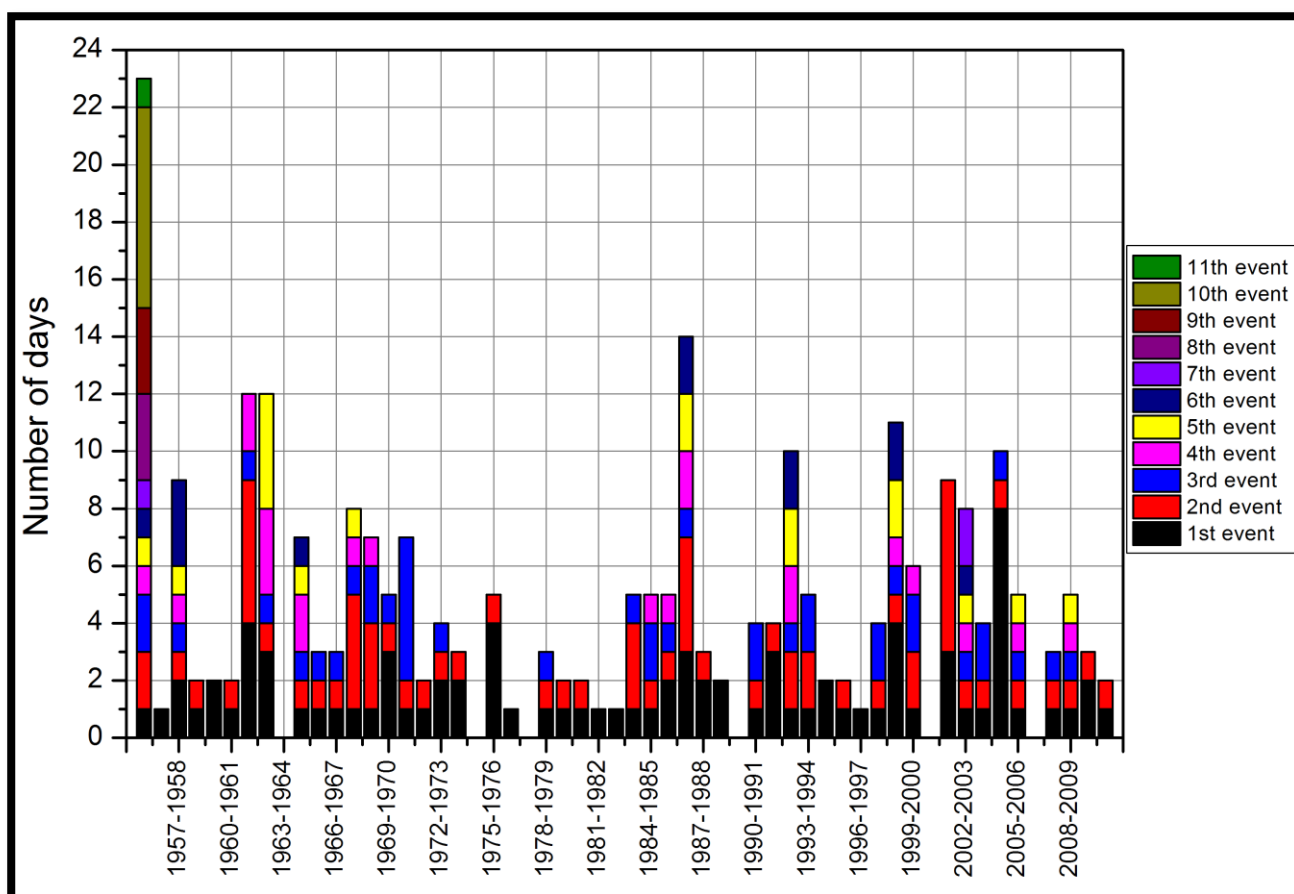
Σχ. 6 - Σύνολο ημερών χιονόπτωσης ανά μήνα για την περίοδο 1956 - 2011.



Σχ.7 - Διάρκεια γεγονότων χιονόπτωσης σε ημέρες για την περίοδο 1956 - 2011.



Σχ. 8 - Αριθμός ημερών χιονόπτωσης και διάρκεια γεγονότων χιονόπτωσης ανά μήνα για την περίοδο 1956 - 2011.



Σχ. 9 - Αριθμός ημερών χιονόπτωσης και διάρκεια γεγονότων χιονόπτωσης ανά χειμώνα (περίοδος Νοέμβριος - Απρίλιος) για την περίοδο 1956 - 2011.

4.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΠΡΩΤΟΓΕΝΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Τα δεδομένα της ειδικής υγρασίας χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή της σχετικής υγρασίας σε 3 επίπεδα της ατμόσφαιρας 500hPa, 700hPa και 850hPa. Η ειδική υγρασία q του ατμοσφαιρικού αέρα ονομάζουμε τον λόγο μάζας υδρατμών, προς τη μάζα του υγρού αέρα που περιέχει τους υδρατμούς, επομένως εκφράζεται σε γραμμάρια υδρατμών που περιέχονται σε ένα γραμμάριο ή ένα χιλιόγραμμο υγρού αέρα. Αν m_v και m_a είναι αντίστοιχα η μάζα των υδρατμών και του ξηρού αέρα η οποία βρίσκεται σε όγκο V υγρού αέρα, θα έχουμε:

$$q = \frac{m_v}{m_a + m_v} \quad (1.1)$$

Αν δεχθούμε ότι τόσοι οι υδρατμοί όσο και ο ξηρός αέρας υπακούουν στην καταστατική εξίσωση των αερίων θα έχουμε:

$$e \cdot V = \frac{m_v}{18 \text{ gr/mol}} \cdot R \cdot T \quad (\text{για τον υδρατμό}) \quad (1.2)$$

$$(p - e) \cdot V = \frac{m_a}{29 \text{ gr/mol}} \cdot R \cdot T \quad (\text{για τον ξηρό αέρα}) \quad (1.3)$$

Όπου p η πίεση, e η τάση υδρατμών, R η παγκόσμια σταθερά των αερίων και T η θερμοκρασία.

Διαιρώντας τις σχέσεις 1.2 και 1.3 κατά μέλη προκύπτει:

$$\frac{m_a}{m_v} = \frac{1}{0.622} \cdot \frac{p - e}{e} \quad (1.4)$$

Επομένως η σχέση της ειδικής υγρασίας 1.1 μπορεί να γραφεί:

$$q = \frac{1}{1 + \frac{p - e}{0.622 \cdot e}} = 0.622 \cdot \frac{e}{p - 0.378 \cdot e} \quad (1.5)$$

Για την κατάσταση κόρου θα ισχύει:

$$q_s = \frac{1}{1 + \frac{p - e_s}{0.622 \cdot e_s}} = 0.622 \cdot \frac{e_s}{p - 0.378 \cdot e_s} \quad (1.6)$$

Η σχετική υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα είναι ο λόγος της παρατηρούμενης τάσης των υδρατμών προς τη μέγιστη τάση τους στην ίδια θερμοκρασία. Με άλλα λόγια η σχετική υγρασία είναι ο λόγος της μάζας των υδρατμών που υπάρχουν στον ατμοσφαιρικό αέρα, προς τη μάζα των υδρατμών που θα καθιστούσαν αυτόν κορεσμένο στην ίδια θερμοκρασία. Η σχετική υγρασία δίνεται από τη σχέση:

$$h_r = \frac{e}{e_s} \quad (1.7)$$

Έχοντας τις τιμές της ειδικής υγρασίας, συνδυάζοντας τις σχέσεις 1.5, 1.6 και 1.7 υπολογίζουμε τη σχετική υγρασία στα επίπεδα της ατμόσφαιρας 500hPa, 700hPa και 850hPa εκφράζοντάς την σε τιμές %.

Επιπρόσθετα χρησιμοποιώντας τη σχετική υγρασία που υπολογίσαμε, υπολογίζουμε τη θερμοκρασία δρόσου T_d για τα επίπεδα των 700hPa και 850hPa για να κατασκευάσουμε τον δείκτη αστάθειας K-Index. Έχοντας γνωστή τη θερμοκρασία και τη σχετική υγρασία, η εξίσωση Magnus – Tetens γίνεται:

$$T_d = \frac{243.5 \cdot \left(\ln(h_r) + \frac{17.67 \cdot T}{243.5 + T} \right)}{17.67 - \ln(h_r) - \frac{17.67 \cdot T}{243.5 + T}} \quad (1.8)$$

Και ο δείκτης K δίνεται από τον τύπο:

$$K - Index = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - T_{700} + T_{d700} \quad (1.9)$$

Τέλος για τα αρχικά μας δεδομένα χρειάστηκε να υπολογίσουμε τον σχετικό στροβιλισμό για τα επίπεδα 500hPa και 1000hPa. Ο στροβιλισμός ζ της οριζόντιας κίνησης του αέρα βασίζεται στη σχετική ταχύτητα, για αυτό και χαρακτηρίζεται ως σχετικός στροβιλισμός. Με βάση την απόλυτη ταχύτητα V_α μπορούμε να ορίσουμε τον απόλυτο στροβιλισμό ζ_α .

Επειδή $V_\alpha = V + \Omega \times R$ τότε:

$$\zeta_\alpha = [\nabla \times (V + \Omega \times R)] \cdot z_0 = (\nabla \times V) \cdot z_0 + [\nabla \times (\Omega \times R)] \cdot z_0 \Rightarrow$$

$$\zeta_\alpha = \zeta + 2 \cdot \Omega \cdot z_0 = \zeta + f \quad (1.10)$$

Όπου $f=2\Omega \sin \phi$ η παράμετρος Coriolis, Ω η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της Γης, R η ακτίνα από το κέντρο καμπυλότητας και z_0 το ύψος. Ο σχετικός στροβιλισμός ζ είναι θετικός για κυκλωνική ροή και αρνητικός για αντικυκλωνική.

4.3 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΟΛΟΥ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ – ΠΑΡΑΓΟΝΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ (FACTOR ANALYSIS)

Όπως σημειώθηκε και νωρίτερα, μετά την κατασκευή όλων των απαραίτητων δεδομένων, επιλέχθηκαν μόνο τα 160 γεγονότα χιονιού, δηλαδή 160 γραμμές από τους Πίνακες 1 και 2. Στη συνέχεια οι 3 πίνακες (D-1, D, END) των παραμέτρων ενοποιήθηκαν σε έναν πίνακα για το μεγάλο πλέγμα και σε ακόμη έναν για το μικρό. Σε αυτούς τους πίνακες εφαρμόστηκε η Παραγοντική Ανάλυση (Jolliffe, 1986; Richman, 1986).

Αριθμός ημερών	Ημερομηνία	Σημεία πλέγματος στην Ευρώπη			
		1	2	...	345
1	1/1/1956	- Γεωδυναμικό Ύψος 500hPa, 1000hPa - Θερμοκρασία 500hPa, 1000hPa - Πάχος 1000-500hPa, 500-700hPa, 1000-700hPa			
2	2/1/1956				
...	...				
160	31/12/2011				

Πίνακας 1. – Κατασκευάστηκαν 3 όμοιοι πίνακες (D-1, D, END) για το μεγάλο πλέγμα.

Αριθμός ημερών	Ημερομηνία	Σημεία πλέγματος στη Μεσόγειο			
		1	2	...	117
1	1/1/1956	- Δείκτης K - Σχετική Υγρασία 500hPa, 700hPa, 850hPa - Σχετικός Στροβιλισμός 500hPa, 1000hPa			
2	2/1/1956				
...	...				
160	31/12/2011				

Πίνακας 2. – Κατασκευάστηκαν 3 όμοιοι πίνακες (D-1, D, END) για το μικρό πλέγμα.

Η Παραγοντική ανάλυση (Factor Analysis) είναι μία στατιστική μέθοδος, η οποία χρησιμοποιείται από πολλούς ερευνητές διαφόρων επιστημονικών πεδίων, με σκοπό να καταστεί δυνατή η αντικατάσταση μεγάλου πλήθους p συσχετιζόμενων αρχικών μεταβλητών $X_1, X_2, \dots, X_p$ από άλλες ασυσχέτιστες μεταξύ τους μεταβλητές $F_1, F_2, \dots, F_m$ πλήθους $m < p$, οι οποίες καλούνται παράγοντες (factors). Οι τιμές των παραγόντων ονομάζονται τιμές επίδοσης (factor scores) και έχουν μέση τιμή ίση με το μηδέν και διακύμανση ίση με τη μονάδα. Οι παράγοντες F_j είναι πολύ λιγότεροι σε πλήθος από τις αρχικές μεταβλητές ($m < p$), αλλά ερμηνεύουν πολύ μεγάλο ποσοστό της αρχικής πληροφορίας. Οι αρχικές μεταβλητές μπορούν να εκφραστούν ως γραμμικός συνδυασμός των παραγόντων, σύμφωνα με την εξίσωση 1.11:

$$X_i = g_{i1}F_1 + g_{i2}F_2 \dots + g_{im}F_m + e_i \quad (1.11)$$

Στην εξίσωση 1.11 οι συντελεστές $g_{i1}, g_{i2}, \dots, g_{im}$ καλούνται φορτία των παραγόντων (factor loadings) και εκφράζουν τη συσχέτιση της X_i μεταβλητής με κάθε έναν από τους παράγοντες. Το άθροισμα $\sum_{j=1,m} g_{ij}$ ονομάζεται εταιρικότητα (communality) και εκφράζει το τμήμα της διακύμανσης της X_i μεταβλητής που ερμηνεύεται από τους m παράγοντες. Η διακύμανση του e_i εκφράζει το τμήμα της διακύμανσης της X_i μεταβλητής που δεν μπορεί να ερμηνευτεί από τους m παράγοντες και ονομάζεται ιδιαιτερότητα (specificity) (Manly, 1986).

Οι μαθηματικοί υπολογισμοί που λαμβάνουν χώρα κατά την παραγοντική ανάλυση αποτελούνται από τα παρακάτω βήματα:

1. Εφαρμογή Ανάλυσης σε Κύριες Συνιστώσες
 - Κανονικοποίηση των αρχικών p μεταβλητών, ώστε να έχουν μέση τιμή ίση με το μηδέν και διακύμανση ίση με τη μονάδα.
 - Υπολογισμός του πίνακα συσχετίσεων των αρχικών μεταβλητών.
 - Υπολογισμός των ιδιοτιμών $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_p$ του πίνακα συσχετίσεων και των αντίστοιχων ιδιοδιανυσμάτων $\mathbf{b}_1, \mathbf{b}_2, \dots, \mathbf{b}_p$. Η ιδιοτιμή λ_j αποτελεί τη διακύμανση της j -οστής κύριας συνιστώσας και τα στοιχεία του ιδιοδιανύσματος $\mathbf{b}_j$ αποτελούν τους συντελεστές, όπως φαίνεται στην εξίσωση 1.12:

$$Z_j = b_{j1}X_1 + b_{j2}X_2 + \dots + b_{jp}X_p \quad (1.12)$$

2. Υπολογισμός των X_i ως γραμμικό συνδυασμό των κυρίων συνιστωσών (εξίσωση 1.13):

$$X_i = b_{i1}Z_1 + b_{i2}Z_2 + \dots + b_{ip}Z_p \quad (1.13)$$

3. Διατήρηση m κυρίων συνιστωσών:

$$X_i = b_{i1}Z_1 + b_{i2}Z_2 + \dots + b_{im}Z_m + e_i \quad (1.14)$$

όπου το e_i να αποτελεί γραμμικό συνδυασμό των υπολοίπων κυρίων συνιστωσών $Z_{m+1}, Z_{m+2}, \dots, Z_p$.

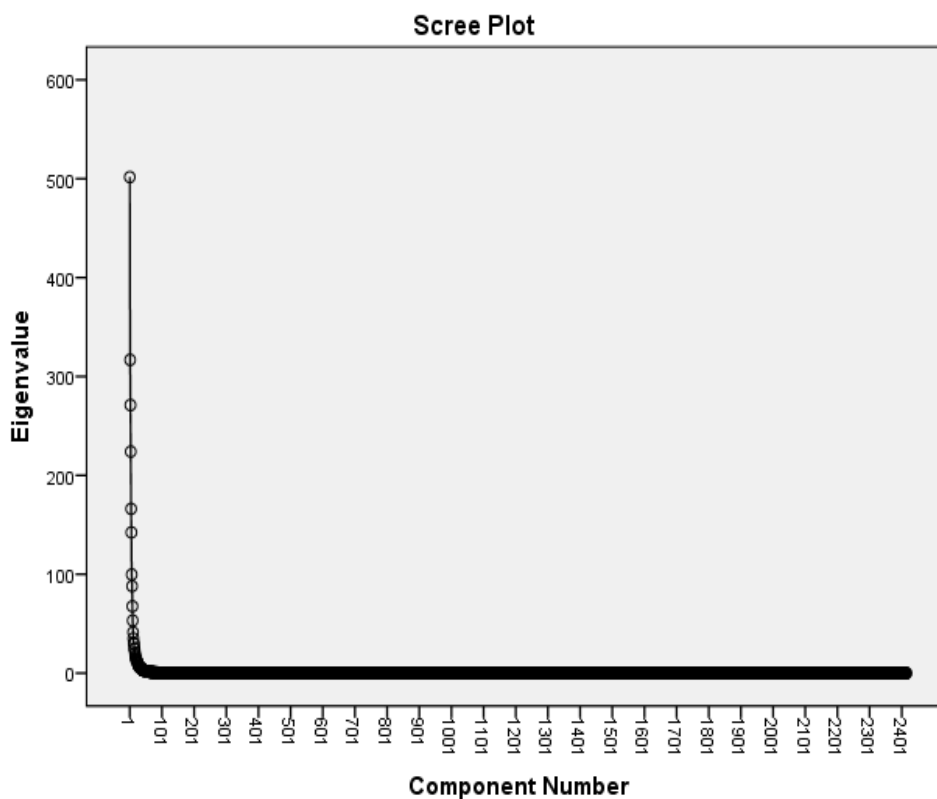
4. Μετατροπή των κυρίων συνιστωσών Z_j σε παράγοντες, διαιρώντας τις με την τυπική απόκλισή τους, η οποία είναι $\sqrt{\lambda_j}$, ώστε να έχουν μέση τιμή ίση με το μηδέν και διακύμανση ίση με τη μονάδα. Τότε η εξίσωση 1.13 μετασχηματίζεται σε $X_i = a_{i1}F_1 + a_{i2}F_2 + \dots + a_{im}F_m + e_i$ (1.14) όπου $a_{ij} = \sqrt{\lambda_j} b_{ij}$ και $F_j = Z_j / \sqrt{\lambda_j}$, οι οποίες μεταβλητές καλούνται προσωρινοί παράγοντες (provisional factors).

5. Ορθογώνια “varimax” περιστροφή των προσωρινών παραγόντων F_j με σκοπό την εύρεση νέων παραγόντων F_j , των οποίων τα φορτία θα είναι μεγαλύτερα κατά απόλυτη τιμή από τα προηγούμενα ώστε η κατάταξη των αρχικών μεταβλητών σε κάποιον παράγοντα να είναι καλύτερη. Αυτό γίνεται εφικτό με τη μεγιστοποίηση του αθροίσματος των τετραγώνων των φορτίων του κάθε παράγοντα $F_j \sum_{i=1,p} a_{ij}^2$, αφού αυτό είναι ένα μέτρο της ολικής διακύμανσης των αρχικών μεταβλητών, που ερμηνεύει ο κάθε j παράγοντας. Προκύπτει έτσι μία νέα εξίσωση:

$$X_i = g_{i1}F_1^* + g_{i2}F_2^* + \dots + g_{im}F_m^* + e_i \quad (1.15)$$

Στην οποία οι νέοι παράγοντες F_j^* καλούνται περιστραμμένοι παράγοντες (rotated factors). Στη συνέχεια προς χάριν απλότητας οι περιστραμμένοι παράγοντες θα αναφέρονται απλά ως παράγοντες και θα συμβολίζονται με F_j .

Ένα σημαντικό βήμα κατά την εφαρμογή της Παραγοντικής ανάλυσης είναι η επιλογή του πλήθους m των παραγόντων που θα διατηρηθούν. Σύμφωνα με το κριτήριο SCREE, πρέπει να διατηρηθούν τόσοι παράγοντες, όσα είναι τα σημεία που αποκλίνουν από την ευθεία γραμμή, σε ένα διάγραμμα όπου παρατίθενται οι ιδιοτιμές του πίνακα συσχετίσεων διατεταγμένες σε φθίνουσα σειρά (Σχ. 7).



Σχ. 9 – Διάγραμμα Scree για τον προσδιορισμό των στατιστικά σημαντικών factors.

Για το μεγάλο πλέγμα διατηρούμε 12 factors οι οποίοι καλύπτουν το 82.7% της ολικής διακύμανσης ενώ για το μικρό πλέγμα διατηρούμε 9 factors που καλύπτουν το 78.7% της ολικής διακύμανσης.

Total Variance Explained			
Component	Rotation Sums of Squared Loadings		
	Total	% of Variance	Cumulative %
1	262.153	10.855	10.855
2	216.104	8.948	19.804
3	208.550	8.636	28.439
4	204.270	8.458	36.898
5	180.956	7.493	44.391
6	176.101	7.292	51.683
7	164.499	6.812	58.494
8	158.925	6.581	65.075
9	132.521	5.487	70.562
10	110.832	4.589	75.152
11	108.043	4.474	79.625
12	73.625	3.049	82.674

Extraction Method: Principal Component Analysis.

Σχ. 10 – Πίνακας ποσοστών διακύμανσης από τον κάθε παράγοντα.

4.4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΤΑ ΣΥΣΤΑΔΕΣ (CLUSTER ANALYSIS)

Η Ανάλυση κατά Συστάδες (Sharma, 1996) αποτελεί μία διαδοδομένη στατιστική μέθοδο, σκοπός της οποίας είναι να κατατάξει ένα πλήθος n παρατηρήσεων, που περιγράφονται από m μεταβλητές, σε k ομάδες, ώστε η κάθε ομάδα να παρουσιάζει όσο το δυνατό μεγαλύτερο βαθμό ομοιογένειας, αλλά και να διαφέρει όσο το δυνατόν περισσότερο από τις υπόλοιπες ομάδες. Για την επίτευξη αυτού του σκοπού χρησιμοποιούνται οι αποστάσεις των παρατηρήσεων στον m -διάστατο χώρο, ένα μέτρο των οποίων είναι η ευκλείδεια απόσταση όπως φαίνεται στην εξίσωση 1.16

$$D_{ij} = \sqrt{\sum_{l=1, m} (x_{il} - x_{jl})^2} \quad (1.16)$$

όπου D_{ij} είναι η απόσταση μεταξύ της i και της j παρατήρησης, x_{il} είναι η τιμή της l μεταβλητής για την i παρατήρηση, x_{jl} είναι η τιμή της l μεταβλητής για την j παρατήρηση και m είναι το πλήθος των μεταβλητών, που περιγράφουν κάθε παρατήρηση. Συνήθως για να αποφευχθεί η επίδραση των διαφορετικών κλιμάκων στις οποίες μετρώνται οι μεταβλητές, οι τιμές των μεταβλητών κανονικοποιούνται, ώστε όλες οι μεταβλητές να έχουν μέση τιμή ίση με το μηδέν και διακύμανση ίση με τη μονάδα. Υπάρχουν δύο βασικές τεχνικές για την κατάταξη των παρατηρήσεων σε ομάδες, η ιεραρχική και η μη ιεραρχική (K-Means). Η μέθοδος που ακολουθήθηκε στην εργασία τόσο για την Παραγοντική Ανάλυση όσο και για την Ανάλυση κατά Συστάδες αποτυπώνεται στο Σχ. 11.

4.4.1 Η Μέθοδος του “Άλματος” (“Jump” Method)

Ένα δύσκολο σημείο σε αυτή τη μεθοδολογία είναι η επιλογή του πλήθους των ομοιογενών και διαφορετικών μεταξύ τους ομάδων, στις οποίες θα καταταχθούν οι παρατηρήσεις. Για το σκοπό αυτό προτείνονται διάφορες μεθοδολογίες. Είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν οι προαναφερθέντες στατιστικοί δείκτες (Sharma, 1996), οι οποίοι σε συνδυασμό και με άλλες μεθόδους, που συνεχώς αναπτύσσονται και εξελίσσονται (Salvador and Chan, 2004), βοηθούν στη διαπίστωση του πλήθους των ομάδων. Άλλοι ερευνητές, πολύ συχνά, εκτελούν μία ιεραρχική κατάταξη των παρατηρήσεων και από τη μελέτη του δένδρογράμματος, των προαναφερθέντων δεικτών, αλλά και της ερμηνείας, που μπορούν να δεχθούν τα αποτελέσματα, καταλήγουν στο πλήθος των ομάδων και στη συνέχεια προβαίνουν στην μέθοδο K-Means για την τελική ομαδοποίηση των παρατηρήσεων (Karlis, 2003).

Στην παρούσα εργασία, για την επιλογή του πλήθους των ομάδων, χρησιμοποιείται η μέθοδος του “Άλματος” (“Jump” Method), η οποία προτείνεται από τους Sugar και James (2003) και βασίζεται στον υπολογισμό της στρέβλωσης (distortion), που αποτελεί ένα μέτρο της διασποράς (dispersion) των παρατηρήσεων σε κάθε ομάδα. Σύμφωνα με αυτή τη μέθοδο εφαρμόζεται επανειλημμένα η K-Means Ανάλυση κατά Συστάδες, για διαφορετικό πλήθος ομάδων k κάθε φορά. Για κάθε εφαρμογή και εφόσον οι μεταβλητές που περιγράφουν την κάθε παρατήρηση είναι ασυσχέτιστες μεταξύ τους, υπολογίζεται η τιμή της στρέβλωσης d_k από την εξίσωση:

$$d_k = \frac{1}{m} \min_{c_1, \dots, c_k} E[(X - c_x)^T \Gamma^{-1} (X - c_x)] \quad (1.17)$$

Στην εξίσωση 1.17 το m είναι το πλήθος των μεταβλητών που περιγράφουν την κάθε παρατήρηση, το X είναι μία m -διάστατη τυχαία παρατήρηση, το Γ είναι ο πίνακας των συνδιακυμάνσεων (covariance) των m μεταβλητών που περιγράφουν την κάθε παρατήρηση, τα $c_1, c_2, \dots, c_k$ είναι τα κέντρα των k ομάδων και c_x το πιο κοντινό κέντρο στην παρατήρηση X . Τότε η στρέβλωση d_k είναι η μέση Mahalanobis απόσταση ανά διάσταση. Στην περίπτωση που οι m μεταβλητές είναι ασυσχέτιστες μεταξύ τους, ο πίνακας Γ είναι ο μοναδιαίος και η στρέβλωση d_k γίνεται ίση με τη μέση τετραγωνική ευκλείδεια απόσταση (ή μέσο τετραγωνικό σφάλμα):

$$d_k = \frac{1}{m} \min_{c_1, \dots, c_k} E[(X - c_x)^2] \quad (1.18)$$

Σε ένα γράφημα του d_k ως προς τον αριθμό k θα μπορούσε κάποιος να διαλέξει τον αριθμό των ομάδων επιλέγοντας το k για το οποίο το d_k θα έπαυε να αλλάζει σημαντικά και η κλίση της καμπύλης στο γράφημα θα γινόταν σχεδόν οριζόντια. Αυτό θα σήμαινε ότι περαιτέρω διαχωρισμός σε ομάδες δεν θα είχε ως αποτέλεσμα την καλύτερη κατάταξη των παρατηρήσεων σε άλλες περισσότερο ομοιογενείς ομάδες, αλλά το σπάσιμο των ήδη ομοιογενών ομάδων σε άλλες μικρότερες.

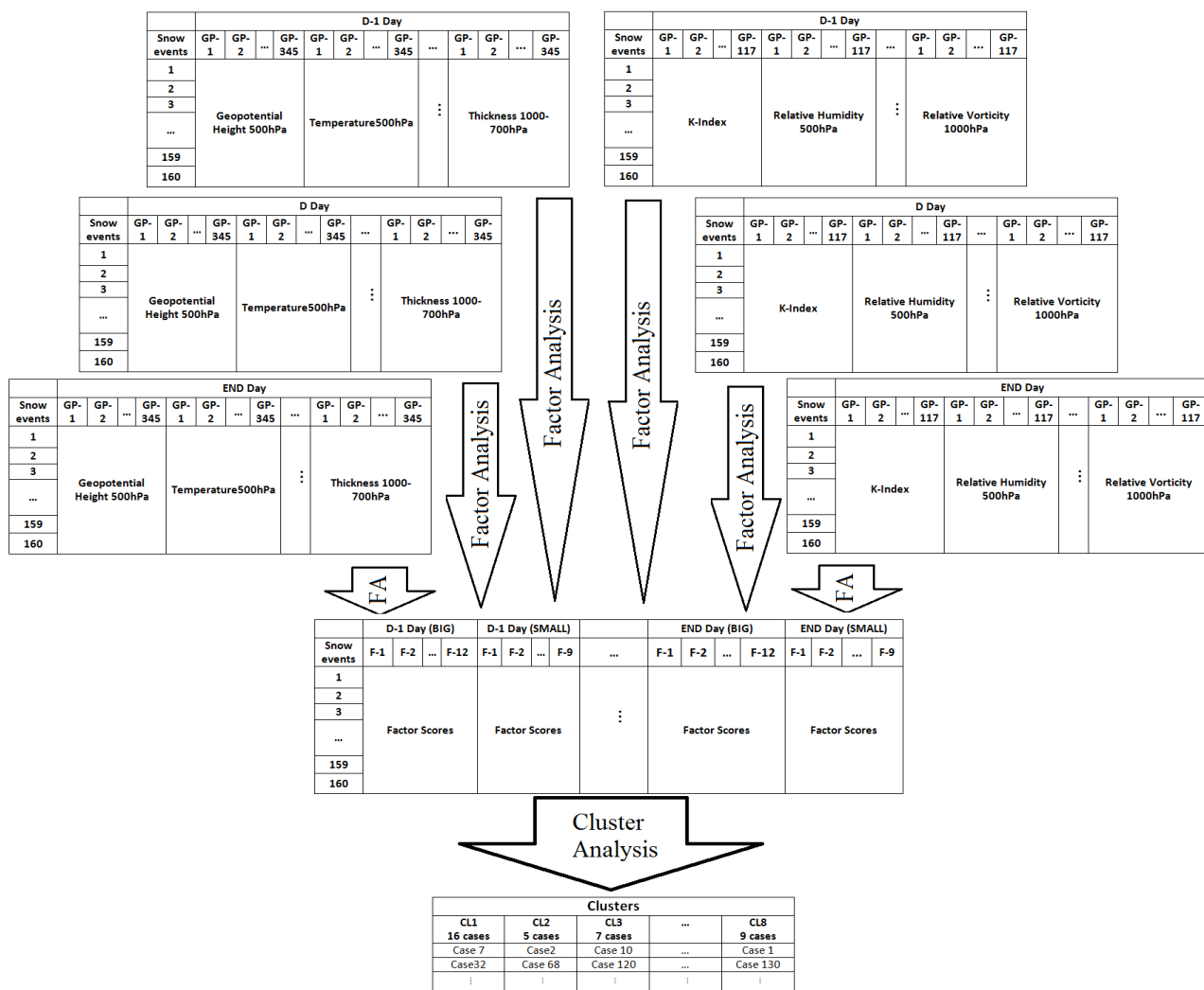
Βέβαια σε ένα τέτοιο γράφημα είναι αρκετά δύσκολο να αποφασιστεί το ακριβές σημείο όπου η κλίση της καμπύλης γίνεται σχεδόν οριζόντια. Έτσι προτείνεται ο μετασχηματισμός της καμπύλης του d_k με την ύψωσή του σε μία αρνητική δύναμη. Αποδεικνύεται ότι η μετασχηματισμένη καμπύλη παρουσιάζει ένα άλμα για την τιμή του k , που αντιστοιχεί στο καταλληλότερο πλήθος των ομάδων, στις οποίες μπορούν να καταταχθούν οι παρατηρήσεις. Περαιτέρω μετασχηματισμός της καμπύλης με αφαίρεση μεταξύ τους των συνεχόμενων τιμών των μετασχηματισμένων d_k , για τον υπολογισμό των αλμάτων, οδηγεί σε μία νέα καμπύλη, στην οποία η τιμή του k για την οποία παρουσιάζεται μέγιστη τιμή του άλματος αποτελεί το καταλληλότερο πλήθος ομάδων στις οποίες μπορούν να καταταχθούν οι αρχικές παρατηρήσεις.

Τα βήματα που ακολουθούνται σε αυτή τη μέθοδο είναι τα εξής:

- Επανειλημμένη εφαρμογή της Ανάλυσης κατά Συστάδες με τη μέθοδο K-Means, για διαφορετικό πλήθος ομάδων k κάθε φορά.

- Υπολογισμός των στρεβλώσεων d_k για κάθε εφαρμογή της K-Means.
- Επιλογή της δύναμης Y στην οποία θα υψωθεί η d_k για να μετασχηματιστεί. Τυπική τιμή του Y είναι το $Y = m/2$, όπου m το πλήθος των μεταβλητών.
- Υπολογισμός των αλμάτων στη μετασχηματισμένη στρέβλωση $J_k = d_k^{-Y} - d_{k-1}^{-Y}$
- Στο διάγραμμα του J_k ως προς τον αριθμό των k ομάδων, η τιμή k για την οποία αντιστοιχεί η μεγαλύτερη τιμή του J_k αποτελεί το καταλληλότερο πλήθος των ομάδων οι οποίες υπάρχουν στα αρχικά δεδομένα και στις οποίες μπορούν να καταταγούν οι παρατηρήσεις.

Αξίζει να αναφερθεί ότι πολλοί ερευνητές προτείνουν και άλλες μεθοδολογίες τόσο για την κατάταξη των παρατηρήσεων σε ομάδες όσο και για την επιλογή του πλήθους των ομάδων. Αυτές βασίζονται είτε σε Μοντέλα Πρόσμειξης Γκαουσιανών Κατανομών (Gaussian Mixture Models, GMM) (McLachlan and Basford, 1988), σε φασματικές ιδιότητες που μπορεί να υπάρχουν στα αρχικά δεδομένα (Spectral Clustering) (Andrew et. al. 2001; Sanguinetti et al., 2005), και σε αριθμητικές μεθόδους που ονομάζονται Τεχνητά Νευρωνικά Δίκτυα και προσπαθούν να προσομοιώσουν τη λειτουργία των νευρώνων του ανθρώπινου εγκεφάλου (Rojas, 1996). Τελευταία, η χρήση των Τεχνητών Νευρωνικών Δικτύων (Artificial Neural Networks) χρησιμοποιείται όλο και πιο συχνά στην κλιματολογία στην προσπάθεια ομαδοποίησης συνοπτικών καταστάσεων ή και πρόγνωσης καιρικών φαινομένων (Holmes et al., 2007; Michaelides et al., 2007).



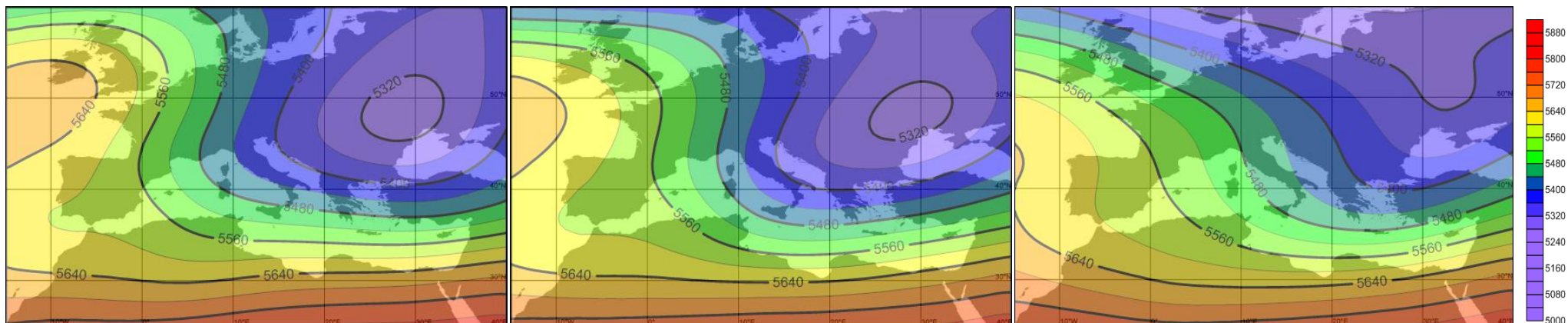
Σχ.11 – Περιγραφική απεικόνιση της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε, με Παραγοντικές Αναλύσεις και την Ανάλυση κατά Συστάδες.

Cluster 1

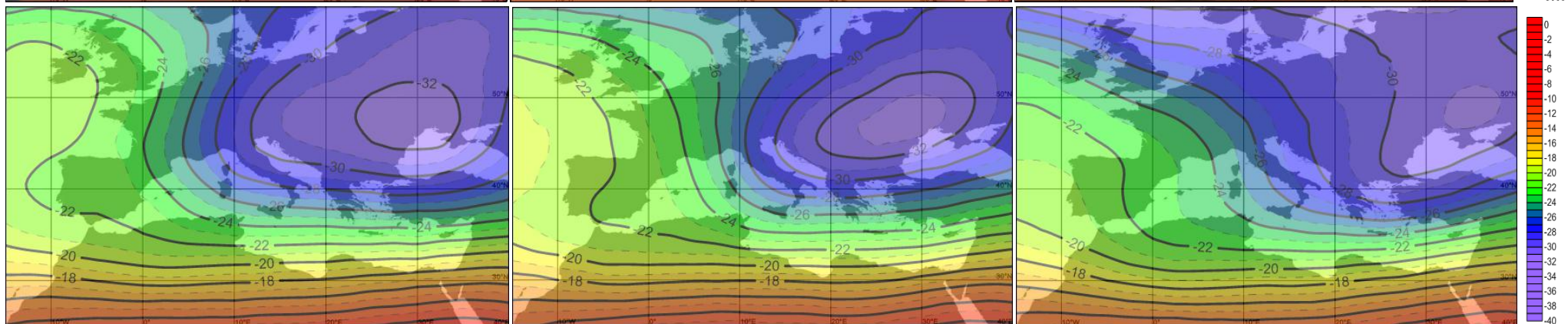
Στο πρώτο Cluster παρατηρούμε αρχικά την ημέρα D-1 χαμηλές πιέσεις να καλύπτουν την περιοχή της ΝΔ Ρωσίας και υψηλές την περιοχή της Αγγλίας. Εκτεταμένες χαμηλές πιέσεις στην επιφάνεια πάνω από τη χώρα μας με κέντρο τους στην Πελοπόννησο τις ημέρες που καταγράφεται χιονόπτωση ενώ η κίνηση του κέντρου είναι ανατολική. Λόγω τω χαμηλών πιέσεων τόσο στην επιφάνεια όσο και στην ανώτερη ατμόσφαιρα βλέπουμε την μεταφορά υγρών αέριων μαζών (RH>60%) από τα Βόρεια Βαλκάνια, ιδιαίτερα στη στάθμη των 850hPa (RH 80%) και παράλληλα υψηλές τιμές του δείκτη αστάθειας K (>15°C). Την ημέρα Dπάνω από τα Ιωάννινα η θερμοκρασία 500hPa είναι περί των -29°C και στα 850hPa -4°C. Την ημέρα μετά τη λήξη των φαινομένων (ημέρα END) παρατηρούμε την μετατόπιση του Αντικυκλώνα των Αζορών προς τα ΝΔ της Αγγλίας και παράλληλη μεταφορά θετικού στροβιλισμού στην επιφάνεια ανατολικότερα από την Πελοπόννησο με άνοδο της θερμοκρασίας πάνω από τα Ιωάννινα σε όλα τα επίπεδα τις στάθμες που εξετάζουμε.

Το πρώτο Cluster που εξετάζουμε αποτελείται από 16 γεγονότα χιονόπτωσης, στην πλειοψηφία τους με διάρκεια 1 ημέρας (10 περιπτώσεις), ενώ ένα από αυτά διήρκησε 4 ημέρες, 8 από τα γεγονότα παρουσιάστηκαν κατά τον μήνα Μάρτιο και 1 γεγονός τον μήνα Απρίλιο. Επιπρόσθετα τα περισσότερα γεγονότα αυτής της ομάδας παρατηρήθηκαν πριν το 1972 (9 γεγονότα).

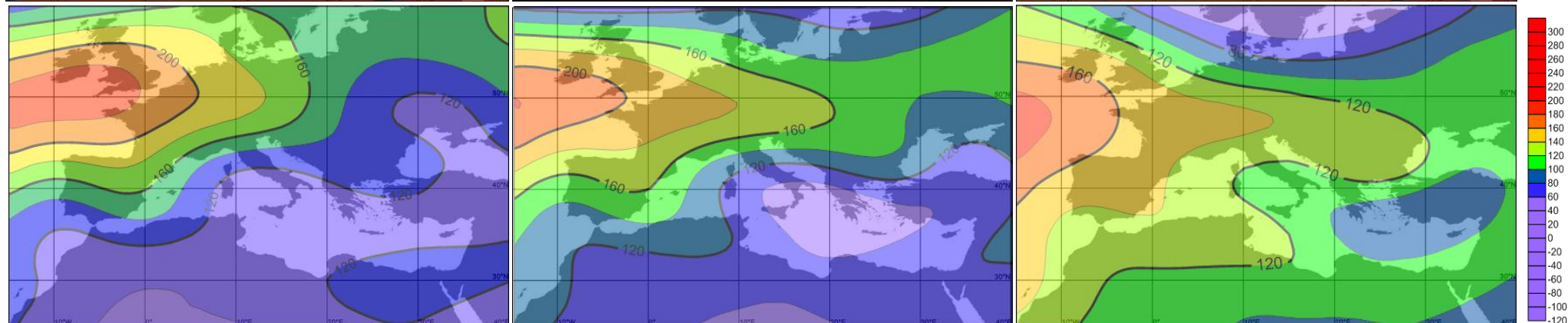
GPH 500hPa



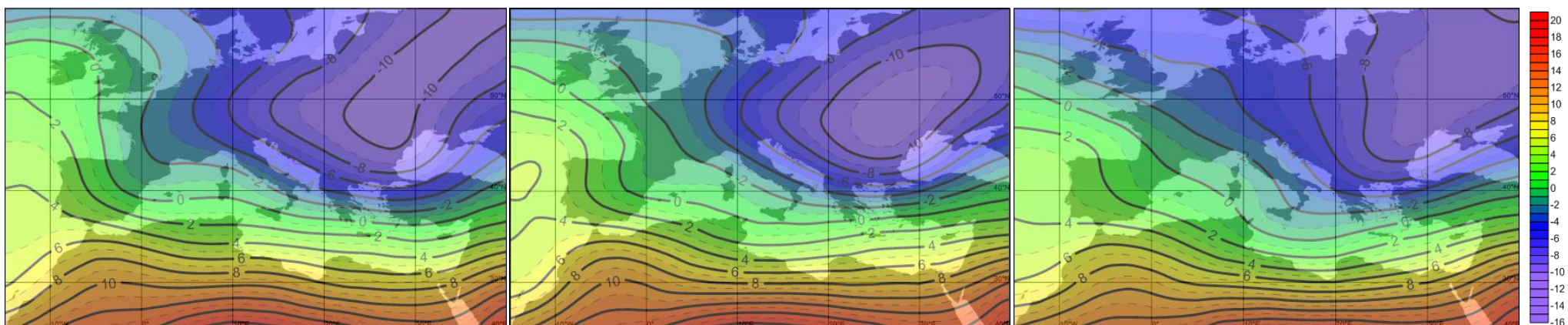
T 500hPa



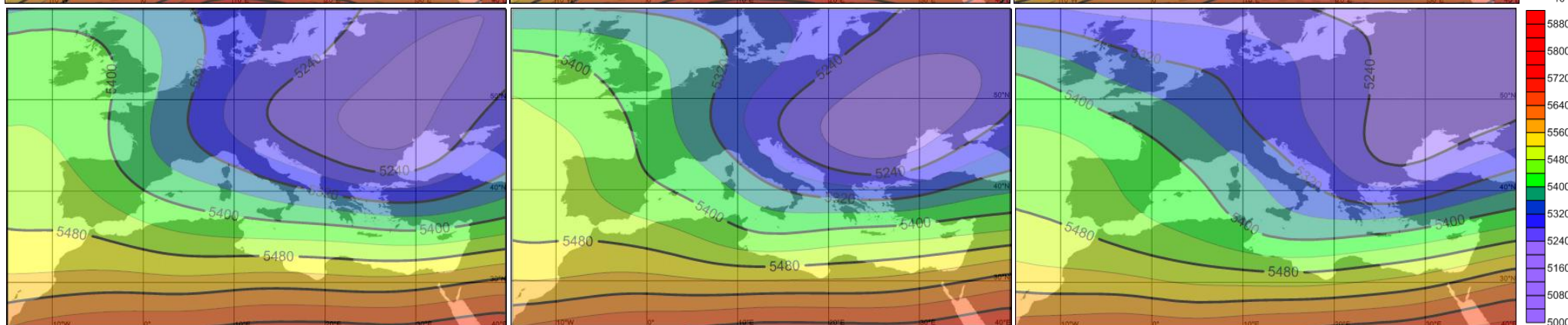
GPH 1000hPa



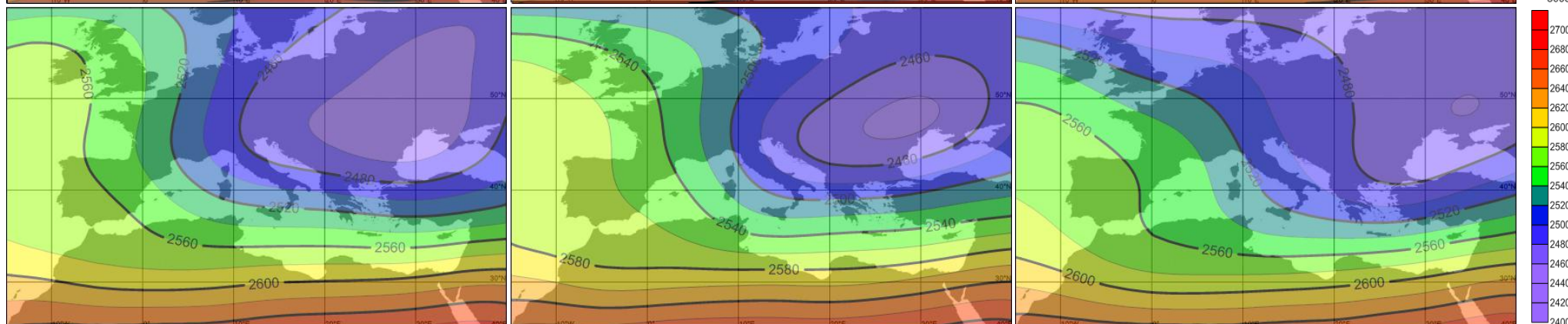
T 850hPa



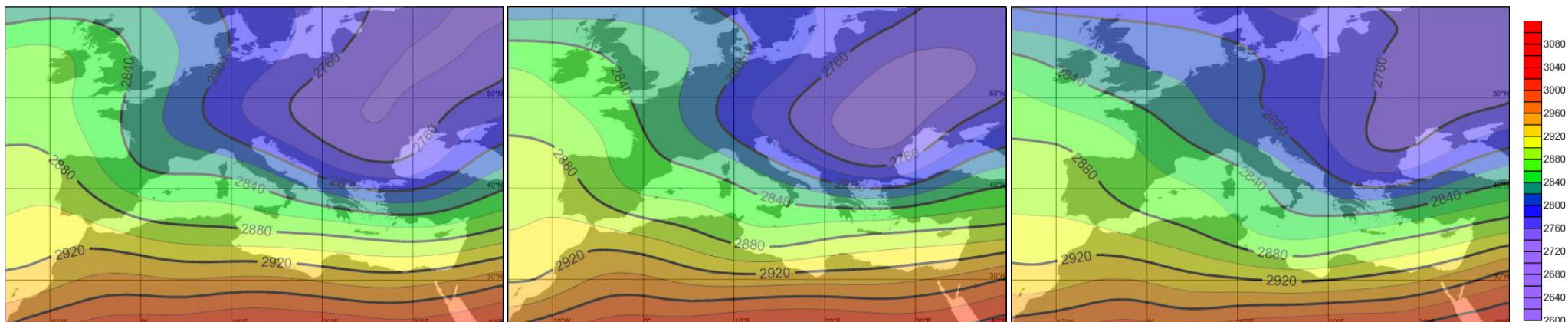
TH 1000-500hPa



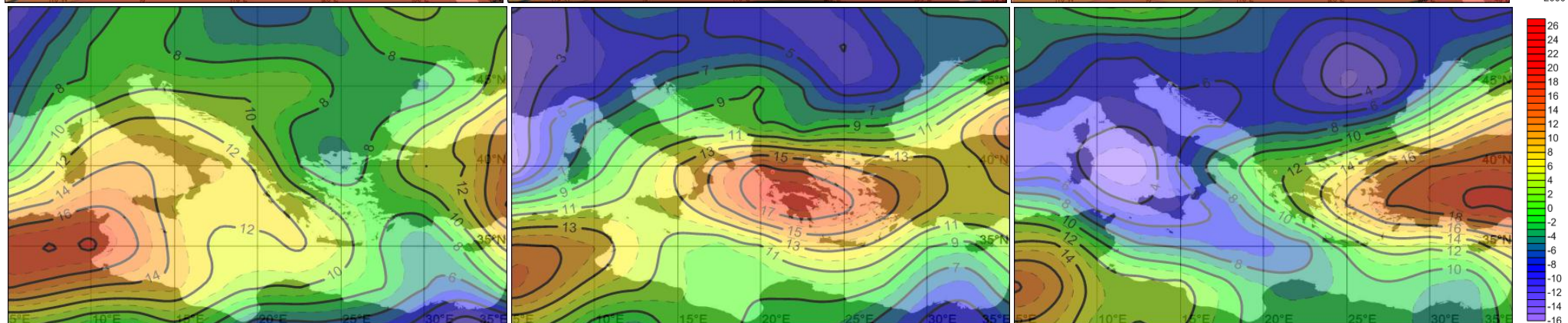
TH 700-500hPa



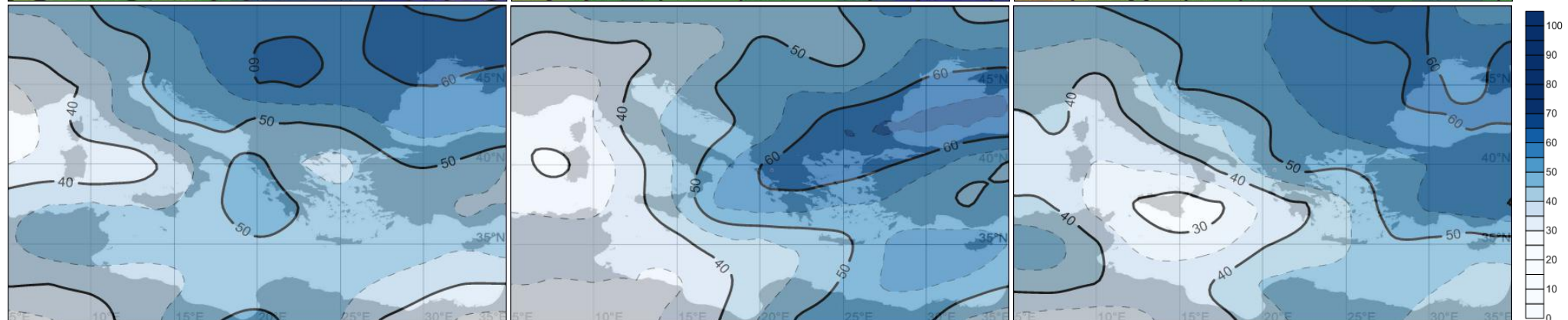
TH 1000-700hPa



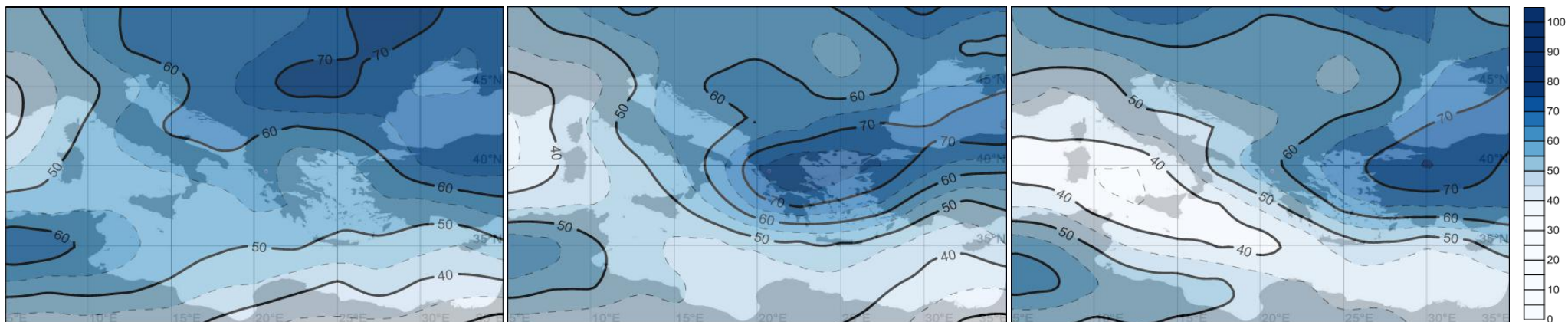
K - Index



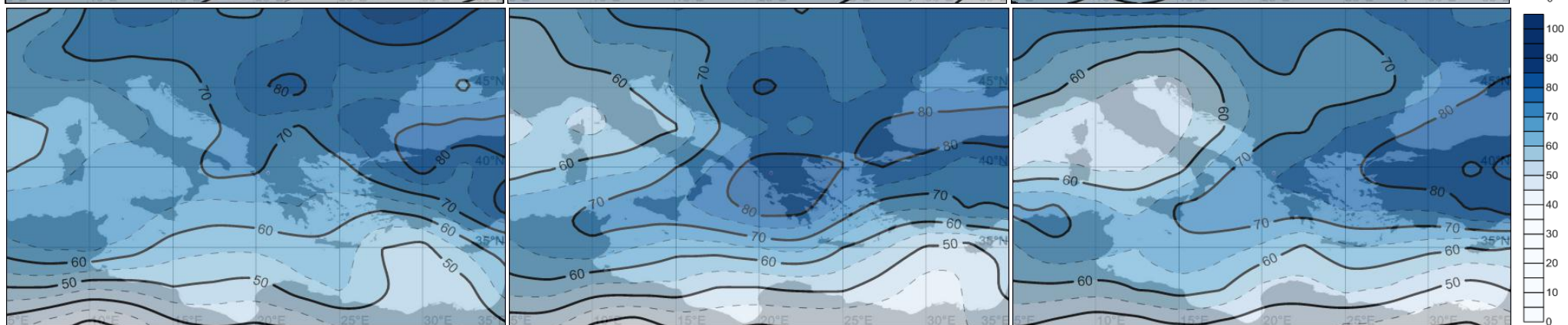
RH 500hPa



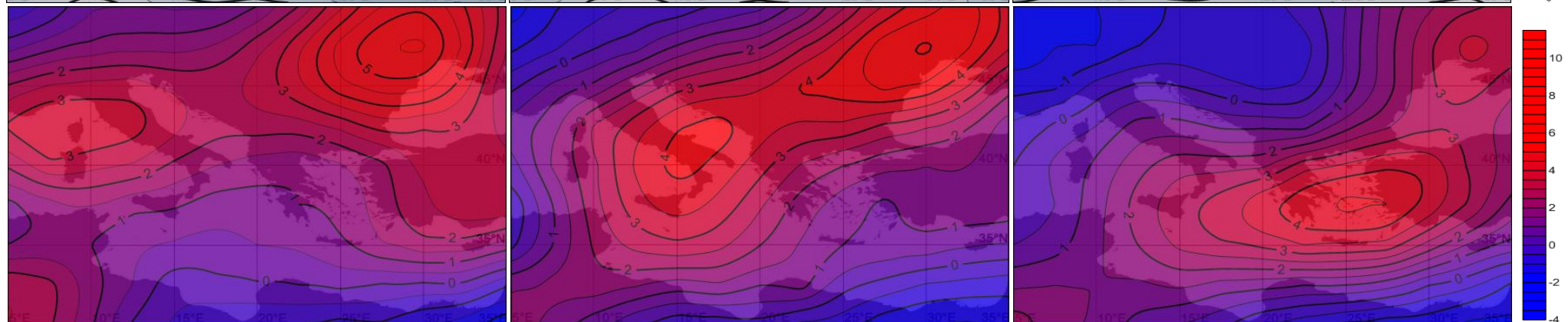
RH 700hPa



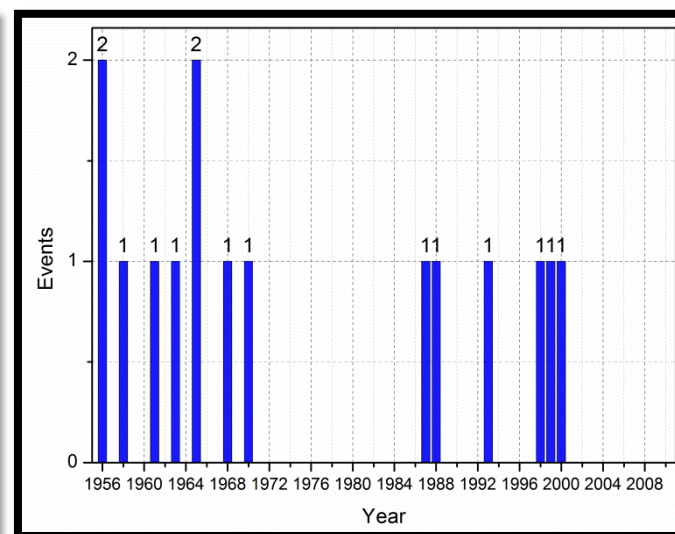
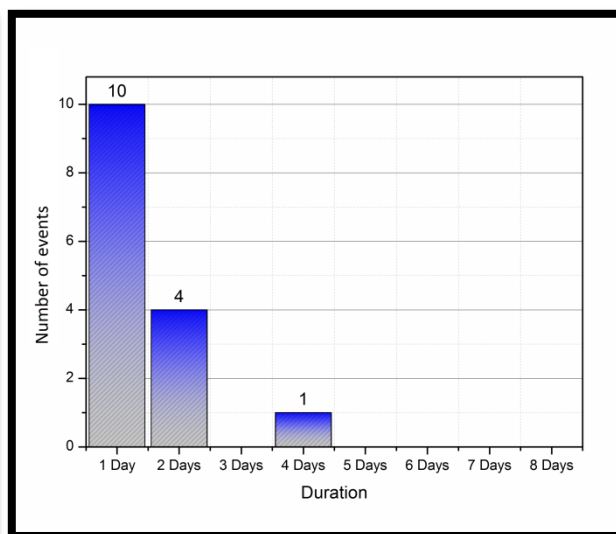
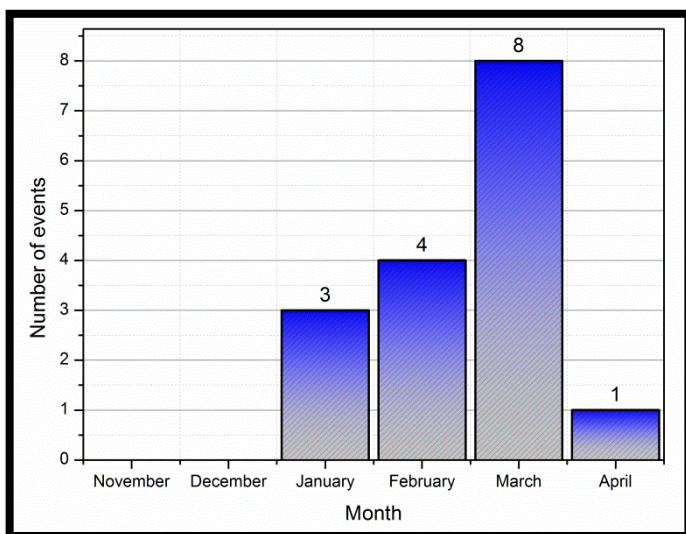
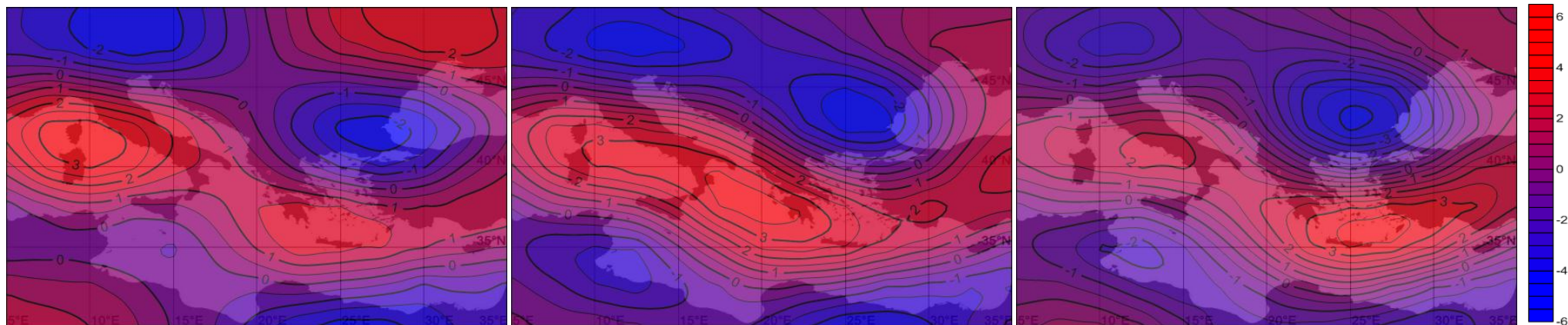
RH 850hPa



RV 500hPa



RV 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης.

Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια.

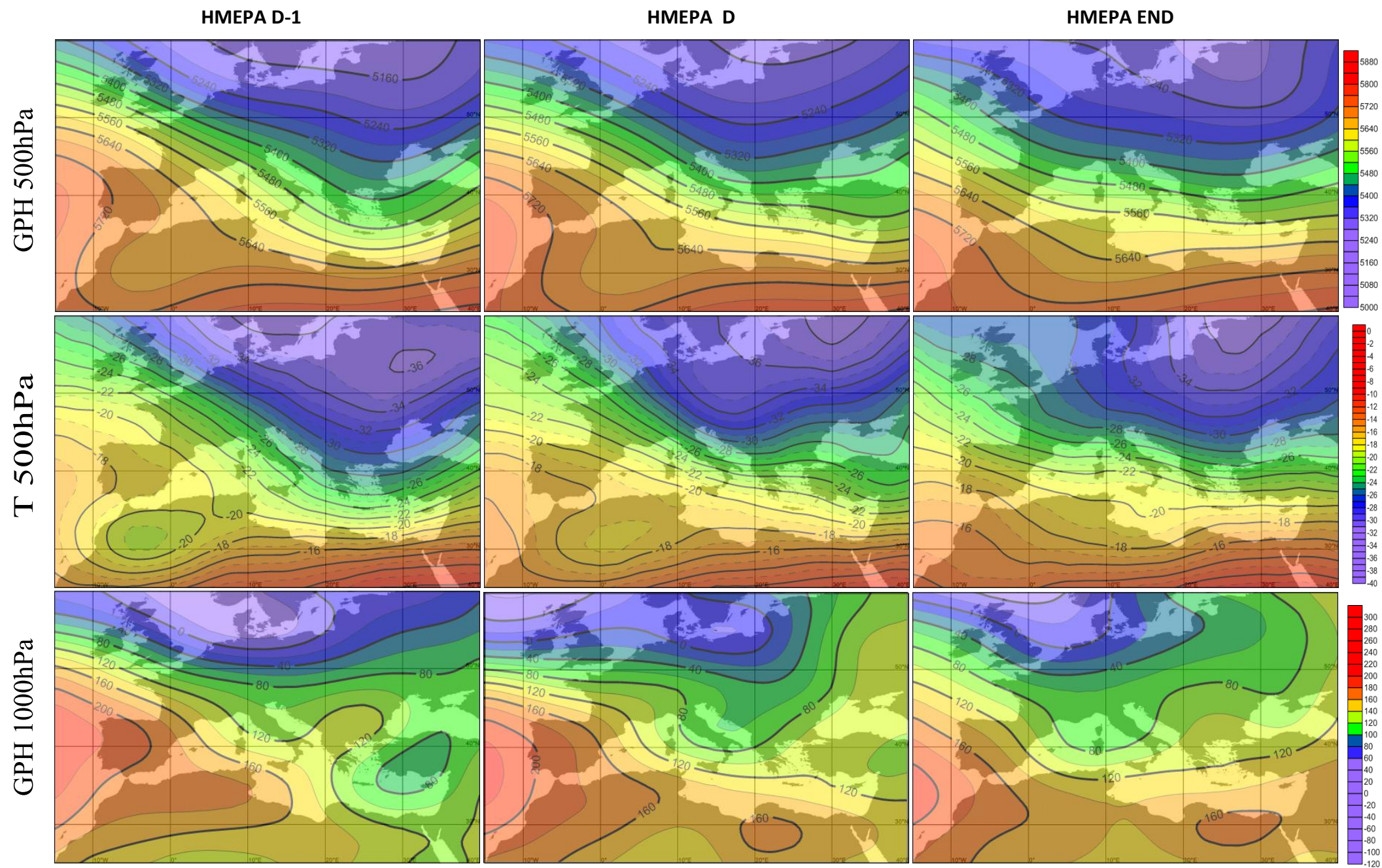
Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

Σχ. 12 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 1.

Cluster 2

Στο δεύτερο Cluster παρατηρούμε αρχικά την ημέρα D-1 υψηλές πιέσεις στην περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου και χαμηλές στη Ν. Σκανδιναβία. Ισχυρή κυκλογένεση βλέπουμε στην κεντρική Ιταλία και τα κέντρα στροβιλισμού στην επιφάνεια παραμένουν στάσιμα. Την ημέρα D υψηλές τιμές στροβιλισμού στην ανώτερη ατμόσφαιρα, στο επίπεδο των 500hPa καταδεικνύουν ασταθείς συνθήκες στην περιοχή των Ιωαννίνων και κατά συνέπεια ο δείκτης K είναι υψηλός ($>10^{\circ}\text{C}$) όπως και η σχετική υγρασία αυξημένη ειδικά στη στάθμη 850hPa (RH 75%). Την ημέρα D πάνω από τα Ιωάννινα η θερμοκρασία 500hPa είναι περί των -25°C και στα 850hPa μόλις -2°C , είναι η πιο «θερμή» περίπτωση από όλες. Την ημέρα μετά τη λήξη των φαινομένων (ημέρα END) παρατηρούμε μείωση της βαροκλινικότητας στην περιοχή της χώρας μας με παράλληλη μεταφορά θετικού στροβιλισμού στην ανώτερη ατμόσφαιρα βορειοανατολικότερα.

Το δεύτερο Cluster που εξετάζουμε αποτελείται από τα λιγότερα γεγονότα χιονόπτωσης, 5 στον αριθμό, στην πλειοψηφία τους με διάρκεια 1 ημέρας (4 περιπτώσεις), ενώ ένα από αυτά διήρκησε 2 ημέρες, 3 από τα γεγονότα παρουσιάστηκαν κατά τον μήνα Φεβρουάριο και 1 γεγονός τον μήνα Νοέμβριο. Τέλος να σημειώσουμε ότι 2 από τα 5 γεγονότα συνέβησαν το 1999.

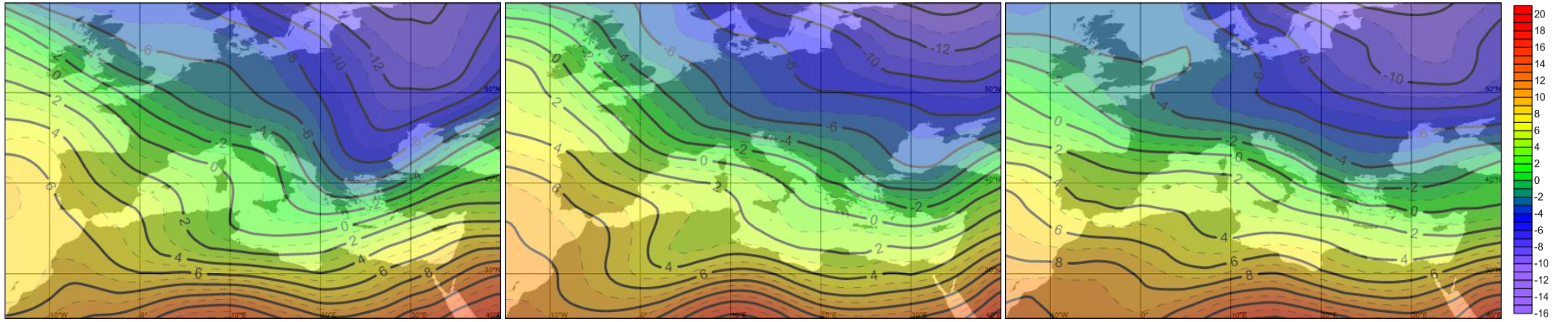


HMEPA D-1

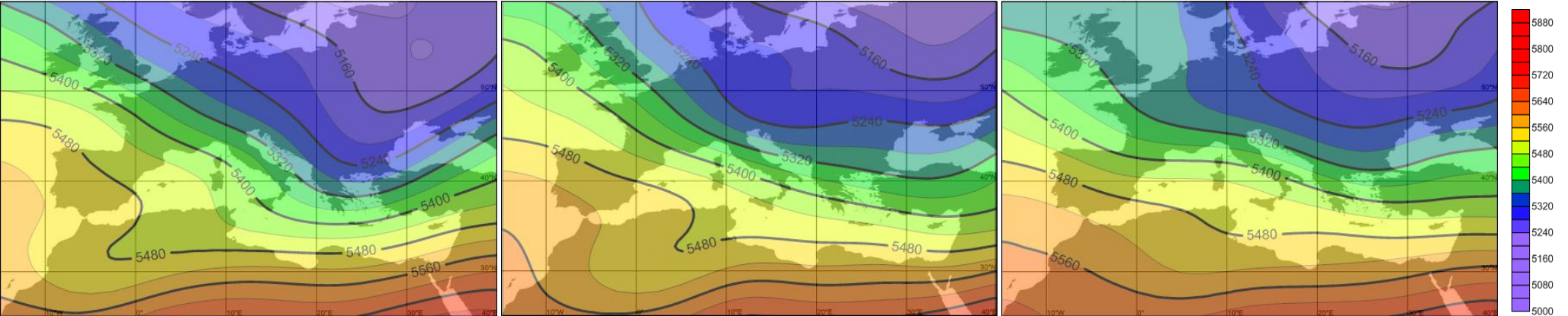
HMEPA D

HMEPA END

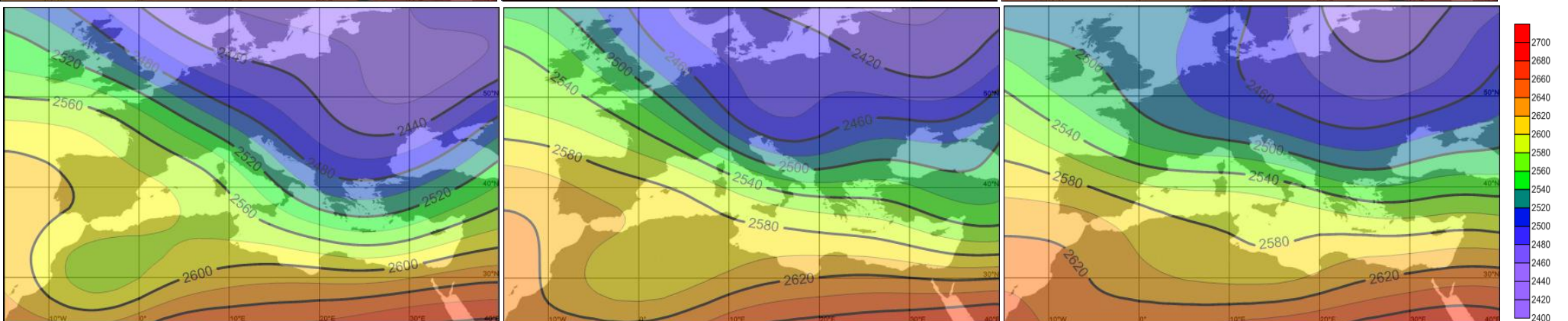
T 850hPa



TH 1000-500hPa



GPH 700-500hPa

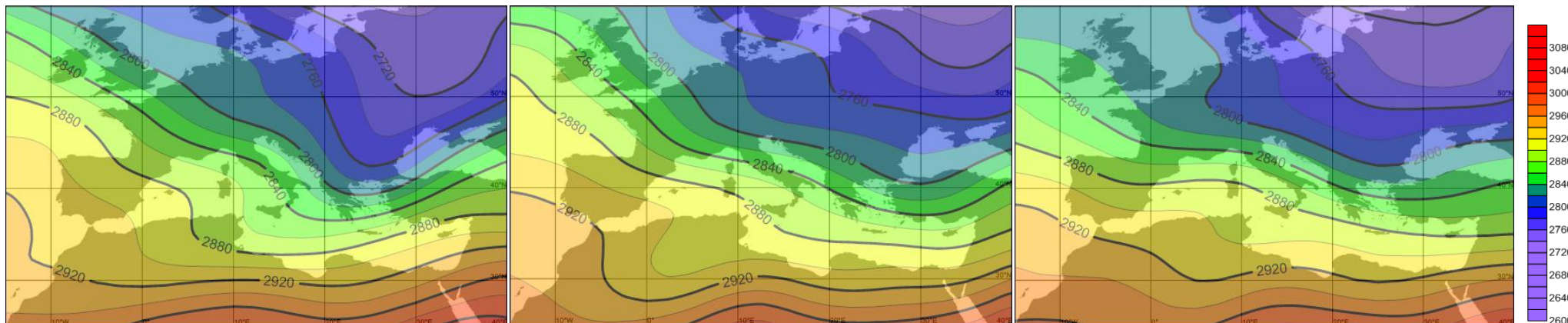


HMEPA D-1

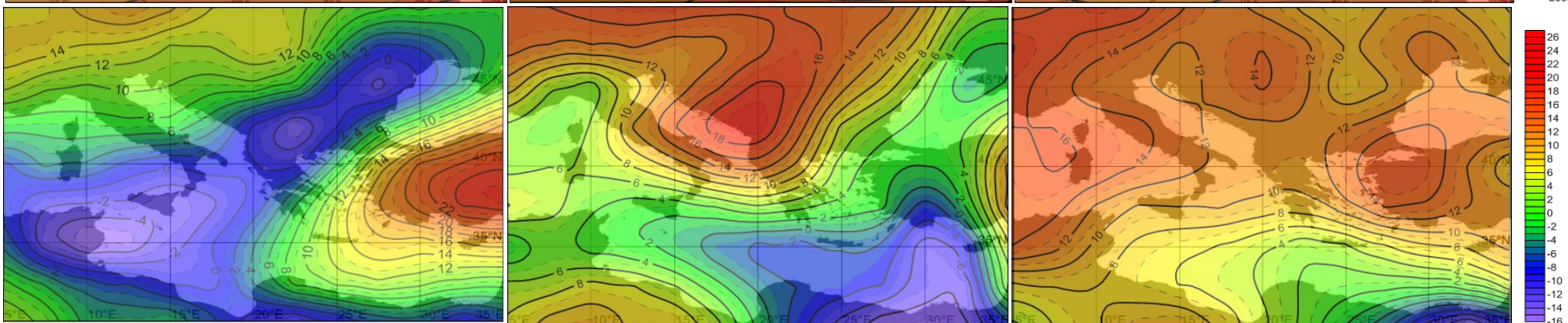
HMEPA D

HMEPA END

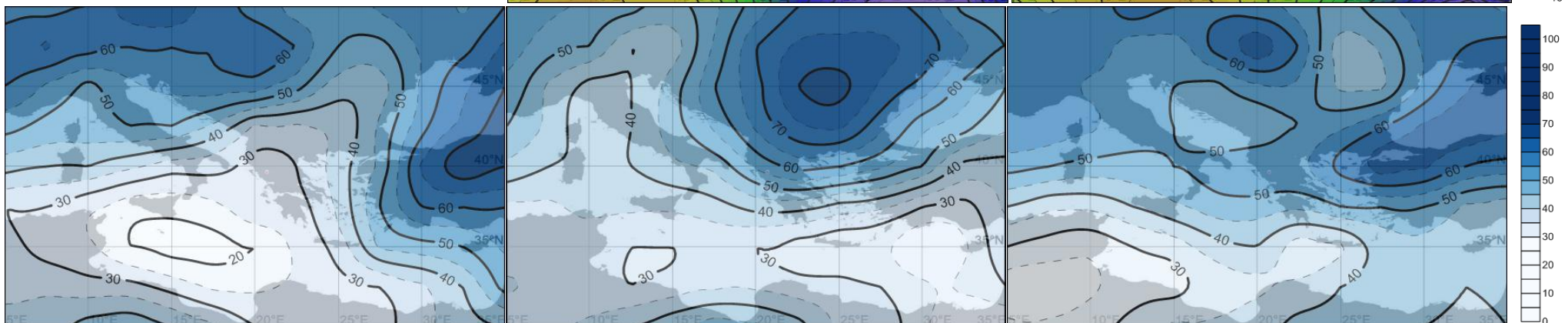
GPH 1000-700hPa



K-Index



RH 500hPa

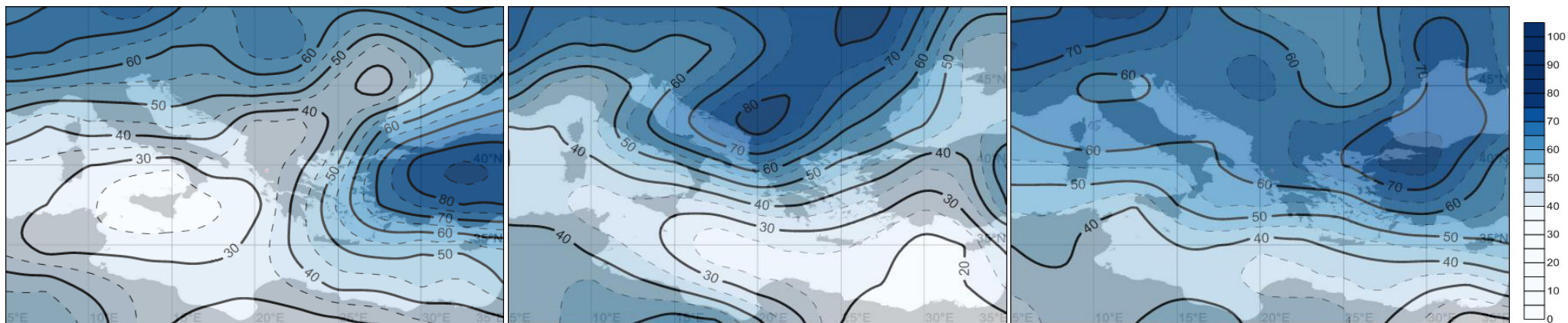


HMEPA D-1

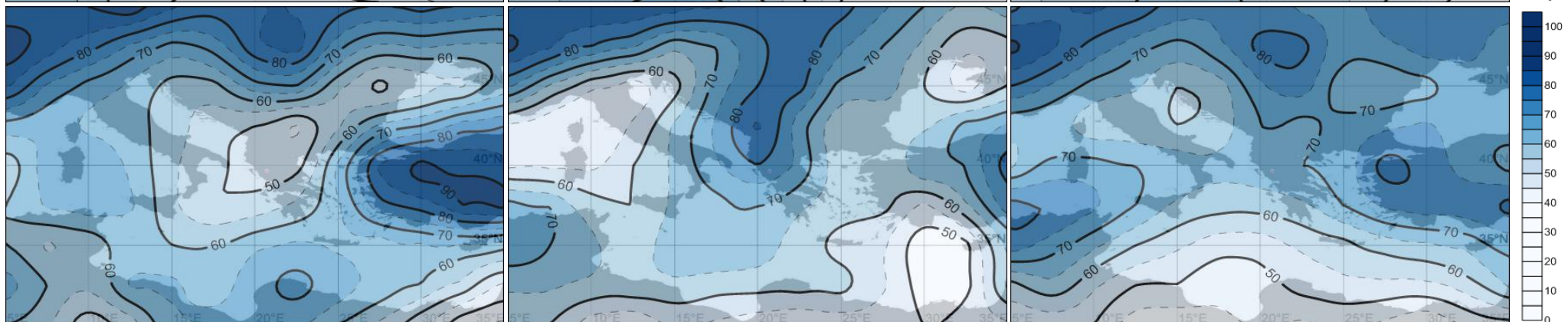
HMEPA D

HMEPA END

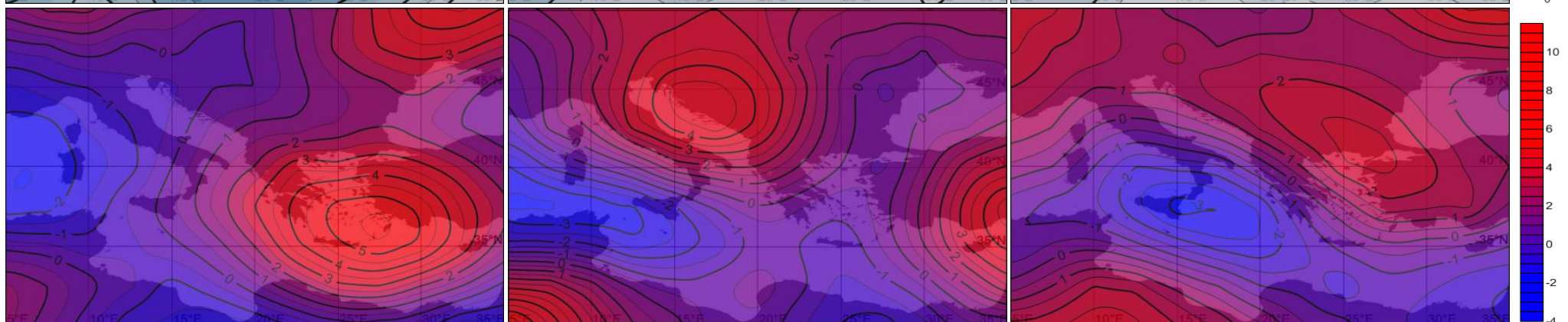
RH 700hPa



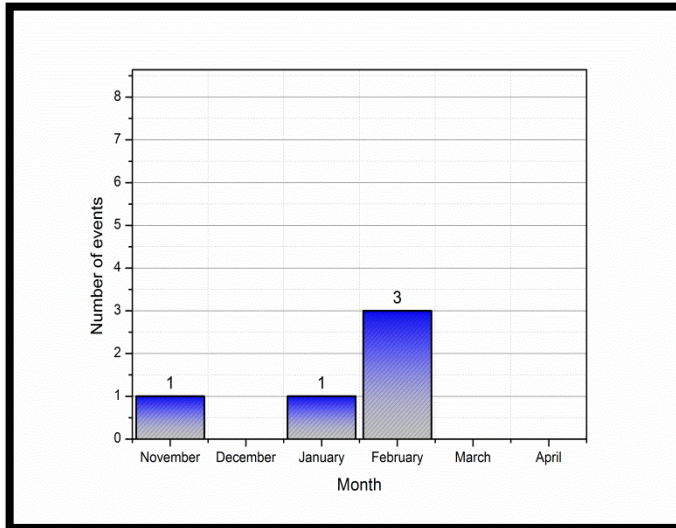
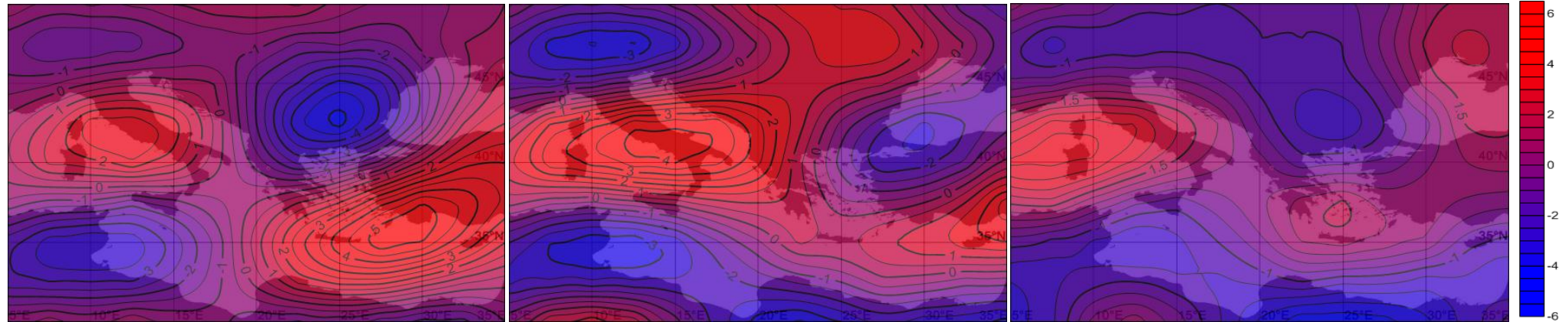
RH 850hPa



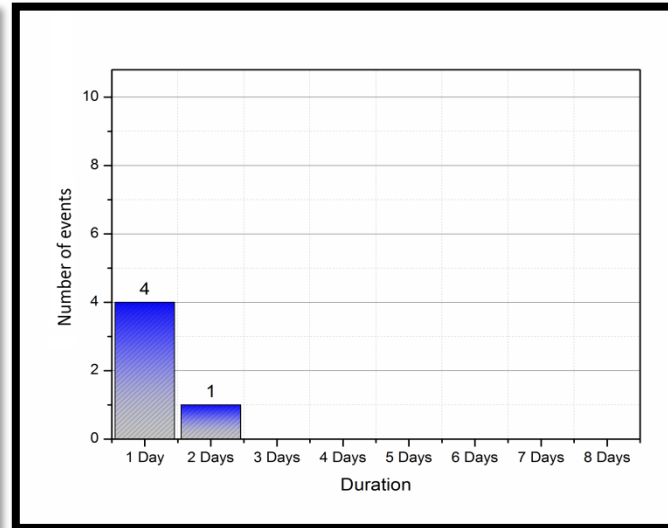
RV 500hPa



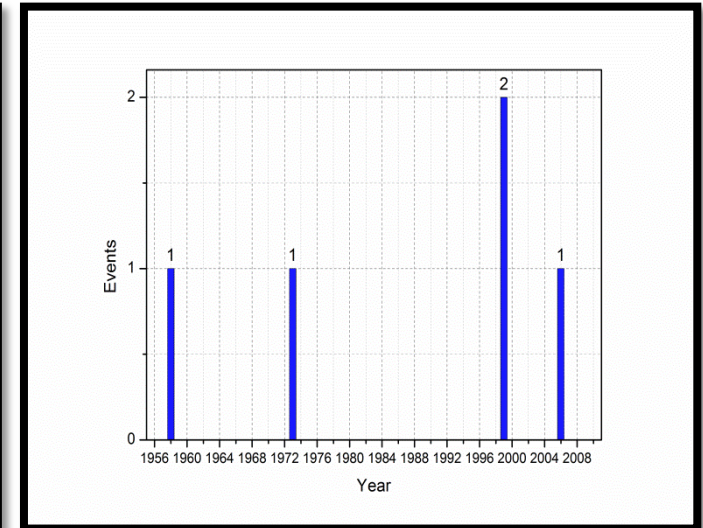
RV 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης.



Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια.



Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

Σχ. 13 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 2.

Cluster 3

Στο τρίτο Cluster παρατηρούμε τη χαρακτηριστική διάταξη Ω-blocking στην ανώτερη ατμόσφαιρα, πάνω από την Ευρώπη, με εκτεταμένες υψηλές πιέσεις στην Κεντρική Ευρώπη και χαμηλές στις περιοχές της Αγγλίας και της Μαύρης Θάλασσας (Tayanç, M. et al 1998). Στην επιφάνεια βλέπουμε ήδη από την ημέρα D-1 αλλά και μέχρι την ημέρα END τις υψηλές πιέσεις στην Ρωσία, με την επέκταση του Σιβηρικού Αντικυκλώνα να οδηγεί ψυχρές αέριες μάζες προς την περιοχή της χώρας μας. Επιπρόσθετα τα κέντρα στροβιλισμού στην στάθμη των 500hPa μας δίνουν πληροφορίες για την πορεία της trough που κατέρχεται από τα ΒΔ Βαλκάνια και είναι υπεύθυνη για έντονη κυκλογένεση στην Μεσόγειο. Κατά την ημέρα END η trough εξασθενεί και έχουμε μεταφορά θετικού στροβιλισμού στα 500hPa ανατολικότερα, ενώ στην επιφάνεια τα κέντρα χαμηλών πιέσεων παραμένουν στάσιμα στην κεντρική Ιταλία. Ο δείκτης K παίρνει τις υψηλότερες τιμές του κατά την ημέρα END και αυτό μπορεί να εξηγηθεί από τους χάρτες σχετικής υγρασίας όπου βλέπουμε ότι η υγρασία αυξάνεται μετά την εξασθένηση της trough και την μεταφορά υγρών αέριων μαζών από την περιοχή της Σύρτης και του Ιονίου προς την Ήπειρο.

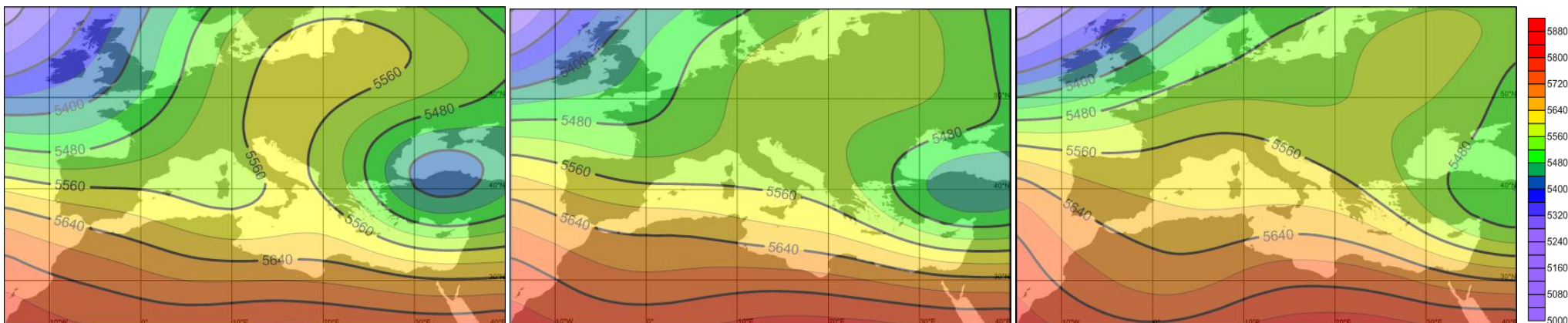
Το τρίτο Cluster που εξετάζουμε αποτελείται από 7 γεγονότα χιονόπτωσης, στην πλειοψηφία τους με διάρκεια 1 ημέρας (6 περιπτώσεις), ενώ ένα από αυτά διήρκεσε 2 ημέρες, 3 από τα γεγονότα παρουσιάστηκαν κατά τον μήνα Φεβρουάριο και 1 γεγονός τον μήνα Νοέμβριο. Επιπρόσθετα τα όλα τα γεγονότα αυτής της ομάδας παρατηρήθηκαν πριν το 1992 (3 γεγονότα το 1972).

HMEPA D-1

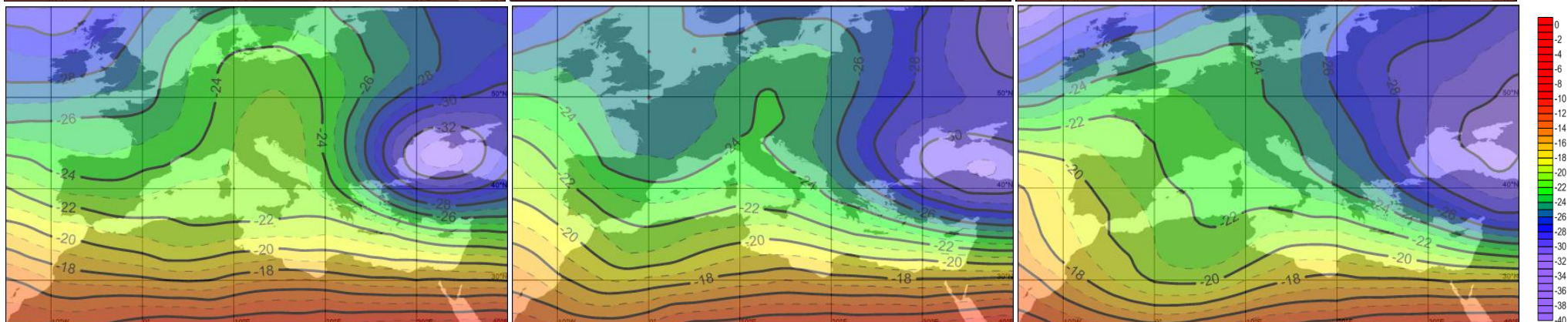
HMEPA D

HMEPA END

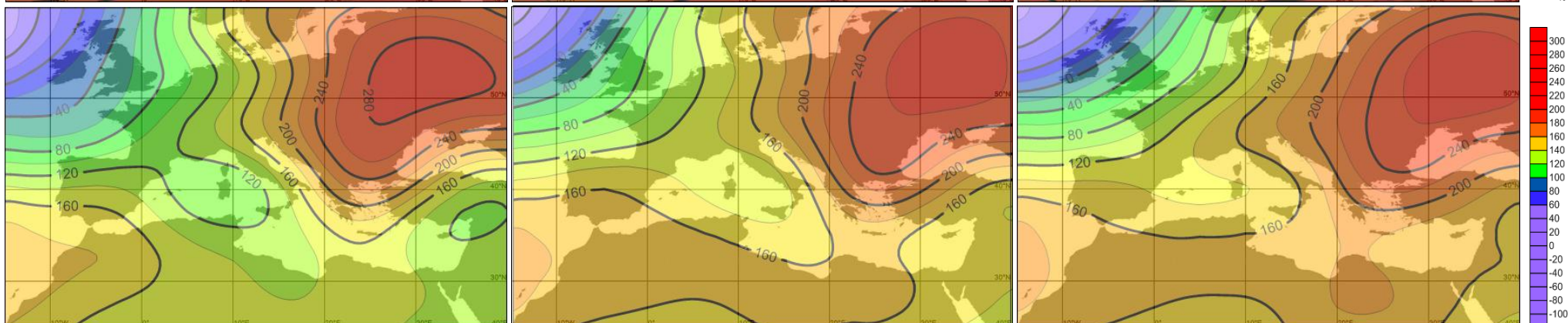
GPH 500hPa



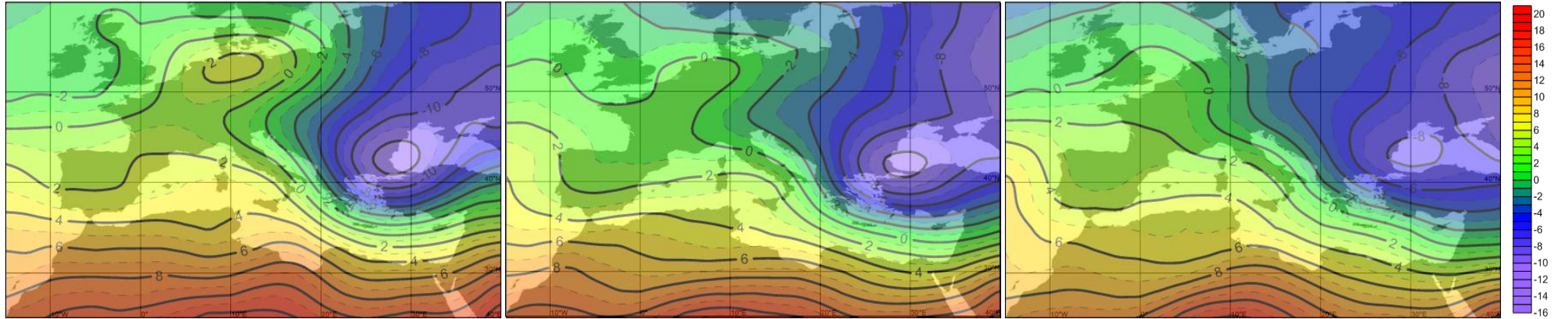
T 500hPa



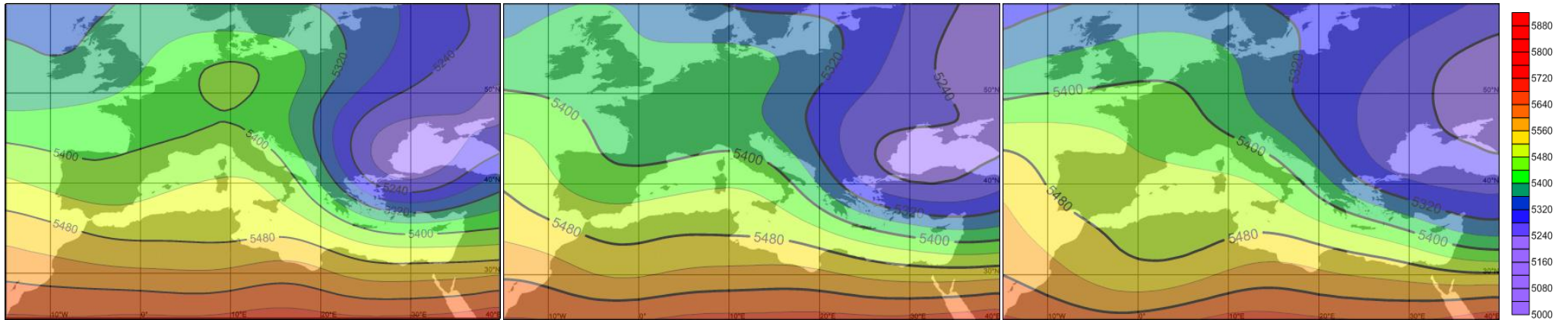
GPH 1000hPa



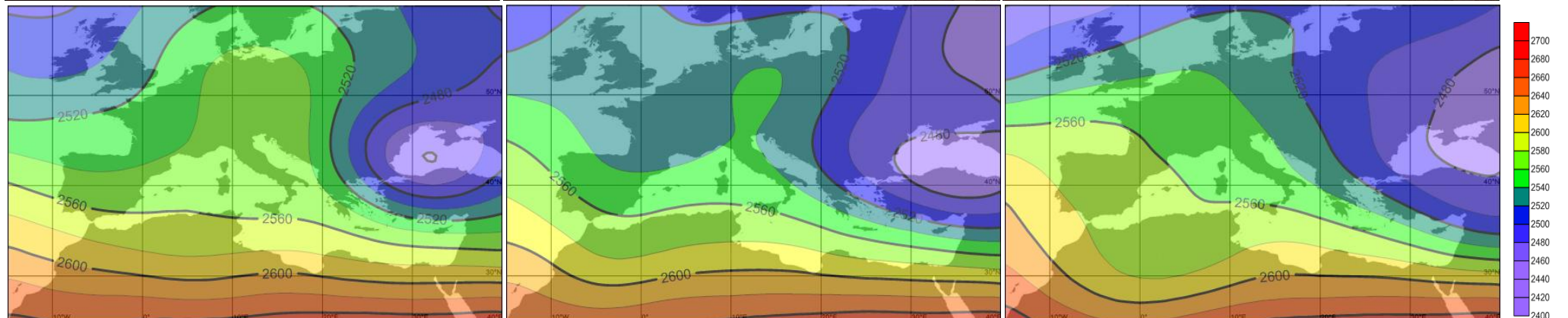
T 850hPa



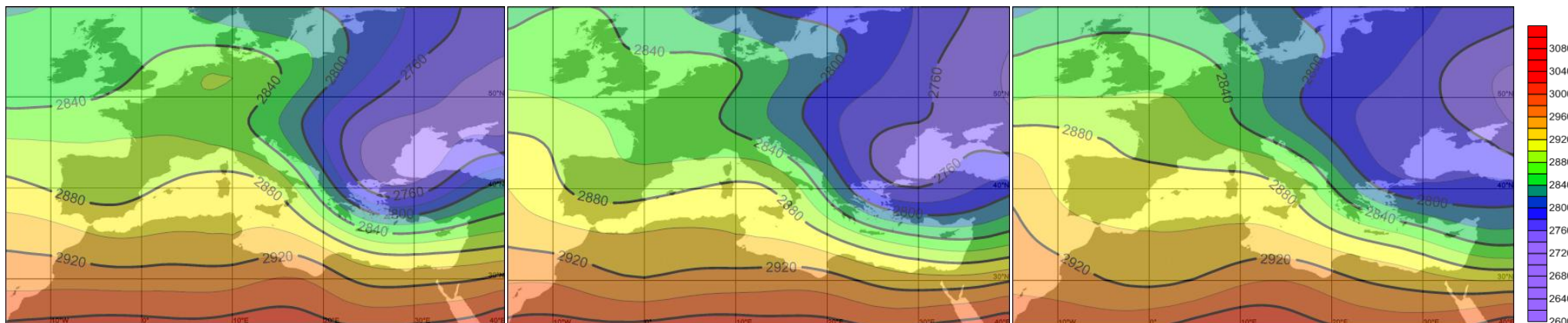
TH 1000-500hPa



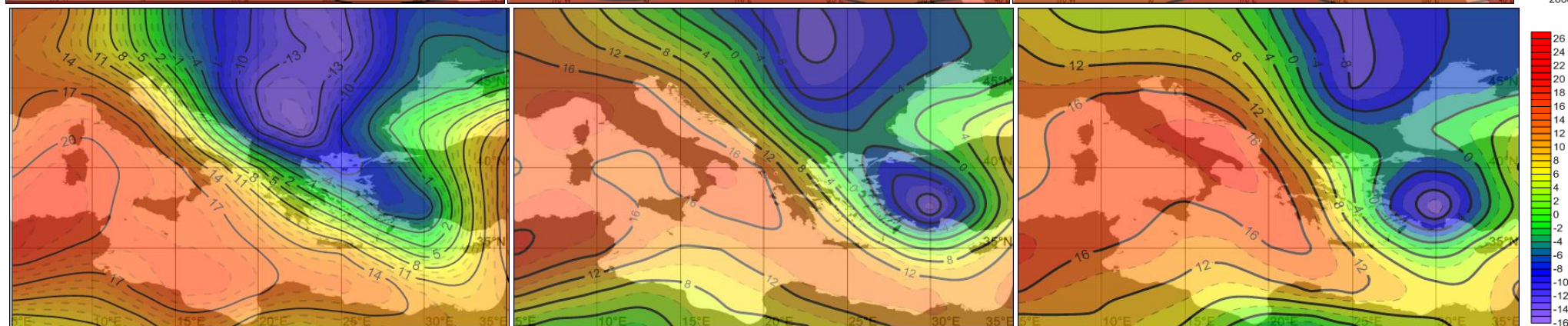
TH 700-500hPa



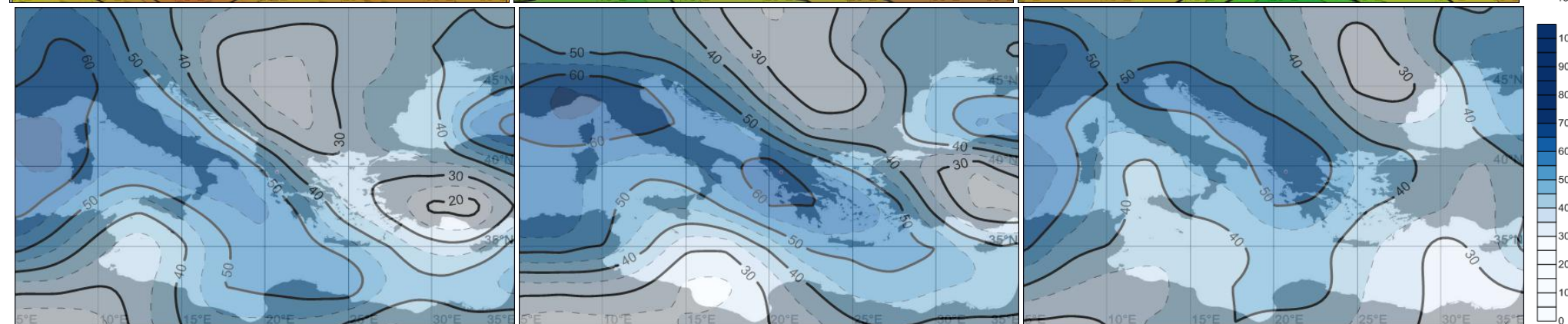
TH 1000-700hPa



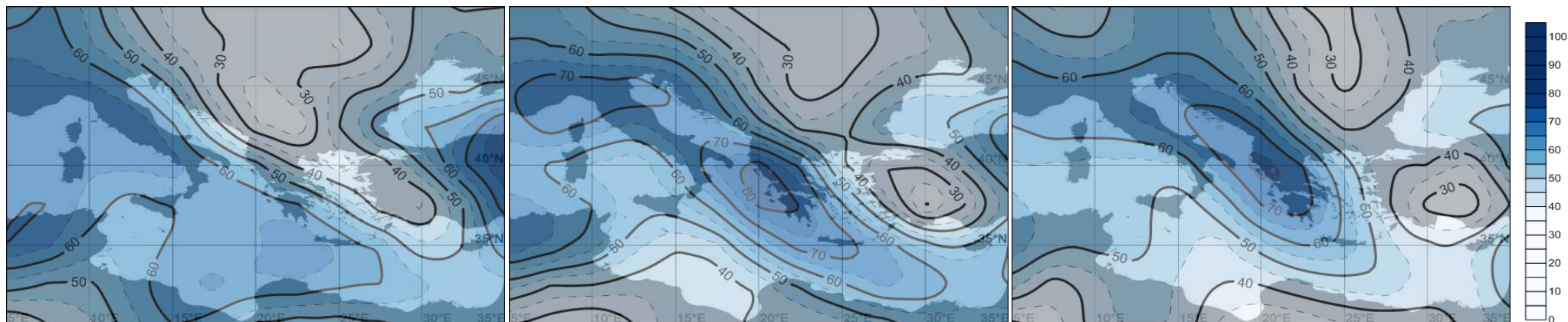
K-Index



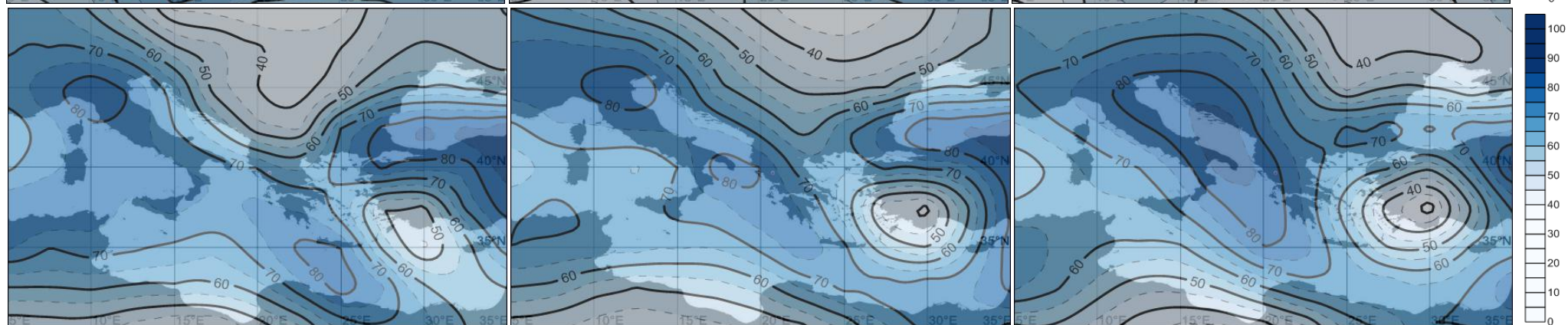
RH 500hPa



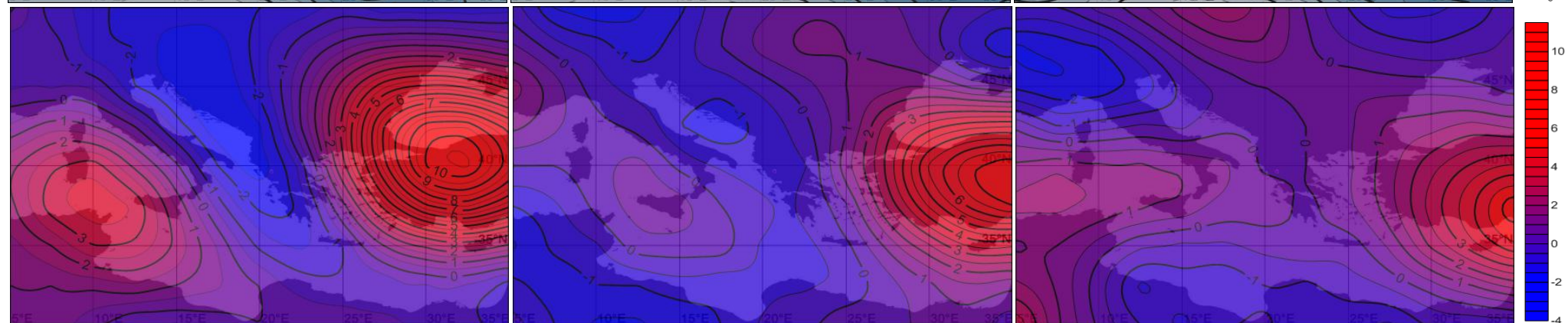
RH 700hPa



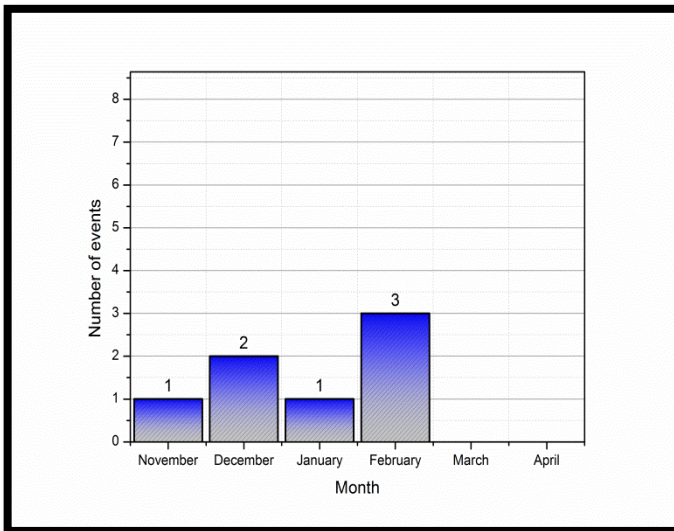
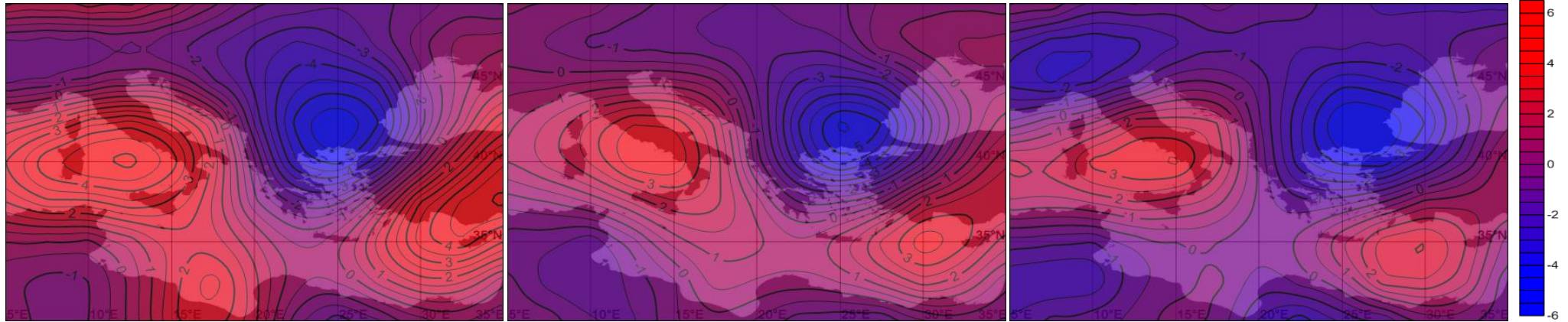
RH 850hPa



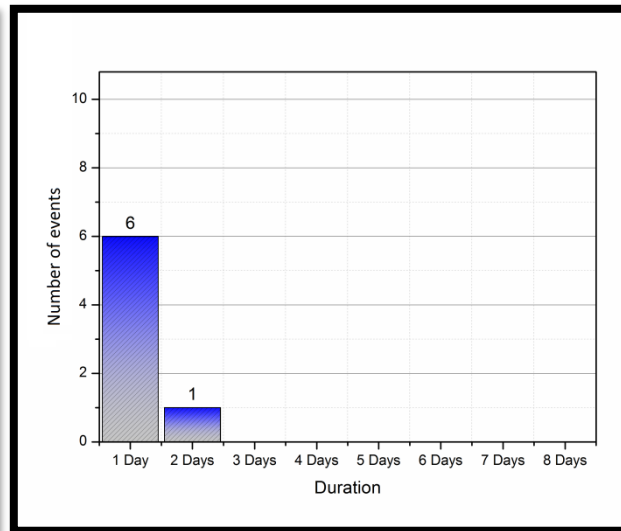
RV 500hPa



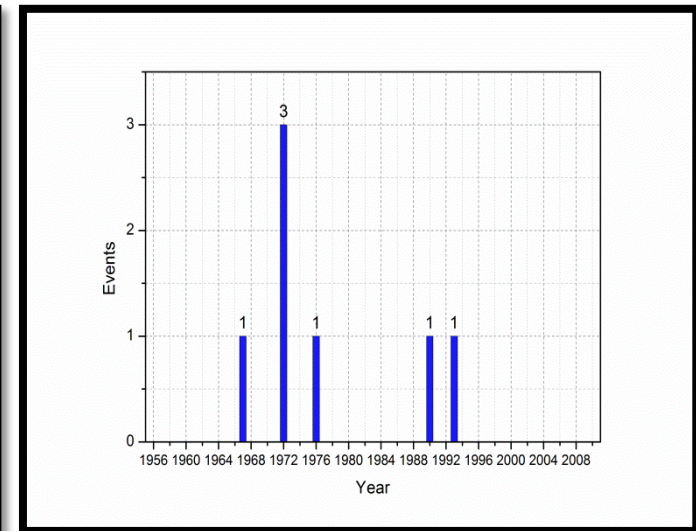
RV 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης.



Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια.



Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

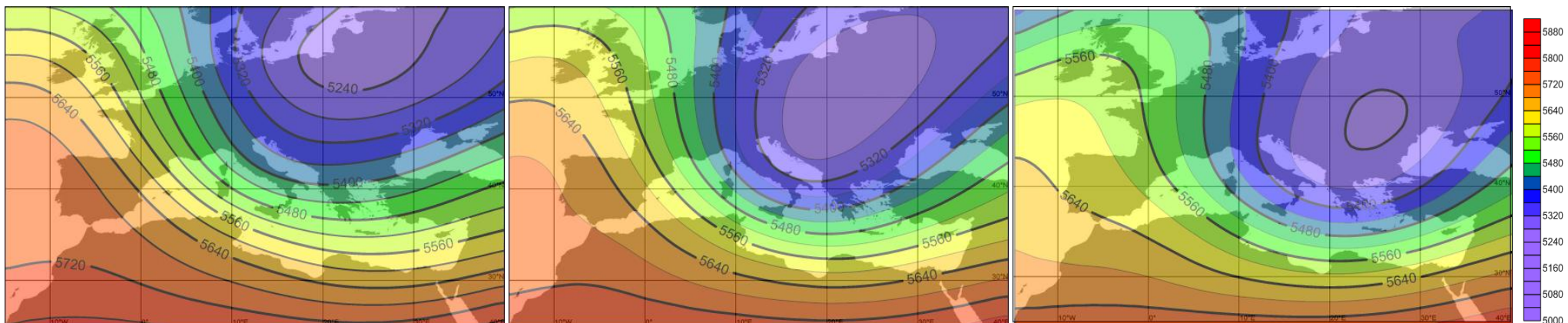
Σχ. 14 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 3.

Cluster 4

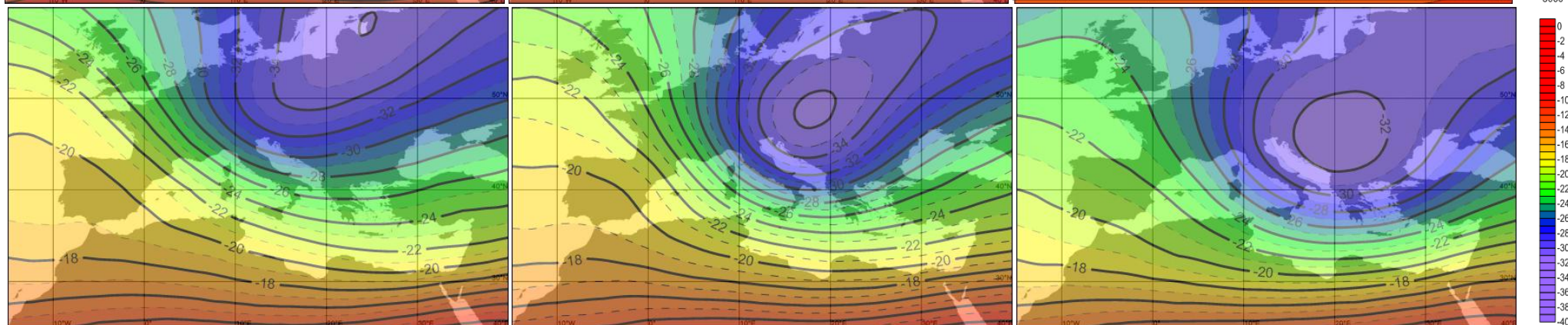
Στο τέταρτο Cluster παρατηρούμε την επέκταση του Αντικυκλώνα των Αζορών σε υψηλά γεωγραφικά πλάτη, πάνω από την Αγγλία και παράλληλη επέκταση του Σιβηρικού Αντικυκλώνα στην Ανατολική Ευρώπη με συνέπεια την κάθοδο ψυχρών αέριων μαζών στην περιοχή της Αδριατικής και την ισχυρή κυκλογένεση στην Κεντρική Ιταλία. Η διεύθυνση κίνησης των κέντρων θετικού στροβιλισμού είναι νοτιοανατολική, πάνω από τη χώρα μας, ενώ την ημέρα END δευτερεύον κέντρο δημιουργείται στην περιοχή της Σαρδηνίας. Οι τιμές της σχετικής υγρασίας είναι σχετικά χαμηλές για αυτό και ο δείκτης αστάθειας K δεν είναι υψηλός. Η θερμοκρασία στα 500hPa πάνω από τα Ιωάννινα την ημέρα D είναι στους -29°C και στα 850hPa στους -4°C .

Το τέταρτο Cluster αποτελείται από συνολικά 35 γεγονότα κατανεμημένα ομοιόμορφα από το 1956 έως το 2011. Τα περισσότερα από αυτά διήρκησαν μόλις μία μέρα (17 γεγονότα), 10 από αυτά διήρκησαν 2 μέρες ενώ έχουμε και από ένα γεγονός για διάρκειες 7 και 8 ημερών αντίστοιχα.

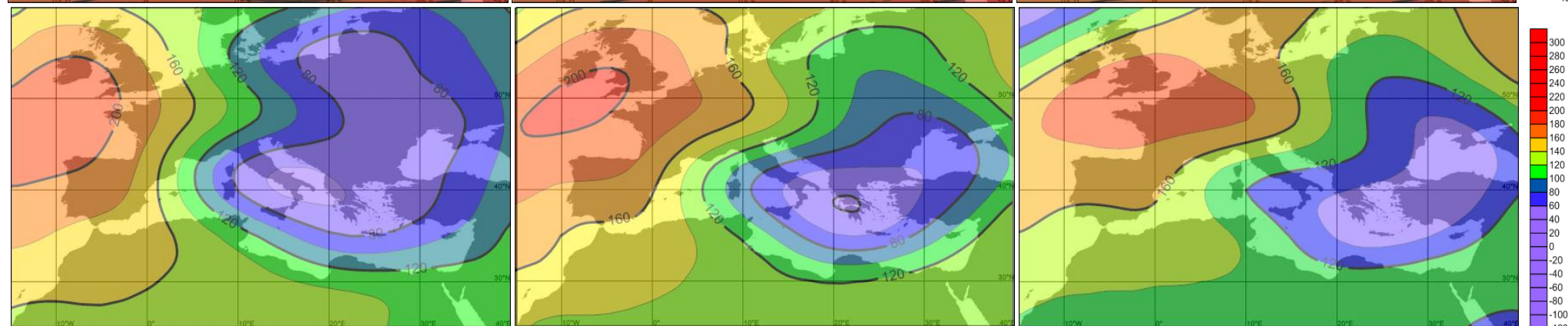
GPH 500hPa



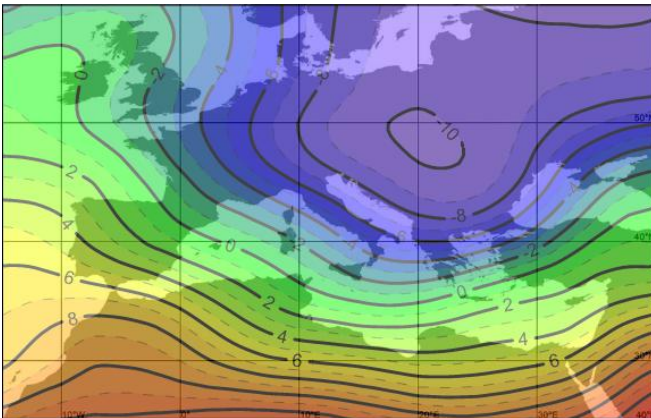
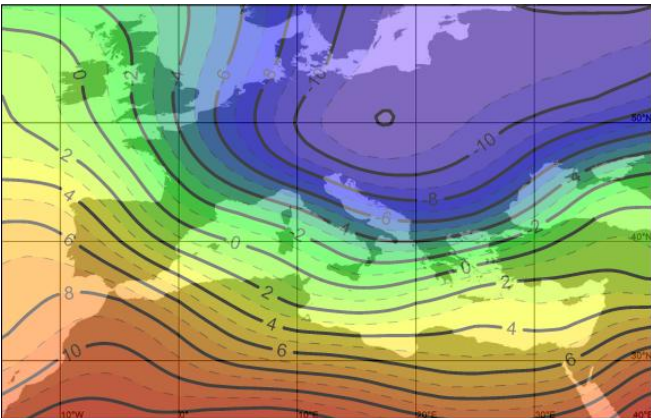
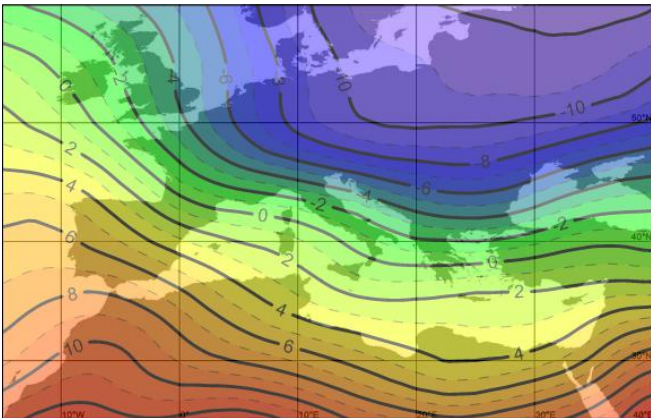
T 500hPa



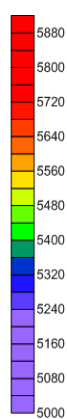
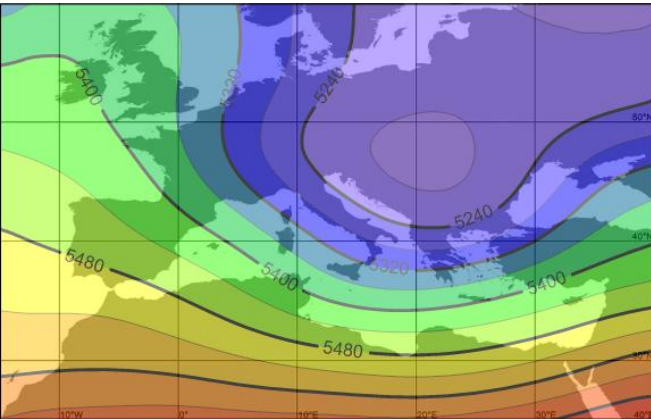
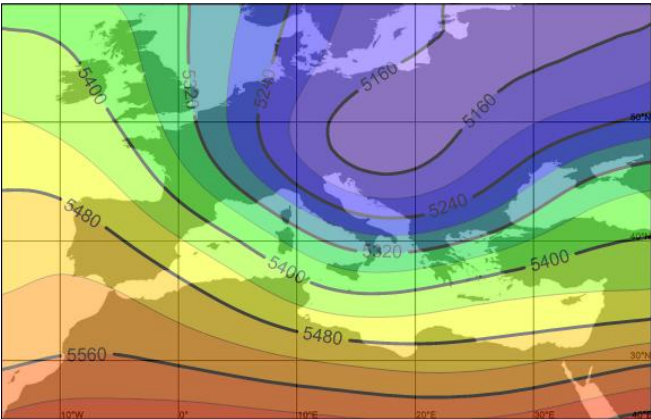
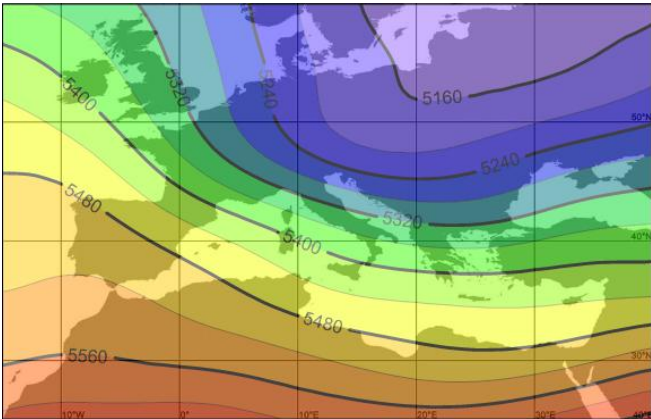
GPH 1000hPa



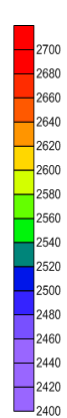
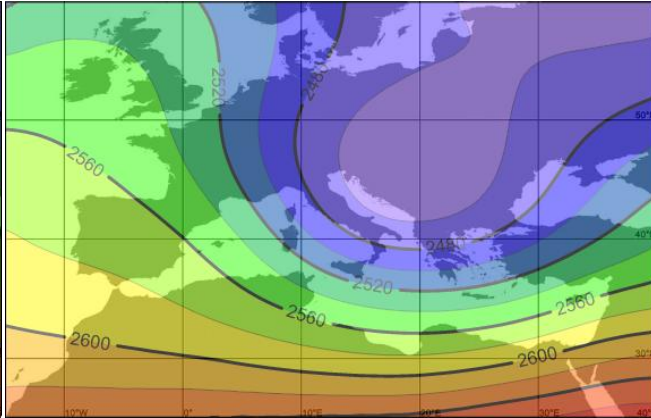
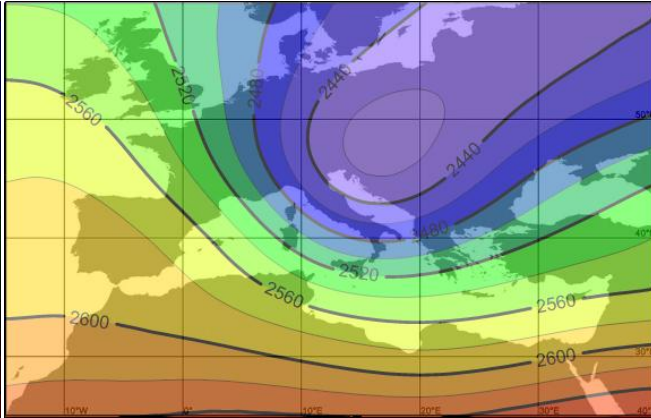
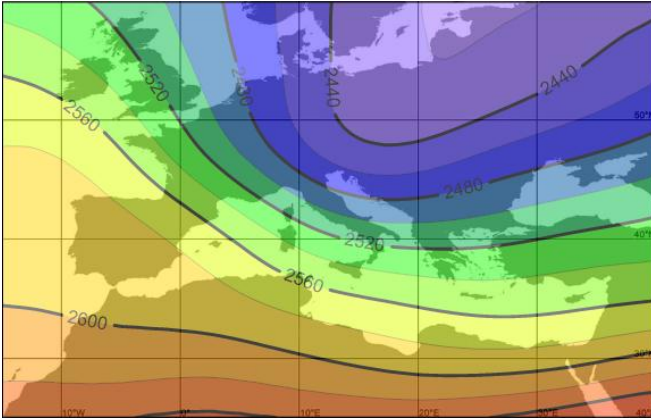
T 850hPa



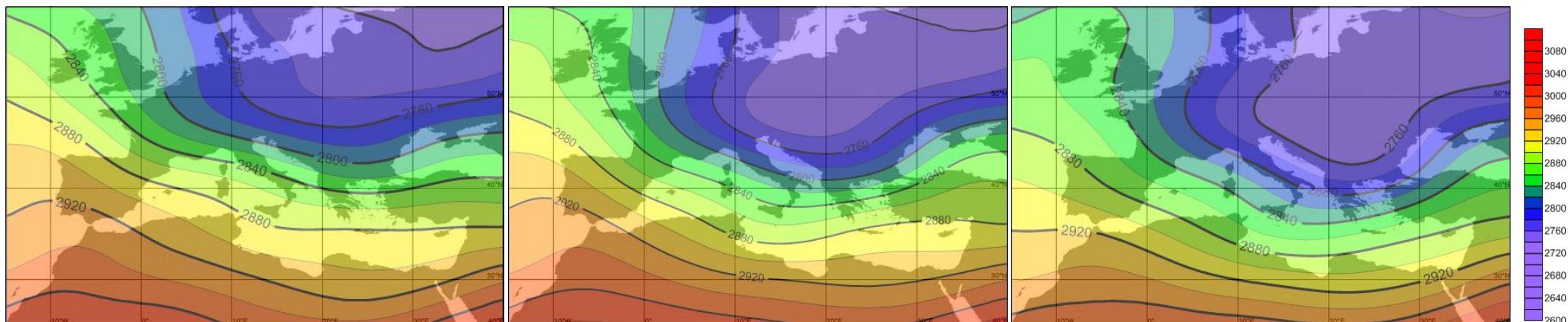
TH 1000-500hPa



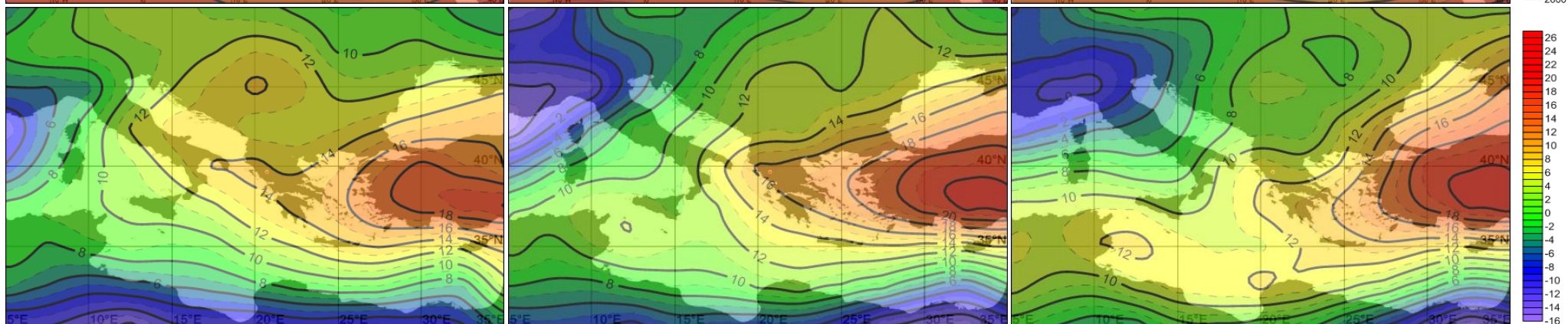
TH 700-500hPa



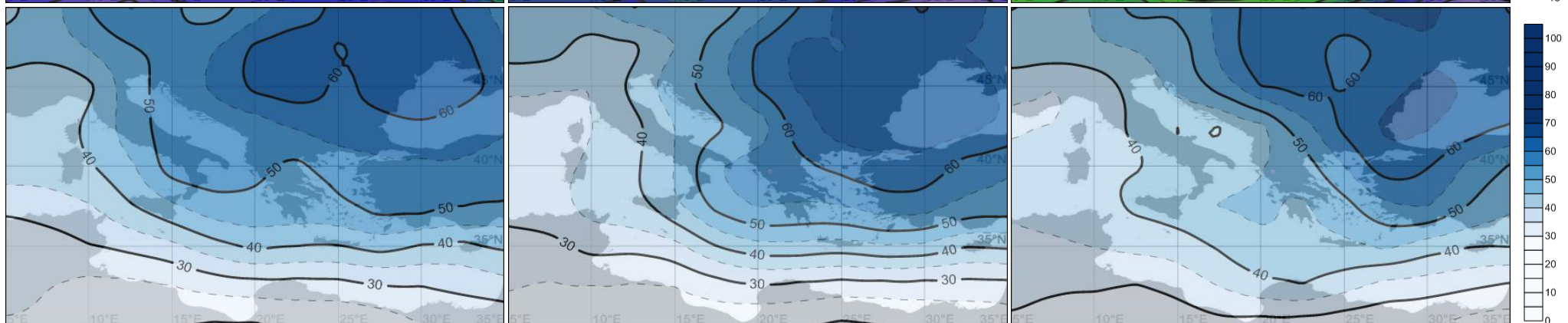
TH 1000-700hPa



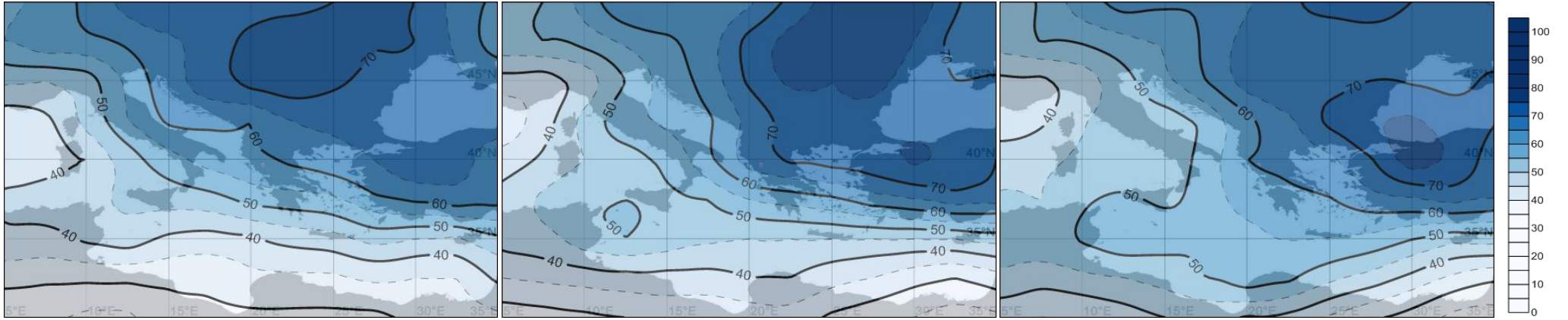
K-Index



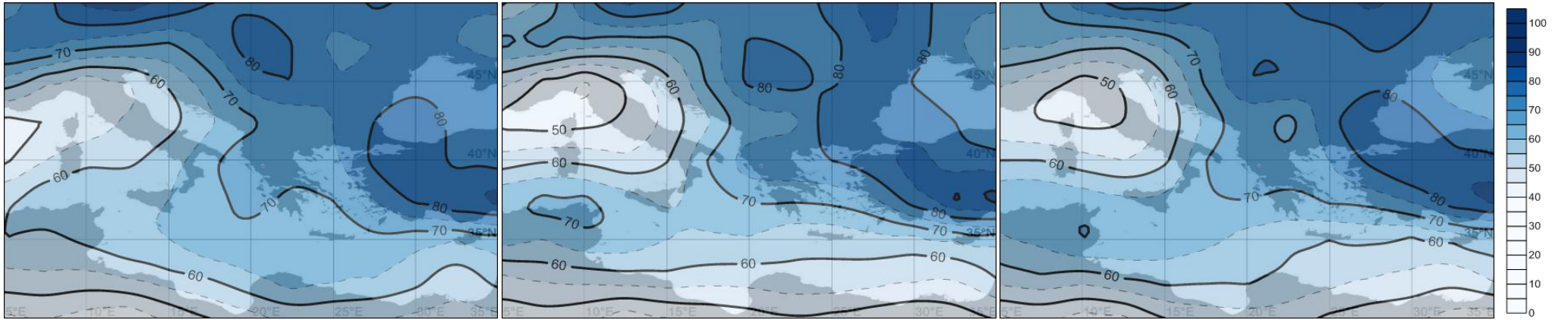
RH 500hPa



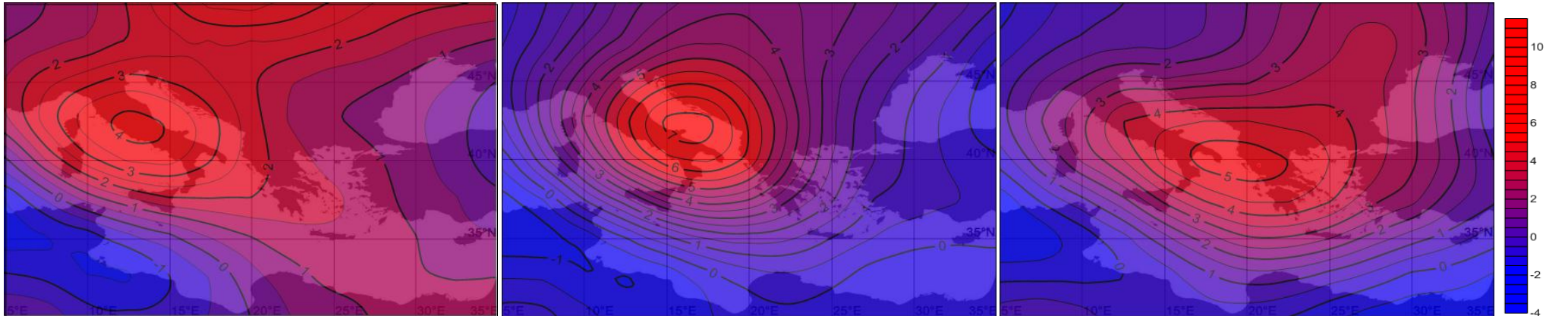
RH 700hPa



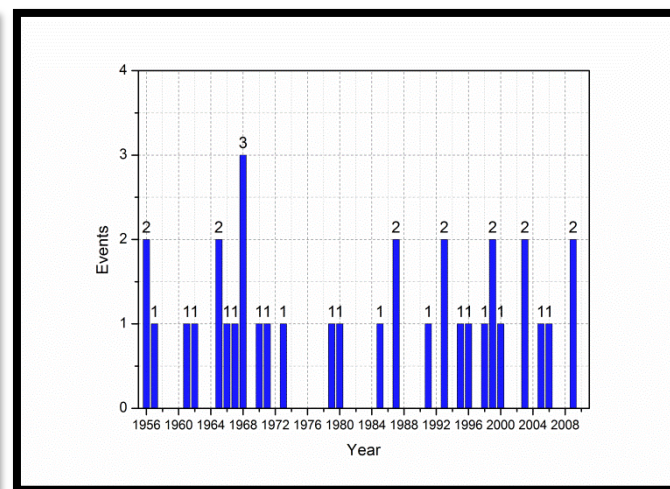
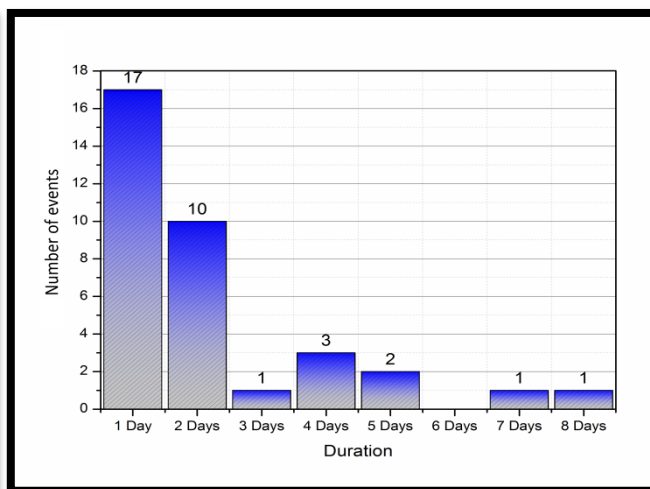
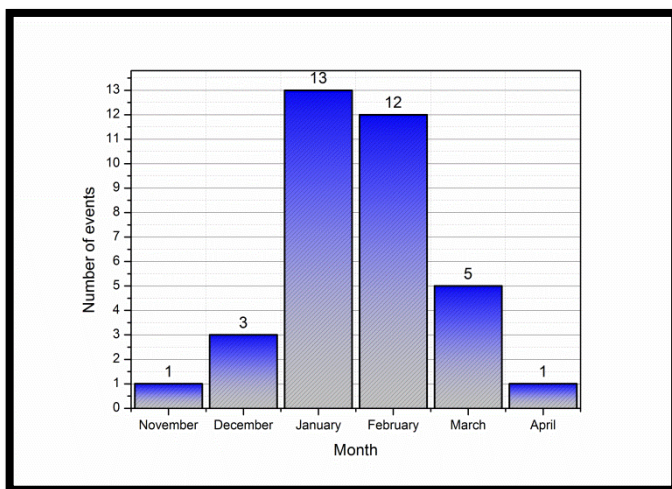
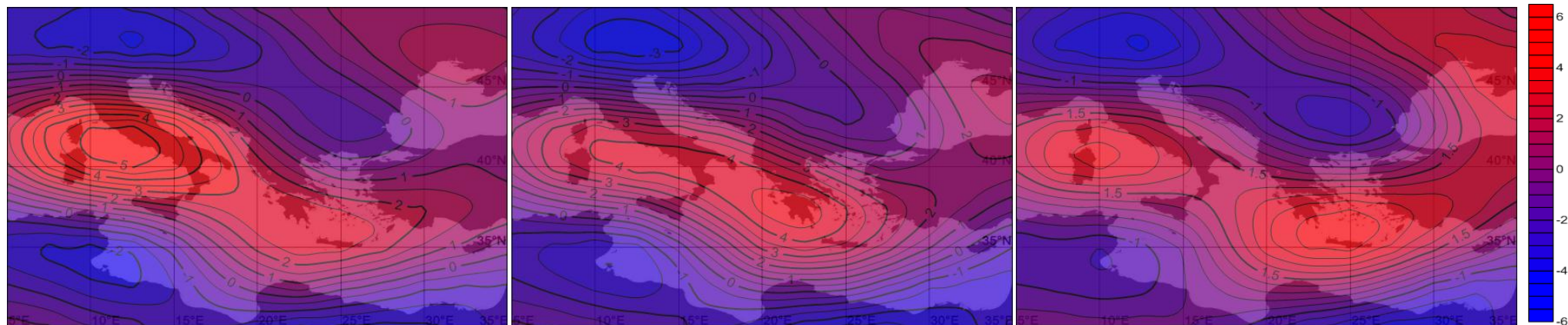
RH 850hPa



RV 500hPa



RV 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης.

Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια.

Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

Σχ. 15 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 4.

Cluster 5

Στο πέμπτο Cluster διακρίνουμε από τους χάρτες ανώτερης και κατώτερης ατμόσφαιρας το πεδίο χαμηλών πιέσεων στην Κεντρική Ευρώπη στα 500hPa και εκτεταμένο πεδίο χαμηλών πιέσεων στην επιφάνεια αρχικά στην περιοχή του Ιονίου και αργότερα κατά την ημέρα END στη δυτική Μεσόγειο. Το κυριότερο χαρακτηριστικό σε αυτή την ομάδα είναι οι υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας στα 700hPa και 850hPa, οι οποίες δικαιολογούνται από την παρουσία κέντρου θετικού στροβιλισμού στην Κεντρική Ιταλία, διάταξη που ευνοεί ασταθείς συνθήκες στην περιοχή της Ηπείρου με τον δείκτη K να είναι ιδιαίτερα υψηλός ($>15^{\circ}\text{C}$). Η θερμοκρασία στα 500hPa την ημέρα D πάνω από τα Ιωάννινα είναι -30°C ενώ στα 850hPa -3°C .

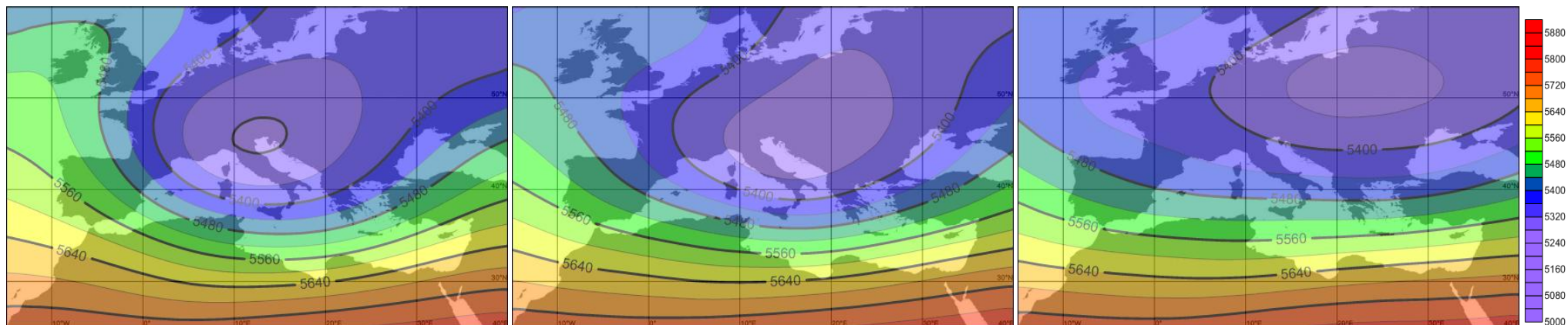
Το πέμπτο Cluster αποτελείται από 31 γεγονότα χιονόπτωσης, στην πλειονοψηφία τους τον μήνα Φεβρουάριο (17 περιπτώσεις). Τα περισσότερα γεγονότα διήρκησαν μία ημέρα (19 περιπτώσεις) ενώ σε μία περίπτωση το γεγονός διήρκησε 4 ημέρες. Τα γεγονότα αυτής της ομάδας παρουσιάζονται καθ'όλη τη διάρκεια της χρονοσειράς που μελετούμε με τα περισσότερα να συμβαίνουν το 1956.

HMEPA D-1

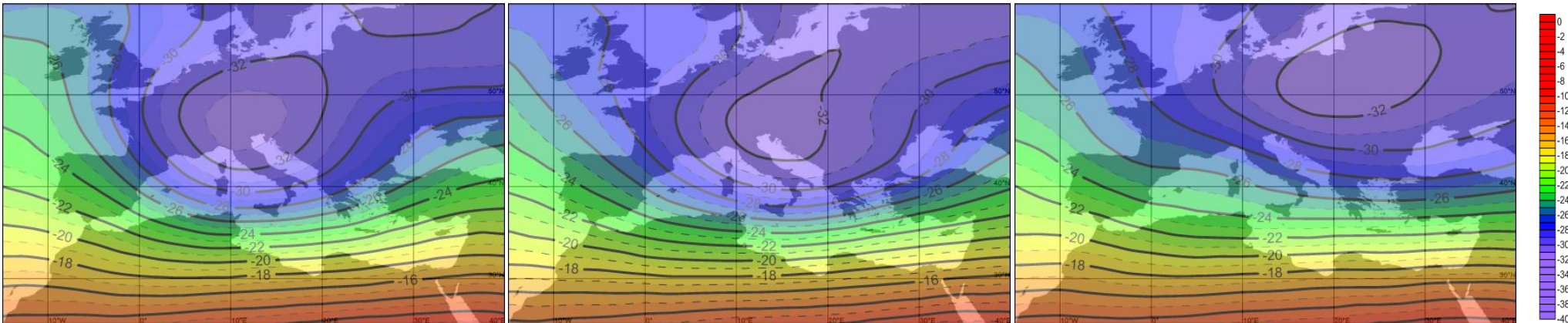
HMEPA D

HMEPA END

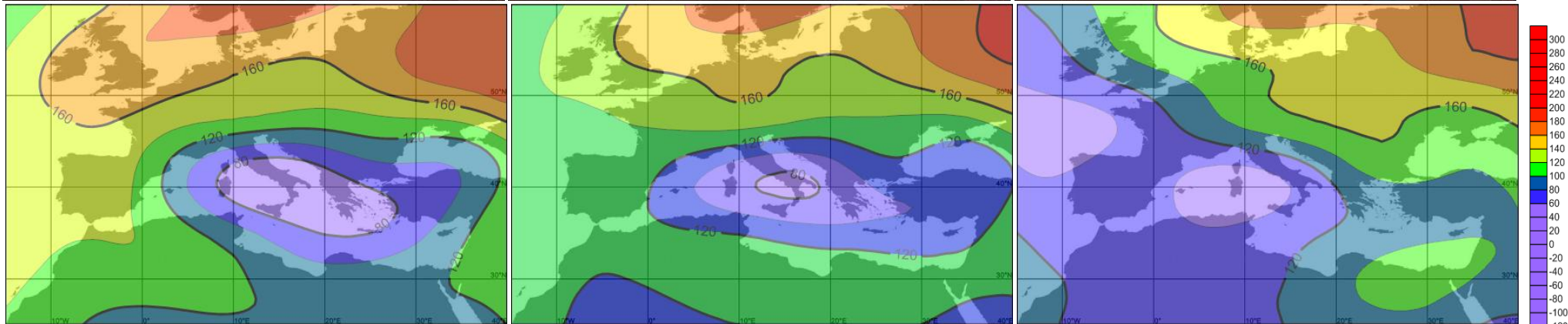
GPH 500hPa



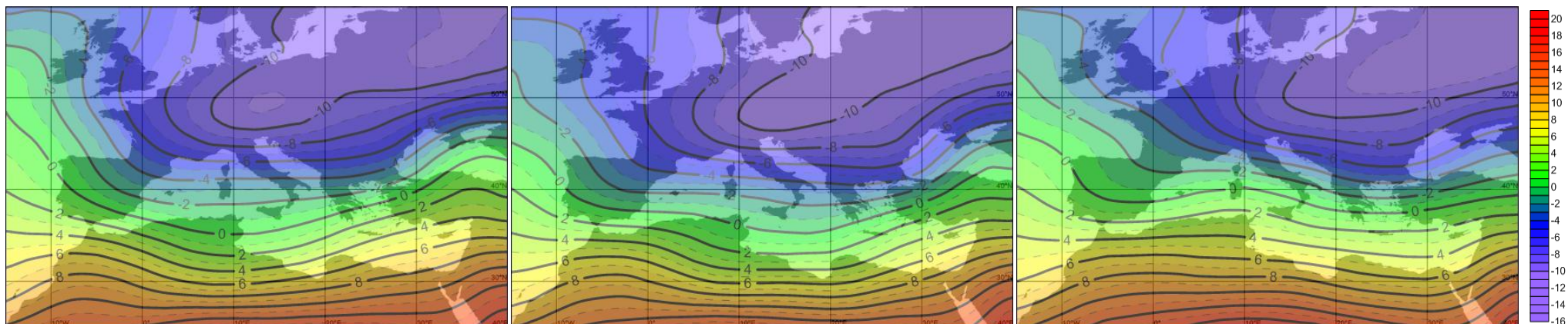
T 500hPa



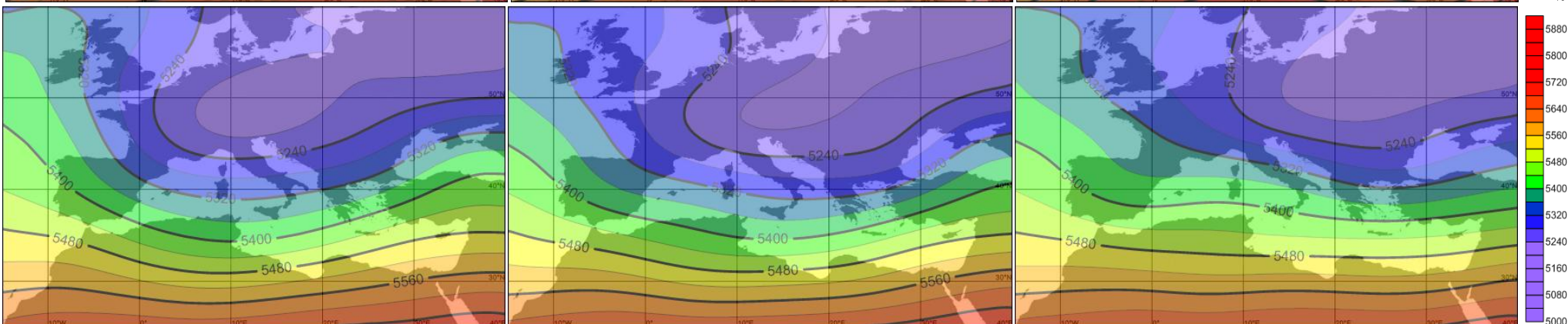
GPH 1000hPa



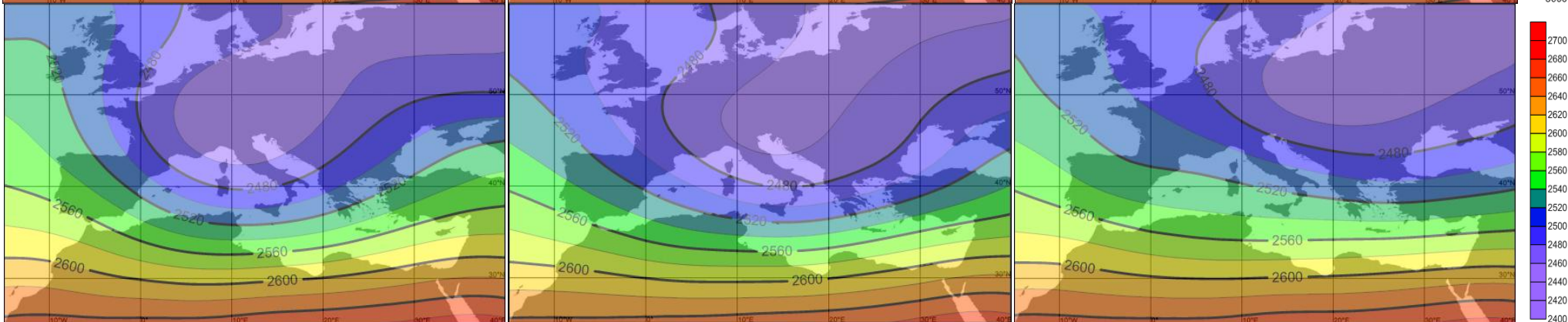
T 850hPa



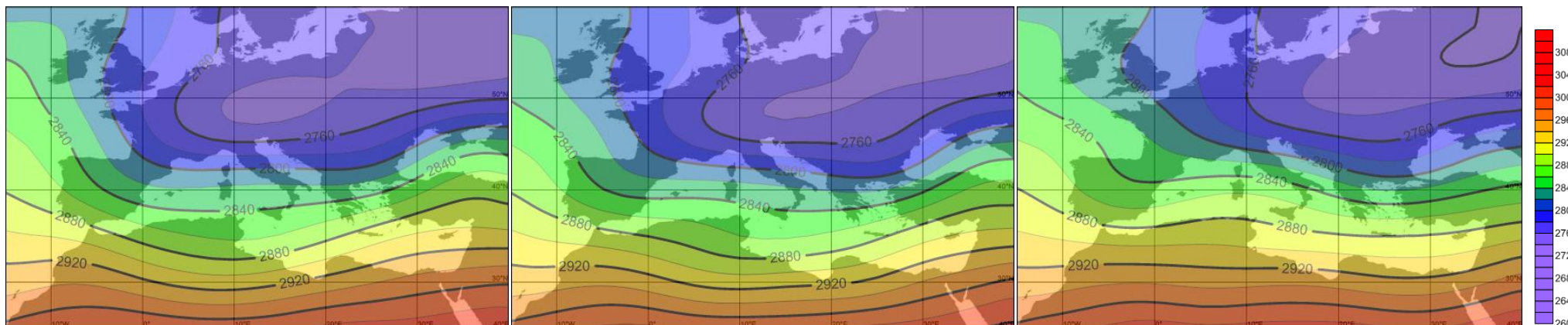
GPH 500hPa



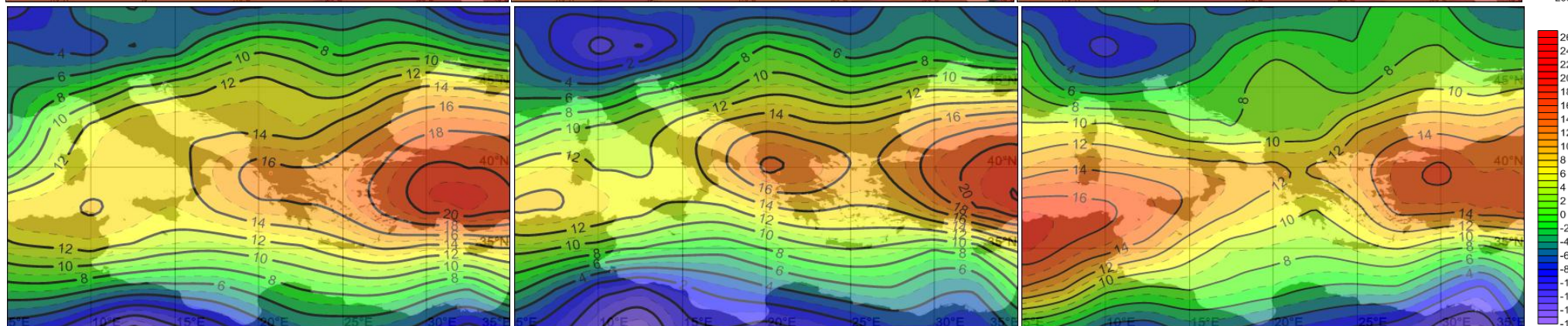
TH 700-500hPa



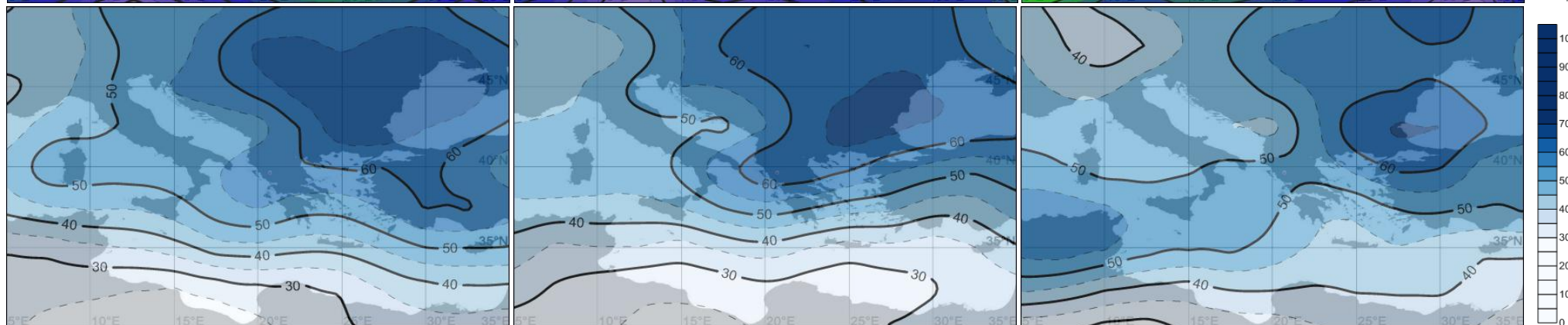
TH 700-500hPa



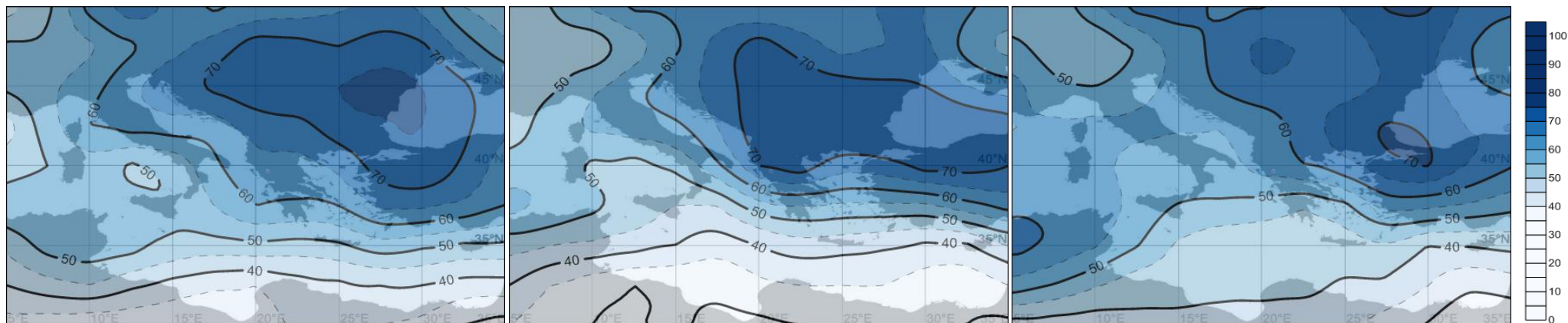
K-Index



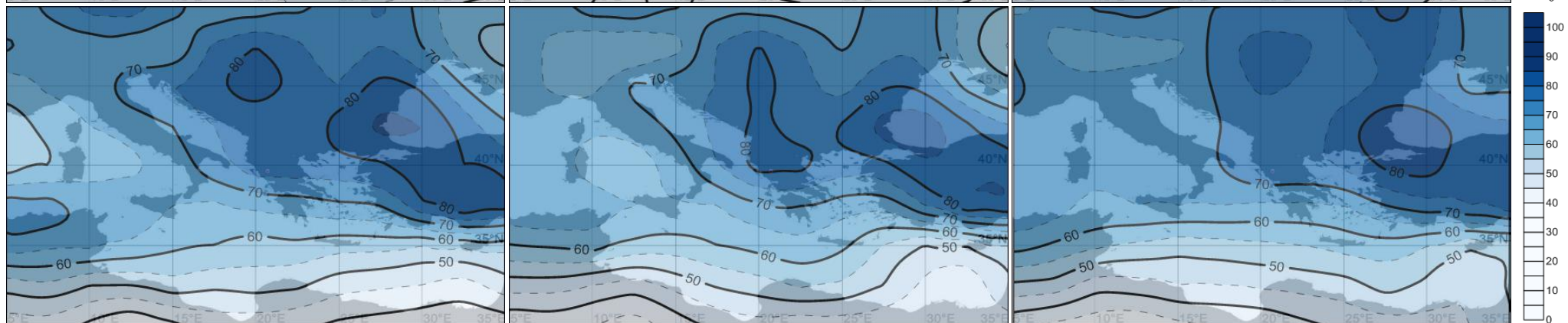
RH 500hPa



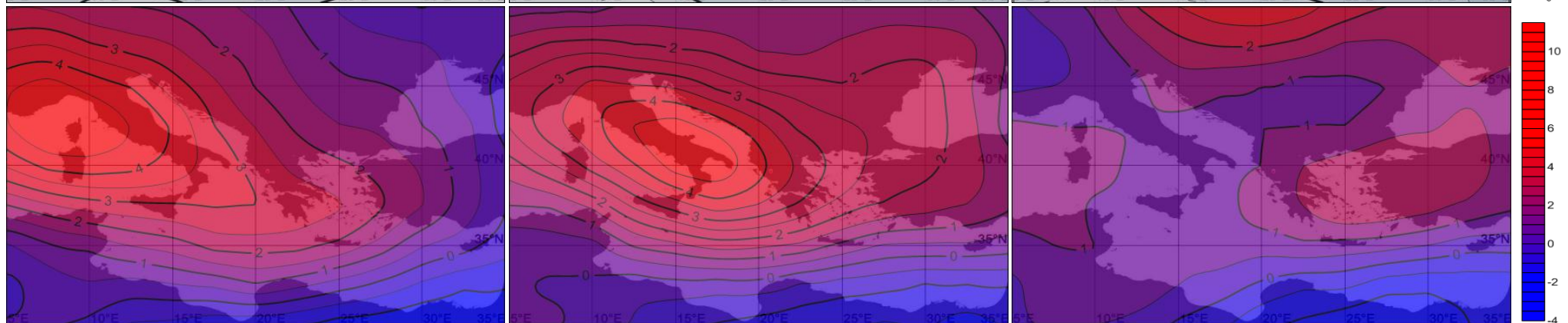
RH 700hPa



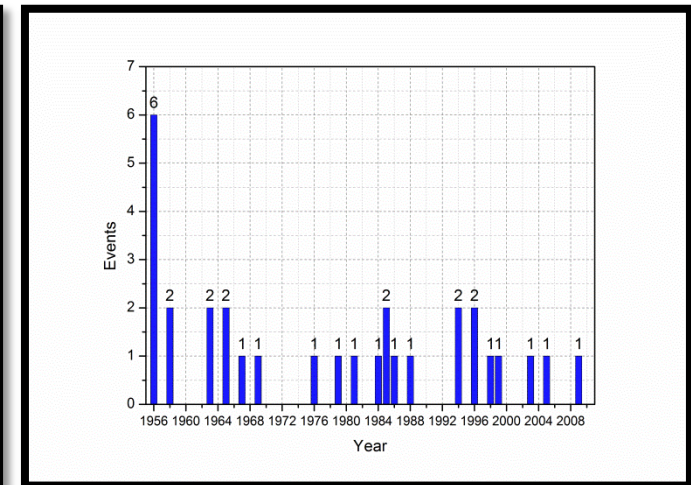
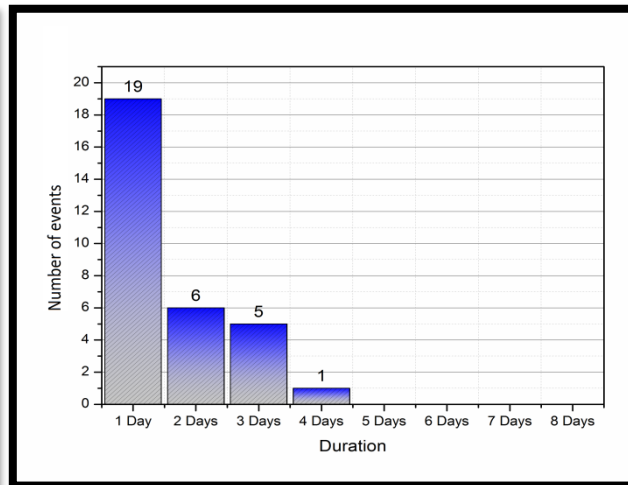
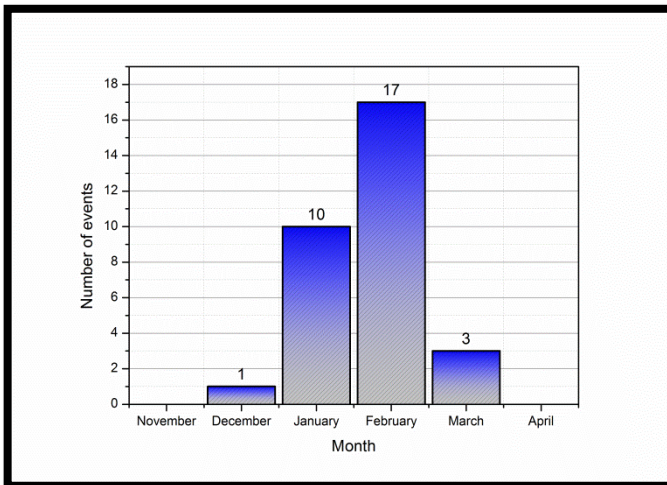
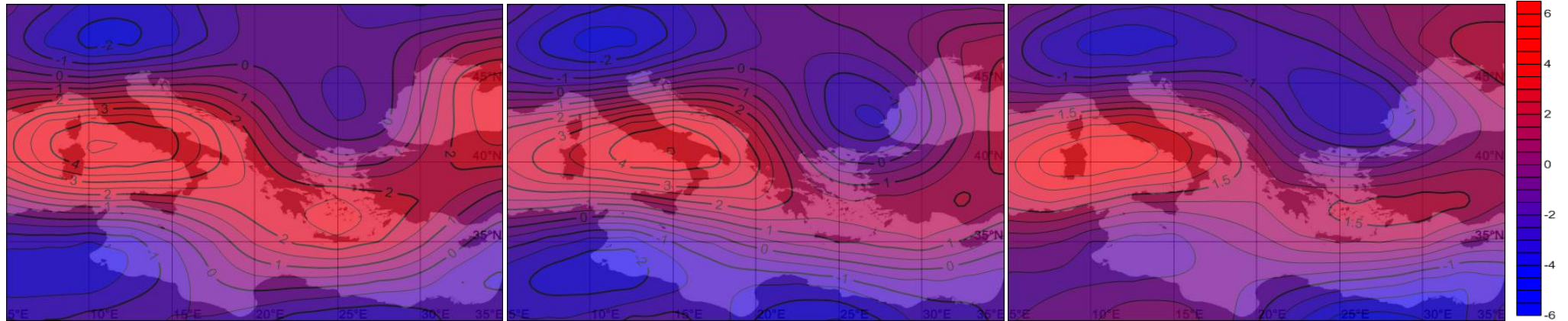
RH 850hPa



RV 500hPa



RH 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης.

Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια.

Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

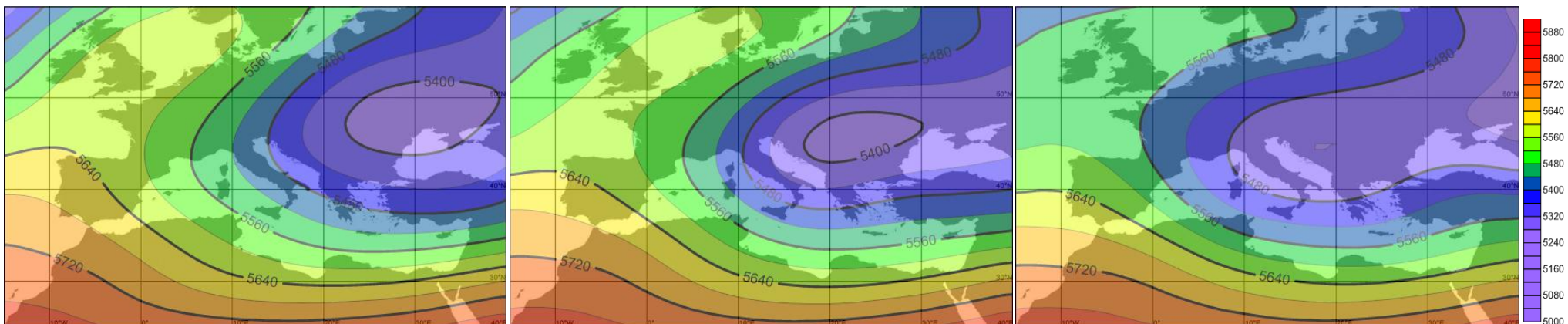
Σχ. 16 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 5.

Cluster 6

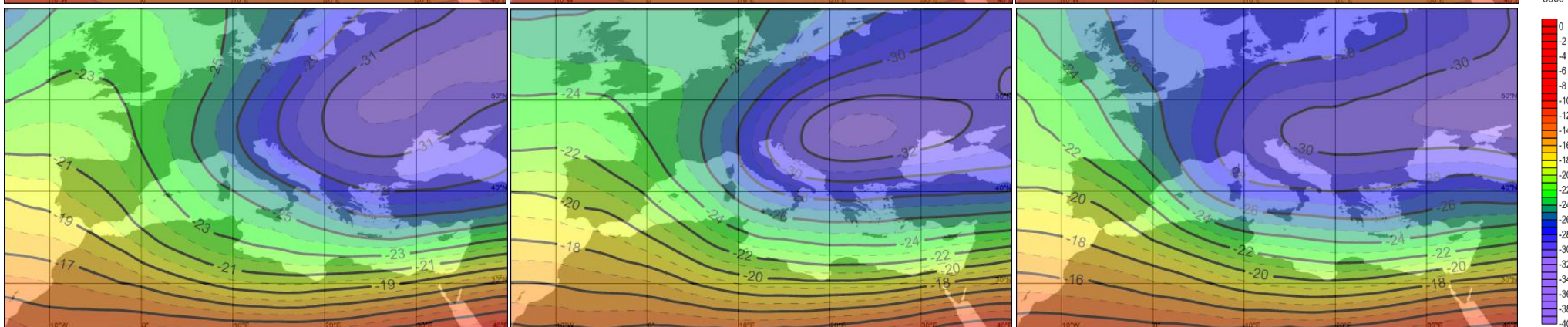
Στο έκτο Cluster όπως βλέπουμε στους παρακάτω χάρτες, υψηλές πιέσεις στην επιφάνεια στην περιοχή της Νότιας Σκανδιναβίας οδηγούν ψυχρές αέριες μάζες προερχόμενες από τη Ρωσία προς τα Βόρεια Βαλκάνια. Στην ανώτερη ατμόσφαιρα πεδίο χαμηλών πιέσεων καλύπτει την περιοχή με το κέντρο του στροβιλισμού να ξεκινά την D-1 ημέρα στα Βόρεια Βαλκάνια και να καταλήγει στην Κεντρική Ιταλία την ημέρα END. Στην επιφάνεια παρατηρούμε εκτεταμένο πεδίο χαμηλών πιέσεων στην Κεντρική Μεσόγειο το οποίο μεταφέρει αρκετά υγρές αέριες μάζες προς την Ήπειρο και σε συνδυασμό με την διάταξη που μόλις περιγράψαμε, δημιουργούνται ασταθείς συνθήκες πάνω από τη χώρα μας κάτι που μαρτυρά ο δείκτης K ($>15^{\circ}\text{C}$). Την ημέρα D πάνω από τα Ιωάννινα η θερμοκρασία στα 500hPa είναι -29°C και στα 850hPa -4°C .

Στο έκτο Cluster περιλαμβάνονται 21 περιπτώσεις γεγονότων χιονόπτωσης οι οποίες στην πλειοψηφία τους διήρκεσαν 1 ημέρα (15 περιπτώσεις) ενώ 4 ημέρες διήρκεσε ένα γεγονός. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα περισσότερα γεγονότα αυτής της ομάδας παρατηρήθηκαν μετά το 1994 (3 γεγονότα σημειώθηκαν το 2009).

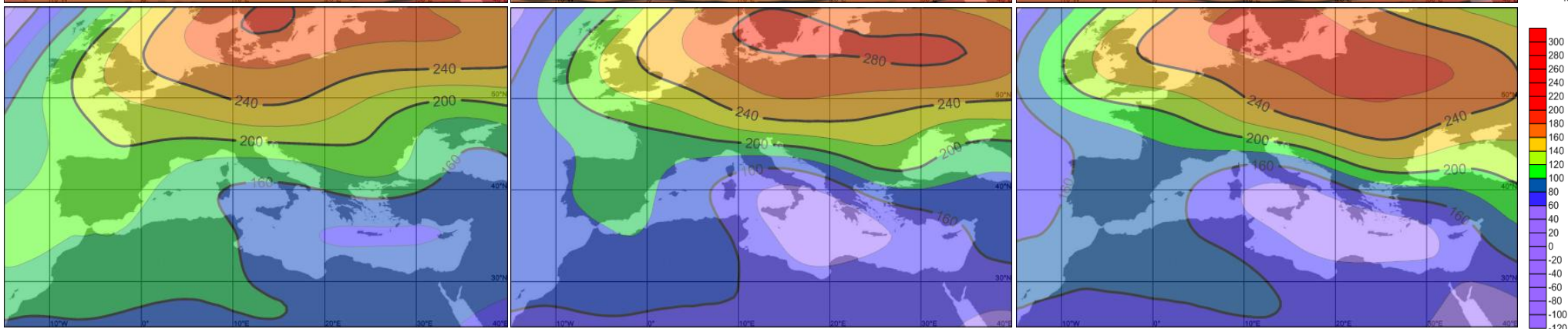
GPH 500hPa



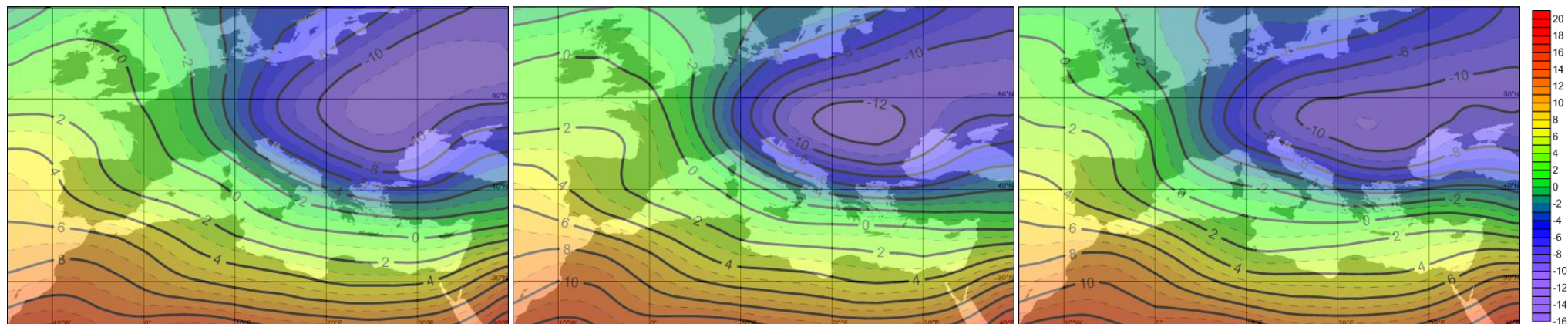
T 500hPa



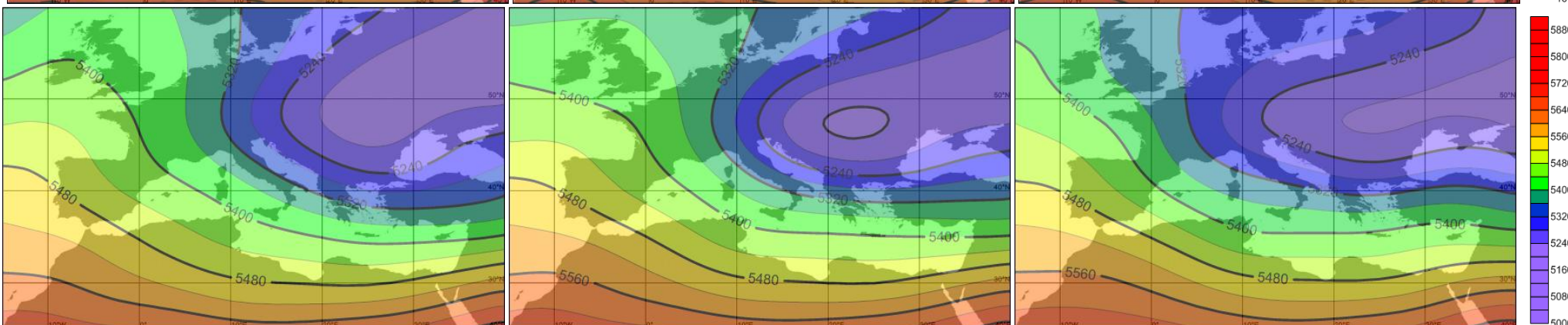
GPH 1000hPa



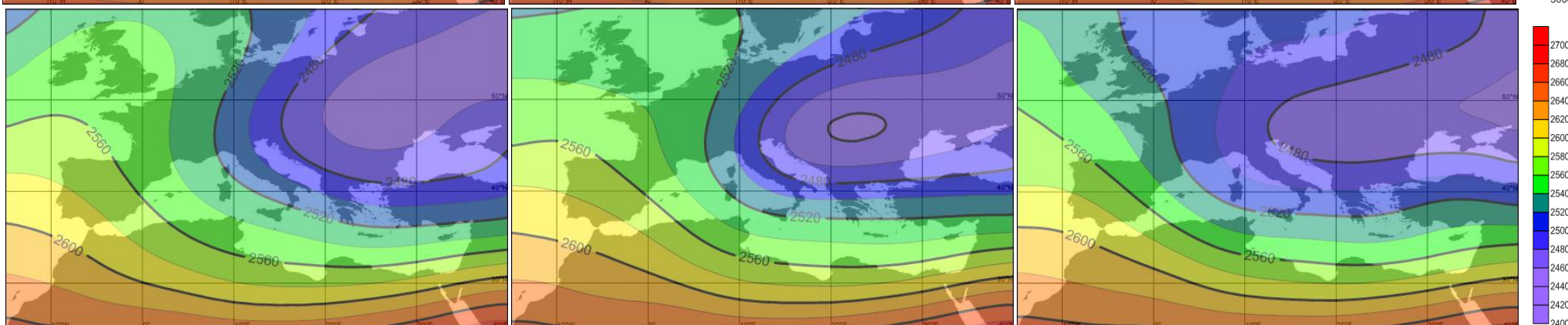
T 850hPa



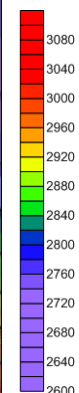
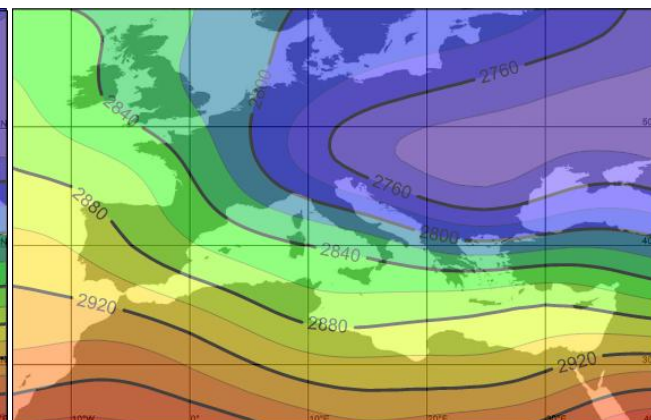
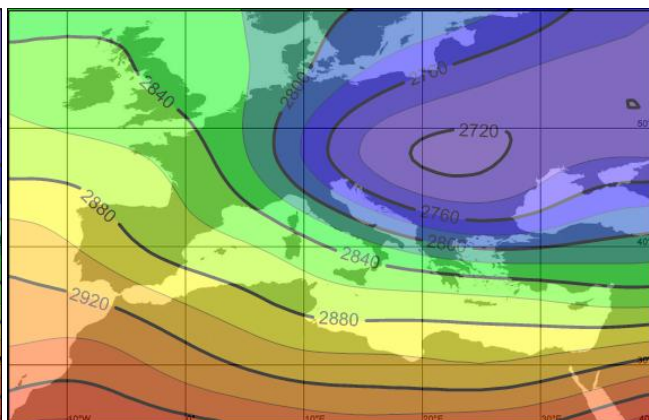
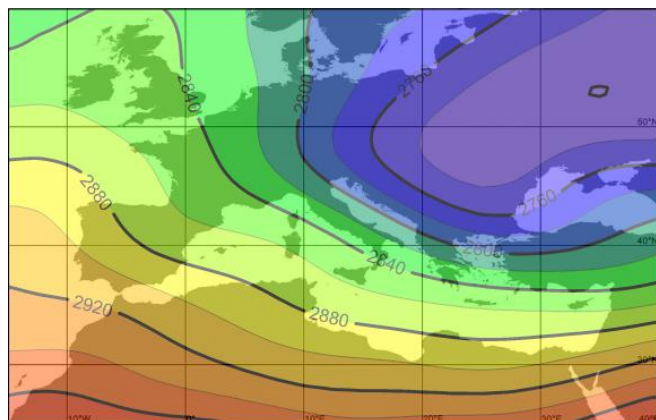
TH 1000-500hPa



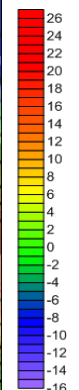
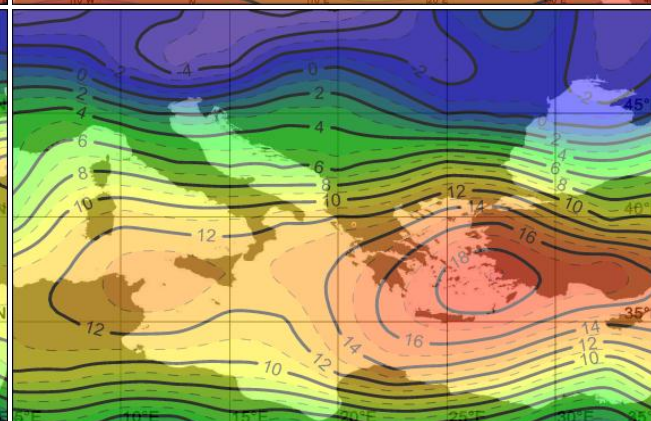
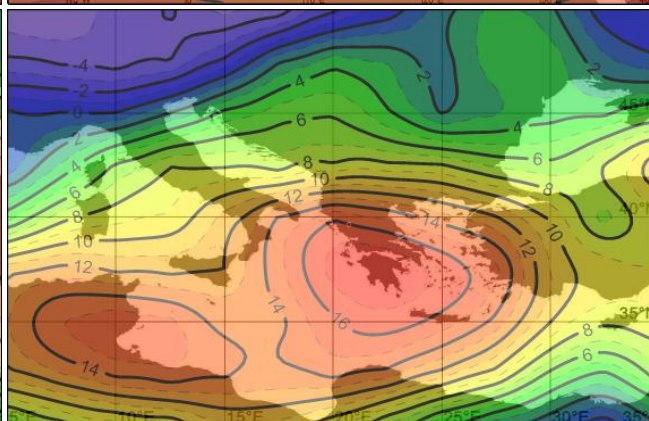
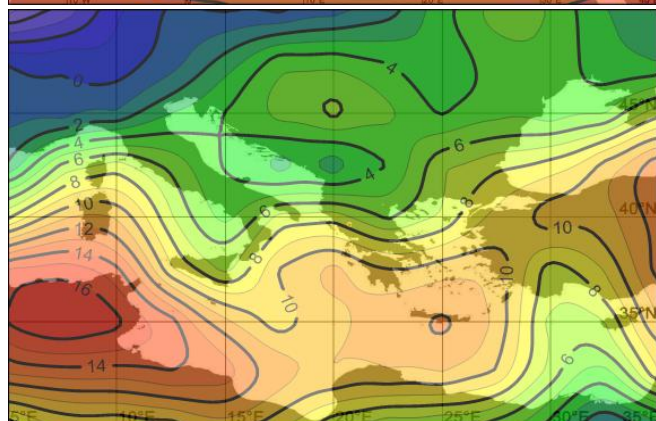
TH 700-500hPa



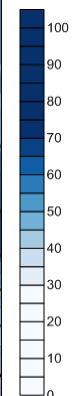
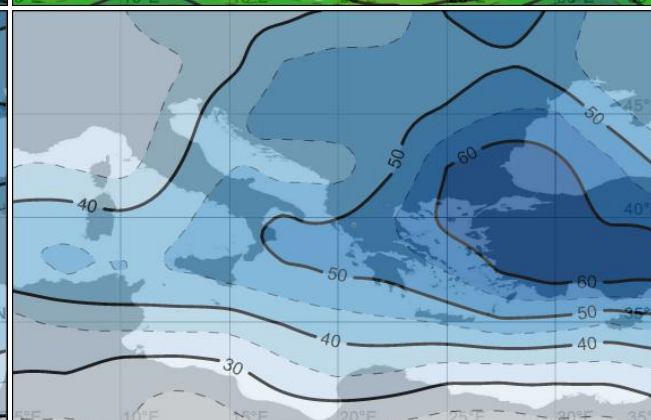
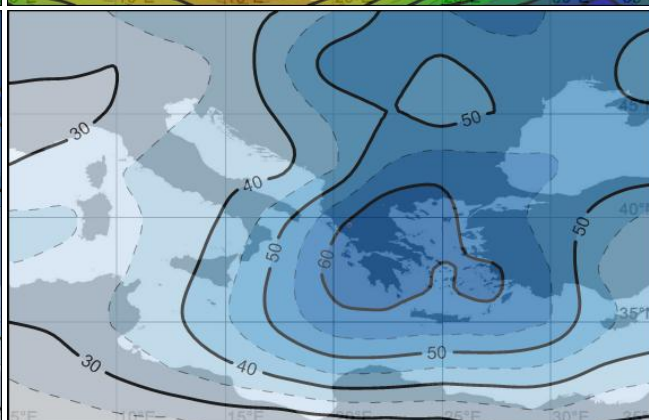
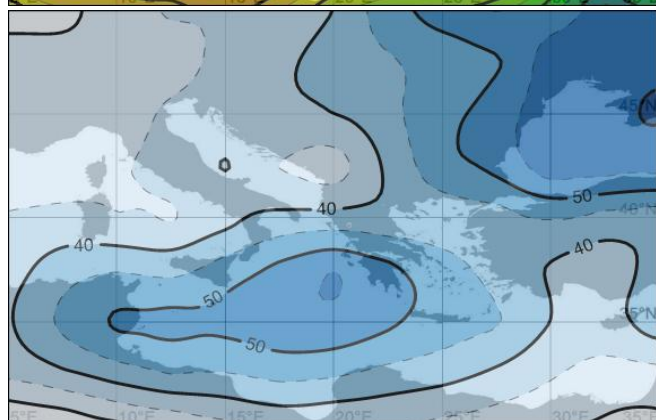
TH 1000-700hPa



K-Index



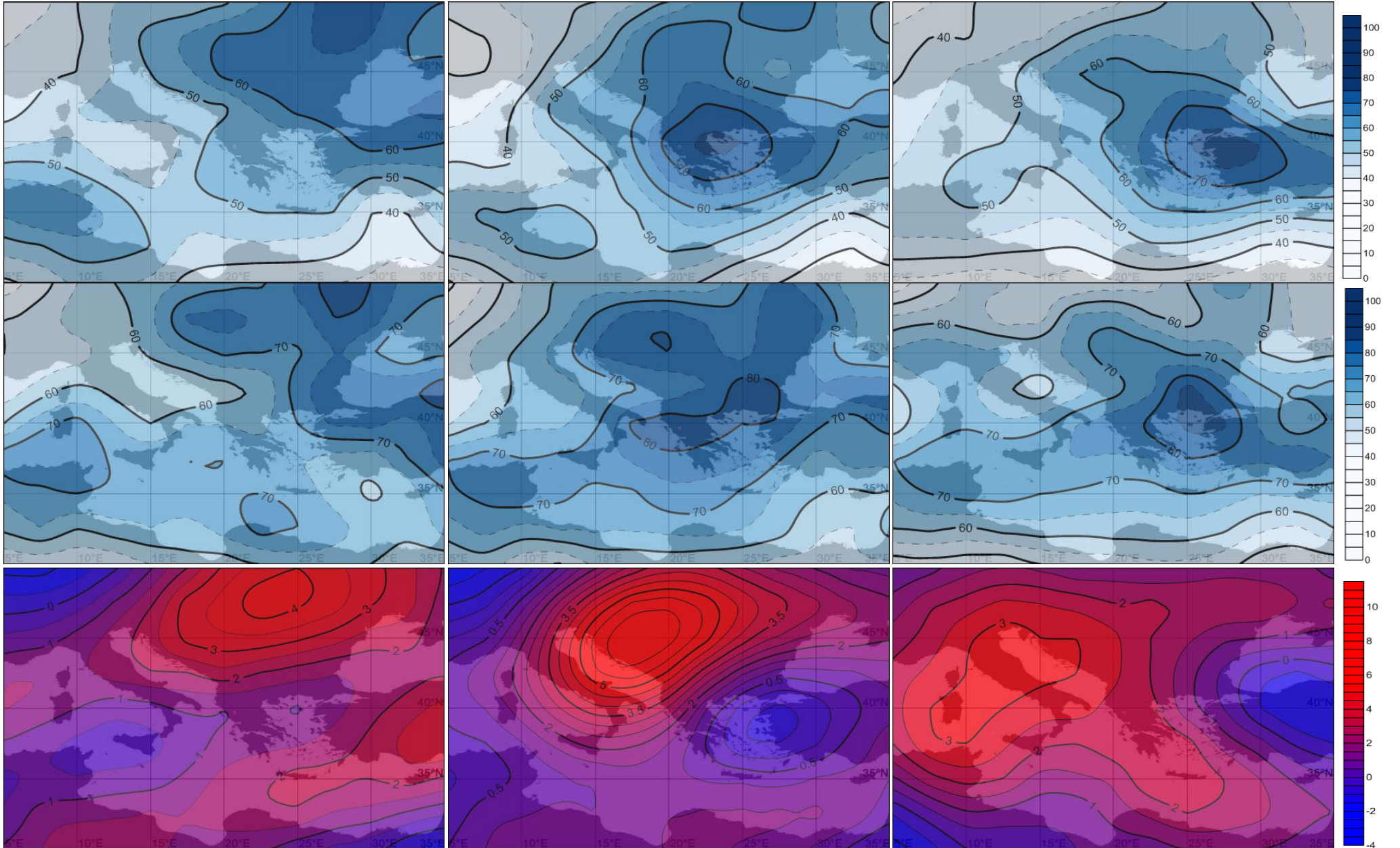
RH 500hPa



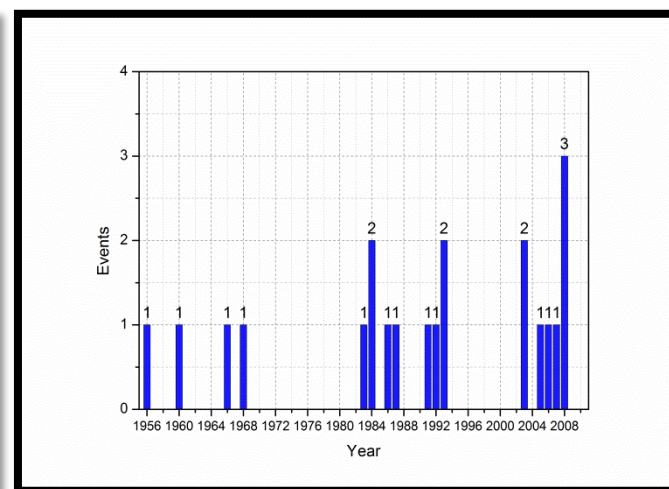
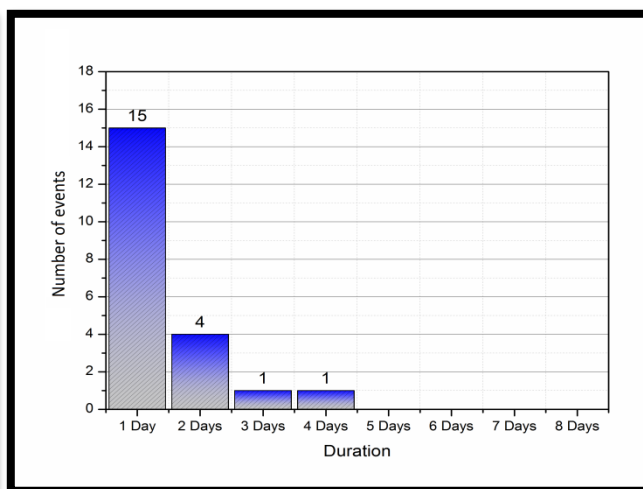
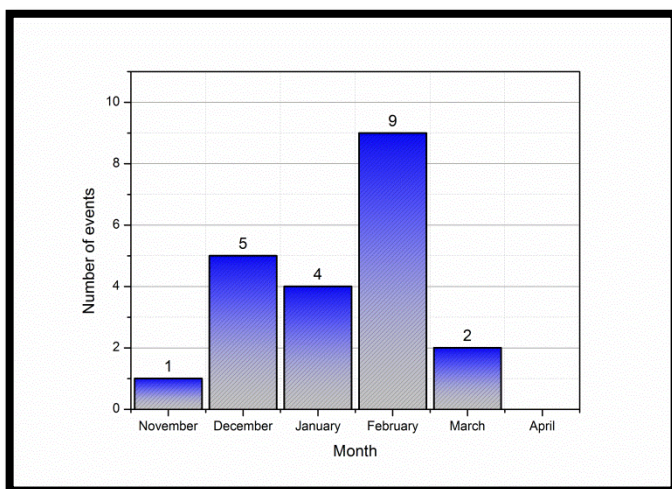
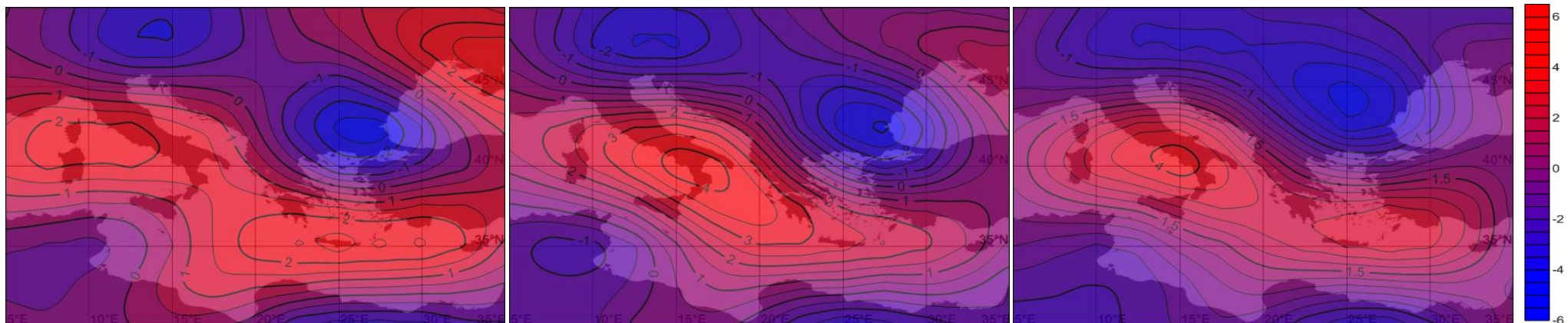
RH 700hPa

T 850hPa

RV 500hPa



RV 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης.

Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια.

Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

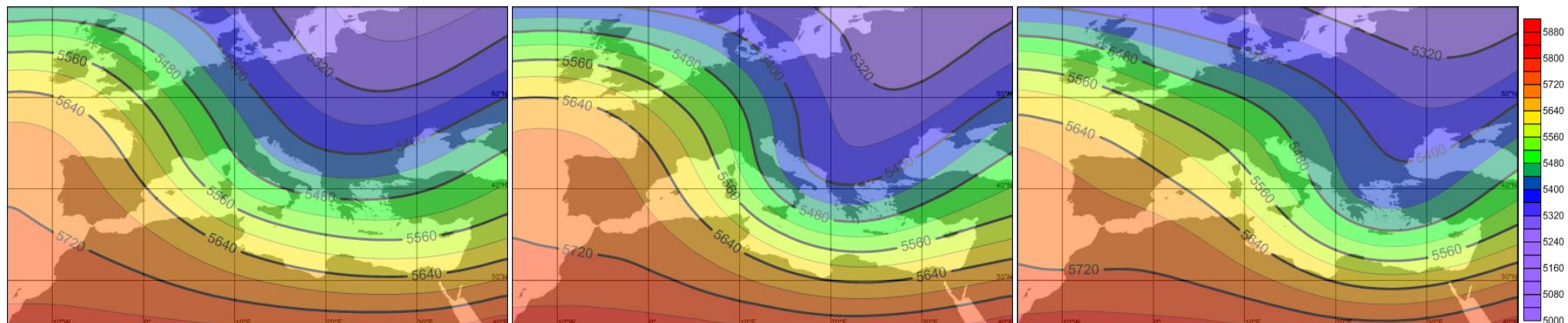
Σχ. 17 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 6.

Cluster 7

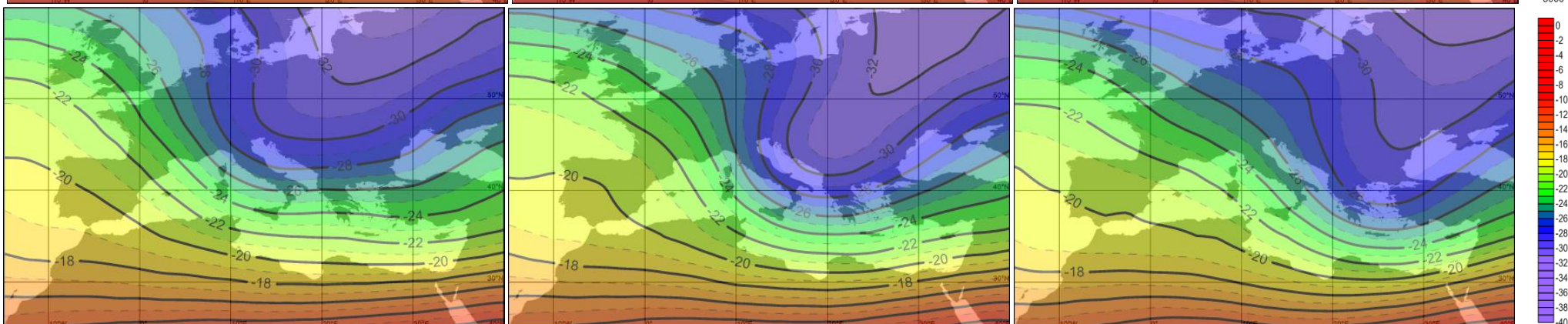
Στο έβδομο Cluster παρατηρούμε την επέκταση του Αντικυκλώνα των Αζορών στη Βόρεια Ιβηρική χερσόνησο και την παράλληλη κάθοδο ψυχρών αέριων μαζών από την δυτική Ρωσία. Αποτέλεσμα αυτής της διάταξης είναι η ισχυρή κυκλογένεση στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου με ένα κέντρο θετικού στροβιλισμού να βρίσκεται στην Νότια Ελλάδα κινούμενο ανατολικότερα την ημέρα END. Παρότι έχουμε χαμηλές πιέσεις στην περιοχή της Αδριατικής στα 500hPa, δεν παρουσιάζεται αυξημένη σχετική υγρασία σε καμιά από τις στάθμες που μελετάμε για αυτό και ο δείκτης K έχει μικρές τιμές.

Το έβδομο Cluster είναι το πολυπληθέστερο και αποτελείται από 36 γεγονότα χιονόπτωσης, τα περισσότερα τον μήνα Φεβρουάριο (12 περιπτώσεις) ενώ ο Ιανουάριος παρουσιάζει 11 γεγονότα. Τα 26 γεγονότα διήρκησαν 1 ημέρα ενώ ένα γεγονός διήρκησε 6 ημέρες. Τα γεγονότα εμφανίζονται ομοιόμορφα κατανεμημένα σε όλη τη χρονοσειρά που μελετούμε.

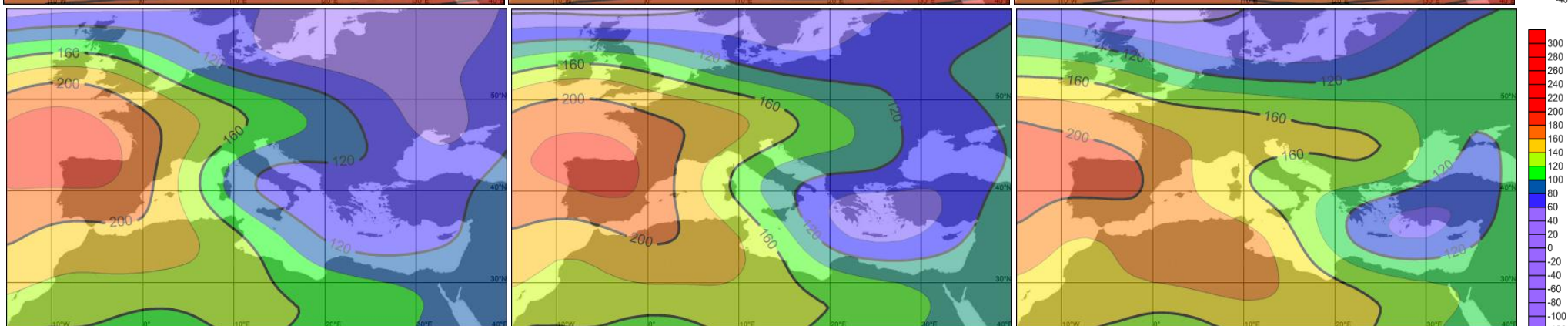
GPH 500hPa



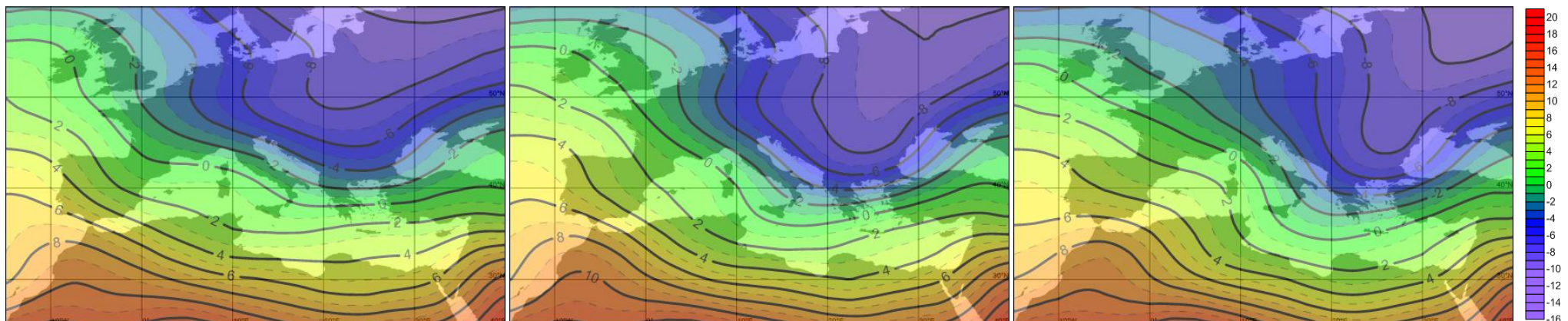
T 500hPa



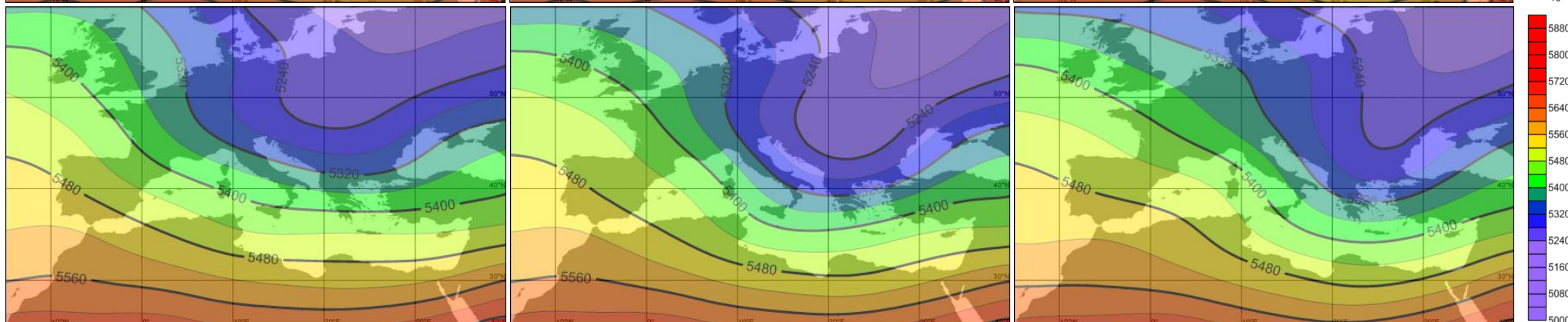
GPH 1000hPa



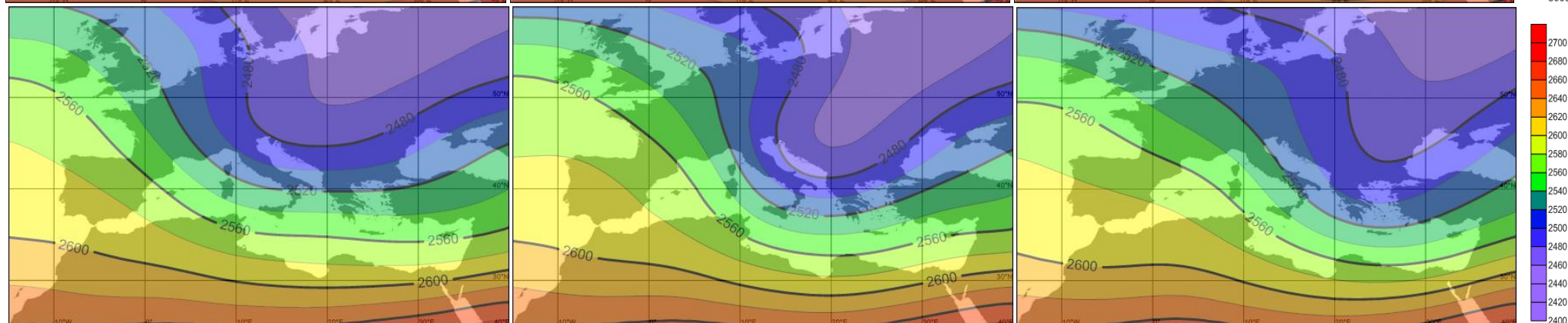
T 850hPa



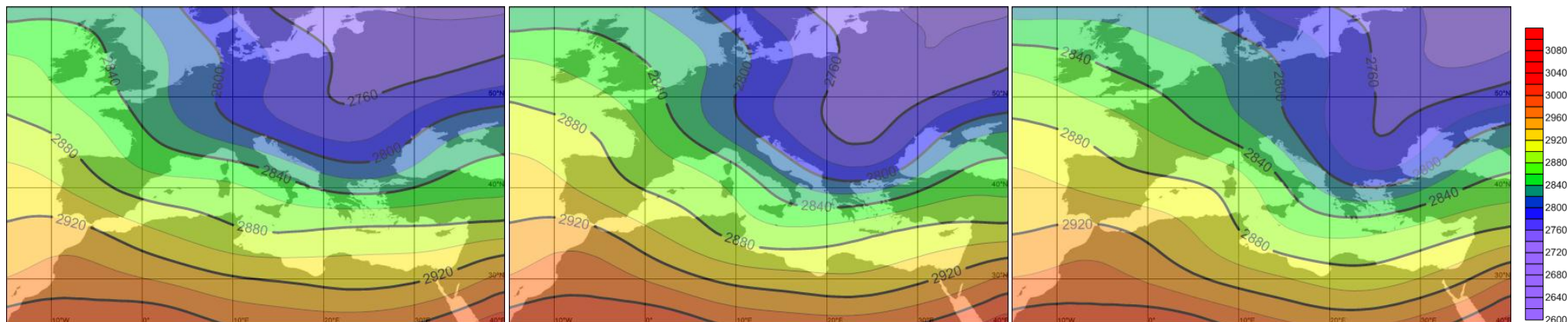
TH 1000-500hPa



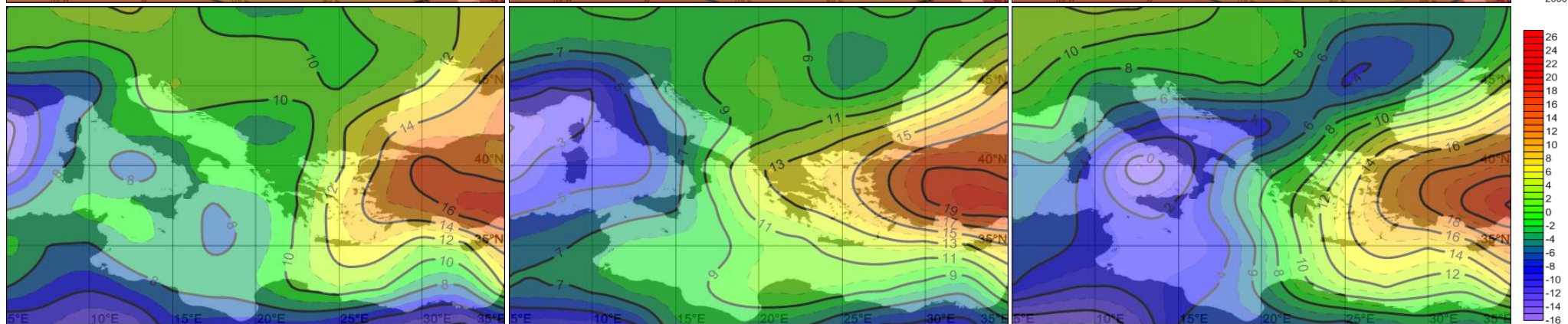
TH 700-500hPa



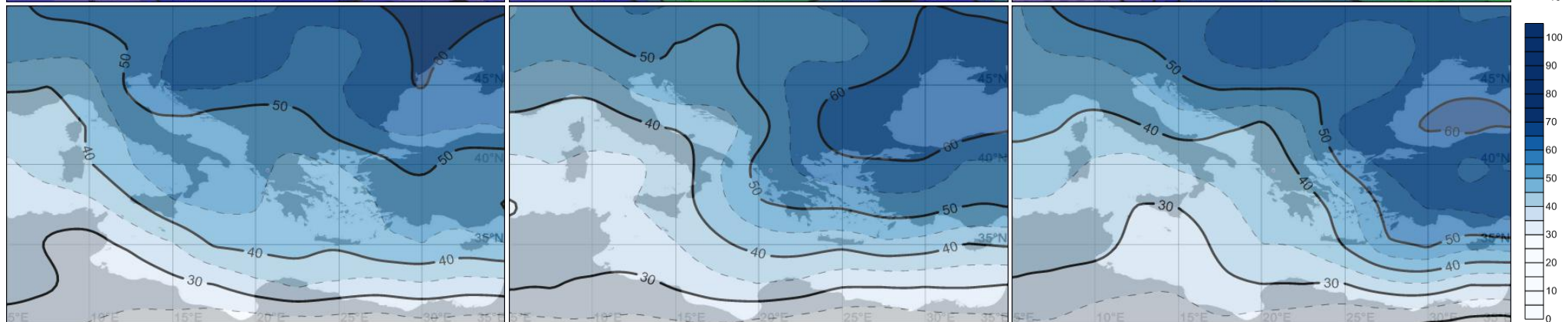
TH 1000-700hPa



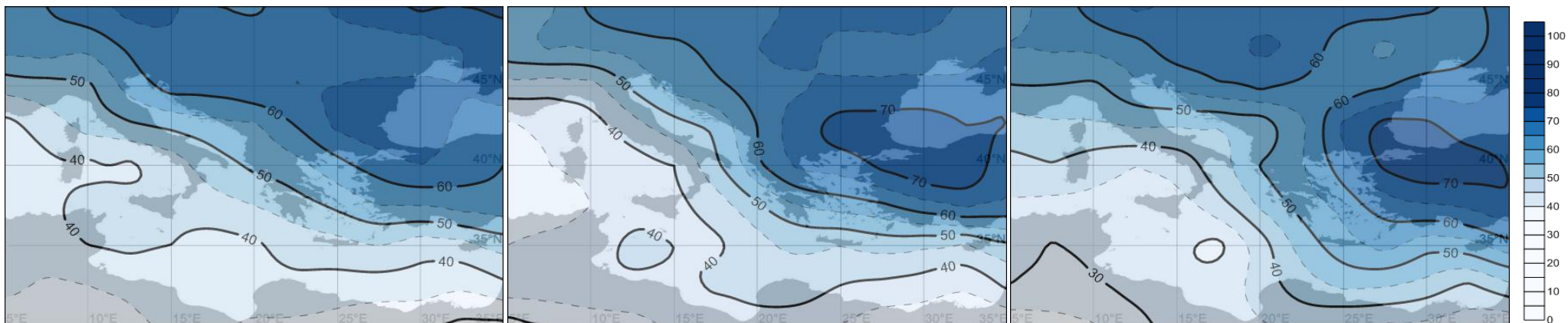
K-Index



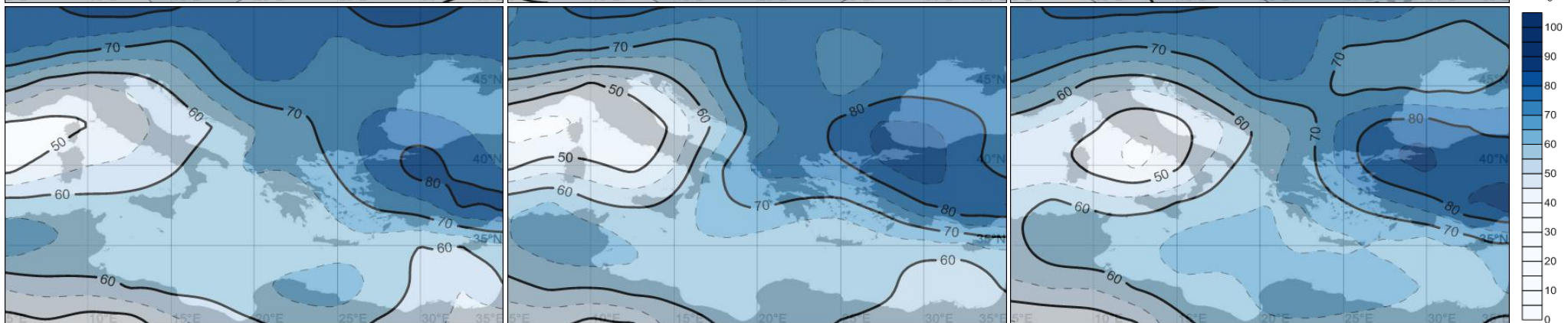
RH 500hPa



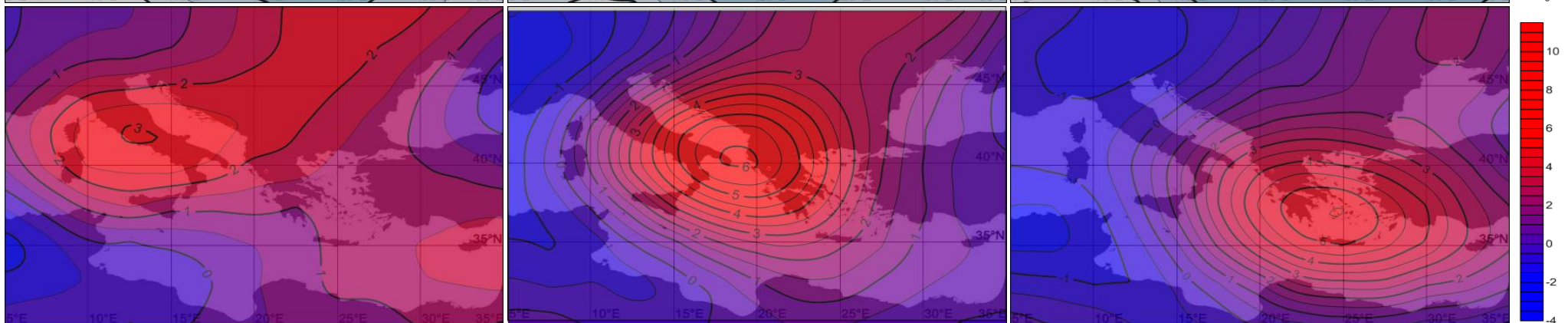
RH 700hPa



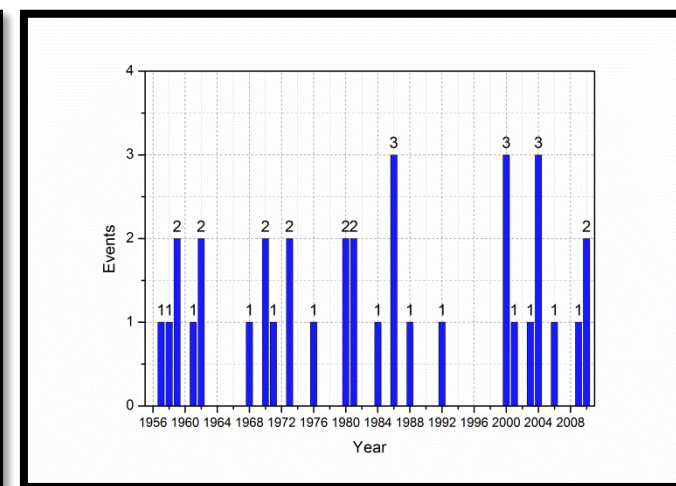
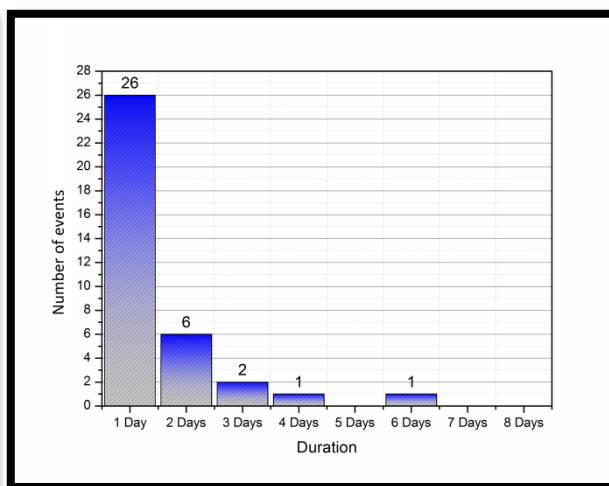
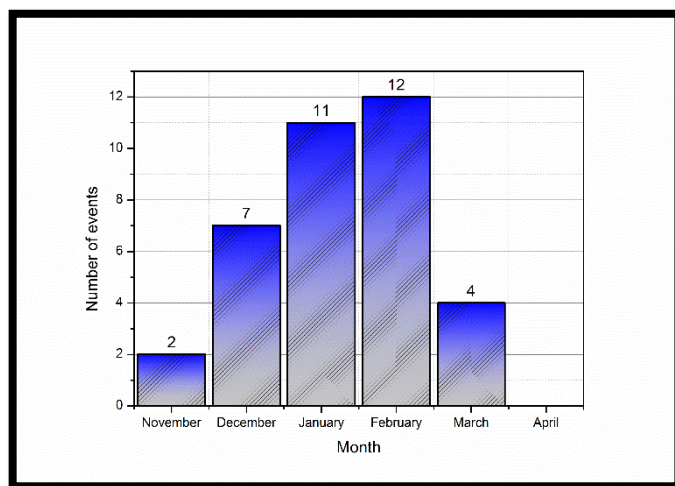
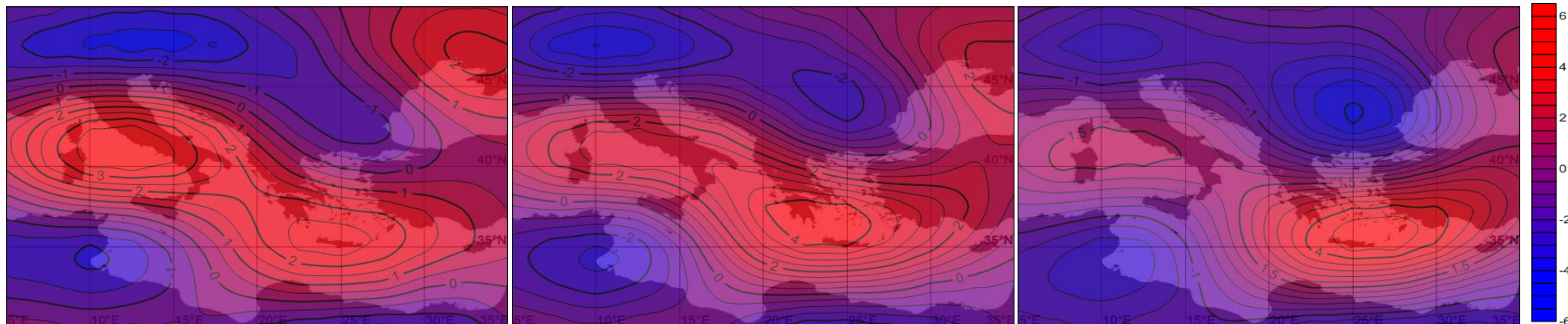
RH 850hPa



RV 500hPa



RV 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης.

Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια.

Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

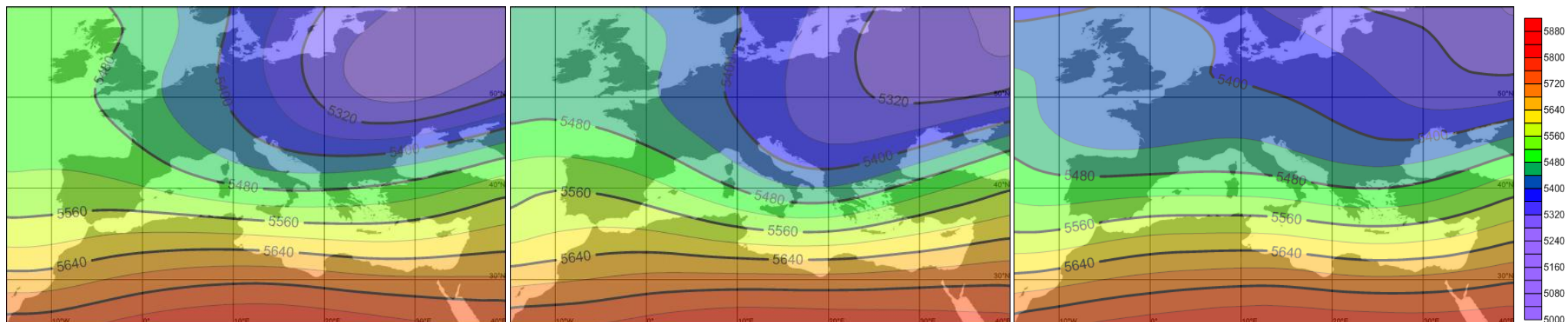
Σχ. 18 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 7.

Cluster 8

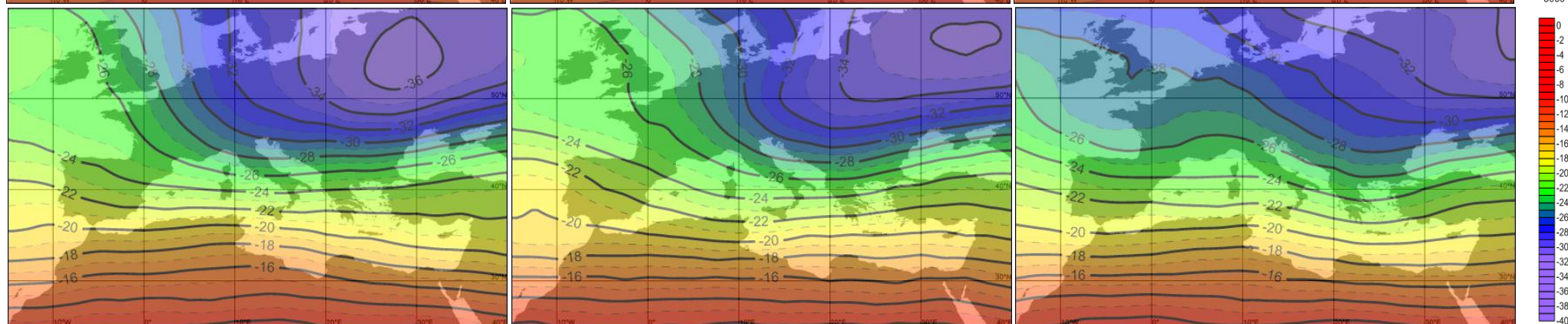
Στο όγδοο και τελευταίο Cluster διακρίνουμε την επέκταση του Σιβηρικού Αντικυκλώνα στην Ανατολική Ευρώπη, ενώ χαμηλές πιέσεις έχει στην επιφάνεια η Ιβηρική χερσόνησος. Στην ανώτερη ατμόσφαιρα, στη στάθμη των 500hPa βλέπουμε χαμηλές πιέσεις να επεκτείνονται στα Βόρεια Βαλκάνια μέχρι την περιοχή της Ηπείρου και στην επιφάνεια τα κέντρα θετικού στροβιλισμού διακρίνονται στην ΝΑ Ιταλία και την Αδριατική, μεταφέροντας αρκετά υγρές αέριες μάζες στη χώρα μας ιδιαίτερα στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Κατά την D ημέρα πάνω από τα Ιωάννινα η θερμοκρασία στα 500hPa είναι -25°C και στα 850hPa στους -2°C .

Στο όγδοο Cluster έχουμε 9 γεγονότα χιονόπτωσης 5 από τα οποία συνέβησαν πριν το 1970 και οι μήνες Ιανουάριος και Μάρτιος έχουν από 3 περιπτώσεις. Από αυτά, τα 7 γεγονότα διήρκησαν μία ημέρα και μόλις 1 διήρκησε τρεις συνεχόμενες ημέρες.

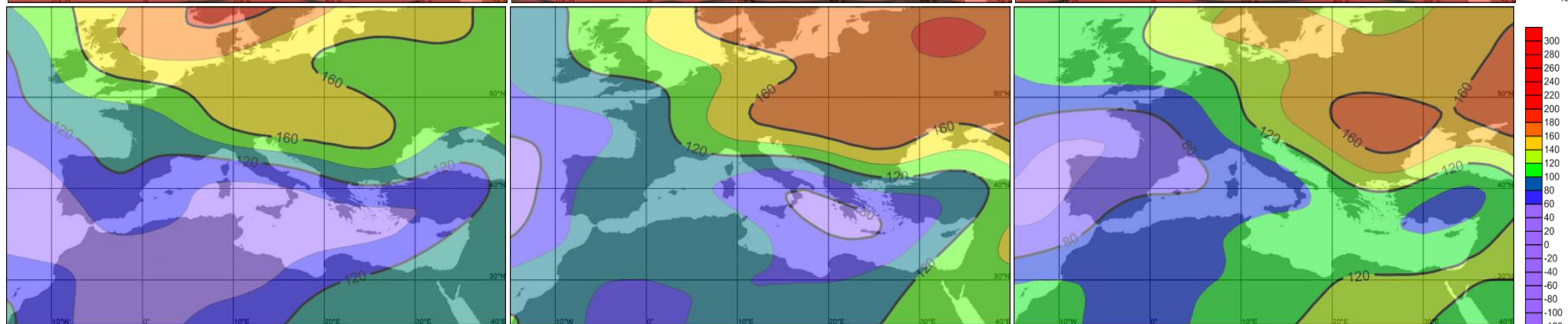
GPH 500hPa



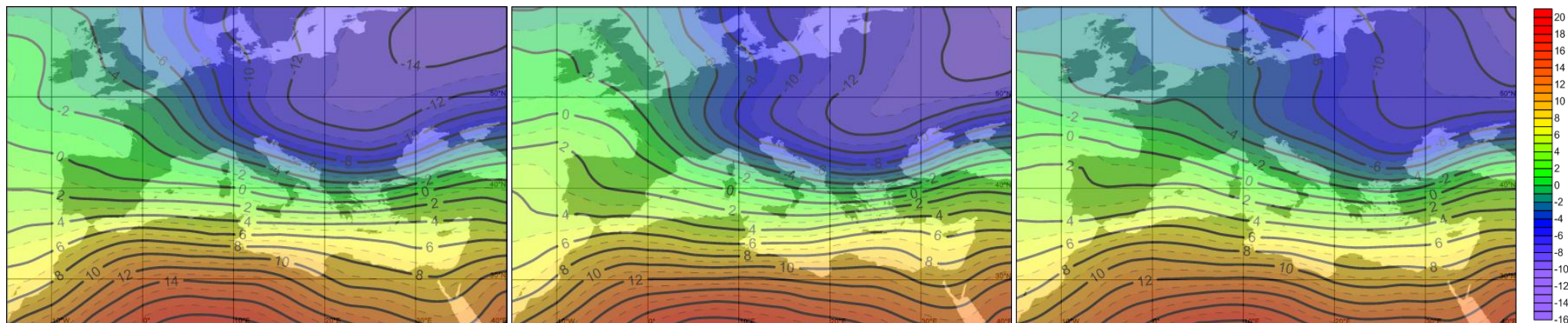
T 500hPa



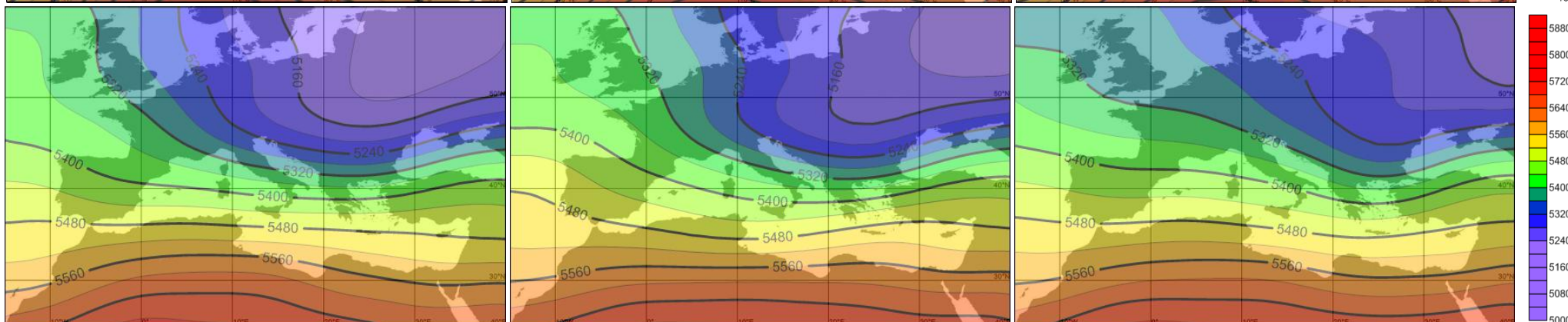
GPH 1000hPa



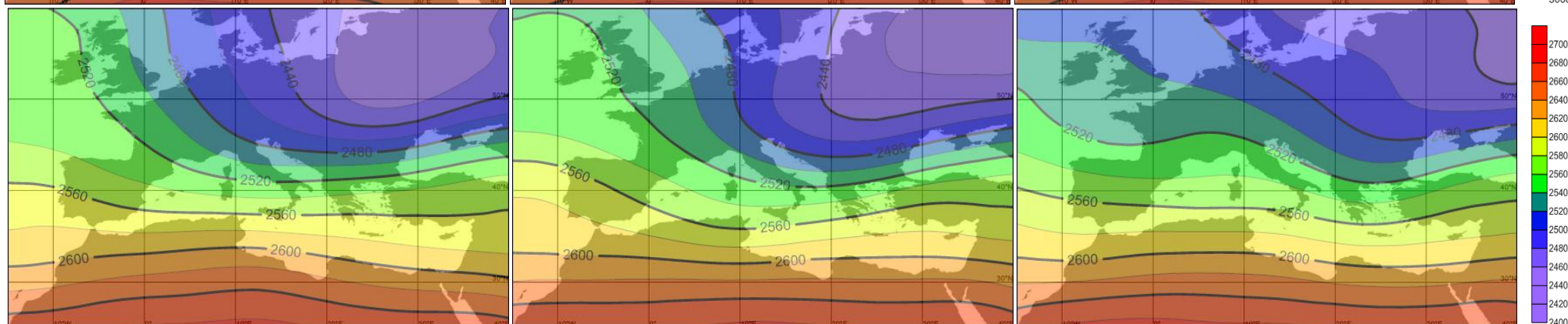
T 850hPa



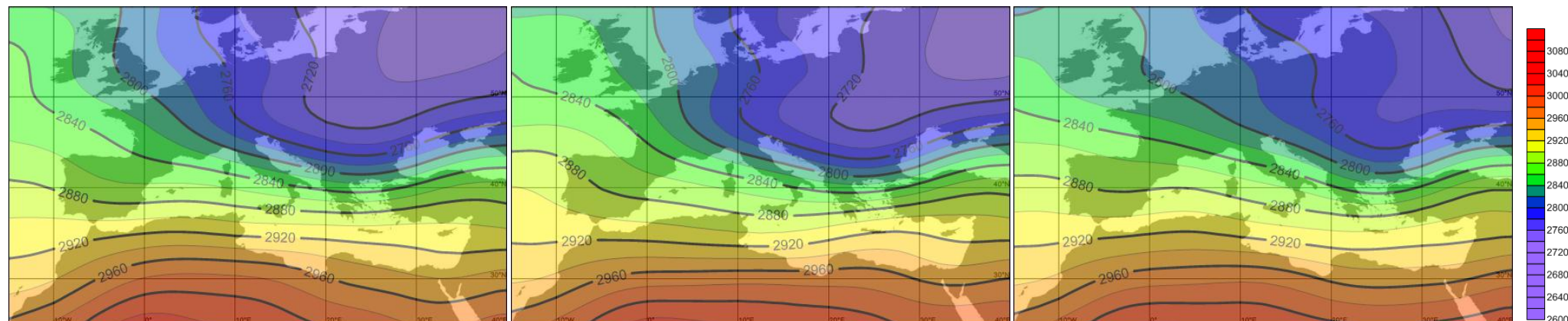
TH 1000-500hPa



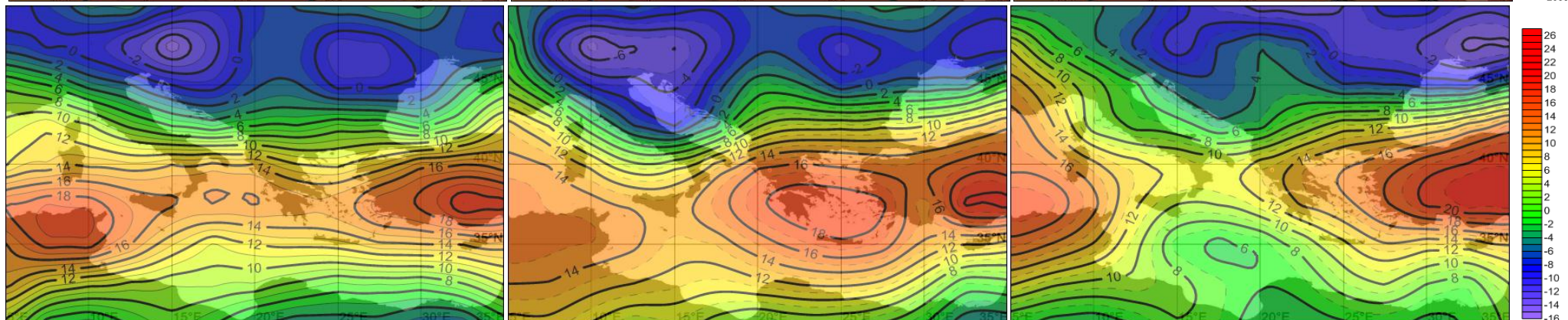
TH 700-500hPa



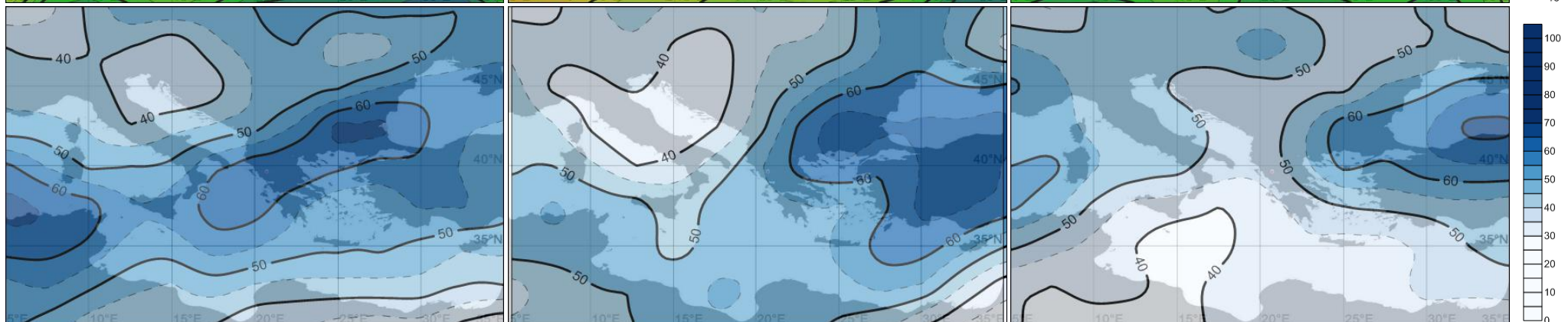
TH 1000-700hPa



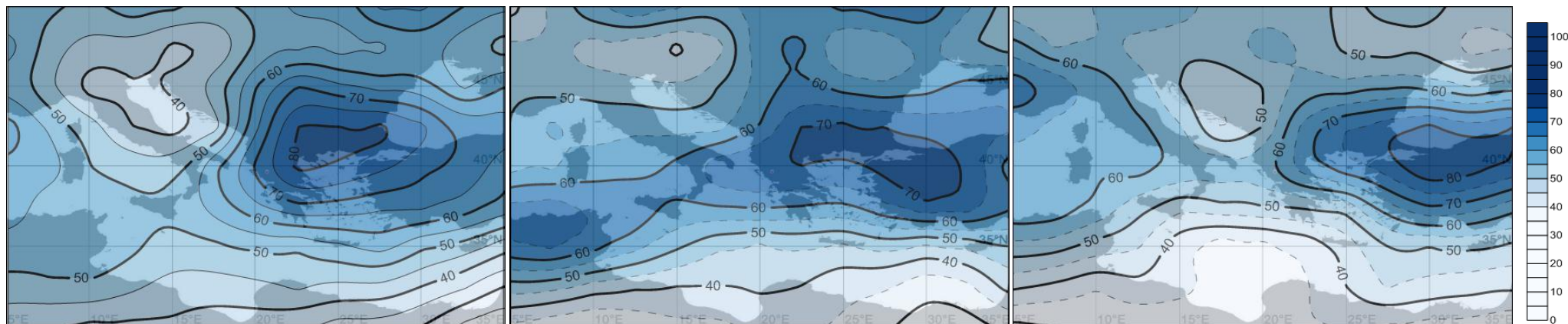
K-Index



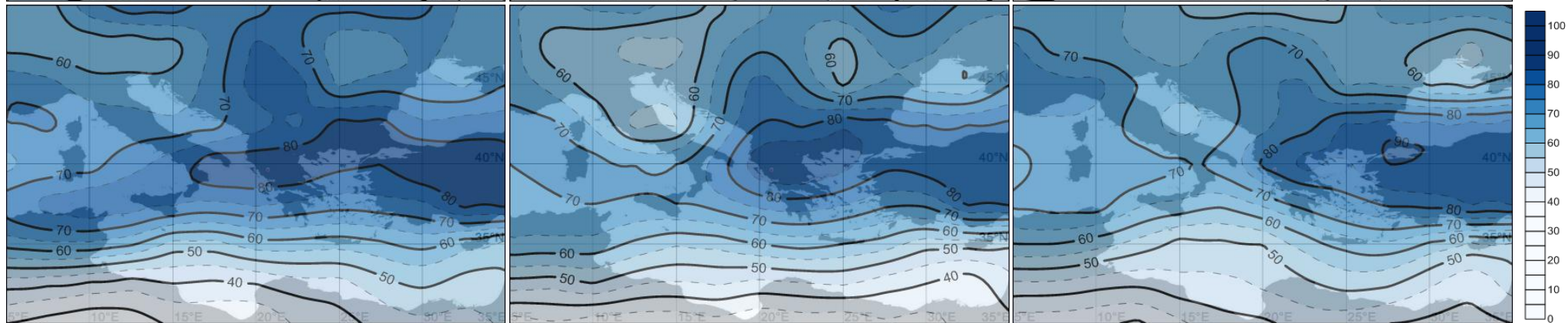
RH 500hPa



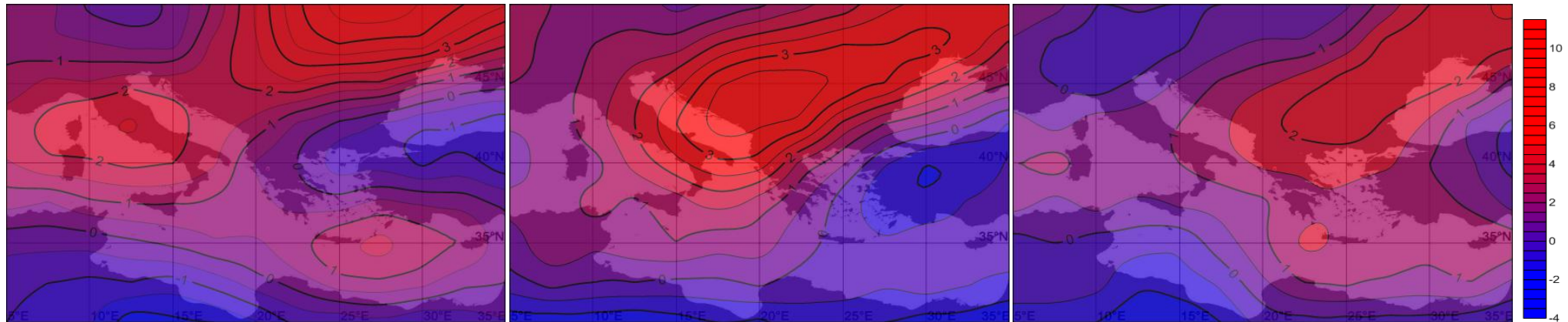
RH 700hPa



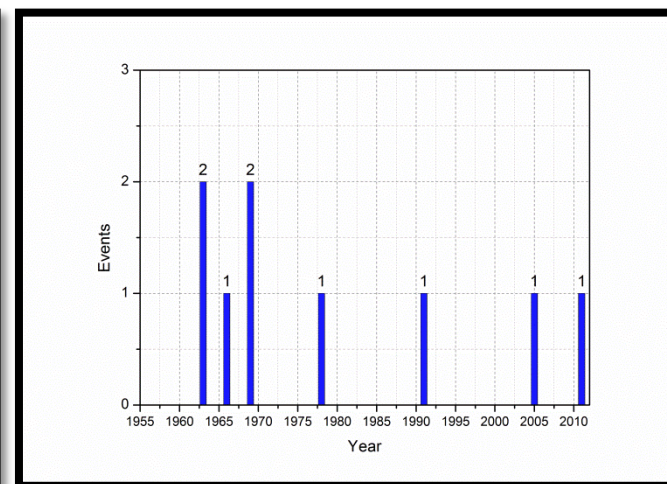
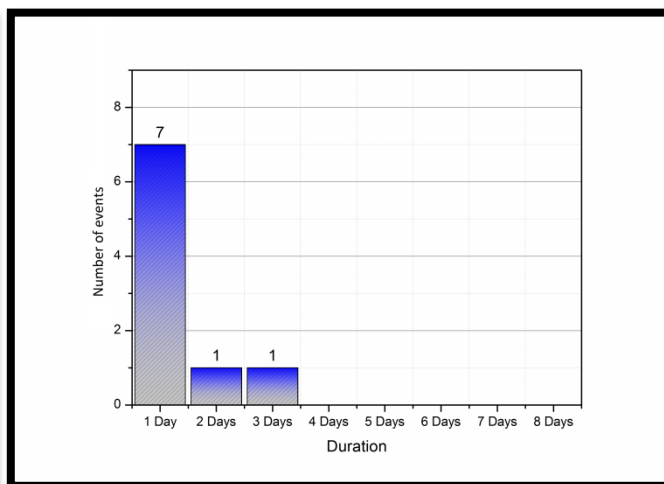
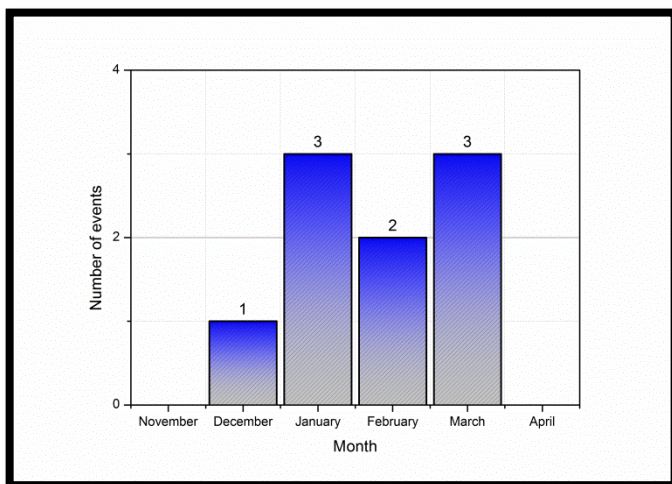
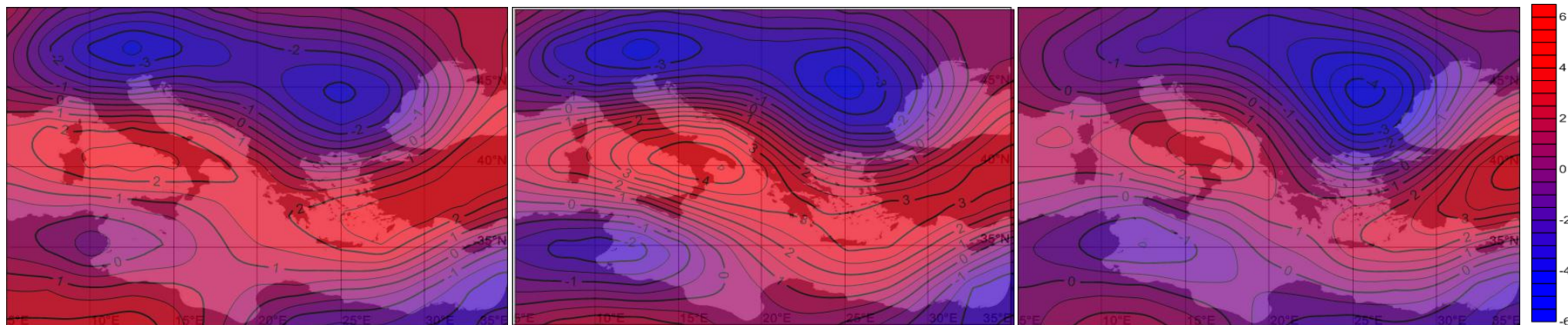
RH 850hPa



RV 500hPa



RV 1000hPa



Μηνιαία κατανομή του πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης. Κατανομή πλήθους ημερών χιονόπτωσης ως προς τη διάρκεια. Κατανομή πλήθους γεγονότων χιονόπτωσης ως προς το έτος.

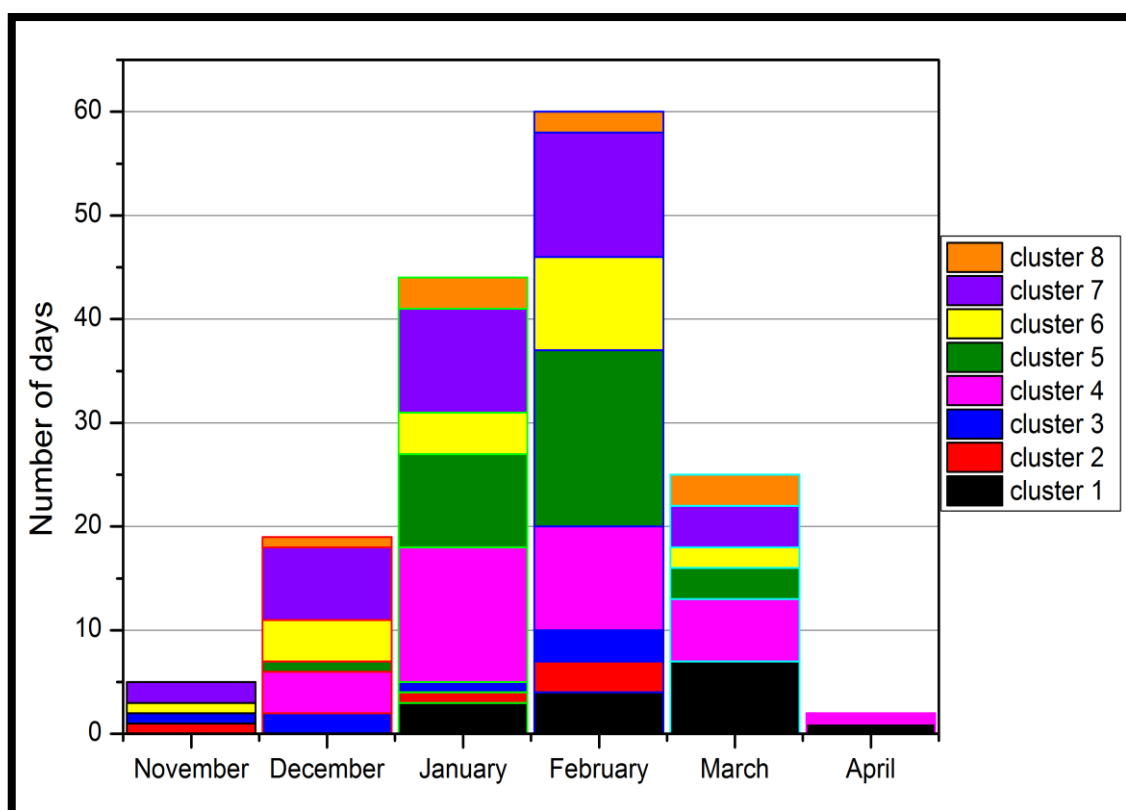
Σχ. 19 - Χάρτες απεικόνισης μετεωρολογικών παραμέτρων και στατιστικών αποτελεσμάτων για το cluster 8.

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

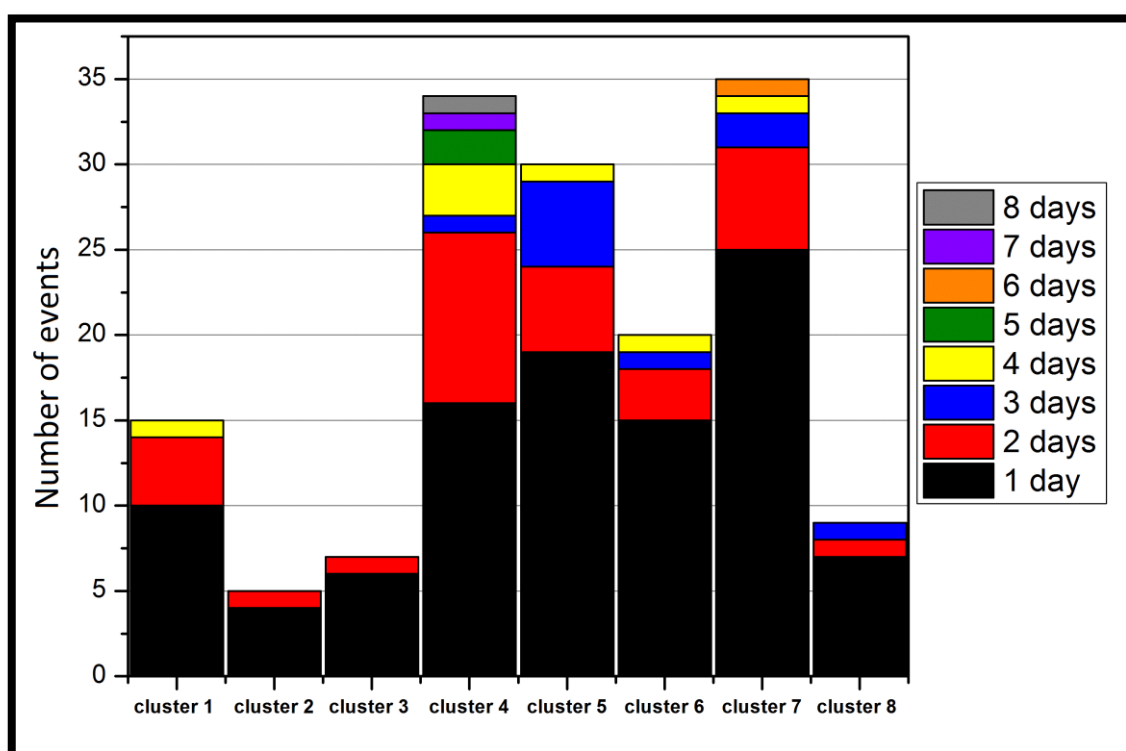
Η επαρκής πρόβλεψη χιονόπτωσης για το λεκανοπέδιο Ιωαννίνων αποτελεί ένα δύσκολο στοίχημα για κάθε προγνώστη. Η γεωμορφολογία της περιοχής, το υψόμετρο και ο προσανατολισμός του λεκανοπεδίου σε σχέση με τις υψηλές κορυφές της Πίνδου δυσκολεύουν τον εκάστοτε προγνώστη και δημιουργούν προβλήματα όταν το χιόνι επισκέπτεται τελικά τα Ιωάννινα. Με αυτήν την εργασία προσπαθήσαμε να αποδώσουμε όσο γίνεται καλύτερα την ατμοσφαιρική κυκλοφορία σε Ευρώπη και Μεσόγειο που ευνοεί τα γεγονότα χιονόπτωσης στην περιοχή και τα αποτελέσματα ήταν ικανοποιητικά σε σχέση με ό,τι μας έχει δείξει η εμπειρία της πρόγνωσης.

Στατιστικά των 8 ομάδων που προέκυψαν μπορούμε να δούμε στα επόμενα σχήματα. Βλέπουμε στο σχήμα 20 την κατανομή των γεγονότων χιονόπτωσης ανά ομάδα ανά μήνα του έτους. Χαρακτηριστικό είναι ότι ο μήνας Φεβρουάριος κατέχει τις ημέρες με τα περισσότερα γεγονότα (60) και ένα σημαντικό ποσοστό αντιστοιχεί σε γεγονότα της ομάδας 5 (17 γεγονότα) που χαρακτηρίζονται από βορειοδυτική επιφανειακή ροή στην Ήπειρο καθώς χαμηλές πιέσεις επηρεάζουν τη Ν. Ιταλία και υψηλές πιέσεις επικρατούν στα ΒΑ Βαλκάνια. Στη συνέχεια, στο σχήμα 21 βλέπουμε τον αριθμό ημερών χιονόπτωσης και τη διάρκεια γεγονότων χιονόπτωσης ανά ομάδα. Τα γεγονότα με διάρκεια 1 ημέρας επικρατούν όλους τους μήνες σε όλες τις ομάδες (clusters). Γεγονότα με διάρκεια 2 ημερών βρίσκουμε επίσης όλους τους μήνες που μελετούμε με μεγαλύτερη συγκέντρωση στην ομάδα 4. Στις ομάδες 1, 2 και 3 δεν βρίσκουμε γεγονότα με διάρκεια 3 ημερών ενώ 4 ημέρες έχουμε στις ομάδες 1, 4, 5, 6 και 7. Έξι ημέρες έχουμε μόνο στην ομάδα 7, ενώ 4, 7 και 8 ημέρες μόνο στην ομάδα 4.

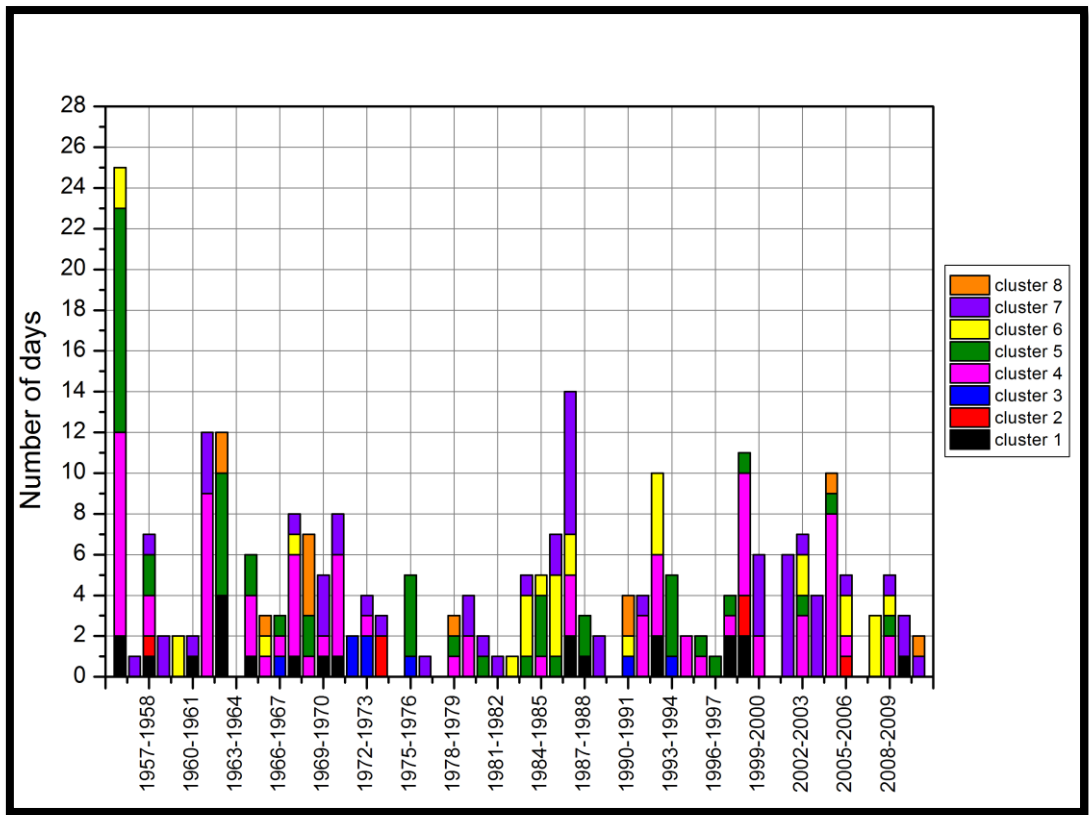
Στο τελευταίο μας σχήμα (Σχ. 22) διακρίνουμε τη διάρκεια των γεγονότων χιονόπτωσης σε ημέρες ανά χειμώνα ανά ομάδα. Αυτό το σχήμα διαφέρει από το Σχ. 9 καθώς σαν περίοδο χειμώνα αντιστοιχούμε τους μήνες Νοέμβριο μέχρι Απρίλιο, δηλαδή τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο ενός έτους μαζί με τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Μάρτιο και Απρίλιο του επόμενου χρόνου. Αυτό βοηθά να κατανοήσουμε καλύτερα πρακτικά τις επικρατούσες ατμοσφαιρικές συνθήκες ενός χειμώνα, ορισμένες φορές έχοντας βαρομετρικά συστήματα τα οποία έχουν μεγάλο χρόνο ζωής όπως οι αντικυκλώνες, με μεγάλη επιμονή πάνω από τη στεριά. Τα συστήματα αυτά γενικά καταρρέουν κατά τους θερινούς μήνες οπότε η νέα δημιουργία τους γίνεται υπό διαφορετικές συνθήκες κάθε χρόνο.



Σχ. 20 - Αριθμός ημερών χιονόπτωσης και διάρκεια γεγονότων χιονόπτωσης ανά μήνα για την περίοδο 1956 - 2011



Σχ. 21 - Αριθμός ημερών χιονόπτωσης και διάρκεια γεγονότων χιονόπτωσης ανά cluster για την περίοδο 1956 - 2011



Σχ. 22 - Αριθμός ημερών χιονόπτωσης και διάρκεια γεγονότων χιονόπτωσης ανά χειμώνα (περίοδος Νοέμβριος - Απρίλιος) ανά cluster για την περίοδο 1956 - 2011.

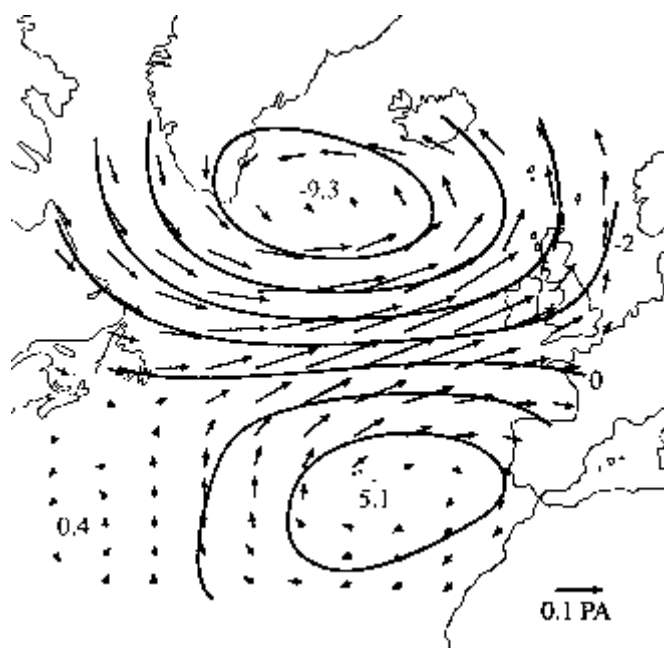
Σε γενικές γραμμές οι συνθήκες εκδήλωσης χιονόπτωσης στα Ιωάννινα παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3). Αυτές είναι οι μέσες τιμές των παραμέτρων που μελετήθηκαν ανά ομάδα.

Πίνακας 3. - Μερικές τιμές των παραμέτρων που χρησιμοποιήσαμε για την μέση ημέρα χιονόπτωσης στα Ιωάννινα.

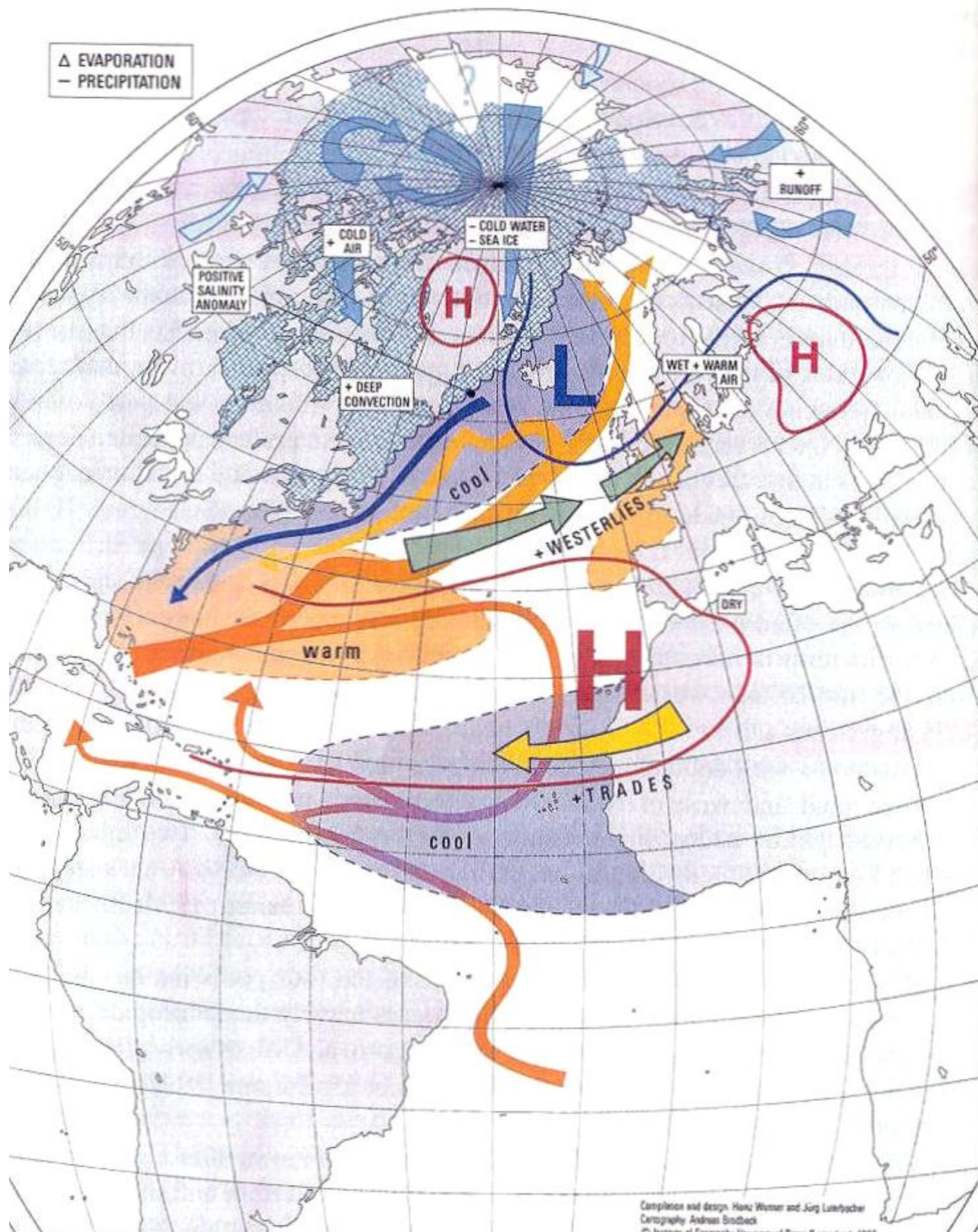
Cluster	500hPa Temperature (°C)	850hPa Temperature (°C)	TH 1000- 500hPa (m)	TH 1000- 700hPa (m)	GPH 500hPa (m)	RH 700 hPa (%)	RV 500hPa	RV 1000hPa
1	-29	-4	5320	2800	5400	75	3	2.5
2	-25	-2	5360	2840	5440	60	1.5	2
3	-25	-3	5360	2820	5560	80	-0.5	-1
4	-29	-4	5320	2820	5360	65	5	4
5	-30	-3	5320	2820	5400	70	4	2.5
6	-29	-4	5280	2800	5440	70	2	2.5
7	-28	-4	5320	2820	5420	60	5.5	3
8	-25	-2	5360	2840	5440	65	2	3

Π1. ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ

Η κύμανση του βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO), περιγράφει τη μεσημβρινή διακύμανση της ατμοσφαιρικής μάζας μεταξύ περιοχών (Λισαβόνας και Ρέϋκιαβικ) του βορείου Ατλαντικού όπου εδράζεται ο υποτροπικός αντικυκλώνας των Αζορών και περιοχών του υποπολικού χαμηλού της Ισλανδίας. Οι μεταβολές της ατμοσφαιρικής μάζας καθώς και της ατμοσφαιρικής πίεσης επηρεάζουν την ένταση και τις διαδρομές των καταιγίδων που διασχίζουν τον Ατλαντικό ωκεανό από τις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ προς την Ευρώπη. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται κυρίως τη χειμερινή περίοδο (Νοέμβριο - Απρίλιο). Η μεταβολή της βαροβαθμίδας μεταξύ του χαμηλού της Ισλανδίας και του υψηλού των Αζορών αποδίδεται με τον δείκτη NAO (NAO index). Για χαμηλότερες πιέσεις στην περιοχή της Ισλανδίας και υψηλότερες πιέσεις στην περιοχή των Αζορών από το φυσιολογικό, η κύμανση βρίσκεται στην θετική της φάση (NAO+). Η θετική φάση του NAO (υψηλή βαροβαθμίδα), συνεπάγεται ισχυρότερους δυτικούς ανέμους, περισσότερες χειμερινές καταιγίδες στον Ατλαντικό ωκεανό, ζεστούς και υγρούς χειμώνες σε κεντρική και βόρεια Ευρώπη και ξηρότερους χειμώνες στη νότια Ευρώπη, συμπεριλαμβανομένης της Μεσογείου (Σχήμα ΠΒ.1). Αντίθετα, η αρνητική φάση του NAO (χαμηλότερες τιμές βαροβαθμίδας), συνεπάγεται λιγότερες και ασθενέστερες καταιγίδες στον Ατλαντικό ωκεανό, υγρό καιρό στη Μεσόγειο και ψυχρότερο στην υπόλοιπη Ευρώπη (Σχήμα ΠΒ.2). Στην παρούσα μελέτη, κρίθηκε αναγκαίο να διερευνηθεί εάν η κύμανση του βορείου Ατλαντικού σχετίζεται με τυχόν μεταβολές των γεγονότων χιονόπτωσης ανά σύνολο μηνών που εμφανίζονται χιονοπτώσεις (Νοέμβριος – Μάρτιος) στην Βορειοδυτική Ελλάδα κατά την περίοδο 1957-2011.

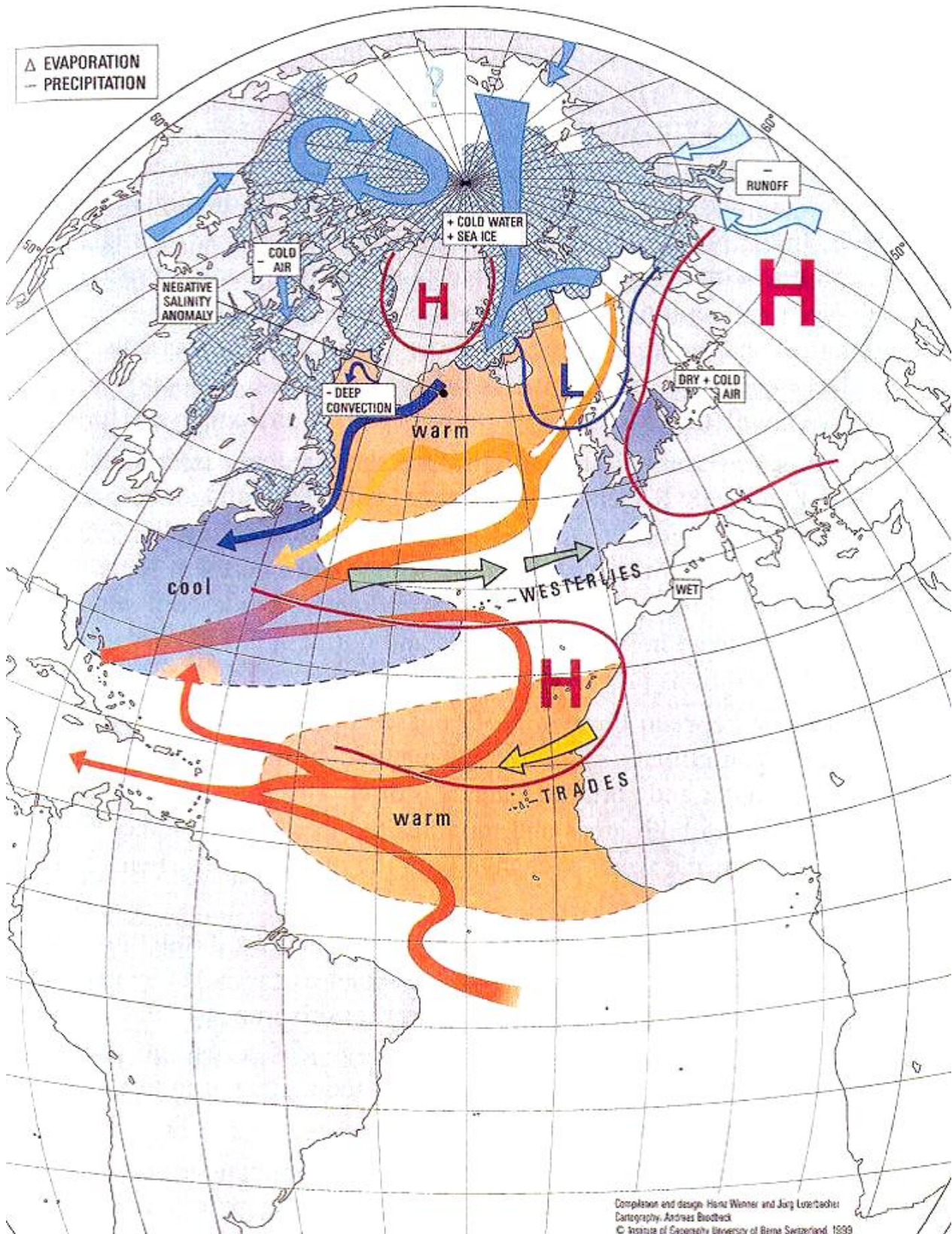


NAO +



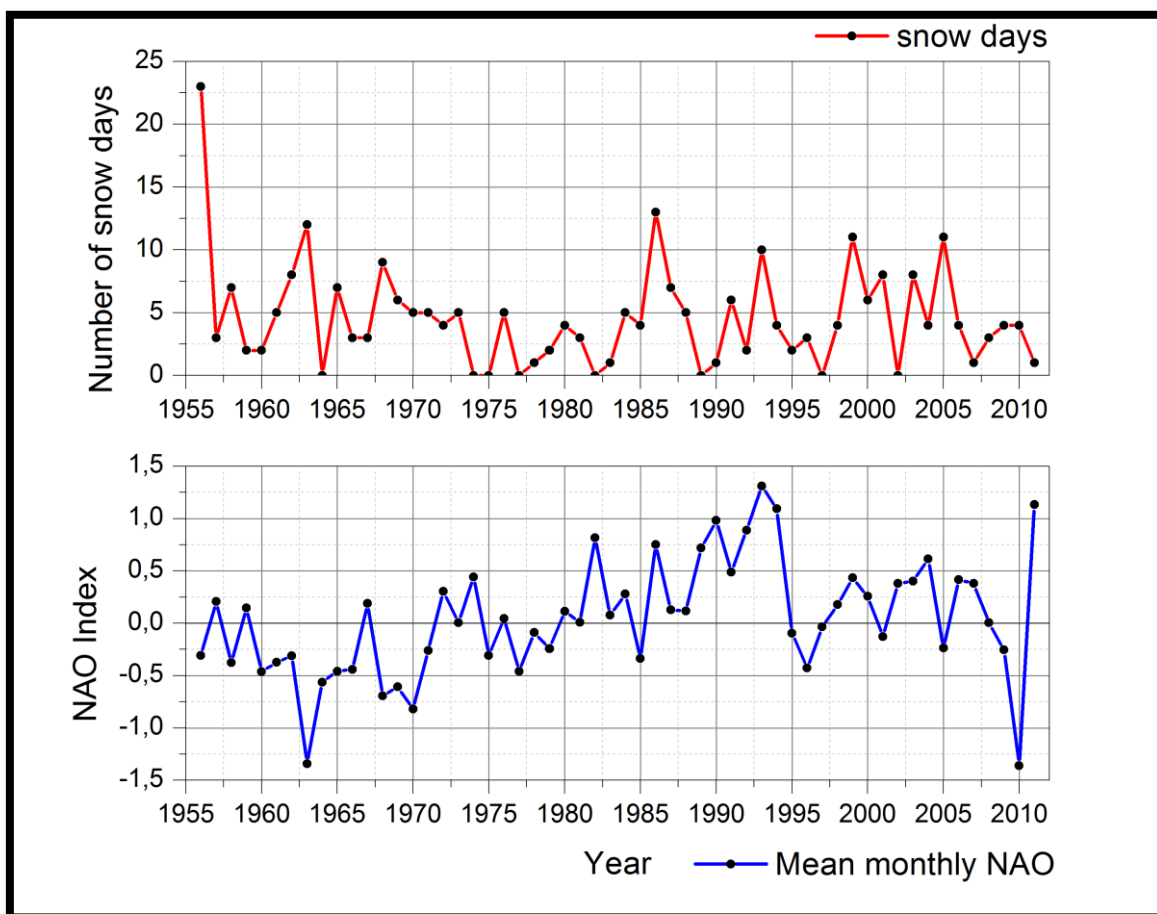
Σχήμα 23 - Γραφική απεικόνιση της δομής της θετικής φάσης της ταλάντωσης του βορείου Ατλαντικού (NAO+).

NAO –



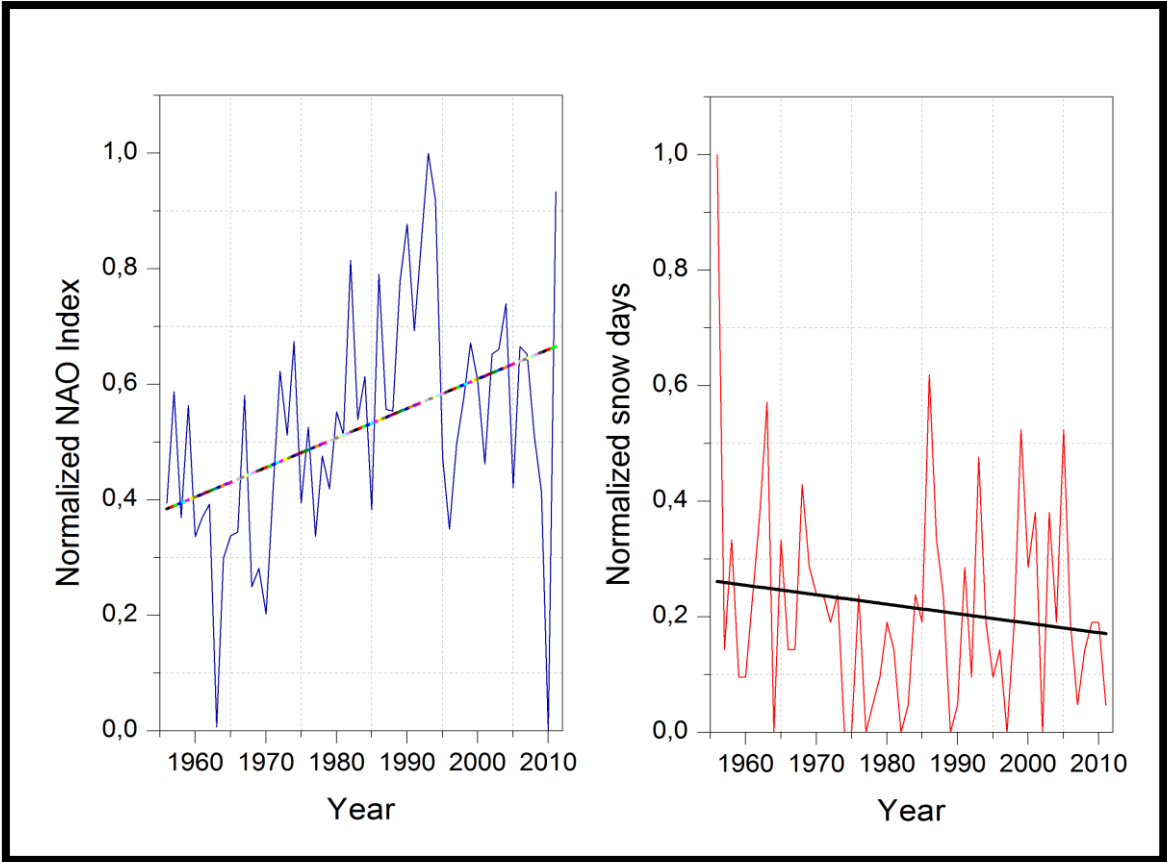
Σχήμα 24 - Γραφική απεικόνιση της δομής της αρνητικής φάσης της ταλάντωσης του βορείου Ατλαντικού (NAO-).

Η ετήσια μεταβολή του NAO index για την περίοδο 1956-2011 φαίνεται στο Σχήμα 25. Οι αρνητικές τιμές του είναι όταν ο δείκτης βρίσκεται στην αρνητική του φάση (NAO-), ενώ οι θετικές όταν βρίσκεται στη θετική του φάση (NAO+). Οι τιμές του κυμαίνονται από -1 έως 1. Διαπιστώνεται ότι κατά την περίοδο από το 1960 έως και το 1993, οι τιμές του δείκτη NAO ακολούθησαν αυξητική τάση, ενώ αντίθετα στην περίοδο που ακολούθησε, έως και το 2010, εμφάνισαν τάση μείωσης.

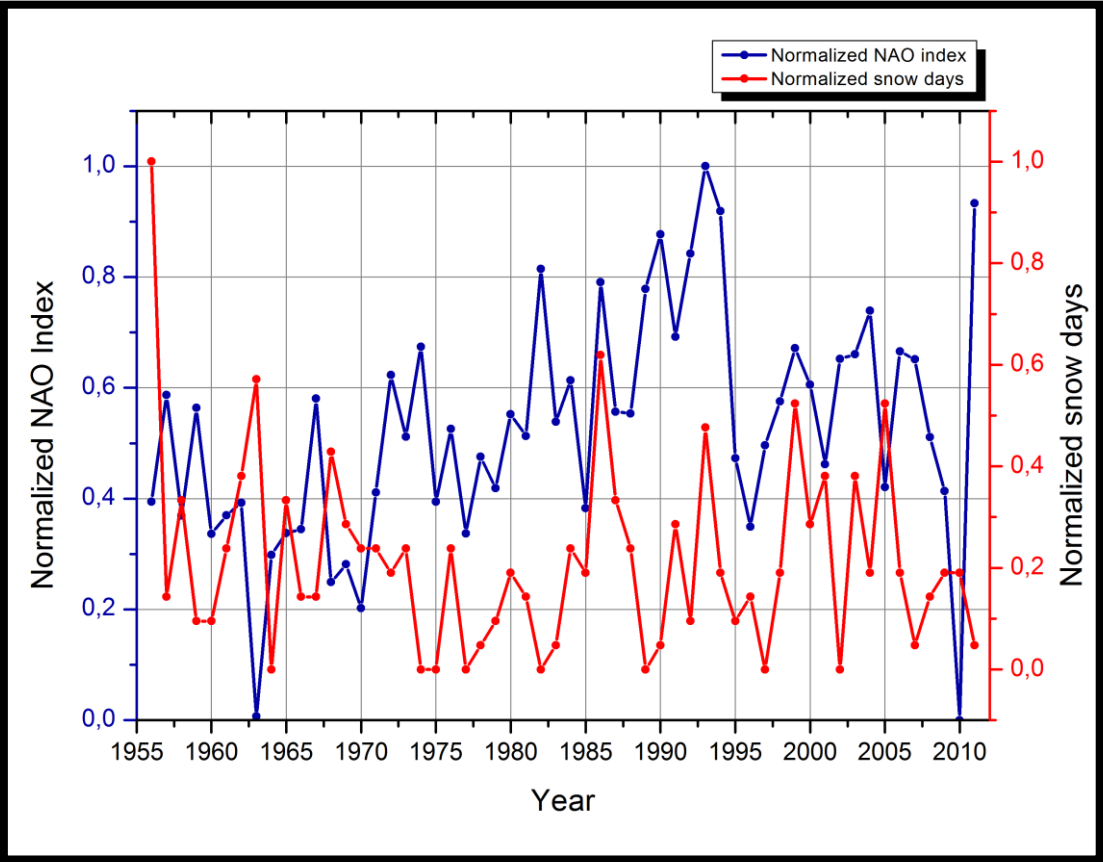


Σχ. 25 – Συσχέτιση του αριθμού ημερών χιονόπτωσης για τα Ιωάννινα με τη μεταβολή του δείκτη Βορειοατλαντικής κύμανσης (NAO index) για τους μήνες Νοέμβριο έως Μάρτιο κάθε έτους την περίοδο 1956-2011 (κάτω).

Για τη συσχέτιση των δύο καμπυλών κανονικοποιήσαμε τις τιμές, δηλαδή αφαιρέσαμε τη μέση τιμή και τη διαιρέσαμε με την τυπική απόκλιση. Οι νέες τιμές που προκύπτουν φαίνονται στο σχήμα 26α ενώ όλες οι τιμές μαζί στο σχήμα 26β. Οι μαύρες γραμμές αντιστοιχούν στην τάση του δείκτη NAO και των ημερών χιονόπτωσης αντίστοιχα. Βλέπουμε ότι υπάρχει ανοδική τάση στον δείκτη NAO και ελαφρώς καθοδική τάση στον αριθμό ημερών χιονόπτωσης. Δεν παρατηρούμε όμως συσχέτιση των τιμών μεταξύ των δύο μεταβλητών πράγμα που δεν μας δίνει πληροφορίες για τη σχέση του φαινομένου της χιονόπτωσης στα Ιωάννινα με την διάταξη των συστημάτων στον Βόρειο Ατλαντικό.



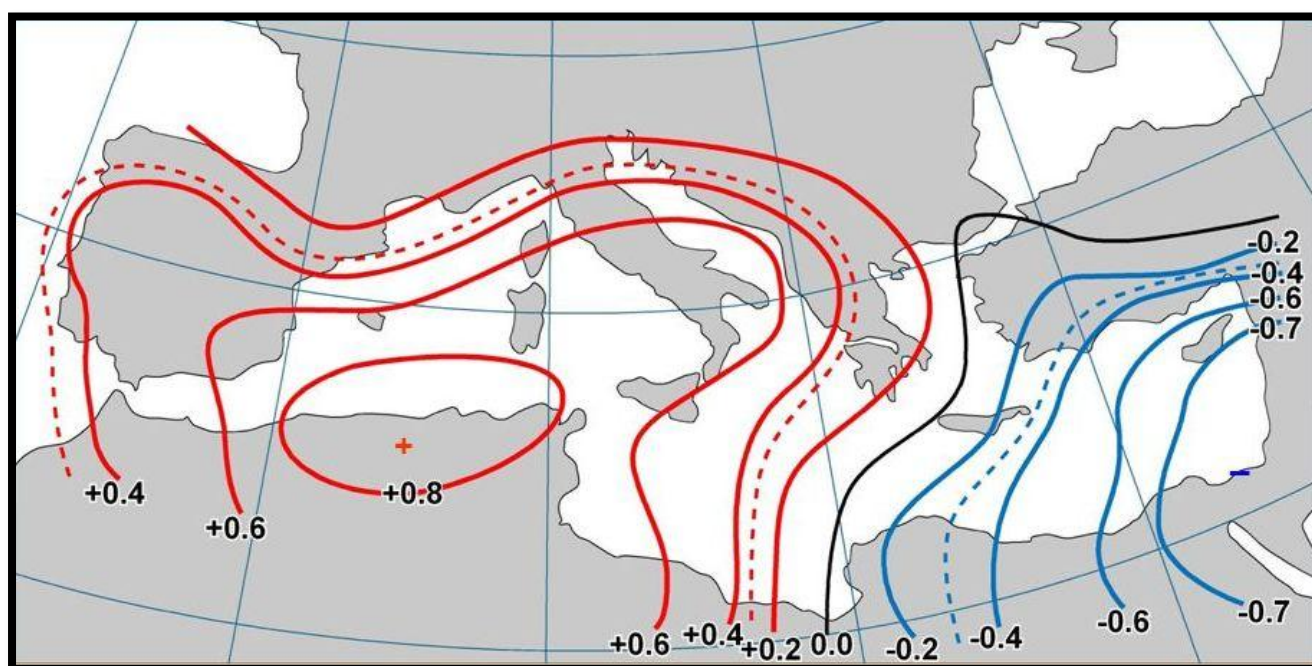
Σχ. 26α – Κανονικοποιημένες καμπύλες για τον δείκτη Βορειοατλαντικής ταλάντωσης NAO και τις ημέρες χιονόπτωσης.



Σχ. 26β – Κανονικοποιημένες καμπύλες για τον δείκτη Βορειοατλαντικής ταλάντωσης NAO και τις ημέρες χιονόπτωσης.

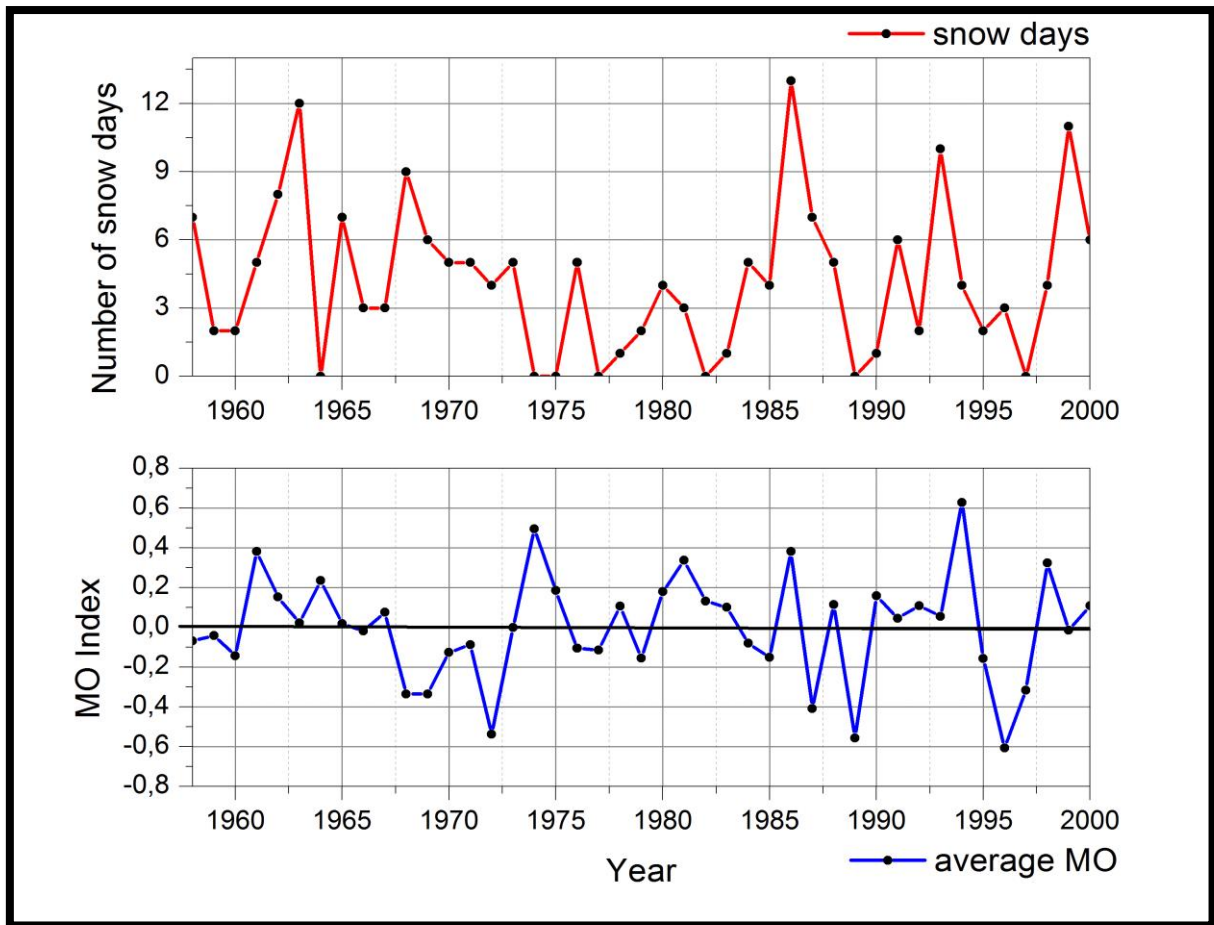
Π2. ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Δείκτη Μεσογειακής Ταλάντωσης ονομάζουμε τις κανονικοποιημένες τιμές της διαφοράς πίεσης ανάμεσα σε δύο περιοχές της Μεσογειακής λεκάνης, αυτή της Αλγερίας (36.4° N, 3.1° E) και του Καΐρου (30.1° N, 31.4° E). (Σχ. 27) Η κανονικοποίηση γίνεται διαιρώντας τις ετήσιες ανώμαλες τιμές της διαφοράς γεωδυναμικού ύψους μεταξύ Αλγέρι – Κάιρο διά την μακροχρόνια τυπική τους απόκλιση. Την περίοδο που συντάχθηκε η παρούσα εργασία το Κέντρο Κλιματολογικών Ερευνών του πανεπιστημίου της Ανατολικής Αγγλίας παρείχε ελεύθερα τις ημερήσιες μέσες τιμές του δείκτη Μεσογειακής Ταλάντωσης για την περίοδο 1958 – 2000. Έπρεπε λοιπόν να περιορίσουμε την περίοδο που μελετήσαμε νωρίτερα (1956 - 2011). Οι τιμές του δείκτη που παρουσιάζονται είναι οι μέσες τιμές των μηνών από Νοέμβριο έως Μάρτιο όπως και στον δείκτη NAO. Ο μήνας Απρίλιος δεν ήταν αντιπροσωπευτικός με μόνο 3 γεγονότα, ένα εξ'αυτών το 1956 που δεν περιλήφθηκε στην ανάλυση.



Σχήμα 27 - Γραφική απεικόνιση της δομής της θετικής φάσης της Μεσογειακής ταλάντωσης (MO+). Οι καμπύλες παρουσιάζουν τη συσχέτιση της ετήσιας μέσης τιμής του δείκτη MO με τις τιμές στο Αλγέρι.

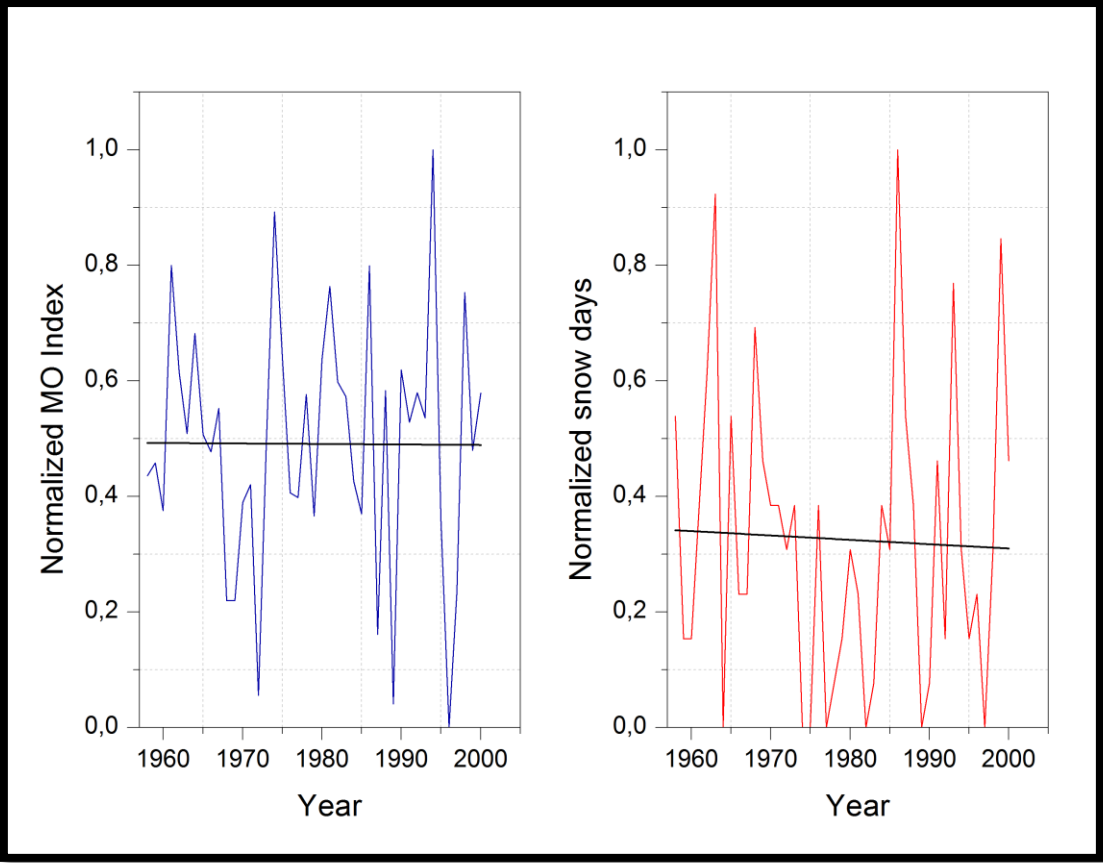
Για τη συσχέτιση των δύο καμπυλών κανονικοποιήσαμε τις τιμές, δηλαδή αφαιρέσαμε τη μέση τιμή και τη διαιρέσαμε με την τυπική απόκλιση. Οι νέες τιμές που προκύπτουν φαίνονται στο σχήμα 29α ενώ όλες οι τιμές μαζί στο σχήμα 29β. Οι μαύρες γραμμές αντιστοιχούν στην τάση του δείκτη MO και των ημερών χιονόπτωσης αντίστοιχα. Βλέπουμε ότι υπάρχει μία σταθερή πορεία του δείκτη MO και ελαφρώς καθοδική τάση στον αριθμό ημερών χιονόπτωσης. Θυμίζουμε ότι υπάρχει διαφορά με το Σχ. 26α στην περίοδο μελέτης. Δεν παρατηρούμε συσχέτιση των τιμών μεταξύ των δύο μεταβλητών πράγμα που δεν μας δίνει πληροφορίες για τηλεσύνδεση του φαινομένου της χιονόπτωσης στα Ιωάννινα με την διάταξη των συστημάτων στη λεκάνη της Μεσογείου. Για την μελέτη της τηλεσύνδεσης του φαινομένου στο μέλλον θα μελετηθούν και οι υπόλοιποι δείκτες που χρησιμοποιούνται από την επιστημονική κοινότητα σήμερα.



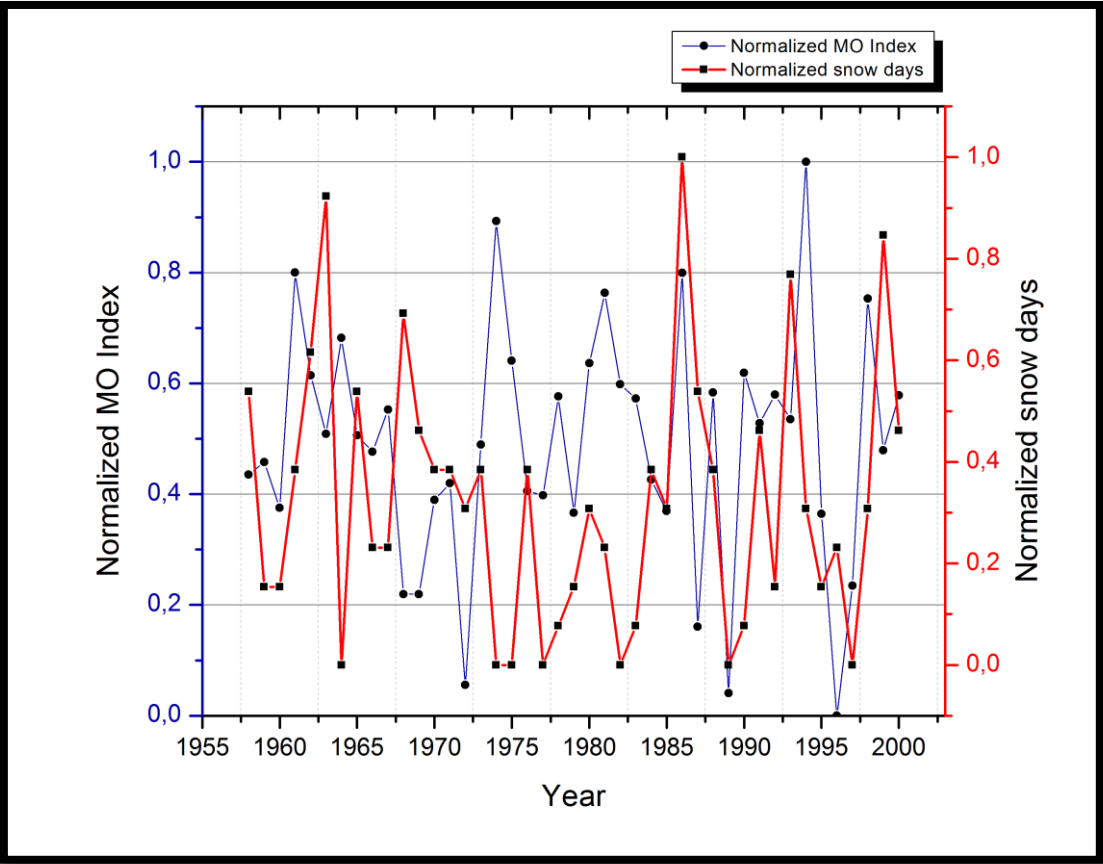
Σχ. 28 – Συσχέτιση του αριθμού ημερών χιονόπτωσης για τα Ιωάννινα με τη μεταβολή του δείκτη Μεσογειακής κύμανσης (MO index) για τους μήνες Νοέμβριο έως Μάρτιο κάθε έτους την περίοδο 1956-2011 (κάτω).

Μεταξύ της περιόδου 1961 – 1972 παρατηρούμε σημαντική πτώση του δείκτη MO. Παρόμοια αλλά μικρότερη πτωτική τάση παρουσιάζεται την περίοδο 1981 – 1989 ενώ μέχρι το 2000 ο δείκτης έχει δύο ακραίες τιμές, μία θετική και μία αρνητική.

Το έτος 1986 παρατηρούμε το μέγιστο αριθμό ημερών χιονόπτωσης στα Ιωάννινα και παράλληλα ένα μέγιστο της τιμής του δείκτη MO ενώ τα δύο έτη που προηγούνται και έπονται του 1986 έχουν συσχέτιση μεταξύ των δύο παραμέτρων.



Σχ. 29α – Κανονικοποιημένες καμπύλες για τον δείκτη Μεσογειακής ταλάντωσης MO και τις ημέρες χιονόπτωσης



Σχ. 29β – Κανονικοποιημένες καμπύλες για τον δείκτη Μεσογειακής ταλάντωσης MO και τις ημέρες χιονόπτωσης.

14. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Bartzokas A and Metaxa D. A., 1995, Factor analysis of some climatological elements in Athens, 1931-1992: Covariability and Climatic Change, *Theor. Appl. Climatol.*, 52, 195-205.
- Bartzokas, A. 1989. 'Annual variation of pressure over the Mediterranean Area', *Theor. Appl. Climatol.*, 40, 135–146.
- Lolis C. J., 1999, Spatial Covariability of the Climatic Parameters in the Greek Area, *International Journal of Climatology*, Laboratory of Meteorology, Department of Physics, University of Ioannina, Ioannina Greece, 19, 185-196.
- Manly B. F. J., 1986, *Multivariate statistical methods: A. Prime*, Chapman and Hall, London, 159 pp.
- Richman M. B., 1986, Rotation of principal components, *J. Climatol.*, 6, 293-335.
- Sugar AC, James MG. 2003. Finding the number of clusters in a Dataset: an information-theoretic approach. *Journal of the American Statistical Association* 98: 750–763.
- Houssos EE, Lolis CJ, Bartzokas A. 2009. The main characteristics of atmospheric circulation associated with fog in Greece. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences* 9: 1857–1869.
- Jolliffe IT. 1986. *Principal Component Analysis*. Springer: New York.
- Sharma S. 1996. *Applied Multivariate Techniques*. John Wiley: New York.
- Bartzokas, A., Metaxas, D.A. and Ganas, I.S. 1994. 'Spatial and temporal sea-surface temperature covariance in the Mediterranean', *Int. J. Climatol.*, 14, 201–213.
- Catsoulis, V., Tselepidakis, H., and Theocharatos, G.: Characteristics of precipitation in Ioannina, *Bull. Hellenic Meteorol. Soc.*, 1(2), 1–19, 1976 (in Greek).
- Esteban, P., Jones, P. D., Martin-Vide, J., and Mases, M.: Atmospheric Circulation Patterns Related to Heavy Snowfall Days in Andorra, Pyrenees, *Int. J. Climatol.*, 25, 319–329, 2005.
- Jansa, A., Genoves, A., Picornell, M. A., Campins, J., Riosalido, R., and Carretero, O.: Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach, *Meteorol. Appl.*, 8, 43–56, 2001.
- Jolliffe, I. T.: *Principal Component Analysis*, Springer, New York, 1986.
- Karapiperis, Ph.: Diurnal variation and probabilities of rainfall at Ioannina. *Hypomnemata of National Observatory of Ioannina, Ser. II, Meteorology*, No. 12, 1963.
- Keller, J. L.: Weather risk assessment at the dawn of ensemble numerical weather prediction, *Proceedings of the American Meteorological Society: 3rd Symposium on Environmental Applications*, Orlando, J9–J15, 2002.

- Kostopoulou, E. and Jones, P. D.: Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 89, 69–85, 2005.
- Kutiel, H., Hirsch-Eshkol, T. R., and Turkes, M.: Sea level pressure patterns associated with dry or wet monthly rainfall conditions in Turkey, *Theor. Appl. Climatol.*, 69, 39–67, 2001.
- E. E. Houssos et al.: Atmospheric conditions over Europe and the Mediterranean 135
- Metaxas, D. A.: Diurnal variation of cloudiness in Attica, *Bull. Hellenic Military Geographical Service*, 98, 8–15, 1970 (in Greek).
- Metaxas, D. A., Bartzokas, A., Repapis, C. C., and Dalezios, N. R.: Atmospheric circulation anomalies in dry and wet winters in Greece, *Meteorol. Z.*, 2, 127–131, 1993.
- Prezerakos, N. G. and Angouridakis, V. E.: Synoptic Consideration of Snowfall in Athens, *J. Climatol.*, 4, 269–285, 1984.
- Hurrell W., Clara Deser, North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation”, *Journal of Marine Systems*, 79 231–244, 2010.
- Tayanc, M., Karaca, M., and Dalfes, H. N.: March 1987 cyclone (blizzard) over the eastern Mediterranean and Balkan region associated with blocking, *Mon. Wea. Rev.*, 126(11), 3036–3047, 1998.