

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



**ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ, ΔΥΝΑΜΙΚΩΝ,
ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ
ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΕΝΟΣ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ
ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ**



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ
ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: ΧΑΡΑΛΑΜΠΟΣ ΦΕΙΔΑΣ, Καθηγητής, ΑΠΘ

ΣΑΒΒΑΣ ΣΙΣΚΟΣ
Πτυχιούχος Μαθηματικός

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2022





ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ, ΔΥΝΑΜΙΚΩΝ,
ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ
ΕΝΟΣ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΑΒΒΑΣ ΣΙΣΚΟΣ
Πτυχιούχος Μαθηματικός

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
«Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον» του Τομέα
Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας»

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή:

Χαράλαμπος Φείδας, Καθηγητής, επιβλέπων
Πυθαρούλης Ιωάννης, Αναπληρωτής Καθηγητής ΑΠΘ
Μπαμπζέλης Δημήτριος, ΕΔΙΠ ΑΠΘ

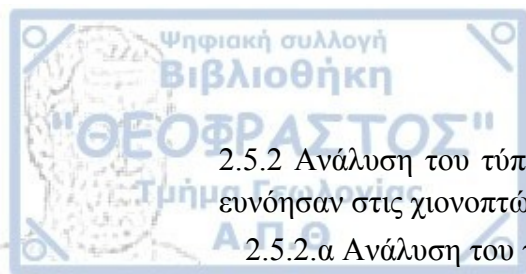


“Εἰς μεν τον πατέρα μου οφείλω το ζην, εἰς δε τον διδάσκαλό μου το εὖ ζην”

Ἀλέξανδρος ο Μέγας



ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	8
ABSTRACT.....	10
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ	12
1.1 ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΕΡΓΑΣΙΑΣ.....	12
1.2 ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ.....	14
1.3 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ.....	15
1.4 ΤΟ ΧΙΟΝΙ ΓΕΝΙΚΑ	17
1.5 ΕΥΝΟΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ.....	24
1.6 ΕΥΝΟΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ	29
1.7 ΔΕΙΚΤΕΣ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ	32
1.8 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ – ΥΛΙΚΟ	40
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΑΝΑΛΥΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΚΑΙΡΟΥ ΓΙΑ ΤΟ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΟΝ ΙΑΝΟΥΑΡΙΟ ΤΟΥ 2019.....	42
2.1 ΑΝΑΛΥΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6/1/2019	42
2.1.α1 Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa.....	42
2.1.α2 Ανάλυση χαρτών μεταφοράς στροβιλισμού της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa	53
2.1.β Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa.....	64
2.1.γ Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa.....	81
2.1.δ Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa.....	102
2.1.ε Εμπειρική και αυτόματη κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας, για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019	119
2.1.στ Κατακόρυφες τομές (Cross sections).....	133
2.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6/1/2019	155
2.3 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ THICKNESS ΤΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ 1000-500 HPA ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2019	175
2.4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ.....	178
2.5 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΤΥΠΟΥ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ.....	206
2.5.1 Μελέτης της δομής και των θερμοδυναμικών παραμέτρων της ανώτερης ατμόσφαιρας	210



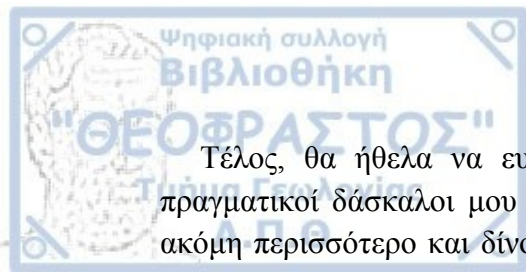
2.5.2 Ανάλυση του τύπου κυκλοφορίας και των συνοπτικών τύπων καιρού που ευνόησαν στις χιονοπτώσεις στην περιοχή της Θεσσαλονίκης.....	215
2.5.2.α Ανάλυση του τύπου κυκλοφορίας κατά Γιαννουλάκη (2014).....	215
2.5.2.β Ανάλυση συνοπτικών τύπων καιρού κατά Μπαρσάκη (1999).....	220
2.5.3 Εξέταση των τιμών των δεικτών χιονόπτωσης κατά Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου (2000)	222
2.6 ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΕΣ ΑΕΡΑ ΣΤΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΩΝ ΗΜΕΡΩΝ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ	223
2.7 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΚΥΜΑΝΣΗΣ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ (ΝΑΟ) ΣΤΗΝ ΕΥΡΩΠΗ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2019	229
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ ΣΤΑ ΔΙΑΦΟΡΑ ΚΑΝΑΛΙΑ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ ΑΠΟ ΤΙΣ 2 ΕΩΣ ΤΙΣ 6 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2019	236
3.1 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ	236
3.2 ΒΑΣΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗΣ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ.....	236
3.3 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	238
3.4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕΜΟΝΩΜΕΝΩΝ ΚΑΝΑΛΙΩΝ ΤΟΥ MSG.....	241
3.4.α Ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου με κέντρο στα 10.8 μm	241
I) Κανάλι 9, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 10.8 μm -Thermal Infrared (IR10.8).....	241
3.4.β Ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος με κέντρο στα 0.8 μm	270
II) Κανάλι 9, ορατό φάσμα με κέντρο στα 0.8 μm -Visual (VIS0.8).....	270
3.4.γ Ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι 5 των υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm	275
III) Κανάλι 5, υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm -Water Vapour (WV6.2).....	275
3.5 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ ΣΤΑ ΚΑΝΑΛΙΑ RGB.....	292
IV) Συνδυασμός καναλιών RGB	292
V) Συνδυασμός RGB (5-6, 8-9, 5) (WN6.2-WV7.3, IR8.7-IR10.8, WV6.2) - Airmass RGB.....	293
VI) Συνδυασμός RGB 2-4-9 (VIS0.8-IR3.9-IR10.8) - Day Microphysics RGB	303
VII) Συνδυασμός RGB (9-10, 4-9, 9) (IR10.8-IR12.0, IR3.9-IR10.8, IR10.8) - Night Microphysics RGB	307
4.ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	315
5.ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	327
6.ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	331

Ευχαριστίες

Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών (Π.Μ.Σ) του τμήματος Γεωλογίας, "Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον", με σκοπό την απόκτηση Μεταπτυχιακού Διπλώματος Ειδίκευσης (ΜΔΕ, MSc). Το θέμα της εργασίας επιλέχθηκε, με αφορμή τη μεγάλη αγάπη που έχω από πολύ μικρό παιδί για το φαινόμενο της χιονόπτωσης, καθώς για έμένα αποτελεί ίσως το πιο αγαπημένο καιρικό φαινόμενο, δίνοντας μου μαζί με τις θερινές αστάθειες τεράστια χαρά και αποτελώντας ένα πολύ σημαντικό λόγο να θέλω να ασχοληθώ με την επιστήμη της Μετεωρολογίας. Επίσης, το συγκεκριμένο επεισόδιο χιονόπτωσης για την περιοχή της Θεσσαλονίκης επιλέχθηκε, διότι αποτέλεσε το σημαντικότερο επεισόδιο χιονόπτωσης, όσον αφορά σε διάρκεια και ύψος χιονόστρωσης, μετά από μια μακρά περίοδο, κατά την οποία η πόλη και γενικά η ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, δεν ευνοούνταν από τόσο αξιόλογα επεισόδια χιονοπτώσεων.

Αρχικά, το μεγαλύτερο ευχαριστώ το αποδίδω με όλη μου την καρδιά, στον επιβλέποντα καθηγητή της διατριβής μου κ. Χαράλαμπο Φείδα, ο οποίος δέχτηκε αμέσως το θέμα της διατριβής με το οποίο επέλεξα να ασχοληθώ, δίνοντας μου κίνητρο, έτσι ώστε να αναπτύξω την παρούσα εργασία με αγάπη και πραγματικό ενδιαφέρον. Επιπλέον, τον ευχαριστώ και για το γεγονός ότι ήταν κοντά μου σε κάθε απορία που είχα, απαντώντας άμεσα και για κάθε ζήτημα που προέκυπτε σχετικά με την ανάλυση και τη δομή της διατριβής. Ευχαριστώ πολύ επίσης την κ. Χριστίνα Αναγνωστοπούλου, η οποία αν και δεν ήταν επιβλέπουσα καθηγήτρια και ούτε μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, με βοήθησε ιδιαίτερα και με πολύ μεγάλη προθυμία σχετικά με τις κατατάξεις των τύπων κυκλοφορίας κατά Hess-Brezowsky και κατά Μαχαίρα.

Δε θα μπορούσα επιπλέον να μην ευχαριστήσω πραγματικά πολύ τον κ. Ιωάννη Πυθαρούλη και τον κ. Δημήτρη Μπαμπζέλη, οι οποίοι ήταν αρωγοί κατά το χρονικό διάστημα της εκπόνησης της διατριβής, παρέχοντάς μου τα απαραίτητα δεδομένα και εργαλεία για την ανάπτυξη αυτής και επιλύοντας μου απορίες επιστημονικού περιεχομένου. Ένα μεγάλο ευχαριστώ επίσης χρωστάω και στο διδάκτορα και προγνώστη του Π.Μ.Κ.Μ./ΕΜΥ, κ. Δημήτρη Μπρίκα, όπου ήταν ιδιαίτερη τιμή και χαρά που τον γνώρισα, καθώς με βοήθησε πολύ με τις συμβουλές του σε θέματα Μετεωρολογίας, ενώ ήταν πολύ σημαντική και η συμβολή του σε βασικά ζητήματα ολοκλήρωσης της μεταπτυχιακής μου διατριβής.



Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους τους καθηγητές μου, οι οποίοι ως πραγματικοί δάσκαλοι μου έμαθαν Μετεωρολογία, κάνοντας μου να την αγαπήσω ακόμη περισσότερο και δίνοντάς μου παράλληλα τη θέληση να βρίσκομαι συνέχεια στο χώρο του μετεωροσκοπείου. Πάνω απ' όλα όμως οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ στον αγαπημένο μου καθηγητή κ. Θεόδωρο Καρακώστα, ο οποίος ήταν πάντα κοντά μου απ' όταν ήμουν ακόμη πρωτοετής φοιτητής, είδε τη μεγάλη μου αγάπη για τη Μετεωρολογία, αποτέλεσε στήριγμα για εμένα καθ' όλη την διάρκεια της φοιτητικής μου πορείας, πίστεψε σε έμένα, προσπάθησε να με μυήσει στην επιστήμη της Μετεωρολογίας, ενισχύοντας μου ακόμη περισσότερο το κίνητρο να ασχοληθώ με αυτήν, ενώ αποτέλεσε πραγματικό πρότυπο ανθρώπου και επιστήμονα για έμένα, του οποίου οι συμβουλές και η ηθική του θα με ακολουθούν πάντα στη ζωή μου ως φάρος.

Κύριος στόχος της παρούσας διατριβής αποτελεί η μελέτη και ανάλυση των συνοπτικών, δυναμικών, θερμοδυναμικών και δορυφορικών χαρακτηριστικών του επεισοδίου χιονόπτωσης το οποίο έλαβε χώρα στο χρονικό διάστημα μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου 2019, με περιοχή ενδιαφέροντος αποκλειστικά την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Για την επίτευξη του σκοπού αυτού, χρησιμοποιήθηκαν χάρτες καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας, χάρτες επιφάνειας, χάρτες ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, δεδομένα ραδιοβόλισης, κατακόρυφες τομές της ατμόσφαιρας καθ' ύψος και δορυφορικά δεδομένα. Σχετικά με τα συνοπτικά, δυναμικά και θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της κακοκαιρίας μεταξύ 3-5 Ιανουαρίου 2019, η μελέτη επικεντρώθηκε στην ανάλυση χαρτών ανώτερης ατμόσφαιρας στις αντιπροσωπευτικές στάθμες αναφοράς των 500, 850, 700 και 300 hpa, αλλά και χαρτών επιφάνειας. Η ανάλυση των χαρτών καιρού έγινε ανά 06 ώρες, με αρχή τη 2^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC και τέλος την 6^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Μελετήθηκε η κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019, με την εμπειρική κατάταξη κατά Hess-Brezowski και την αυτόματη μέθοδο κατά Μαχαίρα, με σκοπό τη διεξαγωγή αντικειμενικότερων συμπερασμάτων ως προς τον τύπο κυκλοφορίας, ο οποίος καθόρισε την υπό μελέτη κακοκαιρία. Επιπλέον, μελετήθηκαν οι κατακόρυφες ζωνικές και μεσημβρινές τομές της ατμόσφαιρας, με σταθερές τις συντεταγμένες της περιοχής της Θεσσαλονίκης, με σκοπό την καλύτερη εκτίμηση του συνοπτικού περιβάλλοντος του βαρομετρικού συστήματος, το οποίο συνέβαλλε στην εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη. Η ανάλυση των τομών αυτών έγινε αποκλειστικά για τη χρονική περίοδο, όπου εκδηλώνονταν χιονοπτώσεις και στο κέντρο της πόλης, δηλαδή από τις 4 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), έως τις 5 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC) και με χρονικό βήμα 12 UTC. Στη διατριβή προστέθηκε παράλληλα η μελέτη των τιμών του πάχους (thickness) του στρώματος 1000-500 hpa για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), έως 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC) και χρονικό βήμα 06 UTC, με σκοπό τον εντοπισμό των περιοχών όπου επικρατούν ψυχρές και θερμές αέριες μάζες, αλλά και τη μετακίνηση αυτών. Για την εκτίμηση της μορφής του παρατηρούμενο υετού, έγινε οπτικοποίηση του ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου σε μέτρα, για το χρονικό διάστημα από 3 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), έως 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC) και χρονικό βήμα 12 UTC. Έτσι, επιτεύχθηκε ο εντοπισμός των χρονικών στιγμών και φάσεων της κακοκαιρίας, όπου ο υετός είχε τη μορφή χιονιού. Για την καλύτερη απεικόνιση της δομής της ατμόσφαιρας καθ' ύψος έγινε χρήση δεδομένων ραδιοβόλισης του περιφερειακού Μετεωρολογικού κέντρου Μακεδονίας της Θεσσαλονίκης, με μορφή Skew-T log P διαγραμμάτων ανά 24 UTC, για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC). Μελετήθηκαν οι τύποι κυκλοφορίας κατά Γιαννουλάκη και οι ευνοϊκοί συνοπτικοί τύποι κατά Μπαρσάκη, έτσι ώστε να προσδιοριστεί ποιος τύπος καιρού επικρατούσε κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων. Εξετάστηκαν επίσης, τα κριτήρια κάποιων κρίσιμων δεικτών για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη των Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου και το πως

αυτά πληρούνται στην προκειμένη περίπτωση. Με τη χρήση του κώδικα METAR του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης και των παρατηρήσεων στο Μετεωροσκοπείο για το χρονικό διάστημα 3-5 Ιανουαρίου 2019, επιτεύχθηκε ο εντοπισμός της πρώτης ημέρας χιονόπτωσης. Για την εκτίμηση της ημερήσιας, της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας, της μέσης θερμοκρασίας ανά ημέρα για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, αλλά και για την εκτίμηση του κατά πόσο κι αν αποκλίνει η θερμοκρασία από τις μέσες κλιματικές τιμές του μήνα Ιανουαρίου, έγινε χρήση δεδομένων θερμοκρασίας του αυτόματου μετεωρολογικού σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Επίσης, μελετήθηκαν και οι μεταβολές των φάσεων της κύμανσης του βορείου Ατλαντικού (ΝΑΟ) στην Ευρωπαϊκή ήπειρο, για το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019, οι οποίες συνδέθηκαν με την υπό μελέτη κακοκαιρία. Για την ανάλυση των φασματικών και φυσικών χαρακτηριστικών των νεφών (ύψος, μορφή, είδος, περιοχή κορυφής, κίνηση) έγινε χρήση δορυφορικών προϊόντων του γεωστάσιμου δορυφόρου δεύτερης γενιάς Meteosat-11 (MSG-4). Η μελέτη των δορυφορικών αυτών προϊόντων, επικεντρώθηκε στην ανάλυση των μεμονωμένων καναλιών του MSG και συγκεκριμένα των καναλιών του θερμικού υπερύθρου (IR10.8), του ορατού (VIS0.6) και των υδρατμών (WV6.2). Η ανάλυση των καναλιών αυτών έγινε γενικά για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), έως 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), με εξαίρεση το κανάλι του ορατού, όπου η ανάλυση έγινε για τις 12 UTC ανά ημέρα από τις 3 έως τις 5 Ιανουαρίου 2019. Από τα κανάλια αυτά διεξήχθησαν πληροφορίες για τα φυσικά χαρακτηριστικά των νεφικών συστημάτων πάνω από την περιοχή μελέτης. Σημαντικό δορυφορικό εργαλείο στην παρούσα διατριβή, αποτέλεσε και η χρωματική σύνθεση καναλιών RGB, μέσω της οποίας αποτυπώθηκαν κάποια ιδιαίτερα χαρακτηριστικά των νεφών, αλλά και οι φυσικές ποσότητες αυτών, όπως η περιεκτικότητα του νέφους σε νερό, το οπτικό πάχος των νεφών, η φάση του νερού μέσα στα νέφη, το ύψος της κορυφής των νεφών κ.α. Η ανάλυση των καναλιών της χρωματικής σύνθεσης RGB, αφορούσε στους συνδυασμούς Airmass RGB, Day Microphysics RGB και Night Microphysics RGB, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), έως 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), εξαιρώντας τις ώρες χωρίς την παρουσία ηλιακού φωτός (00, 06 και 18 UTC), για το συνδυασμό Day Microphysics RGB και τις ώρες με ηλιακό φως για το συνδυασμό Night Microphysics RGB.



The main aim of this thesis is study and analysis the synoptic, dynamic, thermodynamic and satellite characteristics of the snowfall event, which took place between 3 and 5 January 2019, with area of interest exclusively the wider area of Thessaloniki. To achieve of this purpose, using upper level charts, surface charts, height of the wet bulb zero charts, radiosonde data, cross sections of the atmosphere at altitude and satellite data. Concerning the synoptic, dynamical and thermodynamical characteristics of snap between 3-5 January 2019, the study focused on analysis upper level charts in representative isobaric surfaces reference of 500, 850, 700 and 300 hpa, but and surface charts. The weather charts were analyzed per 6 hours, starting on 2nd January 2019 and hour 18 UTC and ending on 6th January 2019 and hour 00 UTC. The classification of circulation types for the period January 1-6 2019 was studied, with the Hess-Brezowski empirical classification and the Machaira automatic method, in order to make more objective conclusions regarding the circulation type who defined the under study snap. In addition, the cross zonal and meridional sections of the atmosphere were studied, with fixed coordinates of the area of Thessaloniki, in order to better estimate the synoptic environment of the barometric system which contributed to the snowfall event in Thessaloniki. The analysis of these cross sections was done exclusively for the time period where snowfalls was occurred in the city center, namely from 4 January 2019 (00 UTC), to 5 January 2019 (12 UTC) and with time step 12 UTC. The study of the thickness values of 1000-500 hpa layer was also added to the thesis for the time period from 2 January 2019 (18 UTC), to 6 January 2019 (00 UTC) and time step 06 UTC, in order to locating the areas where cold and warm air masses prevail, but also their movement. To estimate the form of the observed rain, the height of the wet bulb zero was visualized in meters, for the time period from 3 January 2019 (00 UTC), to 6 January 2019 (00 UTC) and time step 12 UTC. So, were identified the identifying the times and phases of snap where the rain was in the form of snow. For a better visualization of the structure of the atmosphere at height, using radiosonde data of the regional Meteorological Center of Macedonia in Thessaloniki in form of Skew-T log P plots per 24 UTC, for the time period 3-6 January 2019 (00 UTC). Were studied the circulation types according to Giannoulakis and the favorable synoptic types according to Barsakis, so as to determine what weather type prevailed during the snowfalls. Also, were examined the criteria of some critical indicators for the occurrence of snowfall in Thessaloniki by Makrogiannis and Sachsamanoglou and how these are fulfilled in this case. Using the METAR code of the Thessaloniki airport and the observations at the Meteorological Observatory for the time period 3-5 January 2019, was detected the first snowfall day. To estimate the daily, maximum and minimum temperature, average temperature per day for the time period 3-6 January 2019, but also for the assessment of how much the temperature deviates from the average climatic values of the month January, using temperature data of the automatic meteorological station of the Aristotle University of Thessaloniki. Also, were studied the changes in the phases of the North Atlantic

Oscillation (NAO) in the European continent, for the time period 2-7 January 2019, which were associated with the under study snap. For the analysis the spectral and physical characteristics of clouds (height, shape, type, top area, movement), using satellite products of the second generation geostationary satellite Meteosat-11 (MSG-4). The study of these satellite products focused on the analysis of individual MSG channels and specifically the Thermal Infrared (IR10.8), Visual (VIS0.6) and Water Vapor (WV6.2) channels. The analysis of these channels was generally done for the period from 2 January 2019 (18 UTC), to 6 January 2019 (00 UTC), with the exception of the visual channel, where the analysis was done for 12 UTC per day from 3 to 5 January 2019. From the specific channels was conducted information on the physical characteristics of cloud systems over the study area. An important satellite tool in this thesis was the color composition of RGB channels, through which were captured some particular characteristics of clouds, but also their natural quantities such as the liquid water, the optical thickness of the clouds, the phase of water in the clouds, the height of the top of the clouds, etc. The analysis of the channels of the RGB color composition, related to the combinations Airmass RGB, Day Microphysics RGB and Night Microphysics RGB, for the time period from 2 January 2019 (18 UTC), to 6 January 2019 (00 UTC), excluding hours without solar light (00, 06 and 18 UTC), for the Day Microphysics RGB combination and hours with solar light for the Night Microphysics RGB combination.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

1.1 ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Παρακάτω συνοψίζεται ο σκελετός και η δομή της εργασίας. Αρχικά, στο κεφάλαιο 1 της παρούσας διατριβής γίνεται αναφορά στο σκοπό της εργασίας, σε προηγούμενες μελέτες, σε εισαγωγικές έννοιες, στις ευνοϊκές συνθήκες χιονόπτωσης στην Ελλάδα και στη Θεσσαλονίκη, στους δείκτες χιονόπτωσης και στη μεθοδολογία που ακολουθείται. Αναλυτικότερα, στην παράγραφο 1.2, αναφέρεται ο σκοπός της παρούσας εργασίας, στην παράγραφο 1.3 γίνεται αναφορά σε προηγούμενες μελέτες και εργασίες σχετικά με το φαινόμενο της χιονόπτωσης τόσο στη Θεσσαλονίκη, όσο και ευρύτερα στον Ελλαδικό χώρο, στην παράγραφο 1.4 αναφέρονται τα γενικά χαρακτηριστικά του χιονιού, στην παράγραφο 1.5 περιγράφονται και παρουσιάζονται οι συνθήκες που ευνοούν τις χιονοπτώσεις στην Ελλάδα, στην παράγραφο 1.6 αναλύονται οι ευνοϊκές συνθήκες για χιονόπτωση στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, στην παράγραφο 1.7 παρουσιάζονται οι δείκτες χιονόπτωσης, ενώ στην παράγραφο 1.8 παρουσιάζεται η μεθοδολογία και το υλικό, για τη μελέτη του επεισοδίου χιονόπτωσης μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου του 2019.

Στο κεφάλαιο 2 της παρούσας διατριβής, παρουσιάζονται και αναλύονται οι χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας σε διάφορες ισοβαρικές στάθμες αναφοράς, οι χάρτες επιφάνειας και το πάχος του στρώματος 1000-500 hpa, για το χρονικό διάστημα από τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Επίσης, γίνεται εμπειρική και αυτόματη κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019. Επιτυγχάνεται η ανάλυση των κατακόρυφων τομών της ατμόσφαιρας για το χρονικό διάστημα 4-5 Ιανουαρίου 2019, με αρχή τις 00 UTC, ως προς τη 4^η Ιανουαρίου, τέλος τις 12 UTC ως προς τη 5^η Ιανουαρίου και χρονικό βήμα 12 UTC. Οπτικοποιείται το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, με αρχή τις 00 UTC ως προς τη 3^η Ιανουαρίου, τέλος τις 00 UTC ως προς την 6^η Ιανουαρίου και χρονικό βήμα 12 UTC. Παρουσιάζονται και αναλύονται θερμοδυναμικά διαγράμματα (Skew T-log P) με βάση δεδομένα ραδιοβολίσεων, για τις 00 UTC ανά ημέρα κατά το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019. Με χρήση του κώδικα METAR του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης, αλλά και του αρχείου παρατηρήσεων του Μετεωροσκοπείου, εντοπίζεται η πρώτη ημέρα χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη. Επιπλέον, μελετάται η δομή της ανώτερης ατμόσφαιρας και αναλύονται οι τύποι κυκλοφορίας και οι συνοπτικοί τύποι καιρού, λαμβάνοντας υπόψη τις παραμέτρους των γεωδυναμικών υψών και της θερμοκρασίας, όπως προέκυψαν από τις ραδιοβολίσεις. Αναλύεται η πορεία της θερμοκρασίας στη Θεσσαλονίκη κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων, σύμφωνα με δεδομένα του αυτόματου μετεωρολογικού σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, αλλά και η κύμανση του βορείου Ατλαντικού (NAO) στην Ευρώπη για το χρονικό διάστημα 1-7 Ιανουαρίου 2019. Αναλυτικότερα, στην παράγραφο 2.1.a1 αναλύονται οι χάρτες της ισοβαρικής

επιφάνειας των 500 hpa, στην παράγραφο 2.1.α2 αναλύονται οι χάρτες μεταφοράς στροβιλισμού στη στάθμη των 500 hpa, στην παράγραφο 2.1.β αναλύονται οι χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, στην παράγραφο 2.1.γ περιγράφονται και αναλύονται οι χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa, στην παράγραφο 2.1.δ αναλύονται οι χάρτες στη στάθμη των 700 hpa, στην παράγραφο 2.1.ε μελετάται η εμπειρική και αυτόματη κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας, για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019. Στην παράγραφο 2.1.στ πραγματοποιείται ανάλυση των μεσημβρινών και ζωνικών κατακόρυφων τομών της ατμόσφαιρας, με τις μεσημβρινές τομές να είναι σταθερού γεωγραφικού μήκους, κατά μήκος του μεσημβρινού $\lambda = 23^\circ\text{E}$, όπου διέρχεται από τη Θεσσαλονίκη και τις ζωνικές τομές να είναι σταθερού γεωγραφικού πλάτους, κατά μήκος της παραλλήλου $\varphi = 40,5^\circ\text{B}$, όπου διέρχεται από τη Θεσσαλονίκη.

Έπειτα, στην παράγραφο 2.2 αναλύονται και εκθέτονται χάρτες επιφάνειας, στην παράγραφο 2.3 παρουσιάζονται οι χάρτες thickness του στρώματος 1000-500 hpa. Στην παράγραφο 2.4 οπτικοποιούνται τα δεδομένα του ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, με σκοπό την εκτίμηση της μορφής του παρατηρούμενου υετού, ενώ παρουσιάζονται και θερμοδυναμικά διαγράμματα, τα οποία αποτυπώνουν δεδομένα ραδιοβολίσεων, με σκοπό την εκτίμηση της θερμοϋδρομετρικής κατάστασης της ατμόσφαιρας, κυρίως κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Στην παράγραφο 2.5, με τη χρήση του κώδικα METAR και του αρχείου παρατηρήσεων του Μετεωροσκοπείου, ορίζεται η πρώτη ημέρα χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, αλλά και οι χρονικές στιγμές εκδήλωσης χιονοπτώσεων, ενώ μελετάται η δομή της ανώτερης ατμόσφαιρας και αναλύεται ο τύπος κυκλοφορίας και οι συνοπτικοί τύποι καιρού που ευνόησαν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων. Στην παράγραφο 2.6, παρουσιάζονται στοιχεία της θερμοκρασίας του αέρα στη Θεσσαλονίκη, κατά τη διάρκεια των ημερών χιονόπτωσης, ενώ στην παράγραφο 2.7 αναλύεται η κύμανση του βορείου Ατλαντικού (NAO) στην Ευρώπη, για το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019 και η συσχέτιση των τιμών αυτής με την υπό μελέτη κακοκαιρία.

Στην ενότητα 3, γίνεται ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στα διάφορα κανάλια του γεωστάσιμου δορυφόρου δεύτερης γενιάς Meteosat-11 (Meteosat Second Generation, MSG-4), πάνω από τον Ελλαδικό χώρο από τις 2 έως τις 6 Ιανουαρίου του 2019. Συγκεκριμένα, στην παράγραφο 3.1 γίνεται αναφορά στη δορυφορική τηλεπισκόπηση, στην παράγραφο 3.2 αναφέρονται τα βασικά στοιχεία της δορυφορικής τηλεπισκόπησης, ενώ στην παράγραφο 3.3 αναφέρεται η πηγή των δορυφορικών δεδομένων, τα οποία χρησιμοποιούνται στην εργασία. Στην παράγραφο 3.4 στη συνέχεια, γίνεται ανάλυση των μεμονωμένων καναλιών του MSG. Στην παράγραφο 3.4.α ερμηνεύονται οι δορυφορικές εικόνες στο κανάλι 9 του θερμικού και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου με κέντρο στα $10.8\ \mu\text{m}$, για το χρονικό διάστημα από τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Στην παράγραφο 3.4.β ερμηνεύονται οι δορυφορικές εικόνες στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος με κέντρο στα $0.8\ \mu\text{m}$, για τις 12 UTC ανά ημέρα με αρχή την 3^η Ιανουαρίου 2019 και τέλος την 5^η Ιανουαρίου 2019. Στην παράγραφο 3.4.γ ερμηνεύονται οι δορυφορικές εικόνες στο κανάλι 5 των υδρατμών με κέντρο

στα 6.2 μm , για το ίδιο χρονικό διάστημα με αυτό του καναλιού του θερμικού υπερύθρου. Στην παράγραφο 3.5 της ενότητας 3, γίνεται ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στα κανάλια RGB. Συγκεκριμένα, στην παράγραφο 3.5.IV γίνεται εισαγωγή στη σημασία των καναλιών του συνδυασμού RGB. Έπειτα, στην παράγραφο 3.5.V αναλύεται ο συνδυασμός καναλιών Airmass RGB, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Στην παράγραφο 3.5.VI, ακολουθεί η ανάλυση των καναλιών στο συνδυασμό Day Microphysics RGB, για τις 12 UTC ανά ημέρα μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου 2019, ενώ στην παράγραφο 3.5.VII αναλύονται τα κανάλια στο συνδυασμό Night Microphysics RGB, μόνο για τις χρονικές στιγμές όπου απουσιάζει το ηλιακό φως (00, 06 και 18 UTC).

Στην παράγραφο 4, συνοψίζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την ανάλυση των διαφόρων μετεωρολογικών και δορυφορικών εργαλείων στη συγκεκριμένη διατριβή, ενώ τέλος στην παράγραφο 5 συνοψίζεται η βιβλιογραφία και οι πηγές στις οποίες βασίστηκε η ανάλυση της παρούσας εργασίας.

1.2 ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η πολύπλευρη μελέτη και ανάλυση των συνοπτικών, δυναμικών, θερμοδυναμικών και δορυφορικών χαρακτηριστικών του επεισοδίου χιονόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, το οποίο έλαβε χώρα μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου του 2019. Η μελέτη του συγκεκριμένου επεισοδίου, γίνεται με σκοπό τη διερεύνηση των συνοπτικών, δυναμικών και θερμοδυναμικών παραγόντων που συνέβαλλαν στη διαμόρφωση του, αλλά και των χαρακτηριστικών των νεφικών συστημάτων, με βάση δορυφορικά δεδομένα.

Επίσης, η εργασία αποσκοπεί στην ανάλυση και μελέτη των ποσοτικών και ποιοτικών χαρακτηριστικών των συγκεκριμένων χιονοπτώσεων, στη μελέτη του είδους και των χαρακτηριστικών της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η οποία ευνόησε τις χιονοπτώσεις στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης κατά την υπό μελέτη περίοδο, ως συνάρτηση των επικρατούντων συνοπτικών καταστάσεων και στον εντοπισμό πιθανόν ακραίων και αποκλινόντων από την κλιματολογία της περιοχής χαρακτηριστικών, κατά το συγκεκριμένο επεισόδιο χιονόπτωσης.

Για τις ανάγκες της εργασίας, χρησιμοποιούνται δεδομένα χαρτών καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας, αλλά και χαρτών επιφάνειας για τις συγκεκριμένες χρονικές περιόδους, όπου έλαβε χώρα το επεισόδιο χιονόπτωσης το οποίο μελετάται. Σε αυτά επίσης, προστίθενται δεδομένα ραδιοβόλισης (00 UTC) του περιφερειακού Μετεωρολογικού κέντρου Μακεδονίας της Θεσσαλονίκης, αλλά και δορυφορικά δεδομένα. Επιπλέον, γίνεται χρήση κομβικών δεδομένων του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF), με σκοπό την οπτικοποίηση των κατακόρυφων τομών της ατμόσφαιρας καθ' ύψος, οι οποίες αποδίδουν μια καλύτερη εικόνα του συνοπτικού και θερμοδυναμικού περιβάλλοντος των συστημάτων, που συνέβαλλαν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων. Επίσης, με τη χρήση των ίδιων κομβικών δεδομένων, οπτικοποιείται και το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού

θερμομέτρου, έτσι ώστε να εκτιμηθεί η μορφή που έχει ο υετός στην επιφάνεια του εδάφους.

Η ανάλυση των χαρτών καιρού γίνεται ανά 6 ώρες, με αρχή τη 2^α Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC και τέλος την 6^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Η ανάλυση των χαρτών του ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, γίνεται ανά 12 ώρες, με αρχή τη 3^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC και τέλος την 6^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Η ανάλυση των θερμοδυναμικών διαγραμμάτων, τα οποία αποτυπώνουν τα αποτελέσματα των ραδιοβολίσεων, γίνονται ανά 24 ώρες, με αρχή τη 3^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC και τέλος την 6^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Η ανάλυση των δορυφορικών εικόνων, γίνεται ανά 6 ώρες, με αρχή τις 18 UTC της 2^α_ς Ιανουαρίου 2019 και τέλος τις 00 UTC της 6^η_ς Ιανουαρίου 2019, περιλαμβάνοντας τα κανάλια του θερμικού και του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου φάσματος (IR10.8μm), του ορατού φάσματος (VIS0.8 μm), των υδρατμών (WV6.2 μm), του συνδυασμού RGB (5-6, 8-9, 5) - Airmass RGB, του συνδυασμού RGB (2-4-9) - Day Microphysics RGB και του συνδυασμού RGB (9-10, 4-9, 9) - Night Microphysics RGB. Εξαίρεση αποτελούν το κανάλι του ορατού και του συνδυασμού Day Microphysics, για τα οποία η ανάλυση γίνεται μόνο για τις 12 UTC, μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου 2019 και το κανάλι του συνδυασμού Night Microphysics RGB, για το οποίο η ανάλυση γίνεται τις ώρες όπου δεν υπάρχει ηλιακό φως, δηλαδή για τις 00, 06 και 18 UTC. Επιπλέον, παρουσιάζονται τα γεωδυναμικά ύψη στα 500 hpa, τα γεωδυναμικά ύψη στα 300 hpa, το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης, ενσωματωμένα μέσα στις δορυφορικές εικόνες των κάθε καναλιών, για την καλύτερη διεξαγωγή συμπερασμάτων.

1.3 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ

Λόγω της ομορφιάς του χιονιού και της σχετικά σπάνιας εμφάνισής του κατά τη διάρκεια ενός έτους, το φαινόμενο της χιονόπτωσης αποτέλεσε αντικείμενο έρευνας και μελέτης από την εποχή ακόμη του Αριστοτέλη (322-284 π.Χ). Αυτό γίνεται εμφανές στα «Μετεωρολογικά». Η επίδραση μάλιστα και οι επιπτώσεις που έχει το χιόνι, τόσο στην καθημερινή ζωή του ανθρώπου, όσο και στις αγροτικές καλλιέργειες, αποτέλεσε ένα ακόμη ενισχυτικό παράγοντα ενασχόλησης του ανθρώπου με το φαινόμενο της χιονόπτωσης.

Οι εργασίες, οι οποίες εκπονήθηκαν σχετικά με το φαινόμενο της χιονόπτωσης στην Ελλάδα, ξεκίνησαν ήδη από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα. Ο πρώτος Έλληνας που ασχολήθηκε με το φαινόμενο της χιονόπτωσης ήταν ο Αιγινίτης (1907), ο οποίος συγκεκριμένα μελέτησε τις χιονοπτώσεις στην Αττική, μέσω της εργασίας του με τίτλο «Το κλίμα της Ελλάδας». Η συγκεκριμένη εργασία βασίστηκε σε δεδομένα της χρονικής περιόδου 1840-1894. Στη συνέχεια ο Μαριόπουλος (1935,1936) σε δύο εργασίες του αναφέρεται στις χιονοπτώσεις στην περιοχή της Αττικής. Την ίδια περίοδο, ο Λειβαθηνός (1936) ασχολήθηκε με το ίδιο θέμα, ενώ ο Κυριαζόπουλος (1948) προσπαθεί να συσχετίσει τις χιονοπτώσεις στην Ελλάδα με συνοπτικά συστήματα. Επίσης, οι Μαριόπουλος και Καραπιτέρης (1955), μέσω της εργασίας

τους με τίτλο «Αι βροχοπτώσεις εν Ελλάδι» αναφέρονται στο φαινόμενο της χιονόπτωσης στην Ελλάδα, όπως επίσης στη συνέχεια και ο Καραλής (1969) στην εργασία του «Τύποι καιρού Ελλάδος».

Λίγο αργότερα ο Landsberg (1977), επιχείρησε να συνδέσει και να συσχετίσει τις χιονοπτώσεις στην Ελλάδα, με την ύπαρξη ενός Ευρωπαϊκού αντικυκλώνα με κέντρο στην περιοχή των Άλπεων. Δύο χρόνια αργότερα, το 1979 οι Πρεζεράκος και Αγγουριδάκης, μελέτησαν τα βασικά χαρακτηριστικά των χιονοπτώσεων στην περιοχή της Αθήνας, αλλά και τις συνοπτικές συνθήκες οι οποίες ευνοούν στην εκδήλωση αυτών. Την ίδια χρονιά, η Λιώκη-Λειβαδά-Τσελεπιδάκη στη διδακτορική της διατριβή με τίτλο «Οι χιονοπτώσεις εν Ελλάδι», αναφέρεται στη θεωρία σχηματισμού του χιονιού, στη διαχρονική πορεία των χιονοπτώσεων σε διάφορες περιοχές της Ελλάδας, στη δομή της ατμόσφαιρας στην περιοχή της Αττικής, καθώς και στη χρησιμότητα διάφορων δεικτών προσδιορισμού εμφάνισης χιονιού. Μελετώντας μάλιστα τις συνοπτικές καταστάσεις που ευνοούν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων στην περιοχή της Αθήνας, κατέληξε σε δύο τύπους συνοπτικών καταστάσεων. Η ταξινόμηση των δύο αυτών τύπων έγινε με κριτήριο τη θέση που εμφανίζει το κέντρο των αντικυκλώνων της Ευρώπης, σε συνδυασμό με την παρουσία μετωπικών υφέσεων στον ευρύτερο Μεσογειακό και Ελλαδικό χώρο. Έτσι, ο πρώτος τύπος ή τύπος Α, σχετίζεται με την εμφάνιση ενός αντικυκλώνα με κέντρο στη δυτική και κεντρική Ευρώπη, ενώ ο δεύτερος τύπος ή τύπος Β, με έναν αντικυκλώνα στην ανατολική Ευρώπη.

Στο ίδιο συμπέρασμα επίσης, κατέληξε όσον αφορά στις συνοπτικές καταστάσεις που ευνοούν τις χιονοπτώσεις στην Αθήνα και ο Πρεζεράκος (1984) στην εργασία του με τίτλο «Δομή της Ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων στην Αθήνα». Ο Πρεζεράκος (1984) στην εργασία του επίσης, μελέτησε την κατανομή των ημερών χιονόπτωσης, τη δομή της ατμόσφαιρας, αλλά και διάφορους δείκτες χιονιού. Η πρώτη εργασία, στην οποία μελετήθηκε το φαινόμενο της χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, πραγματοποιήθηκε από τους Livada και Stergiou (1975) με τίτλο «Χιόνι στη Θεσσαλονίκη». Στην εργασία αυτή μελετήθηκε και η διαχρονική πορεία των ημερών χιονόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Οι Σαχσαμάνογλου και Μακρογιάννης (1978), μελέτησαν τον τύπο υετού στο βόρειο Ελλαδικό χώρο, σε σχέση με τις τιμές των κατάλληλων δεικτών. Ο Μαχαίρας (1982) μέσω της εργασίας του «Συνοπτικές καταστάσεις και πολυδιάστατη Ανάλυση του καιρού στη Θεσσαλονίκη», μελέτησε τη δράση των αντικυκλωνικών τύπων καιρού, οι οποίοι προκαλούν χιονοπτώσεις στη Θεσσαλονίκη, ενώ μελέτησε και τους κυκλωνικούς τύπους καιρού.

Ο Σαχσαμάνογλου (1988) επίσης, μελέτησε τις θερινές χιονοπτώσεις στην ορεινή περιοχή του Ολύμπου. Ο Μπαρσάκης (1999) στη διατριβή του με τίτλο «Συνοπτική και Θερμοδυναμική ανάλυση του φαινομένου της χιονόπτωσης στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης», μελέτησε την κατανομή ημερών χιονόπτωσης, τις ακολουθίες ημερών χιονόπτωσης, τους δείκτες χιονόπτωσης για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, τη δομή της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη και τους συνοπτικούς τύπους που ευνοούν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων. Οι Μπαρσάκης και Μακρογιάννης (2000), προέβησαν σε μια

κλιματική και θερμοδυναμική ανάλυση του φαινομένου της χιονόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Οι Lagouvardos και Kotroni (2002), μελέτησαν το μεγάλο επεισόδιο χιονόπτωσης που έπληξε την κεντρική και νότια Ελλάδα στις 4-6 Ιανουαρίου 2002. Ο Τακούδης (2004), μελέτησε τις χιονοπτώσεις στην ηπειρωτική Θεσσαλία, αλλά και τα συνοπτικά συστήματα που τις προκαλούν.

Οι Houssos et all (2007) ασχολήθηκαν με τις ατμοσφαιρικές συνθήκες στην Ευρώπη και στη Μεσόγειο, οι οποίες ευνοούν τη χιονόπτωση στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας. Οι Λουκά κ.ά (2010) μελέτησαν ένα έντονο επεισόδιο χιονόπτωσης που σημειώθηκε στην περιοχή της Αθήνας στις 16-18 Φεβρουαρίου 2008, καθώς και την επίδραση του Αιγαίου πελάγους στην εκδήλωση και στην ένταση του φαινομένου. Οι Voudouri και Kotta (2012), μελέτησαν τους παράγοντες που ευνοούν τη χιονόπτωση στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας, επιχειρώντας μια σύγκριση μεταξύ των επεισοδίων χιονόπτωσης που σημειώθηκαν στις 7-9 Μαρτίου του 2011 και 16-18 Φεβρουαρίου του 2008. Τέλος, ο Γιαννουλάκης (2014) στην εργασία του «Συνοπτική και Δυναμική μελέτη του φαινομένου της χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη», μελέτησε τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά των ημερών χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, τους δείκτες χιονόπτωσης, τη δομή της ανώτερης ατμόσφαιρας και τους τύπους κυκλοφορίας, οι οποίοι ευνοούν τις χιονοπτώσεις στη Θεσσαλονίκη.

1.4 ΤΟ ΧΙΟΝΙ ΓΕΝΙΚΑ

Το χιόνι γενικά αποτελεί το συνηθέστερο στερεό ατμοσφαιρικό υδροαπόβλημα, συμβάλλοντας στη διαμόρφωση των κλιματικών χαρακτηριστικών μιας περιοχής. Η συσχέτιση αυτή του χιονιού με το κλίμα της εκάστοτε περιοχής, προκύπτει από τη μεγάλη ανακλαστικότητα (albedo) που αυτό παρουσιάζει, ενώ μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας και λευκάγειας, εμφανίζει το φρέσκο χιόνι. Οι χιονοπτώσεις στα ορεινά της Ελλάδας αρχίζουν συνήθως τον Οκτώβριο, όσον αφορά στα ορεινά της βόρειας και κεντρικής Ελλάδας και μερικές φορές το Σεπτέμβριο κυρίως σε αρκετά ορεινές περιοχές της βόρειας Πίνδου και της βόρειας Ελλάδας, ενώ τελειώνουν περί τα μέσα Μαΐου αν κι έχουν παρατηρηθεί χιονοπτώσεις και Ιούνιο μήνα, σε βουνά κυρίως της βόρειας Ελλάδας αλλά και της Πίνδου (www.meteology.gr).

Στα χαμηλότερα υψόμετρα, το χιόνι εμφανίζεται την περίοδο Νοέμβριο-Μάρτιο, ενώ μπορεί να παρατηρηθούν σπάνια χιονοπτώσεις και τον Οκτώβριο και τον Απρίλιο, ιδιαίτερα σε περιοχές της βόρειας χώρας. Επιπλέον, οι χιονοπτώσεις της 31^{ης} Αυγούστου του 1995 στα ορεινά των Γρεβενών κι εκείνες που σημειώθηκαν στις αρχές Ιουλίου 2006 (3-4/7), στις υψηλές κορυφές της βόρειας Πίνδου και του Ολύμπου θεωρούνται οριακές και εξαιρετικά σπάνιες (Ζιακόπουλος, 2009). Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 1.4.α) που ακολουθεί, παρουσιάζονται οι πρωιμότερες και οψιμότερες χιονοπτώσεις, σε κάποιες ενδεικτικές περιοχές της Ελλάδας, στο χρονικό διάστημα 1955-2008.

Περιοχή	Πρωιμότερη χιονόπτωση	Οψιμότερη χιονόπτωση
Κορυφές βόρειας Πίνδου και Ολύμπου	31/8/1995	3-4/7/2006
Πάρνηθα	17/10/2006	30/4/1987
Φλώρινα	19/10/1972	7/5/1989
Θεσ/νίκη	22/10/1972	9/4/1956
Τρίπολη	3/11/1971	16/4/1988
Αθήνα (Ν. Φιλαδέλφεια)	4/11/2006	24/3/2003

Πίνακας 1.4.α: Πρωιμότερες και οψιμότερες χιονοπτώσεις στην Ελλάδα (1955-2008)
(Πηγή: Ζιακόπουλος, 2009)

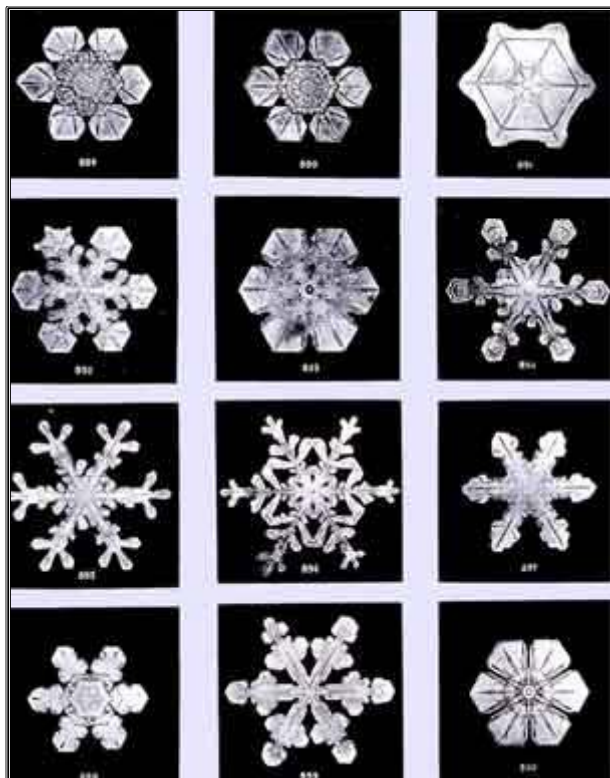
Ως προς τα δομικά χαρακτηριστικά του χιονιού, αυτό αποτελείται από παγοκρυστάλλους, οι οποίοι προέρχονται από ορισμένα νέφη και φτάνουν μέχρι το έδαφος χωρίς να τακούν. Αυτό βέβαια προϋποθέτει, το στρώμα του αέρα μεταξύ της βάσης του νέφους και του εδάφους, να είναι πολύ ψυχρό με θερμοκρασία μικρότερη από 0°C. Όταν η θερμοκρασία του αέρα κυμαίνεται μεταξύ των 0 και -10°C, τότε οι παγοκρυστάλλοι του χιονιού παρουσιάζουν υγρή επιφάνεια και με τη σύγκρουση μεταξύ τους κατά την πτώση τους, σχηματίζουν τις νιφάδες χιονιού, οι οποίες παρουσιάζουν ακανόνιστο σχήμα με μεγάλες διαστάσεις (5-10 cm). Στις πολικές περιοχές όμως ή σε ψηλά βουνά, όπου οι θερμοκρασίες είναι μικρότερες των -10°C δε σχηματίζονται εύκολα νιφάδες και το χιονόστρωμα του εδάφους αποτελείται από κόκκους πάγου, οι οποίοι παρασύρονται με τους ισχυρούς ανέμους, μεταφερόμενοι σε άλλες περιοχές (Σαχσαμάνογλου και Μακρυγιάννης, 2004).

Το καλοκαίρι, όπου το επίπεδο πήξης (επίπεδο στο οποίο η θερμοκρασία του αέρα είναι 0°C) είναι υψηλό, οι χιονονιφάδες λιώνουν πολύ πριν φτάσουν στο έδαφος, αλλά το χειμώνα που το επίπεδο πήξης είναι χαμηλό, έχουν μεγαλύτερες πιθανότητες να επιβιώσουν και να φτάσουν μέχρι το έδαφος. Σε γενικές γραμμές οι χιονονιφάδες, δύναται να διανύσουν αποστάσεις 250 έως 300 μέτρων κάτω από το επίπεδο πήξης χωρίς να λιώσουν, τουλάχιστον στο μεγαλύτερο μέρος τους (Ζιακόπουλος, 2008).

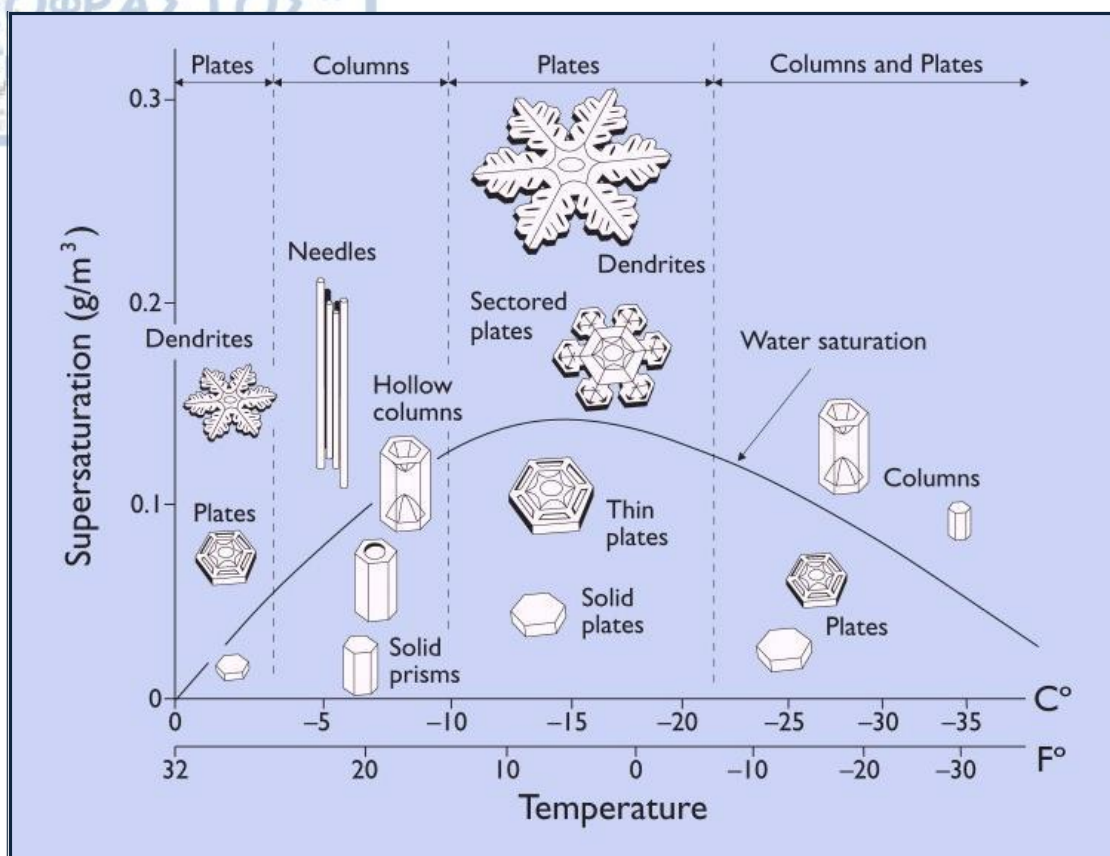
Όταν οι θερμοκρασίες κάτω από το νέφος είναι μεγαλύτερες από τους 0°C, αλλά ο αέρας σχετικά ξηρός, το νερό που προέρχεται από το λιώσιμο αριθμού νιφάδων, εξατμίζεται ψύχοντας το περιβάλλον, με αποτέλεσμα την επιβράδυνση του ρυθμού τήξης των υπόλοιπων νιφάδων. Στην περίπτωση αυτή, χιονονιφάδες μπορούν να φθάσουν μέχρι το έδαφος, ακόμη κι όταν η θερμοκρασία βρίσκεται 3 και 4°C πάνω από το μηδέν. Σε ορεινό περιβάλλον, όταν η σχετική υγρασία είναι χαμηλή, μπορεί να παρατηρηθεί χιονόπτωση ακόμη και με θερμοκρασία 8°C (Ζιακόπουλος, 2008).

Σύμφωνα με το Nakaya (1954), η μορφή των παγοκρυστάλλων του χιονιού, καθορίζεται από τις συνθήκες του περιβάλλοντος. Τέτοιες συνθήκες είναι: η σχετική υγρασία του αέρα σε σχέση με τον πάγο, η θερμοκρασία μέσα στο νέφος και η

ταχύτητα με την οποία κινείται ο παγοκρύσταλλος μέσα αλλά και κάτω από το νέφος. Αν αυτές οι συνθήκες μεταβληθούν, τότε μπορεί ο ίδιος ο παγοκρύσταλλος να αλλάξει μορφή ανάπτυξης κι έτσι εξηγούνται τα σύνθετα σχήματα των παγοκρυστάλλων που παρατηρούνται. Οι παγοκρύσταλλοι του χιονιού γενικά, παρουσιάζουν πολύπλοκους εξαγωνικούς σχηματισμούς, διαμέτρου 1-3 mm περίπου (Σχήμα 1.4.α). Τα κύρια σχήματα των παγοκρυστάλλων είναι: (α) κολώνα, (β) πλακίδιο και (γ) δενδρίτης. Στο Σχήμα 1.4.β παρακάτω, παρουσιάζονται τα βασικά σχήματα των χιονονιφάδων σε σχέση με τη θερμοκρασία.



Σχήμα 1.4.α: Οι πολύπλοκοι και εξαγωνικοί σχηματισμοί των παγοκρυστάλλων χιονιού (Πηγή: www.i-diadromi.gr)



Σχήμα 1.4.β: Μορφή παγοκρυστάλλων σε σχέση με τη θερμοκρασία (Πηγή: Fletcher, 1966).

Όσο αυξάνει η ταχύτητα πτώσης των παγοκρυστάλλων, τόσο αυξάνει και η πιθανότητα ο υετός να πέσει με τη μορφή χιονιού, ακόμη κι αν η θερμοκρασία του εδάφους βρίσκεται πάνω από τους 0°C (Λιώκη-Λειβαδά-Τσελεπιδάκη, 1979). Λαμβάνοντας υπόψη την ταχύτητα πτώσης των παγοκρυστάλλων, προκύπτουν εμπειρικοί τύποι, οι οποίοι εκτιμούν και προσεγγίζουν την ταχύτητα πτώσης διάφορων τύπων παγοκρυστάλλων. Συγκεκριμένα, όσον αφορά στη χιονονιφάδα, ένας εμπειρικός τύπος για τον υπολογισμό της ταχύτητας πτώσης αυτής, δίνεται από την εξής σχέση:

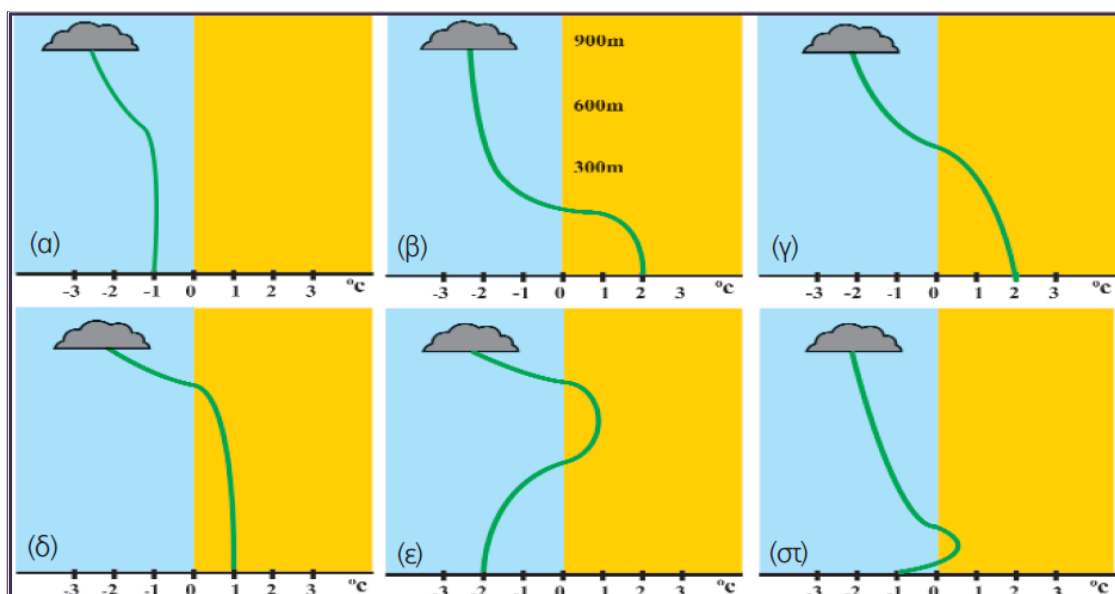
$$u = kD^n$$

όπου:

- u : ταχύτητα (cm/s)
- D : διάμετρος της χιονονιφάδας όταν λιώνει (cm)
- k, n : ποικίλουν ανάλογα με τη δομή (Langleben, 1954)

Στην παραπάνω σχέση, για τους δενδρίτες το $k=160$ και το $n=0.3$, ενώ στα πλακίδια και τις κολώνες το $k=234$ και το $n=0.3$. Οι χιονονιφάδες, με βάση την παραπάνω εμπειρική σχέση, προκύπτει ότι έχουν ταχύτητα πτώσης περίπου 1 m/s. Αν όμως αρχίσουν να λιώνουν, γίνονται πιο συμπυκνωμένες και πέφτουν ταχύτερα (Καρακώστας, 2022).

Για την εκτίμηση, του αν ο υετός που φθάνει στο έδαφος, έχει τη μορφή χιονιού ή βροχής, ασφαλή δείκτη δεν αποτελεί μόνο η θερμοκρασία που επικρατεί κοντά στο έδαφος. Πρέπει να εξετάζεται και η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας, κυρίως στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα. Στο παρακάτω σχήμα που ακολουθεί (Σχήμα 1.4.β), παρουσιάζονται μερικές τυπικές καθ' ύψος μεταβολές της θερμοκρασίας, οι οποίες συνδέονται με διάφορους τύπους υετού που φθάνουν στο έδαφος (Ζιακόπουλος, 2008).



Σχήμα 1.4.β: Τυπικές καθ' ύψος κατανομές της θερμοκρασίας και οι μορφές υετού που συνδέονται με αυτές: (α) και (β) χιόνι, (γ) χιονόνερο, (δ) βροχή, (ε) χιονοσφαιρίδια και (στ) πηγνυμένη βροχή (Πηγή: Ζιακόπουλος, 2008)

Το χιόνι φθάνει στο έδαφος, όχι μόνο όταν η θερμοκρασία είναι αρνητική σε όλη τη διαδρομή από το νέφος έως και την επιφάνεια του εδάφους (περίπτωση α), αλλά και με θετικές θερμοκρασίες επιφάνειας, αρκεί το σημείο παγοποίησης ή πήξης να βρίσκεται σε χαμηλό ύψος (περίπτωση β). Στην περίπτωση ε, παρατηρούνται χιονοσφαιρίδια, τα οποία σχηματίζονται με την ακόλουθη διαδικασία: Οι νιφάδες, καθώς διέρχονται από ατμοσφαιρικά στρώματα με θετικές θερμοκρασίες, λιώνουν. Αν το τελευταίο όμως στρώμα πριν το έδαφος, έχει αρνητική θερμοκρασία, τότε οι λιωμένες νιφάδες πήζουν και φτάνουν στο έδαφος υπό τη μορφή χιονοσφαιριδίων. Για να προλάβουν οι χιονονιφάδες να πήξουν, το στρώμα των αρνητικών θερμοκρασιών θα πρέπει να έχει αρκετά μεγάλο πάχος. Όταν το στρώμα αυτό είναι λεπτό, οι σταγόνες παραμένουν σε υπέρτηξη μέχρι το έδαφος και έπειτα παγώνουν ακαριαία σχηματίζοντας λεπτό πάγο (περίπτωση στ). Στην περίπτωση αυτή, σχηματίζεται το φαινόμενο της **πηγνυμένης ή παγωμένης βροχής**, η οποία είναι πολύ επικίνδυνη, καθώς ο επιφανειακός πάγος είναι πολύ συμπαγής, δυσδιάκριτος, ενώ θρυμματίζεται δύσκολα. Αν το σημείο πήξης βρίσκεται σε ύψος πάνω από τα 300 μέτρα, τότε ο παρατηρούμενος υετός είναι είτε χιονόνερο (περίπτωση γ), είτε βροχή (περίπτωση δ). Επειδή οι χιονοπτώσεις με θετικές θερμοκρασίες, συνδέονται με χαμηλές τιμές σχετικής υγρασίας, η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου σχετίζεται

καλύτερα με τον τύπο του νετού απ' ότι η θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου (Ζιακόπουλος, 2008).

Υπάρχουν δύο τρόποι μετατροπής του νερού σε πάγο και δημιουργίας παγοκρυστάλλων:

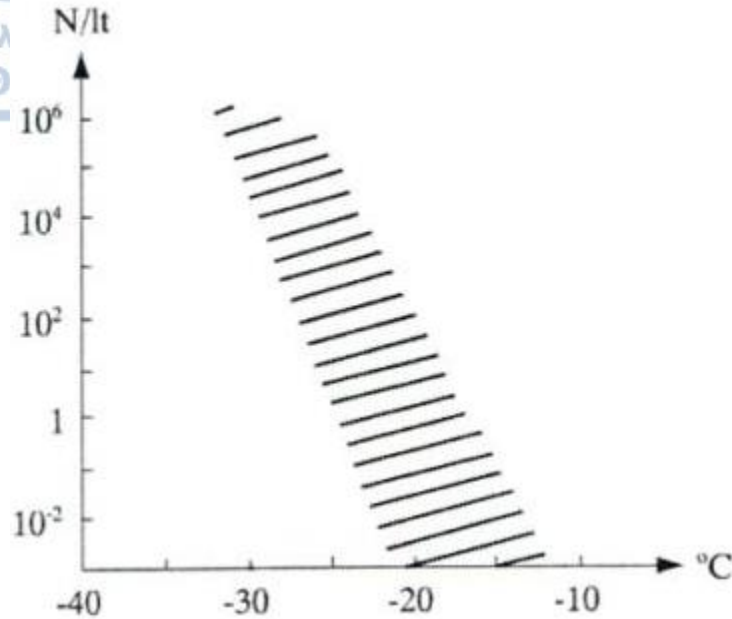
(α) Η πήξη (*freezing*) δηλαδή το πάγωμα μιας σταγόνας και

(β) Η εξάχνωση (*sublimation*), δηλαδή η απευθείας κατακάθιση (*deposition*) του ατμού στη στερεή φάση.

Ο μηχανισμός δημιουργίας με πήξη (*freezing*), αποτελεί την ομογενή πυρηνοποίηση, ενώ ο μηχανισμός δημιουργίας με εξάχνωση (*sublimation*) την ετερογενή πυρηνοποίηση, η οποία προϋποθέτει την ύπαρξη ξένων επιφανειών ή αιωρούμενων σωματιδίων της ατμόσφαιρας, τα οποία ασκούν έλξη στα μόρια του νερού και λειτουργούν ως κέντρα συμπίκνωσης και είναι γνωστά ως πυρήνες συμπίκνωσης. Τα ξένα αυτά υλικά παρέχουν την επιφάνεια ή το υπόστρωμα για το σχηματισμό συσσωματωμάτων από τα μόρια του νερού με τη δομή του πάγου (Καρακώστας, 2021).

Οι πυρήνες συμπίκνωσης στην ατμόσφαιρα προέρχονται από ηφαίστεια, πυρκαγιές δασικών εκτάσεων, ανθρωπογενείς βιομηχανικές δραστηριότητες, από τη γύρη και τους σπόρους διαφόρων καλλιεργειών και από θαλάσσιους ή γήινους ρύπους. Τα αιωρήματα αυτά διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: υδροσκοπικά και υδροφοβικά. Από τα υδροσκοπικά αιωρήματα, μόνο τα γιγαντιαία και τα μεγάλα αιωρήματα μπορούν να ενεργοποιηθούν ως πυρήνες συμπίκνωσης νεφών (CCN). Τα γιγαντιαία αιωρήματα αποτελούνται κυρίως από NaCl, προέρχονται από το σπάσιμο των φυσαλίδων του αφρού των κυμάτων και βρίσκονται κυρίως πάνω από τη θάλασσα και τους ωκεανούς, εκτεινόμενα έως ένα χιλιόμετρο μέσα στην ατμόσφαιρα και μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα μέσα στη ξηρά (Καρακώστας, 2021).

Τα μεγάλα αιωρήματα ($0,2\mu\text{m} < d < 2\mu\text{m}$) αποτελούν την κύρια πλειοψηφία των πυρήνων συμπίκνωσης νεφών (CCN), και αποτελούνται κυρίως από $(\text{NH}_4)_2$ και SO_4 , ενώ οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις τους βρίσκονται πάνω από τη ξηρά, και εκτείνονται μέχρι τα 20km. Το $(\text{NH}_4)_2$ και SO_4 προέρχεται κυρίως από NH_3 (από την αποσύνθεση των καλλιεργειών), SO_2 (φωτιές) και H_2S (από φυσική αποσύνθεση). Ως πυρήνες παγοποίησης μπορούν να ενεργοποιηθούν αιωρήματα τα οποία προέρχονται από αιωρούμενη σκόνη, σπόρους, βιομηχανικές εκπομπές και κυρίως από αδιάλυτο άργιλο. Η κρυσταλλική δράση των πυρήνων αυτών είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας και προκαλούν παγοποίηση στο φυσικό αέρα και παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη συγκέντρωση τους σε θερμοκρασίες μεταξύ των -25 έως -30°C . Στο παρακάτω σχήμα (Σχήμα 1.4.γ), παρουσιάζονται οι συγκεντρώσεις των πυρήνων παγοποίησης σε συνάρτηση με τη θερμοκρασία.



Σχήμα 1.4.γ: Συγκεντρώσεις πυρήνων παγοποίησης σε συνάρτηση με τη θερμοκρασία (Πηγή: Iribarne-Cho, 1980)

- Οι τρόποι ενεργοποίησης των πυρήνων παγοποίησης είναι οι εξής (Dennis, 1980) :
- (α) Από την απόθεση μορίων νερού, σε πλέγμα πάγου, από την αέρια φάση απευθείας.
 - (β) Συμπύκνωση του πυρήνα και ύστερα παγοποίηση σε στενή λωρίδα νερού σε υπέρψυξη.
 - (γ) Ενεργοποίηση του πυρήνα παγοποίησης από τη σύγκρουση και επαφή του με ένα νεφοσταγονίδιο.
 - (δ) Κύρια παγοποίηση της υδροσταγόνας γύρω από πλήρες συγχωνευόμενο πυρήνα.

Η συγκέντρωση των ενεργών πυρήνων συμπύκνωσης αυξάνει σχεδόν εκθετικά με την αύξηση του βαθμού υπέρψυξης ακολουθώντας την ακόλουθη σχέση (Dennis, 1980):

$$N_a(T') = N_0 \exp(\Omega T')$$

όπου:

- $N_a(T')$: η συγκέντρωση των ενεργών πυρήνων
- T' : η θερμοκρασία υπέρψυξης
- N_0, Ω : δοθείσες σταθερές

Λαμβάνοντας υπόψη, τις διαδικασίες σχηματισμού βροχής, διακρίνονται δύο διαδικασίες: (α) η διαδικασία της “**σύγκρουσης και συνένωσης**” των νεφοσταγονιδίων ή “**warm rain**” και (β) η διαδικασία “**Bergeron-Fendeisen**” ή “**cold rain**”. Η διαφορά μεταξύ των δύο αυτών διαδικασιών, έγκειται στο γεγονός ότι, η διαδικασία της “σύγκρουσης και συνένωσης” ισχύει και εντοπίζεται κατά κανόνα σε θερμά νέφη, ενώ η διαδικασία “Bergeron-Fendeisen”, σε ψυχρά νέφη παγοκρυστάλλων. Άρα, κατά τη διαδικασία αυτή, απαραίτητα πρέπει να σχηματιστεί πάγος. Αυτό σημαίνει ότι τα νέφη θα πρέπει αρχικά να γίνουν υπέρψυχρα (Καρακώστας, 2022). Με βάση αυτήν την ειδοποιό διαφορά, μεταξύ των δύο κύριων

διαδικασιών σχηματισμού βροχής, προκύπτει ότι το φαινόμενο της χιονόπτωσης, συμβαίνει πάντα μέσω της διαδικασίας σχηματισμού βροχής ‘‘Bergeron-Fendeisen’’ ή ‘‘Cold Cloud Process’’. Μάλιστα, σύμφωνα με το Bergeron (1935), στα μέσα γεωγραφικά πλάτη το χιόνι σχηματίζεται με τη θεωρία Bergeron-Feindesen.

Τα στάδια της διαδικασίας σχηματισμού παγοκρυστάλλων και κατ’ επέκταση χιονονιφάδων, με τη διαδικασία Bergeron, περιλαμβάνει τα εξής παρακάτω στάδια:

1. Το νέφος με νερό στην υγρή φάση (*cloud droplets*) γίνεται υπέρψυχρο, καθώς αναπτύσσεται καθ’ ύψος και γίνεται ψυχρότερο.
2. Οι φυσικοί παγοπυρήνες (*nature IFN*) ενεργοποιούνται (*make ice*) σε θερμοκρασίες -15 με -17°C . Οι τιμές αυτές ποικίλουν, ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος, αλλά και τα φυσικά ατμοσφαιρικά αιωρήματα.
3. Παγοκρυστάλλια αρχίζουν να αναπτύσσονται με τη διαδικασία της εναπόθεσης (*deposition*) υδρατμών σε υπέρψυχρο νέφος. Σε διάστημα περίπου 5 mins αποκτούν τέτοιο μέγεθος, ώστε να αρχίσουν να πέφτουν. Όμως επειδή η τάση κορεσμού ως προς τον πάγο (στερεά φάση), είναι μικρότερη από την τάση κορεσμού ως προς το νερό (υγρή φάση), τα νεφοσταγονίδια εξατμίζονται και τα μόρια νερού εναποτίθενται στα αναπτυσσόμενα παγοκρυστάλλια (*ice particles*).
4. Μόλις τα παγοκρυστάλλια αρχίζουν να πέφτουν, συλλέγουν (*accretion*) υπέρψυχρα νεφοσταγονίδια (*supercooled liquid droplets*) κι έτσι παρέχεται η δυνατότητα σύγκρουσης (*collide*) και συγκόλλησης (*stick*) με άλλα παγοκρυστάλλια (*aggreition*). Και οι τρεις αυτές διαδικασίες μπορούν να συμβαίνουν ταυτόχρονα (Καρακώστας, 2022).

1.5 ΕΥΝΟΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Ως προς τον Ελλαδικό χώρο, για να δημιουργηθούν ευνοϊκές συνθήκες χιονόπτωσης, θα πρέπει να προκύψει ψυχρή εισβολή. Ειδικότερα, κατά τη χειμερινή περίοδο, οι συνθήκες που ευνοούν έντονη ψυχρή εισβολή στη χώρα μας, αρχίζουν με την επικράτηση ισχυρού νοτιοδυτικού ρεύματος στην περιοχή του Ατλαντικού (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

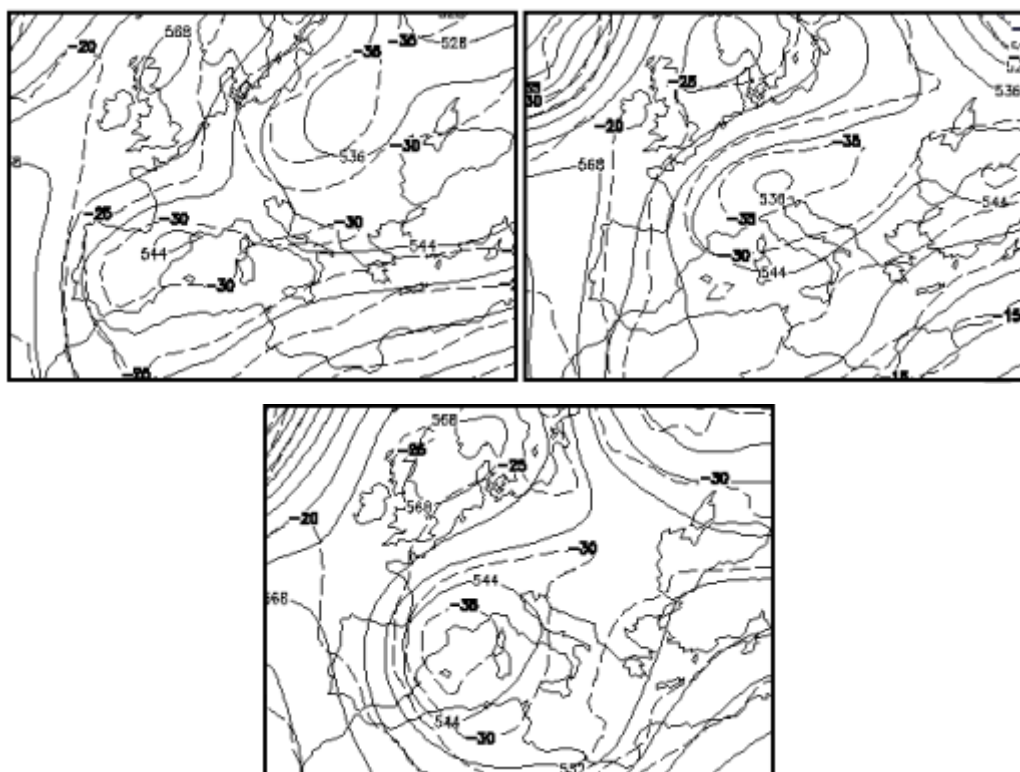
Με τις διαδικασίες της κατάντη ανάπτυξης (*downstream development*), ο δείκτης κυκλοφορίας στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης συνεχώς εξασθενεί και γίνεται περισσότερο «μεσημβρινός», ως αποτέλεσμα της επέκτασης του αντικυκλώνα των Αζορών προς το βορειοανατολικό Ατλαντικό. Έτσι, στη βόρεια Ευρώπη εγκαθίσταται ένας αντικυκλώνας, ο οποίος αποτελεί το αίτιο, έτσι ώστε η κυκλοφορία να μετατραπεί σε φρασσόμενη τύπου «Ωμέγα». Στα ανατολικά κράσπεδα του αντικυκλώνα, η διεύθυνση του αεροχειμάρρου από βορειοδυτική γίνεται βόρεια και μερικές φορές βορειοανατολική. Μια σκάφη χαμηλών υψών (αυλώνας) ή ένα αποκομμένο χαμηλό, κινείται γρήγορα νότια, επηρεάζοντας τον καιρό της νοτιοανατολικής Ευρώπης. Η θέση που θα έχει ο αντικυκλώνας στην κεντρική ή τη βόρεια Ευρώπη και η διεύθυνση του αεροχείμαρρου, καθορίζουν την ακριβή περιοχή της Μεσογείου στην οποία θα γίνει η ψυχρή εισβολή. Οι πιθανές θέσεις ξεκινούν από

την περιοχή της Ιταλίας ή δυτικότερα, αν ο αεροχείμαρρος αποκτήσει μεγάλη ανατολική συνιστώσα (οπισθοδρομούν σύστημα) και φτάνουν μέχρι την Τουρκία αν ο αεροχείμαρρος διατηρήσει της βορειοδυτική του διεύθυνση (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Σε κάθε περίπτωση όμως, αργά ή γρήγορα ψυχρές αέριες μάζες θα μεταφερθούν προς την περιοχή μας, αλλά η ένταση, η έκταση και η διάρκεια των καιρικών φαινομένων θα είναι κατά περίπτωση διαφορετικές. Συγκεκριμένα:

(α) **Περίπτωση Α (οπισθοδρομούν σύστημα):** Η σκάφη των χαμηλών υψών (αυλώνας) ή το αποκομμένο χαμηλό κινούνται από τη βορειοανατολική Ευρώπη, νοτιοδυτικά προς την Ιταλία και γενικά προς τη δυτική Μεσόγειο (Σχήμα 1.5.α).

Στην περίπτωση αυτή, ψυχρές αέριες μάζες μεταφέρονται συνήθως μόνο στη βόρεια Ελλάδα και το ρεύμα στις υπόλοιπες περιοχές είναι δυτικό-νοτιοδυτικό. Τα καιρικά φαινόμενα, χωρίς την παρουσία δυναμικού αιτίου, δηλαδή της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού, δεν είναι έντονα και κατά βάση περιορίζονται στις βόρειες-βορειοδυτικές περιοχές. Η εξέλιξη του καιρού για τις επόμενες ημέρες που ακολουθούν, εξαρτάται από τη γενικότερη εξέλιξη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, χωρίς να αποκλείεται η περίπτωση επιδείνωσης από το προαναφερθέν σύστημα ή από μια διαταραχή που θα έλθει από τα νοτιοδυτικά (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

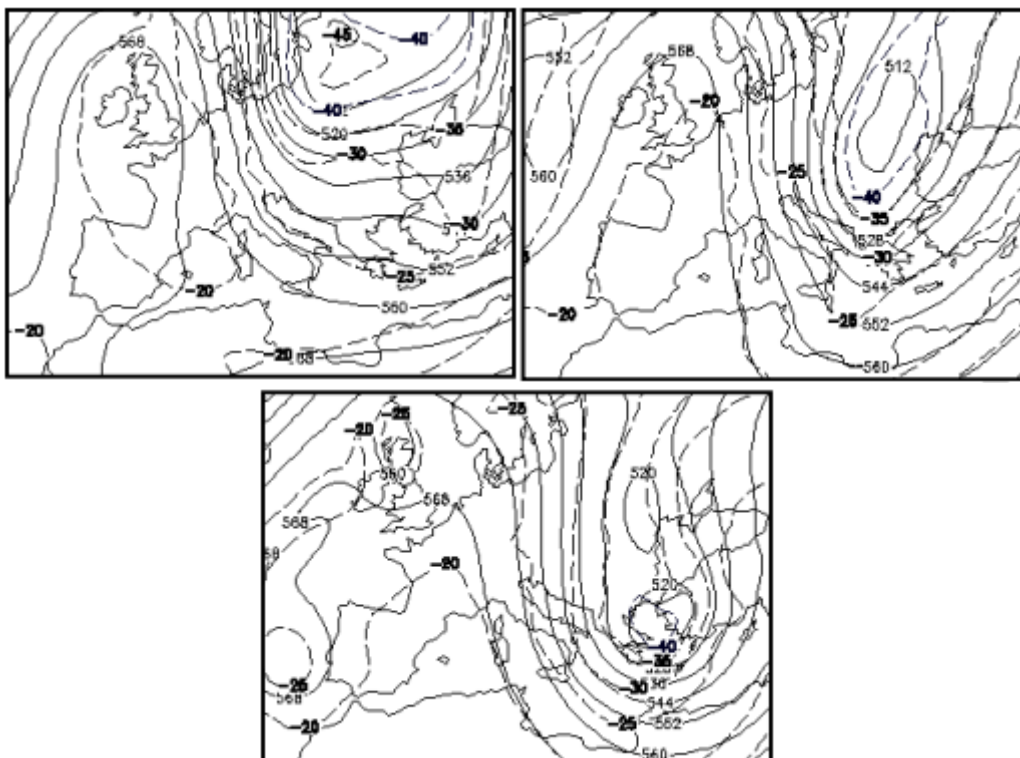


Σχήμα 1.5.α: Παράδειγμα ψυχρής εισβολής στη βόρεια Ιταλία και τη δυτική Μεσόγειο που συχνά επηρεάζει και τη βόρεια Ελλάδα. Διαδοχή χαρτών στα 500 hpa με χρονικό βήμα 24 ώρες (15, 16, 17-02-2003/1200 UTC). Συνεχείς γραμμές: ισοϋψείς σε dam ανά 8 dam, διακεκομμένες γραμμές: θερμοκρασία σε βαθμούς Celsius ανά 5° (Πηγή: Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

(β) **Περίπτωση Β:** Σκάφη χαμηλών υψών (αυλώνας) ή αποκομμένο χαμηλό κινούνται προς την περιοχή μας κατευθείαν από τη βόρεια Ευρώπη (Σχήμα 1.5.β).

Στη συγκεκριμένη περίπτωση, το επιφανειακό ψυχρό μέτωπο σαρώνει τη χώρα από βορρά προς νότο και τα κύρια χαρακτηριστικά του καιρού είναι οι χιονοπτώσεις, οι θυελλώδεις άνεμοι και η μεγάλη πτώση της θερμοκρασίας (Ζιακόπουλος, 2009). Τα επιφανειακά χαμηλά που δημιουργούνται στο Ιόνιο ή το Αιγαίο πέλαγος, συνδυαζόμενα με τον αντικυκλώνα που ακολουθεί προκαλούν έντονα καιρικά φαινόμενα σε όλη τη χώρα από βορρά προς νότο (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

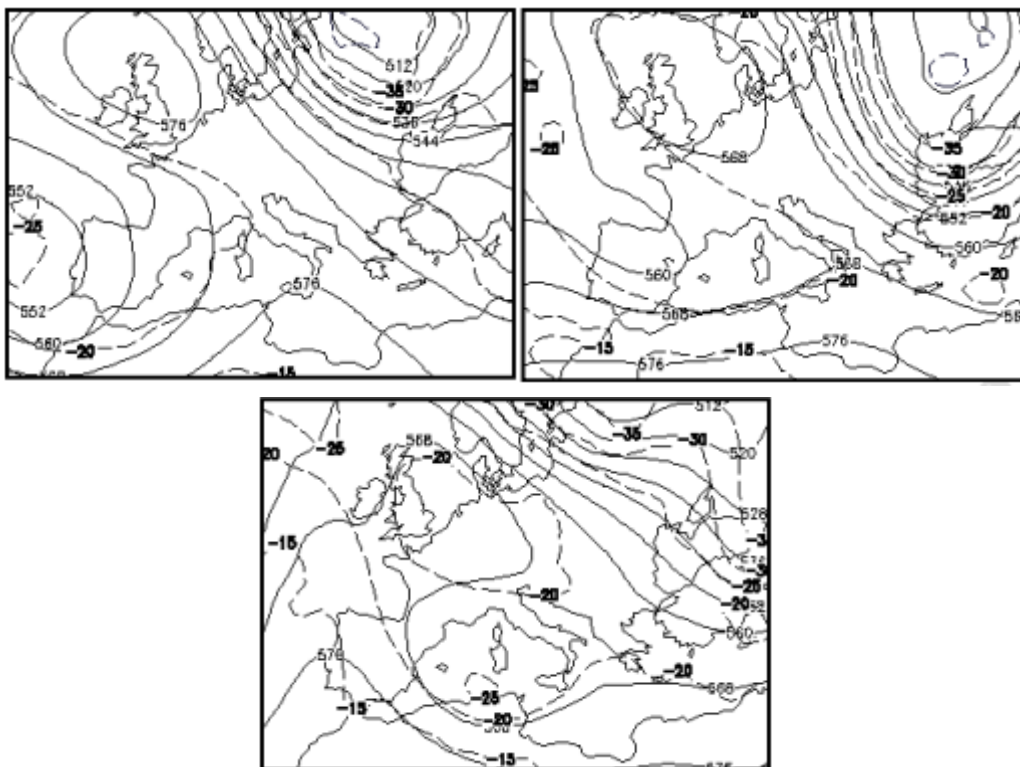
Όταν όμως οι ανώτερες ατμοσφαιρικές διαταραχές, δεν παραμένουν με τη μορφή αποκομμένων χαμηλών πάνω από την περιοχή μας, τότε ο υετός στη βόρεια Ελλάδα δεν διαρκεί πολύ και οι περιοχές που επηρεάζονται λιγότερο από το ψυχρό μέτωπο είναι οι δυτικές. Αντίθετα, όταν πάνω από τη νότια χώρα, δημιουργηθεί αποκομμένο χαμηλό, οι συνθήκες σύγκλισης που παρατηρούνται στην περίπτωση αυτή, προκαλούν κακοκαιρίες μεγάλης έντασης και διάρκειας (Ζιακόπουλος, 2009).



Σχήμα 1.5.β: Παράδειγμα ψυχρής εισβολής κλασικού τύπου στην Ελλάδα. Διαδοχή χαρτών στα 500 hpa με χρονικό βήμα 24 ώρες (11, 12, 13-02-2004/1200 UTC). Συνεχείς γραμμές: ισοϋψείς σε dam ανά 8 dam, διακεκομμένες γραμμές: θερμοκρασία σε βαθμούς Celsius ανά 5° (Πηγή: Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

(γ) **Περίπτωση Γ:** Σκάφη χαμηλών υψών (αυλώνας) ή αποκομμένο χαμηλό κινούνται από τη Βόρεια Ευρώπη νοτιοανατολικά προς την Τουρκία (Σχήμα 1.5.γ).

Σε αυτήν την περίπτωση, η δυτική Ελλάδα δεν επηρεάζεται από υετό, ενώ στις υπόλοιπες περιοχές ο υετός δεν είναι έντονος. Αποκαθίσταται ισχυρό βόρειο ρεύμα στο Αιγαίο και η θερμοκρασία παρουσιάζει απότομη πτώση από βορρά προς νότο (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Επιπλέον, το επιφανειακό ψυχρό μέτωπο επηρεάζει κυρίως την ανατολική και βόρεια Ελλάδα (Ζιακόπουλος, 2009).



Σχήμα 1.5.γ: Παράδειγμα ψυχρής εισβολής στην Ελλάδα με σύστημα στη μέση τροπόσφαιρα που κινείται από τη βόρεια Ευρώπη προς την Τουρκία. Διαδοχή χαρτών στα 500 hpa με χρονικό βήμα 24 ώρες (6,7, 8-12-2002/1200 UTC). Συνεχείς γραμμές: ισοϋψείς σε dam ανά 8 dam, διακεκομμένες γραμμές: θερμοκρασία σε βαθμούς Celsius ανά 5° (Πηγή: Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Υπό τη γενικότερη έννοια, για να παρατηρηθούν και να σημειωθούν χιονοπτώσεις στη χώρα μας, εκτός από μεταφορά ψυχρών αερίων μαζών θα πρέπει παράλληλα να υπάρχουν:

- Ένα αίτιο (θερμοδυναμικό ή ορογραφικό) το οποίο θα οδηγήσει στην ανύψωση της αέριας μάζας μέσα στην ατμόσφαιρα.
- Επαρκής ποσότητα υγρασίας και υδρατμών.
- Κατάλληλες θερμοκρασίες στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, έτσι ώστε ο υετός να μπορέσει να πέσει με τη μορφή χιονιού (Ζιακόπουλος, 2009).

Η εισβολή ψυχρών αερίων μαζών σηματοδοτείται με το πέρασμα ενός ψυχρού μετώπου από την περιοχή μας. Κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου, στις ορεινές περιοχές χιονοπτώσεις προκαλούν ακόμη και τα ψυχρά μέτωπα, τα οποία κινούνται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, αλλά στις ημιορεινές και πεδινές περιοχές, αξιόλογες χιονοπτώσεις συνήθως παρατηρούνται όταν ψυχρά μέτωπα κινούνται προς τη χώρα μας από τα βόρεια, τα βορειοανατολικά ή τα βορειοδυτικά. Τα μέτωπα αυτά, που πιθαλιούνται από ατμοσφαιρικές διαταραχές της ανώτερης ατμόσφαιρας, προκαλούν χιονοπτώσεις όταν πληρούνται κάποιες βασικές προϋποθέσεις (επαρκής υγρασία, χαμηλές θερμοκρασίες κ.τ.λ.π). Επίσης, θερμά μέτωπα, τα οποία κινούνται προς την περιοχή μας από τα δυτικά, νοτιοδυτικά ή νότια προκαλούν έντονες χιονοπτώσεις, όταν πάνω από τη χώρα μας λιμνάζουν ψυχρές αέριες μάζες από προηγούμενη ψυχρή εισβολή. Σε πρώτη φάση, χιονοπτώσεις σημειώνονται ακόμη και σε πεδινές περιοχές της κεντρικής και βόρειας χώρας και κατά περίπτωση της Ηπείρου. Στη συνέχεια όμως, καθώς η θερμή μεταφορά συνεχίζεται, οι χιονοπτώσεις περιορίζονται σε ορεινότερες και βορειότερες περιοχές (Ζιακόπουλος, 2009).

Γενικότερα, χιονοπτώσεις στη χώρα μας, δημιουργούνται με το μηχανισμό σύγκλισης των αερίων μαζών. Σύγκλιση αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά ως προς την υγρασία και τη θερμοκρασία, παρατηρείται στην Ελλάδα, με την επέκταση προς τα Βαλκάνια αντικυκλώνα, ο οποίος τροφοδοτεί τη χώρα μας με ψυχρές αέριες μάζες και την παρουσία από τα δυτικά ή νοτιοδυτικά βαρομετρικού χαμηλού, το οποίο μεταφέρει θερμές και υγρές αέριες μάζες (Ζιακόπουλος, 2009). Όσον αφορά στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα, οι ευνοϊκότερες συνοπτικές καταστάσεις, για την εκδήλωση ισχυρών χιονοπτώσεων, δημιουργούνται με το συνδυασμό υψηλών πιέσεων βόρεια της χώρας μας και μιας ύφεσης στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου, η οποία κινείται από τα δυτικά-νοτιοδυτικά προς τα ανατολικά-βορειοανατολικά. Στην περίπτωση αυτή, δημιουργείται πάνω από την Ελλάδα μια ζώνη σύγκλισης μεταξύ ψυχρών αερίων μαζών, προερχόμενες από τη βόρεια ή βορειοανατολική Ευρώπη, με θερμές και υγρές αέριες μάζες, οι οποίες φτάνουν στην Ελληνική περιοχή από τη Μεσόγειο, με την επικράτηση ανέμων νοτίου τομέα, οι οποίοι πνέουν μπροστά από μια κινούμενη ύφεση (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Η περιοχή της ζώνης σύγκλισης, μετατοπίζεται συνήθως κατά τη διεύθυνση βορράς-νότος, η μετατόπιση της οποίας εξαρτάται από την τροχιά της ύφεσης. Αν η ύφεση αυτή, περάσει αρκετά νότια, τότε η ζώνη σύγκλισης εντοπίζεται κυρίως στη νότια Ελλάδα και η βόρεια χώρα επηρεάζεται λιγότερο από σημαντικές χιονοπτώσεις (Ζιακόπουλος, 2009).

Για την ύπαρξη ή όχι του υετού, αλλά και τη μορφή που θα έχει αυτός, σημαντικό ρόλο παίζει το επίπεδο της θερμής μεταφοράς, ενώ η ένταση του υετού σχετίζεται με την ένταση της θερμής μεταφοράς. Αν δηλαδή, κατά τη διάρκεια της σύγκλισης των αερίων μαζών παρατηρείται θερμή μεταφορά στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα και το ρεύμα στα κατώτερα στρώματα είναι βόρειο ή βορειοανατολικό, τότε αναπτύσσονται μεσαία και υψηλά νέφη και συνήθως ο υετός που σημειώνεται δεν είναι αξιόλογος. Αν όμως η θερμή μεταφορά συμβεί σε χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα (π.χ στη στάθμη των 700 hpa ή και χαμηλότερα) και η ψυχρή μεταφορά

παραμένει από τη στάθμη των 850 hpa και πιο κάτω, τότε είναι δυνατόν να παρατηρηθούν ισχυρές χιονοπτώσεις, σε συνάρτηση βέβαια και με άλλους παράγοντες (Ζιακόπουλος, 2009). Επίσης, αν η θερμή μεταφορά μεταφερθεί σε αρκετά χαμηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας (κατώτερα στρώματα), τότε ο υετός από χιόνι, μπορεί να μετατραπεί σε χιονόνερο ή βροχή και γενικά διαμορφώνεται σκληνικό διέλευσης θερμού μετώπου.

Η συνοπτική κατάσταση που ευνοεί τις χιονοπτώσεις στον Ελληνικό χώρο, διακρίνεται σε δύο διαφορετικούς τύπους. Ο πρώτος τύπος ονομάζεται Α και συνδέεται με την παρουσία ενός ισχυρού αντικυκλώνα στην περιοχή της δυτικής Ευρώπης, με κέντρο βορειοδυτικά των Άλπεων, προς τη δυτική ή κεντρική Ευρώπη, σε συνδυασμό με την παρουσία βαρομετρικού χαμηλού στη νοτιοανατολική Μεσόγειο, το οποίο κινείται από τα δυτικά προς τα ανατολικά ή λόγω ενός μέγιστου στροβιλισμού που έχει κινηθεί από τα βόρεια ή βορειοδυτικά. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, πολικής ή αρκτικής προέλευσης αέριες μάζες, μεταφέρονται από την περιοχή της Σκανδιναβίας ή βορειότερα από αυτήν. Ο δεύτερος τύπος, γνωστός ως Β, χαρακτηρίζεται από την επικράτηση ενός ισχυρού, μικτού τύπου αντικυκλώνα στην ανατολική Ευρώπη, ο οποίος επεκτείνεται μέχρι την κεντρική Ευρώπη και βόρεια από την Ελλάδα, σε συνδυασμό με την ύπαρξη υφέσεων στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, συμπεριλαμβανομένης και της ανατολικής Ελλάδας. Σε αυτήν την περίπτωση, επικρατούν ισχυροί βορειοανατολικοί άνεμοι, λόγω του συνδυασμού των βαρομετρικών πιέσεων και την ανάπτυξη ισχυρής βαροβαθμίδας και τα φαινόμενα επικεντρώνονται στην ανατολική Ελλάδα (ανατολικά προσηνεμα της χώρας), ενώ στη δυτική Ελλάδα ο καιρός είναι αίθριος. Ως προς την επικρατούσα συνοπτική κατάσταση κατά τη διαμόρφωση του συγκεκριμένου τύπου, στην περιοχή της Σκανδιναβίας, παρατηρείται η ανάπτυξη ενός θερμού τύπου αντικυκλώνα στη στάθμη των 500 hpa, ο οποίος λειτουργεί ως εμποδιστής, οδηγώντας σε μια φρασσόμενη κυκλοφορία τύπου «Ωμέγα». Οι αέριες μάζες, κινούνται στα ανατολικά κράσπεδα του αντικυκλώνα και μεταφέρονται στην περιοχή μας, διαμέσου της Ουκρανίας (Prezerakos και Angouridakis, 1984).

1.6 ΕΥΝΟΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Για το νομό Θεσσαλονίκης, οι συνθήκες οι οποίες ευνοούν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων είναι η διέλευση θερμών μετώπων και η σύγκλιση αερίων μαζών με διαφορετικά θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά. Οι ιδανικές συνθήκες για τη σύγκλιση των αερίων μαζών διαμορφώνονται, όταν η κάθοδος ψυχρών αερίων μαζών με τη μορφή ψυχρής εισβολής, ευνοεί τη δημιουργία βαρομετρικού χαμηλού δυτικότερα της χώρας μας, το οποίο κινείται προς το Αιγαίο, διαμέσου της κεντρικής Ελλάδας (Ζιακόπουλος, 2009). Η τροφοδότηση της χώρας μας με ψυχρές αέριες μάζες, γίνεται μέσω ενός αντικυκλώνα, ο οποίος είναι εγκατεστημένος στα Βαλκάνια. Κατά την ανατολική πορεία του σχηματισμένου από την κάθοδο των ψυχρών αερίων μαζών χαμηλού, ευνοείται η μεταφορά μεγάλων ποσών υγρασίας και

θερμότητας από το βόρειο Αιγαίο και το Θερμαϊκό, προς την κεντρική Μακεδονία. Αυτή η διέλευση του βαρομετρικού χαμηλού από τα δυτικά προς τα ανατολικά, σε συνδυασμό με την ταυτόχρονη υποχώρηση του αντικυκλώνα των Βαλκανίων, οδηγεί στη μετατόπιση της σύγκλισης προς τα βόρεια, με αποτέλεσμα την πτώση μεγάλων ποσοτήτων χιονιού στην περιοχή (Ζιακόπουλος, 2009).

Η τροχιά που ακολουθεί το βαρομετρικό χαμηλό, παίζει σημαντικό ρόλο στη διαδικασία εκδήλωσης φαινομένων χιονόπτωσης και στη Θεσσαλονίκη, καθώς αυτή καθορίζει και τη διαμορφούμενη ζώνη σύγκλισης. Έτσι, αν η τροχιά του βαρομετρικού χαμηλού είναι πολύ νότια, τότε η ζώνη σύγκλισης μετατοπίζεται κι αυτή νοτιότερα, με αποτέλεσμα στη Θεσσαλονίκη να επικρατεί ξηρός και κρύος καιρός. Επιπλέον, είναι δυνατόν η διέλευση ψυχρών μετώπων από τη βόρεια Ελλάδα, κινούμενα από τα βόρεια προς τα νότια, να ευνοήσει χιονοπτώσεις στη Θεσσαλονίκη, αλλά αυτές κατά βάση θα είναι πρόσκαιρες (Ζιακόπουλος, 2009).

Σύμφωνα με μελέτες των Μπαρσάκη και Μακρογιάννη (2000), η δομή της ατμόσφαιρας στη Θεσσαλονίκη την ώρα της χιονόπτωσης παρουσιάζει δυναμικώς ευσταθή στρωμάτωση, με αυξημένη υγρασία από το έδαφος έως τη στάθμη των 500-600 hPa και με χαρακτηριστικά που αναφέρονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 1.6.α).

Εύρος πάχους στρώματος 1000/500 hPa	5383–5223 γεωδυναμικά μέτρα
Μέση θερμοκρασία στα 500 hPa	–27,2° C
Εύρος πάχους στρώματος 1000/850 hPa	1401–1217 γεωδυναμικά μέτρα
Θερμοκρασίες στα 850 hPa	κάτω από –2,3°C

Πίνακας 1.6.α: Χαρακτηριστικά της δομής της ατμόσφαιρας στη Θεσσαλονίκη κατά τη διάρκεια χιονοπτώσεων (Πηγή: Ζιακόπουλος, 2009)

Επίσης, στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 1.6.β), απεικονίζονται οι μέσοι όροι, αλλά και οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές των δεικτών, του πάχους του στρώματος 1000-500 hPa, 1000-850 hPa και της θερμοκρασίας στη στάθμη των 850 hPa, σύμφωνα με τους Μπαρσάκη και Μακρογιάννη (2000).

	1000-500 gpm	1000-850 gpm	T850 °C
ΜΟ	5303	1309	-5,5
Μέγιστη	5383	1401	-2,3
Ελάχιστη	5223	1217	-8,7

Πίνακας 1.6.β: Τιμές των δεικτών: (α) του πάχους στρώματος 1000-500 hpa, (β) του πάχους στρώματος 1000-850 hpa και (γ) της θερμοκρασίας στα 850 hpa.

Σύμφωνα με τους παραπάνω πίνακες (Πίνακας 1.6.α, Πίνακας 1.6.β), οι τιμές των δεικτών κυμαίνονται: (α) για το στρώμα 1000-500 hpa, μεταξύ 5383 gpm η μέγιστη και 5223 gpm η ελάχιστη τιμή, (β) για το στρώμα 1000-850 hpa, μεταξύ 1401 gpm η μέγιστη και 1217 gpm η ελάχιστη τιμή και (γ) για τη θερμοκρασία της στάθμης των 850 hpa, μεταξύ των -8,7°C η μέγιστη και των -2,3°C η ελάχιστη τιμή.

Οι συνοπτικές καταστάσεις που προκαλούν χιονοπτώσεις στη Θεσσαλονίκη, ταξινομούνται σε δύο τύπους. Ο πρώτος τύπος (τύπος Α), οφείλεται στην ύπαρξη ενός Ευρωπαϊκού αντικυκλώνα, το κέντρο του οποίου βρίσκεται στη δυτική ή κεντρική Ευρώπη, σε συνδυασμό με μετωπικές υφέσεις στην περιοχή του Ιονίου ή Αιγαίου πελάγους. Ο δεύτερος συνοπτικός τύπος (τύπος Β), συνδέεται με την εμφάνιση ενός ισχυρού αντικυκλώνα στην ανατολική Ευρώπη, βόρεια της Ελλάδας, σε συνδυασμό με μετωπικές υφέσεις που παρατηρούνται στο Αιγαίο ή στο Ιόνιο πέλαγος, αλλά και στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου (Τσεπελιδάκη, 1979; Πρεζεράκος, 1984; Μπαρσάκης, 1999). Σύμφωνα με τον Πρεζεράκο (1984), οι χιονοπτώσεις που εκδηλώνονται με τον τύπο Α, οφείλονται στη μεταφορά θετικού στροβιλισμού από το πέρασμα ατμοσφαιρικής διαταραχής, ενώ οι χιονοπτώσεις που εκδηλώνονται με τον τύπο Β, είναι αποτέλεσμα της ενίσχυσης της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας.

Σύμφωνα με το Γιαννουλάκη (2014), οι τύποι συνοπτικής κατάστασης, οι οποίοι ευνοούν τη χιονόπτωση στην περιοχή της Θεσσαλονίκης είναι τέσσερις και είναι οι ακόλουθοι: η Βορειοδυτική κυκλοφορία (‘‘NW’’), ο συνδυασμός Υψηλού-Χαμηλού (‘‘H-L’’), η Νοτιοδυτική κυκλοφορία (‘‘SW’’), και ο Ωμέγα Σχηματισμός ή Εμποδισμός (‘‘ΩME’’). Οι τύποι αυτοί συνοπτικής κατάστασης, μελετήθηκαν πρώτα από τους Καρακώστα κ.α. (1992), για την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Αναλυτικότερα:

§ Ο πρώτος τύπος σχετίζεται με Βορειοδυτική κυκλοφορία (‘‘NW’’). Η κατάσταση αυτή προέρχεται από την ύπαρξη ενός μεγάλου μήκους κυματισμού, όπου ο αυλώνας βρίσκεται νοτιοανατολικά και η ράχη βορειοδυτικά της περιοχής ενδιαφέροντος. Στην κατάσταση αυτή, μικρού μήκους κυματισμοί συνυπάρχουν και κινούνται σε μια βορειοδυτική τροχιά, που πολλές φορές η ανάκλαση τους στην κατώτερη τροπόσφαιρα χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ενός προσανατολισμένου (NA-ΒΔ) ψυχρού μετώπου και κατ’ επέκταση εισβολή ψυχρής αέρας μάζας από τα βόρεια ή βορειοδυτικά (Barry and Perry, 1973).

§ Ο δεύτερος τύπος συνδέεται με το συνδυασμό Υψηλού-Χαμηλού (‘‘H-L’’) και χαρακτηρίζεται από συνδυασμό υψηλών και χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων.

§ Ο τρίτος τύπος συνδέεται με Νοτιοδυτική κυκλοφορία ("SW"). Βασίζεται στην ύπαρξη ενός μεγάλου μήκους ανοιχτού κυματισμού, όπου η ράχη βρίσκεται βορειοανατολικά και ο αυλάνας νοτιοδυτικά της περιοχής ενδιαφέροντος. Ένθετοι μικρού μήκους κυματισμοί κινούνται σε μια νοτιοδυτική τροχιά, ενώ στην κατώτερη τροπόσφαιρα προσανατολισμένοι ΝΔ-ΒΑ μετωπικοί σχηματισμοί δημιουργούν θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά στην περιοχή ενδιαφέροντος (Barry and Perry, 1973).

§ Ο τελευταίος τύπος είναι γνωστός ως Ωμέγα Σχηματισμός ("ΩME"). Ο Σχηματισμός ή Εμποδισμός Ωμέγα, αποτελεί συνδυασμό δύο βαρομετρικών χαμηλών συστημάτων και ενός υψηλού συστήματος, τα οποία είναι διατεταγμένα κατά τέτοιο τρόπο ώστε να σχηματίζουν το ελληνικό γράμμα Ω της ελληνικής αλφαβήτου. Ο σχηματισμός αυτός δρα ως ένας μηχανισμός εμποδισμού, μη επιτρέποντας την προς τα ανατολικά πορεία των υφέσεων αυτών, με αποτέλεσμα τα συστήματα αυτά είτε να μένουν στάσιμα για λίγες μέρες δυτικά του, είτε αναγκάζονται να ακολουθήσουν μια τροχιά γύρω από το "ΩME" (Palmen and Newton, 1969; McIlveen, 1989).

Ο Γιαννουλάκης (2014) στη διατριβή του βρήκε ότι τα περισσότερα επεισόδια χιονόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, παρατηρούνται με Βορειοδυτική κυκλοφορία ("NW"). Δεύτερη σε σειρά κυκλοφορία, με τα αμέσως περισσότερα επεισόδια χιονόπτωσης μετά τη Βορειοδυτική είναι η Νοτιοδυτική κυκλοφορία ("SW"), ακολουθεί ο συνδυασμός Υψηλού - Χαμηλού ("H-L"), ενώ τα λιγότερα επεισόδια χιονόπτωσης, παρατηρούνται με την επικράτηση του Ωμέγα Εμποδισμού ("ΩME").

1.7 ΔΕΙΚΤΕΣ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ

Για την καλύτερη μελέτη και πρόγνωση του φαινομένου της χιονόπτωσης, χρησιμοποιούνται προγνωστικοί δείκτες. Για την εφαρμογή των δεικτών χιονόπτωσης, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η εξασφάλιση υετού και κατόπιν γίνεται η εκτίμηση για το αν ο υετός που φτάνει έως το έδαφος έχει τη μορφή χιονιού. Οι σημαντικότεροι δείκτες χιονόπτωσης, αποτελώντας συνδυασμό διάφορων μετεωρολογικών παραμέτρων της ελεύθερης ατμόσφαιρας και του οριακού στρώματος είναι οι ακόλουθοι:

(α) **Το ύψος της στάθμης παγοποίησης (επίπεδο παγοποίησης):** Όταν αυτό είναι μικρότερο από 300 μέτρα, η πιθανότητα οι νιφάδες να φτάσουν μέχρι το έδαφος αυξάνει (Ζιακόπουλος, 2009). Ο δείκτης του ύψους της στάθμης παγοποίησης, είναι από τους σημαντικότερους δείκτες χιονόπτωσης, καθώς με βάση την τιμή καθορίζεται το σημείο δημιουργίας της νιφάδας χιονιού, αλλά και το σημείο τήξης αυτής (Μπαρσάκης, 1999).

(β) **Το πάχος στρώματος 1000-500 hpa:** Όσο μικρότερο είναι το πάχος, τόσο μεγαλύτερες είναι και οι πιθανότητες ο παρατηρούμενος υετός να έχει τη μορφή χιονιού. Αυτό συμβαίνει, διότι το πάχος ενός ατμοσφαιρικού στρώματος είναι ανάλογο της μέσης θερμοκρασίας (Ζιακόπουλος, 2009).

(γ) **Το πάχος στρώματος 1000-850 hpa:** Ισχύουν τα ίδια με την περίπτωση β του πάχους στρώματος 1000-500 hpa. Σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), το συγκεκριμένο στρώμα καλύπτει χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας, εντός του οποίου βρίσκεται τις περισσότερες φορές και το επίπεδο παγοποίησης, κάτω από το οποίο αρχίζει η τήξη των νιφάδων και μέσα σε αυτό, λαμβάνουν χώρα διαδικασίες, οι οποίες προσδιορίζουν την τελική μορφή του υετού.

(δ) **Το πάχος στρώματος 1000-900 hpa:** Σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), το συγκεκριμένο στρώμα παίζει σημαντικό ρόλο στην τελική μορφή με την οποία ο υετός φτάνει στο έδαφος. Οι τιμές που βρέθηκαν για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, κυμαίνονται μεταξύ 719-1065 grm, με μέση τιμή στα 848 grm.

(ε) **Το άθροισμα της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στην επιφάνεια του εδάφους:** Σύμφωνα με το Booth (1973), όταν το άθροισμα αυτό είναι μικρότερο από 1°C , τότε ο υετός είναι χιόνι. Παρόλα αυτά, παρατηρήθηκαν τιμές αθροίσματος 2 και 3°C , σε περιπτώσεις ραγδαίου υετού, στρεφόμενος σε χιόνι.

(στ) **Η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου:** Για να παρατηρηθεί χιονόπτωση, η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου θα πρέπει να βρίσκεται κάτω από τους 2°C . Σπάνια παρατηρείται χιονόπτωση με θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου μεγαλύτερη από 2°C (Ζιακόπουλος, 2009).

(ζ) **Η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου στη στάθμη των 850 hpa:** Ο δείκτης αυτός, εισήχθηκε και χρησιμοποιήθηκε από το Lowndes κ.α. (1952). Για την περιοχή της Θεσσαλονίκης συγκεκριμένα, οι τιμές του δείκτη κυμαίνονται από $-12,5$ έως -1°C , με μέση τιμή στους $-6,1^{\circ}\text{C}$ (Μπαρσάκης, 1999).

(η) **Η δυναμική θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου στη στάθμη των 850 hpa:** Ο συγκεκριμένος δείκτης χιονόπτωσης, χρησιμοποιήθηκε από το Bradbury (1977). Οι τιμές της συγκεκριμένης παραμέτρου για τη Θεσσαλονίκη κυμαίνονται από -4 έως 8°C , με μέση τιμή στους $2,2^{\circ}\text{C}$ (Μπαρσάκης, 1999).

(θ) **Το επίπεδο των -15°C :** Κατά το σχηματισμό των παγοκρυστάλλων ένα από τα χαρακτηριστικά των IFN (*Ice-Forming Nuclei*) είναι ότι τα περισσότερα φυσικά IFN, προκαλούν παγοποίηση σε θερμοκρασίες κοντά στους -15°C . Επίσης, κατά το σχηματισμό βροχής με τη διαδικασία της “Bergeron-Fendelsen (Cold rain)”, στη ζώνη μεταξύ των -12 έως -17°C , ευνοείται η δένδριτική ανάπτυξη των παγοκρυστάλλων, δηλαδή η δημιουργία χιονονιφάδων. Στην ισόθερμη των -15°C , η ανάπτυξη των παγοκρυστάλλων αποκτά μέγιστο ρυθμό, ενώ εμφανίζεται και η μέγιστη συγκέντρωση του πλεονάσματος υδρατμών (*Vapor excess*) (Καρακώστας, 2021). Το επίπεδο των -15°C είναι σημαντικό, καθώς συμβάλλει στην εκτίμηση του ύψους χιονιού, λαμβάνοντας υπόψη τις τιμές σχετικής υγρασίας. Όσο πιο αυξημένη υγρασία επικρατεί στο συγκεκριμένο επίπεδο, τόσο μεγαλύτερο είναι και το ύψος χιονιού.

Ο Γιαννουλάκης (2014) στη διατριβή του, συσχέτισε τους τέσσερις ευνοϊκούς συνοπτικούς τύπους (*North-West, H-L, South-West, Omega Blocking*) για εκδήλωση χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, με το μέσο επίπεδο των -15°C και τη μέση σχετική υγρασία στο ίδιο επίπεδο. Στον τύπο “North-West”, το μέσο επίπεδο των -15°C βρίσκεται στα 654 hpa, στον τύπο “H-L” στα 661 hpa, στον τύπο “South-West” στα 683 hpa και στον τύπο “Omega Blocking” στα 718 hpa. Όσον αφορά στην

παράμετρο της μέσης σχετικής υγρασίας, στον τύπο "North-West" είναι 74%, στον τύπο "H-L" είναι 61%, στον τύπο "South-West" είναι 74% και στον τύπο "Omega Blocking" 58%.

Οι μέσες τιμές των παραπάνω δεικτών χιονόπτωσης, για κάθε έναν από τους δύο συνοπτικούς τύπους που ευνοούν τις χιονοπτώσεις στη Θεσσαλονίκη, όπως αυτοί περιγράφονται στην ενότητα 1.5 παραπάνω, συνοψίζονται στον παρακάτω πίνακα που ακολουθεί (Πίνακας 1.7.α). Από τον πίνακα, εξαιρείται ο δείκτης στ, που αφορά στη θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου και ο δείκτης θ που αφορά στο επίπεδο των -15°C.

	1000-500 gpm	1000-850 gpm	1000-900 gpm	T _w °C	Θ _w °C	Επίπεδο Παγοποίησης hpa
ΜΟ	5303	1309	848	-6,05	2,2	977
Μέγιστη	5450	1373	1065	1	8	960
Ελάχιστη	5100	1160	719	-12,5	-4	1000
Α-Τύπος	5302	1313	877	-5,9	2,36	985
Β-Τύπος	5320	1306	858	-6	2,12	975
Μακρογιά ννης- Σαχσαμάν ογλου						
ΜΟ		1310	849			828
Μέγιστη		1350	880			730
Ελάχιστη		1280	810			940

Πίνακας 1.7.α: Μέσες τιμές των δεικτών χιονόπτωσης για την περιοχή της Θεσσαλονίκης (Πηγή: Μπαρσάκης, 1999)

Σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), η μέση τιμή του πάχους στρώματος 1000-500 hpa για την περιοχή της Θεσσαλονίκης είναι 5303 gpm. Η μέγιστη τιμή του συγκεκριμένου δείκτη είναι 5450 gpm, ενώ η ελάχιστη 5100 gpm. Για τους δύο συνοπτικούς τύπους, οι οποίοι ευνοούν τις χιονοπτώσεις στη Θεσσαλονίκη, η τιμή του πάχους του στρώματος 1000-500 hpa, για τον τύπο Α είναι 5302 gpm, ενώ για τον τύπο Β, 5320 gpm. Για το στρώμα 1000-850 hpa, η μέση τιμή του πάχους του κυμαίνεται στα 1309 gpm, με τη μέγιστη τιμή να φτάνει στα 1373 gpm και την ελάχιστη στα 1160 gpm. Για τον τύπο Α, η τιμή είναι 1313 gpm και για τον τύπο Β 1306 gpm. Σύμφωνα με τους Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου (1978), οι οποίοι στηρίχτηκαν σε δεδομένα ραδιοβολίσεων για την ώρα 12 UTC από το σταθμό της Μίκρας, η μέση τιμή του πάχους του στρώματος 1000-850, είναι 1310 gpm, με τη μεγαλύτερη τιμή του στρώματος να φτάνει στα 1350 gpm και τη μικρότερη στα 1280 gpm.

Όσον αφορά στο στρώμα 1000-900 hpa, για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), οι τιμές του πάχους του συγκεκριμένου στρώματος κυμαίνονται μεταξύ 719 gpm η ελάχιστη και 1065 η μέγιστη τιμή, ενώ η μέση τιμή του πάχους του στρώματος είναι 848 gpm. Επιπλέον, για τον τύπο Α, η τιμή του πάχους του στρώματος 1000-900 hpa, κυμαίνεται στα 877 gpm, ενώ για τον τύπο Β στα 858 gpm. Οι Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου (1978) για τη βόρεια Ελλάδα, βρήκαν τιμές για το πάχος του στρώματος 1000-900 hpa στο διάστημα 810-

880 grm, ως προς την ελάχιστη και μέγιστη τιμή αντίστοιχα και με μέση τιμή στα 849 grm.

Σύμφωνα με τους Μπαρσάκη και Μακρογιάννη (2000), κατά τον τύπο Α η ατμόσφαιρα είναι ευσταθής σ' όλη την έκτασή της, παρουσιάζει αυξημένη σχετική υγρασία από το έδαφος έως τα 600 hpa, ενώ η θερμοκρασία παραμένει σχετικά σταθερή μέχρι το στρώμα 900-700 hpa. Για τον τύπο Β, η ατμόσφαιρα είναι επίσης δυναμικά ευσταθής σ' όλη τη δομή της, ενώ και η σχετική υγρασία είναι αυξημένη από το έδαφος έως τα 600 hpa.

Σημαντική θεωρείται η έρευνα του Γιαννουλάκη (2014), όπου μελετάται το μέσο πάχος στρώματος 1000-500 hpa και το τυπικό σφάλμα για κάθε τύπο συνοπτικής κατάστασης, με βάση δεδομένα ραδιοβολίσεων που αφορούν στη χρονική περίοδο 1980-2011. Τα συμπεράσματα της διατριβής αυτής, έδειξαν ότι κατά την επικράτηση "Ωμέγα Εμποδισμού (ΩΜΕ)", παρατηρείται το μικρότερο μέσο πάχος στρώματος με τιμή κοντά στα 5256 grm και τυπικό σφάλμα ± 34 grm. Όταν η συνοπτική κατάσταση ευνοεί τη "Νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW)", η έρευνα του Γιαννουλάκη έδειξε ότι το μέσο πάχος στρώματος 1000-500 hpa, έχει τιμή κοντά στα 5268 grm και τυπικό σφάλμα ± 22 grm, ενώ μετά ακολουθούν η "Βορειοδυτική κυκλοφορία (NW)" με τιμή πάχους στρώματος στα 5289 grm και τυπικό σφάλμα ± 9 grm και η κυκλοφορία η οποία διαμορφώνεται με το "συνδυασμό Υψηλού-Χαμηλού (H-L)", με τιμή στα 5357 grm και τυπικό σφάλμα ± 32 grm.

Στη διατριβή του Μπαρσάκη (1999), όσον αφορά στη Θεσσαλονίκη, για το δείκτη της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου στη στάθμη των 850 hpa, βρέθηκαν τιμές από $-12,5^{\circ}\text{C}$ η ελάχιστη έως 1°C η μέγιστη και μέση τιμή $-6,05^{\circ}\text{C}$. Για την ίδια παράμετρο, βρέθηκε η τιμή των $-5,9^{\circ}\text{C}$ για τον τύπο Α και η τιμή των -6°C για τον τύπο Β. Επίσης, στην ίδια διατριβή για το δείκτη της δυναμικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου στα 850 hpa, οι τιμές που βρέθηκαν ήταν στο διάστημα -4°C η ελάχιστη έως 8°C η μέγιστη, ενώ όσον αφορά στους δύο τύπους, βρέθηκε η τιμή των $2,36^{\circ}\text{C}$ για τον τύπο Α και η τιμή των $2,12^{\circ}\text{C}$ για τον τύπο Β.

Σχετικά με την παράμετρο του επιπέδου παγοποίησης, ο Μπαρσάκης (1999) βρήκε για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, ότι το ύψος του επιπέδου αυτού, βρίσκεται σε όλες τις περιπτώσεις κάτω από τη στάθμη των 850 hpa, με τη μέγιστη τιμή να φτάνει στα 960 hpa, την ελάχιστη τιμή στα 1000 hpa και τη μέση τιμή στα 977 hpa. Επίσης, το ύψος του επιπέδου παγοποίησης, στην εργασία του Μπαρσάκη (1999), για τον τύπο Α βρέθηκε στα 985 hpa και για τον τύπο Β στα 975 hpa. Σύμφωνα με τους Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου (1978), το ύψος της στάθμης παγοποίησης για τη βόρεια Ελλάδα, κυμαίνεται κατά μέσο όρο στα 828 hpa, με τη μέγιστη τιμή να βρίσκεται στα 730 hpa και την ελάχιστη στα 940 hpa. Ο Γιαννουλάκης (2014) στην εργασία του βρήκε ότι, κατά την επικράτηση του Ωμέγα Εμποδισμού ("ΩΜΕ"), το επίπεδο παγοποίησης παίρνει τη μεγαλύτερη τιμή, σε σχέση με τις υπόλοιπες συνοπτικές καταστάσεις, οι οποίες ευνοούν τη χιονόπτωση στη Θεσσαλονίκη και βρίσκεται κοντά στα 1001 hpa.

Σύμφωνα πάλι με το Γιαννουλάκη (2014), λίγο χαμηλότερη τιμή για το επίπεδο παγοποίησης, εμφανίζει ο Νοτιοδυτικός τύπος συνοπτικής κατάστασης ("SW"), με τιμή κοντά στα 998 hpa, ενώ κατά τη Βορειοδυτική κυκλοφορία ("NW") και το

συνδυασμό Υψηλού-Χαμηλού ('H-L'), το μέσο επίπεδο παγοποίησης βρίσκεται στα 986 και 975 hpa αντίστοιχα. Έτσι, το επίπεδο παγοποίησης κατά την επικράτηση κυκλοφορίας τύπου Ωμέγα, παίρνει και τη μεγαλύτερη τιμή, δηλαδή επικρατούν χαμηλότερες θερμοκρασίες στο έδαφος. Αυτό επαληθεύεται από το γεγονός ότι το πάχος στρώματος 1000-500 hpa, κατά την επικράτηση κυκλοφορίας τύπου 'Ωμέγα Εμποδισμού', είναι μικρότερο σε σχέση με τους άλλους τύπους συνοπτικών καταστάσεων.

Μελετώντας τη δομή της ανώτερης ατμόσφαιρας, κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη, ο Μπαρσάκης (1999), εξέτασε τα χαρακτηριστικά των θερμοκρασιών και των γεωδυναμικών υψών στις ισοβαρικές επιφάνειες των 850, 700, 500 και 300 hpa, για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα, με D να ορίζεται ως η ημέρα χιονόπτωσης (είτε ως η πρώτη ημέρα χιονόπτωσης, είτε η οποιαδήποτε ημέρα χιονόπτωσης μιας ακολουθίας ημερών χιονόπτωσης). Ο Μπαρσάκης (1999), βρήκε ότι η ψυχρότερη ημέρα για τον τύπο A είναι η D+1 ημέρα, όσον αφορά στις στάθμες των 700 και 500 hpa, η D ημέρα όσον αφορά στη στάθμη των 850 hpa και η D-1, όσον αφορά στη στάθμη των 300 hpa. Για τον τύπο B, διαπίστωσε μια διαδοχική πτώση της θερμοκρασίας μέχρι τη D ημέρα, η οποία είναι και η ψυχρότερη όσον αφορά στις στάθμες των 850, 700 και 500 hpa, ενώ τη D+1 ημέρα εμφανίζεται ανάκαμψη της θερμοκρασίας. Για τη στάθμη των 300 hpa, η D+1 ημέρα είναι η ψυχρότερη.

Επίσης, σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), οι θερμοκρασίες από τα 850 έως στα 300 hpa είναι χαμηλότερες για τον τύπο A, ενώ για τον τύπο B οι χαμηλότερες θερμοκρασίες εντοπίζεται από τα 850 έως στα 1000 hpa. Σύμφωνα με τον Πρεζεράκο (1984), οι χιονοπτώσεις που εκδηλώνονται κατά την επικράτηση του τύπου A, οφείλονται στο πέρασμα διαταραχής, η οποία οδηγεί στη μεταφορά θετικού στροβιλισμού, μειώνοντας τις θερμοκρασίες και τα γεωδυναμικά ύψη στις στάθμες των 850, 700 και 500 hpa, ενώ οι χιονοπτώσεις, οι οποίες εκδηλώνονται κατά την επικράτηση του τύπου B, οφείλονται κατά κύριο λόγο στην ενίσχυση της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας.

Παράλληλα, στην έρευνα του Μπαρσάκη (1999), βρέθηκε ότι στον τύπο A, τα γεωδυναμικά ύψη για τις στάθμες των 850, 700 και 300 hpa είναι χαμηλότερα τη D ημέρα, ενώ για τη στάθμη των 500 hpa τη D+1 ημέρα. Επίσης, εμφανίζεται μεγαλύτερη πτώση των γεωδυναμικών υψών από τη D-2 στη D ημέρα, ενώ κατά τη D+1 ημέρα παρατηρείται ανάκαμψη των τιμών των γεωδυναμικών υψών. Το εύρος μεταβολής των γεωδυναμικών υψών στις στάθμες των 850, 700, 500 και 300 hpa, εμφανίστηκε να είναι πολύ μικρότερο στον τύπο A, ενώ και τα γεωδυναμικά ύψη όσον αφορά στη D ημέρα, ήταν μικρότερα στον τύπο A σε σχέση με τον τύπο B.

Σύμφωνα με την έρευνα του Γιαννουλάκη (2014), όσον αφορά στη Βορειοδυτική κυκλοφορία ('NW'), οι ελάχιστες τιμές των γεωδυναμικών υψών στις στάθμες των 850 και 700 hpa, σημειώνονται τη D ημέρα, στη στάθμη των 500 hpa τη D-1 ημέρα και στη στάθμη των 300 hpa τη D ημέρα. Για την παράμετρο της θερμοκρασίας, οι ελάχιστες τιμές αυτής για τις στάθμες των 850 και 700 hpa, παρατηρούνται τη D+1 ημέρα, για τη στάθμη των 500 hpa τη D ημέρα, ενώ για τη στάθμη των 300 hpa τη D-1 ημέρα. Μετά τη D ημέρα, δηλαδή την ημέρα όπου λαμβάνει χώρα το επεισόδιο

χιονόπτωσης, παρατηρούνται αυξομειώσεις της θερμοκρασίας σε κάθε στάθμη αναφοράς.

Ο Γιαννουλάκης (2014), μελετώντας τις ισοβαρικές επιφάνειες των 850 και 500 hPa, βρήκε ότι για τη στάθμη των 850 hPa, τα γεωδυναμικά ύψη έχουν μέσο όρο τα 1419 gpm στο διάστημα 1148-1534 gpm, με τυπική απόκλιση $\pm 60,8$ gpm. Η θερμοκρασία στη στάθμη αυτή έχει μέση τιμή τους $-6,3^{\circ}\text{C}$, ενώ κυμαίνεται από $-14,5$ έως $0,2^{\circ}\text{C}$, με τυπική απόκλιση τους $\pm 4,2^{\circ}\text{C}$. Για τη στάθμη των 500 hPa, ο μέσος όρος των γεωδυναμικών υψών κυμαίνεται στα 5430 gpm στο διάστημα 5250-5700 gpm και τυπική απόκλιση τα ± 77 gpm. Για την παράμετρο της θερμοκρασίας στη συγκεκριμένη στάθμη, η μέση τιμή αυτής είναι ίση με $-28,2^{\circ}\text{C}$, έχοντας μέγιστη και ελάχιστη τιμή τους $-20,5$ και $-38,5^{\circ}\text{C}$ αντίστοιχα και τυπική απόκλιση τους $\pm 3,6^{\circ}\text{C}$.

Για την κυκλοφορία τύπου High-Low ('H-L'), ο Γιαννουλάκης (2014) βρήκε ότι στο επίπεδο των 850hPa τα γεωδυναμικά ύψη αυξάνουν την ημέρα χιονόπτωσης, ενώ στο επίπεδο των 700hPa την ημέρα χιονόπτωσης παρατηρούνται τα μεγαλύτερα γεωδυναμικά ύψη. Στα 500 hPa, η χαμηλότερη τιμή των γεωδυναμικών υψών παρατηρείται τη D-1 ημέρα, ενώ στα 300 hPa τη D-2 ημέρα. Για τις δύο αυτές στάθμες, η μεγαλύτερη τιμή γεωδυναμικών υψών σημειώνεται τη D+1 ημέρα. Σχετικά με τη θερμοκρασία, αυτή για τις στάθμες των 850, 700 και 500 hPa είναι ελάχιστη τη D ημέρα, ενώ για τη στάθμη των 300 hPa τη D-2 ημέρα. Σύμφωνα με το Γιαννουλάκη (2014), για τη στάθμη των 850hPa, τα γεωδυναμικά ύψη εμφανίζουν μέσο όρο τα 1502gpm στο διάστημα 1394-1623gpm και τυπική απόκλιση τα $\pm 60,7$ gpm. Η θερμοκρασία στη συγκεκριμένη στάθμη έχει μέση τιμή τους $-7,3^{\circ}\text{C}$, κυμαίνεται από $-11,1^{\circ}\text{C}$ μέχρι $-4,1^{\circ}\text{C}$, με τυπική απόκλιση τους $\pm 2,2^{\circ}\text{C}$. Για τα 500hPa, τα γεωδυναμικά ύψη εμφανίζουν μέσο όρο τα 5523gpm, στο διάστημα 5360-5640gpm και τυπική αποκλιση τα $\pm 76,9$ gpm. Όσο αναφορά στη θερμοκρασία, αυτή στα 500 hPa έχει μέσο όρο $-26,7^{\circ}\text{C}$ και κυμαίνεται από $-33,9^{\circ}\text{C}$ μέχρι $-21,7^{\circ}\text{C}$, με τυπική απόκλιση τους $\pm 3,5^{\circ}\text{C}$.

Στη Νοτιοδυτική κυκλοφορία ('SW'), σύμφωνα με το Γιαννουλάκη τα χαμηλότερα γεωδυναμικά ύψη στις στάθμες των 700 και 300 hPa παρατηρούνται τη D ημέρα, ενώ για τις στάθμες των 850 και 500 hPa τη D-2 ημέρα. Επίσης, παρατηρείται μείωση αυτών τη D ημέρα σε σχέση με την D-1 ημέρα, για όλα τα ισοβαρικά επίπεδα. Ως προς την παράμετρο της θερμοκρασίας, παρατηρείται πτώση αυτής μέχρι τη D ημέρα για τις στάθμες των 850 και 700 hPa. Για τα 500hPa, η χαμηλότερη τιμή της θερμοκρασίας παρατηρείται τη D-1 ημέρα, ενώ για τη στάθμη των 300hPa τη D-2 ημέρα. Επίσης, και στα δύο επίπεδα τις επόμενες ημέρες παρατηρείται αύξηση της θερμοκρασίας. Ο Γιαννουλάκης (2014) στη διατριβή του βρήκε ότι τα γεωδυναμικά ύψη στα 850 hPa, έχουν μέση τιμή τα 1438gpm στο διάστημα 1285-1505gpm και τυπική απόκλιση τα $\pm 61,1$ gpm. Η θερμοκρασία στα 850 hPa, έχει μέση τιμή $-6,3^{\circ}\text{C}$, κυμαίνεται από $-11,5^{\circ}\text{C}$ μέχρι $-1,1^{\circ}\text{C}$, με τυπική απόκλιση τους $\pm 2,9^{\circ}\text{C}$. Για τα 500hPa, τα γεωδυναμικά ύψη εμφανίζουν μέσο όρο τα 5461gpm, κυμαίνονται στο διάστημα 5230-5949gpm, με τυπική αποκλιση τα $\pm 166,9$ gpm. Η θερμοκρασία στα 500 hPa, έχει μέσο όρο $-28,5^{\circ}\text{C}$, κυμαίνεται στο διάστημα από $-36,1^{\circ}\text{C}$ μέχρι $-18,9^{\circ}\text{C}$, με τυπική απόκλιση τους $\pm 4,5^{\circ}\text{C}$.

Όσον αφορά στον Εμποδισμό Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’), σύμφωνα με το Γιαννουλάκη (2014), τα ελάχιστα γεωδυναμικά ύψη για τις στάθμες των 850, 700 και 300 hpa σημειώνονται τη D-1 ημέρα και για τη στάθμη των 500 hpa τη D ημέρα. Τα μέγιστα γεωδυναμικά ύψη στις στάθμες των 850 και 700 hpa, παρατηρούνται τη D+1 ημέρα, ενώ για τις στάθμες των 500 και 300 hpa τη D-2 ημέρα. Οι ελάχιστες θερμοκρασίες στις στάθμες των 850, 700 και 500 hpa σημειώνονται τη D ημέρα και για τη στάθμη των 300 hpa, τη D-1 ημέρα. Στην εργασία του Γιαννουλάκη (2014), βρέθηκε επίσης ότι για τη στάθμη των 850 hpa, τα γεωδυναμικά ύψη στον Εμποδισμό Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’), έχουν μέσο όρο τα 1472 gpm στο διάστημα 1428-1552 gpm, με τυπική απόκλιση τα ± 52 gpm. Η θερμοκρασία στη στάθμη αυτή, έχει μέση τιμή ίση με $-8,7^{\circ}\text{C}$, μέγιστη τιμή τους $-2,9^{\circ}\text{C}$, ελάχιστη τιμή τους $-13,5^{\circ}\text{C}$ και τυπική απόκλιση τους $\pm 3,8^{\circ}\text{C}$. Για τη στάθμη των 500 hpa, ο μέσος όρος των γεωδυναμικών υψών είναι ίσος με 5438 gpm στο διάστημα 5340-5590 gpm και τυπική απόκλιση τα $\pm 101,3$ gpm. Όσον αφορά στη θερμοκρασία της συγκεκριμένης στάθμης, αυτή έχει μέση τιμή ίση με $-30,2^{\circ}\text{C}$ και κυμαίνεται στο διάστημα από $-36,5^{\circ}\text{C}$ ως προς τη μέγιστη θερμοκρασία μέχρι τους $-26,1^{\circ}\text{C}$ ως προς την ελάχιστη θερμοκρασία, με τυπική απόκλιση τους $\pm 4,6^{\circ}\text{C}$.

Οι παρακάτω πίνακες (Πίνακας 1.7.β, Πίνακας 1.7.γ), παρουσιάζουν τις τιμές των θερμοκρασιών και των γεωδυναμικών υψών στις στάθμες των 850 και 500 hpa για τη D ημέρα, για τους δύο τύπους συνοπτικής κατάστασης, οι οποίοι ευνοούν τις χιονοπτώσεις στην περιοχή της Θεσσαλονίκης (τύπος Α, τύπος Β), σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999).

	T 850 °C	GH 850 gpm	T 500°C	GH 500 gpm
ΜΟ	-5,4	1431	-28,1	5438
Τυπική Απόκλιση	$\mp 3,6$	∓ 65	$\mp 3,7$	∓ 124
Μέγιστη	1,1	1570	-22,1	5940
Ελάχιστη	-12	1290	-35,5	5260

Πίνακας 1.7.β: Θερμοδυναμικές παράμετροι στα 850 και 500 hpa, για τον τύπο Α

	T 850 °C	GH 850 gpm	T 500°C	GH 500 gpm
ΜΟ	-5,5	1446	-27,2	5491
Τυπική Απόκλιση	$\mp 2,8$	∓ 70	$\mp 2,45$	∓ 124
Μέγιστη	0	1570	-21,1	5930
Ελάχιστη	-10,5	1330	-32	5310

Πίνακας 1.7.γ: Θερμοδυναμικές παράμετροι στα 850 και 500 hpa, για τον τύπο Β

Ως προς τον τύπο Α, η θερμοκρασία παραμένει σχετικά σταθερή στο στρώμα μεταξύ 900 και 700 hpa, ενώ ως προς τον τύπο Β, εμφανίζεται θερμοκρασιακή ανατροφή στο στρώμα μεταξύ 900 και 700 hpa (Μπαρσάκης, 1999).

Γενικά, για τον προσδιορισμό της μορφής του νετού, οι ισοπαχείς αποτελούν ένα καλό δείκτη, για τον αν ο νετός έχει τη μορφή βροχής ή χιονιού. Συγκεκριμένα, κρίσιμες τιμές για τη μορφή του νετού ως χιόνι θεωρούνται:

- Ισοπαχείς 1000-500 hpa $\leq$ 5400 gpm
- Ισοπαχείς 1000-700 hpa $\leq$ 2840 gpm
- Ισοπαχείς 1000-850 hpa $\leq$ 1300 gpm
- Ισοπαχείς 850-700 hpa $\leq$ 1540 gpm

(Πηγή: http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/precip_type.php.)

Από τους παραπάνω παράγοντες, σημαντικότερος για το αν ο υετός που φτάνει στο έδαφος θα έχει τη μορφή χιονιού, θεωρείται αυτός του πάχους του στρώματος 1000-500 hpa. Ο συγκεκριμένος παράγοντας, συμβάλλει σημαντικά στην πρόγνωση χιονόπτωσης, όχι μόνο στη στενή και τοπική χωρική εμβέλεια της ραδιοβόλισης, αλλά και σε μια ευρύτερη έκταση και ακτίνα (Μπαρσάκης, 1999). Ο δείκτης αυτός όμως χιονόπτωσης, παρουσιάζει και κάποια μειονεκτήματα. Συγκεκριμένα, τα μειονεκτήματα αυτά επικεντρώνονται στο γεγονός ότι, η μορφή του παρατηρούμενου υετού εξαρτάται από το ύψος του επιπέδου παγοποίησης, το οποίο βρίσκεται κάτω από τη στάθμη των 500 hpa και το στρώμα μεταξύ της στάθμης παγοποίησης και της στάθμης των 500 hpa, δε συμμετέχει στις θερμοδυναμικές διεργασίες μετατροπής του υετού σε χιόνι (Μπαρσάκης, 1999).

Στην Ελλάδα, η οποία περιβάλλεται από σχετικά θερμότερη θάλασσα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, είναι δυνατόν να παρατηρηθεί χιονόπτωση με πάχος στρώματος 1000-500 hpa, μεγαλύτερο από το συνηθισμένο, λόγω της ύπαρξης θερμού αέρα σε ύψη πολύ μεγαλύτερα από το στρώμα τήξης (Λιώκη-Λειβαδά-Τσελεπιδάκη, 1979). Σύμφωνα με το Murray (1952), τα όρια της παραμέτρου του πάχους στρώματος 1000-500 hpa, κυμαίνεται από 5160-5230 gpm, τα οποία σε κάποιες περιπτώσεις φτάνουν και τα 5440 gpm. Επιπλέον, ο Boyden (1964) όρισε ως ανώτερο όριο του στρώματος 1000-500 hpa τα 5260 gpm. Ο Lamb (1955), υποστήριξε ότι για ένα πάχος μικρότερο ή και ίσο των 5280 ± 45 gpm, ο υετός έχει τη μορφή χιονιού, αλλά έχουν παρατηρηθεί και περιπτώσεις χιονόπτωσης με πάχος στρώματος στα 5440 gpm, πάντα σε συνδυασμό με τις όποιες μεταβολές της θερμοβαθμίδας στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

Σε περίπτωση χιονόπτωσης κοντά στη θάλασσα, για μια μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας της τάξεως των 10°C , το πάχος στρώματος 1000-500 hpa είναι μικρότερο των 5210 gpm, γεγονός το οποίο δηλώνει ότι για να μην παρατηρείται τήξη των χιονονιφάδων, θα πρέπει η θερμοκρασία του αέρα να είναι αρκετά πιο χαμηλή, έτσι ώστε να περιορίζεται η αύξηση αυτής, εξαιτίας της προσλαμβανόμενης θερμότητας από τη θάλασσα. Οι προαναφερθέντες ερευνητές Murray και Lamb, χρησιμοποίησαν δεδομένα μετεωρολογικών σταθμών διαφόρων περιοχών της Βρετανίας και γι' αυτόν το λόγο, εντοπίζονται κάποιες μικρές διαφορές στα αποτελέσματά τους. Τέλος, ο Smith (1970) βρήκε περιπτώσεις χιονιού με πάχος στρώματος 1000-500 hpa, μεγαλύτερο των 5258 gpm.

Το στρώμα 1000-850 hpa, καθώς βρίσκεται σε χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα, εμφανίζει περισσότερα πλεονεκτήματα, με αποτέλεσμα να θεωρείται ασφαλέστερος δείκτης χιονόπτωσης, απ' ότι ο δείκτης του πάχους του στρώματος 1000-500 hpa. Το επίπεδο παγοποίησης, κάτω από το οποίο λαμβάνει χώρα η τήξη των νιφάδων χιονιού, βρίσκεται περίπου στο στρώμα 1000-850 hpa κι έτσι εντός του

στρώματος αυτού συμβαίνουν διαδικασίες που συντελούν στην τελική μορφή του υετού, δηλαδή στο αν ο υετός που φτάσει στο έδαφος θα έχει τη μορφή χιονιού ή βροχής. Όμως και για την παράμετρο του στρώματος 1000-850 hpa, εμφανίζονται μειονεκτήματα, αφού το στρώμα αέρα μεταξύ της στάθμης παγοποίησης και της στάθμης των 850 hpa δεν επηρεάζει τη μορφή του υετού κι επιπλέον η ψύξη της ατμόσφαιρας εξαιτίας της τήξης των νιφάδων χιονιού, αντιπροσωπεύεται καλύτερα από την ελάττωση της στάθμης παγοποίησης, παρά από την ελάττωση του στρώματος αυτού (Μπαρσάκης, 1999).

Σύμφωνα με το Boyden (1964), το εύρος του πάχους στρώματος 1000-850 hpa, κυμαίνεται μεταξύ 1280 και 1300 grm, ενώ ο ίδιος υποστηρίζει ότι αν η τιμή του πάχους είναι μικρότερη των 1295 grm, τότε η πιθανότητα ο υετός που φτάνει στο έδαφος να είναι χιόνι, ξεπερνά και το 50%. Σημαντικά επίσης είναι και τα αποτελέσματα της έρευνας για το πάχος στρώματος 1000-500 hpa των Λιώκη-Λειβαδά-Τσελεπιδάκη (1979), με εύρος τιμών 5150-5510 grm, όπου για τιμές μικρότερες των 5300 grm, η πιθανότητα εκδήλωσης χιονόπτωσης είναι μεγάλη. Τα συμπεράσματα αυτά βέβαια, στηρίχτηκαν σε δεδομένα ραδιοβολίσεων της Αθήνας (Ελληνικό) για τις 00 UTC, όπου η ώρα της χιονόπτωσης μπορεί να απέχει χρονικά από την ώρα της ραδιοβολίσης έως και 12-24 ώρες.

Στην εργασία του Πρεζεράκου (1984), όλα τα μετεωρολογικά δεδομένα απέχουν κατά μέσο όρο 1 ώρα από την ώρα έναρξης της χιονόπτωσης στο σταθμό του Ελληνικού και το εύρος των τιμών του πάχους στρώματος 1000-850 hpa κυμαίνεται από 5189 grm έως 5379 grm, με τυπική απόκλιση 47 grm.

1.8 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ – ΥΛΙΚΟ

Για την επίτευξη του σκοπού της παρούσας εργασίας, επιλέγονται οι μέρες στις οποίες συνέβη και ήταν σε εξέλιξη το επεισόδιο χιονόπτωσης, με επίκεντρο μελέτης κυρίως την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, αλλά και γενικότερα την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τον εντοπισμό των αιτιών που καθόρισαν την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη.

Για τις ανάγκες της εργασίας, λαμβάνονται δεδομένα χαρτών καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας, χαρτών επιφάνειας και χαρτών γεωδυναμικού πάχους (thickness) του στρώματος 1000-500 hpa από το παγκόσμιο Αμερικάνικο αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού GFS και για τις συγκεκριμένες χρονικές περιόδους, στις οποίες έλαβε χώρα το υπό μελέτη επεισόδιο χιονόπτωσης. Παράλληλα, χρησιμοποιούνται κομβικά δεδομένα $1^\circ\lambda \times 1^\circ\phi$ μετεωρολογικών παραμέτρων του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (ECMWF), τα οποία οπτικοποιούν το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου και τις κατακόρυφες μεσημβρινές και ζωνικές τομές της ατμόσφαιρας, με σκοπό τη διεξαγωγή ασφαλέστερων συμπερασμάτων σχετικά με τη μορφή του υετού και τις διαμορφωθείσες θερμοδυναμικές και συνοπτικές κατάστασεις, κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων αντίστοιχα. Σε αυτά επίσης, προστίθενται δεδομένα ραδιοβολίσης (00 UTC) του μετεωρολογικού σταθμού "Μακεδονία" της Θεσσαλονίκης, αλλά και δορυφορικά

δεδομένα, με σκοπό την ανάλυση του νεφικού σχηματισμού, ως αποτέλεσμα των συνοπτικών καταστάσεων και των δυναμικών αιτιών, που επικράτησαν τη συγκεκριμένη υπό μελέτη χρονική στιγμή και συνετέλεσαν στη δημιουργία κακοκαιρίας, με αμιγώς χειμερινά χαρακτηριστικά.

Επιπλέον, μελετήθηκαν δορυφορικές εικόνες, με σκοπό τον εντοπισμό των αεροχειμάρρων και των θετικών ανωμαλιών της τροπόπαυσης. Επίσης, λαμβάνονται ιστορικά δεδομένα μετρήσεων ηλεκτρικής και κεραυνικής δραστηριότητας για τη χρονική περίοδο μελέτης από το σύστημα TALOS, με σκοπό τον εντοπισμό των ζωνών σύγκλισης και την εκτίμηση της δυναμικής αυτών.

Ως προς την ανάλυση των συνοπτικών καταστάσεων, των δυναμικών αιτιών και των θερμοδυναμικών παραμέτρων, που συνδέονται με τη διαμορφούμενη και παρατηρούμενη κακοκαιρία πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου 2019, χρησιμοποιήθηκαν μετεωρολογικοί χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας σε διάφορες στάθμες αναφοράς και χάρτες επιφάνειας από το παγκόσμιο αριθμητικό Αμερικάνικο μοντέλο GFS, όπως επίσης και χάρτες thickness του στρώματος 1000-500 hpa. Για την κατανόηση της δομής της ατμόσφαιρας, κατά τη διάρκεια της κακοκαιρίας, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ραδιοβολίσεων (00 UTC), τα οποία παρουσιάζονται με τη βοήθεια θερμοδυναμικών διαγραμμάτων (Skew T-log P).

Λαμβάνονται επιπλέον υπόψη οι τιμές του δείκτη της κύμανσης του βορείου Ατλαντικού (NAO) στην Ευρώπη κατά το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019, με σκοπό τη συσχέτιση αυτών με τις συνοπτικές καταστάσεις στην περιοχή της Ευρώπης και τη σύνδεση με τη διαμορφούμενη υπό μελέτη κακοκαιρία στον Ελλαδικό χώρο. Γίνεται επίσης χρήση δεδομένων θερμοκρασίας από τον αυτόματο μετεωρολογικό σταθμό του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με σκοπό την εκτίμηση της ημερήσιας, της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας και μέσης θερμοκρασίας ανά ημέρα, κατά το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019.

Ως προς τη δορυφορική ανάλυση, χρησιμοποιήθηκαν εικόνες στο κανάλι 9 του θερμικού και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου φάσματος με κέντρο στα 10.8 μm (IR10.8), στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος με κέντρο στα 0.8 μm (VIS0.8) και στο κανάλι 5 των υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm (WV6.2). Με σκοπό τη διεξαγωγή περισσότερων και πιο ασφαλών συμπερασμάτων, χρησιμοποιήθηκε συνδυασμός καναλιών RGB, όπου οι δορυφορικές εικόνες παρουσιάζονται έγχρωμες και οι πληροφορίες εμφανίζονται μ' ένα συνδυασμό χρωμάτων. Η χρήση των συγκεκριμένων έγχρωμων εικόνων, γίνεται με σκοπό να τονιστούν κάποια ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, όπως οι ψυχρότερες θερμοκρασίες των κορυφών των νεφών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΑΝΑΛΥΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΚΑΙΡΟΥ ΓΙΑ ΤΟ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΟΝ ΙΑΝΟΥΑΡΙΟ ΤΟΥ 2019

2.1 ΑΝΑΛΥΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6/1/2019

2.1.α1 Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa

Οι χάρτες καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας αποτελούν ένα από τα βασικότερα εργαλεία για την πρόγνωση του καιρού. Οι παρατηρήσεις ανώτερης ατμόσφαιρας, οι οποίες περιλαμβάνουν το γεωδυναμικό ύψος, τον άνεμο, τη θερμοκρασία και την υγρασία, πραγματοποιούνται συνήθως ανά 6 ή 12 ώρες, με τη βοήθεια ραδιοβολίσεων και στη συνέχεια στέλνονται στα διάφορα μετεωρολογικά κέντρα με μορφή κωδικοποιημένου τηλεγραφήματος, ο οποίος ονομάζεται **TEMP**. Έπειτα, γίνεται ανάλυση των παρατηρήσεων αυτών σε διάφορες ισοβαρικές στάθμες στην ατμόσφαιρα, τα αποτελέσματα της οποίας αποτυπώνονται στους χάρτες των ισοβαρικών αυτών επιπέδων.

Στους χάρτες αυτούς, εντοπίζονται και αποτυπώνονται οι ατμοσφαιρικές διαταραχές, οι οποίες σχετίζονται με τις συνοπτικές καταστάσεις και τη διαμόρφωση του καιρού γενικότερα, ενώ εμφανίζονται οι αυλώνες (troughs) και ράχες (ridges), που είναι χρήσιμοι και χρήσιμες αντίστοιχα για τον εντοπισμό της μεταφοράς στροβιλισμού, όπως αυτή θα αναλυθεί στην παράγραφο 2.1.α2, του παρόντος κεφαλαίου. Συνοπτικά, η κατάσταση της ατμόσφαιρας που διαμορφώνεται και αποτυπώνεται στους χάρτες καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας, συνδέεται άμεσα με τα διάφορα συνοπτικά συστήματα της επιφάνειας, τα οποία με τη σειρά τους ρυθμίζουν και καθορίζουν τις ποικίλες καιρικές καταστάσεις και τα διάφορα καιρικά φαινόμενα, που παρατηρούνται σε κάθε περιοχή της Γης.

Η ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, η οποία αντιστοιχεί σε ύψος περίπου 5.5 km από τη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), εντοπίζεται προσεγγιστικά στο μέσο της τροπόσφαιρας, όπου δημιουργείται ο καιρός. Για το λόγο αυτό, η συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια θεωρείται αντιπροσωπευτική της κατάστασης της τροπόσφαιρας και ο χάρτης της στάθμης αυτής πολύ χρήσιμος. Οι μεταβλητές που συνήθως απεικονίζονται μέσα από τους χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, είναι το γεωδυναμικό ύψος και η θερμοκρασία. Γενικά, τα μικρά γεωδυναμικά ύψη ταυτίζονται με την παρουσία ψυχρών αερίων μαζών, ενώ τα μεγάλα γεωδυναμικά ύψη με την παρουσία θερμών αερίων μαζών.

Η συσχέτιση του γεωδυναμικού ύψους με τη θερμοκρασία του στρώματος, μεταξύ της εκάστοτε ισοβαρικής επιφάνειας και του εδάφους, πάνω από μια συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή, δίνεται μέσω της παρακάτω σχέσης:

$$H = \frac{R_a \bar{T}}{\bar{g}} \ln \frac{P_o}{P} \quad (1)$$

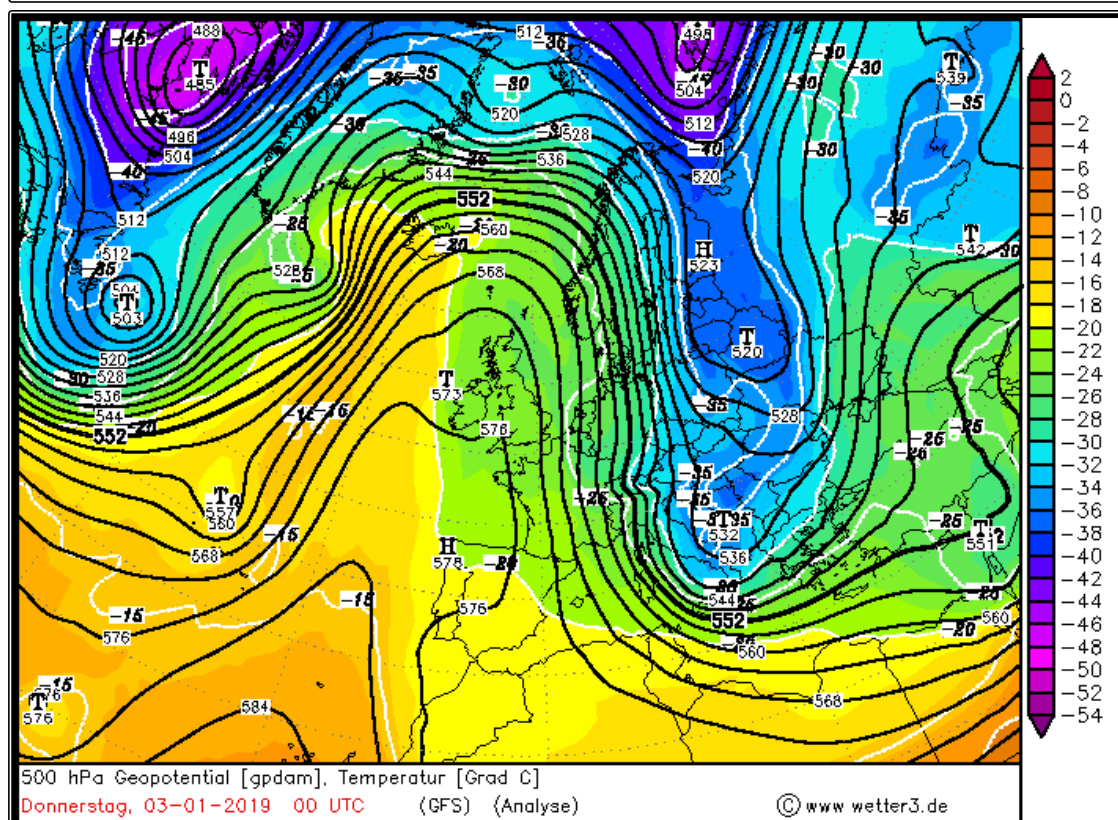
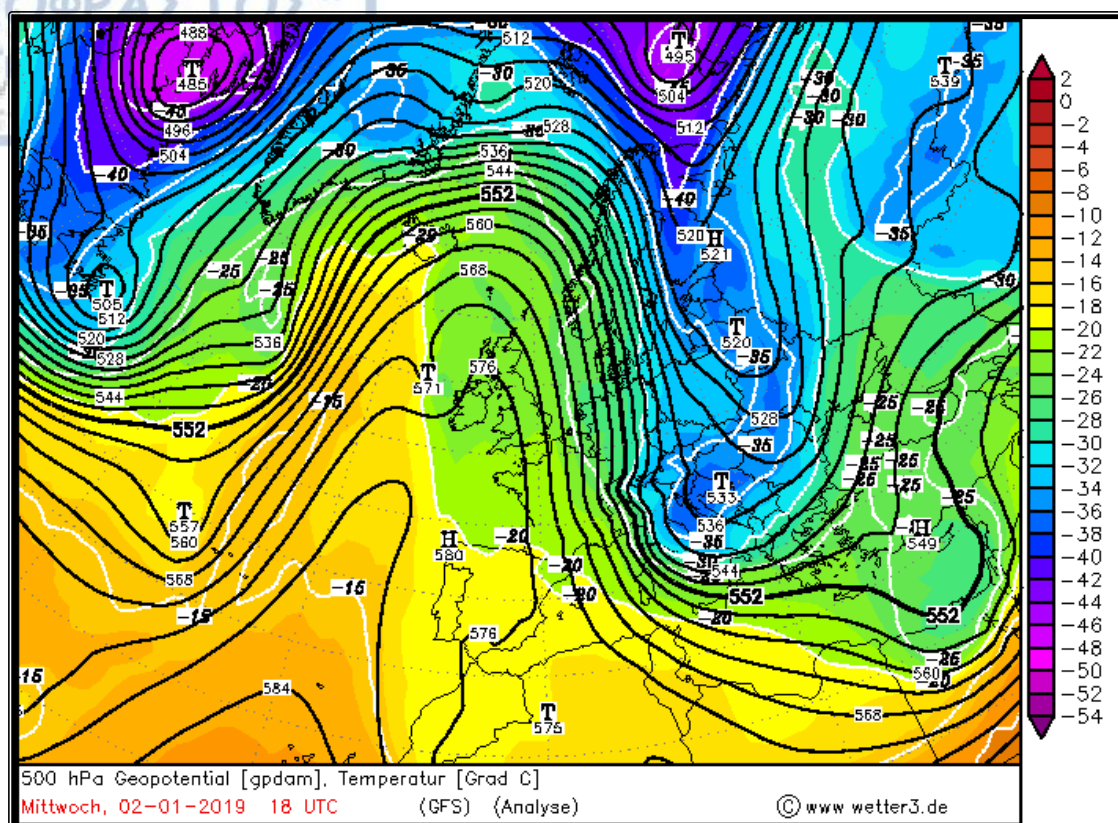
όπου:

- $\bar{T}$: η μέση θερμοκρασία του στρώματος μεταξύ της ισοβαρικής επιφάνειας και του εδάφους
- P_o : η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια
- P : η ατμοσφαιρική πίεση της ισοβαρικής επιφάνειας
- $\bar{g}=9.8 \text{ m/s}^2$
- $R_a=287,05 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

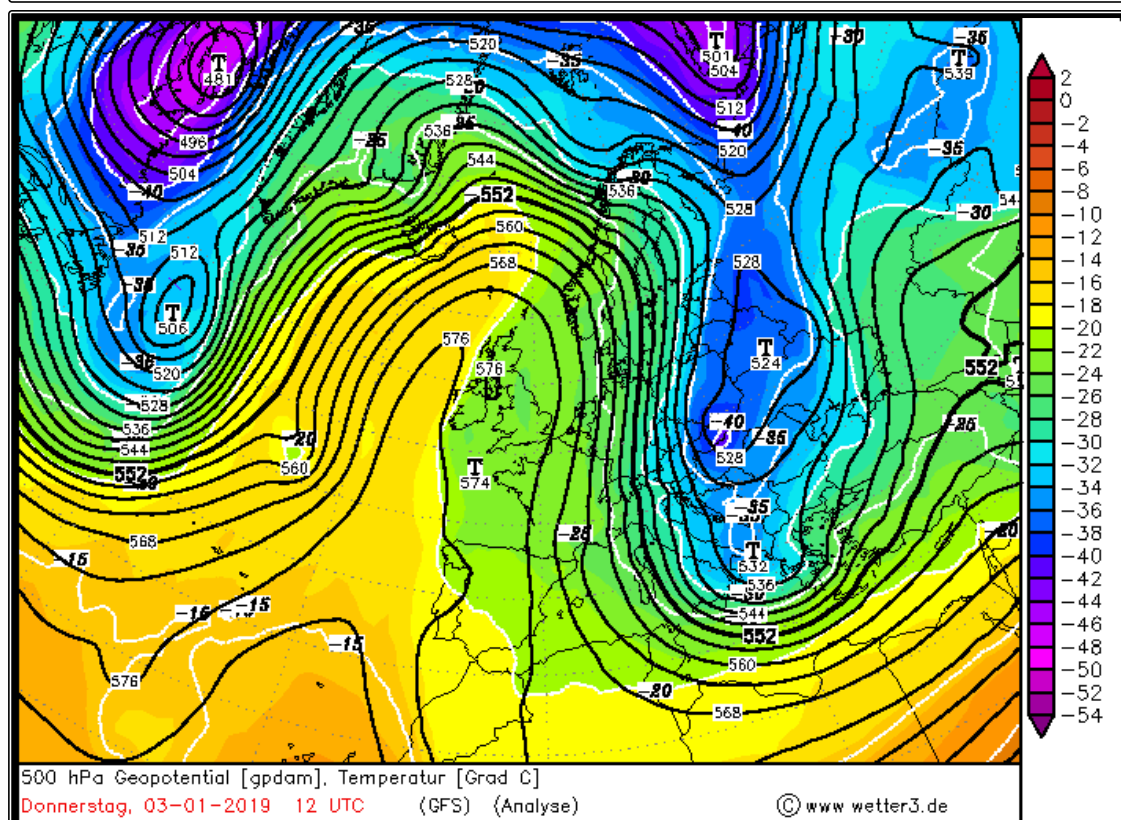
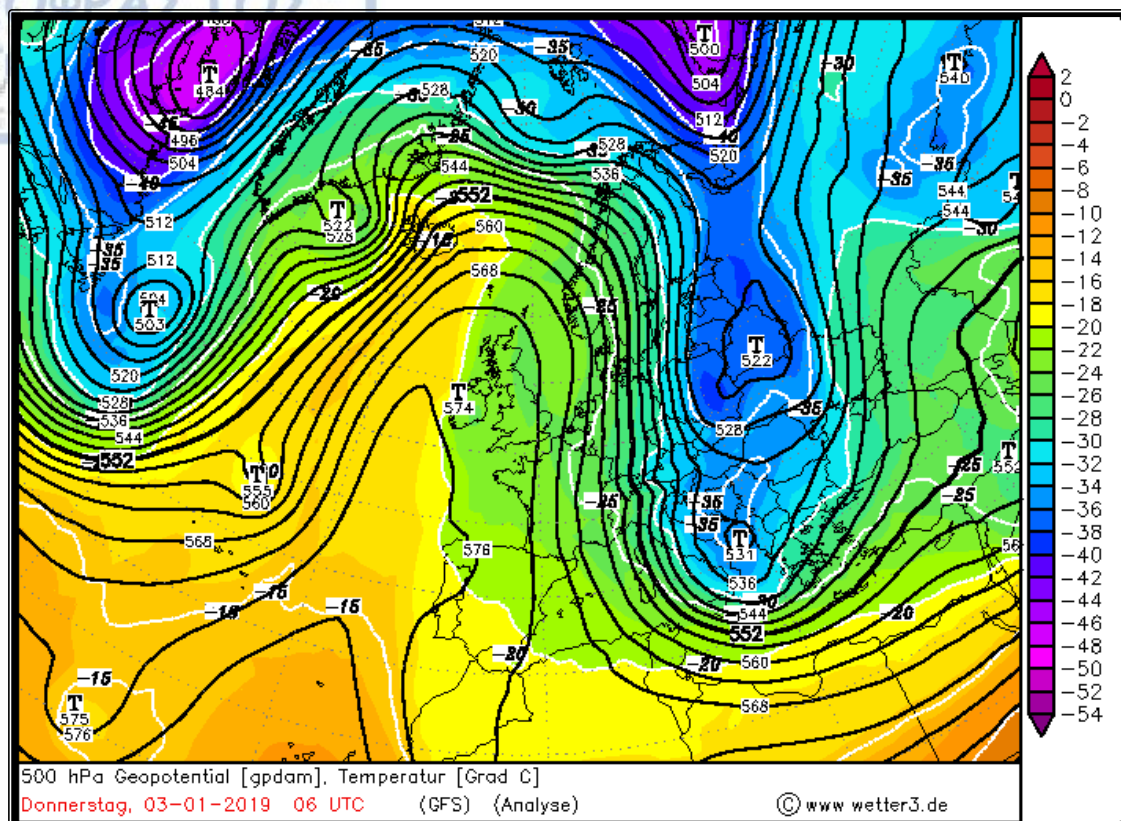
Σύμφωνα με την παραπάνω σχέση (1), προκύπτει ότι, το γεωδυναμικό ύψος είναι ανάλογο της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος μεταξύ της εκάστοτε ισοβαρικής επιφάνειας και του εδάφους. Οπότε, όσο πιο ψυχρό είναι το στρώμα αυτό, τόσο πιο μικρές τιμές παίρνει το γεωδυναμικό ύψος, ενώ όσο πιο θερμό είναι το στρώμα, τόσο αυξάνει και η αντίστοιχη τιμή του γεωδυναμικού ύψους.

Παρακάτω θα παρουσιαστούν τα συμπεράσματα της ανάλυσης των χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου και ώρα 06 UTC, με χρονικό βήμα ανά 06 UTC, όπου ήταν σε έναρξη, σε εξέλιξη και σταδιακά σε αποδρομή η κακοκαιρία, η οποία προκάλεσε χιονοπτώσεις στο νομό Θεσσαλονίκης. Η χάραξη των ισοϋψών γίνεται ανά 40 grm και των ισόθερμων ανά 5°C. Οι χάρτες αποτελούν ανάλυση του Αμερικανικού αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης καιρού GFS. Με βάση το εργαλείο του χρήσιμου αυτού χάρτη ανώτερης ατμόσφαιρας, θα επιτευχθεί ο εντοπισμός και η ανάλυση των αιτιών, που συνέβαλλαν στη δημιουργία της παρατηρούμενης αυτής κακοκαιρίας, για την υπό μελέτη χρονική περίοδο και περιοχή.

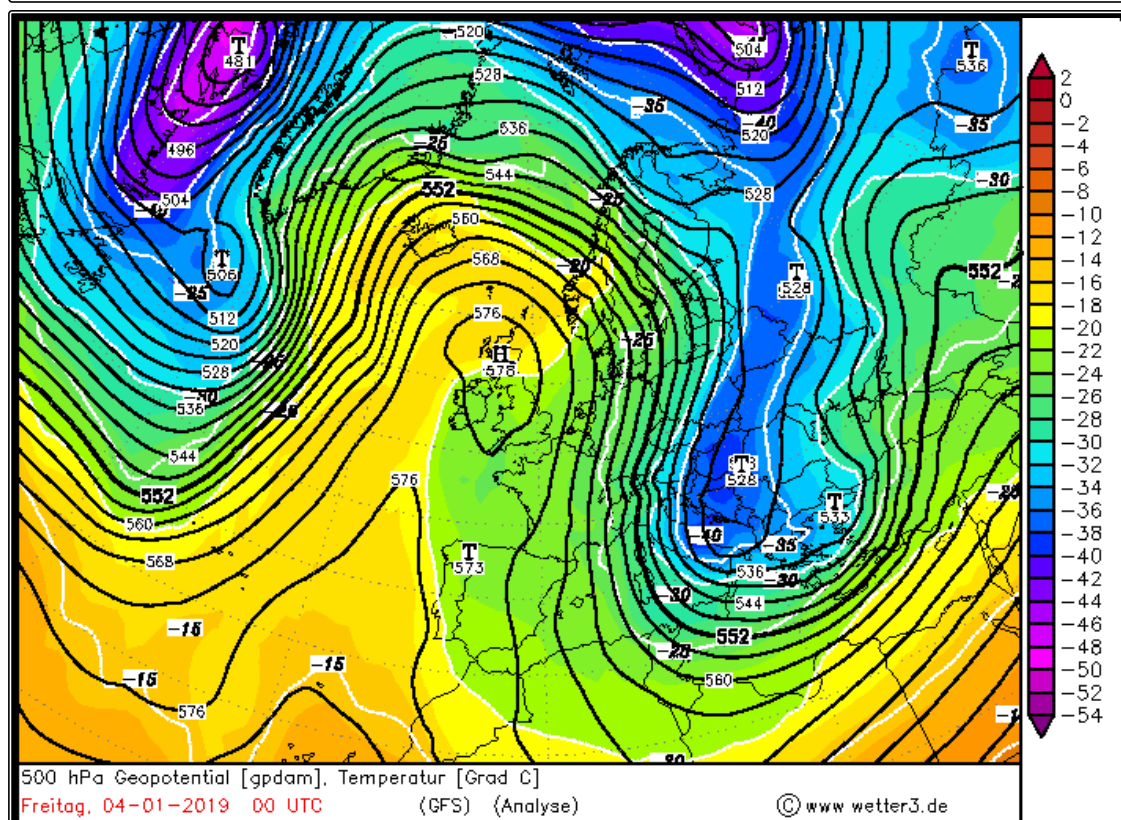
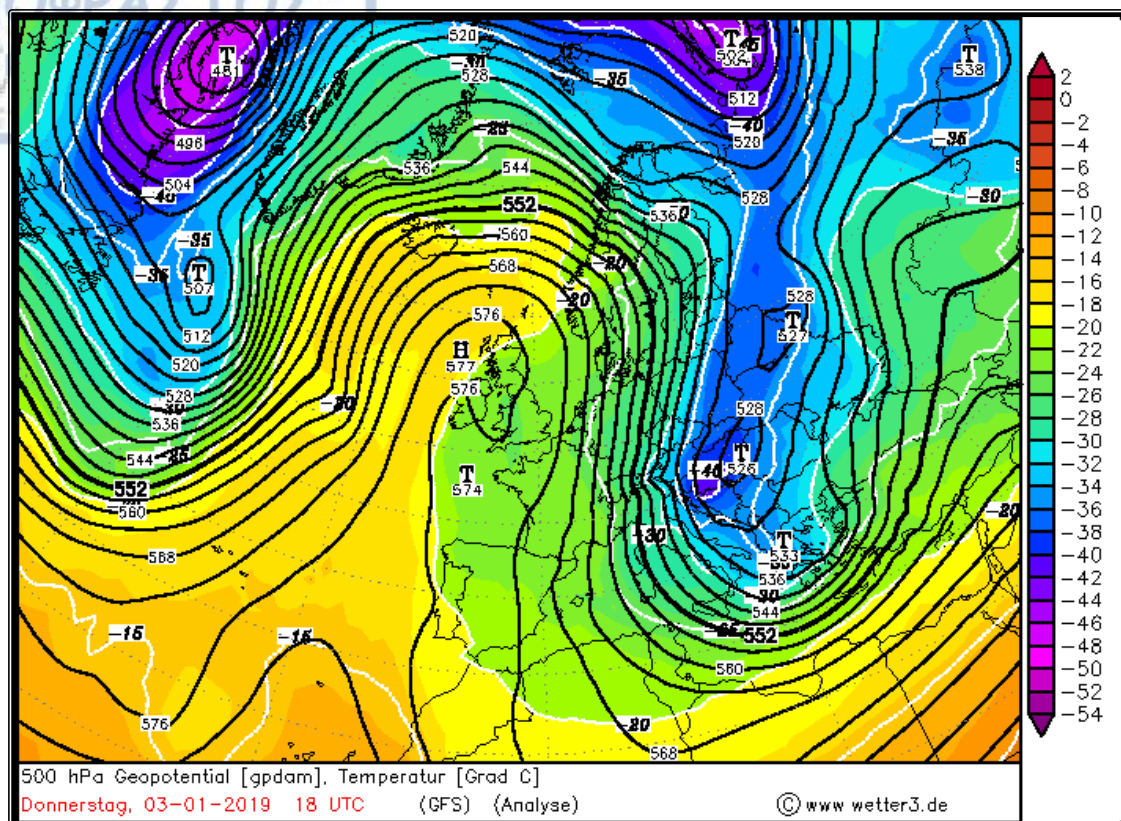
Στα Σχήματα 2.1.1 - 2.1.7, παρουσιάζονται οι χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, για τη χρονική περίοδο 2-6 Ιανουαρίου 2019, πάνω από την περιοχή της Ευρώπης.



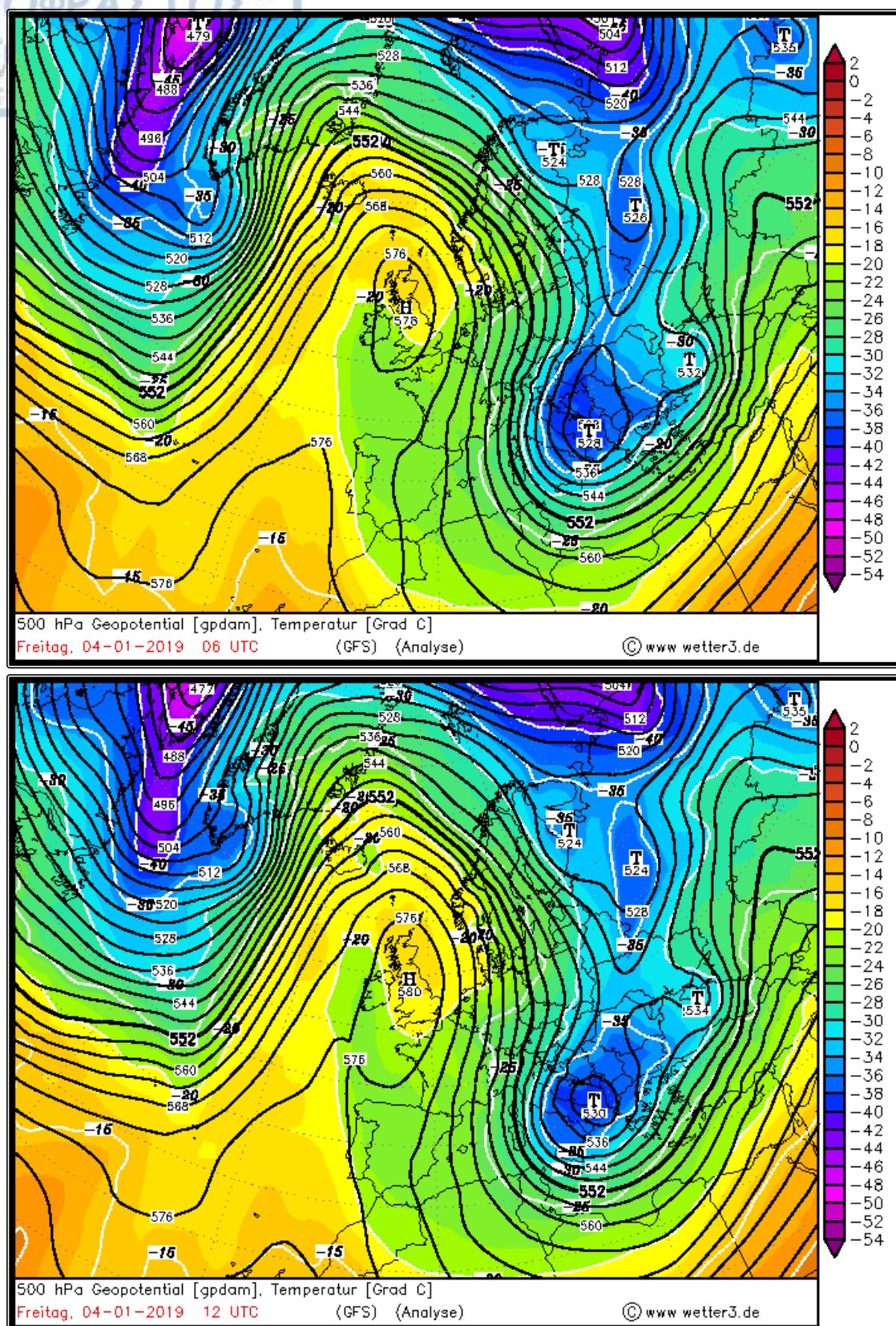
Σχήμα 2.1.1: Χάρτες γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa για τις 2 και 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)



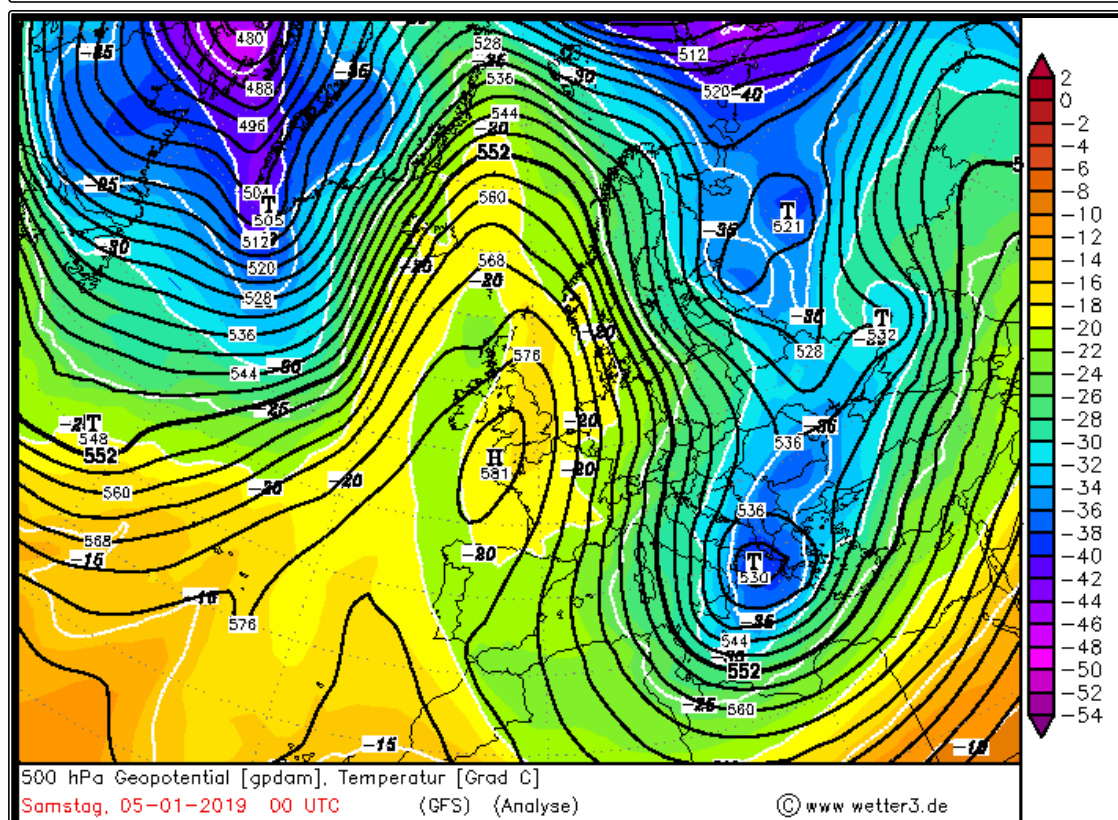
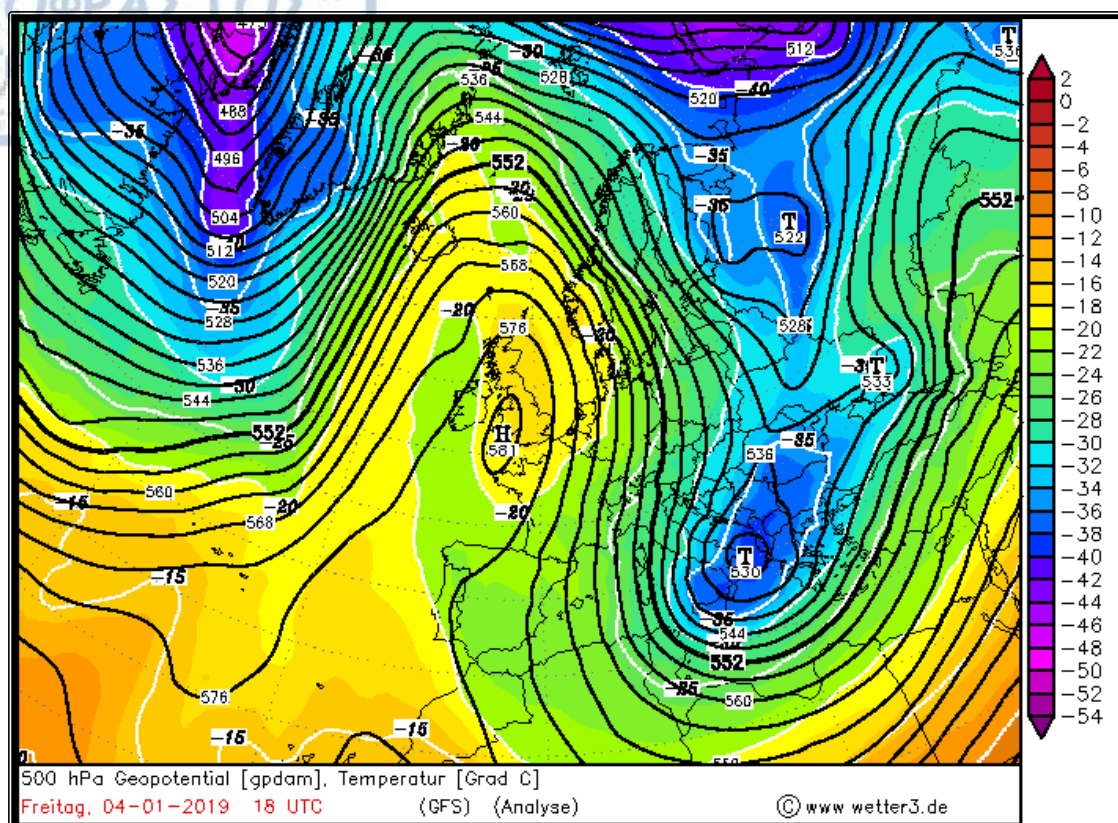
Σχήμα 2.1.2: Χάρτες γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



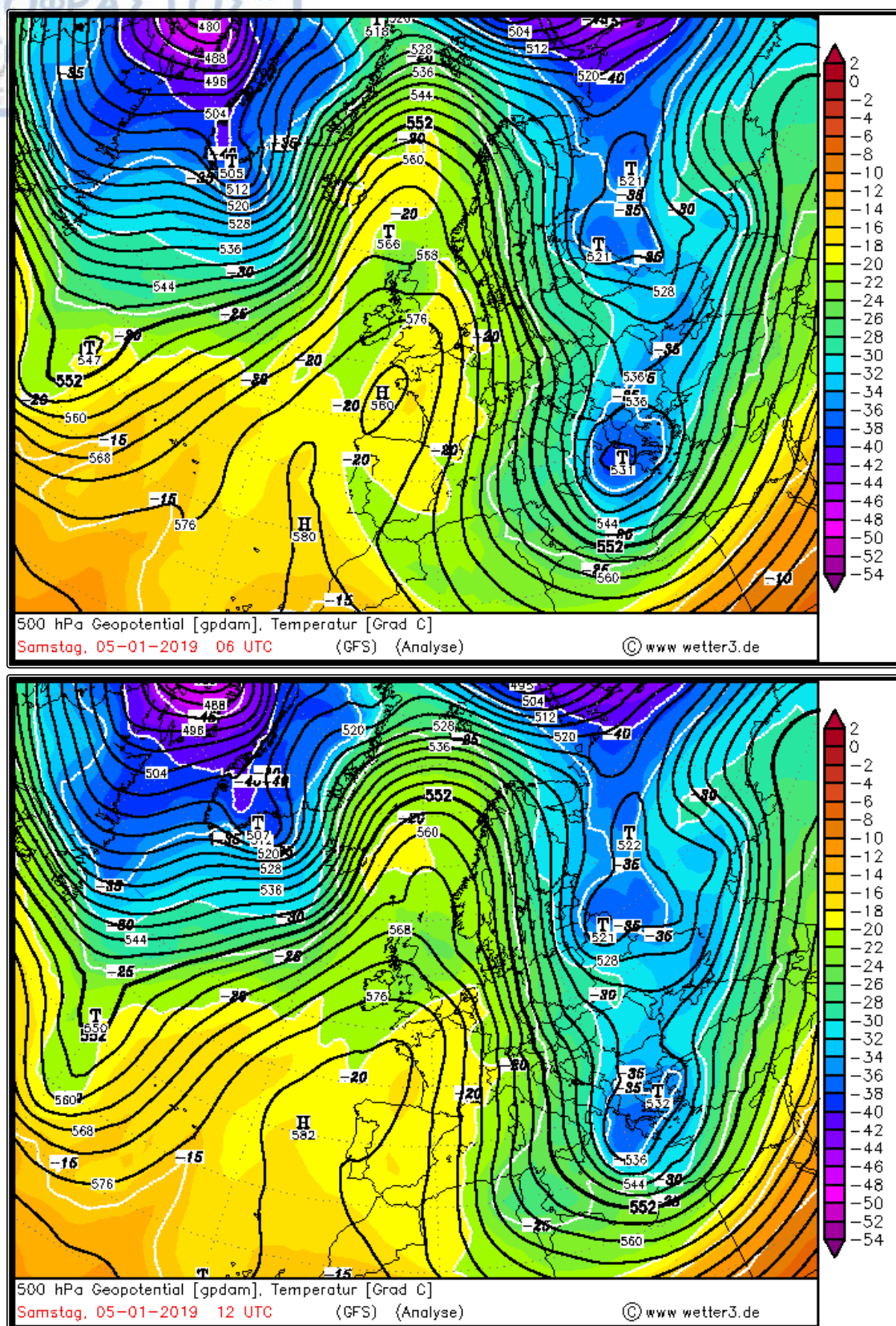
Σχήμα 2.1.3: Χάρτες γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa για τις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)



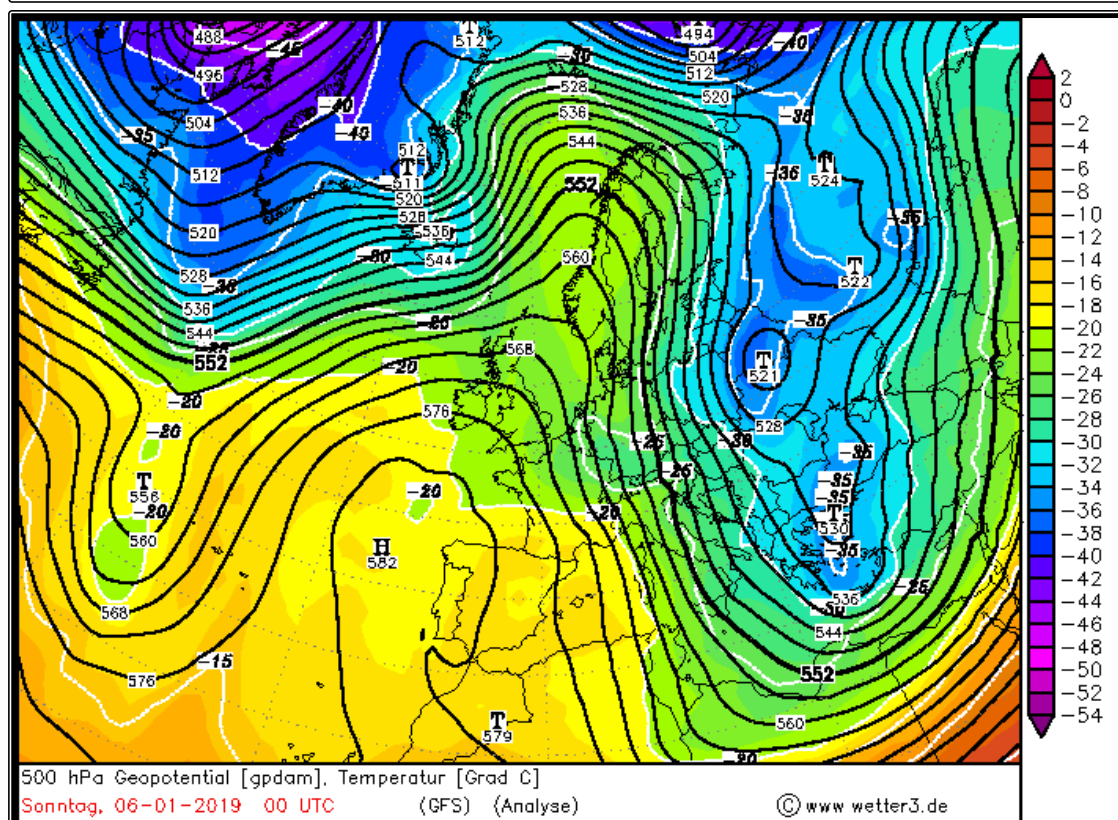
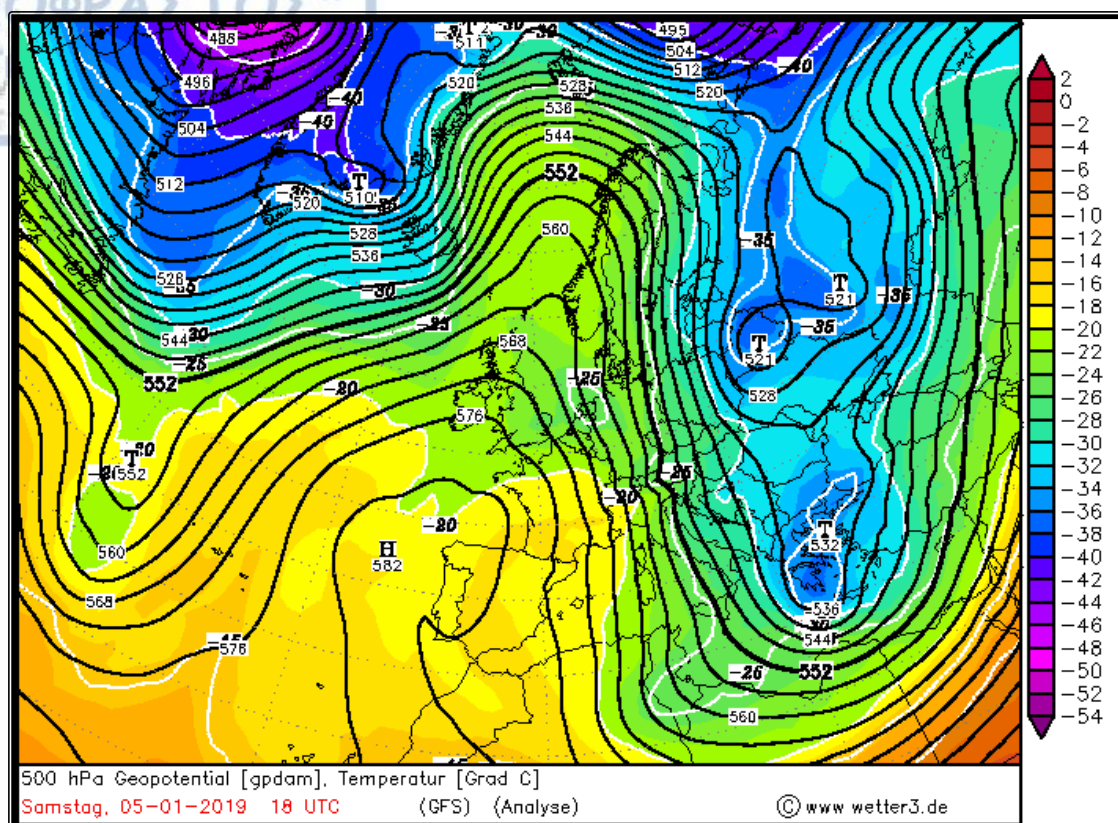
Σχήμα 2.1.4: Χάρτες γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.5: Χάρτες γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.6: Χάρτες γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.7: Χάρτες γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)

Οι χάρτες αυτοί περιγράφουν την κατάσταση στη συγκεκριμένη ισοβαρική στάθμη, για τις ώρες 18 UTC της 2^{ας} Ιανουαρίου 2019, για τις 00, 06, 12 και 18 UTC στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 και για τις 00 UTC της 6^{ης} Ιανουαρίου 2019. Χάρτες πέραν των συγκεκριμένων ημερομηνιών αλλά και ωρών που περιγράφονται στην παρούσα εργασία, θεωρήθηκε χρήσιμο να μην αναλυθούν, καθώς η κακοκαιρία, είτε δεν είχε ακόμη δυναμική εκδήλωση και δεν έδινε φαινόμενα χιονοπτώσεων, είτε αυτή βρισκόταν σε αποδρομή για την περιοχή της Θεσσαλονίκης.

Οι μαύρες γραμμές στους χάρτες αντιστοιχούν στις ισοπληθείς του γεωδυναμικού ύψους (ισοϋψείς), ενώ οι λευκές γραμμές στις ισόθερμες καμπύλες. Γενικά, τα χαμηλά γεωδυναμικά ύψη, συνδέονται με την παρουσία ψυχρότερων αερίων μαζών, ενώ τα μεγάλα γεωδυναμικά ύψη συνδέονται με την παρουσία θερμότερων αερίων μαζών, όπως προαναφέρθηκε παραπάνω. Η ανάλυση θα επικεντρωθεί σε περιοχές που βρίσκονται πολύ κοντά στο σημείο ενδιαφέροντος, για τον εντοπισμό των συστημάτων και των δυναμικών αιτιών, που καθόρισαν τον καιρό στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, για τη συγκεκριμένη υπό μελέτη χρονική περίοδο.

Σύμφωνα με τους χάρτες, διακρίνεται η παρουσία ridge, δηλαδή ράχης υψηλών γεωδυναμικών υψών στη δυτική-βορειοδυτική Ευρώπη, η οποία συνδέεται με μεταφορά θερμών αερίων μαζών, πάνω από τη συγκεκριμένη περιοχή. Ο άξονας της ράχης αυτής τείνει να επεκταθεί ανατολικότερα-βορειοανατολικότερα στις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019. Μάλιστα, οι μεγάλες τιμές των γεωδυναμικών υψών, επιβεβαιώνουν την ύπαρξη θερμών αερίων μαζών στη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή της Ευρωπαϊκής ηπείρου. Η περιοχή αυτή, όπου εντοπίζεται η ράχη υψηλών γεωδυναμικών υψών στη μέση τροπόσφαιρα, ταυτίζεται με την παρουσία και την ύπαρξη ενός μόνιμου αντικυκλώνα στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), του αντικυκλώνα των Αζόρων.

Το γεγονός αυτό της ύπαρξης αντικυκλώνα, το βεβαιώνουν ιδιαίτερα οι χάρτες των σχημάτων 2.1.2, 2.1.3, 2.1.4, 2.1.5 και 2.1.6 όπου στις 3 Ιανουαρίου και ώρα 12 UTC, στις 4 Ιανουαρίου και ώρες 00, 06 και 18 UTC και στις 5 Ιανουαρίου και ώρες 00 και 06 UTC, διακρίνεται ο σχηματισμός ενός κλειστού κέντρου υψηλών γεωδυναμικών υψών στα βορειοδυτικά και δυτικά της Ευρώπης και ειδικότερα πάνω από την περιοχή της Αγγλίας, το οποίο υποδηλώνει την πιθανή παρουσία βαρομετρικού υψηλού (αντικυκλώνα), στην εν λόγω περιοχή. Η επαλήθευση όμως της παρουσίας αντικυκλώνα, θα δοθεί μέσω της ανάλυσης των χαρτών επιφάνειας, για τις συγκεκριμένες χρονικές στιγμές και για το συγκεκριμένο γεωγραφικό πεδίο ενδιαφέροντος, στην παράγραφο 2.2 της παρούσας εργασίας.

Παράλληλα, η έντονη σχεδόν κατά μεσημβρινό ανάπτυξη του ridge στη δυτική-βορειοδυτική Ευρώπη, οδηγεί σε σχεδόν κατά μεσημβρινό επέκταση αυλώνων. Οι διαδοχικές αυτές σκάφες χαμηλών υψών, κατέρχονται δυτικότερα της Ελλάδας και στην ευρύτερη περιοχή της κεντροανατολικής Μεσογείου από τη βόρεια-βορειοανατολική Ευρώπη, διαμέσου της κεντρικής, με μια κίνηση αρχικά σε πρώτη φάση από τα βόρεια προς τα νότια και κατόπιν στην εξέλιξη της ψυχρής μεταφοράς από τα βόρεια-βορειοανατολικά προς τα νότια-νοτιοδυτικά, σε συμφωνία με τη γενική ροή του πολικού αεροχειμάρρου, ο οποίος πηδαλιουχεί τις διαταραχές αυτές. Συγκεκριμένα, στις 2 Ιανουαρίου και ώρα 18 UTC, διακρίνεται ένας αυλώνας

(trough) στην περιοχή της βόρειας Ιταλίας, συνοδευόμενος από ψυχρές αέριες μάζες (-35°C), ο οποίος εμφανίζει χαρακτηριστικά βαροκλιτικής ζώνης. Στις 3 Ιανουαρίου, ο αυλώνας αυτός έχει μετακινηθεί νότια-νοτιοανατολικά, προκαλώντας θετική μεταφορά στροβιλισμού (PVA) προς τη χώρα μας, όπως θα αναλυθεί παρακάτω στην παράγραφο 2.1.α2, ενώ και τα γεωδυναμικά ύψη, αλλά και η θερμοκρασία στα 500 hpa, σημειώνουν πτώση από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά.

Η καλά οργανωμένη δομή που παρουσιάζει η συγκεκριμένη σκάφη χαμηλών υψών, αλλά και ο προσανατολισμένος άξονάς της, ενισχύει την υποψία για τη δημιουργία βαρομετρικού χαμηλού, τοποθετημένο ανατολικά και στο μπροστινό άκρο αυτής, όπου ευνοείται η θετική μεταφορά στροβιλισμού (PVA), αλλά και οι ανοδικές κινήσεις. Γενικά, τα επιφανειακά βαρομετρικά χαμηλά, συνδέονται με ανώτερους αυλώνες χαμηλών υψών. Η γραμμή όμως των αυλώνων (troughs) σε βαροκλιτικές περιοχές της ατμόσφαιρας, δηλαδή σε περιοχές όπου οι ισοβαρείς επιφάνειες και οι επιφάνειες σταθερής πυκνότητας τέμνονται, δε βρίσκονται στην ίδια κατακόρυφο πάνω από τα επιφανειακά χαμηλά, αλλά μετατοπίζεται προς την πλευρά του ψυχρού αέρα. Έτσι, η συγκεκριμένη κάθοδος του αυλώνα δυτικότερα της χώρας μας στις 3 Ιανουαρίου, συνδέεται με επιφανειακή κυκλογένεση στην περιοχή του Ιονίου πελάγους. Η ύφεση που δημιουργείται κινείται σταδιακά ανατολικά, σε συμφωνία με την κίνηση της διαταραχής. Η αντιστοιχία αυτή μεταξύ του αυλώνα στη στάθμη των 500 hpa και της δημιουργίας ύφεσης στην επιφάνεια, επαληθεύεται από τους αντίστοιχους χάρτες επιφάνειας (Σχήμα 2.2.1, Σχήμα 2.2.2, Σχήμα 2.2.3).

Το χρονικό διάστημα από τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC ή στο μεσοδιάστημα 00-06 UTC, έως τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, χαρακτηρίζεται απ' τη δημιουργία ενός αποκομμένου, κλειστού κέντρου χαμηλών γεωδυναμικών υψών (*cut-off low system*), πάνω από την ευρύτερη Ελληνική περιοχή. Η δημιουργία αυτή ενός καλά οργανωμένου και κλειστού κέντρου χαμηλών υψών στα 500 hpa, σχετίζεται με τη δημιουργία και την ύπαρξη, κατά το ίδιο χρονικό διάστημα, μιας καλά οργανωμένης ύφεσης στην επιφάνεια, με κίνηση από τα δυτικά προς τα ανατολικά, όπως επαληθεύεται και από τους αντίστοιχους χάρτες επιφάνειας (Σχήμα 2.2.4, Σχήμα 2.2.5 και Σχήμα 2.2.6). Παράλληλα, τα γεωδυναμικά ύψη, οι θερμοκρασίες και γενικά οι ισόθερμες των χαμηλών θερμοκρασιών στη στάθμη των 500 hpa, κατά το παραπάνω χρονικό διάστημα παρουσιάζουν μια διαδοχική πτώση και μια μετακίνηση αντίστοιχα, από τα δυτικά-βορειοδυτικά προς τα ανατολικά-νοτιοανατολικά. Το κλειστό αυτό κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών (*cut-off low system*) στη συνέχεια, κυρίως από τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC ή στο μεσοδιάστημα μεταξύ 06-12 UTC, ενσωματώνεται στη γενική κυκλοφορία και ο αυλώνας αυτός έπειτα κινείται ανατολικότερα. Η διαδικασία αυτής της ενσωμάτωσης του αποκομμένου αυτού κέντρου χαμηλών υψών, συνδέεται χρονικά με την αποδρομή της κακοκαιρίας, τη μετατόπιση δηλαδή προς τα ανατολικά, τόσο των ψυχρών αερίων μαζών, όσο και του δυναμικού αιτίου, το οποίο προκάλεσε τα φαινόμενα χιονοπτώσεων. Επιπλέον, οι τιμές των γεωδυναμικών υψών και οι θερμοκρασίες στα 500 hpa, παρουσιάζουν σταδιακή άνοδο από τα δυτικά προς τα ανατολικά κατά τη φάση αυτή.

Γενικότερα, σ' όλο το χρονικό διάστημα μελέτης 2-6 Ιανουαρίου 2019, οι χαμηλές τιμές που διαμορφώνουν τα γεωδυναμικά ύψη στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης, οι οποίες βρίσκεται στα ανατολικά κράσπεδα του Αζορικού αντικυκλώνα και αποτελούν το επίκεντρο της όλης καιρικής δραστηριότητας, βεβαιώνουν την ύπαρξη και τη μεταφορά ψυχρών αερίων μαζών σε αυτήν τη γεωγραφική περιοχή. Παρατηρείται μια μέση κίνηση των ισοπληθών χαμηλών γεωδυναμικών υψών, αρχικά από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά και κατά την εξέλιξη από τα δυτικά-βορειοδυτικά προς τα ανατολικά-νοτιοανατολικά, η οποία ταυτίζεται και με τη μέση κίνηση των ψυχρών αερίων μαζών, από την περιοχή της βόρειας-βορειοανατολικής και κεντρικής Ευρώπης προς την Ελλάδα. Αυτή η μεταφορά και ύπαρξη ψυχρών αερίων μαζών, επιβεβαιώνεται πολύ εύκολα με τη συμβολή των χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, όπως εκθέτονται στην παράγραφο 2.1.β παρακάτω, από τους χάρτες thickness του στρώματος 1000-500 hpa, όπως αναλύονται και επισυνάπτονται στην παράγραφο 2.1.δ, αλλά και μέσω των δορυφορικών εικόνων του συνδυασμού Airmass RGB, στην παράγραφο 3.4.δ, της ενότητας 3, της παρούσας διατριβής.

Παράλληλα, μέσω των χαρτών της στάθμης των 500 hpa, είναι χρήσιμο να μελετηθεί και η περίπτωση κατά την οποία ευνοήθηκε η συγκεκριμένη ψυχρή εισβολή στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας και η οποία αποτέλεσε έναν από τους κυριότερους παράγοντες για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Σύμφωνα με τις κατηγορίες περιπτώσεων, όπου ευνοούνται οι ψυχρές εισβολές στην Ελλάδα, όπως αυτές παρουσιάζονται αναλυτικά στην παράγραφο 1.5, του κεφαλαίου 1 της παρούσας εργασίας, εν προκειμένω, οι συνθήκες εκδήλωσης ψυχρής εισβολής περιγράφονται καλύτερα μέσω της περίπτωσης Β. Στη συγκεκριμένη όμως περίπτωση, στην ανώτερη ατμόσφαιρα δημιουργείται πάνω από την Ελλάδα αποκομμένο χαμηλό και γι' αυτό το λόγο η κακοκαιρία έχει μεγάλη διάρκεια και ένταση, ενώ και ο υετός στη βόρεια Ελλάδα διαρκεί περισσότερο.

2.1.α2 Ανάλυση χαρτών μεταφοράς στροβιλισμού της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa

Προτού γίνει ανάλυση των χαρτών μεταφοράς στροβιλισμού της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, είναι απαραίτητο να αναλυθούν κάποιες σημαντικές έννοιες, όσον αφορά στις διαδικασίες και τους μηχανισμούς του στροβιλισμού στην ατμόσφαιρα.

Κατ' αρχάς ο όρος «**Στροβιλισμός**», αναφέρεται στην περιστροφή δείγματος αέρα γύρω από κατακόρυφο άξονα. Μαθηματικά, αποτελεί ένα διανυσματικό μέγεθος το οποίο ορίζεται σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$\text{Στροβιλισμός} \equiv \text{rot } \vec{V} = \vec{\nabla} \times \vec{V}$$

Ο στροβιλισμός, συνδέεται άμεσα με την απόκλιση/σύγκλιση του αέρα και συνεπώς με τις κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα. Η κυκλωνική περιστροφή, αναφέρεται ως θετικός (κυκλωνικός) στροβιλισμός, ενώ η αντικυκλωνική περιστροφή ως αρνητικός (αντικυκλωνικός) στροβιλισμός για το βόρειο Ημισφαίριο (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Ο κινούμενος αέρας αποκτά επιπλέον στροβιλισμό, εξαιτίας της κίνησής του, που ονομάζεται «**σχετικός στροβιλισμός** (ζ)». Ο σχετικός στροβιλισμός, μπορεί να προκληθεί είτε: (α) λόγω της καμπυλότητας των ισοϋψών (*curvature*), είτε (β) λόγω του διατμητικού ανέμου (*wind shear*) (Καρακάστας, 2021).

Επιπλέον, λόγω της περιστροφής της Γης δημιουργείται στροβιλισμός, ο οποίος ονομάζεται «**πλανητικός στροβιλισμός** (f)» και ισούται με την παράμετρο Coriolis ($f=2\Omega\sin\varphi$). Ο πλανητικός στροβιλισμός έχει τάξη μεγέθους ίση με 10^{-4} s^{-1} , με μηδενική τιμή στον Ισημερινό και μέγιστη στους πόλους. Το άθροισμα του σχετικού και του πλανητικού στροβιλισμού, δίνει τον «**απόλυτο στροβιλισμό** (ζ_α)», ο οποίος ορίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\zeta_\alpha = \zeta + f$$

Σημαντικές επίσης είναι και οι έννοιες της σύγκλισης και της απόκλισης των αερίων μαζών σε οριζόντιο επίπεδο, ως αποτέλεσμα των κατακόρυφων κινήσεων στην ατμόσφαιρα. Ειδικότερα, η απόκλιση σε οριζόντιο επίπεδο ροής, εκφράζει την τοπική επέκταση του αέρα και περιγράφεται από την παρακάτω σχέση (Πυθαρούλης, 2021):

$$D = \nabla \cdot \mathbf{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

- Σε περίπτωση απόκλισης ($D > 0$), η έκταση της αέριας μάζας αυξάνεται
- Σε περίπτωση σύγκλισης ($D < 0$), η έκταση της αέριας μάζας μειώνεται

Στα συνοπτικής κλίμακας συστήματα, η απόκλιση είναι της τάξης των 10^{-6} s^{-1} , ενώ κατά τη διάρκεια συνοπτικής ανάπτυξης και κυρίως κατά την κυκλογένεση, οι τιμές της απόκλισης/σύγκλισης φθάνουν την τάξη των 10^{-5} s^{-1} (Πυθαρούλης, 2021). Ο απόλυτος στροβιλισμός και η απόκλιση, συνδέονται μέσω της εξίσωσης του στροβιλισμού, η οποία έχει την παρακάτω μορφή:

$$\frac{d\zeta_\alpha}{dt} = -\zeta_\alpha D - K + S$$

όπου D ο όρος της απόκλισης, K ο όρος της κλίσης ή συστροφής και S ο όρος του σωληνοειδούς, με:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$K = \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$S = \frac{1}{P^2} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial P}{\partial x} \right)$$

Έτσι, στο μεγαλύτερο μέρος της ατμόσφαιρας, οι μεταβολές στον απόλυτο στροβιλισμό ενός δείγματος αέρα, σχετίζονται με την απόκλιση/σύγκλιση ως εξής:

- ☞ Απόκλιση ($D > 0$) και ($\zeta_\alpha > 0$) $\Rightarrow \frac{d\zeta_\alpha}{dt} < 0 \Rightarrow \zeta_\alpha$ μικραίνει $\Rightarrow \zeta_\alpha$ περισσότερο αντικυκλωνικός.
- ☞ Σύγκλιση ($D < 0$) και ($\zeta_\alpha > 0$) $\Rightarrow \frac{d\zeta_\alpha}{dt} > 0 \Rightarrow \zeta_\alpha$ αυξάνει $\Rightarrow \zeta_\alpha$ περισσότερο κυκλωνικός.

Στη συγκεκριμένη περίπτωση, για τις ανάγκες της διατριβής, η μελέτη και η ανάλυση θα επικεντρωθεί κυρίως στη «**μεταφορά στροβιλισμού**», η οποία συνδέεται άμεσα με τις κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα και εξετάζεται από τη σχέση των ισοϋψών στα 500 hpa και των ισοπληθών στροβιλισμού (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Με τον όρο «**θετική μεταφορά στροβιλισμού**», εννοείται η μεταφορά με τον άνεμο μεγαλύτερων τιμών στροβιλισμού από μια περιοχή σε μια άλλη, ενώ «**αρνητική μεταφορά στροβιλισμού**», η μεταφορά με τον άνεμο μικρότερων τιμών στροβιλισμού.

Συγκεκριμένα, εξετάζοντας τη «μεταφορά στροβιλισμού», κατά μήκος της ροής από ridge-trough-ridge, προκύπτει ότι:

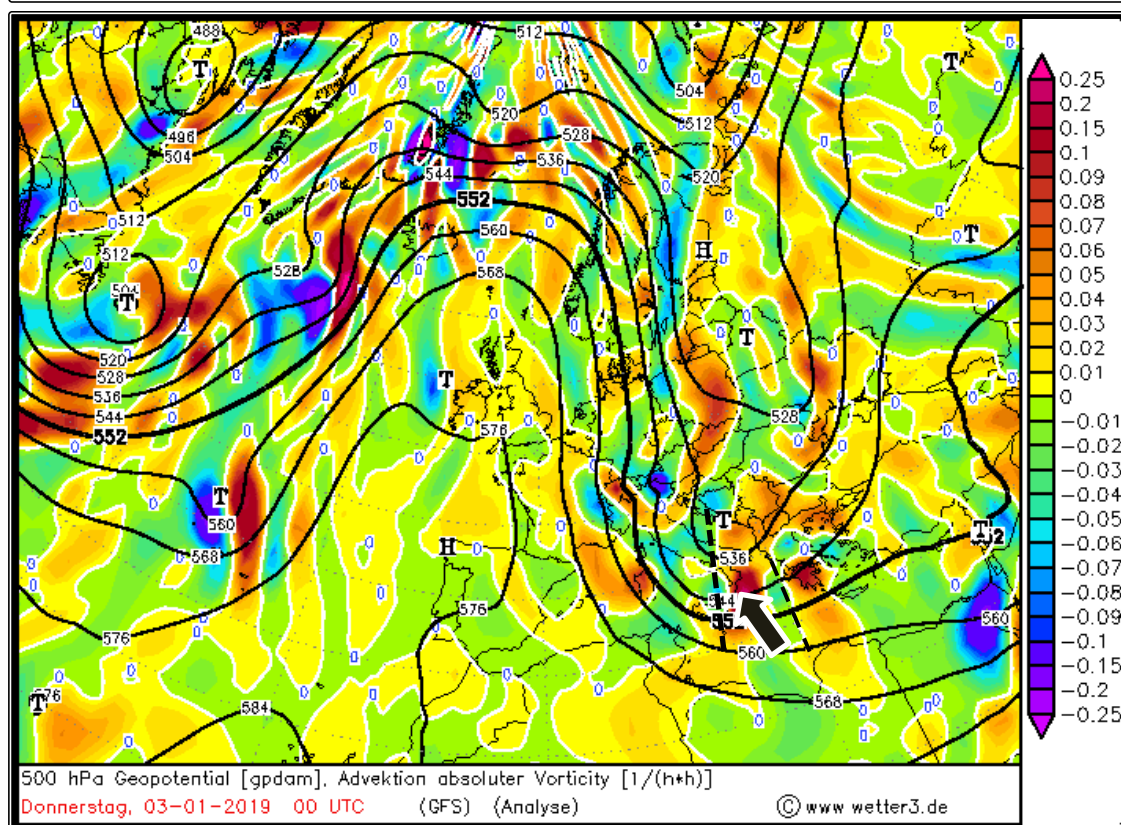
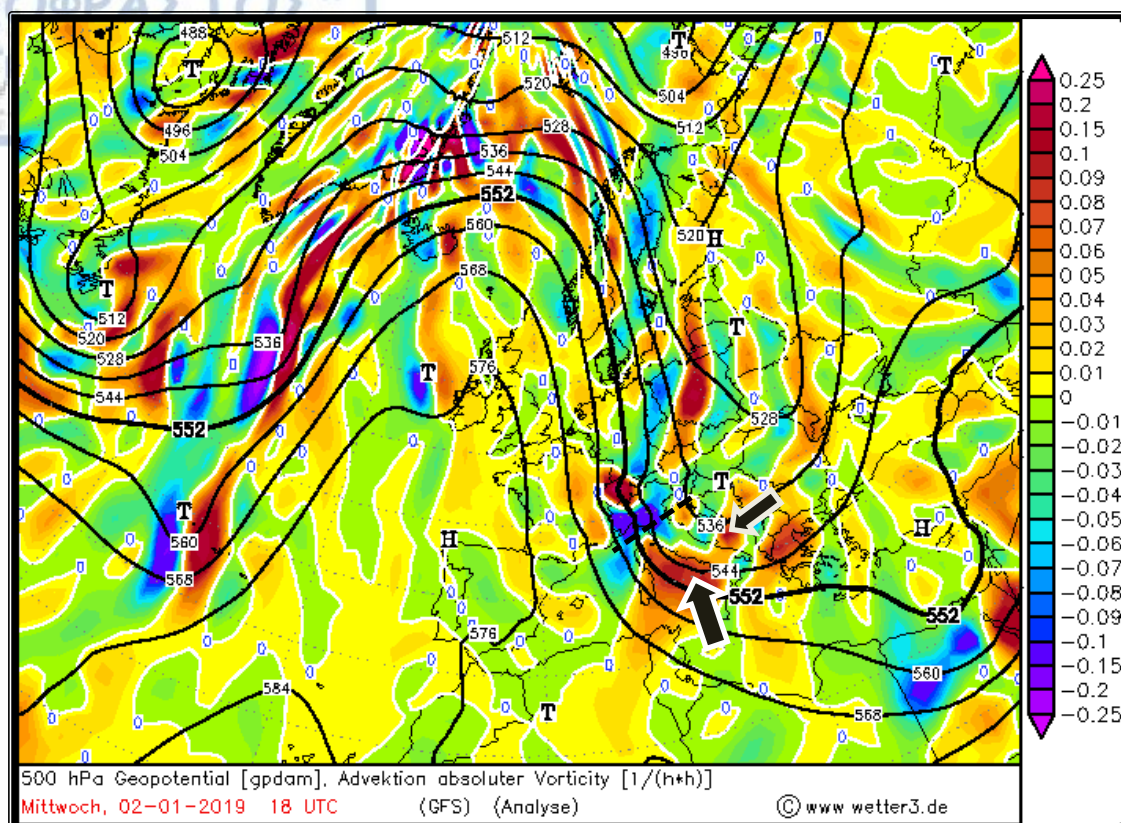
- ♦ Στην περιοχή μεταξύ ridge και trough, προκύπτει αρνητική μεταφορά στροβιλισμού και αύξηση του κυκλωνικού απόλυτου στροβιλισμού (ζ_α), με τη μέγιστη τιμή του στην περιοχή της trough. Σύμφωνα με την εξίσωση του απόλυτου στροβιλισμού, η περιοχή αυτή αντιστοιχεί σε σύγκλιση και άρα καθοδικές κινήσεις.
- ♦ Στην περιοχή μεταξύ trough και ridge, προκύπτει θετική μεταφορά στροβιλισμού και ελάττωση του κυκλωνικού απόλυτου στροβιλισμού (ζ_α), με την ελάχιστη τιμή του στην περιοχή του ridge. Σύμφωνα με την εξίσωση του απόλυτου στροβιλισμού, η περιοχή αυτή αντιστοιχεί σε απόκλιση και άρα ανοδικές κινήσεις.
- ♦ Στις περιοχές των troughs και ridges η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού είναι μηδέν (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Έτσι, πίσω από μια trough επικρατεί σύγκλιση, ενώ μπροστά από μια trough απόκλιση.

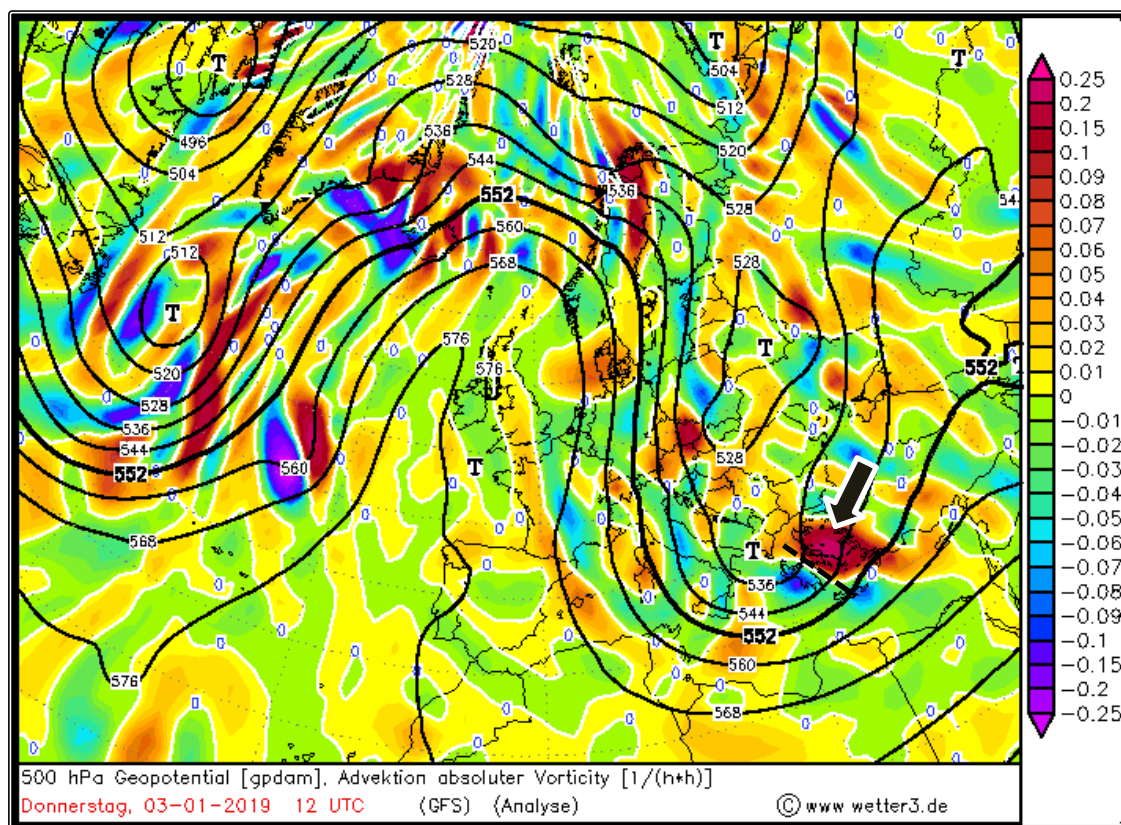
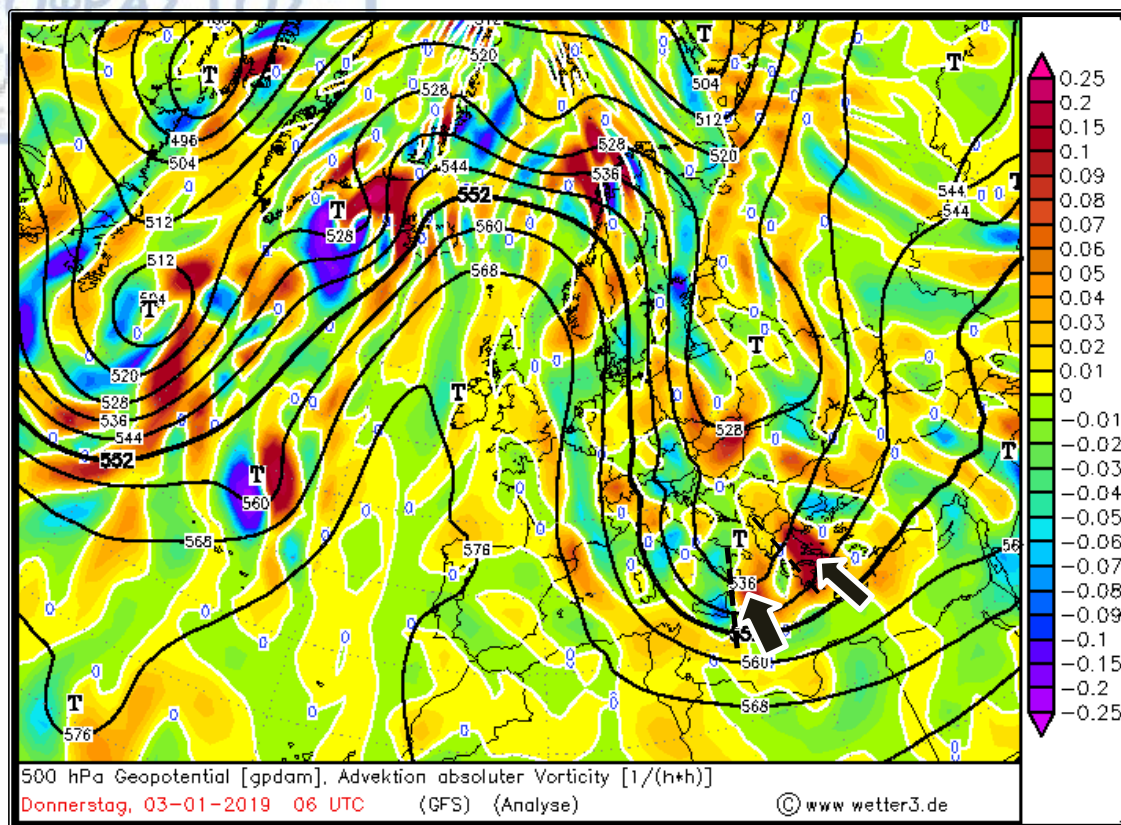
Με τη συμβολή της σχεδόν - γεωστροφικής «**Εξίσωσης Ωμέγα**», η οποία αποτελεί μία διαγνωστική εξίσωση για τον υπολογισμό της κατακόρυφης ταχύτητας, κάνοντας χρήση της σχεδόν - γεωστροφικής εξίσωσης του στροβιλισμού και της σχεδόν - γεωστροφικής θερμοδυναμικής εξίσωσης, προκύπτει ότι το μέγιστο της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού (*positive vorticity advection-PVA*) παρατηρείται μπροστά από μια trough, με αποτέλεσμα τη δημιουργία περιοχής χαμηλών πιέσεων. Όταν επίσης μια trough πλησιάζει αρκετά ένα ψυχρό μέτωπο, έτσι ώστε να δημιουργείται PVA, τότε η απόκλιση στα ανώτερα στρώματα θα επιφέρει μεγαλύτερη πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια και ενίσχυση/βάθυνση της ύφεσης που έχει ήδη δημιουργηθεί



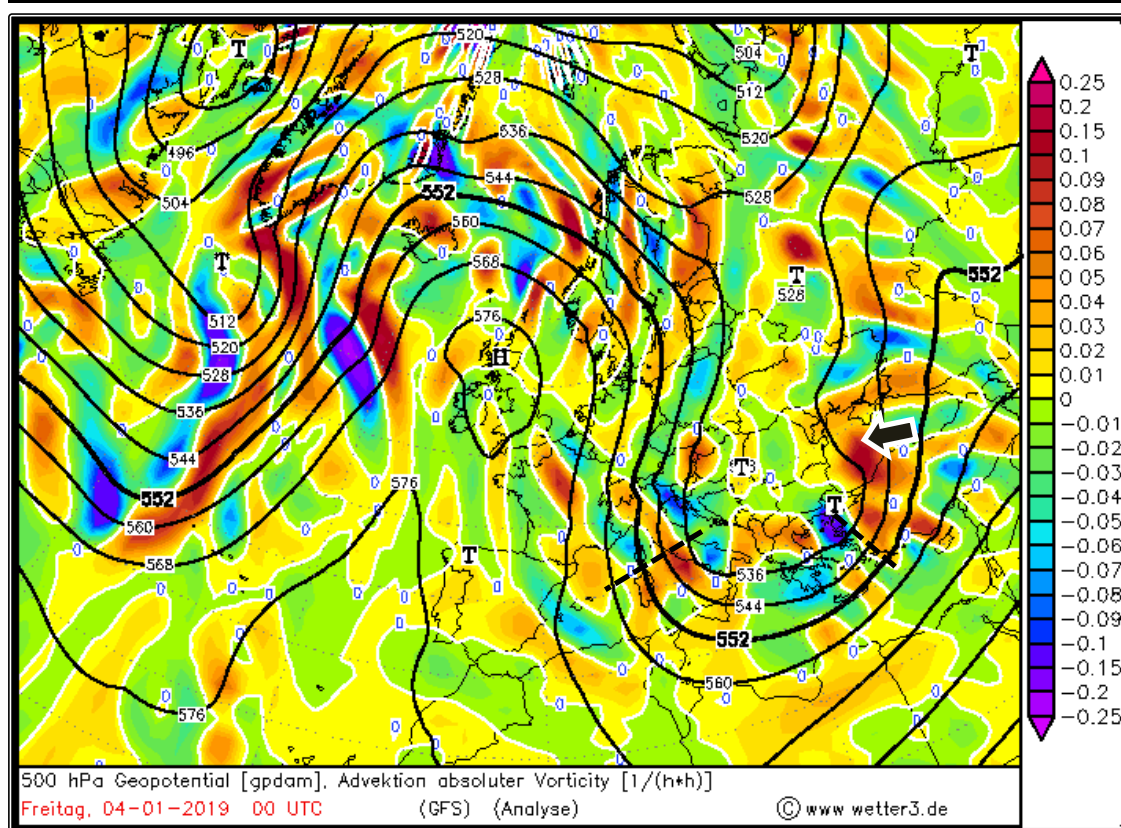
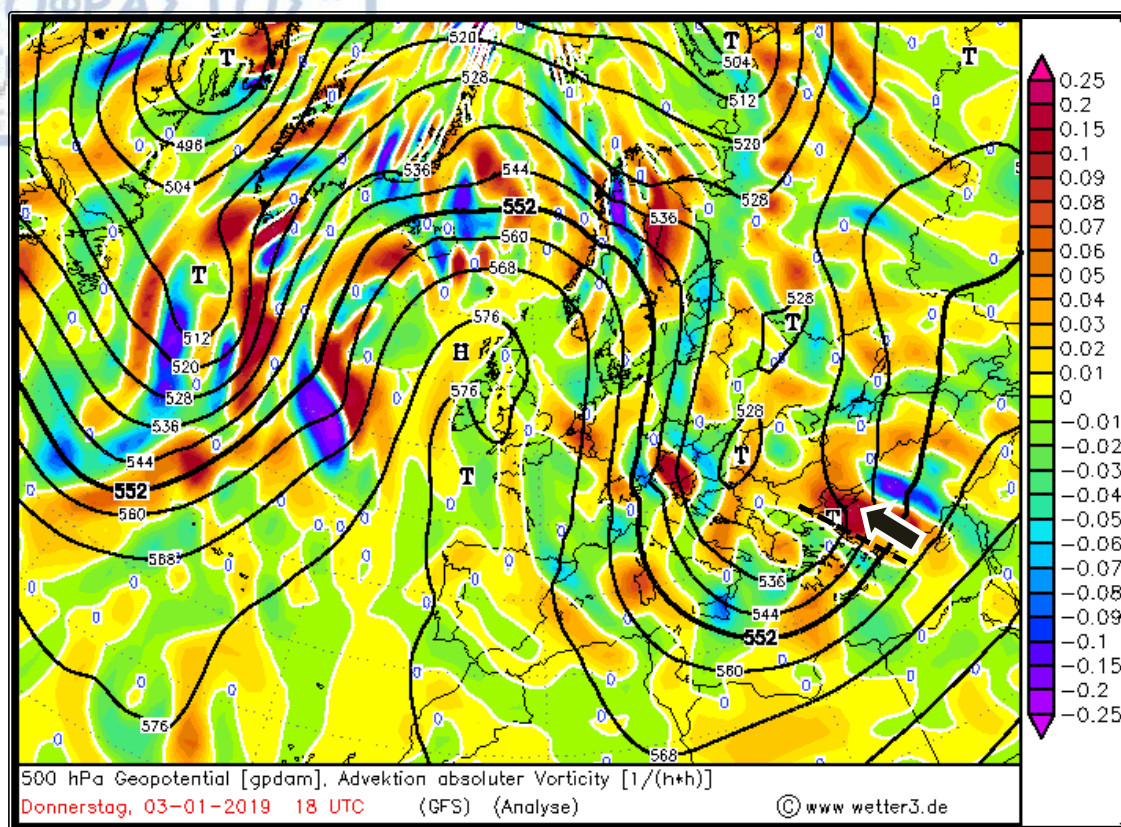
Παρακάτω, ακολουθεί η ανάλυση των χαρτών μεταφοράς στροβιλισμού της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, σύμφωνα με το Αμερικάνικο αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού GFS. Η χάραξη των ισοϋψών γίνεται ανά 80 gpm.



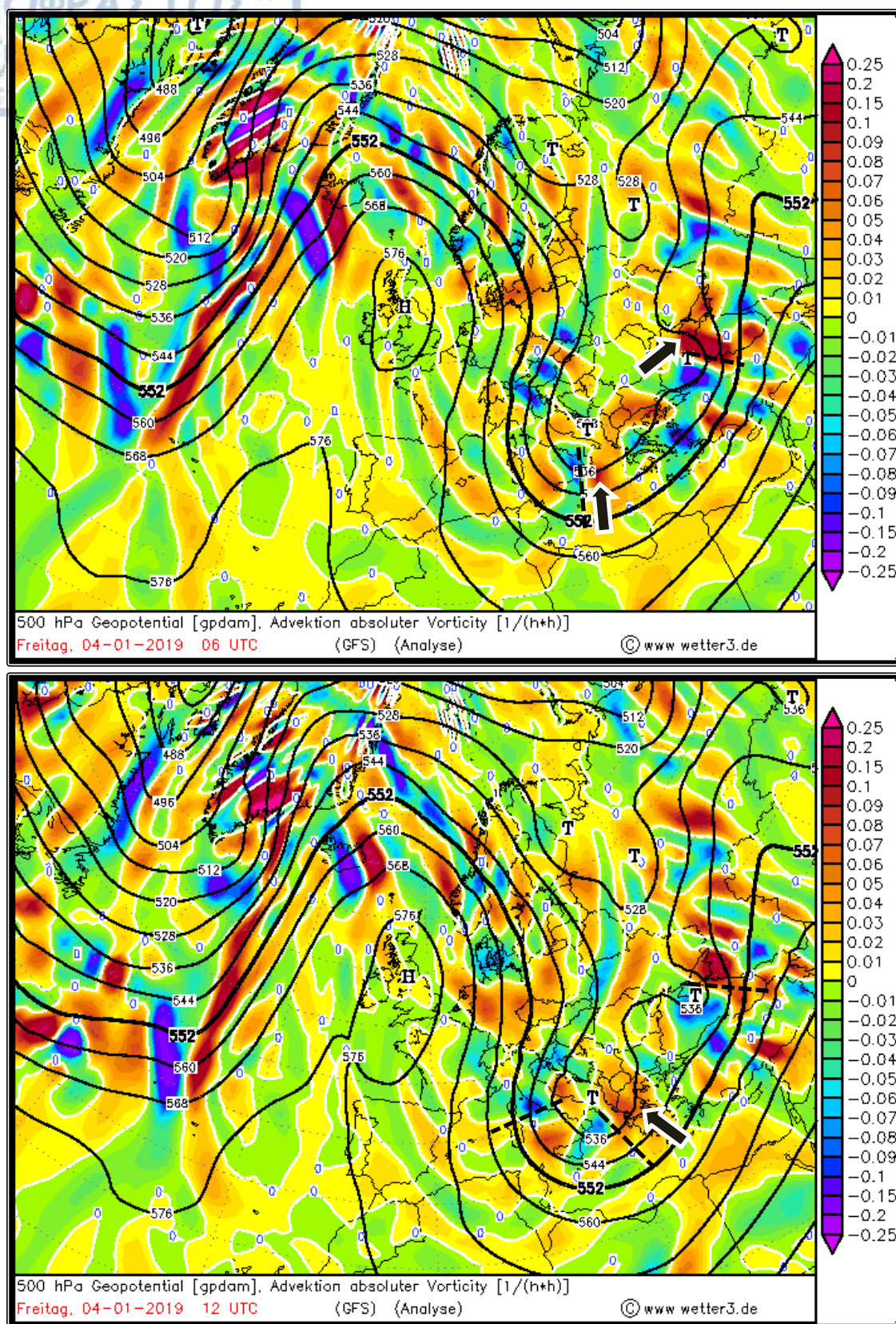
Σχήμα 2.1.8: Χάρτης μεταφοράς στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa, για τις 2 και 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)



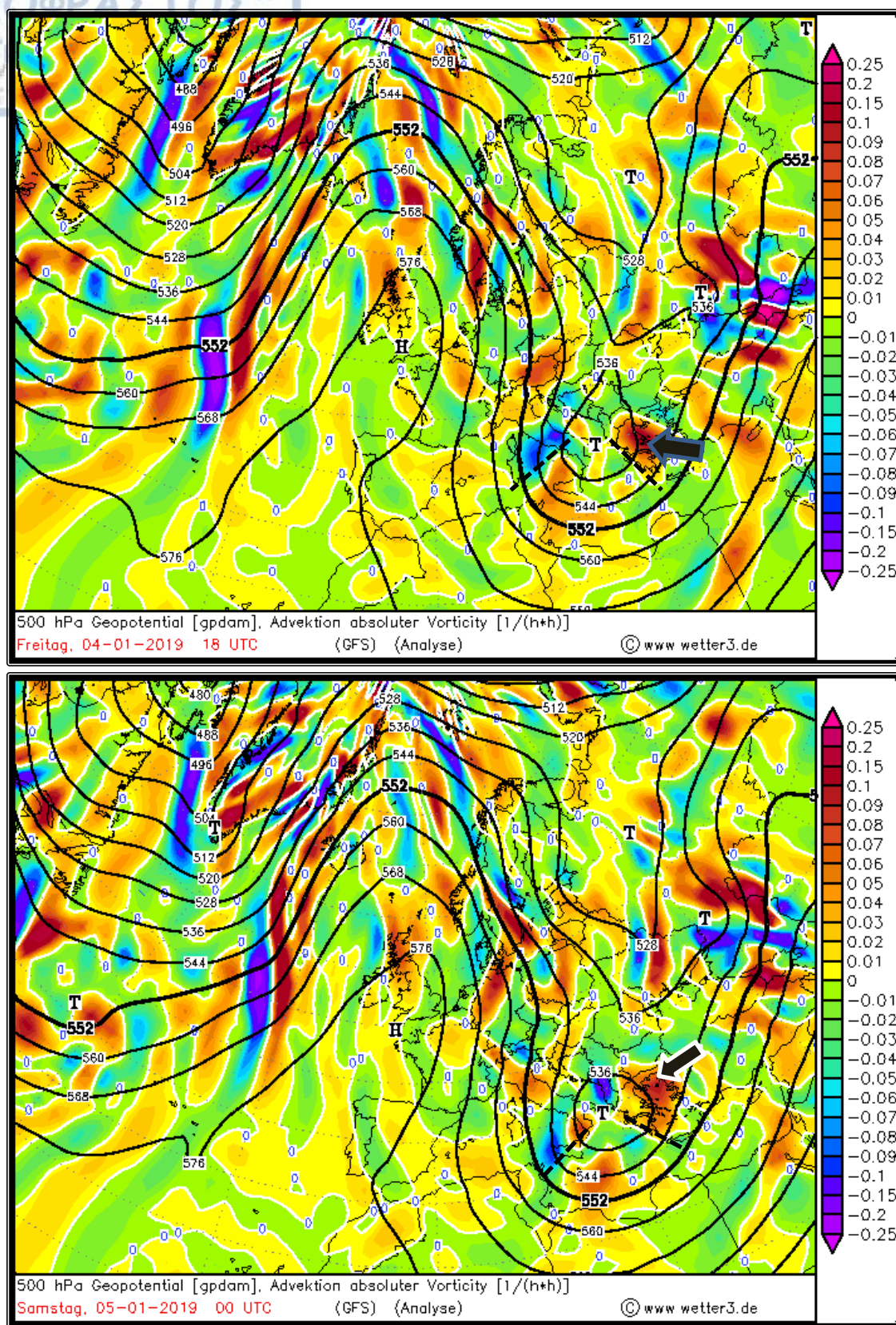
Σχήμα 2.1.9: Χάρτης μεταφοράς στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



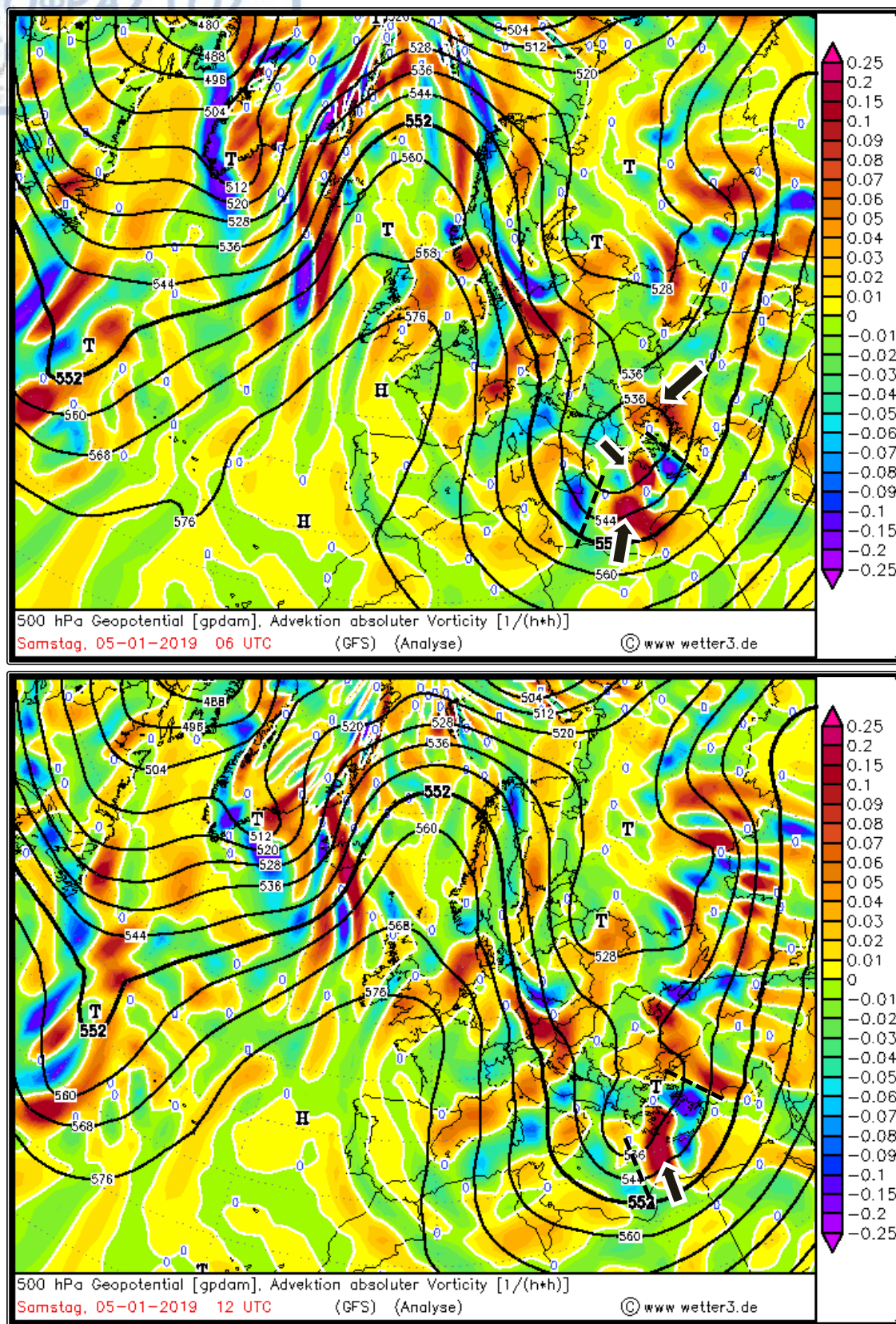
Σχήμα 2.1.10: Χάρτης μεταφοράς στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, για τις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)



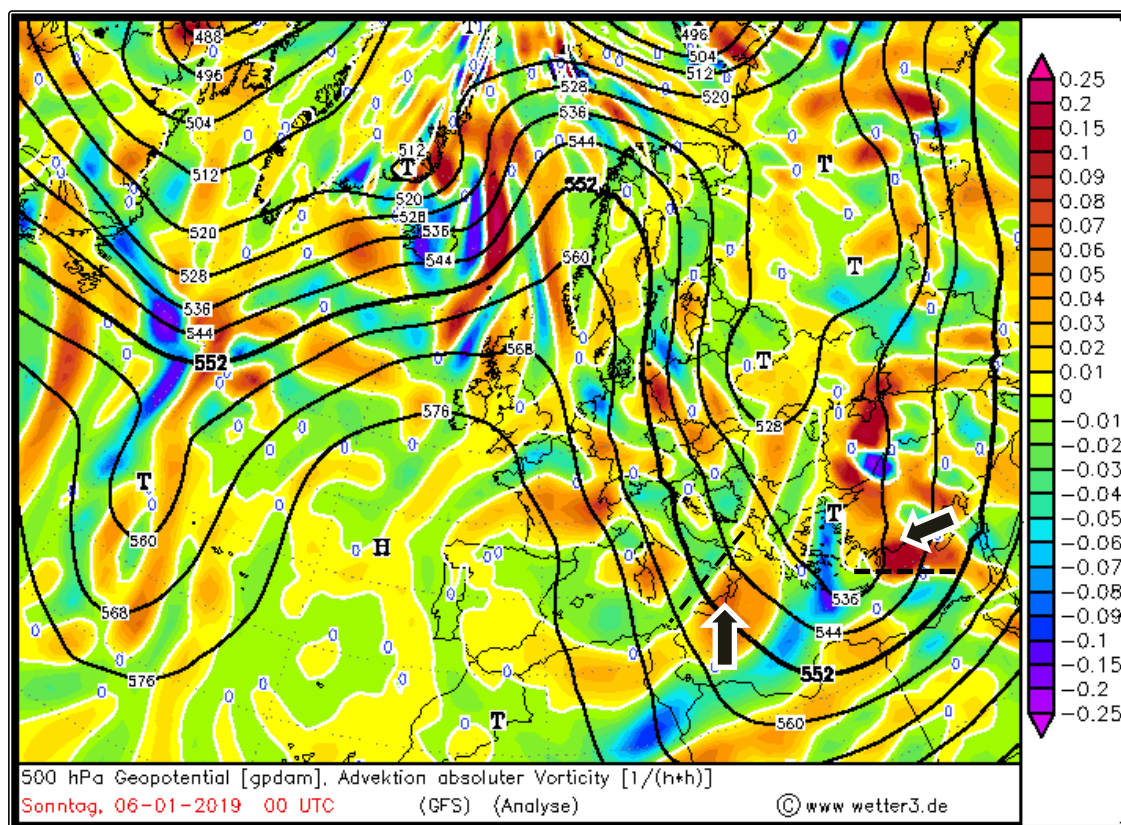
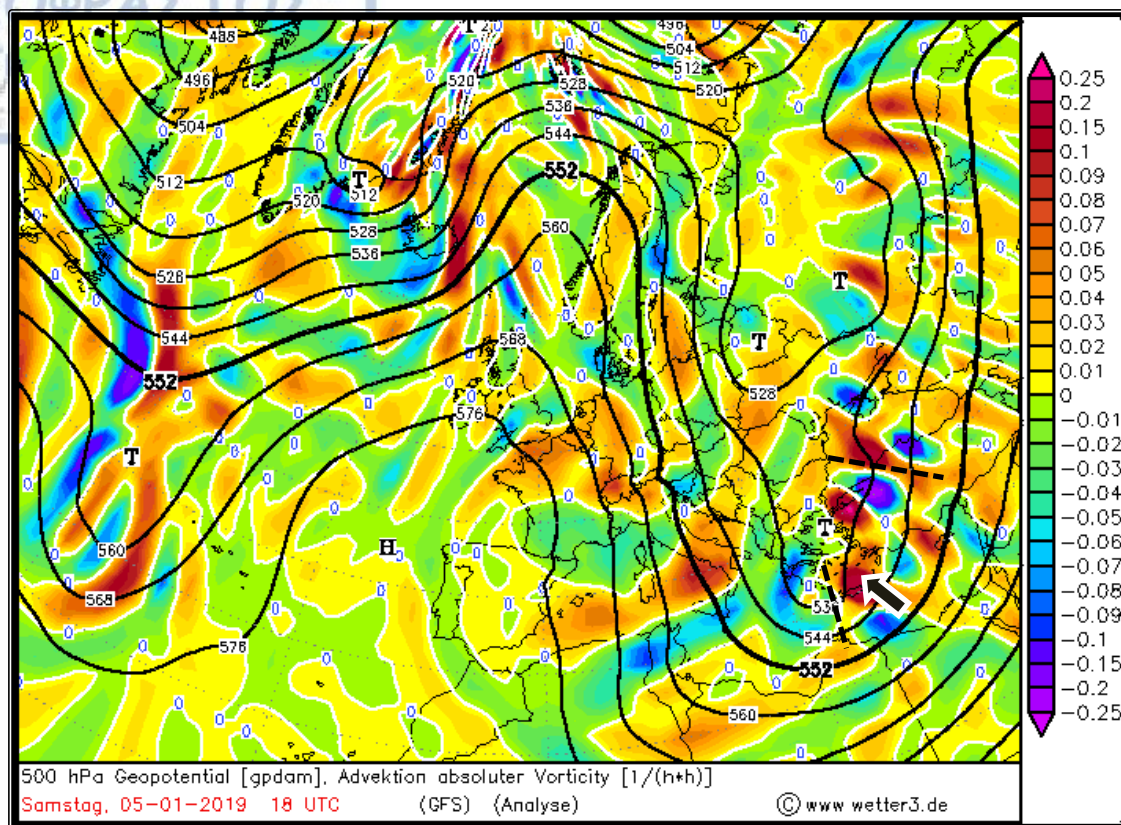
Σχήμα 2.1.11: Χάρτης μεταφοράς στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.12: Χάρτης μεταφοράς στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.13: Χάρτης μεταφοράς στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.14: Χάρτης μεταφοράς στροβιλισμού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)

Οι παραπάνω χάρτες (Σχήμα 2.1.8 - Σχήμα 2.1.14), απεικονίζουν τη μεταφορά στροβιλισμού στη στάθμη των 500 hpa, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC. Η μελέτη των χαρτών θα επικεντρωθεί αποκλειστικά σε μια ευρύτερη περιοχή γύρω από την Ελλάδα, για τον εντοπισμό των αιτιών που συνετέλεσαν στη διαμορφούμενη κακοκαιρία, γενικότερα στην Ελληνική επικράτεια και ειδικότερα στην περιοχή ενδιαφέροντος τη Θεσσαλονίκη.

Λαμβάνοντας υπόψη τη χρωματική κλίμακα, στους χάρτες οι οποίοι παρατίθενται παραπάνω, αναγνωρίζονται οι περιοχές στις οποίες υπάρχει θετική μεταφορά στροβιλισμού ή αρνητική μεταφορά στροβιλισμού. Οι περιοχές θετικής μεταφοράς στροβιλισμού (PVA) απεικονίζονται στη σκηνή με κόκκινες αποχρώσεις, ενώ οι περιοχές αρνητικής μεταφοράς στροβιλισμού, με μπλε αποχρώσεις. Η ύπαρξη της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού, επιβεβαιώνεται όταν οι ισοπληθείς του απόλυτου στροβιλισμού και οι ισοϋψείς καμπύλες μιας ισοβαρικής επιφάνειας, σχηματίζουν τομή μεταξύ τους με γωνία 30° ή και περισσότερο (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Έτσι, οι περιοχές που δείχνουν τα μαύρα βέλη με τις διακεκομμένες γραμμές, αντιστοιχούν κατά προσέγγιση στους άξονες των troughs, όπου μπροστά από αυτές επικρατεί απόκλιση (*divergence*), ανοδικές κινήσεις και ευνοείται η θετική μεταφορά στροβιλισμού, όπως δείχνει το καφέ βέλος, ενώ πίσω από αυτές επικρατεί σύγκλιση (*convergence*), καθοδικές κινήσεις και ευνοείται η αρνητική μεταφορά στροβιλισμού.

Στην περιοχή όπου ευνοείται η θετική μεταφορά στροβιλισμού, στην πλειοψηφία των περιπτώσεων ευνοείται και η κυκλογένεση στην επιφάνεια, γεγονός το οποίο βεβαιώνεται και από τους χάρτες επιφάνειας, όπου στις περιοχές θετικής μεταφοράς στροβιλισμού υπάρχουν και κέντρα υφέσεων. Ο ρόλος του μηχανισμού της απόκλισης των αερίων μαζών είναι πολύ σημαντικός στη διαδικασία κυκλογένεσης στην επιφάνεια, καθώς δημιουργεί ένα "κενό", οδηγώντας σε μια προς τα πάνω ροή των αερίων μαζών, ύστερα από σύγκλιση αυτών στην επιφάνεια. Παράλληλα, η παρουσία της trough στην ανώτερη τροπόσφαιρα, αποτελεί απαραίτητα προϋπόθεση, καθώς χωρίς την ύπαρξη αυτής, δεν είναι δυνατή η κυκλογένεση στην επιφάνεια (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004).

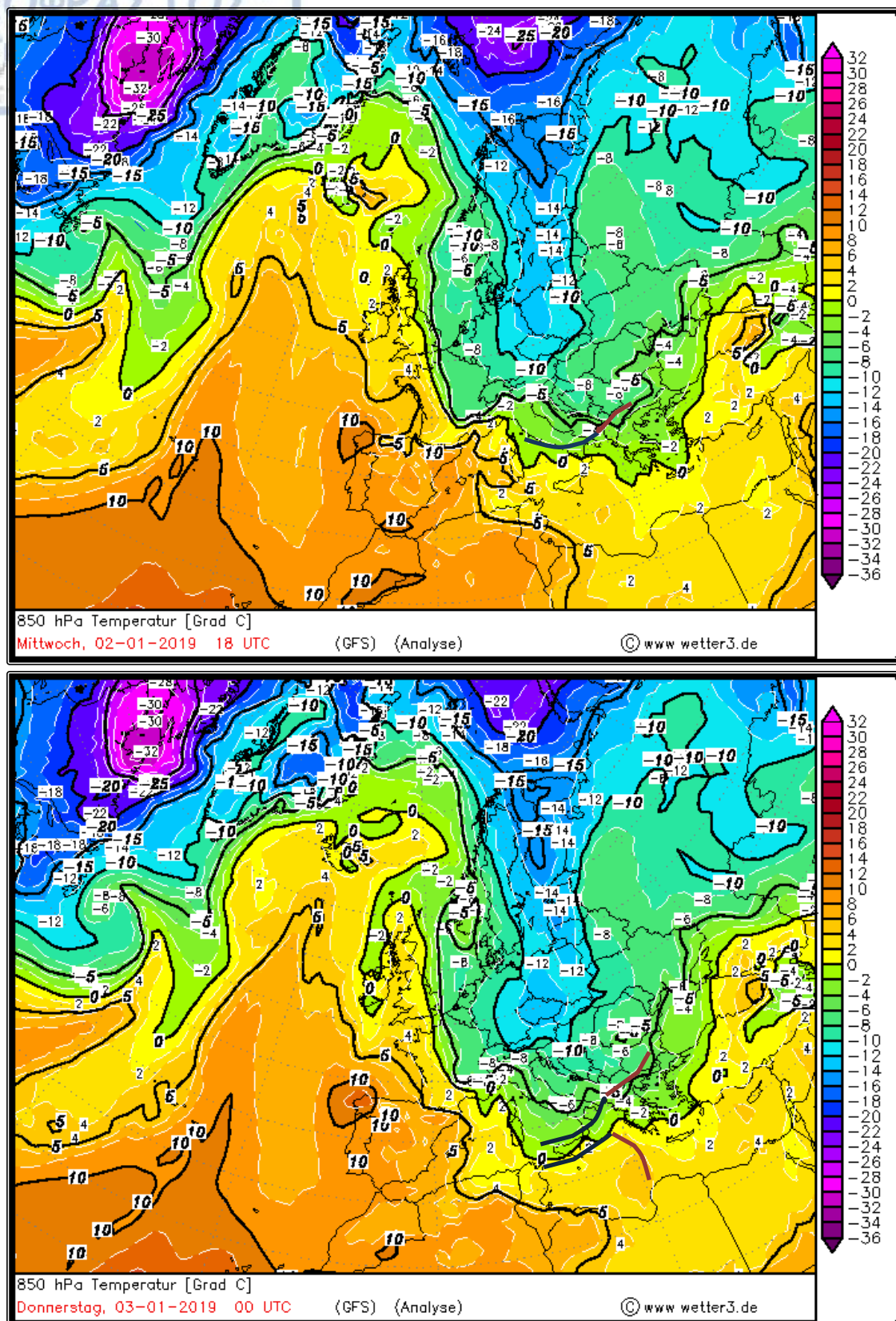
2.1.β Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa

Οι χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, ως χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας, αποτελούν κι αυτοί ένα πολύ σημαντικό και χρήσιμο εργαλείο στη διαδικασία της πρόγνωσης του καιρού, αλλά και στην ανάλυση παρελθοντικών καιρικών καταστάσεων και συμβάντων. Η ισοβαρική επιφάνεια των 850 hpa, αντιστοιχεί σε ύψος περίπου 1.5 km από τη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), ενώ οι μεταβλητές που απεικονίζονται στους χάρτες των 850 hPa είναι το γεωδυναμικό ύψος και η θερμοκρασία. Για το γεωδυναμικό ύψος, ικανοποιείται και στην προκειμένη περίπτωση, η σχέση (1), όπως αυτή παρουσιάστηκε παραπάνω στην παράγραφο 2.1.α1. Με τη χρήση των χαρτών αυτών, εντοπίζεται το είδος και ο βαθμός της θερμικής μεταφοράς (θερμή/ψυχρή μεταφορά και ένταση αυτής), ενώ ταυτοποιούνται

και οι μετωπικές επιφάνειες, οι οποίες εντοπίζονται στις περιοχές σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών. Επιπλέον, μέσω των χαρτών αυτών ανώτερης ατμόσφαιρας, είναι δυνατόν να προσδιοριστεί και η θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους, καθώς σε γενικές γραμμές, η θερμοκρασία της επιφάνειας είναι κατά 6-10 βαθμούς υψηλότερη από την αντίστοιχη στα 850 hPa. Αυτός ο κανόνας όμως δεν είναι μονοσήμαντος, αφού για τον καθορισμό της θερμοκρασίας της επιφάνειας πρέπει να λαμβάνονται υπόψη και άλλοι παράγοντες (π.χ. υγρή/ξηρή ατμόσφαιρα, νεφοκάλυψη, ηλιοφάνεια, θερμοκρασιακές αναστροφές κ.α.).

Κατά την ανάλυση των χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC, όπως αυτή πραγματοποιείται παρακάτω, είναι απαραίτητο να επισημανθεί ότι οι μαύρες συνεχείς γραμμές και οι λευκές διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στις ισόθερμες, η χάραξη των οποίων γίνεται ανά 2°C. Οι χάρτες αποτελούν ανάλυση του Αμερικάνικου αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης καιρού GFS. Επίσης, οι περιοχές σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών, που εντοπίζονται στους χάρτες δε βρίσκονται στην ίδια κατακόρυφο με τις αντίστοιχες μετωπικές επιφάνειες, αλλά εμφανίζεται μια καθ' ύψος κλίση μεταξύ των δύο ισοβαρικών επιφανειών, με τα επιφανειακά μέτωπα να είναι λίγο πιο μπροστά από τις ζώνες σύσφιξης στη στάθμη των 850 hpa. Για τον προσδιορισμό του μπροστινού και πίσω μέρους, αλλά και επάνω και κάτω μέρους των διαχωριστικών-μεταβατικών ζωνών, μεταξύ αερίων μαζών με διαφορετικά θερμοϋδρομετρικά χαρακτηριστικά, όπως αυτές αναλύονται και περιγράφονται παρακάτω, ορίζεται συμβατική κίνηση από δυτικά προς ανατολικά (ή από αριστερά προς τα δεξιά) και από βόρεια προς νότια αντίστοιχα (ή από πάνω προς τα κάτω). Επιπλέον, όλοι οι χάρτες που παρατίθενται για τον σκοπό της παρούσας διατριβής, αποτελούν ανάλυση του Αμερικάνικου αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης καιρού GFS.

Το Σχήμα 2.1.16, αποδίδει την κατάσταση της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, από τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (πρώτος κατά σειρά χάρτης), έως τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC (δεύτερος κατά σειρά χάρτης). Στους χάρτες επίσης, χαράσσονται κατά προσέγγιση οι μετωπικές επιφάνειες, η τομή των οποίων με τους χάρτες καιρού αντιστοιχούν σε μέτωπα, είτε ψυχρά είτε θερμά. Με μπλε συνεχόμενες καμπύλες απεικονίζονται οι ψυχρές μετωπικές επιφάνειες, ενώ με κόκκινες συνεχόμενες καμπύλες οι θερμές μετωπικές επιφάνειες.

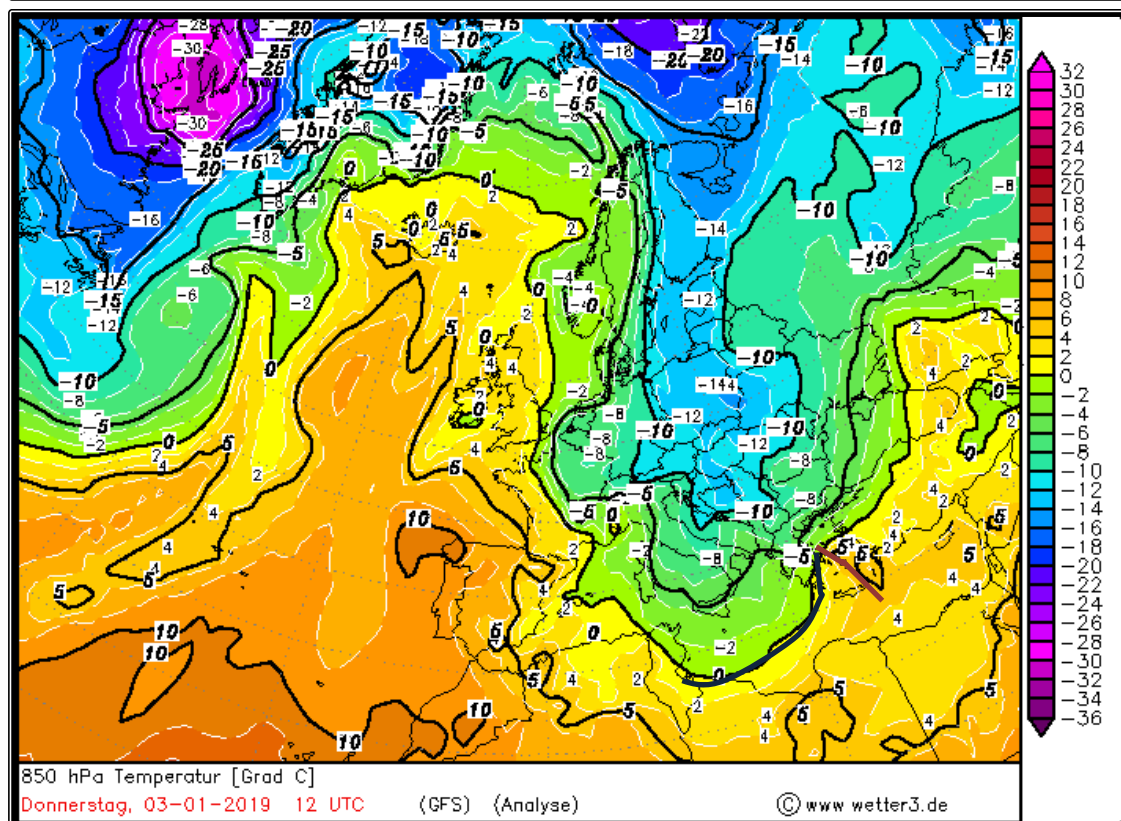
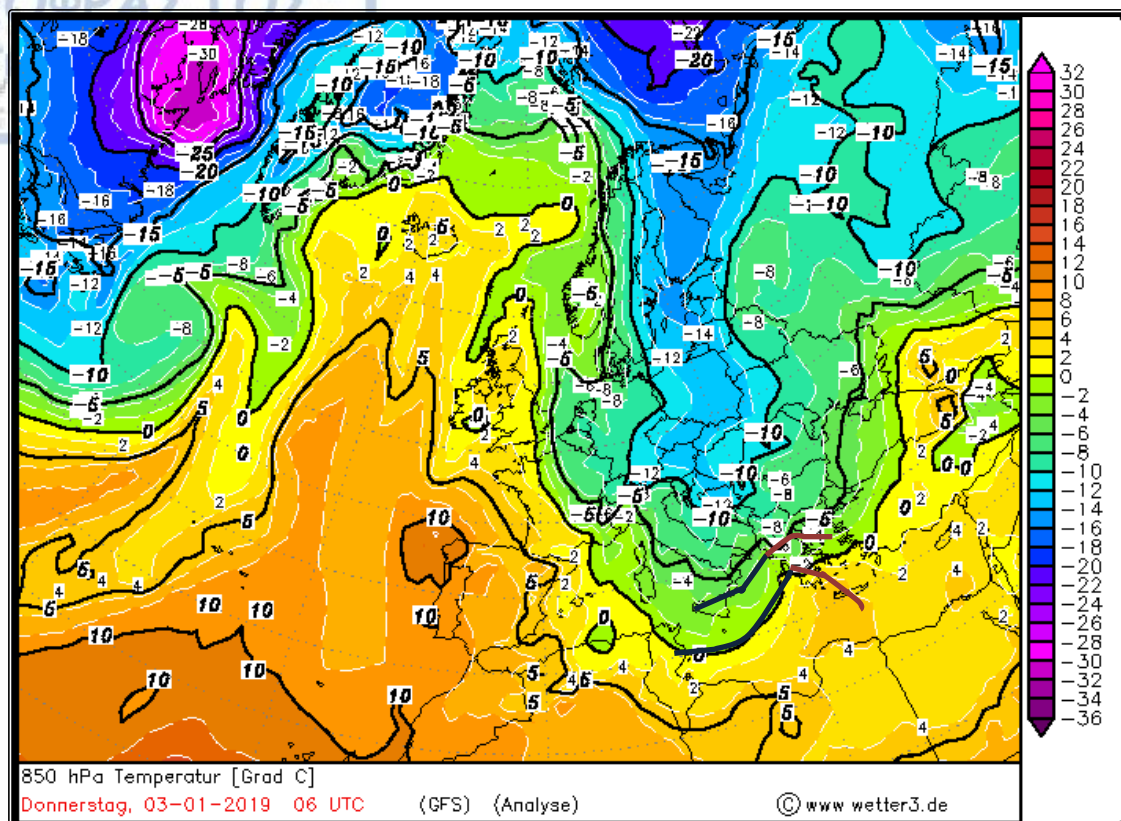


Σχήμα 2.1.16: Χάρτες θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa για τις 2 και 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)

Από την παρατήρηση των παραπάνω χαρτών, διακρίνονται ψυχρότερες αέριες μάζες να κατέρχονται από τη βόρεια Ευρώπη, νότια προς την κεντρική Ευρώπη και κατόπιν νότια-νοτιοανατολικά προς τα Βαλκάνια, την Ιταλία, μέρος της Τουρκίας και κατ' επέκταση στην Ελλάδα. Το γεγονός αυτό, συνδέεται άμεσα με τα συμπεράσματα που προέκυψαν, τόσο από την περιγραφή των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa, τα οποία στις περιοχές όπου μεταφέρονται ψυχρές αέριες μάζες είναι χαμηλότερα, όσο και από το thickness του στρώματος 1000-500 hpa, όπως θα αναλυθεί παρακάτω στην παράγραφο 2.3, το οποίο παρουσιάζει πτώση στις περιοχές αυτές, λόγω της ύπαρξης ψυχρότερου αέρα.

Αρχικά, παρατηρώντας το χάρτη για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC και πλαισιώνοντας ως περιοχή ενδιαφέροντος την ευρύτερη περιοχή γύρω από τον Ελλαδικό χώρο, διακρίνεται μια περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών, που ξεκινά από τη νότια Ιταλία, εκτεινόμενη ανατολικά-βορειοανατολικά, προς τα ανοιχτά του κεντρικού Ιονίου πελάγους, κατά μήκος σχεδόν της ισόθερμης των 0°C. Η περιοχή αυτή συνδέεται με την ύπαρξη ψυχρού μετώπου, καθώς ταυτίζεται με μια διαχωριστική ζώνη στο χάρτη, μεταξύ πολύ ψυχρών αερίων μαζών βόρεια-βορειοδυτικά και πολύ θερμών αερίων μαζών νότια-νοτιοανατολικά και καθώς ο ψυχρός αέρας ακολουθεί πίσω από ένα ψυχρό μέτωπο, συμπαιρένεται το είδος του μετώπου που υπάρχει στην εκεί περιοχή. Επιπλέον, σύμφωνα πάλι με το συγκεκριμένο χάρτη, εντοπίζεται μια περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, στη νοτιοδυτική Ελλάδα, στο νότιο Ιόνιο και συγκεκριμένα σε μια ζώνη με νότιο προσανατολισμένο άξονα, από τα νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου έως και στις βόρειες ακτές της Λιβύης. Η περιοχή αυτή συνδέεται με την παρουσία θερμού μετώπου, καθώς ταυτίζεται με μια διαχωριστική ζώνη στο χάρτη, μεταξύ θερμών και ψυχρών αερίων μαζών, όπου στο μπροστινό μέρος της ζώνης επικρατούν ψυχρότερες αέριες μάζες και στο πίσω μέρος της ζώνης θερμότερες αέριες μάζες.

Στο Σχήμα 2.1.17 παρουσιάζονται χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα.



Σχήμα 2.1.17: Χάρτες θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)

Στο χάρτη για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, εντοπίζεται μια περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων και μια μεταβατική ζώνη μεταξύ αερίων μαζών με διαφορετικά χαρακτηριστικά, η οποία εκτείνεται σε έναν άξονα από τα νότια-νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου, έως τα κεντρικά και ανατολικά της Κρήτης και με διεύθυνση του άξονα βορειοδυτική-νοτιοανατολική. Η ζώνη αυτή τοποθετείται προσεγγιστικά στο χάρτη, μεταξύ της ισόθερμης των 4 και 2°C. Στη συγκεκριμένη περιοχή, υπάρχει παρουσία μετωπικής επιφάνειας και συγκεκριμένα θερμού μετώπου, όπου ο θερμός αέρας ακολουθεί πίσω από το μέτωπο κατά την κίνησή του.

Επιπλέον, εκτεταμένη περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων τοποθετείται νότια της Πελοποννήσου, εκτεινόμενη νοτιοδυτικά μέχρι και τα ανοιχτά της Λιβύης, κατά μήκος σχεδόν της ισόθερμης των 0°C. Η σύσφιξη αυτή συνδέεται με την παρουσία ψυχρού μετώπου, όπου από την πίσω πλευρά του κατά τη κίνησή του, μεταφέρονται ψυχρές αέριες μάζες, ενώ μπροστά από αυτό υπάρχουν θερμότερες αέριες μάζες. Το γεγονός αυτό, επαληθεύεται και από τις θερμοκρασίες μεταξύ του μπροστινού και του πίσω μέρους της διαχωριστικής ζώνης που σχηματίζεται στην περιοχή σύσφιξης, όπου στο εμπρόσθιο μέρος αυτής επικρατούν θερμές αέριες μάζες και στο πίσω μέρος ψυχρές.

Περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων παρατηρείται επίσης σε μια ζώνη, η οποία ξεκινά από την περιοχή της δυτικής Ελλάδας, εκτείνεται ανατολικά - νοτιοανατολικά κατά μήκος της βόρειας Στερεάς και φτάνει έως και στα ανοιχτά της Εύβοιας, κατά μήκος σχεδόν της ισόθερμης των 0°C. Η περιοχή αυτή συνδέεται με την παρουσία θερμού μετώπου, καθώς στο κάτω μέρος σύμφωνα με τη συμβατική κίνηση που ορίστηκε, επικρατούν θερμότερες αέριες μάζες σε σχέση με το επάνω μέρος. Σε ακολουθία με την παραπάνω περιοχή, εντοπίζεται στενή περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, η οποία πλαισιώνεται σε μια ζώνη με αρχή το κεντρικό Ιόνιο και τα βορειοδυτικά της Πελοποννήσου, εκτεινόμενη νοτιοδυτικά προς το νότιο Ιόνιο, μέχρι και τα ανοιχτά της νοτιοδυτικής Ιταλίας. Στη συγκεκριμένη ζώνη, ορίζεται η παρουσία ενός ψυχρού μετώπου, όπου στο πίσω μέρος του, το οποίο ταυτίζεται με το πίσω μέρος της διαμορφούμενης μεταβατικής ζώνης αερίων μαζών στην περιοχή, επικρατούν και ακολουθούν ψυχρότερες αέριες μάζες, ενώ στο μπροστινό μέρος επικρατούν και εκτοπίζονται θερμότερες αέριες μάζες.

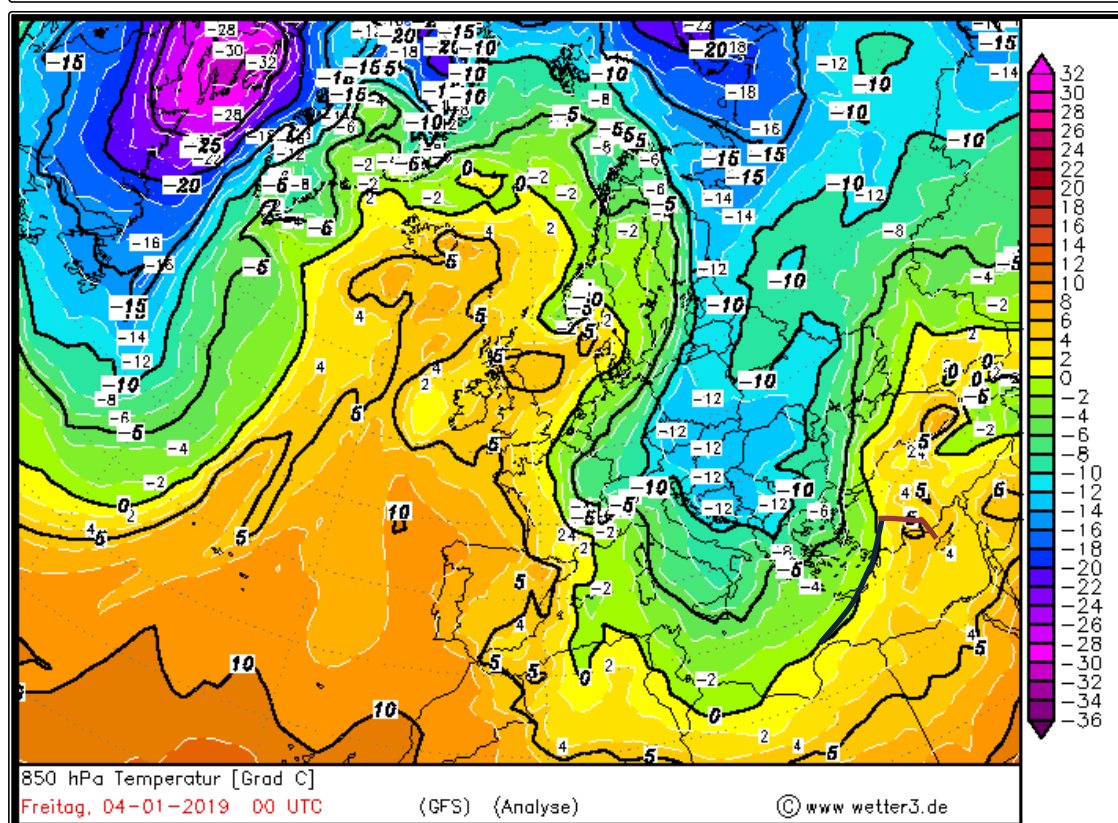
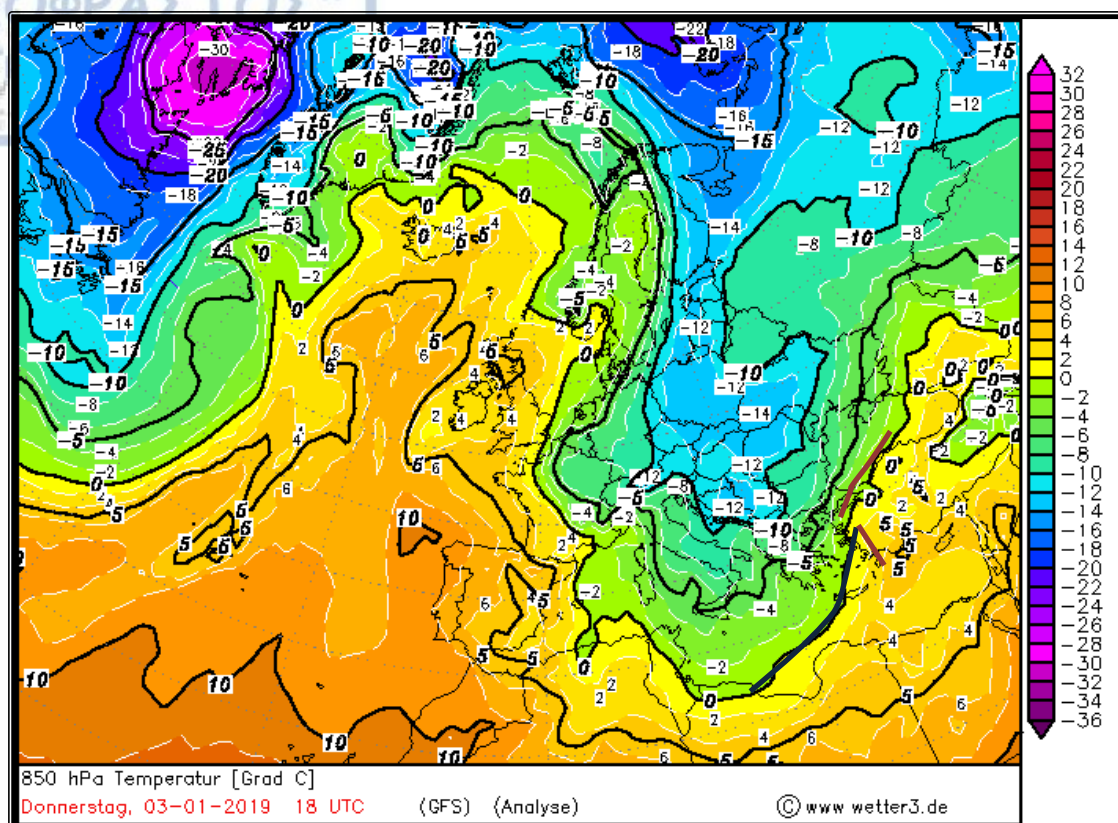
Τέλος, μια ζώνη λίγο βορειότερα, τοποθετούμενη από τη ζώνη του ψυχρού μετώπου, με αρχή τα ανοιχτά του κεντρικού Ιονίου και με διεύθυνση νοτιοδυτική, φτάνοντας έως και στα ανοιχτά της Σικελίας, ταυτίζεται με την παρουσία συνεσφιγμένου μετώπου. Επειδή κατά την κίνηση του συνεσφιγμένου μετώπου, ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου είναι θερμότερος από εκείνου του ψυχρού μετώπου, η σύσφιξη που πραγματοποιείται στην προκειμένη περίπτωση είναι ψυχρή.

Στο χάρτη για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, σχηματίζεται μια στενή ζώνη, η οποία διαχωρίζει αέριες μάζες διαφορετικών χαρακτηριστικών, ξεκινά από το ανατολικό Αιγαίο και με διεύθυνση από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά, διασχίζει την Τουρκία, φτάνοντας μέχρι και στα πολύ βόρεια της Κύπρου. Η στενή αυτή ζώνη, υποδηλώνει παρουσία θερμής μετωπικής επιφάνειας στην περιοχή. Επίσης, μια στενότερη περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, η οποία είναι παράλληλα

και μεταβατική ζώνη μεταξύ διαφορετικών αερίων μαζών, αρχίζει από την περιοχή περίπου του νοτιοανατολικού Αιγαίου, εκτεινόμενη νότια-νοτιοδυτικά με μορφή κυρτής καμπύλης και ταυτίζεται με την ύπαρξη θερμού μετώπου.

Από τα κεντρικά περίπου του Αιγαίου, περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων και διαχωριστική ζώνη αερίων μαζών, εκτείνεται με μορφή καμπύλης γραμμής νότια-νοτιοδυτικά προς τα ανοιχτά της Κρήτης έως και στα βόρεια τμήματα της Λιβύης. Η περιοχή αυτή συσχετίζεται με τη δράση ψυχρής μετωπικής επιφάνειας, καθώς φαίνεται έντονα ο διαχωρισμός μεταξύ ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, όπου οι ψυχρές αέριες μάζες, βρίσκονται πίσω από τη διαχωριστική ζώνη, κινούμενες από τα δυτικά-βορειοδυτικά προς τα ανατολικά-νοτιοανατολικά σύμφωνα με τη μετατόπιση αυτής. Σε μικρή περιοχή, η οποία βρίσκεται νότια της Εύβοιας και της Στερεάς, εκτεινόμενη νότια-νοτιοδυτικά, εντοπίζεται περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, η οποία συνάδει με το σχηματισμό συνεσφιγμένου μετώπου στην επιφάνεια. Επειδή ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου, είναι ψυχρότερος από εκείνον του ψυχρού μετώπου, η σύσφιξη που λαμβάνει χώρα είναι ψυχρή.

Στο Σχήμα 2.1.18 παρατίθενται οι χάρτες που αντιστοιχούν στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hpa, για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC και για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC αντίστοιχα.



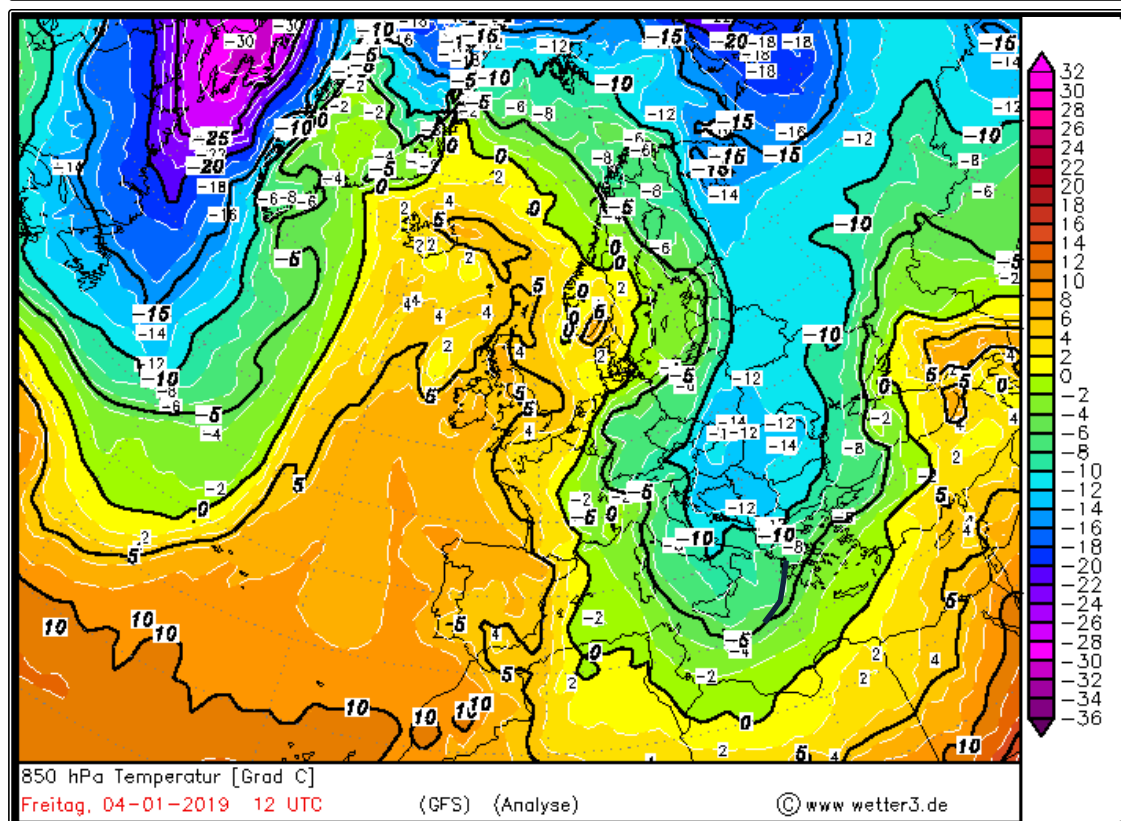
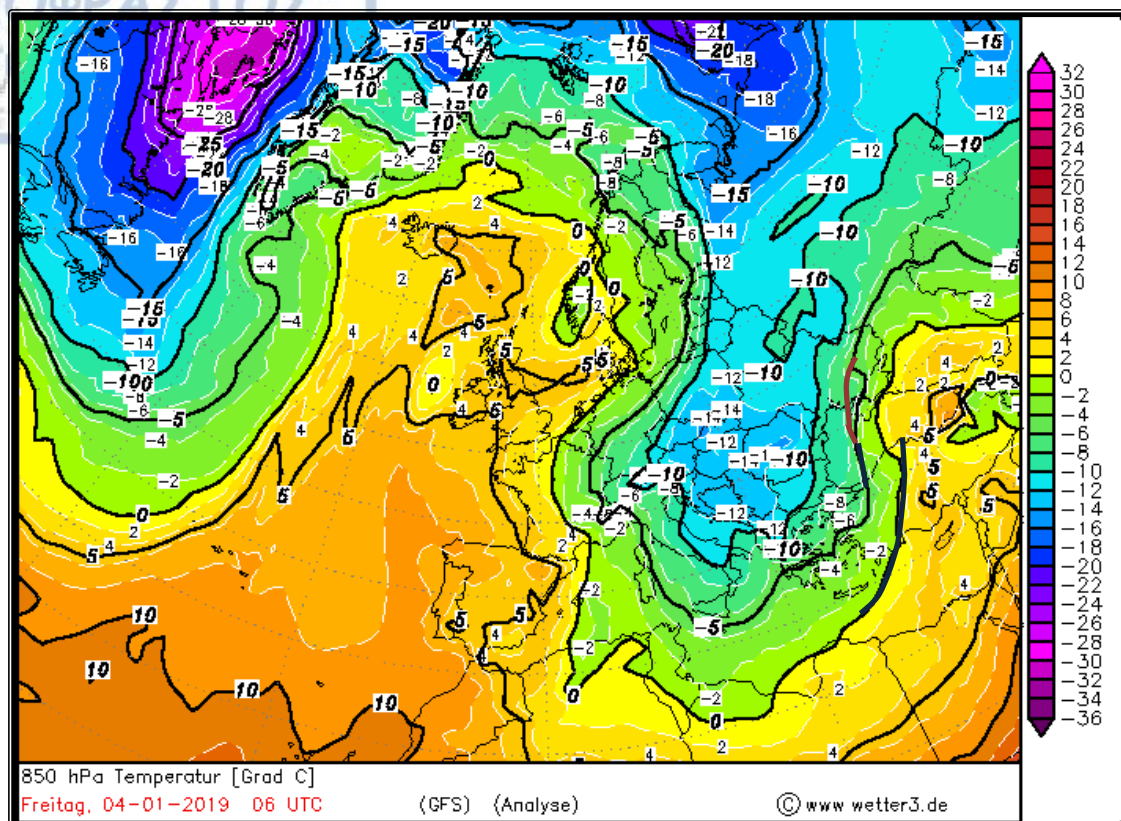
Σχήμα 2.1.18: Χάρτες θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa για τις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)

Με βάση το χάρτη για τις 3 Ιανουαρίου 2019, διακρίνεται μια μικρή διαχωριστική ζώνη μεταξύ αερίων μαζών διαφορετικής θερμοκρασίας, από τα κέντρο-δυτικά της Τουρκίας, εκτεινόμενη νοτιοανατολικά προς τα ανοιχτά της δυτικής Κύπρου. Η ζώνη αυτή αντιστοιχεί σε θερμό μέτωπο στην επιφάνεια. Παράλληλα, εκτεταμένη περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, εντοπίζεται κατά μήκος μια στενής γραμμής, η οποία ξεκινά περίπου από τα νοτιοδυτικά της Τουρκίας, διασχίζει το νοτιοανατολικό Αιγαίο και με νοτιοδυτική διεύθυνση καταλήγει μέχρι τα βόρεια της Λιβύης. Η στενή αυτή γραμμή στο χάρτη της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, βρίσκεται κατά μήκος σχεδόν της ισόθερμης των 0°C και συγκεκριμένα μεταξύ της ισόθερμης των 0 και 2°C. Η παρατήρηση αυτή, οδηγεί στο συμπέρασμα πως στη συγκεκριμένη περιοχή, υπάρχει παρουσία ψυχρού μετώπου στην επιφάνεια.

Συγχρόνως, σε μια αρκετά στενή περιοχή, η οποία βρίσκεται στα νότια της Θράκης και στο βορειοδυτικό άκρο της Τουρκίας, εντοπίζεται περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών. Στην περιοχή αυτή, τοποθετείται ένα συνεσφιγμένο μέτωπο στην επιφάνεια, όπως πολύ καλά φανερώνει ο χάρτης επιφάνειας στο Σχήμα 2.2.3, της παραγράφου 2.2 της παρούσας διατριβής. Η σύσφιξη αυτή, ως αποτέλεσμα του συνεσφιγμένου μετώπου, χαρακτηρίζεται ως θερμή, καθώς ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου, είναι ψυχρότερος από εκείνου του ψυχρού μετώπου.

Με βάση το χάρτη για τις 4 Ιανουαρίου 2019, μεταβατική-διαχωριστική ζώνη μεταξύ δύο διαφορετικών από θερμοκρασιακής άποψης αερίων μαζών, αλλά και μια στενή περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών, βρίσκεται περίπου στα κεντρικά της Τουρκίας και με διεύθυνση από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά, φτάνει μέχρι τα ανατολικά της Κύπρου. Η ζώνη αυτή της σύσφιξης, συνδέεται με ένα θερμό μέτωπο στην επιφάνεια, καθώς αυτή διαχωρίζει θερμές αέριες μάζες που βρίσκονται στο μπροστινό μέρος της ζώνης, από θερμότερες αέριες μάζες που ακολουθούν από το πίσω μέρος, κατά τη συμβατική κίνηση από δυτικά προς ανατολικά, όπως αυτή αρχικώς ορίστηκε. Από τα νότια τμήματα της Τουρκίας, εκτεταμένη στενή γραμμή σύσφιξης των ισόθερμων, εκτείνεται με διεύθυνση από τα βορειοανατολικά προς τα νοτιοδυτικά, φτάνοντας μέχρι τα βόρεια της Λιβύης. Η στενή αυτή ζώνη, σχετίζεται με ένα ψυχρό μέτωπο στην επιφάνεια.

Οι χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa στο Σχήμα 2.1.19, αφορούν στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα.



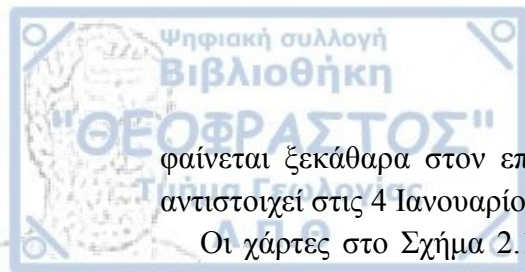
Σχήμα 2.1.19: Χάρτες θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)

Αναλυτικότερα, όσον αφορά στο χάρτη, ο οποίος αντιστοιχεί στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, διακρίνεται μια ζώνη σύσφιξης των ισόθερμων, η οποία ξεκινάει από τα βόρεια της Τουρκίας και εκτεινόμενη προς τα νοτιοδυτικά υπό μορφή κυρτής καμπύλης, διασχίζει περιοχές της κεντρικής Τουρκίας, μια θαλάσσια περιοχή μεταξύ Δωδεκανήσων και Κύπρου, φτάνοντας έως και στα βόρεια τμήματα της Αιγύπτου. Η στενή αυτή περιοχή σύσφιξης, η οποία οριοθετείται κατά μήκος περίπου της ισόθερμης των 0°C , σχετίζεται με την παρουσία ψυχρής μετωπικής επιφάνειας, η τομή της οποίας με το χάρτη καιρού διακρίνεται από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας, του σχήματος 2.2.4, της παραγράφου 2.2, της παρούσας εργασίας. Η τεκμηρίωση ότι η συγκεκριμένη στενή ζώνη σύσφιξης ταυτίζεται με ψυχρό μέτωπο στην επιφάνεια, προκύπτει από το γεγονός ότι κατά την ανατολική κίνηση του μετώπου, ο ψυχρός αέρας βρίσκεται στο πίσω μέρος αυτού ακολουθώντας το θερμό αέρα κατά την κίνησή του.

Επίσης, περιοχή κυρτής καμπύλης σύσφιξης στην περιοχή της Μαύρης Θάλασσας, κατά μήκος της ισόθερμης των 0°C , η οποία βρίσκεται πάνω από το ψυχρό μέτωπο, αντιστοιχεί σε θερμή μετωπική επιφάνεια. Σύσφιξη των ισόθερμων, στο νότιο-νοτιοδυτικό τμήμα της Μαύρης Θάλασσας, σε συνέχεια της παραπάνω περιοχής που αντιστοιχεί σε θερμό μέτωπο, σχετίζεται με ψυχρή μετωπική επιφάνεια, ενώ η σύσφιξη στη στενή περιοχή στο πίσω μέρος του εκτεταμένου ψυχρού μετώπου, αντιστοιχεί σε συνεσφιγμένο μέτωπο στην επιφάνεια. Μάλιστα, επειδή ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου είναι θερμότερος από εκείνου του ψυχρού, κατά την κίνηση των μετώπων, η σύσφιξη χαρακτηρίζεται ως ψυχρή.

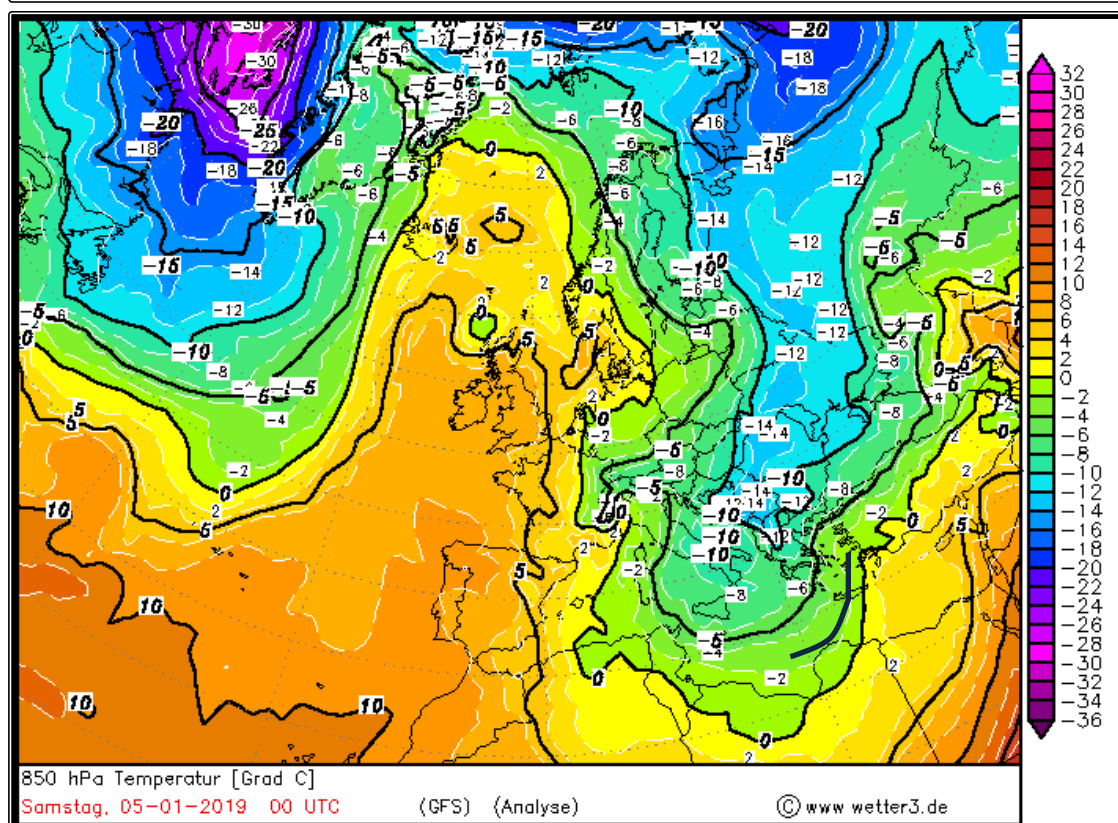
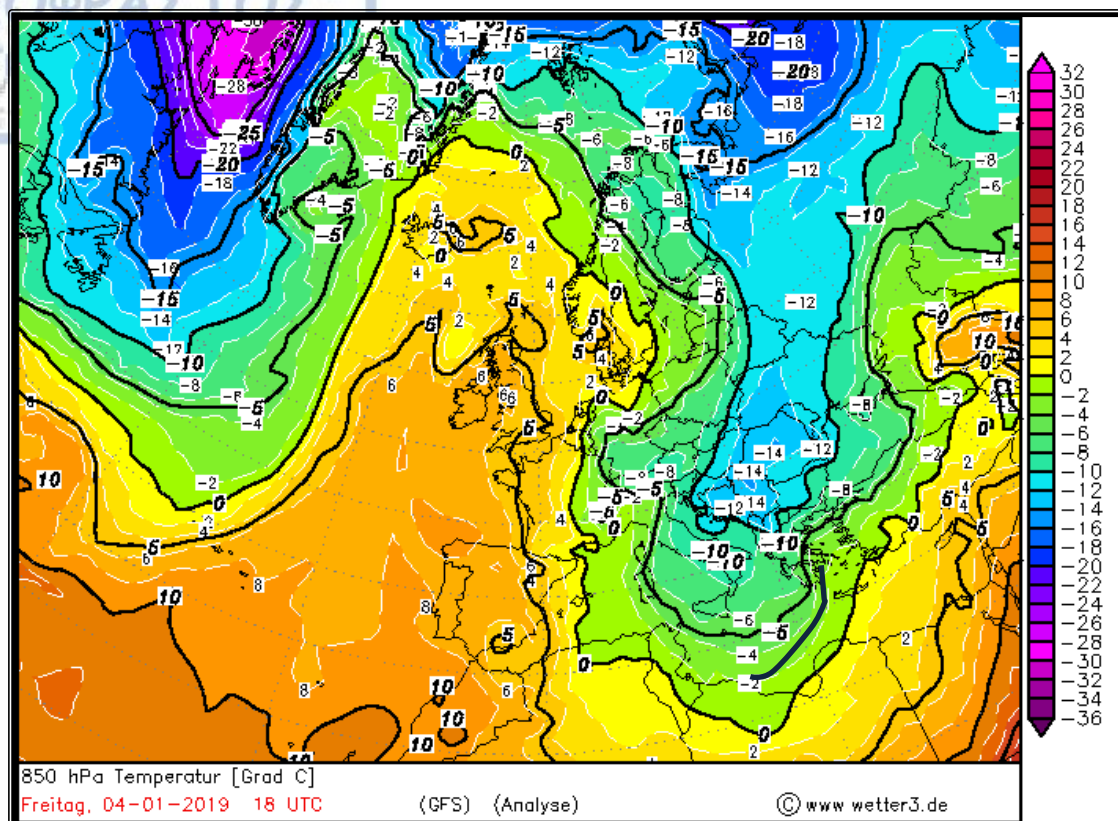
Όσον αφορά στο χάρτη, ο οποίος αντιστοιχεί στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, γίνεται διακριτή περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών από τα βορειοδυτικά της Κύπρου, εκτεινόμενη υπό μορφή κυρτής καμπύλης προς τα νοτιοδυτικά, μέχρι τα πολύ ανοιχτά βόρεια τμήματα της Αιγύπτου. Η περιοχή αυτή, σχετίζεται με την ύπαρξη ψυχρής μετωπικής επιφάνειας, καθώς αποτελεί διαχωριστική – μεταβατική ζώνη μεταξύ ψυχρότερων και θερμότερων αερίων μαζών, όπου οι ψυχρότερες αέριες μάζες ακολουθούν τις θερμότερες κατά μήκος του μετώπου, όπως πολύ καλά δείχνει ο δεύτερος κατά σειρά χάρτης επιφάνειας του σχήματος 2.2.4, της παραγράφου 2.2.

Επιπλέον, σύμφωνα με το χάρτη επιφάνειας, όπως αυτός συνοψίζεται στο Σχήμα 2.2.4 της παραγράφου 2.2, ζώνη σύσφιξης, με προσανατολισμένο άξονα σε διεύθυνση νοτιοδυτική-βορειοανατολική και η οποία οριοθετείται από τα νότια της Τουρκίας, κατά μήκος της ισόθερμης των 4°C , αντιστοιχεί σε θερμό μέτωπο. Η περιοχή σύσφιξης, η οποία βρίσκεται στη Μαύρη Θάλασσα μεταξύ της ισόθερμης των 0 και -2°C , αντιστοιχεί σε ψυχρό μέτωπο. Επίσης, είναι χρήσιμο να επισημανθεί η ζώνη κατά την οποία πραγματοποιείται σύσφιξη ισόθερμων καμπυλών, η οποία εντοπίζεται σε μια περιοχή από τα δυτικά-βορειοδυτικά της Πελοποννήσου, εκτεινόμενη με μορφή κυρτής καμπύλης γραμμής, προς τα νοτιοδυτικά. Η ζώνη αυτή συσφίξεως, σύμφωνα πάλι με το χάρτη επιφάνειας του σχήματος 2.2.4, επί της ενότητας 2.2, ταυτίζεται με ένα υπό ανάπτυξη ψυχρό μέτωπο. Η ανάπτυξη του ψυχρού αυτού μετώπου και η εξέλιξη της δομής του ως τυπικό ψυχρό μέτωπο,



φαίνεται ξεκάθαρα στον επόμενο χάρτη επιφάνειας του σχήματος 2.2.5, ο οποίος αντιστοιχεί στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC.

Οι χάρτες στο Σχήμα 2.1.20, απεικονίζουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας για την στάθμη των 850 hpa, όπου ο πρώτος χάρτης αντιστοιχεί στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, ενώ ο δεύτερος χάρτης στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC.

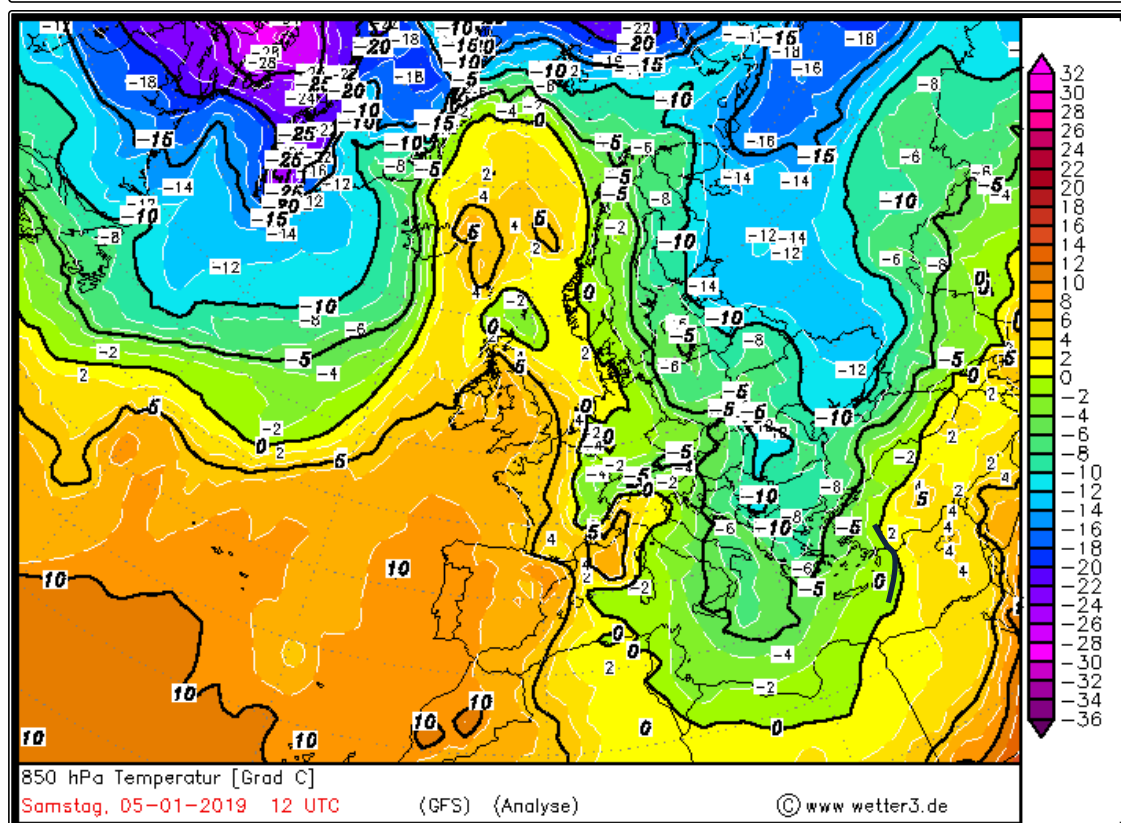
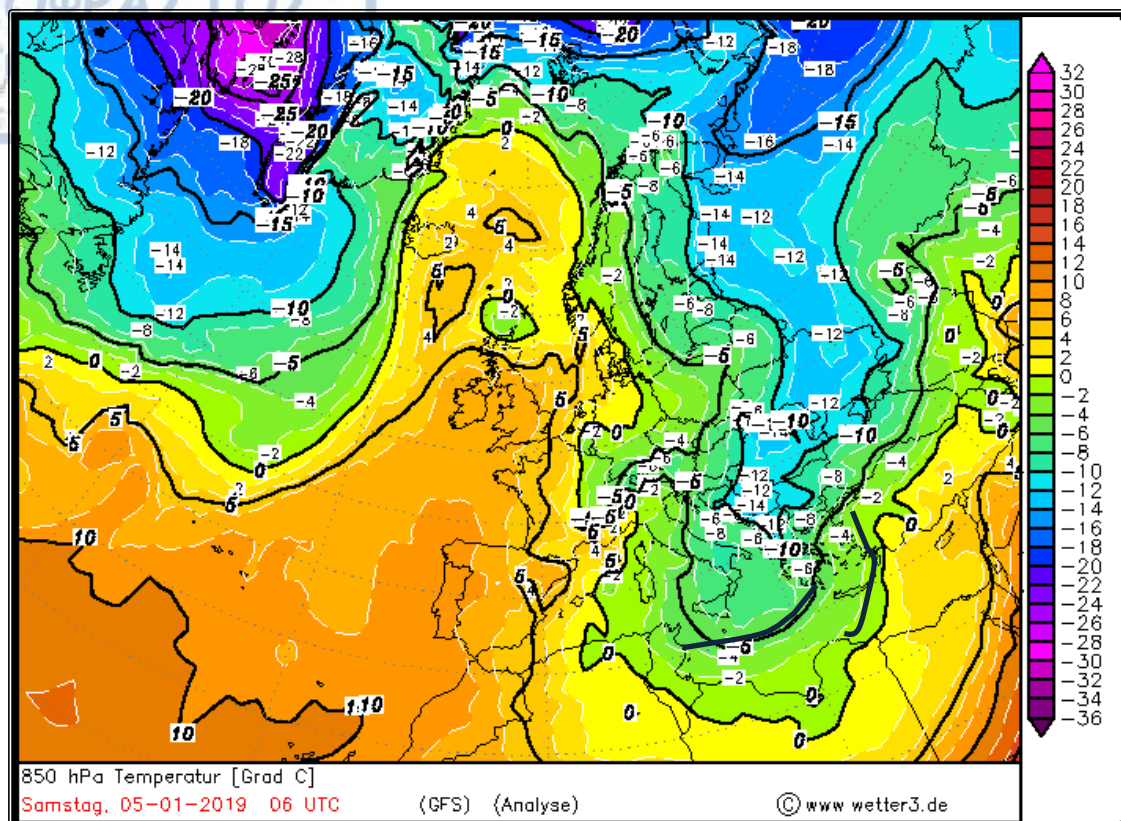


Σχήμα 2.1.20: Χάρτες θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)

Στον πρώτο χάρτη, παρατηρείται μια περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων και μια μεταβατική ζώνη μεταξύ ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, η οποία ξεκινά νότια της Στερεάς Ελλάδας, εκτεινόμενη νότια-νοτιοδυτικά, ανοιχτά της Κρήτης, φτάνοντας μέχρι τα βόρεια της Λιβύης. Στο μπροστινό μέρος της μεταβατικής αυτής ζώνης εντοπίζονται θερμές αέριες μάζες, ενώ στο πίσω μέρος ψυχρότερες αέριες μάζες. Οπότε, σύμφωνα με τις παραπάνω παρατηρήσεις, η διαχωριστική αυτή ζώνη και η περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, συνδέεται άμεσα με την ύπαρξη ψυχρού μετώπου, όπου ο ψυχρός αέρας βρίσκεται πίσω από τη μετωπική επιφάνεια κατά την κίνηση αυτής.

Στο δεύτερο χάρτη, διακρίνεται η ανατολικότερη κίνηση της σύσφιξης των ισόθερμων και της μεταβατικής-διαχωριστικής ζώνης των αερίων μαζών. Αυτή η διαδικασία, συνεπάγεται παράλληλα και μετατόπιση της ψυχρής μετωπικής επιφάνειας προς τα ανατολικά, σε συμφωνία με την κίνηση της ζώνης μετάβασης των δύο διαφορετικών από θερμοϋγρομετρικής άποψης αερίων μαζών.

Στο Σχήμα 2.1.21, συνοψίζονται οι χάρτες για την ισοβαρική επιφάνεια των 850 hpa, για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα.



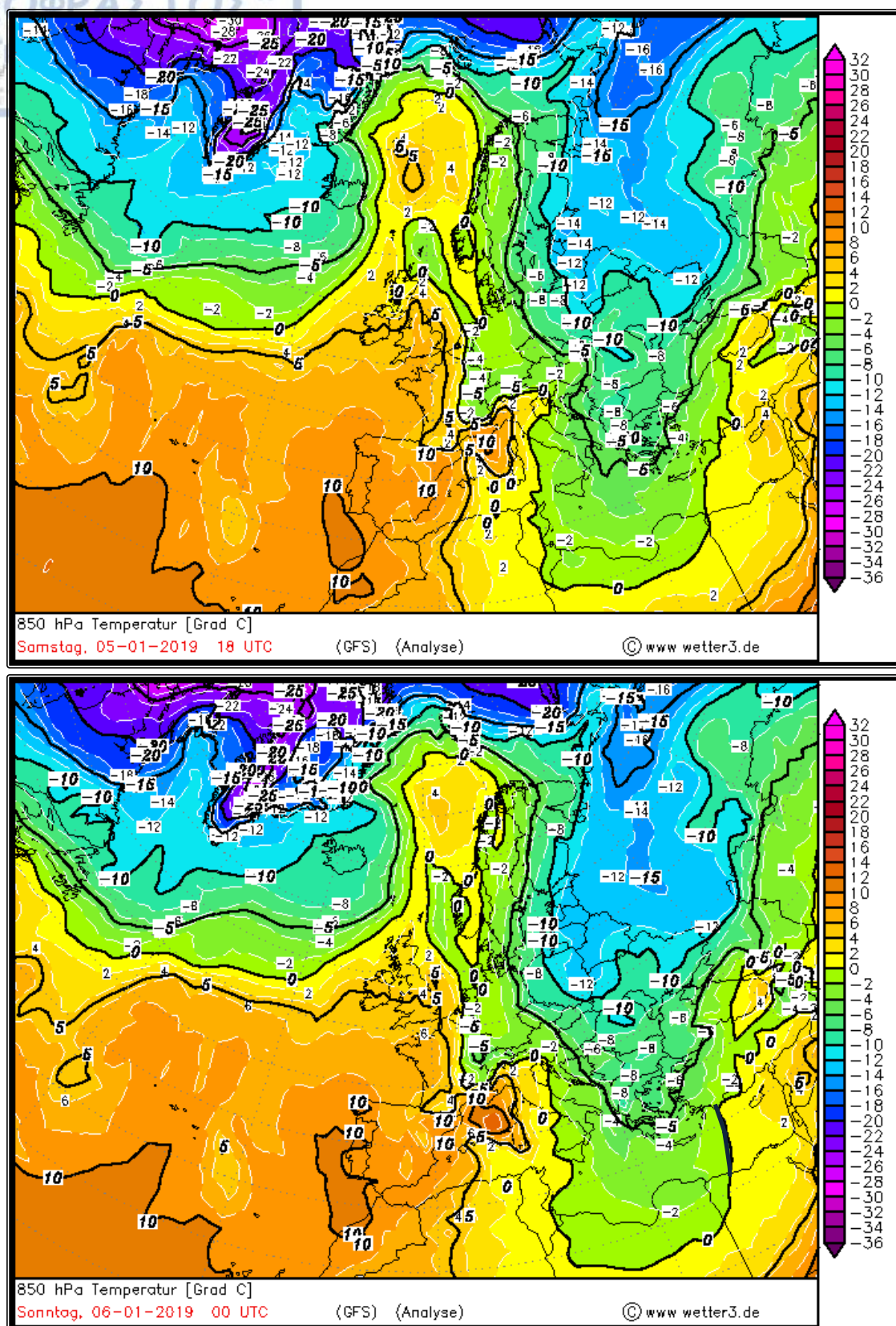
Σχήμα 2.1.21: Χάρτες θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)

Συγκεκριμένα, όσον αφορά στο χάρτη που περιγράφει την κατάσταση στα 850 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, τοποθετείται σε μια ζώνη από τα δυτικά της Τουρκίας, εκτεινόμενη με μορφή καμπύλης προς τα νότια-νοτιοδυτικά, μέχρι τα πολύ ανοιχτά της βόρειας Λιβύης. Στην περιοχή αυτή υπάρχει ψυχρό μέτωπο, το οποίο φαίνεται στους χάρτες επιφάνειας, όπως αυτοί προβάλλονται στην παράγραφο 2.2, της παρούσας εργασίας. Μάλιστα, η ζώνη αυτή αποτελεί ένα διαχωριστικό σύνορο, μεταξύ ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, με τις ψυχρές μάζες να βρίσκονται πίσω από το όριο αυτό και οι θερμές μπροστά. Οπότε, με βάση την παραδοχή αυτή εύκολα εντοπίζεται το είδος της μετωπικής επιφάνειας στην εν λόγω περιοχή αναφοράς.

Εκτεταμένη ζώνη σύσφιξης, υπό τη μορφή κυρτής καμπύλης γραμμής, οριοθετείται σε μια στενή περιοχή από τα νότια της Πελοποννήσου και με διεύθυνση από τα βορειοανατολικά προς τα νοτιοδυτικά, έως και στα βόρεια της Λιβύης. Η ζώνη αυτή, ταυτίζεται με την ύπαρξη ψυχρού μετώπου. Τέλος, μια επιπλέον ζώνη σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών, εκτείνεται απ' το βόρειο-βορειοανατολικό Αιγαίο, κατά μήκος μιας στενής γραμμής προς τα ανατολικά-νοτιοανατολικά έως τα δυτικά-βορειοδυτικά της Τουρκίας. Η στενή αυτή ζώνη, αντιστοιχεί σε μια σύσφιξη με τη μορφή συνεσφιγμένου μετώπου. Μάλιστα, η συγκεκριμένη σύσφιξη είναι θερμή, καθώς ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου είναι ψυχρότερος από εκείνον του ψυχρού μετώπου.

Όσον αφορά στο χάρτη που περιγράφει την κατάσταση στα 850 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, γίνεται διακριτή μια στενή ζώνη σύσφιξης των ισόθερμων καμπυλών, η οποία εντοπίζεται σε μια περιοχή από το νοτιοδυτικό άκρο της Τουρκίας, το νοτιοανατολικό Αιγαίο και την περιοχή του Καστελόριζου, εκτεινόμενη κυρτά προς τα νοτιοδυτικά. Η περιοχή αυτή, με βάση το σχετικό χάρτη επιφάνειας, όπως αυτός συνοψίζεται μέσα από το Σχήμα 2.2.6 της ενότητας 2.2, αντιστοιχεί σε ψυχρή μετωπική επιφάνεια, όπου κατά την ανατολική-νοτιοανατολική κίνηση αυτής ακολουθεί από την πίσω πλευρά ψυχρός αέρας. Παράλληλα, μια στενή και μικρή περιοχή, η οποία βρίσκεται στο βορειοανατολικό Αιγαίο, σύμφωνα με το δεύτερο κατά σειρά χάρτη του παραπάνω σχήματος, συνδέεται με ένα συνεσφιγμένο μέτωπο. Μάλιστα, η σύσφιξη που σχηματίζεται, χαρακτηρίζεται ως θερμή, καθώς ο προπορευόμενος ψυχρός αέρας του θερμού μετώπου, είναι ψυχρότερος από τον αντίστοιχο του ψυχρού μετώπου.

Στους χάρτες που απεικονίζονται στο Σχήμα 2.1.22 δε διακρίνεται κάποια περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων, η οποία να παραπέμπει στην παρουσία κάποιας μετωπικής δραστηριότητας.



Σχήμα 2.1.22: Χάρτες θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hPa για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.wetter3.de)

Έτσι, δεν εντοπίζεται κάποιο δυναμικό αίτιο, που να είναι ικανό να επηρεάσει με φαινόμενα κάποια περιοχή της Θεσσαλονίκης. Περιοχές σύσφιξης των ισόθερμων, εντοπίζονται πολύ ανατολικά και νοτιοανατολικά από την Ελληνική περιοχή, προς την Τουρκία και το νοτιοανατολικό Αιγαίο, οι οποίες συνδέονται με την ύπαρξη μετωπικών επιφανειών και οργανωμένων κυκλωνικών κέντρων. Το γεγονός αυτό, οδηγεί στο συμπέρασμα πως η κακοκαιρία που έδωσε τις χιονοπτώσεις και στην περιοχή της Θεσσαλονίκης το προηγούμενο διάστημα, έχει παρέλθει και ο καιρός στην περιοχή έχει παρουσιάσει βελτίωση ως προς τα φαινόμενα, κατά τις συγκεκριμένες χρονικές περιόδους του παραπάνω σχήματος.

Παρατηρώντας μάλιστα τις θερμοκρασίες που καταγράφονται στη συγκεκριμένη στάθμη, οι οποίες έχουν αντίκτυπο και στις επιφανειακές θερμοκρασίες, διεξάγεται το συμπέρασμα ότι η ψυχρή αέρια μάζα, η οποία με τη μορφή έντονης ψυχρής εισβολής, επηρέασε εκτός των άλλων και τον Ελλαδικό χώρο, εκφυλίζεται, κινούμενη σταδιακά ανατολικά. Το γεγονός αυτό, επαληθεύεται και από την άνοδο των θερμοκρασιών στη στάθμη των 850 hpa, σε σχέση με τις προηγούμενες καταγεγραμμένες θερμοκρασίες, όπου η ψυχρή μεταφορά βρισκόταν στο μέγιστό της.

2.1.γ Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa

Το επίπεδο των 300 hpa, εντοπίζεται σε ύψος περίπου 9.000 μέτρων (περίπου 30.000 ft). Οι χάρτες της συγκεκριμένης στάθμης, χρησιμοποιούνται κατά βάση το χειμώνα και για το σχεδιασμό τους χαράσσονται ισοϋψείς ανά 120 ή 80 gpm, ισοταχείς ανά 20 ή 25 knots και ισόθερμες καμπύλες ανά 5°C. Κατά την ανάλυση ενός χάρτη στα 300 hpa, εντοπίζονται τα κέντρα χαμηλών ή υψηλών υψών, οι άξονες και τα μέγιστα ταχυτήτων του πολικού αεροχειμάρρου (Ζιακόπουλος, 2009).

Το επίπεδο των 200 hpa, επιλέγεται κυρίως κατά τη θερινή περίοδο, ενώ βρίσκεται σε ύψος περίπου 12.500 - 13.000 μέτρων (περίπου 39.000 ft). Για το σχεδιασμό των χαρτών της στάθμης αυτής, χαράσσονται ισοϋψείς ανά 120 ή 80 gpm, ισοταχείς ανά 20 ή 25 knots και ισόθερμες καμπύλες ανά 5°C. Η ανάλυση ενός χάρτη 200 hpa, εντοπίζει τα κέντρα χαμηλών ή υψηλών υψών, αλλά και τους άξονες και τα μέγιστα ταχυτήτων του υποτροπικού αεροχειμάρρου (Ζιακόπουλος, 2009).

Στην παρούσα διατριβή, επειδή η ανάλυση επικεντρώνεται στη μελέτη κυρίως των χαρακτηριστικών του πολικού αεροχειμάρρου και στη μελέτη φαινομένου, το οποίο αφορά αμιγώς σε χειμερινό μήνα (Ιανουάριος), χρησιμοποιείται η ισοβαρική στάθμη των 300 hpa. Εκτός όμως του πολικού αεροχειμάρρου, κατά τη συγκεκριμένη κακοκαιρία, μετέχει και ο υποτροπικός αεροχείμαρρος. Ο υποτροπικός αεροχειμάρρος, γίνεται διακριτός στους παρακάτω χάρτες της στάθμης των 300 hpa, ως μια ζώνη ταχέως κινούμενου αέρα, εντοπιζόμενος στην ευρύτερη περιοχή της Μέσης Ανατολής και με διεύθυνση από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά.

Κατ' αρχάς, προτού γίνει ανάλυση των χαρακτηριστικών του πολικού αεροχειμάρρου κατά τη συγκεκριμένη υπό μελέτη κακοκαιρία, είναι σημαντικό να προσδιοριστεί ο τρόπος δημιουργίας αυτού. Ο «**Αεροχείμαρρος (jet stream)**» αποτελεί μια στενή ζώνη ταχέως κινούμενου αέρα, με μήκος αρκετά εκατοντάδων

km, πλάτος το ένα δέκατο του μήκους του και ύψος μόνο 1 ή 2 km (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Οι κυματικές αστάθειες, οι οποίες αποτελούν κατηγορία ατμοσφαιρικής αστάθειας, σχετίζονται με ζωνικά, μη-συμμετρικές ανωμαλίες που εισάγονται σε μια ζωνικά συμμετρική ροή. Μια τέτοια βασική ροή είναι ένας αεροχειμάρος που έχει κατακόρυφο και οριζόντιο διατμητικό άνεμο (*vertical and horizontal wind shear*) (Πυθαρούλης, 2021).

Ο κατακόρυφος διατμητικός άνεμος (κατακόρυφο wind shear) ποικίλει, αναλόγως της έντασης του αεροχειμάρρου και είναι συχνά της τάξεως των 3 έως 6 knots ανά 1000 ft, η οποία θεωρείται κανονική τιμή. Ένα πολύ ισχυρό κατακόρυφο wind shear, μπορεί να είναι και μεγαλύτερο από 20 knots ανά 1000 ft. Το οριζόντιο wind shear (οριζόντιος διατμητικός άνεμος) μπορεί να είναι της τάξεως των 20 knots ανά 100 ναυτικά μίλια (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Ο κατακόρυφος διατμητικός άνεμος της μέσης ροής του αεροχειμάρρου, σχετίζεται με την κατηγορία κυματικής αστάθειας, τη βαροκλινική αστάθεια (*baroclinic instability*), η οποία αναπτύσσεται από το μετασχηματισμό της δυναμικής ενέργειας που σχετίζεται με τη μέση οριζόντια θερμοβαθμίδα. Η συγκεκριμένη κατηγορία αστάθειας πρέπει να υπάρχει, έτσι ώστε να ισχύει η εξίσωση του θερμικού ανέμου για τον κατακόρυφο διατμητικό άνεμο (*vertical wind shear*) της μέσης ροής. Ο οριζόντιος διατμητικός άνεμος της ροής του αεροχειμάρρου, σχετίζεται με την κατηγορία κυματικής αστάθειας, τη βαροτροπική αστάθεια, η οποία αναπτύσσεται αποσπώντας κινητική ενέργεια από τη μέση ροή (Πυθαρούλης, 2021).

Οι ισοϋψείς καμπύλες ενός αεροχειμάρρου αποτελούν ρευματογραμμές, όπου όμως η γεωστροφική ισοδυναμία δεν επαληθεύεται στα μέγιστα των αεροχειμάρρων, διότι η επιτάχυνση του ανέμου δεν είναι αμελητέα σε σχέση με την επιτάχυνση της Coriolis δύναμης. Ως **“μέγιστο αεροχειμάρρου”**, ορίζεται η περιοχή με τις μέγιστες ταχύτητες ανέμων. Επιπλέον, ο αεροχειμάρρος χαρακτηρίζεται από κυκλωνική (αντικυκλωνική) οριζόντια διάτμηση (shear) στα αριστερά (δεξιά) του άξονα ροής του, όπου η κυκλωνική διάτμηση είναι μεγαλύτερη από την αντικυκλωνική (Μπρίκας, 2006).

Όσον αφορά στην παράμετρο του οριζόντιου wind shear (οριζόντια διάτμηση), το μέγιστο αυτού παρατηρείται προς τη ψυχρή περιοχή του αεροχειμάρρου, στο επίπεδο του πυρήνα του αεροχειμάρρου ή λίγο πιο κάτω. Προς τη θερμή πλευρά του αεροχειμάρρου, το μέγιστο του αντικυκλωνικού shear είναι λίγο πιο πάνω από το επίπεδο του πυρήνα (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Το αντικυκλωνικό shear θεωρητικά, δε μπορεί να ξεπεράσει την παράμετρο Coriolis (f) που έχει τις παρακάτω τιμές:

Γεωγρ. Πλάτος (ϕ)	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°
Κοριόλιος παράμετρος (f) (kn/100 ναυτ. μίλια)	26	30	34	37	40	43	45	47

(Πηγή: Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015)

Όταν οι τιμές του οριζόντιου shear προς τη θερμή πλευρά του αεροχειμάρρου, είναι ίσες ή μεγαλύτερες από τις θεωρητικά μέγιστες τιμές, τότε η ροή γίνεται αναταρακτική (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Για να χαρακτηριστεί μια ζώνη ισχυρών ανέμων ως αεροχειμάρρος, ορίζεται ως κατώτερο αυθαίρετο όριο 60 knots (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Οι αεροχειμάρροι εντοπίζονται κοντά στην τροπόπαυση σε ύψος μεταξύ 10 και 14 km, ενώ οι ταχέως κινούμενοι θύσανοι στον ουρανό αποτελούν χαρακτηριστική ένδειξη ύπαρξης αεροχειμάρρου (Ζιακόπουλος, 2008). Όσον αφορά στον πολικό αεροχειμάρρο, ονομάζεται έτσι γιατί συνδέεται με το πολικό μέτωπο, αλλά ο όρος εφαρμόζεται σε κάθε αεροχειμάρρο που σχηματίζεται εντός της τροπόσφαιρας, όταν υπάρχει βαροκλινική ζώνη που εκτείνεται έως τη χαμηλή τροπόσφαιρα. Ο πολικός αεροχειμάρρος είναι τοποθετημένος σε μια περιοχή μεταξύ των παράλληλων 35° και 70°, ενώ η μέση θέση του βρίσκεται πιο κοντά στον Ισημερινό το χειμώνα απ' ό,τι το καλοκαίρι (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Οι αεροχειμάρροι ως ζώνες ισχυρών ανέμων, δημιουργούνται από οριζόντιες διαφορές στην πίεση. Οι διαφορές αυτές στην πίεση, οδηγούν σε έντονες θερμοκρασιακές αντιθέσεις, οι οποίες εντοπίζονται στις περιοχές συνάντησης μεταξύ υποτροπικών και πολικών αερίων μαζών (Ζιακόπουλος, 2008). Η δημιουργία αυτή θερμοβαθμίδων μεταξύ υποτροπικών και πολικών, οδηγεί στη δημιουργία AZ (διαθέσιμης ζωνικής δυναμικής ενέργειας), η οποία μετατρέπεται σε AE (στροβιλώδη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια) μέσω της συσχέτισης των ροών θερμότητας και της μεσημβρινής θερμοβαθμίδας. Στη συνέχεια, οι προς-τα-πάνω ροές θερμότητας μετατρέπουν την AE σε KE (στροβιλώδη κινητική ενέργεια). Σε αυτήν την περίπτωση, στο κατακόρυφο οι διαταραχές έχουν κλίση αντίθετη από την κλίση του διατμητικού ανέμου της μέσης ατμοσφαιρικής ροής. Έτσι, λαμβάνοντας υπόψη τον «ενεργειακό κύκλο του Lorenz», προκύπτει ως κυρίαρχη διαδικασία σε παγκόσμια κλίμακα τη χειμερινή περίοδο, η βαροκλινική αστάθεια (Πυθαρούλης, 2021).

Έτσι, κατά μήκος μιας μετωπικής επιφάνειας, η οποία χωρίζει υποτροπικές από πολικές αέριες μάζες, παρατηρείται μεγάλη και απότομη βαροβαθμίδα και ενίσχυση του ανέμου, με αποτέλεσμα την εμφάνιση αεροχειμάρρου, ο οποίος ονομάζεται «**πολικός αεροχειμάρρος**» (Ζιακόπουλος, 2008). Όπως θα αναλυθεί και θα αποδειχθεί μέσα από τις εικόνες των υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm, στο κεφάλαιο 3.4.γ της παρούσας εργασίας, ο αεροχειμάρρος αυτός εντοπίζεται στις μεταβατικές ζώνες μεταξύ υγρού και ξηρού αέρα, ενώ οι μέγιστες ταχύτητες αυτού εντοπίζονται στις περιοχές μεγαλύτερων αντιθέσεων του γκρι.

Ο πυρήνας του αεροχειμάρρου, βρίσκεται στα 300 hpa (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Η εξίσωση του θερμικού ανέμου, δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial \ln P} = -\frac{R}{f} \vec{k} \times \vec{\nabla}_P T$$

όπου:

- P : η πίεση
- R : η σταθερά των αερίων και

- T : η θερμοκρασία

Σύμφωνα με την παραπάνω σχέση, αφού ο άνεμος αυξάνει καθ' ύψος κάτω από τον αεροχειμάρρο, η θερμοβαθμίδα εκεί θα είναι ισχυρή και κατευθυνόμενη προς τα δεξιά της ροής του αεροχειμάρρου. Οπότε, αυτό συνεπάγεται πως οι αεροχειμάρροι πνέουν επάνω από τις μετωπικές επιφάνειες, είναι παράλληλοι με τα μέτωπα καιρού και βρίσκονται μέσα στο θερμό αέρα. Λόγω της κλίσης της μετωπικής επιφάνειας, η προβολή του αεροχειμάρρου στο έδαφος βρίσκεται στην περιοχή του ψυχρού αέρα (Μπρίκας, 2006).

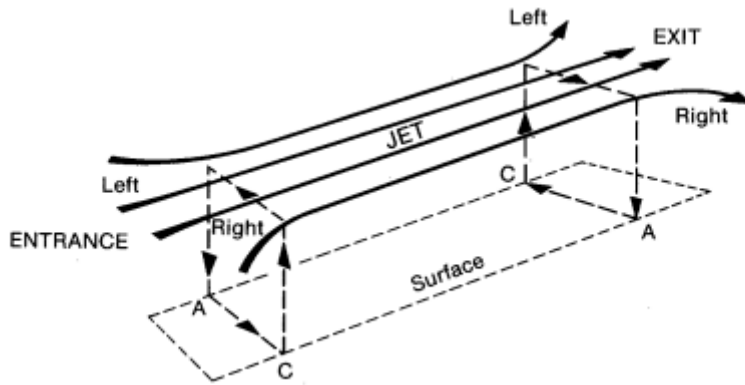
Τα προς εντόπιση και ανάλυση χαρακτηριστικά του πολικού αεροχειμάρρου, πλαισιώνουν τις παραμέτρους (α) του ύψους, (β) της διεύθυνσης και (γ) της ταχύτητας. Ως προς την παράμετρο του ύψους, ο πυρήνας του αεροχειμάρρου εντοπίζεται περίπου 3.000 ft κάτω από την τροπόπαυση, συνήθως μεταξύ των 300 και 250 hpa. Το επίπεδο του ύψους μεταβάλλεται και έτσι είναι υψηλότερο γύρω από τις εξάρσεις (ridges) και χαμηλότερο κοντά στους αυλώνες (troughs) (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Ως προς την παράμετρο της διεύθυνσης, η πλειοψηφία των αεροχειμάρρων έχουν δυτική συνιστώσα. Τους χειμερινούς μήνες μπορεί να παρατηρηθούν βόρειοι ή και βορειοανατολικοί αεροχειμάρροι, ενώ αεροχειμάρροι νότιας ή νοτιοανατολικής διεύθυνσης είναι σπάνιοι (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Τέλος, ως προς την παράμετρο των ταχυτήτων των αεροχειμάρρων, συνήθως αυτές έχουν μεγαλύτερες τιμές το χειμώνα απ' ότι το καλοκαίρι. Στη στάθμη των 300 hpa, η ένταση του αεροχειμάρρου είναι διπλάσια της έντασης του θερμικού ανέμου του στρώματος 1000-500 hpa (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Όσον αφορά στον πολικό αεροχειμάρρο, ο εντοπισμός των μέγιστων και των ελάχιστων της ταχύτητάς του, έχει πολύ μεγάλη σημασία για την εκτίμηση της περιοχής, όπου θα λάβει χώρα η ανάπτυξη των επιφανειακών βαρομετρικών συστημάτων. Η σύνδεση του πολικού αεροχειμάρρου με την ανάπτυξη επιφανειακών συστημάτων, προκύπτει μέσω των αγεωστροφικών κινήσεων στις περιοχές εισόδου και εξόδου του αεροχειμάρρου, οι οποίες κινήσεις συνεπάγονται μεταβολές στα επιφανειακά συστήματα (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Στις περιοχές εισόδου και εξόδου του αεροχειμάρρου, η αέρια μάζα υφίσταται μεταβολές ως προς το μέτρο της ταχύτητάς της (dV/dt). Επομένως, από τη σχέση:

$$\vec{V}_{ag} = \frac{1}{f} \vec{k} \times \frac{d\vec{V}}{dt}$$

συνεπάγεται ότι ο αγεωστροφικός άνεμος, ο οποίος ορίζεται ως το διάνυσμα του ανέμου που προκύπτει από τη διανυσματική διαφορά του γεωστροφικού ανέμου από τον πραγματικό, είναι σημαντικός στους αεροχειμάρρους (Μπρίκας, 2006).

Ειδικότερα, τα μέγιστα και τα ελάχιστα της ταχύτητας του ανέμου του αεροχειμάρρου, δημιουργούν οριζόντιες αποκλίσεις ή συγκλίσεις του αέρα, γεγονός που οδηγεί σε ανοδικές ή καθοδικές κινήσεις (Ζιακόπουλος, 2008).



Σχήμα α: Ανάπτυξη επιφανειακών συστημάτων και αεροχειμάρρους (A: αντικυκλωνική ανάπτυξη, C: κυκλωνική ανάπτυξη) (Πηγή: Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015)

Στο Σχήμα α, διακρίνεται η σχέση μεταξύ της ανάπτυξης των κυκλωνικών (C) και αντικυκλωνικών (A) επιφανειακών συστημάτων, με τις περιοχές αριστερά και δεξιά της εισόδου, αριστερά και δεξιά της εξόδου του αεροχειμάρρου. Συγκεκριμένα:

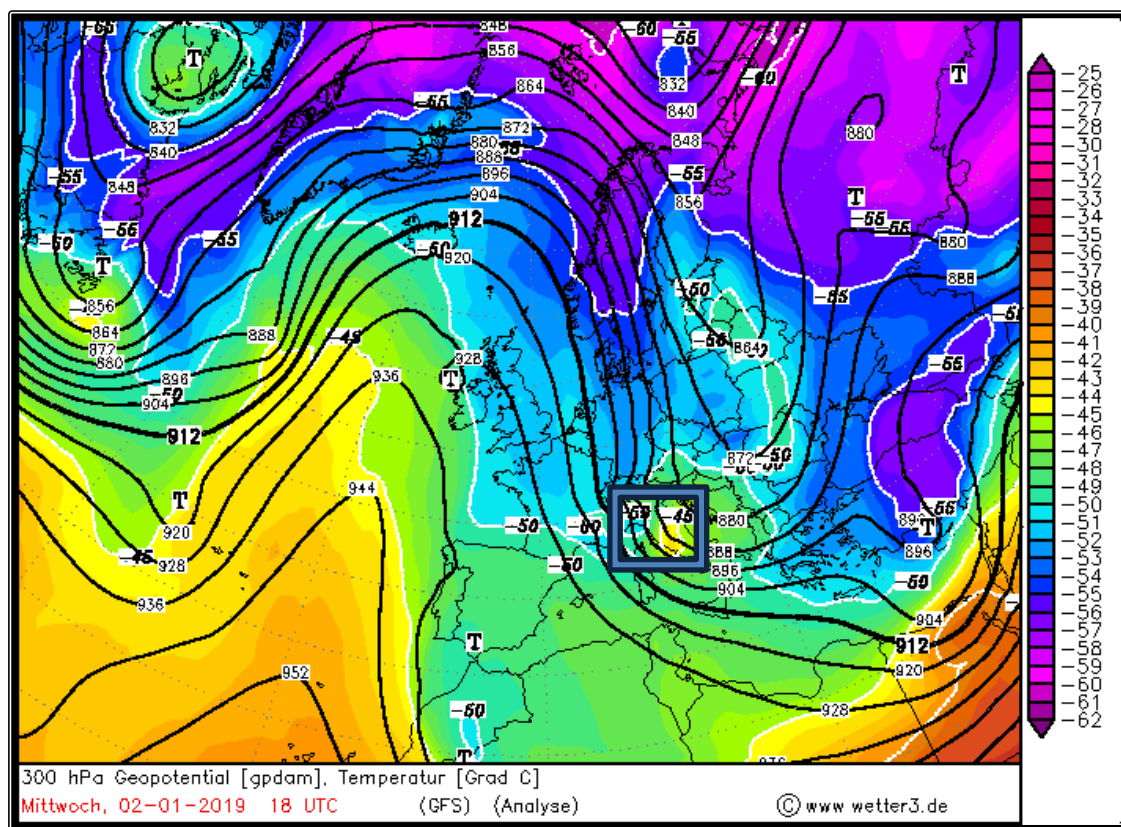
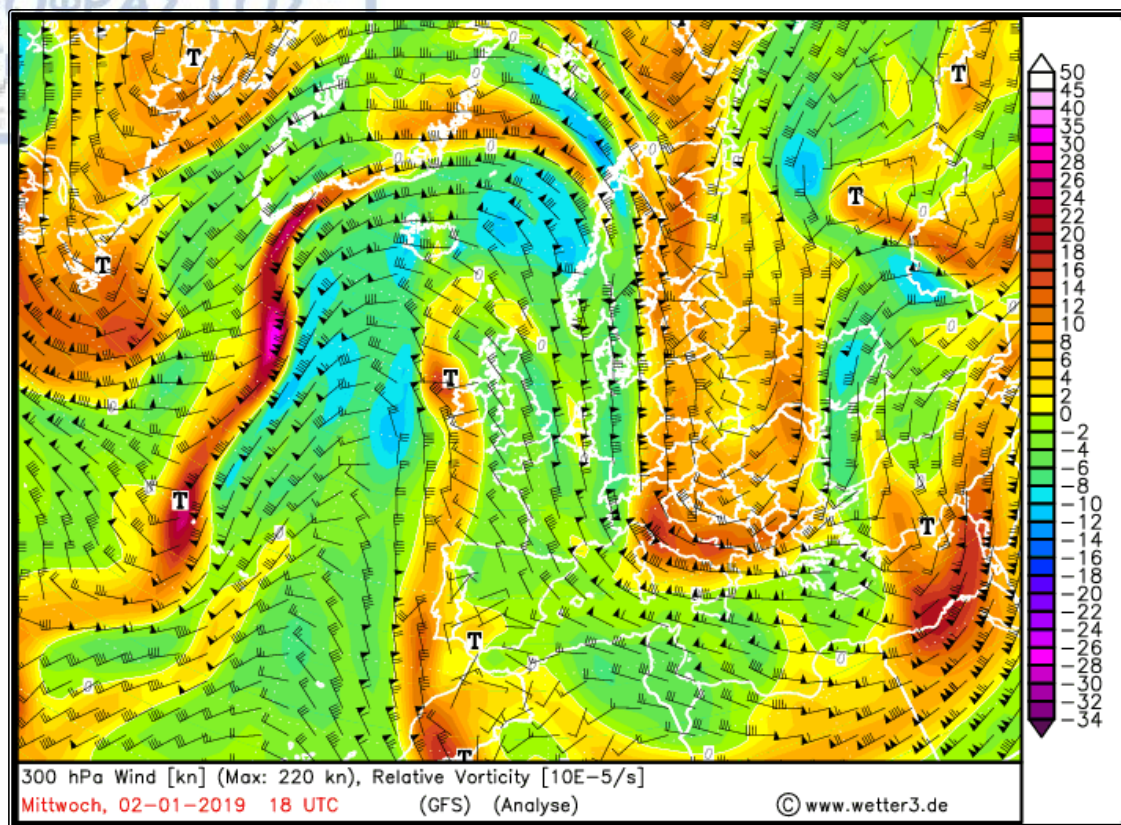
- ♦ Η αριστερή είσοδος του αεροχειμάρρου (*αυλώνας συρροής*), συνδέεται με αντικυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και καθοδικές κινήσεις ευρείας κλίμακας.
- ♦ Η δεξιά είσοδος του αεροχειμάρρου (*έξαρση συρροής*), συνδέεται με κυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και ανοδικές κινήσεις ευρείας κλίμακας.
- ♦ Η αριστερή έξοδος του αεροχειμάρρου (*αυλώνας απορροής*), συνδέεται με κυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και ανοδικές κινήσεις ευρείας κλίμακας.
- ♦ Η δεξιά έξοδος του αεροχειμάρρου (*έξαρση απορροής*), συνδέεται με αντικυκλωνική ανάπτυξη στην επιφάνεια και καθοδικές κινήσεις ευρείας κλίμακας (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Παράλληλα, οι ίδιοι οι αεροχειμάρροι σχετίζονται με την κίνηση των ατμοσφαιρικών διαταραχών, όπως αυτές συνοψίζονται στη στάθμη των 500 hpa, καθώς πολλές φορές λειτουργούν ως πηδάλια, τα οποία κατευθύνουν την πορεία των διαταραχών. Στη συγκεκριμένη περίπτωση για παράδειγμα της υπό μελέτη κακοκαιρίας, ο πολικός αεροχειμάρρος δημιουργεί συνθήκες εμποδισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα, μεταβάλλοντας έτσι τις τροχιές των βαρομετρικών συστημάτων.

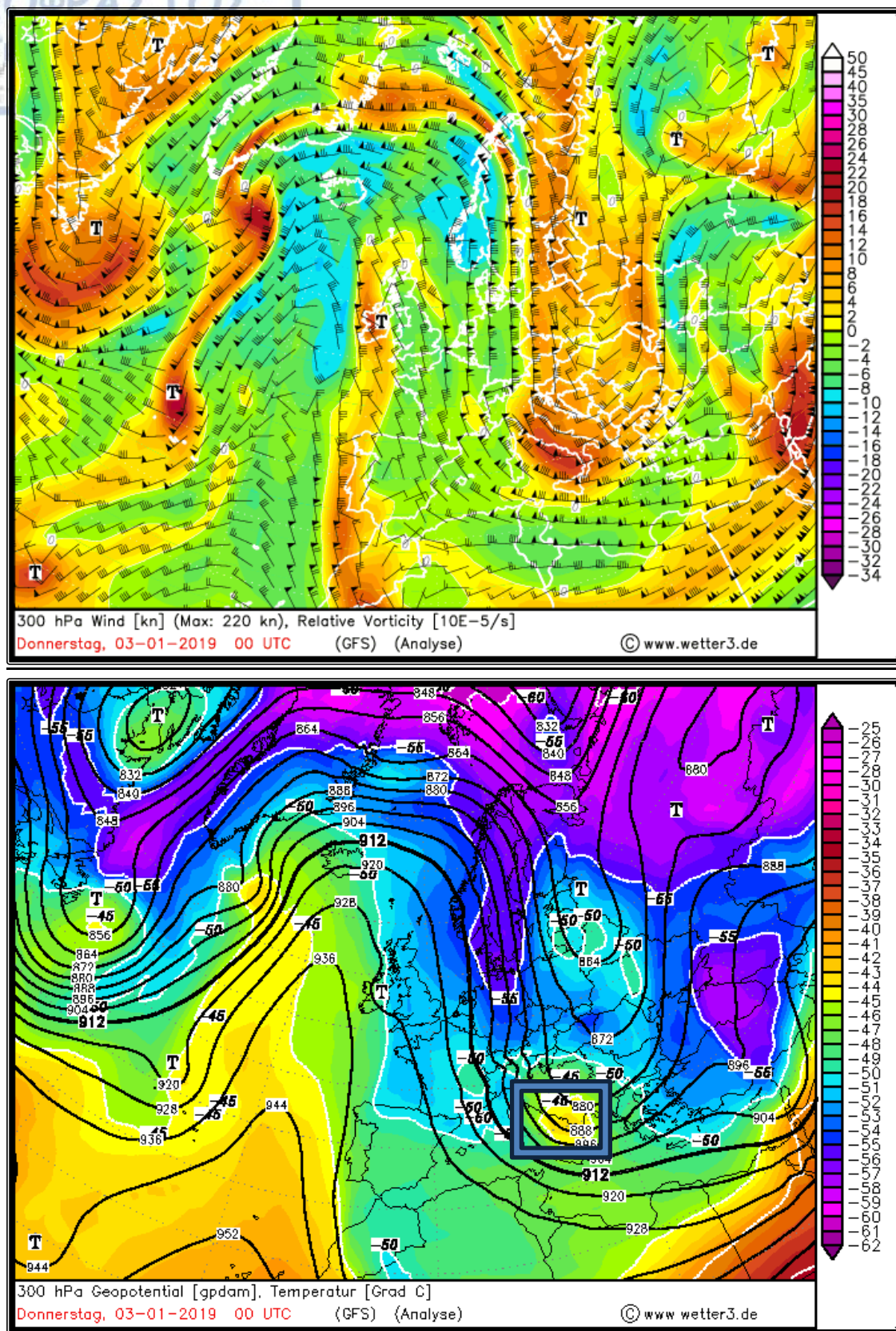
Παρακάτω, ακολουθεί η σύνοψη χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa, σύμφωνα με το Αμερικάνικο αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού GFS, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC. Στους χάρτες αυτούς, η χάραξη των ισοϋψών γίνεται ανά 80 gpm, των ισοταχών ανά 20 knots και των ισόθερμων ανά 5°C. Η μελέτη των χαρτών αυτών γίνεται με σκοπό την ανάλυση των χαρακτηριστικών του πολικού αεροχειμάρρου, αλλά και τη σύνδεση αυτού με τη ψυχρή εισβολή στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας και την κυκλογένεση στην επιφάνεια.



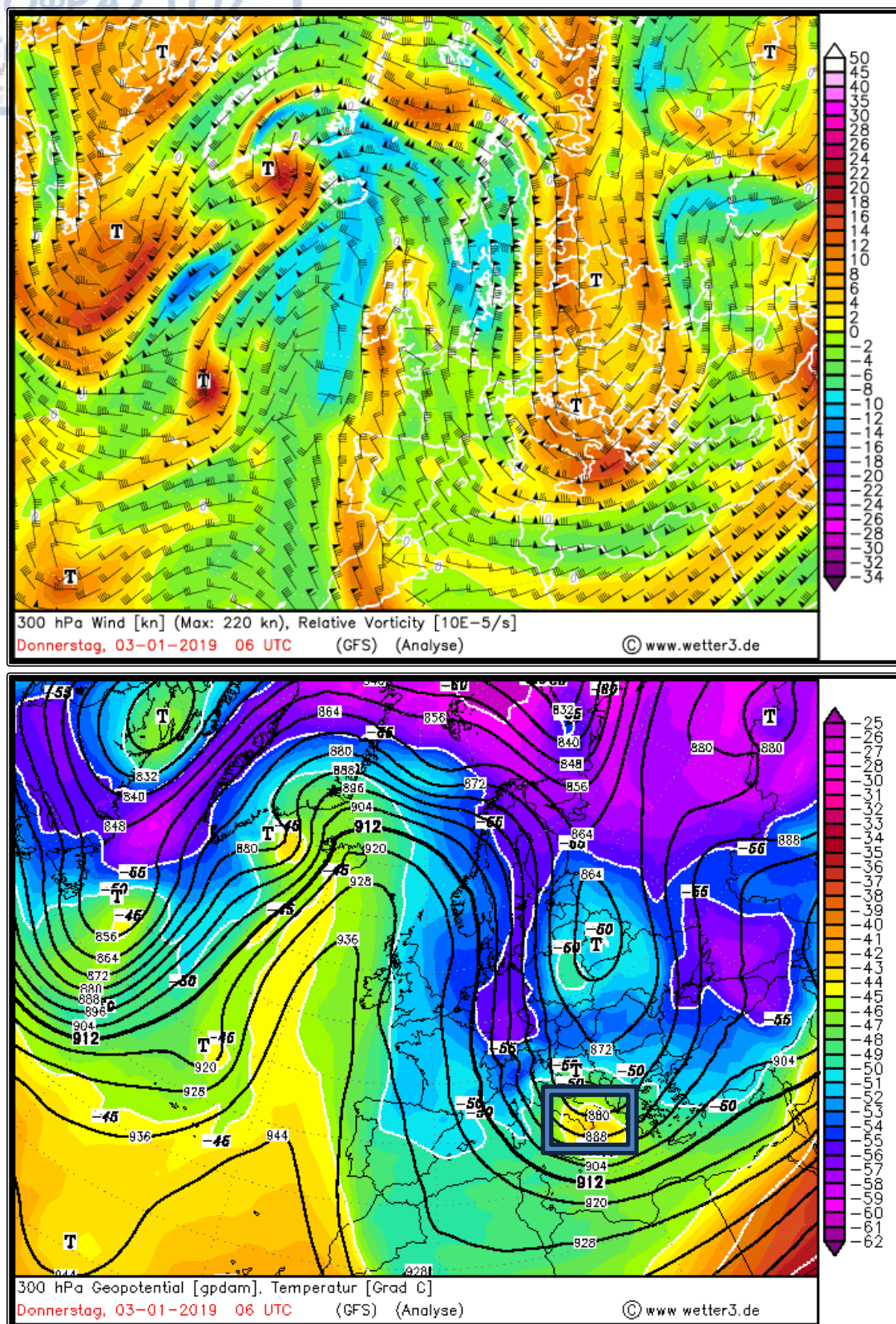
Οι παρακάτω χάρτες του Σχήματος 2.1.23 - 2.1.35, αντιστοιχούν στην ισοβαρική επιφάνεια των 300 hpa, για το χρονικό διάστημα από τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως τις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC.



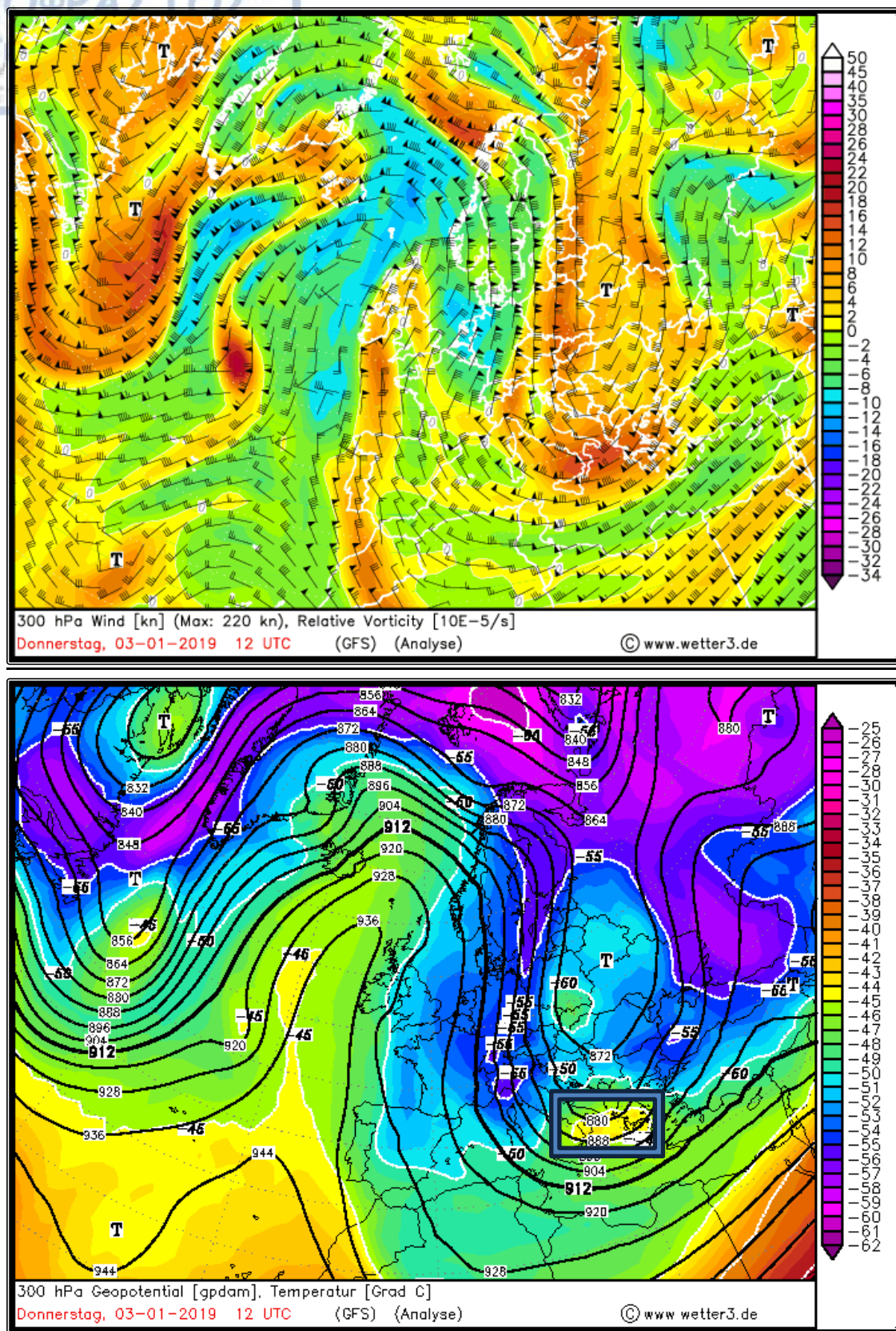
Σχήμα 2.1.23: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 2/1/2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



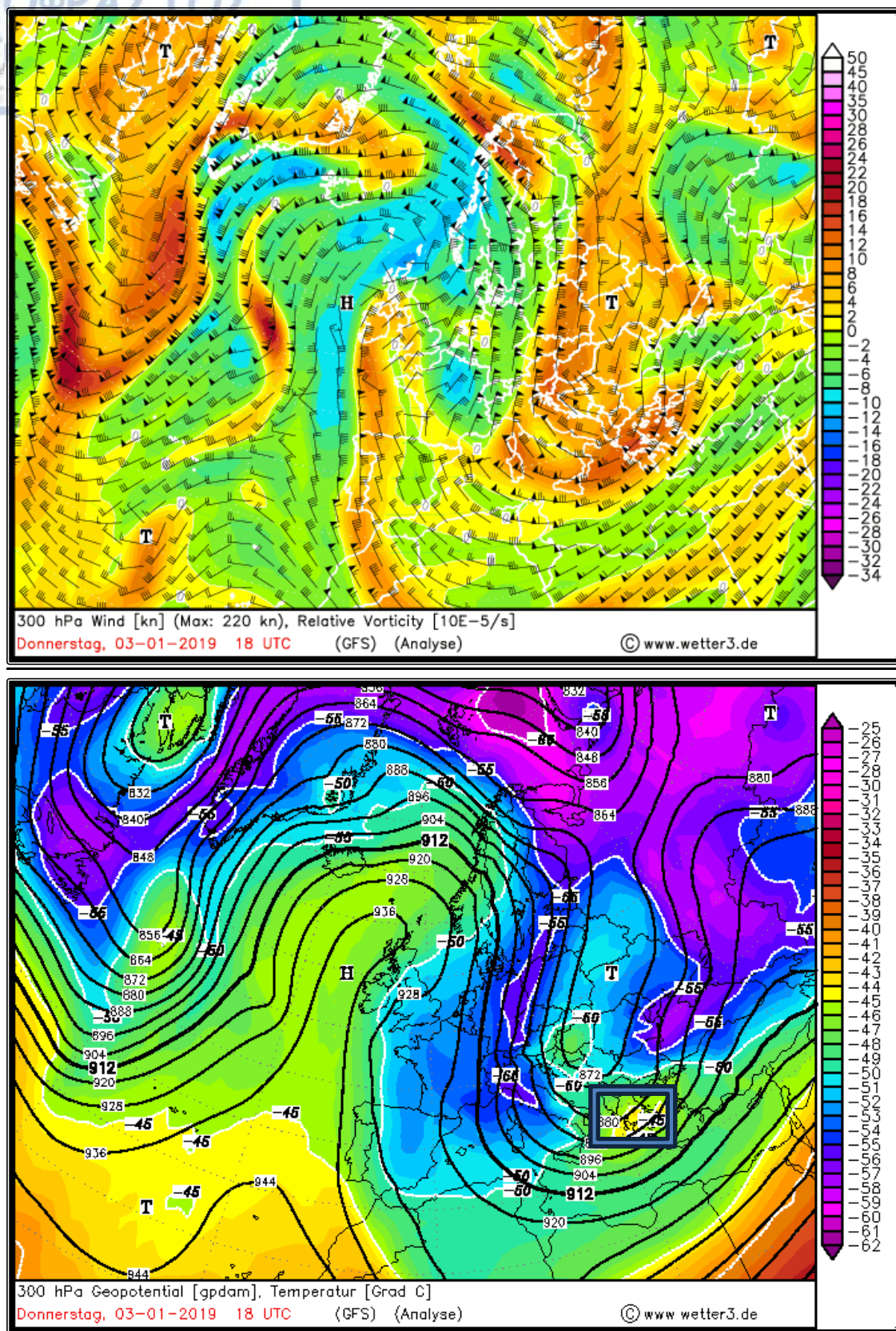
Σχήμα 2.1.24: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 3/1/2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



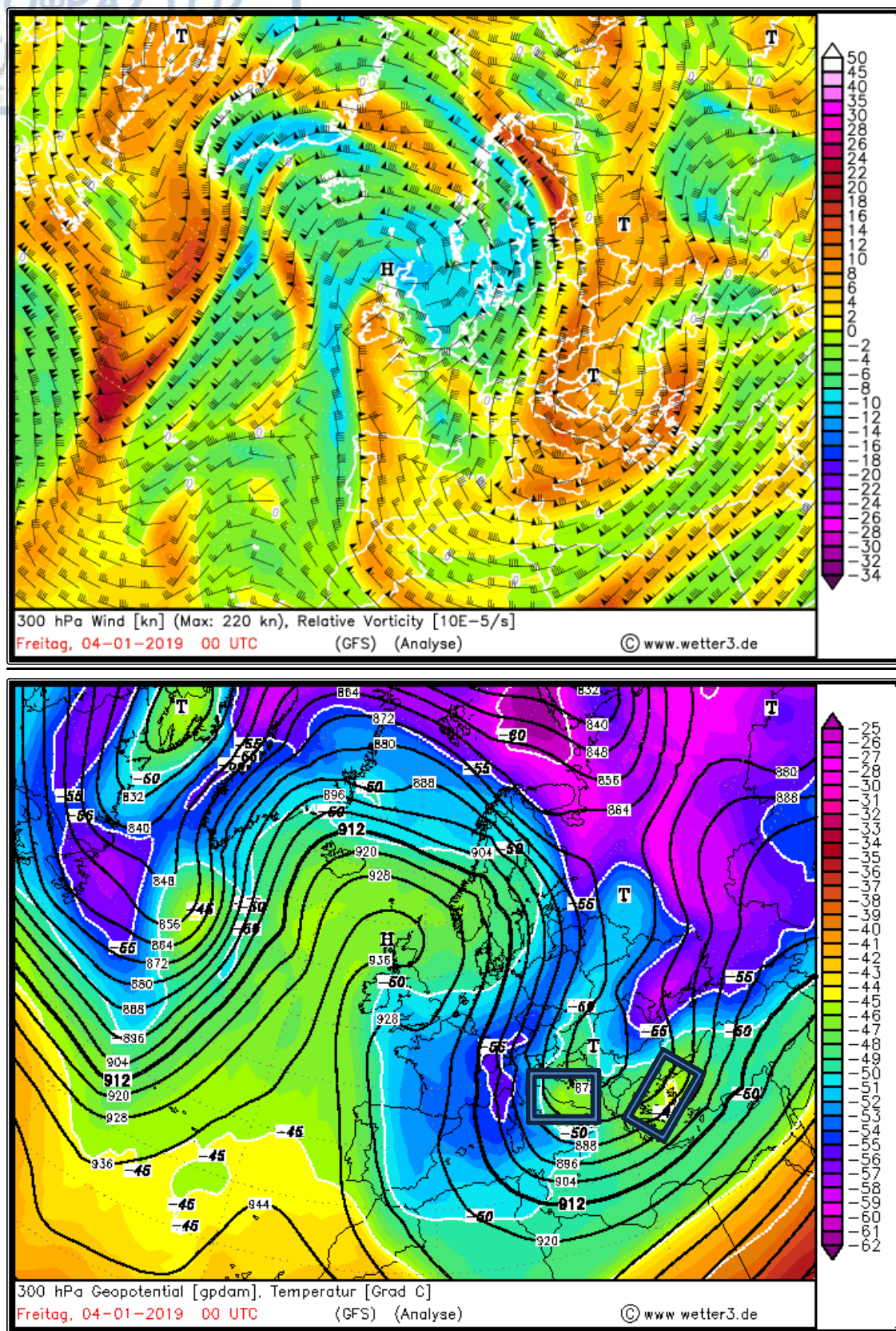
Σχήμα 2.1.25: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 3/1/2019 και ώρα 06 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



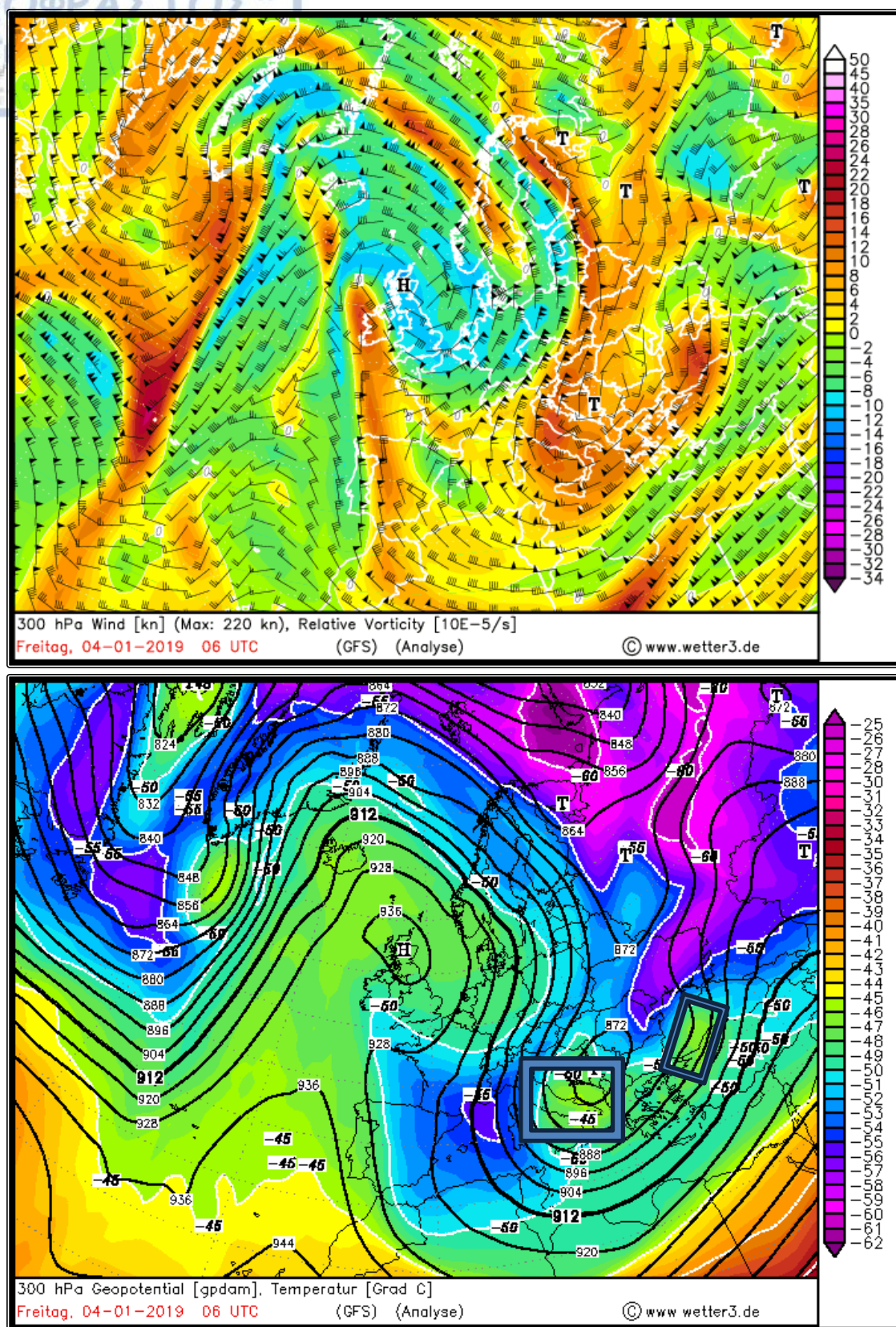
Σχήμα 2.18: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 3/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



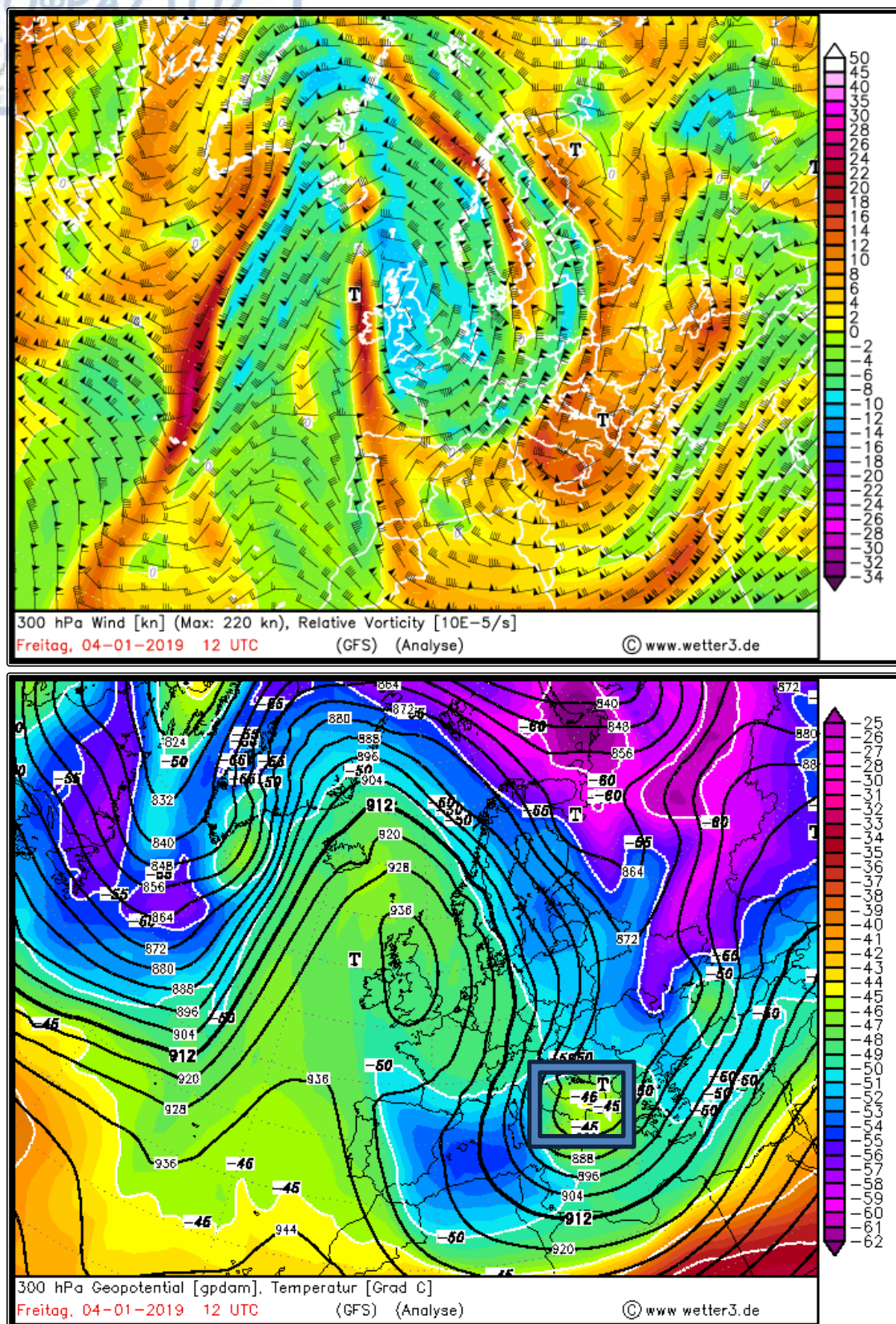
Σχήμα 2.1.26: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 3/1/2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



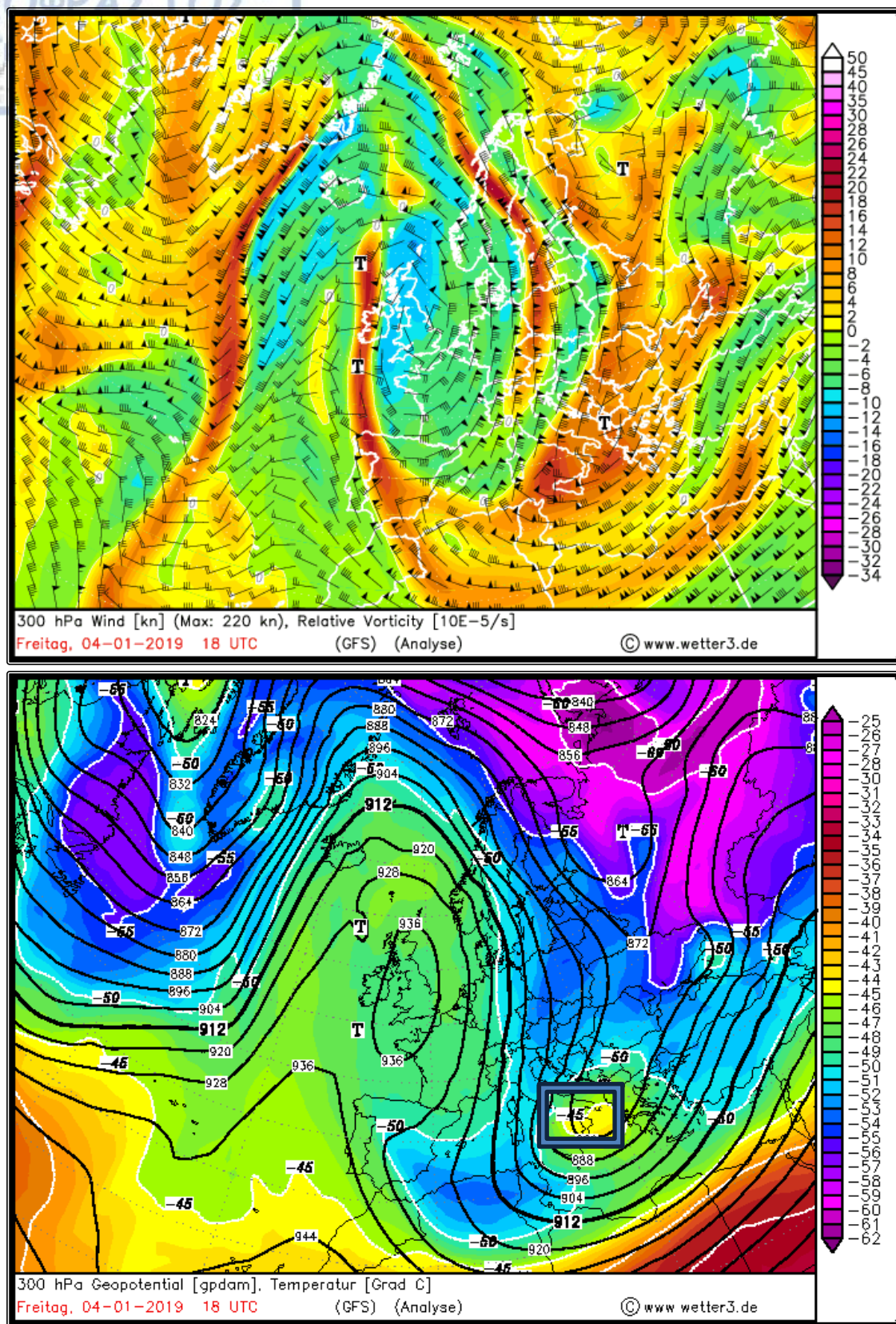
Σχήμα 2.1.27: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hPa για τις 4/1/2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



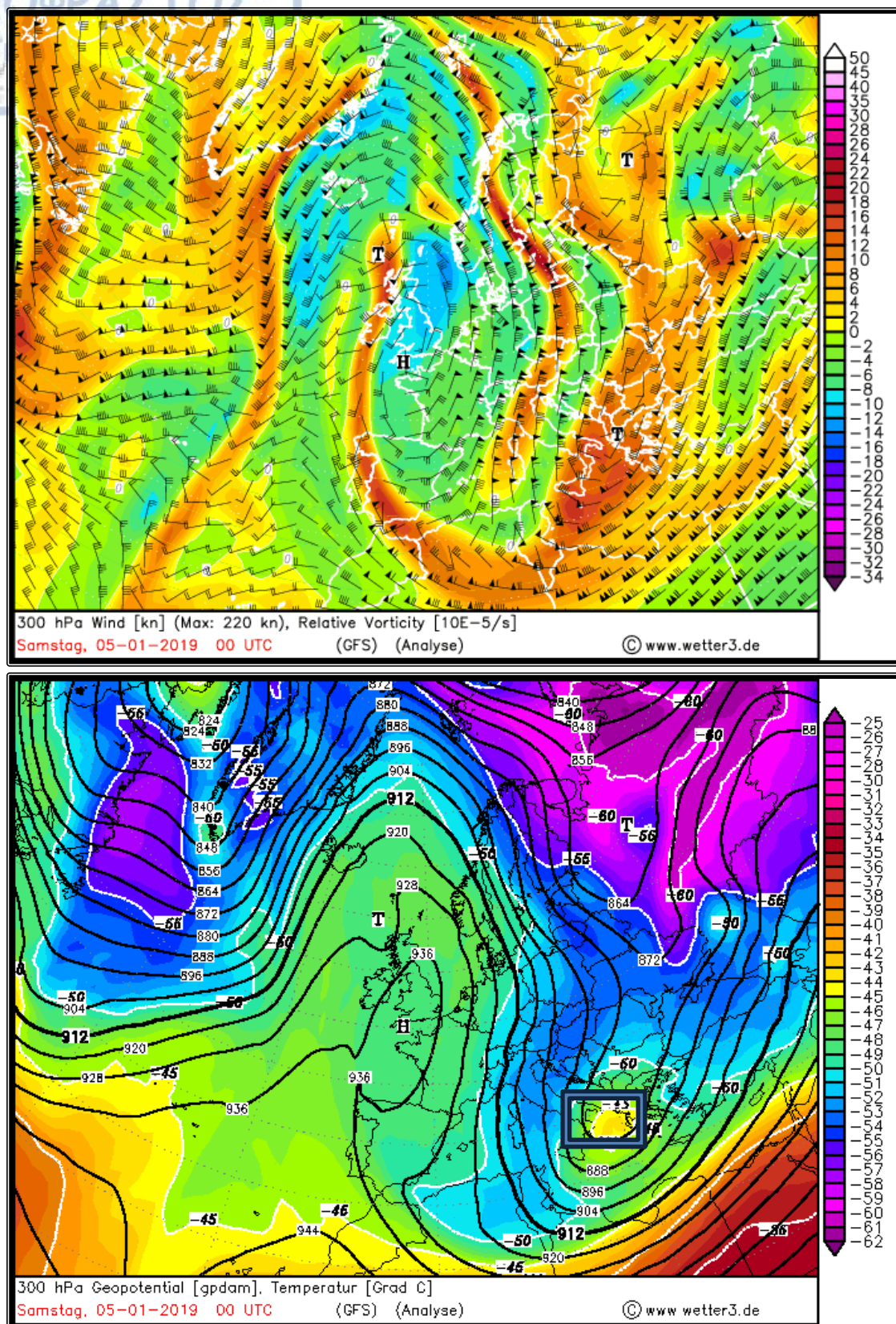
Σχήμα 2.1.28: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 4/1/2019 και ώρα 06 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



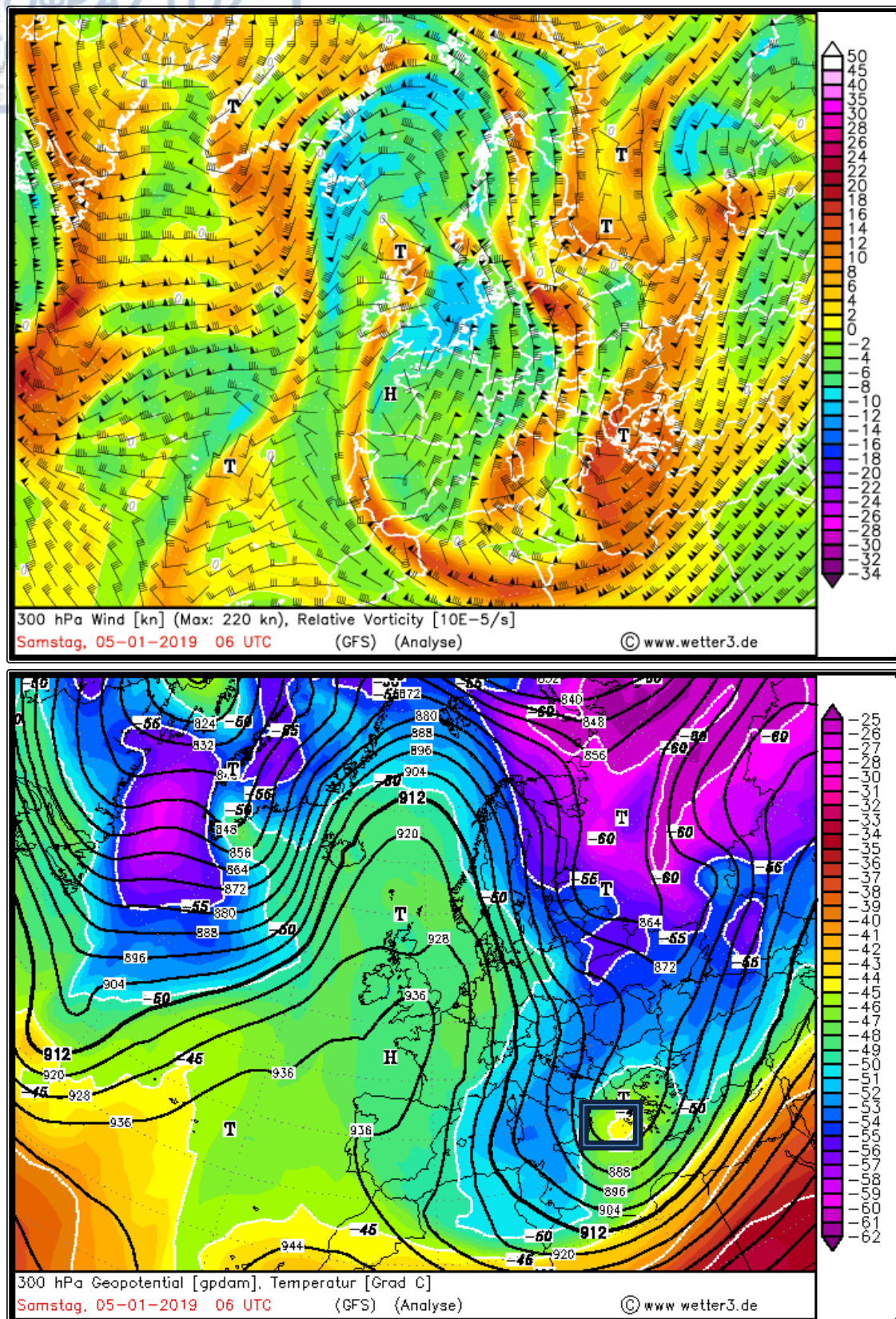
Σχήμα 2.1.29: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 4/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



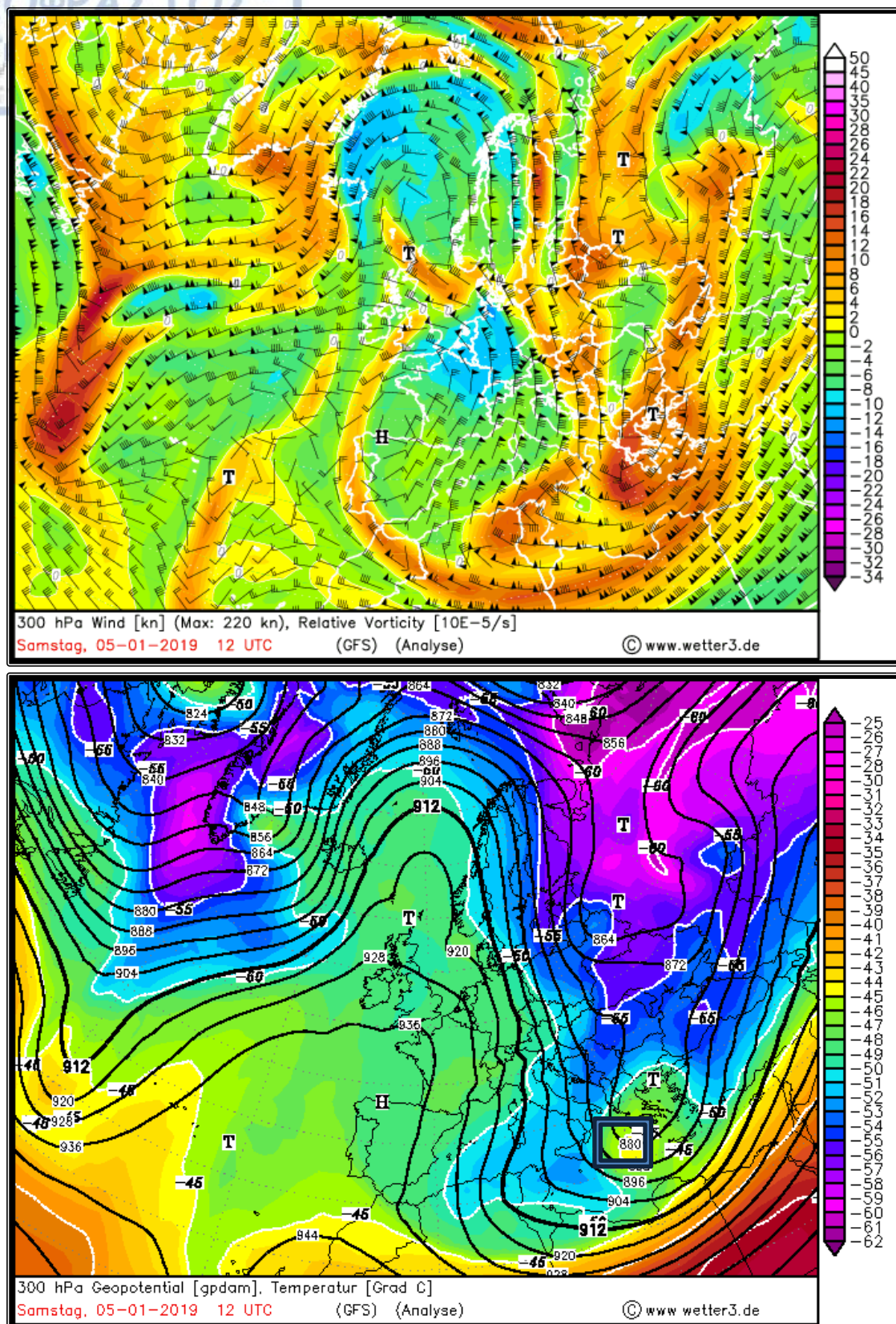
Σχήμα 2.1.30: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 4/1/2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



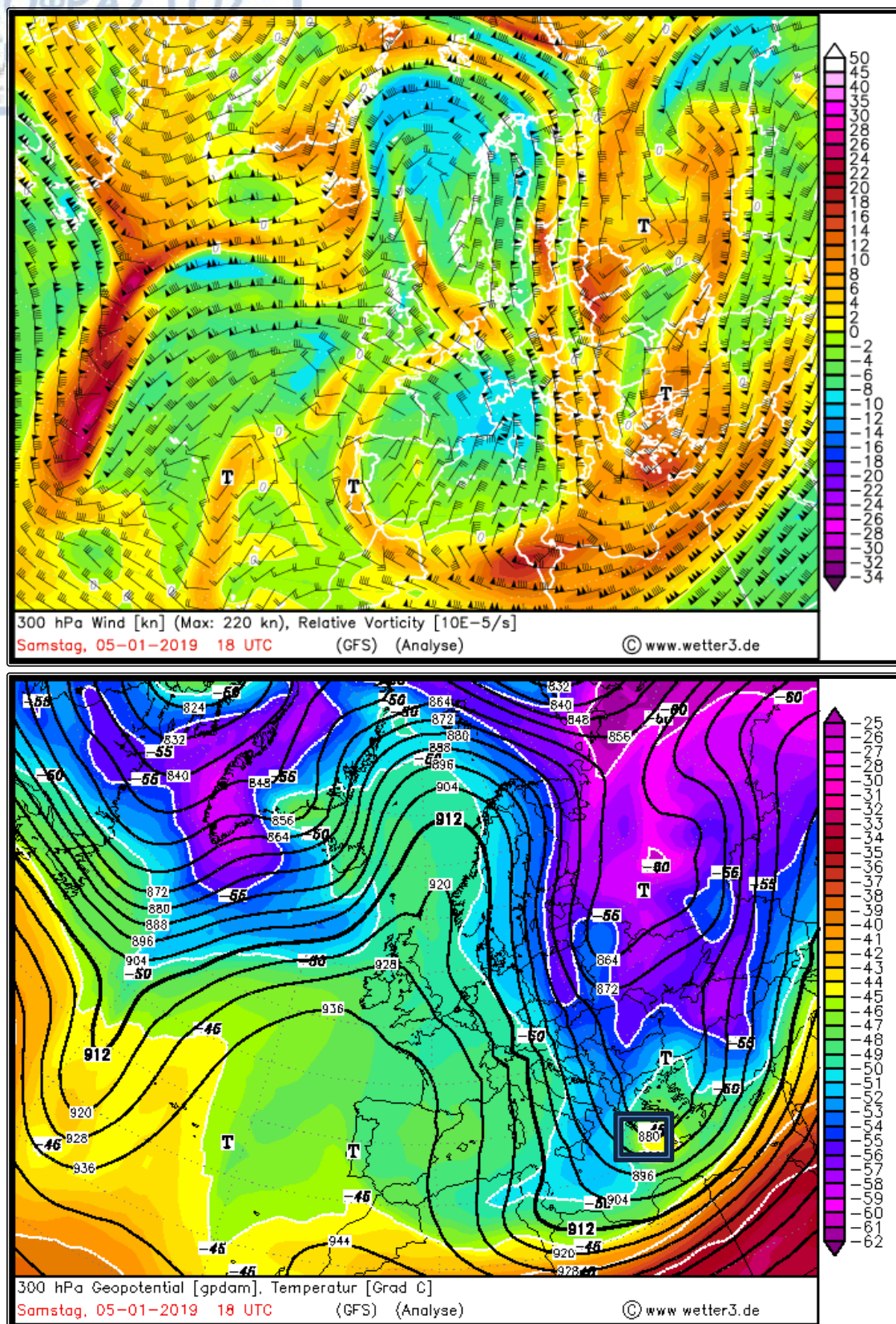
Σχήμα 2.1.31: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hPa για τις 5/1/2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



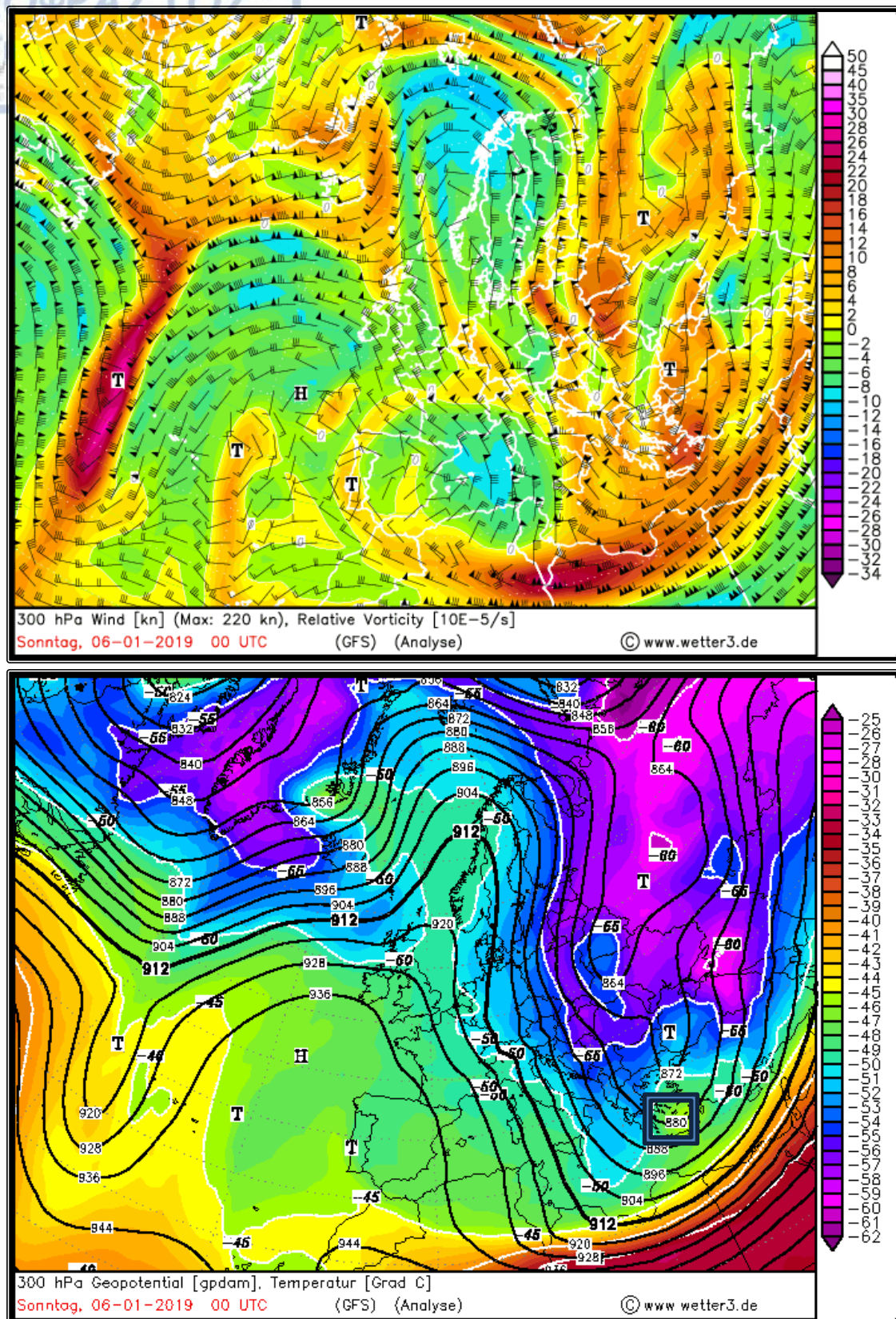
Σχήμα 2.1.32: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hPa για τις 5/1/2019 και ώρα 06 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.33: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hPa για τις 5/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.34: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 5/1/2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.35: Χάρτες ισοταχών γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 300 hpa για τις 6/1/2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)

Στους πρώτους κατά σειρά χάρτες όλων των σχημάτων, απεικονίζονται οι τιμές ταχύτητας του πολικού αεροχειμάρρου, αλλά και η διεύθυνση αυτού, η συνιστώσα δηλαδή που εμφανίζει. Στους δεύτερους κατά σειρά χάρτες όλων των σχημάτων, απεικονίζονται τα γεωδυναμικά ύψη και η θερμοκρασία στη στάθμη των 300 hpa. Η εκτίμηση των ταχυτήτων του αεροχειμάρρου, αλλά και της θερμοκρασίας στη στάθμη των 300 hpa, γίνεται με τη συμβολή κατάλληλης χρωματικής κλίμακας, η οποία περιέχεται με τη μορφή μπάρας στη δεξιά πλευρά της κάθε εικόνας.

Σύμφωνα με τους χάρτες, όπου απεικονίζονται οι ταχύτητες και η διεύθυνση του αεροχειμάρρου, οι πορτοκαλί και κόκκινες ζώνες, με βάση τη χρωματική κλίμακα, αντιστοιχούν σε περιοχές με μεγάλες ταχύτητες του αεροχειμάρρου, ενώ οι πράσινες και μπλε ζώνες σε περιοχές με μικρές ταχύτητες του αεροχειμάρρου. Όσον αφορά στους χάρτες, όπου απεικονίζονται τα γεωδυναμικά ύψη και οι θερμοκρασίες στα 300 hpa, διακρίνονται οι περιοχές ή τα κέντρα χαμηλών ή υψηλών γεωδυναμικών υψών και οι θερμοκρασίες στη στάθμη αυτή. Γενικά, στην περιοχή όπου κατέχει θέση ο πολικός αεροχειμάρρος, σημειώνονται χαμηλά γεωδυναμικά ύψη, ενώ κατά μήκος των στενών ζωνών χαμηλών γεωδυναμικών υψών, εντοπίζεται ο άξονας του αεροχειμάρρου.

Οι ζώνες αυτές ισοδυναμούν με μια ανώτερης τροπόσφαιρας θετική ανωμαλία PV (δυναμικού στροβιλισμού) που μεταφέρεται προς τα κάτω, στη μέση ή κατώτερη τροπόσφαιρα και άρα σε μια περιοχή όπου η επιφάνεια των 1.5 ή 2 PVU έχει μετακινηθεί προς τη μέση ή κατώτερη τροπόσφαιρα. Η περιοχή αυτή ονομάζεται «**δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης**». Έτσι, οι περιοχές με χαμηλά γεωδυναμικά ύψη στη στάθμη των 300 hpa, αντιστοιχούν σε περιοχές όπου το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης παρουσιάζει πτώση, οι ταχύτητες των ανέμων στην ανώτερη τροπόσφαιρα γίνονται μεγαλύτερες και εκεί εντοπίζεται η θέση και ο άξονας του πολικού αεροχειμάρρου.

Ως προς την παράμετρο του ύψους, ο πυρήνας του τμήματος του πολικού αεροχειμάρρου κοντά στην περιοχή ενδιαφέροντος και μελέτης, εντοπίζεται στις περιοχές που πλαισιώνουν το μπλε ορθογώνιο στους παραπάνω χάρτες, δηλαδή στην περιοχή του θερμού αέρα και κατά την κατακόρυφο, πάνω από τη θέση της μετωπικής ζώνης στα 500 hpa. Η σύνδεση της θέσης του πυρήνα του πολικού αεροχειμάρρου με την περιοχή θερμού αέρα στους χάρτες των 300 hpa, οφείλεται στο ότι ο πυρήνας βρίσκεται ουσιαστικά στην περιοχή της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης, όπου διεισδύει στρατοσφαιρικός αέρας με μεγάλο PV (δυναμικό στροβιλισμό). Αυτό συνεπάγεται ότι, κάτω από τον πυρήνα του αεροχειμάρρου επικρατούν έντονες καθοδικές κινήσεις του αέρα, ο οποίος καθώς κατέρχεται, θερμαίνεται αδιαβατικά συμβάλλοντας στη νεφοδιάλυση στην κατώτερη τροπόσφαιρα και στην επικράτηση ζωνικής κυκλοφορίας στη μέση τροπόσφαιρα και αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στην επιφάνεια (www.geo.auth.gr). Επίσης, ο πυρήνας του αεροχειμάρρου, τέμνει τις ισοϋψείς στην είσοδο και στην έξοδο του αεροχειμάρρου. Στις δυναμικές αυτές περιοχές που υποδεικνύονται με το μπλε ορθογώνιο πλαίσιο, παρατηρείται και το μέγιστο της έντασης του αεροχειμάρρου. Οι περιοχές αυτές στις αντίστοιχες εικόνες του καναλιού 5 των υδρατμών στα 6.2 μm , όπως αυτές συνοψίζονται στην παράγραφο 3.4.γ, της ενότητας 3, αποτελούν κατά

βάση κλειστές περιοχές ισόθερμων καμπυλών, όπου κατά μήκος της περιφέρειας αυτών, η αντίθεση των αποχρώσεων του γκρι γίνεται μεγαλύτερη, ενώ συνδέεται και με ισχυρή βαθμίδα των υψών της δυναμικής τροπόπαυσης.

Ως προς την παράμετρο της διεύθυνσης του πολικού αεροχειμάρρου, κατά τη συγκεκριμένη υπό μελέτη κακοκαιρία, αρχικά και σε πρώτη φάση αποκτά μια μεσημβρινή γενικά συνιστώσα, με διεύθυνση βόρεια-νότια, ενώ κατά την εξέλιξη της κακοκαιρίας αποκτά διεύθυνση βορειοανατολική-νοτιοδυτική. Η αλλαγή αυτή της διεύθυνσης του αεροχειμάρρου, συνδέεται με συνθήκη αποκοπής της διαταραχής από τη γενική κυκλοφορία, η οποία αποτυπώνεται έντονα μέσα από τους αντίστοιχους χάρτες των 500 hPa. Ως προς την ταχύτητα του πολικού αεροχειμάρρου, η ένταση αυτής είναι μεγαλύτερη στις περιοχές όπου οι ισοϋψείς γίνονται πυκνότερες, ενώ αποκτά μέγιστες τιμές στην περιοχή του πυρήνα. Λόγω του μέγιστου του αεροχειμάρρου (*jet maxima* ή *jet streak*), στις περιοχές πάνω και κάτω από τον πυρήνα του αεροχειμάρρου, η ταχύτητα των ανέμων ελαττώνεται ταχέως.

Παράλληλα, η θέση του πυρήνα του αεροχειμάρρου σύμφωνα και με τους χάρτες επιφάνειας, όπως αυτοί συνοψίζονται στο κεφάλαιο 2, τοποθετείται στην πλειοψηφία των περιπτώσεων πίσω από ψυχρά μέτωπα υφέσεων, οι οποίες ακολουθούν μια μέση τροχιά από τα δυτικά προς τα ανατολικά, διασχίζοντας τον Ελληνικό χώρο, ενώ γενικότερα συνδέεται με μια περιοχή κυκλογένεσης στην επιφάνεια. Λαμβάνοντας υπόψη την οριζόντια διάτμηση (οριζόντιο wind shear), προκύπτει ότι το μέγιστο αυτού ως προς τη ψυχρή πλευρά του αεροχειμάρρου, παρατηρείται κοντά στο επίπεδο του πυρήνα και λίγο πιο κάτω από αυτόν.

Πλαισιώνοντας αυστηρά, μια ευρύτερη περιοχή αρκετά κοντά στην Ελλάδα και στον τόπο ενδιαφέροντος για τον εντοπισμό της περιοχής, όπου θα λάβει χώρα επιφανειακή κυκλωνική ανάπτυξη, λαμβάνεται υπόψη το πρότυπο της σχέσης μεταξύ του αεροχειμάρρου και της ανάπτυξης επιφανειακών συστημάτων, όπως αυτή συνοψίζεται με τη βοήθεια του σχήματος α παραπάνω. Έτσι, διεξάγεται το συμπέρασμα ότι η κυκλογένεση συμβαίνει στην αριστερή έξοδο του μέγιστου του πολικού αεροχειμάρρου, η οποία βρίσκεται στο μπροστινό μέρος του πυρήνα, λαμβάνοντας ως συμβατή κίνηση από αριστερά προς δεξιά, σε σχέση με ένα νοητό άξονα τομής του πυρήνα.

2.1.δ Ανάλυση χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hPa

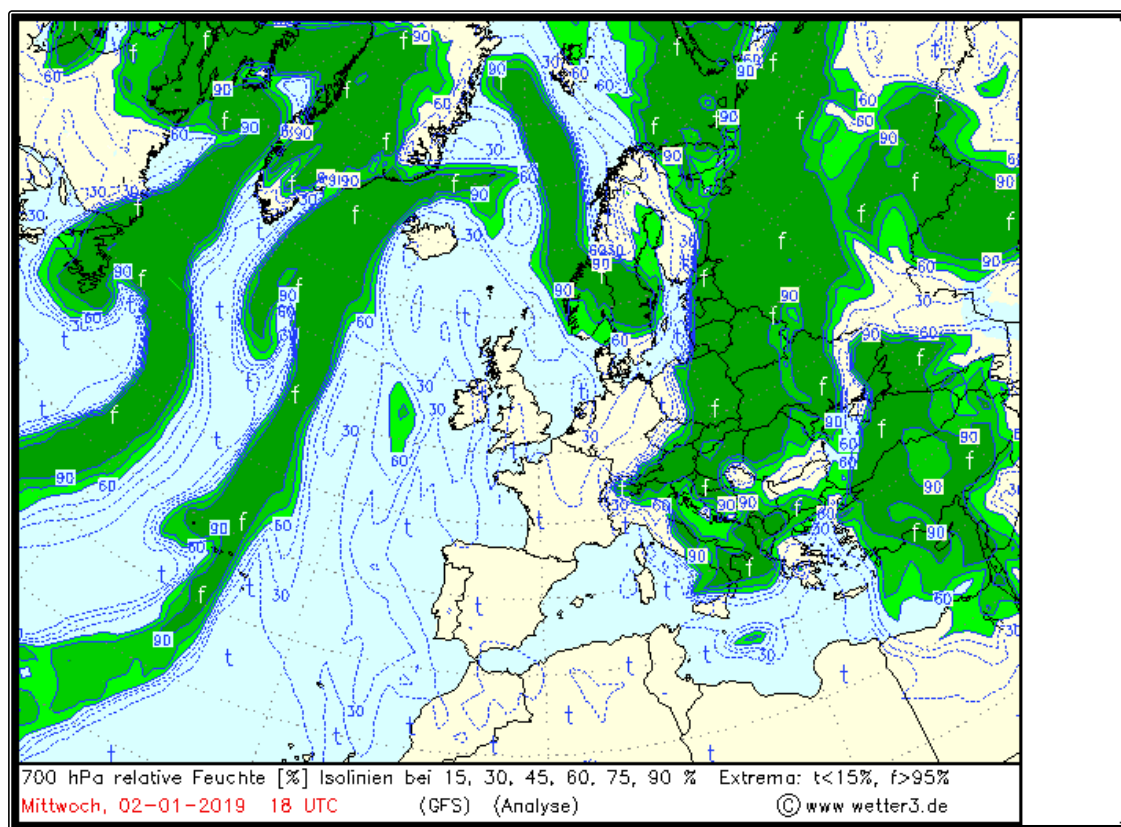
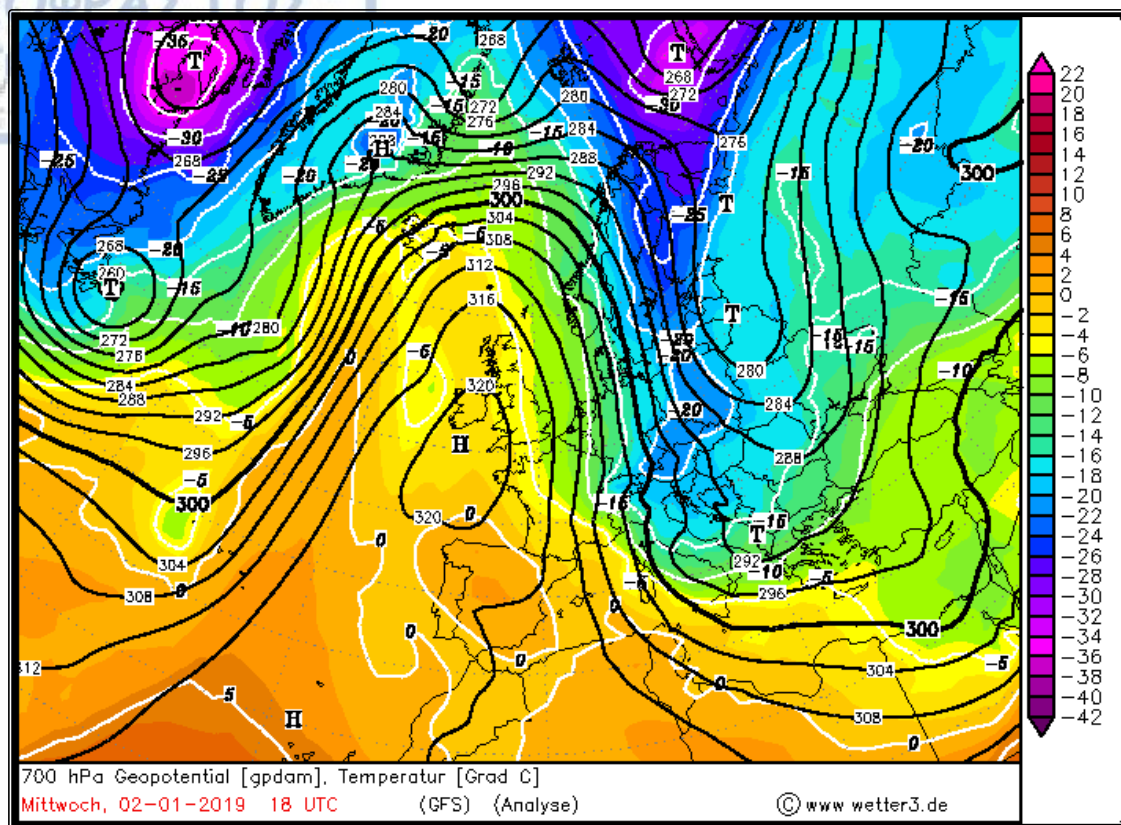
Η ισοβαρική επιφάνεια των 700 hPa εντοπίζεται σε ύψος περίπου 3 km (περίπου 10.000 ft) από την μέση στάθμη της θάλασσας (Μ.Σ.Θ). Στο συγκεκριμένο επίπεδο εμφανίζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον η απεικόνιση της σχετικής υγρασίας. Αυτό συμβαίνει διότι αποδεικνύεται πως τα περισσότερα μετωπικά συστήματα έχουν το μεγαλύτερο μέρος της νεφικής τους μάζας συγκεντρωμένο μεταξύ 1.5 - 4.5 km (5.000-15.000 ft).

Σύμφωνα με ένα απλό πρακτικό κανόνα, όταν η σχετική υγρασία στα 700 hPa ξεπερνά το 70% ή οι διαφορές μεταξύ της θερμοκρασίας του αέρα και του σημείου δρόσου είναι ίσες ή μικρότερες των 5°C, τότε επικρατούν νεφοσκεπείς (πλήρης νεφοκάλυψη) συνθήκες. Στο χάρτη της στάθμης αυτής, χαράσσονται ισοϋψείς

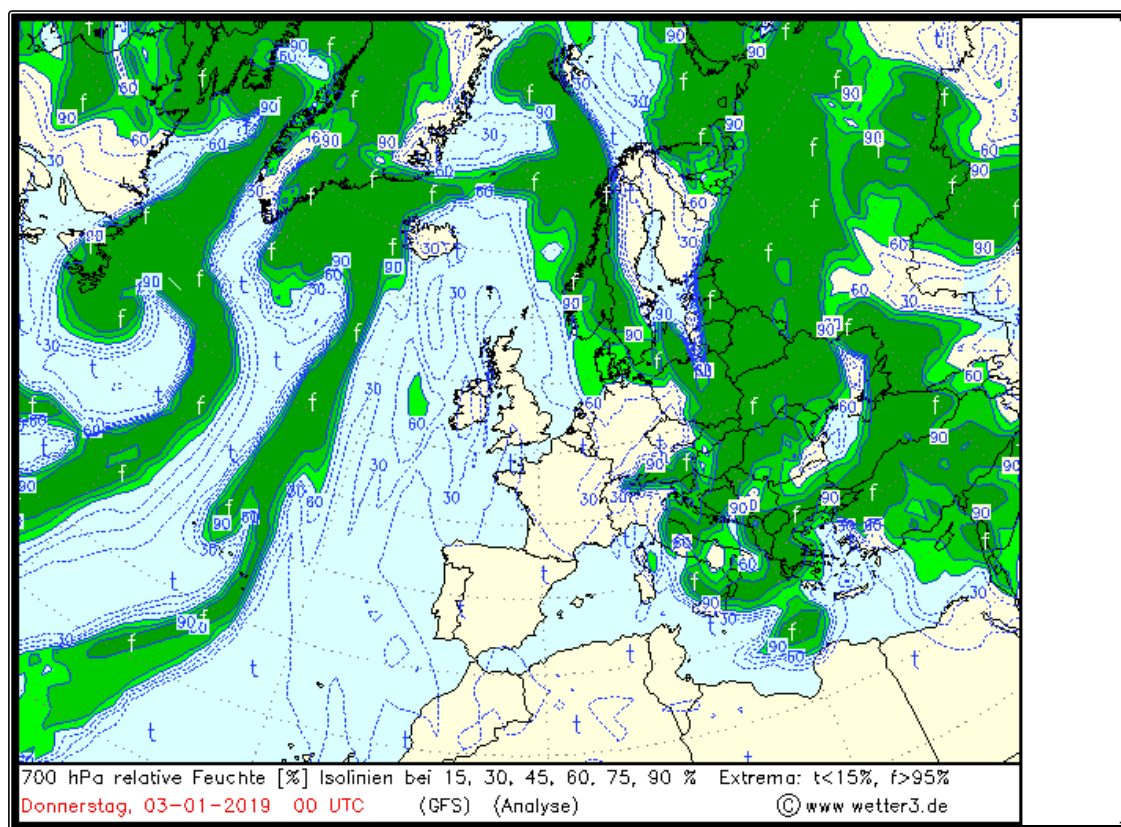
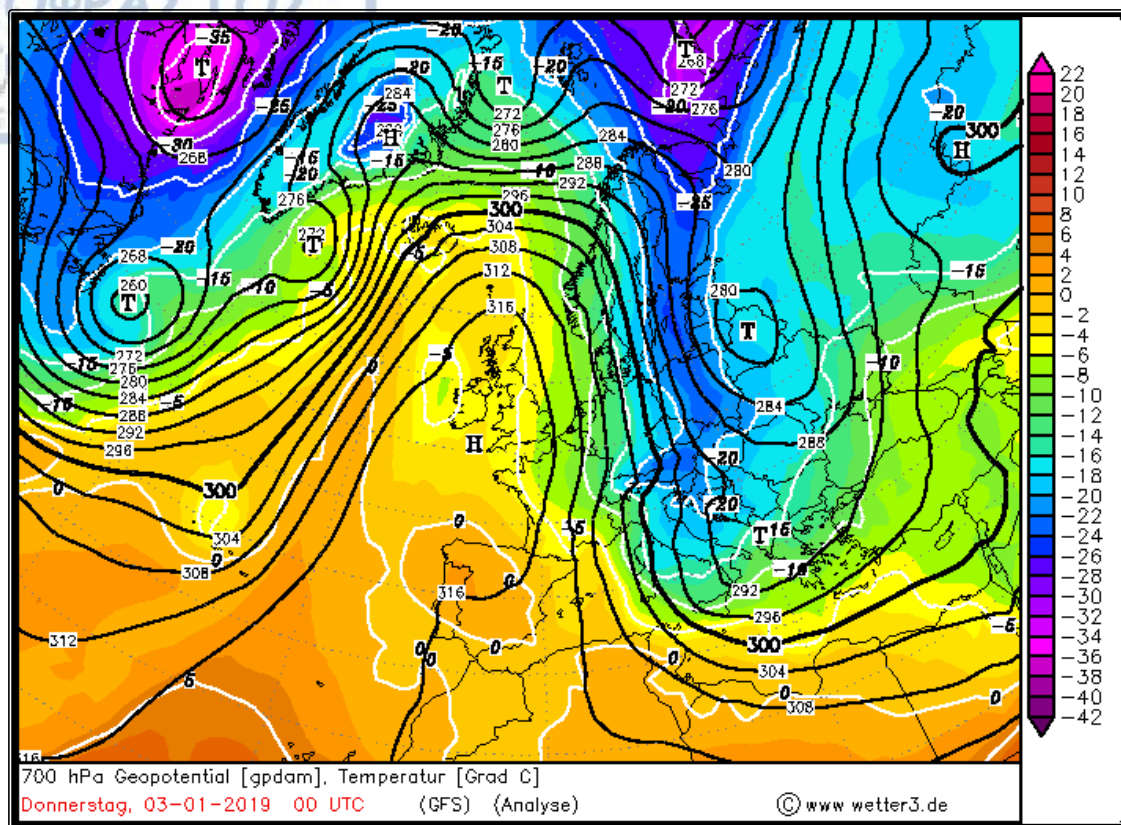
καμπύλες ανά 30 ή 60 grm (οι τιμές συνήθως κωδικοποιούνται σε δεκάμετρα) και ισόθερμες καμπύλες ανά 2,4 ή 5°C (Ζιακόπουλος, 2009). Περιοχές επίσης με αυξημένα ποσά σχετικής υγρασίας, σχετίζονται με πιθανή παρουσία μετωπικών επιφανειών και εκδήλωση καιρικής δραστηριότητας.

Παρακάτω, συνοψίζονται οι χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa, σύμφωνα με το Αμερικάνικο αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού GFS, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC. Οι πράσινες περιοχές στους χάρτες εκφράζουν τα ποσοστά σχετικής υγρασίας εκφρασμένα επί τους εκατό (%). Η χάραξη των ισοϋψών γίνεται ανά 40 grm, ενώ των γραμμών ίσης σχετικής υγρασίας ανά 15%.

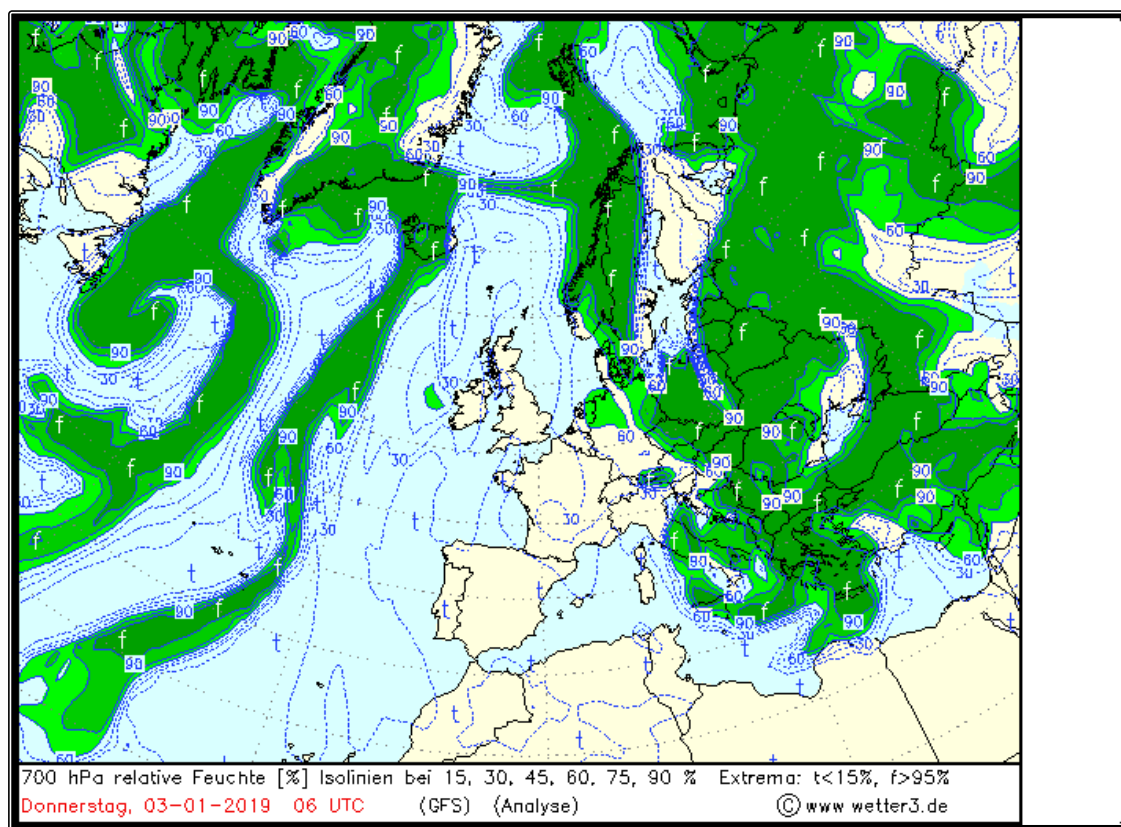
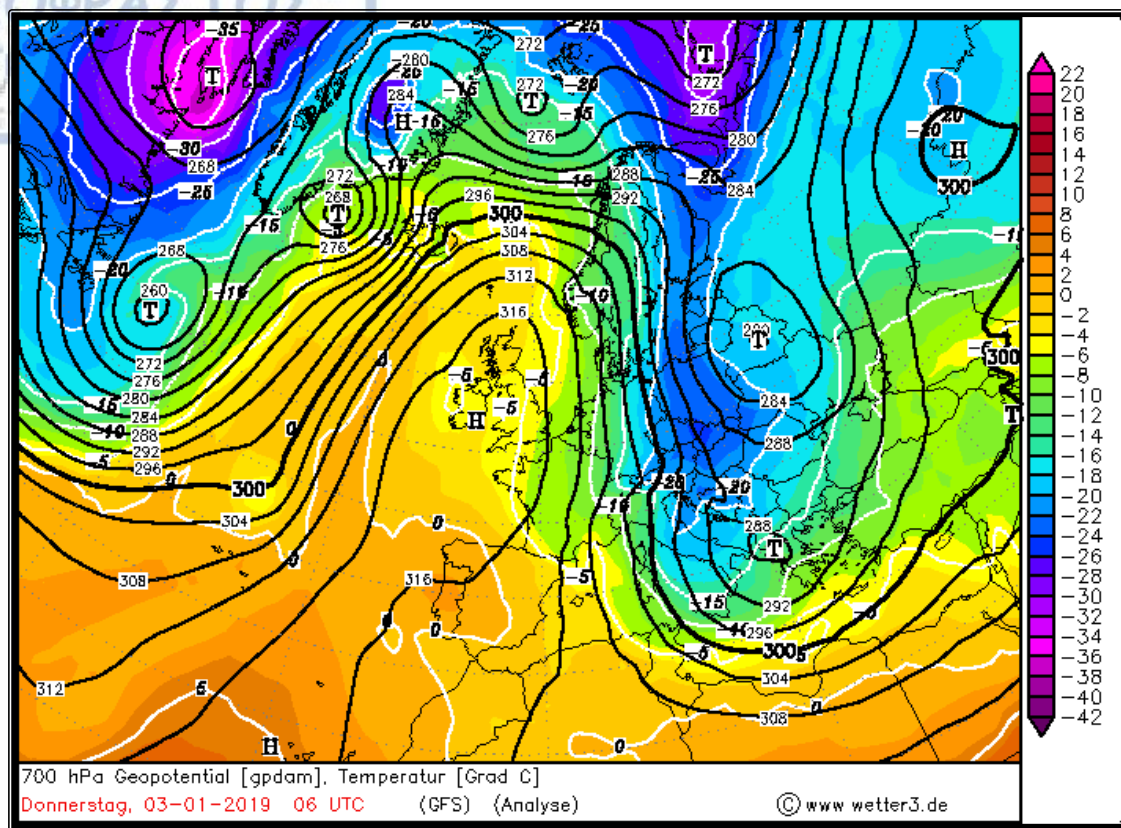
Οι χάρτες του Σχήματος 2.1.36 - 2.1.49 αντιστοιχούν στην ισοβαρική επιφάνεια των 700 hpa, για το χρονικό διάστημα από τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC.



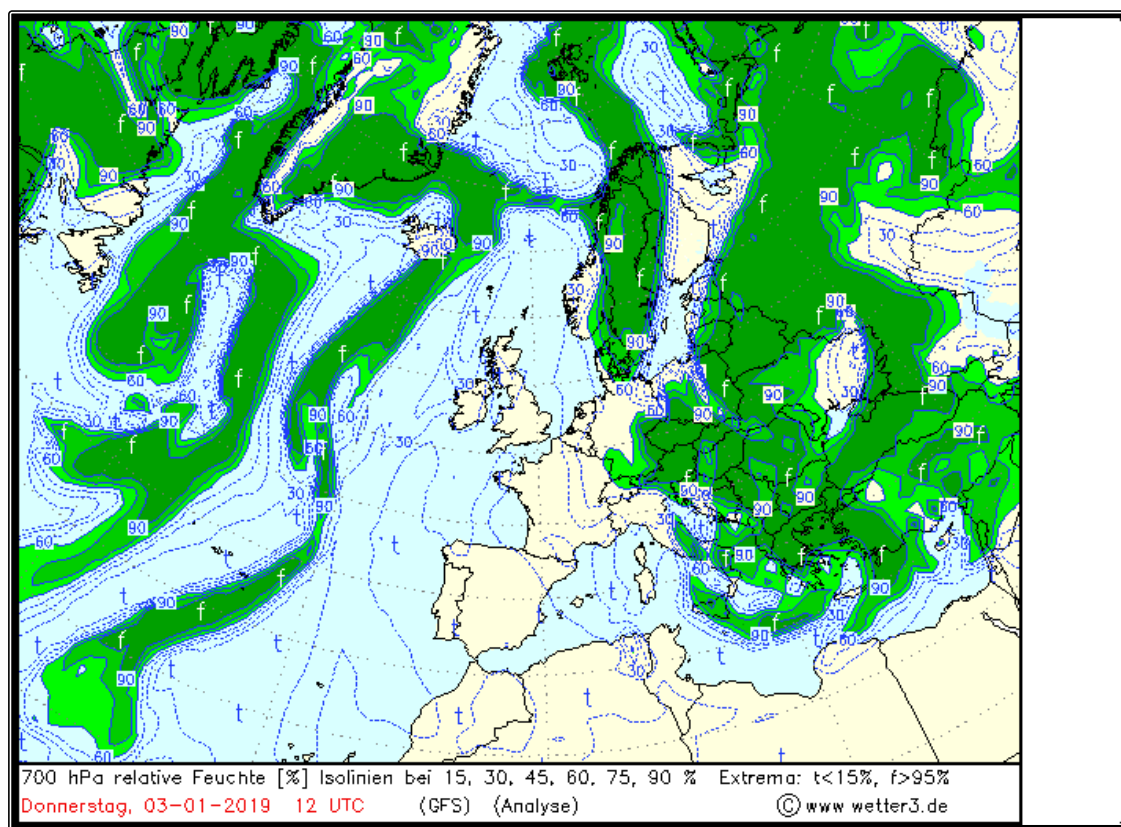
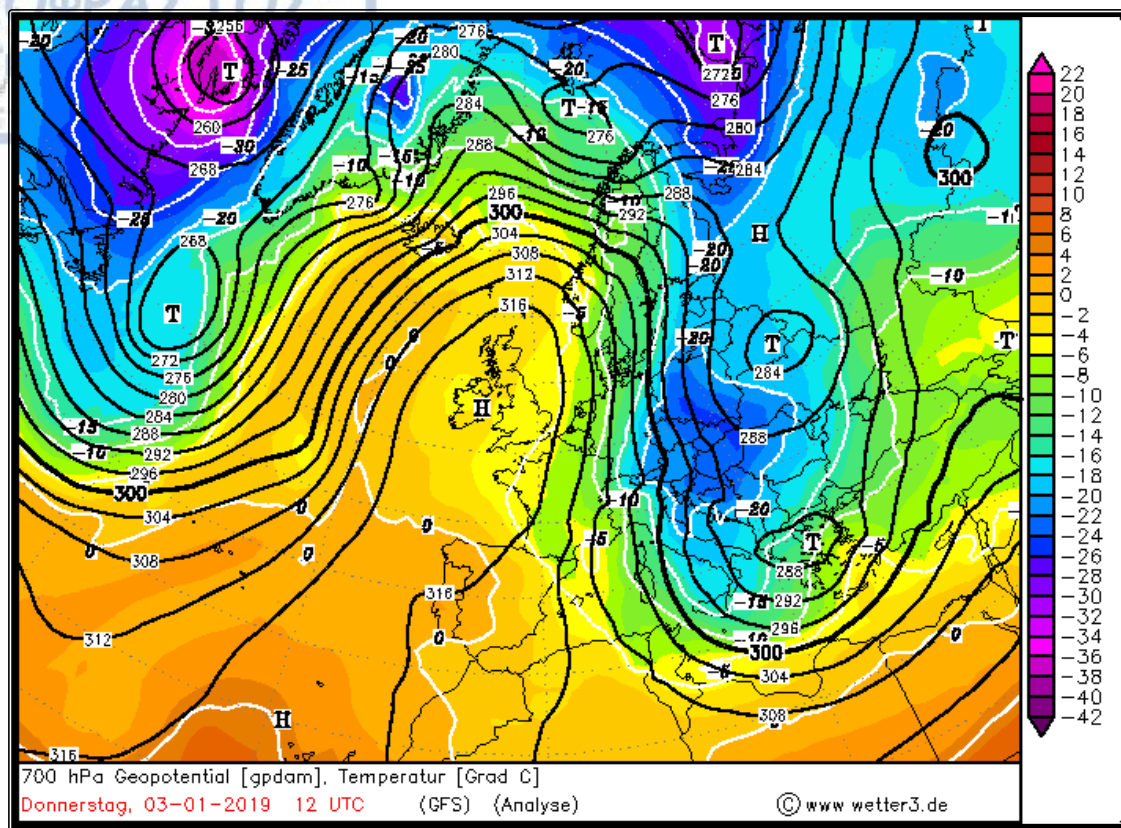
Σχήμα 2.1.36: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



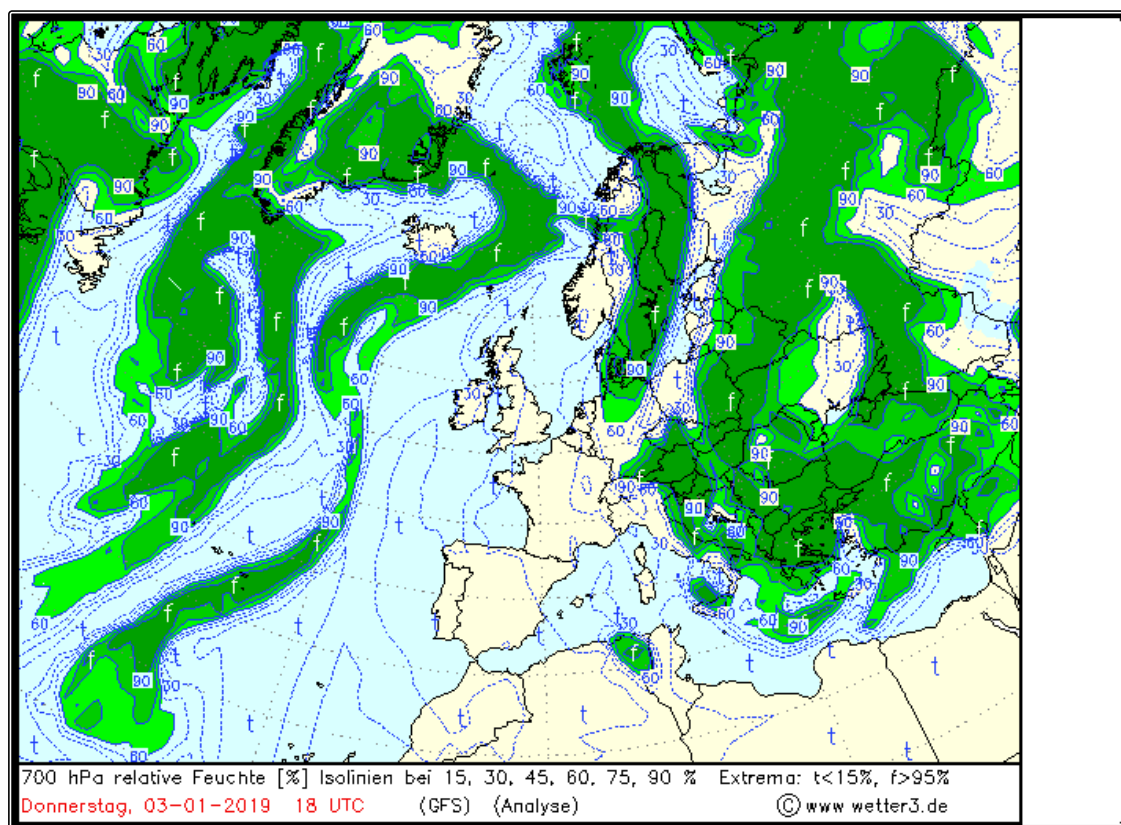
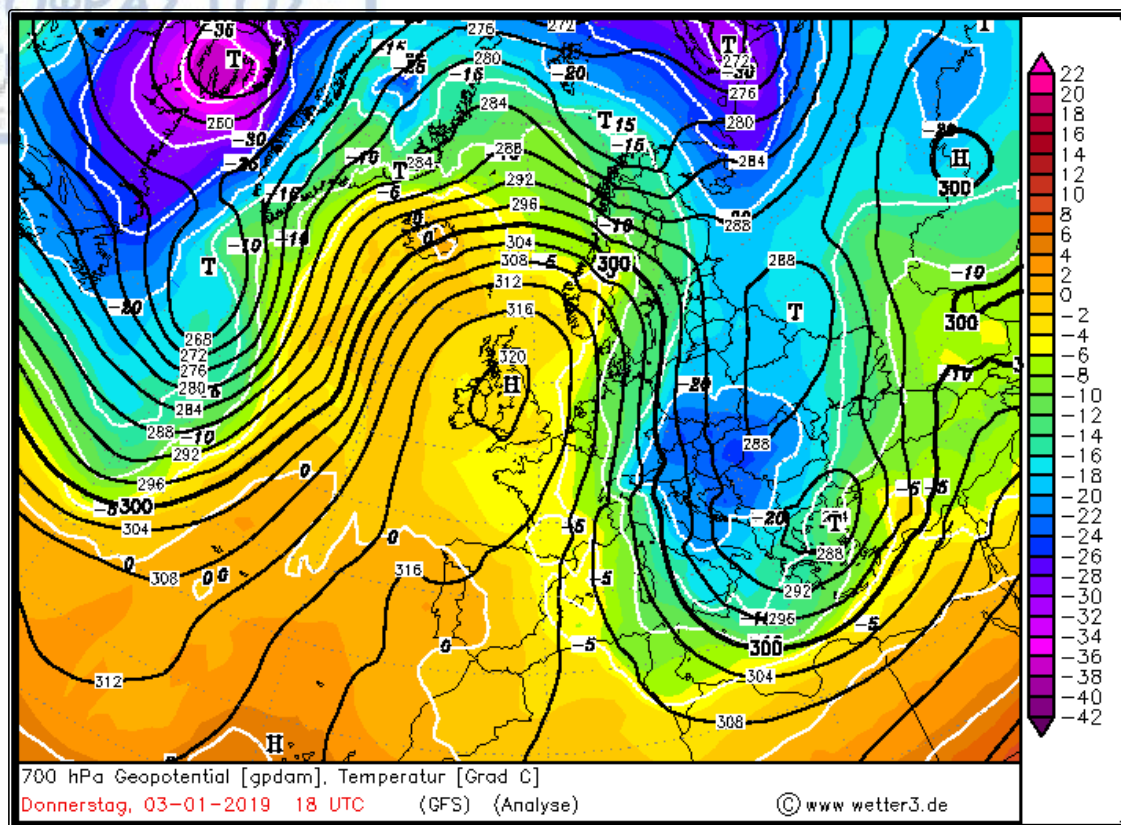
Σχήμα 2.1.37: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



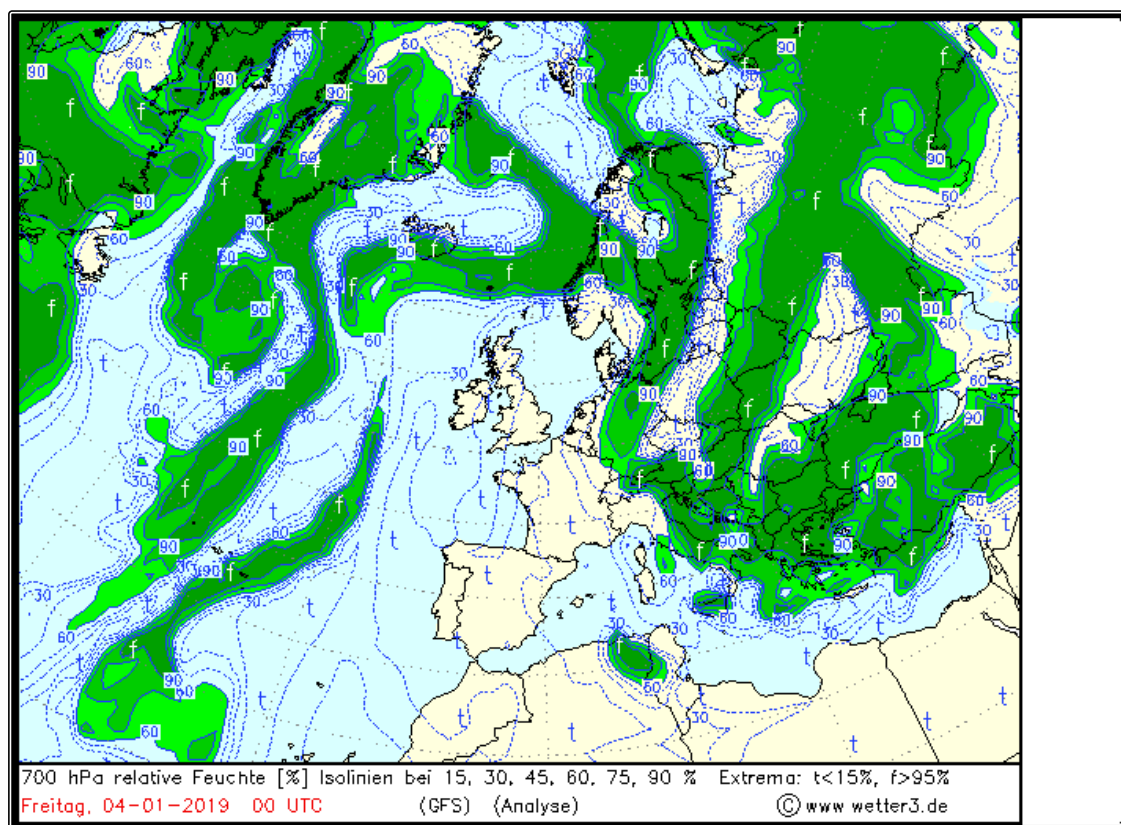
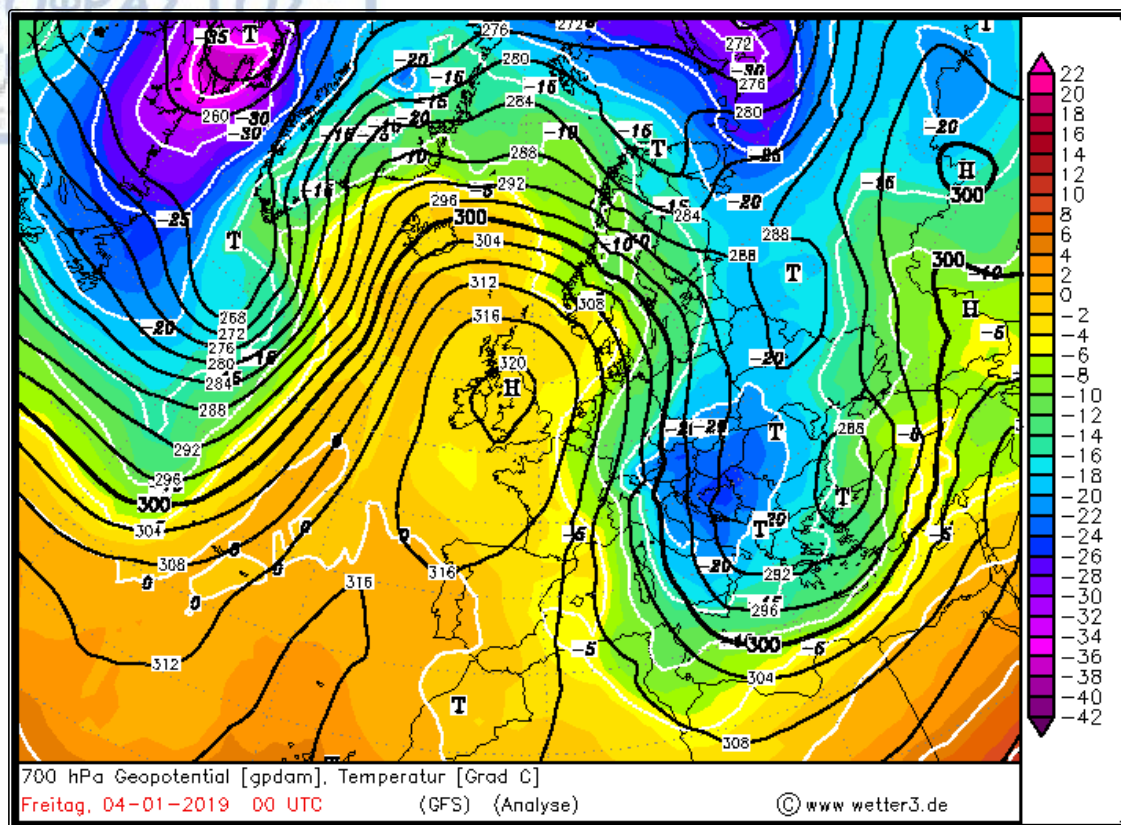
Σχήμα 2.1.38: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hPa για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



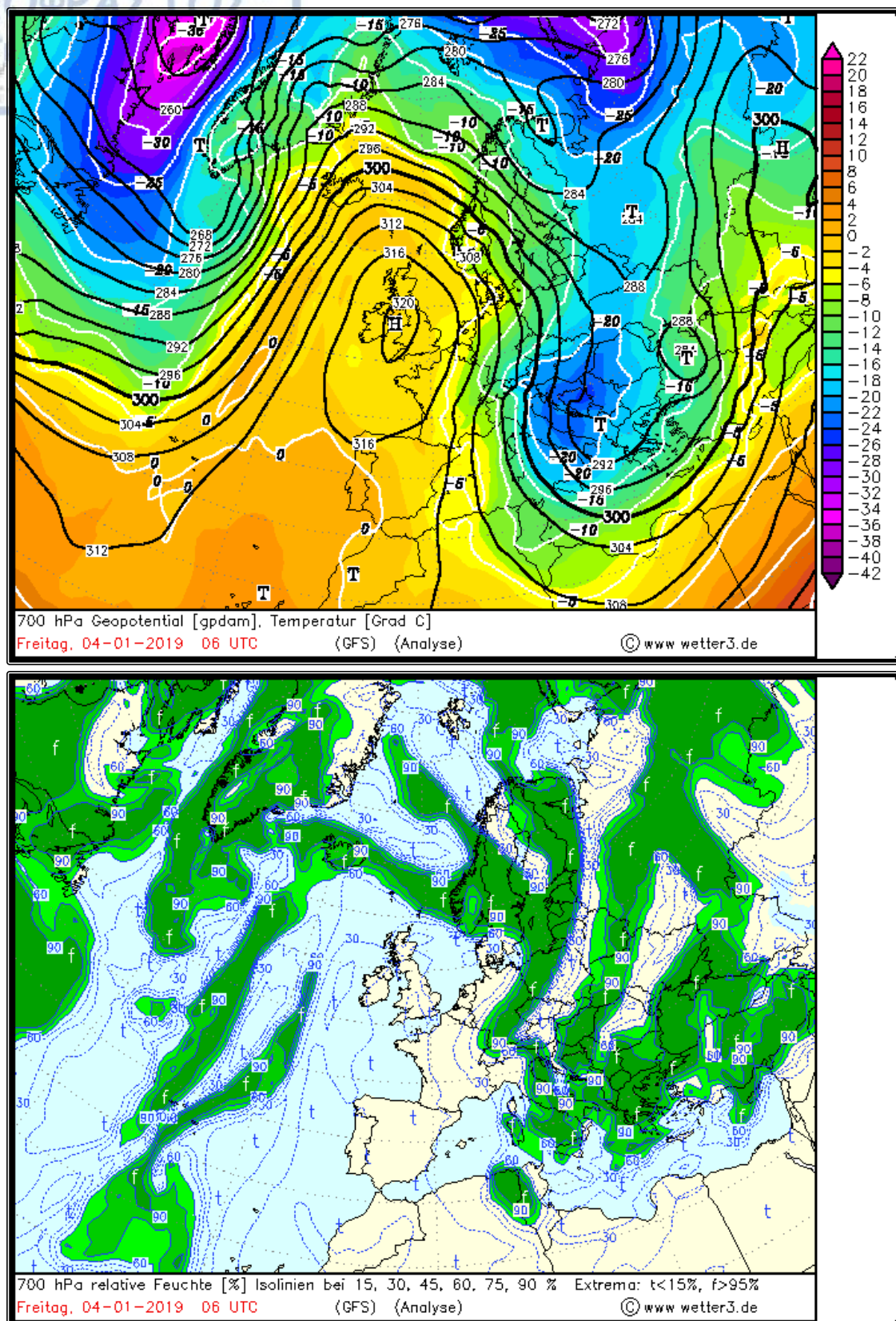
Σχήμα 2.1.39: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



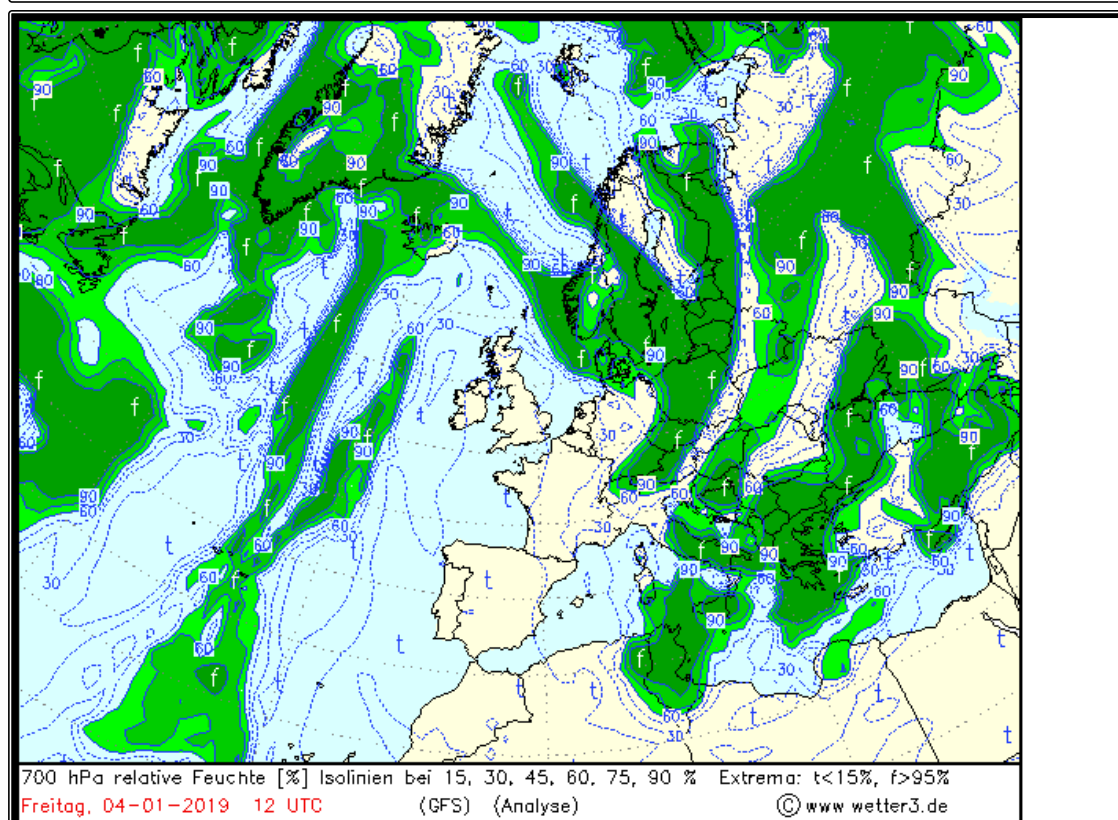
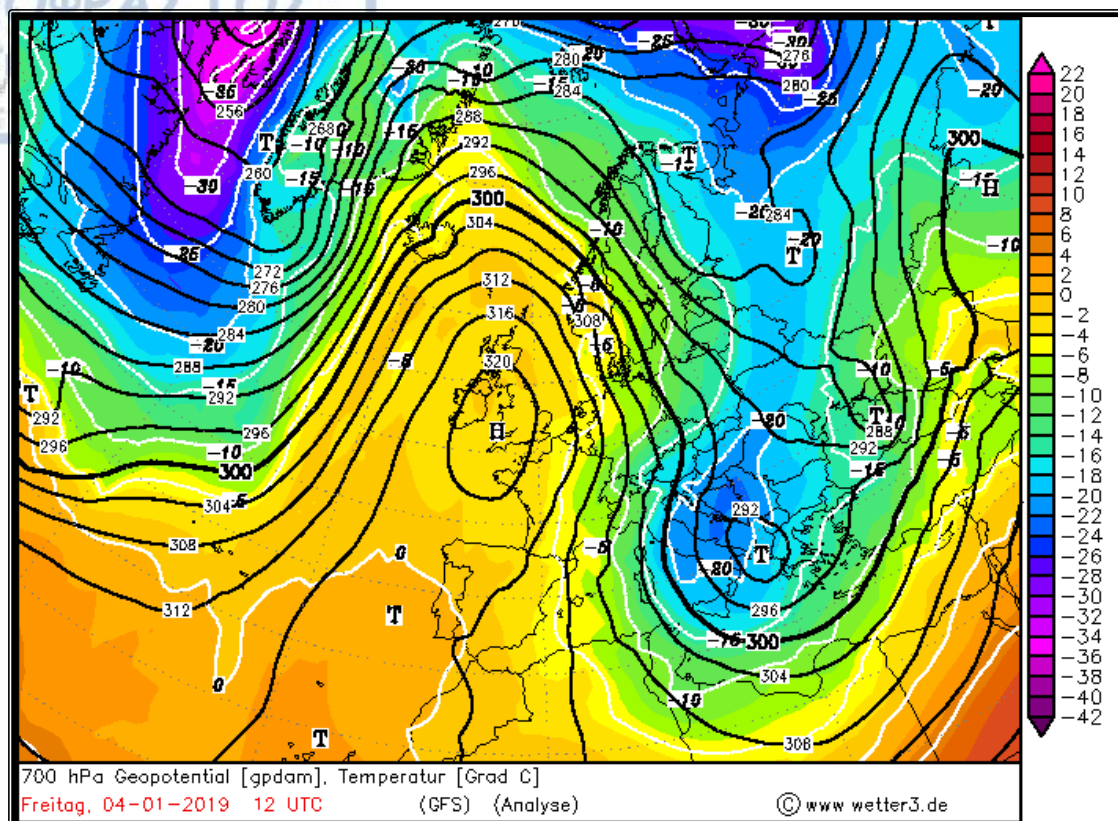
Σχήμα 2.1.40: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



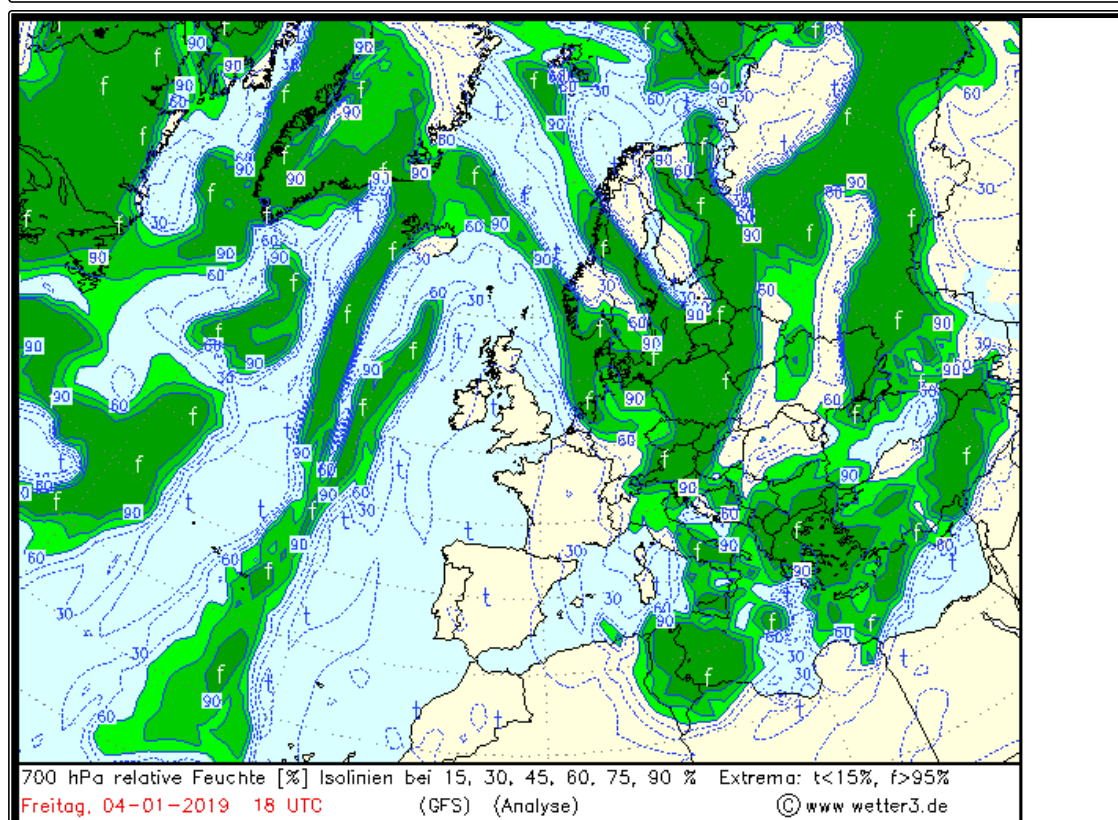
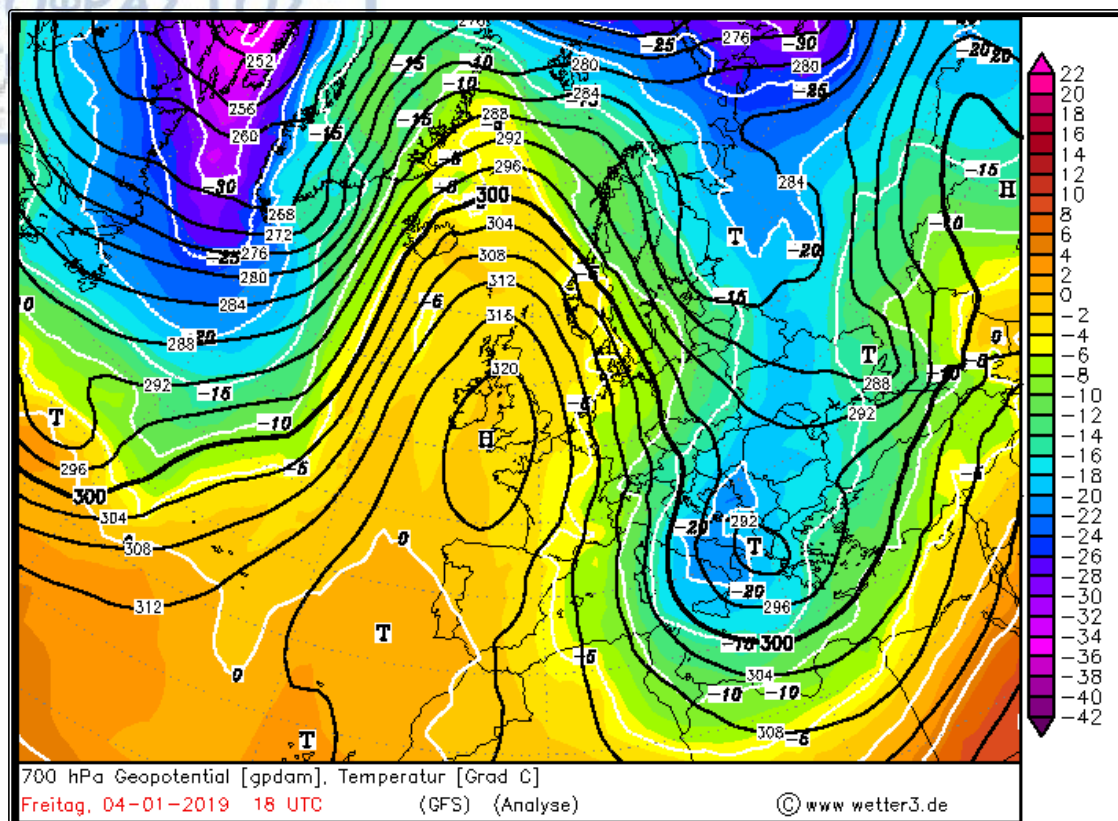
Σχήμα 2.1.41: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



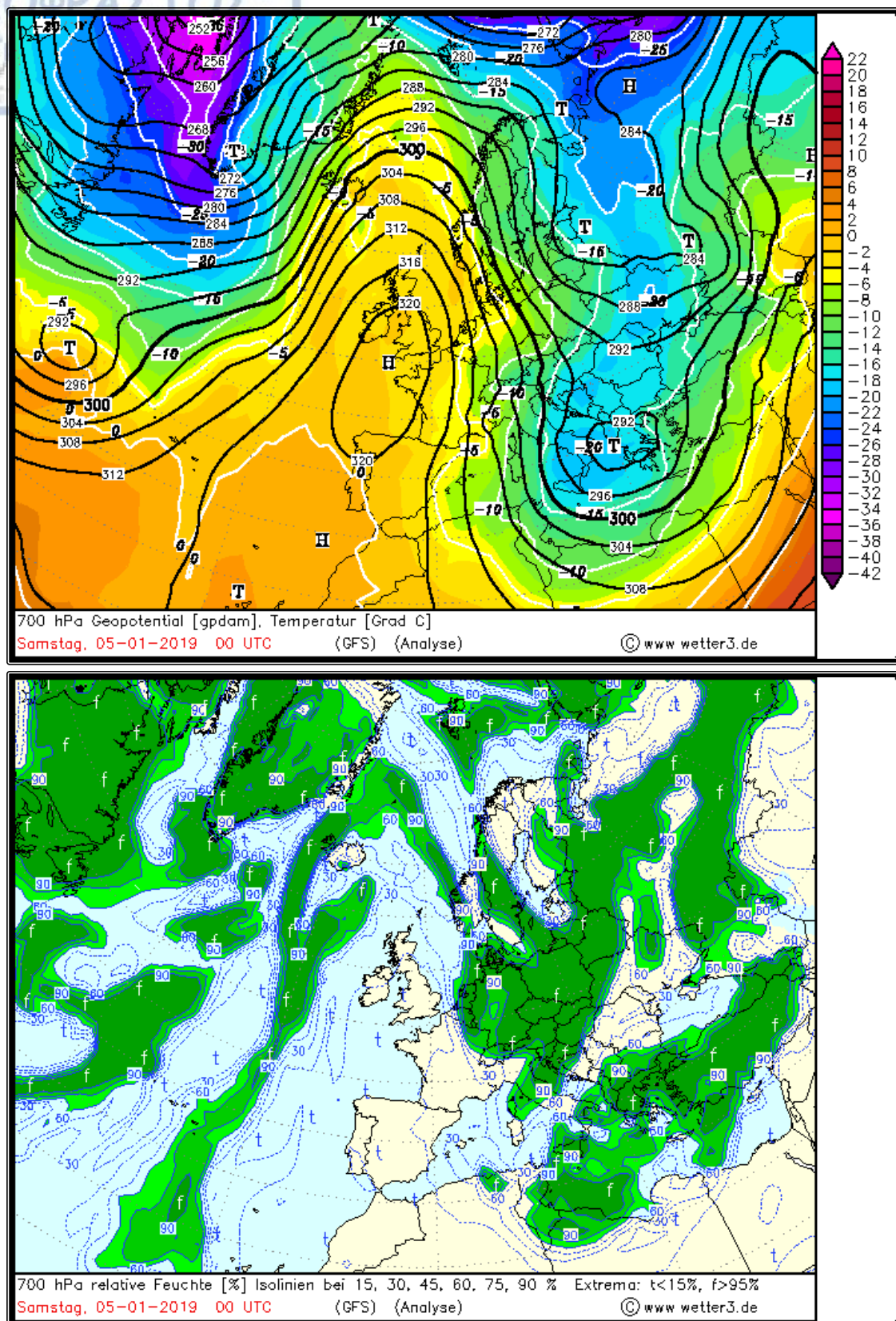
Σχήμα 2.1.42: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



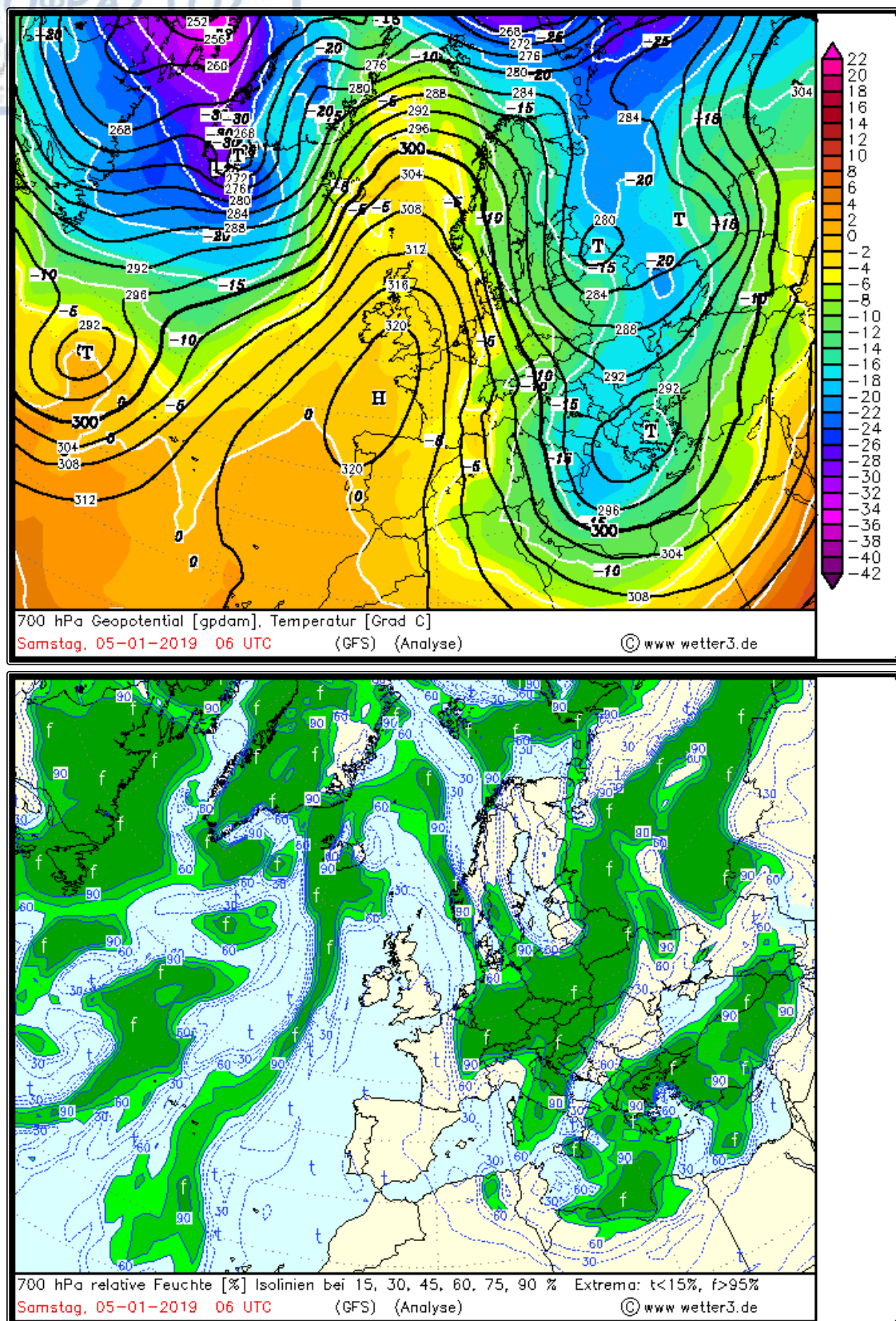
Σχήμα 2.1.43: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hPa για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



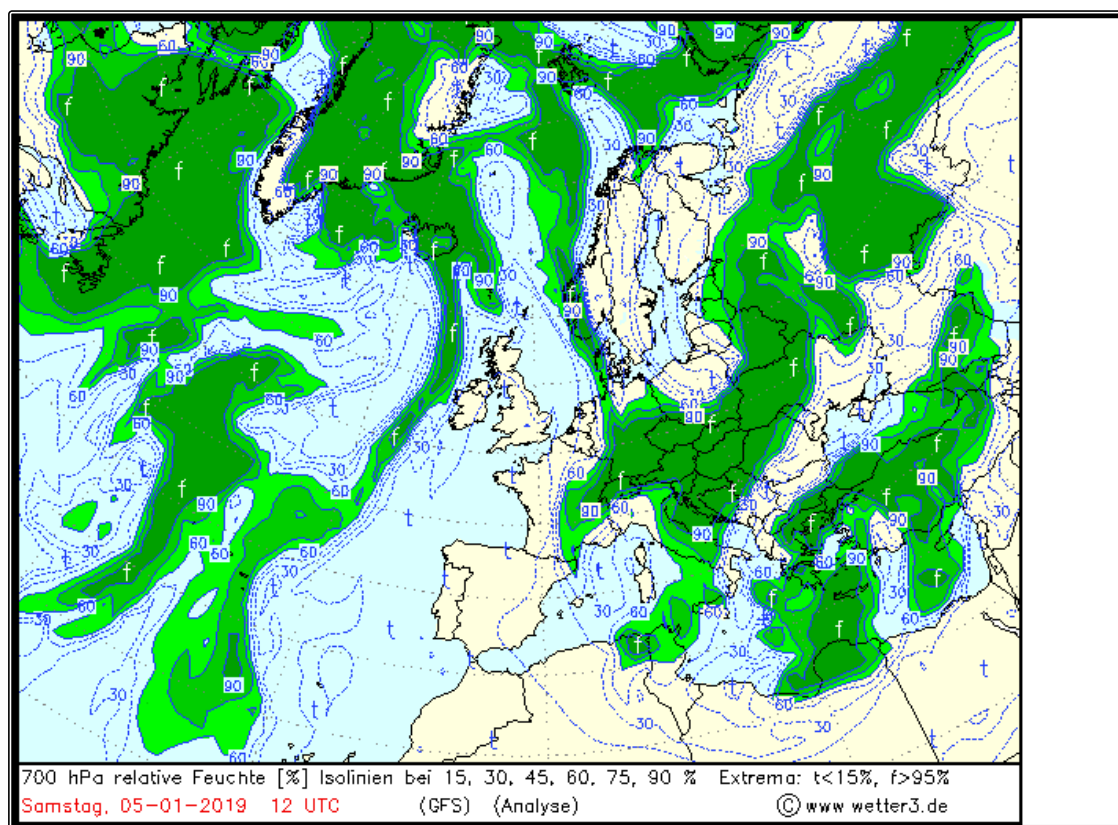
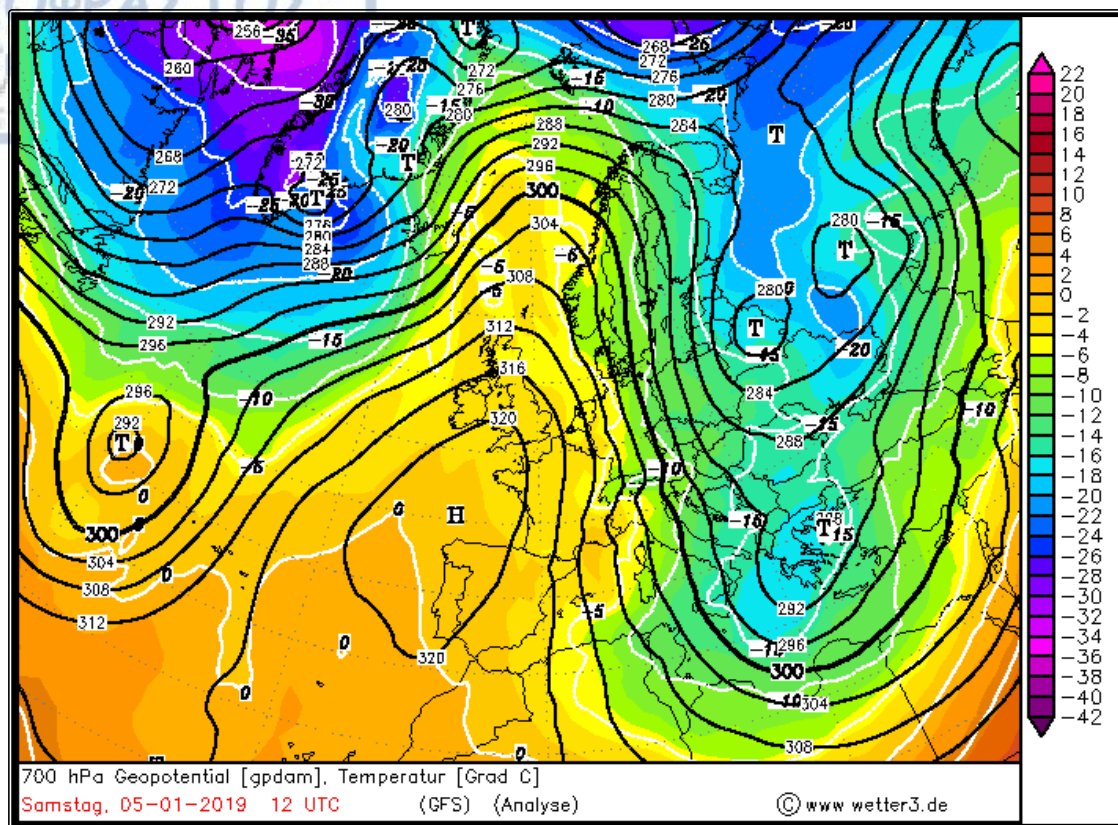
Σχήμα 2.1.44: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



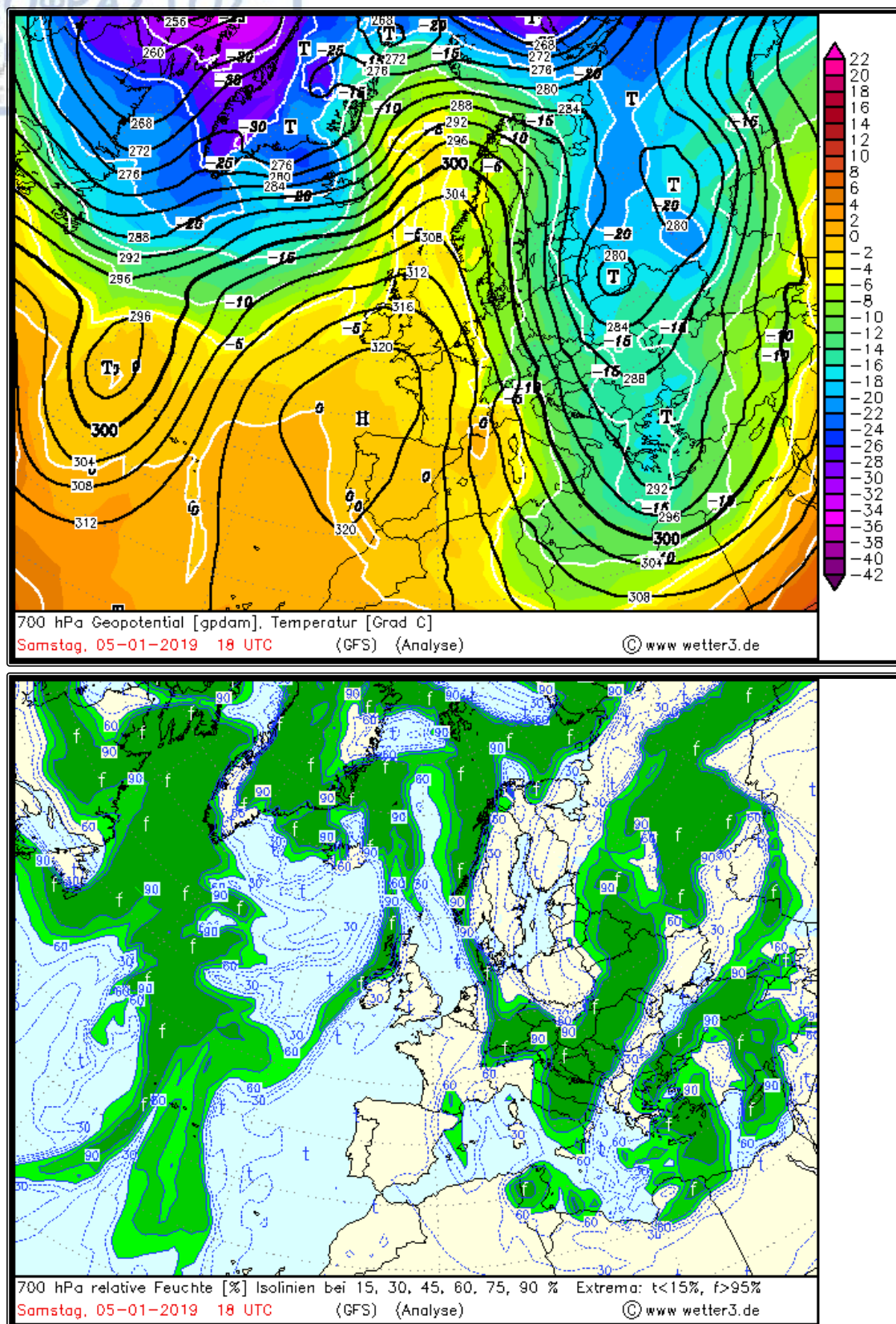
Σχήμα 2.1.45: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



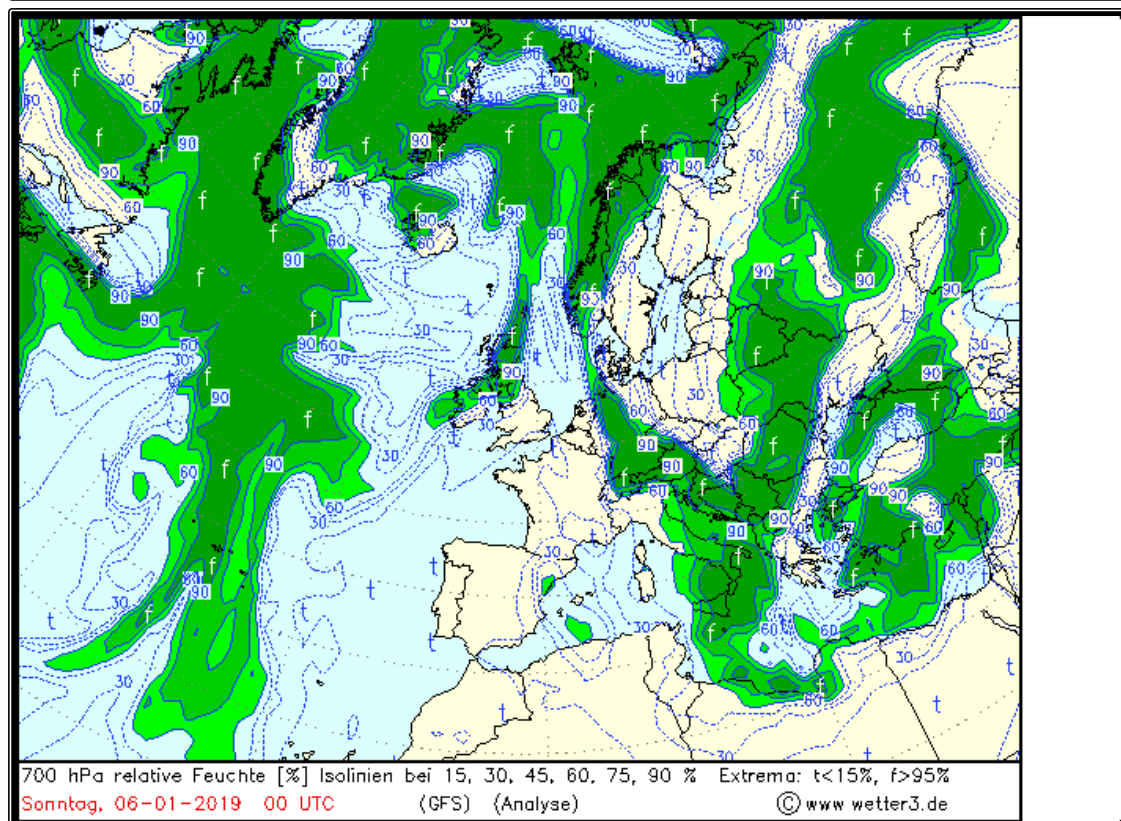
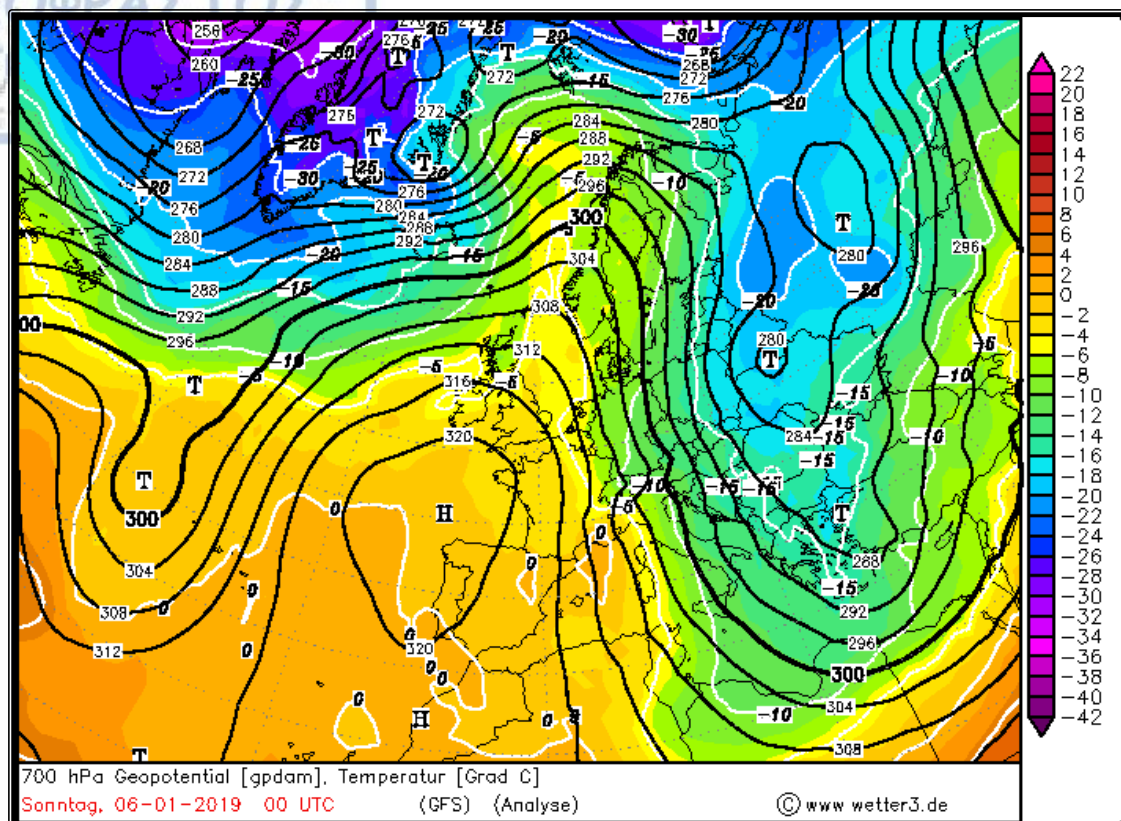
Σχήμα 2.1.46: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.47: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.48: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 2.1.49: Χάρτες γεωδυναμικών υψών θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας της ισοβαρικής επιφάνειας των 700 hpa για τις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.wetter3.de)

Οι πρώτοι κατά σειρά χάρτες απεικονίζουν τα γεωδυναμικά ύψη και τις θερμοκρασίες στα 700 hpa, με τις μαύρες συνεχόμενες γραμμές να αντιπροσωπεύουν τις ισοϋψείς καμπύλες και τις συνεχείς λευκές γραμμές τις ισόθερμες καμπύλες. Οι δεύτεροι κατά σειρά χάρτες σε όλα τα παραπάνω σχήματα, απεικονίζουν τις τιμές σχετικής υγρασίας στη στάθμη των 700 hpa, εκφρασμένες σε ποσοστό επί τοις εκατό (%). Οι διαφορετικές αποχρώσεις του πράσινου αντιστοιχούν σε διαφορετικά (προβλεπόμενα) ποσά σχετικής υγρασίας. Όπως προκύπτει και από τη σχετική λεζάντα (κάτω αριστερά), οι πιο έντονες αποχρώσεις του πράσινου αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες τιμές σχετικές υγρασίας, ενώ οι πιο ανοιχτές σε μικρότερες τιμές.

Πλαισιώνοντας ως περιοχή μελέτης, μια ευρύτερη περιοχή γύρω από τον Ελλαδικό χώρο, τότε από τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, οι υψηλότερες τιμές σχετικής υγρασίας εντοπίζονται κυρίως σε περιοχές της δυτικής, κεντρικής και βόρειας χώρας. Επίσης, τα γεωδυναμικά ύψη και οι θερμοκρασίες στη συγκεκριμένη στάθμη, για τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο έχουν χαμηλότερες τιμές στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα. Η αυξημένη σχετική υγρασία και οι χαμηλές τιμές των γεωδυναμικών υψών και της θερμοκρασίας στα 700 hpa, κυρίως πάνω από δυτικές, κεντρικές και βόρειες περιοχές της Ελλάδας, συνδέονται με την παρουσία ύφεσης δυτικότερα της χώρας μας και την ύπαρξη μετώπων στα δυτικά και βόρεια της Ελλάδας.

Στις 3 Ιανουαρίου 2019 και για τις ώρες 06-12 UTC, παρατηρείται μια πτώση των γεωδυναμικών υψών, της θερμοκρασίας, αλλά και μια αύξηση της σχετικής υγρασίας στα 700 hpa, σε μεγαλύτερο τμήμα της χώρας και μάλιστα στα ανατολικά τμήματα αυτής. Αυτή η συμπεριφορά των παραπάνω θερμοδυναμικών παραμέτρων, συνδέεται με την ανατολικότερη κίνηση της μετωπικής ύφεσης, η οποία βρισκόταν δυτικότερα αρχικά της Ελλάδας και στο παραπάνω χρονικό διάστημα πέρασε ανατολικά στην περιοχή του Αιγαίου πελάγους. Μάλιστα, μπορούν να εντοπιστούν και ζώνες υψηλών τιμών σχετικής υγρασίας, σε περιοχές της Κρήτης και του νοτιοανατολικού Αιγαίου, οι οποίες συνδέονται με την παρουσία μετωπικής δραστηριότητας και συγκεκριμένα ψυχρού μετώπου, σύμφωνα με τους αντίστοιχους χάρτες επιφανείας.

Από τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, τα γεωδυναμικά ύψη στα 700 hpa τείνουν να παρουσιάσουν άνοδο στις πιο ανατολικές-νοτιοανατολικές περιοχές της Ελλάδας, ενώ και η σχετική υγρασία στη συγκεκριμένη στάθμη παρουσιάζει πτώση. Αυτή η διακύμανση των παραπάνω παραμέτρων για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα αναφοράς, σχετίζεται με την απομάκρυνση της ύφεσης ανατολικότερα της χώρας μας.

Κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, έως 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, τα γεωδυναμικά ύψη και η θερμοκρασία στα 700 hpa, καταγράφουν μείωση από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά, ενώ και η σχετική υγρασία παρουσιάζει άνοδο και σε πιο ανατολικές-νοτιοανατολικές περιοχές της Ελλάδας, όπου στο προηγούμενο χρονικό διάστημα είχε σημειώσει πτώση. Εξαίρεση αποτελεί η 4^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, όπου στα ανατολικά-νοτιοανατολικά της χώρας, η σχετική υγρασία στα 700 hpa παρουσιάζει πρόσκαιρη πτώση ως προς τις τιμές της. Τα παραπάνω οφείλονται στη διέλευση μιας πολύ καλά

οργανωμένης μετωπικής ύφεσης, από τα δυτικά προς τα ανατολικά της Ελληνικής επικράτειας.

Τέλος, στο χρονικό διάστημα μεταξύ 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, διακρίνεται μια μετατόπιση των ισοπληθών χαμηλών γεωδυναμικών υψών και των ισόθερμων χαμηλών θερμοκρασιών στα 700 hpa ανατολικότερα. Επίσης, στο ίδιο χρονικό διάστημα παρατηρείται μια αύξηση των τιμών σχετικής υγρασίας στα 700 hpa από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Τα παραπάνω οφείλονται στην απομάκρυνση του δυναμικού αιτίου ανατολικότερα της χώρας μας και στη ταυτόχρονη επέκταση από τα δυτικά-βορειοδυτικά, υψηλότερων ατμοσφαιρικών πιέσεων, όπως επιβεβαιώνεται και από τους αντίστοιχους χάρτες επιφάνειας. Είναι επίσης σημαντικό να τονιστεί ότι, σε περιοχές όπου στη στάθμη των 700 hpa είναι αρκετά αυξημένη η σχετική υγρασία και οι τιμές αυτής ξεπερνούν το 70%, είναι πολύ πιθανόν να επικρατούν συνθήκες πλήρους νεφοκάλυψης. Αυτές οι περιοχές αφορούν πρωτίστως και κυρίως τα δυτικά, κεντρικά και βόρεια τμήματα της χώρας μας και καταδιαστήματα τα πιο ανατολικά και νότια της χώρας μας. Επίσης, είναι πολύ σημαντικό να τονιστεί ότι σε περιοχές της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης, όπου επικρατεί και εγκαθίσταται ο θερμός αντικυκλώνας των Αζόρων, δημιουργώντας συνθήκες εμποδισμού, διακρίνονται χαμηλές τιμές σχετικής υγρασίας. Αυτό οφείλεται στο ότι πάνω από έναν αντικυκλώνα, ο ατμοσφαιρικός αέρας κατέρχεται (δημιουργώντας τις υψηλές πιέσεις) εμποδίζοντας τη δημιουργία νεφών. Γενικότερα, η παρουσία αντικυκλώνα πάνω από μία ορισμένη γεωγραφική περιοχή συνεπάγεται την επικράτηση αίθριων συνθηκών (απουσία καιρού).

Επιπλέον, μελετώντας αποκλειστικά την κατανομή και τις τιμές σχετικής υγρασίας στην περιοχή ενδιαφέροντος τη Θεσσαλονίκη, κυρίως για το χρονικό διάστημα 4-5 Ιανουαρίου 2019, όπου εκδηλώθηκαν χιονοπτώσεις σε όλες τις περιοχές του νομού συμπεριλαμβανομένης και της πόλης, οι αυξημένες τιμές που επικρατούν στη στάθμη των 700 hpa, φανερώνουν τη μεταφορά στα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα θερμών και υγρών αερίων μαζών. Αυτό σημαίνει ότι κατά το χρονικό αυτό διάστημα, όπου υπήρξε ταυτόχρονα ισχυρή ψυχρή μεταφορά στην περιοχή, σε συνδυασμό με την εισροή υγρού αέρα στα μέσα στρώματα της ατμόσφαιρας, διαμορφώθηκαν κατάλληλες συνθήκες σύγκλισης των αερίων μαζών και σε κατάλληλη στάθμη, με αποτέλεσμα την εκδήλωση έντονων χιονοπτώσεων.

2.1.ε Εμπειρική και αυτόματη κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας, για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019

Με τον όρο «*τύπος κυκλοφορίας*», ορίζεται ο τύπος που ολοκληρώνει τα δυναμικά στοιχεία του κλίματος. Τα στοιχεία αυτά περιλαμβάνουν: (α) τη θέση των αντικυκλώνων, (β) τις τροχιές των υφέσεων, (γ) τις ροές των ανέμων και (δ) τις τροχιές των μετώπων. Η ταξινόμηση ενός τύπου κυκλοφορίας, ορίζεται με βάση:

- i. τη θέση και την κίνηση ενός συνοπτικού συστήματος.
- ii. την κίνηση των αερίων μαζών.

Οι μέθοδοι ταξινόμησης των τύπων κυκλοφορίας, διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: (α) την υποκειμενική μέθοδο και (β) την αντικειμενική μέθοδο. Οι δύο αυτές μέθοδοι έχουν πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα (Αναγνωστοπούλου, 2021). Τα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των δύο μεθόδων παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα:

	Υποκειμενική Μέθοδος	Αντικειμενική Μέθοδος
Γνώσεις Η/Υ		+
Δεδομένα σε ψηφιακή μορφή		+
Έλεγχος της μεθόδου	+	
Απαιτούμενος Χρόνος		+
Μοναδικότητα της ταξινόμησης		+

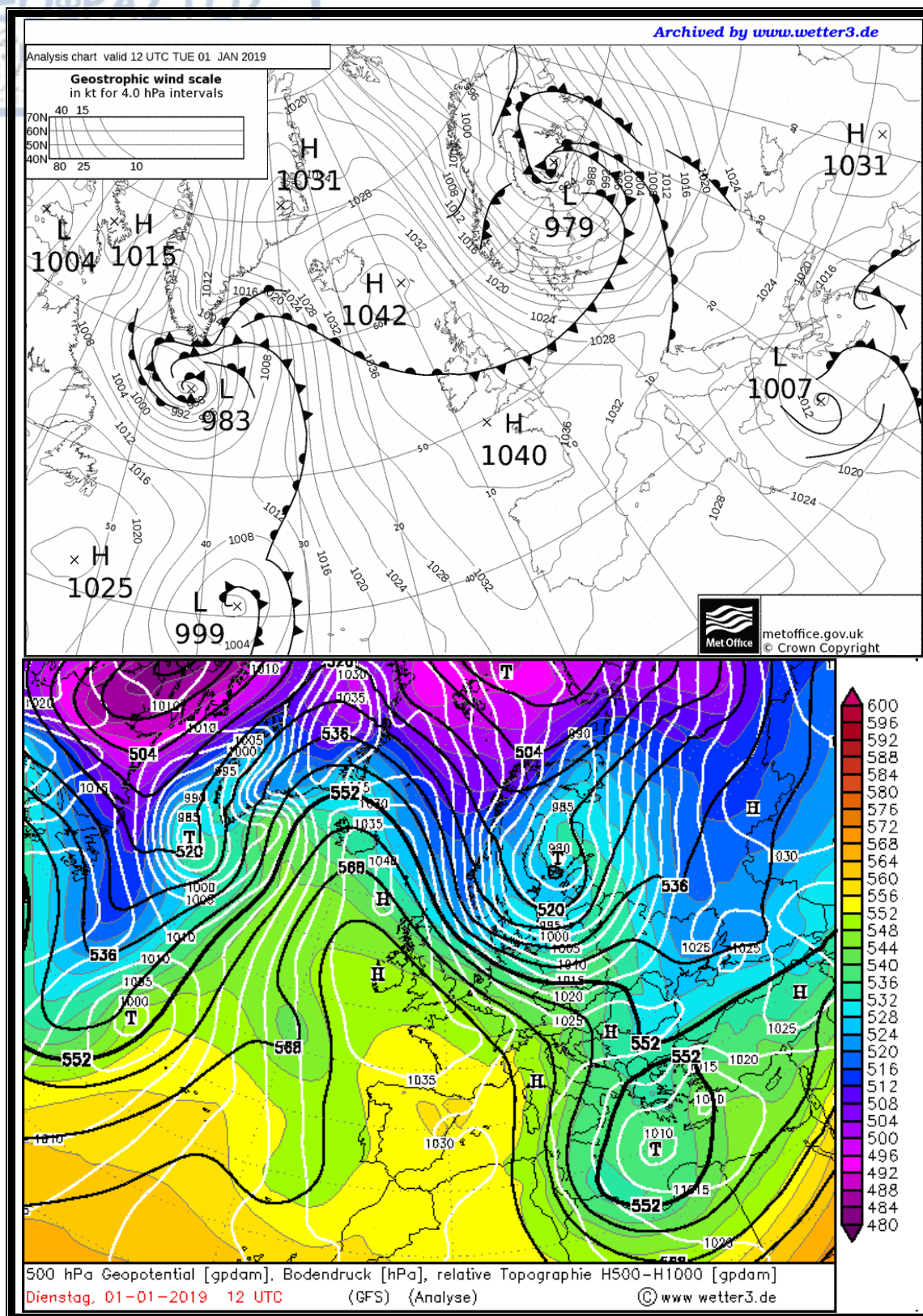
Πίνακας 2.1.α: Πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των δυο μεθόδων κατάταξης των τύπων κυκλοφορίας. Οι κόκκινοι σταυροί στον πίνακα, αντιστοιχούν στα πλεονεκτήματα της κάθε μεθόδου (Πηγή: Αναγνωστοπούλου, 2021).

Στη συγκεκριμένη εργασία μελετάται η κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας, με βάση την εμπειρική μέθοδο κατά Hess - Brezowski και την αυτόματη μέθοδο κατά Μαχαίρα. Επειδή, η περιοχή μελέτης και ενδιαφέροντος αφορά στην Ελληνική περιοχή, κρίνεται απαραίτητο και αναγκαίο να συμπεριληφθούν και να μελετηθούν οι κατηγοριοποιήσεις των αντικυκλωνικών και υφεσιακών τύπων κυκλοφορίας, σύμφωνα με την αυτόματη μέθοδο κατάταξης κατά Μαχαίρα. Μια αυτόματη μέθοδος κατάταξης έχει το μεγάλο πλεονέκτημα της χρησιμοποίησης μεγάλου πλήθους δεδομένων, επιλογής μεγάλους πλήθους παραμέτρων, βελτίωσης των χρησιμοποιημένων μεθόδων, ανάπτυξης νέων μεθόδων κατάταξης και τέλος της εύκολης ερμηνείας των αποτελεσμάτων.

Για την κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας σύμφωνα με τους Hess-Brezowski, επιλέγεται και η 1^η Ιανουαρίου 2019, έτσι ώστε να προκύψουν αντικειμενικότερα συμπεράσματα ως προς τον τύπο κυκλοφορίας, ο οποίος συνέβαλλε και καθόρισε την παρατηρούμενη κακοκαιρία στον Ελλαδικό χώρο, κατά το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019. Σύμφωνα με τη διαμορφούμενη συνοπτική κατάσταση στην περιοχή της Ευρώπης, προκύπτει ότι για το χρονικό διάστημα 1-3 Ιανουαρίου 2019, επικρατεί μεσημβρινή κυκλοφορία, με κύριο τύπο βόρειο και δευτερεύοντα τύπο βόρειο - υφεσιακό, δηλαδή ο τύπος NZ. Στο χρονικό διάστημα 4-6 Ιανουαρίου 2019, επικρατεί εξίσου μεσημβρινή κυκλοφορία, με κύριο τύπο βόρειο και δευτερεύοντα τύπο στην προκειμένη περίπτωση, το υψηλό των Βρετανικών νησιών. Ο τύπος κυκλοφορίας δηλαδή στο συγκεκριμένο χρονικό διάστημα έχει ονομασία HB.

Οι αντικυκλωνικοί τύποι, σύμφωνα με την αυτόματη κατάταξη κατά Μαχαίρα, χωρίζονται σε έξι κατηγορίες, ενώ οι υφεσιακοί τύποι σε οκτώ κατηγορίες. Οι κατηγοριοποιήσεις αυτές, λαμβάνουν υπόψη και γίνονται με βάση τη θέση των κέντρων των αντικυκλώνων ή υφέσεων, με σημείο αναφορά την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. Για το σκοπό αυτό, επιλέγονται οι χάρτες καιρού στη στάθμη των 500 hpa και οι χάρτες επιφάνειας για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC. Η επιλογή της συγκεκριμένης ώρας για κάθε ημέρα, γίνεται με σκοπό να προκύψει μια μέση εικόνα της χαρακτηριστικής συνοπτικής κατάστασης, η οποία συνδέεται με το διαμορφωθέντα αντίστοιχο τύπο κυκλοφορίας, σύμφωνα με τις κατατάξεις κατά Hess-Brezowski και κατά Μαχαίρα. Για τη διεξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τον τύπο κυκλοφορίας που επικρατεί, επιλέγεται αλγόριθμος αυτόματης κατάταξης, ο οποίος διαχωρίζει τις υφεσιακές από τις αντικυκλωνικές ημέρες, βρίσκει τα κέντρα των υφεσιακών και αντικυκλωνικών κέντρων και έπειτα γίνεται ταξινόμηση των υφεσιακών και αντικυκλωνικών τύπων για κάθε ημέρα.

Τα συμπεράσματα τα οποία προκύπτουν από την αυτόματη και αντικειμενική κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας κατά Μαχαίρα, είναι ότι όσον αφορά στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), στη 1 Ιανουαρίου 2019 εμφανίζεται ο τύπος Anw, στις 2 Ιανουαρίου ο τύπος Cne, στις 3 Ιανουαρίου ο τύπος Cse, στις 4 Ιανουαρίου ο τύπος Asw, στις 5 Ιανουαρίου ο τύπος Cse και στις 6 Ιανουαρίου ο τύπος Cse. Όσον αφορά στη στάθμη των 500 hpa, στη 1 Ιανουαρίου 2019 εμφανίζεται ο τύπος Csw, στις 2 Ιανουαρίου ο τύπος Cse, στις 3 Ιανουαρίου ο τύπος C, στις 4 Ιανουαρίου ο τύπος C, στις 5 Ιανουαρίου ο τύπος Csw και στις 6 Ιανουαρίου ο τύπος Cse. Παρακάτω συνοψίζονται οι χάρτες στη στάθμη των 500 hpa και οι χάρτες επιφάνειας για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, σύμφωνα με την ανάλυση του Αμερικάνικου μοντέλου πρόγνωσης καιρού GFS.

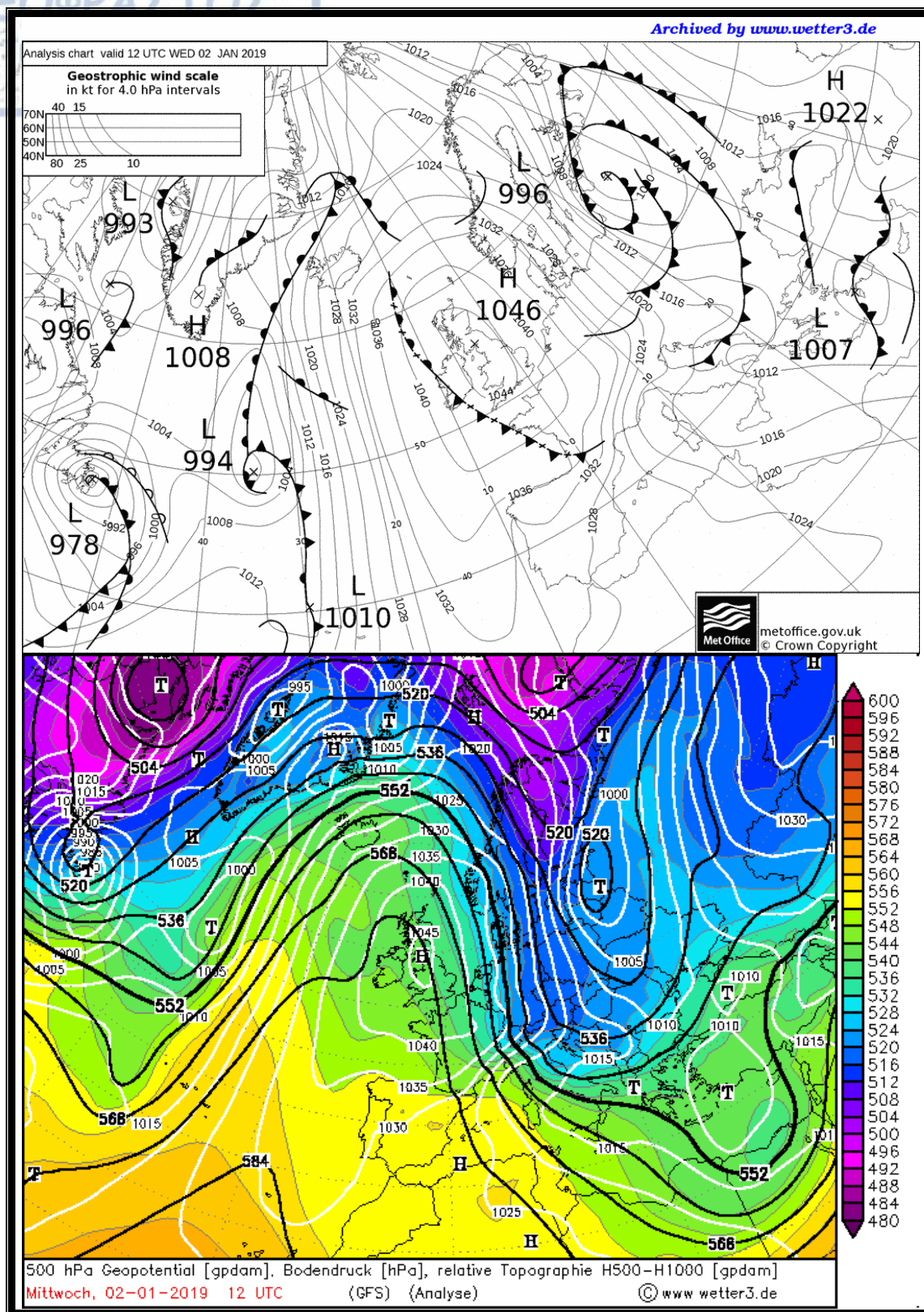


Σχήμα 2.1.36: Χάρτης επιφάνειας και χάρτης στη στάθμη των 500 hpa για τη 1η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter2.de)

Οι παραπάνω χάρτες, όπως αυτοί συνοψίζονται στο Σχήμα 2.1.36, αφορούν στη 1 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC. Ο πρώτος κατά σειρά χάρτης αποτελεί χάρτη επιφάνειας για τη συγκεκριμένη ημερομηνία, ενώ ο δεύτερος κατά σειρά χάρτης αποτελεί χάρτη ανώτερης ατμόσφαιρας, ο οποίος συγκεκριμένα αντιστοιχεί στη στάθμη των 500 hpa.

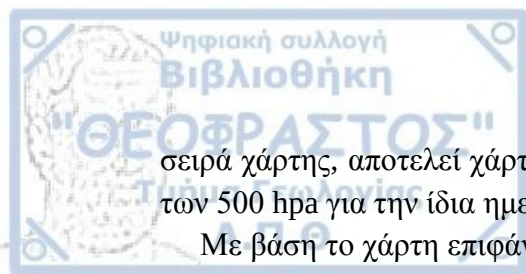
Στο χάρτη επιφανείας, διακρίνεται μια πολύ καλά οργανωμένη ύφεση, σε μέρος της κεντρικής Ευρώπης και με κέντρο στη Σκανδιναβία. Η ύφεση αυτή μάλιστα εμφανίζει αξιόλογη βάθυνση, με την ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο της να πέφτει στα 979 hpa. Παράλληλα, υψηλές πιέσεις είναι εγκατεστημένες δυτικότερα, στην ευρύτερη περιοχή της βορειοδυτικής Ευρώπης, με κέντρα στο Ηνωμένο Βασίλειο και στην Ισλανδία. Η συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση ευνοεί τη ροή του ανέμου από τα βόρεια προς τα νότια, με περιοχή αναφοράς την κεντρική Ευρώπη, γεγονός το οποίο επιβεβαιώνει την κατάταξη κατά Hess-Brezowski, η οποία αντιστοιχεί στον τύπο κυκλοφορίας NZ, δηλαδή μεσημβρινή κυκλοφορία, με κύριο τύπο βόρειο και δευτερεύοντα τύπο βόρειο-υφεσιακό.

Με περιοχή αναφοράς την ευρύτερη περιοχή της Ελληνικής επικρατείας, λαμβάνοντας υπόψη αρχικά το χάρτη επιφάνειας, διακρίνεται ένα πεδίο υψηλών πιέσεων, όπου το κέντρο βρίσκεται βορειοδυτικά του Ελλαδικού χώρου στην περιοχή της δυτικής Ευρώπης. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει τον τύπο κυκλοφορίας που προκύπτει σύμφωνα με την κατάταξη κατά Μαχαίρα, δηλαδή τον τύπο Αηω. Με τη συγκεκριμένη μάλιστα διάταξη των συνοπτικών συστημάτων και το συγκεκριμένο αντικυκλωνικό τύπο, στην Ελληνική περιοχή η κυκλοφορία είναι βόρειας συνιστώσας. Ως προς το χάρτη στη στάθμη των 500 hpa, διακρίνεται ένα κλειστό κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών (*cut-off low system*) νότια-νοτιοδυτικά της Ελληνικής περιοχής, γεγονός το οποίο επαληθεύει το χαρακτηρισμό Csw, ως προς τον επικρατούντα τύπο κυκλοφορίας στη συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια.



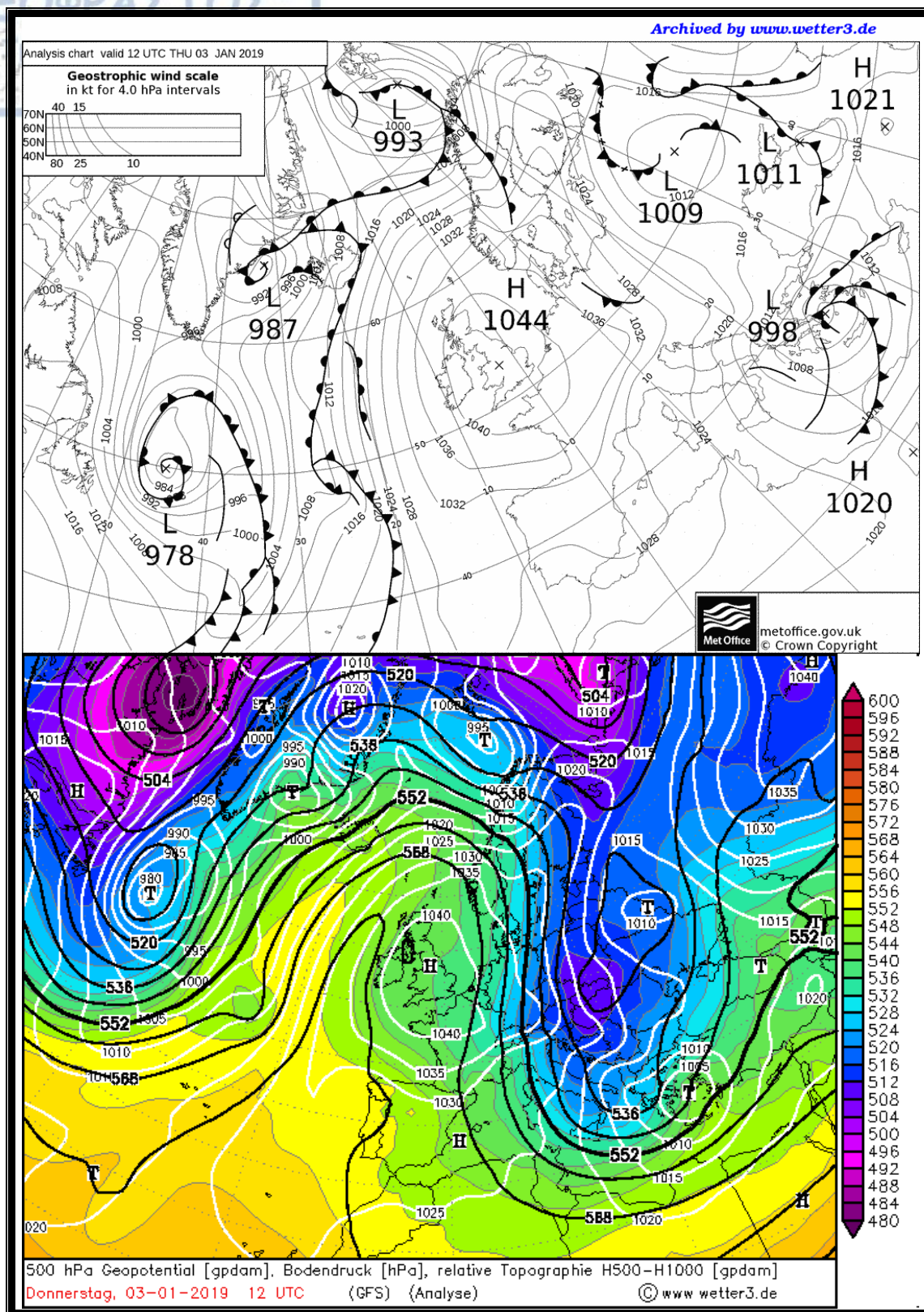
Σχήμα 2.1.37: Χάρτης επιφάνειας και χάρτης στη στάθμη των 500 hpa για τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter2.de)

Στο παραπάνω σχήμα (Σχήμα 2.1.37), ο πρώτος κατά σειρά χάρτης, αποτελεί χάρτη επιφάνειας για τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, ενώ ο δεύτερος κατά



σειρά χάρτης, αποτελεί χάρτη ανώτερης ατμόσφαιρας και συγκεκριμένα της στάθμης των 500 hpa για την ίδια ημερομηνία και ώρα.

Με βάση το χάρτη επιφάνειας για τη συγκεκριμένη ημερομηνία, εντοπίζεται η ίδια σχεδόν κατά προσέγγιση συνοπτική κατάσταση στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης, με αυτήν που επικρατούσε κατά τη 1 Ιανουαρίου 2019. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο τύπος κυκλοφορίας, σύμφωνα με την κατάταξη των Hess-Brezowski είναι ο NZ. Δηλαδή, επικρατεί μεσημβρινή κυκλοφορία, με τύπο βόρειο-υφεσιακό. Επικεντρώνοντας την ανάλυση σε μια ευρύτερη περιοχή γύρω από την Ελληνική επικράτεια και σε απόσταση όσο πιο κοντά σε αυτή, διακρίνεται στο χάρτη επιφάνειας μια αρκετά καλά οργανωμένη ύφεση βορειοανατολικά της Ελλάδας, με κέντρο βορειοδυτικά της Ουκρανίας, επιβεβαιώνοντας τον τύπο κυκλοφορίας Cne, σύμφωνα με την κατάταξη κατά Μαχαίρα. Στο χάρτη των 500 hpa, διακρίνεται ένα κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών νοτιοανατολικά του Ελλαδικού χώρου, ανατολικότερα της Κύπρου, επαληθεύοντας το συμπέρασμα σχετικά με τον επικρατούντα στη συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια τύπο κυκλοφορίας κατά Μαχαίρα, δηλαδή τον υφεσιακό τύπο Cse.

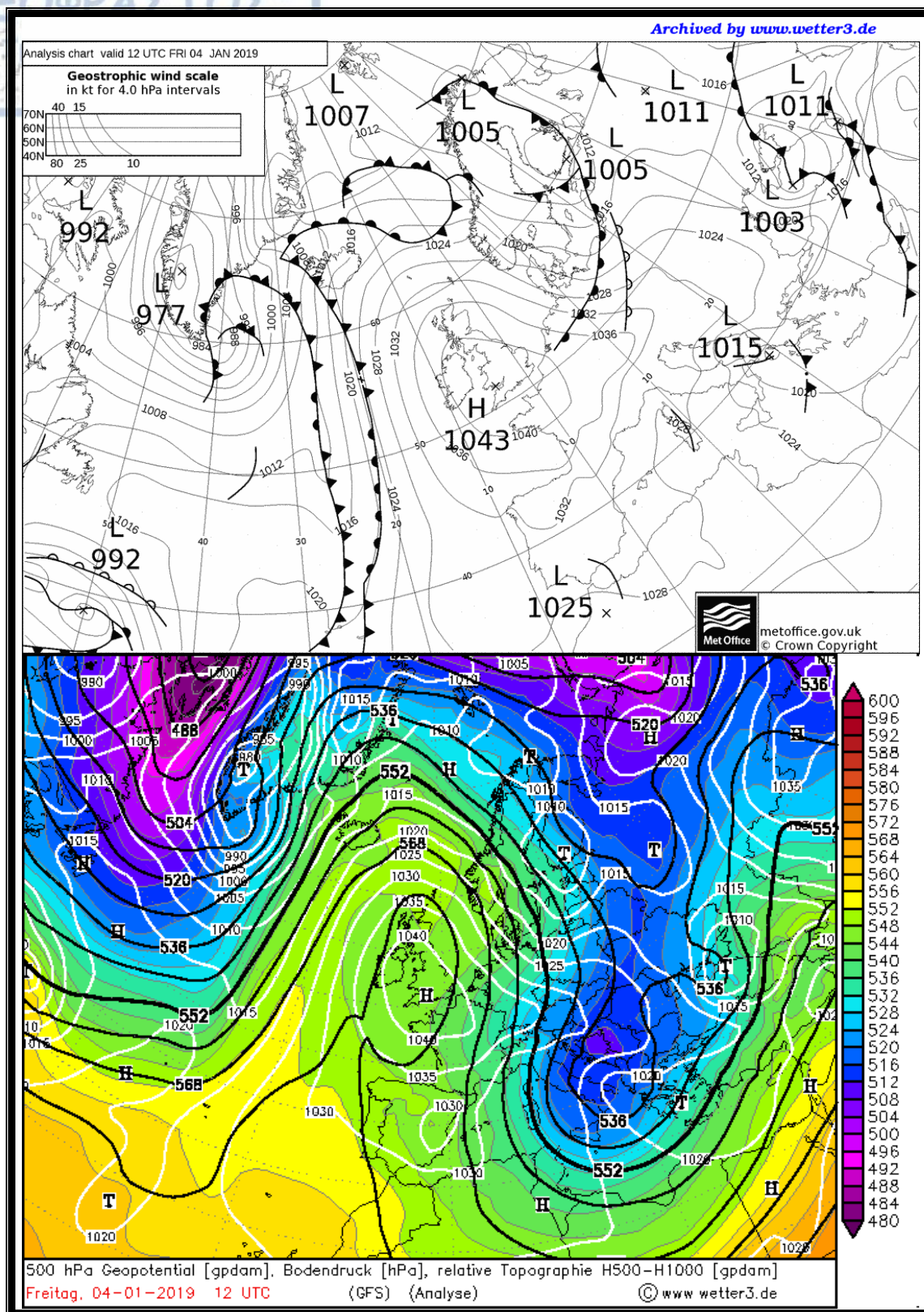


Σχήμα 2.1.38: Χάρτης επιφάνειας και χάρτης στη στάθμη των 500 hpa για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter2.de)

Στο παραπάνω σχήμα (Σχήμα 2.1.38), συνοψίζονται κατά σειρά ο χάρτης επιφάνειας και ο χάρτης στη στάθμη των 500 hpa, για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα

12 UTC. Στο χάρτη επιφάνειας, διακρίνεται μια ύφεση στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης, πιο εξασθενημένη και τοποθετημένη λίγο πιο νότια-νοτιοανατολικά σε σχέση με τις δυο προηγούμενες ημέρες. Υψηλές πιέσεις είναι εγκατεστημένες δυτικότερα της ύφεσης, στην περιοχή της βορειοδυτικής Ευρώπης, με κέντρο πάνω από την περιοχή του Ηνωμένου Βασιλείου. Η βαροβαθμίδα η οποία αναπτύσσεται μεταξύ των δύο αυτών συνοπτικών συστημάτων, οδηγεί σε βόρεια ροή του ανέμου στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής Ευρώπης, επαληθεύοντας τον τύπο κυκλοφορίας NZ που προέκυψε σύμφωνα με την κατάταξη κατά Hess-Brezowski, δηλαδή μεσημβρινή κυκλοφορία με τύπο βόρειο-υφεσιακό.

Πλαισιώνοντας ως περιοχή μελέτης, την ευρύτερη περιοχή γύρω από τον Ελλαδικό χώρο, διαπιστώνεται στο χάρτη επιφάνειας για τη συγκεκριμένη ημερομηνία και ώρα, η ύπαρξη ενός βαρομετρικού χαμηλού νοτιοανατολικά της Ελλάδας, γεγονός το οποίο ταυτίζεται με το συμπέρασμα που προέκυψε από την κατάταξη κατά Μαχαίρα. Δηλαδή στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), επικρατεί ο τύπος κυκλοφορίας Cse. Στη στάθμη των 500 hpa, πάνω από την Ελληνική επικράτεια διακρίνονται χαμηλά γεωδυναμικά ύψη, γεγονός το οποίο υποστηρίζει το συμπέρασμα που προκύπτει από την κατάταξη Μαχαίρα, ότι δηλαδή στην Ελληνική περιοχή επικρατεί ο τύπος κυκλοφορίας C, ως προς τη συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια.

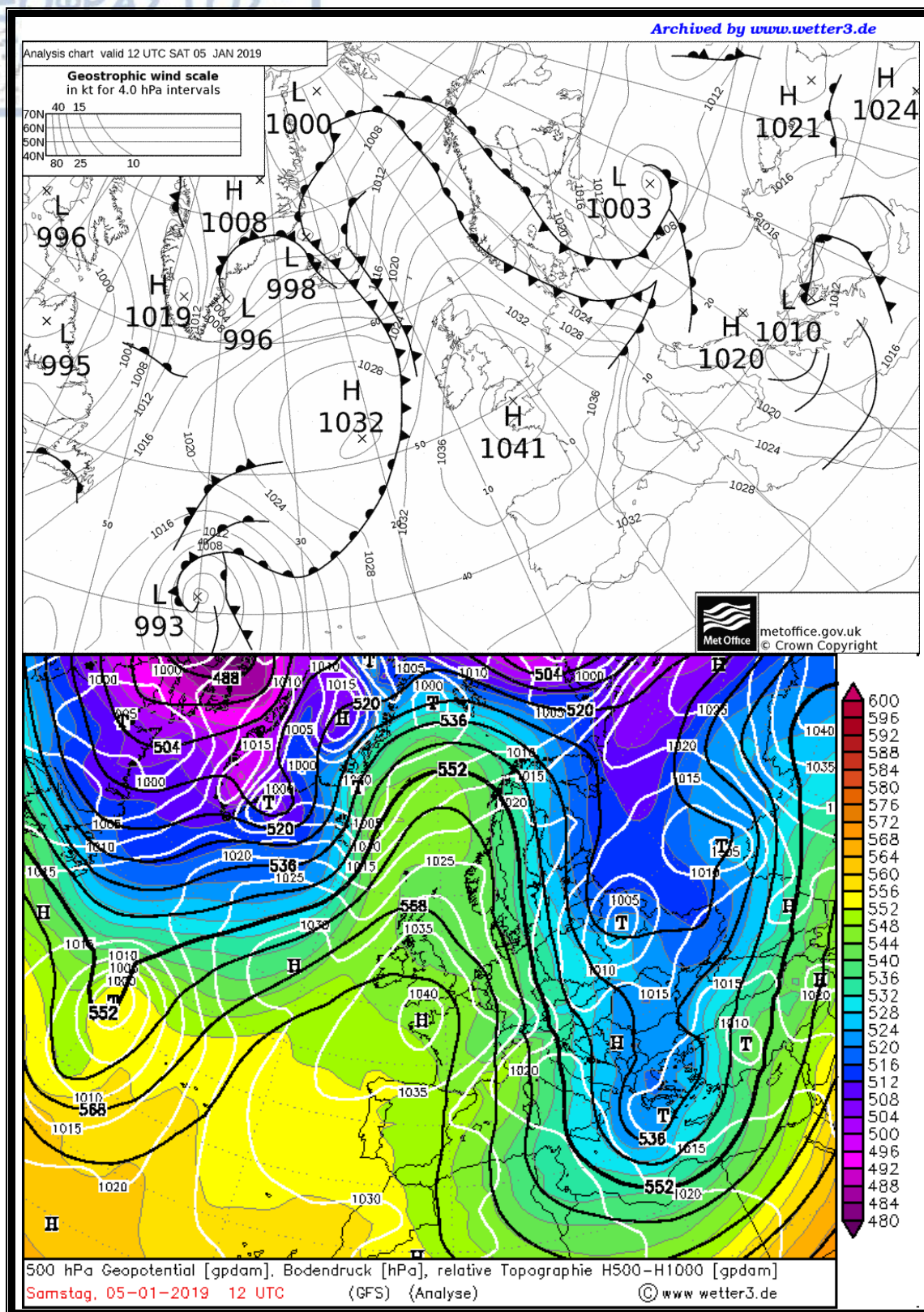


Σχήμα 2.1.39: Χάρτης επιφάνειας και χάρτης στη στάθμη των 500 hpa για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter2.de)

Ο χάρτης επιφάνειας και ο χάρτης της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, όπως συνοψίζονται στο παραπάνω σχήμα (Σχήμα 2.1.39), αντιστοιχούν στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC.

Στο χάρτη επιφάνειας, διακρίνεται εύκολα η παρουσία ενός καλά οργανωμένου βαρομετρικού υψηλού στην περιοχή της βορειοδυτικής Ευρώπης, με κέντρο πάνω από τη Μεγάλη Βρετανία, ενώ ανατολικότερα του υψηλού αυτού των Βρετανικών νησιών διακρίνονται συστήματα χαμηλών πιέσεων. Με τη συγκεκριμένη συνοπτική διάταξη, ευνοείται η ανάπτυξη ανέμου βόρειας γενικά συνιστώσας, τεκμηριώνοντας το συμπέρασμα για τον επικρατούντα τύπο κυκλοφορίας που προκύπτει σύμφωνα με την κατάταξη Hess-Brezowski, δηλαδή τον τύπο HB. Η ονομασία του συγκεκριμένου τύπου, σχετίζεται με μεσημβρινή κυκλοφορία, με κύριο τύπο βόρειο και δευτερεύοντα τύπο το υψηλό των Βρετανικών νησιών.

Εξετάζοντας την κατάταξη του τύπου κυκλοφορίας σύμφωνα με το Μαχαίρα, με περιοχή αναφοράς την ευρύτερη περιοχή του Ελλαδικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη αρχικά το χάρτη επιφάνειας για την υπό μελέτη ημερομηνία, τότε γίνεται φανερή η παρουσία ενός κέντρου υψηλών πιέσεων νοτιοδυτικά της Ελλάδας, στην περιοχή της Τυνησίας, το οποίο αντιστοιχεί σε ένα σύστημα υψηλών πιέσεων στην εκεί περιοχή. Με βάση τη συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), επιβεβαιώνεται το αποτέλεσμα της κατάταξης κατά Μαχαίρα, ότι δηλαδή με σημείο αναφοράς τον Ελλαδικό χώρο, επικρατεί ο τύπος κυκλοφορίας Asw. Ως προς τη στάθμη των 500 hpa, διακρίνεται η παρουσία χαμηλών γεωδυναμικών υψών πάνω από την περιοχή της Ελλάδας, επαληθεύοντας το αποτέλεσμα της κατάταξης κατά Μαχαίρα, ότι δηλαδή στη συγκεκριμένη στάθμη αναφοράς επικρατεί ο τύπος κυκλοφορίας C.

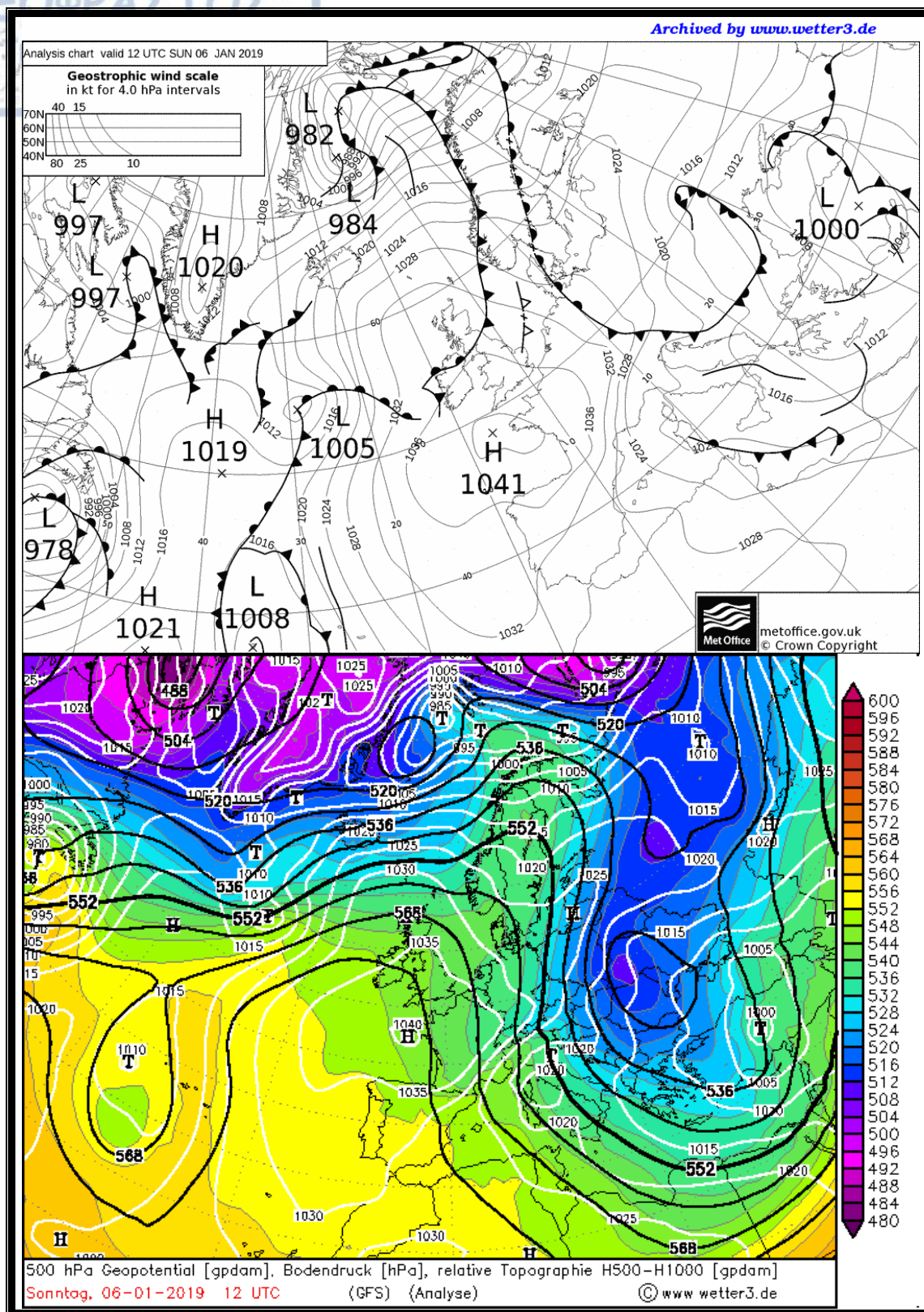


Σχήμα 2.1.40: Χάρτης επιφάνειας και χάρτης στη στάθμη των 500 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter2.de)

Στο παραπάνω σχήμα (Σχήμα 2.1.40), παραθέτονται ο χάρτης επιφάνειας και ο χάρτης των 500 hpa, για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC. Στο χάρτη

επιφάνειας, αποτυπώνεται η ίδια σχεδόν κατά προσέγγιση συνοπτική κατάσταση με αυτήν στις 4 Ιανουαρίου 2019, με μικρή διαφορά ως προς τις θέσεις και την ένταση των βαρομετρικών συστημάτων στην περιοχή της δυτικής, κεντρικής και βόρειας Ευρώπης. Η συνοπτική κατάσταση και η διάταξη των συνοπτικών συστημάτων κατά τη συγκεκριμένη ημερομηνία, επαληθεύει το αποτέλεσμα της κατάταξης κατά Hess-Brezowski, ότι δηλαδή ο τύπος κυκλοφορίας είναι ο HB. Ο τύπος αυτός συνδέεται με μεσημβρινή κυκλοφορία στην κεντρική Ευρώπη, με κύριο τύπο βόρειο και δευτερεύοντα τύπο το υψηλό των Βρετανικών νησιών.

Με περιοχή ενδιαφέροντος τον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο, μελετώντας αρχικά το χάρτη επιφάνειας για τον εντοπισμό της συνοπτικής κατάστασης στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), διακρίνεται η ύπαρξη μιας ύφεσης με κέντρο νοτιοανατολικά της Ελλάδας. Η συγκεκριμένη γεωγραφική θέση της μετωπικής αυτής ύφεσης, σε σχέση με την Ελληνική περιοχή ως σημείο αναφοράς, συνδέεται άμεσα με το συμπέρασμα που προέκυψε από την κατάταξη κατά Μαχαίρα, ότι δηλαδή επικρατεί ο τύπος κυκλοφορίας Cse. Στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, αντιπροσωπευτική της κατάστασης στην επιφάνεια, εντοπίζεται μέσω του αντίστοιχού χάρτη η παρουσία χαμηλών γεωδυναμικών υψών νότια-νοτιοδυτικά του Ελλαδικού χώρου. Η κατάσταση αυτή στη συγκεκριμένη στάθμη έρχεται σε απόλυτη σύνδεση με τον τύπο κυκλοφορίας, ο οποίος προέκυψε σύμφωνα με την κατάταξη Μαχαίρα, δηλαδή τον τύπο κυκλοφορίας Csw.



Σχήμα 2.1.41: Χάρτης επιφάνειας και χάρτης στη στάθμη των 500 hpa για τις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.wetter2.de)

Ο χάρτης επιφάνειας και ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, όπως απεικονίζονται στο παραπάνω σχήμα (Σχήμα 2.1.41), αφορούν στις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC.

Στον πρώτο κατά σειρά χάρτη, ο οποίος αντιστοιχεί στο χάρτη επιφάνειας, διακρίνεται η εγκατάσταση και παρουσία ενός βαρομετρικού υψηλού στην περιοχή της Βρετανίας και συστήματα χαμηλότερων πιέσεων, βόρεια και ανατολικά του αντικυκλώνα. Η διάταξη αυτή των βαρομετρικών συστημάτων κατά τη συγκεκριμένη ημερομηνία είναι παρόμοια με αυτήν στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, με μικρές όμως διαφοροποιήσεις ως προς τις θέσεις των κέντρων των βαρομετρικών υψηλών και χαμηλών. Η συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση στην περιοχή, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι σύμφωνα με την κατάταξη κατά Hess-Brezowski, ο τύπος κυκλοφορίας είναι ο HB, δηλαδή με περιοχή αναφοράς την κεντρική Ευρώπη επικρατεί μεσημβρινή κυκλοφορία, με κύριο τύπο βόρειο και δευτερεύοντα τύπο το υψηλό των Βρετανικών νησιών.

Με εργαλεία τους δύο παραπάνω χάρτες, ο τύπος κυκλοφορίας σύμφωνα με την κατάταξη Μαχαίρα, για τη συγκεκριμένη ημερομηνία είναι ο Cse. Ο συγκεκριμένος τύπος κυκλοφορίας χαρακτηρίζει τόσο τη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), όσο και τη στάθμη των 500 hpa. Το συμπέρασμα της κατάταξης Μαχαίρα σχετικά με τον τύπο κυκλοφορίας, επαληθεύεται από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας και χάρτη της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, για τις 6 Ιανουαρίου 2019. Συγκεκριμένα, στο χάρτη επιφάνειας και σε περιοχή όσον το δυνατόν πλησιέστερα στην Ελλάδα, διακρίνεται μια ύφεση τοποθετημένη νοτιοανατολικά του Ελλαδικού χώρου, στην περιοχή της Τουρκίας και της νοτιοανατολικής Μεσογείου. Λαμβάνοντας υπόψη το χάρτη της στάθμης των 500 hpa, χαμηλά γεωδυναμικά ύψη, χαρακτηρίζουν μια ευρύτερη περιοχή νοτιοανατολικά της Ελληνικής επικράτειας, προς τη νοτιοανατολική Μεσόγειο.

2.1.στ Κατακόρυφες τομές (Cross sections)

Οι κατακόρυφες τομές αποσκοπούν στην καλύτερη απεικόνιση της δομής του συνοπτικού περιβάλλοντος του βαρομετρικού συστήματος, που επηρέασε με χιονοπτώσεις εκτός των άλλων και την περιοχή της Θεσσαλονίκης κυρίως στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, αλλά και στην κατανόηση των τρισδιάστατων δυναμικών διαδικασιών της ατμόσφαιρας. Για το λόγο αυτό, επιλέγονται οι τομές για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, όπου στο χρονικό αυτό διάστημα σημειώθηκαν αξιόλογες χιονοπτώσεις και στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης. Η περιγραφή της κατάστασης της ατμόσφαιρας γίνεται από τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, έως τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, με χρονικό βήμα 12 UTC. Για τη δημιουργία των κατακόρυφων τομών, χρησιμοποιήθηκαν κομβικά δεδομένα (gridded data), $1^\circ \lambda \times 1^\circ \phi$, από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF), τα οποία καλύπτουν την παραπάνω αναφερθείσα περίοδο μελέτης και εκτείνονται από τα 1000 έως και τα 70 hPa. Τα δεδομένα αυτά αφορούν στις μετεωρολογικές μεταβλητές του γεωδυναμικού, της θερμοκρασίας, του ανέμου (x, y

συνιστώσες), της απόκλισης, του στροβιλισμού, της ειδικής υγρασίας, της σχετικής υγρασίας, της κατακόρυφης ταχύτητας και του δυνητικού στροβιλισμού. Η γεωγραφική περιοχή ενδιαφέροντος εκτείνεται από 20°N έως 60°N και από 10°W έως 40°E. Τα δεδομένα είναι σε μορφή netCDF και GRIB. Τα πρώτα οπτικοποιήθηκαν σε πρόγραμμα GIS και συγκεκριμένα στο Arcmap για να δημιουργηθούν οι ισοβαρικοί χάρτες 200, 500 και 850 hPa. Τα δεύτερα χρησιμοποιήθηκαν στις κατακόρυφες τομές, αφού προηγουμένως επεξεργαστούν μέσω wgrib.exe, ώστε να μετατραπούν σε μορφή ASCII και έπειτα μέσω της γλώσσας προγραμματισμού FORTRAN, ώστε να διαχωριστούν σε μικρότερα αρχεία ανάλογα με τις μέρες και ώρες ενδιαφέροντος. Τέλος, τα κομβικά δεδομένα οπτικοποιήθηκαν στο Surfer.

Στην παράγραφο 6 του παραρτήματος της παρούσας διατριβής, συνοψίζονται οι κώδικες FORTRAN, οι οποίοι δημιουργούν τα αρχεία ASCII, που απαιτούνται από το σχεδιαστικό πρόγραμμα Surfer, για να σχεδιαστούν οι κατακόρυφες τομές της ατμόσφαιρας. Οι τομές αυτές είναι σταθερού γεωγραφικού πλάτους (ζωνικές), καθώς και σταθερού γεωγραφικού μήκους (μεσημβρινές). Οι μετεωρολογικές μεταβλητές που απεικονίζονται σε αυτές είναι η δυνητική θερμοκρασία (θ), η συνιστώσα του ανέμου, που είναι κάθετη στην κάθε τομή (v στις ζωνικές, u στις μεσημβρινές), η σχετική υγρασία, η κατακόρυφη συνιστώσα του ανέμου (ω) και τέλος η «κατακόρυφη» κυκλοφορία επάνω στο επίπεδο της τομής, απεικονισμένη με βέλη ανέμου, των οποίων η κατακόρυφη συνιστώσα είναι το ω , ενώ η οριζόντια είναι το u (v) στις ζωνικές (μεσημβρινές) τομές. Ως input για το surfer.exe, απαιτείται ένα αρχείο ASCII με τρεις στήλες, εκ των οποίων οι δύο πρώτες είναι οι συντεταγμένες και η τρίτη είναι η τιμή της μεταβλητής.

Συγκεκριμένα, στο παράρτημα συνοψίζονται δύο κώδικες. Ο πρώτος κώδικας (Κώδικας 1) αντιστοιχεί στο πρόγραμμα 'cross_mer_thetae.f', το οποίο φτιάχνει τα 24 αρχεία για τη μεσημβρινή τομή, ένα αρχείο για κάθε 6-ωρο. Στη γραμμή 77 του κώδικα υπολογίζεται ο λογάριθμος της πίεσης, ώστε ο κατακόρυφος άξονας των τομών να είναι λογαριθμικός, αντί για γραμμικός. Ο array $d(i,j,k,t)$ διαβάζει τιμές από το μεγάλο αρχείο (π.χ. thetae.dat). Αντίστοιχα, ο δεύτερος κώδικας (Κώδικας 2) αντιστοιχεί στο πρόγραμμα 'cross_zon_thetae.f', το οποίο φτιάχνει τα 24 αρχεία για τη ζωνική τομή.

Οι ζωνικές κατακόρυφες τομές είναι σταθερού γεωγραφικού πλάτους, κατά μήκος της παραλλήλου $\varphi = 40,5^\circ\text{B}$, που διέρχεται από τη Θεσσαλονίκη. Το συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος εμπεριέχεται στη ζώνη της κίνησης του βαρομετρικού χαμηλού, το οποίο ως δυναμικό αίτιο συνέβαλλε στην εκδήλωση χιονοπτώσεων στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Οι μεσημβρινές κατακόρυφες τομές είναι σταθερού επίσης γεωγραφικού μήκους, κατά μήκος του μεσημβρινού $\lambda = 23^\circ\text{E}$. Σε όλες τις εικόνες των παρακάτω σχημάτων επίσης, οι ανοδικές (καθοδικές) κινήσεις υπολογίζονται με τη χρήση της σχέσης: $w = \omega \cdot 10$.

4 Ιανουαρίου 2019 00 UTC (Κατακόρυφη τομή)

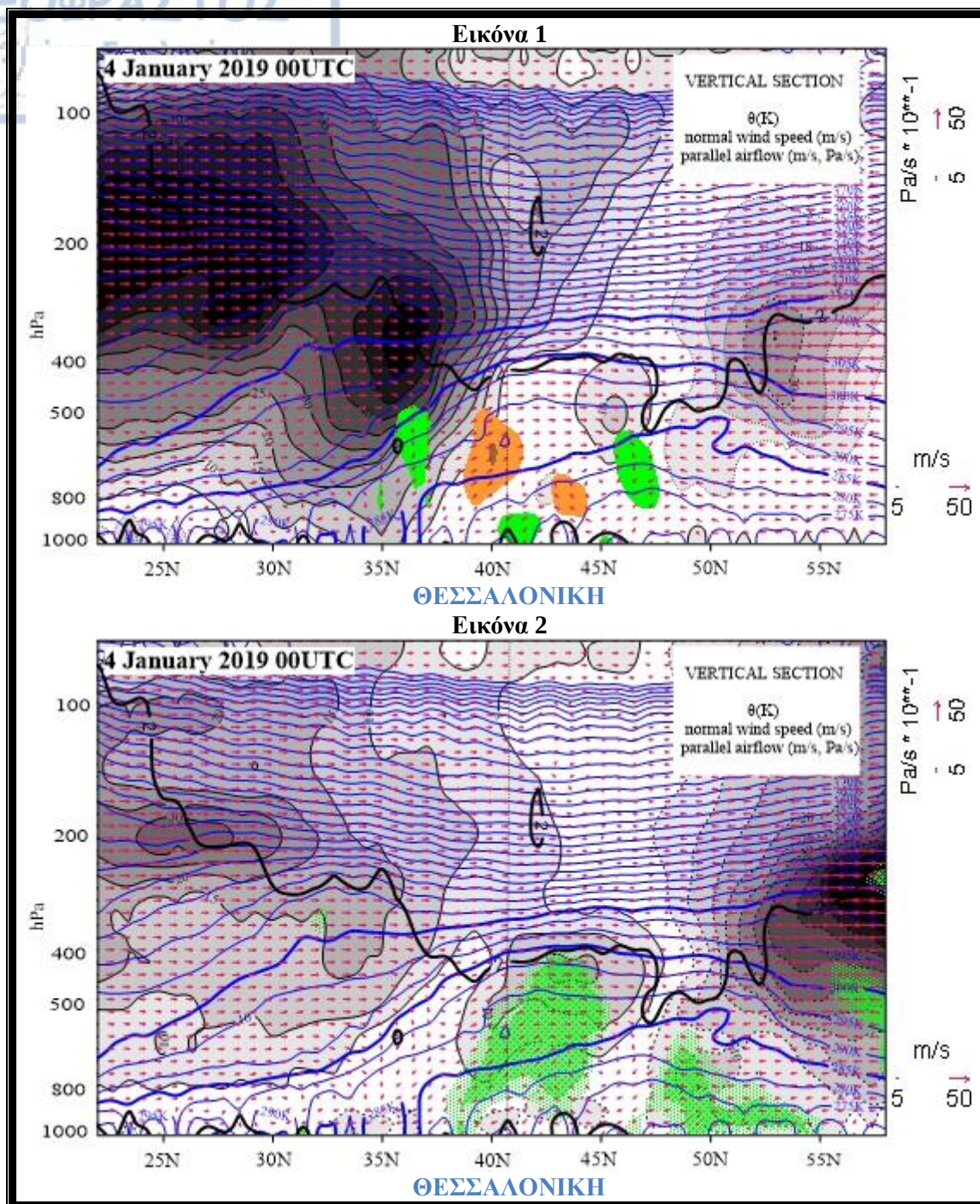
Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, στην Εικόνα 1 του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 2.1.42), όπου απεικονίζονται οι κατακόρυφες τομές κατά μήκος του μεσημβρινού των 23°E , στη μεσημβρινή τομή της ατμόσφαιρας εντοπίζεται τόσο ο υποτροπικός, όσο και ο πολικός αεροχείμαρρος. Ο πυρήνας του υποτροπικού αεροχείμαρρου βρίσκεται στα 200 hpa και στο γεωγραφικό πλάτος των 25°N περίπου, με τη ζωνική συνιστώσα του να φτάνει τα 50 m/s. Ο πολικός αεροχείμαρρος εντοπίζεται στα 300 hpa, με τον πυρήνα του στο γεωγραφικό πλάτος των 36°N περίπου και με τη ζωνική συνιστώσα του να φτάνει τα 50 m/s. Σύμφωνα με τη γραμμή της $PV = 2$ PVU (δυναμική τροπόπαυση), το ύψος της τροπικής τροπόπαυσης βρίσκεται περίπου στα 100 hpa, από τις 30°N περίπου και βορειότερα η τροπόπαυση των μέσων γεωγραφικών πλατών και από τις 47°N περίπου και βορειότερα η πολική τροπόπαυση.

Πολύ κοντά στις 40°N , όπως φαίνεται στην Εικόνα 1 και Εικόνα 2 του παρακάτω σχήματος, παρατηρείται μια αναδίπλωση - ανωμαλία της δυναμικής τροπόπαυσης περίπου στα 450 hpa, όσον αφορά στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, λίγο πριν τις 40°N , η οποία οφείλεται σύμφωνα και με τους συνοπτικούς χάρτες σε ατμοσφαιρική διαταραχή, που ευνόησε τη δημιουργία βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια και το οποίο κινήθηκε από τα δυτικά προς τα ανατολικά, συμβάλλοντας στην εκδήλωση χιονοπτώσεων. Σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη, περίπου στις 47°N , η τροπόπαυση παρουσιάζει μεγαλύτερη μείωση, περίπου στα 500 hpa. Και στις δύο εικόνες (Εικόνα 1, Εικόνα 2) του παρακάτω σχήματος, διακρίνεται μια περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ) και μια προσανατολισμένη μετωπική ζώνη με κέντρο περίπου στις 35°N , από την επιφάνεια έως τη στάθμη περίπου των 700 hpa. Η μετωπική αυτή ζώνη αντιστοιχεί σε ψυχρό μέτωπο, η ύπαρξη του οποίου επαληθεύεται από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας. Λαμβάνοντας υπόψη τις ισόθερμες της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), τότε όπως διακρίνεται στις δύο παρακάτω εικόνες (Εικόνα 1, Εικόνα 2) από το γεωγραφικό πλάτος των 37°N περίπου και βορειότερα, επικρατούν οι ψυχρότερες αέριες μάζες, ενώ από το γεωγραφικό πλάτος των 37°N και νοτιότερα θερμότερες αέριες μάζες. Όσον αφορά στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, επικρατούν ψυχρές αέριες μάζες, σύμφωνα με την κατανομή των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ). Είναι πολύ σημαντικό επίσης να ειπωθεί ότι στο κέντρο της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης, δηλαδή περίπου στα 450 hpa, κοντά στις 40°N , οι ισόθερμες της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), δηλαδή οι iso- θ

επιφάνειες έρχονται πιο κοντά στην κατακόρυφη διεύθυνση και ισχύει ότι $d\theta/dz > 0$, γεγονός που συνεπάγεται αύξηση της στατικής ευστάθειας στην περιοχή αυτή της τροπόσφαιρας.

Καθώς η μεσημβρινή τομή διέρχεται από μια περιοχή σύγκλισης (confluence) των δύο αεροχειμάρρων, η μεσημβρινή συνιστώσα του υποτροπικού και πολικού αεροχειμάρρου είναι νότια όπως φαίνεται στην Εικόνα 2, του παρακάτω σχήματος. Στο γεωγραφικό πλάτος περίπου των 40°N , παρατηρείται ένα στρώμα ανοδικών κινήσεων, με τις μεγαλύτερες ανοδικές κινήσεις να σημειώνονται στο στρώμα 800 – 500 hPa και τις μέγιστες ανοδικές κινήσεις στο στρώμα των 700hPa περίπου ($> 3(\text{Pa/s}) \cdot 10$) (Εικόνα 1), περιοχή στην οποία και η σχετική υγρασία ξεπερνάει και το 85% (Εικόνα 2). Επιπλέον, στο γεωγραφικό πλάτος των 47°N περίπου, εντοπίζεται ένα στρώμα καθοδικών κινήσεων (Εικόνα 1), μεταξύ των 850-600 hPa ($\sim -6(\text{Pa/s}) \cdot 10$) το οποίο συνδέεται με την παρουσία συστήματος υψηλής πίεσης στην περιοχή, ενώ και οι τιμές σχετικής υγρασίας στο συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος είναι πολύ χαμηλές (Εικόνα 2). Περιοχή καθοδικών κινήσεων στα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα ($\sim -6(\text{Pa/s}) \cdot 10$), εντοπίζεται επιπλέον στο γεωγραφικό πλάτος των 36°N (Εικόνα 1), η οποία συνδέεται εξίσου με το κέντρο ενός συστήματος υψηλής πίεσης. Γενικά, σε μια βαροκλινική ροή που αυξάνεται με το ύψος, η εισβολή της ανωμαλίας PV (δυναμικού στροβιλισμού) στην τροπόσφαιρα προκαλεί κατακόρυφες κινήσεις του αέρα και συγκεκριμένα η παραμόρφωση των iso-θ, προκαλεί ανοδικές κινήσεις μπροστά από την ανωμαλία και καθοδικές κινήσεις πίσω από αυτή (Santurette and Georgiev, 2005). Η διαδικασία αυτή γίνεται περισσότερο διακριτή στην περιοχή της δυναμικής ανωμαλίας, λίγο πριν τις 40°N , όπου το ανοδικό ρεύμα που εμφανίζεται κοντά στις 40°N αντιστοιχεί στο ανοδικό ρεύμα μπροστά από την ανωμαλία, ενώ το καθοδικό ρεύμα κοντά στις 36°N , αντιστοιχεί στο καθοδικό ρεύμα πίσω από την ανωμαλία.

Όσον αφορά στην περιοχή μελέτης, πάνω από τη Θεσσαλονίκη, διακρίνεται ένα στρώμα ανοδικών κινήσεων στα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα (Εικόνα 1), σε συνδυασμό με αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας ($> 85\%$) (Εικόνα 2). Το στρώμα αυτό ανοδικών κινήσεων, σε συνδυασμό με την αυξημένη σχετική υγρασία στα μέσα κυρίως στρώματα της τροπόσφαιρας, συνδέεται με υετοφόρα νεφικά συστήματα στην περιοχή. Οι καθοδικές κινήσεις στα χαμηλά τροποσφαιρικά στρώματα, οι οποίες εμφανίζονται πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, σχετίζονται με ένα ισχυρό στρώμα κατακρημνίσεων και είναι πιθανόν αποτέλεσμα καθοδικών ρευμάτων, λόγω υψηλής ραγδιαιότητας του παρατηρούμενου υετού.



Σχήμα 2.1.42: Κατακόρυφες τομές στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC: **Εικόνα 1)** Μεσημβρινή κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 23°E. Μπλε γραμμές: Δυναμική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 10$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές ανατολικών (δυτικών) ανέμων. Καφέ-πορτοκαλί κλειστές περιοχές εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: PV = 2 PVU (δυναμική τροπόπαυση). (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 2)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 1), αλλά για τη μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυναμική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

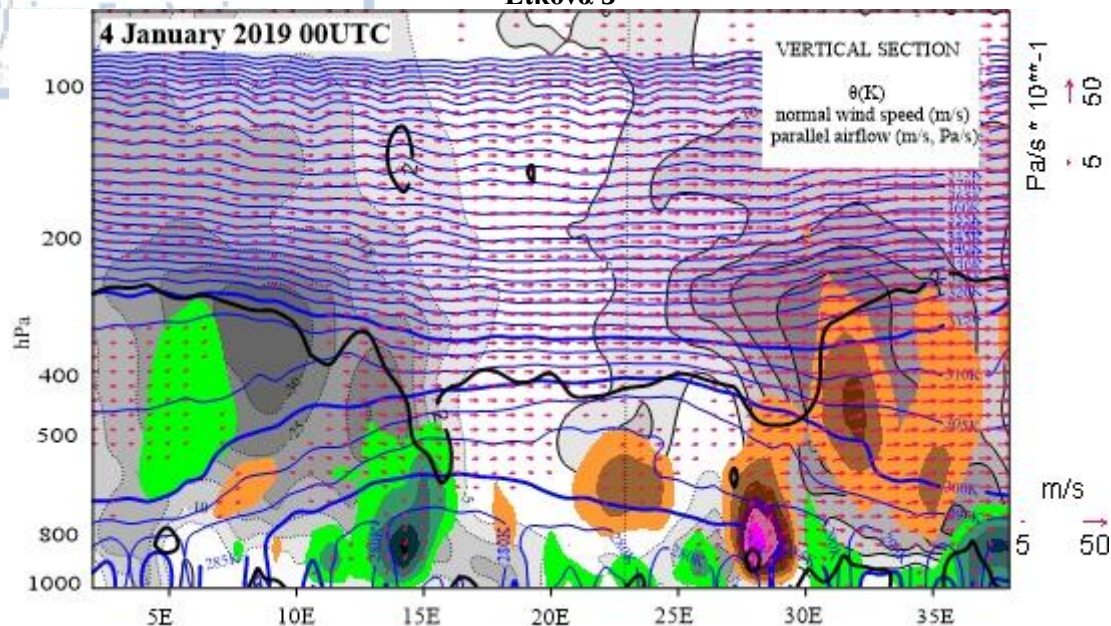
4 Ιανουαρίου 2019 00 UTC (Ζωνική τομή)

Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, στην Εικόνα 3 και Εικόνα 4 του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 2.1.43), όπου απεικονίζονται οι ζωνικές τομές κατά μήκος της παραλλήλου των $40,5^{\circ}\text{N}$, παρατηρείται μια πιο ομοιόμορφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), σε σχέση με αυτήν στην κατακόρυφη τομή. Η ζωνική συνιστώσα επίσης του ανέμου, όπως φαίνεται στην Εικόνα 4, παρουσιάζει ομοιόμορφη κατανομή, καθώς η τομή είναι παράλληλη στους δύο αεροχειμάρρους. Περιοχή ισχυρών ανοδικών κινήσεων από την επιφάνεια έως και τα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα ($> 10 \text{ (Pa/s)} \cdot 10$), εντοπίζεται περίπου στις $27\text{-}28^{\circ}\text{E}$, σύμφωνα με την Εικόνα 3, η οποία συνδέεται με το κέντρο ενός βαρομετρικού χαμηλού. Στην περιοχή αυτή, παρατηρούνται επίσης και αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας από τη χαμηλή έως τη μέση τροπόσφαιρα (Εικόνα 4), οι οποίες ξεπερνούν σε ποσοστό και το 85%. Περιοχή ισχυρών καθοδικών κινήσεων μεταξύ της επιφάνειας και των μέσων τροποσφαιρικών στρωμάτων ($< -10 \text{ (Pa/s)} \cdot 10$) (Εικόνα 3), με πολύ χαμηλές τιμές σχετικής υγρασίας (Εικόνα 4) εντοπίζεται στις $13\text{-}14^{\circ}\text{E}$ και η οποία συνδεέται με την ύπαρξη βαρομετρικού υψηλού στην περιοχή.

Λαμβάνοντας υπόψη τις περιοχές ανοδικών (καθοδικών ρευμάτων) στις εικόνες του γεωγραφικού πλάτους, τότε προκύπτει ότι πάνω την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, κυρίως στα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα, επικρατούν ανοδικά ρεύματα, αλλά και αυξημένες τιμές σχετικές υγρασίας. Αυτό συνεπάγεται την παρουσία υετοφόρων νεφικών σχηματισμών στην περιοχή και την εκδήλωση φαινομένων. Αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας ($> 85\%$) στα μέσα κυρίως τροποσφαιρικά στρώματα, διακρίνονται στο γεωγραφικό μήκος μεταξύ των $22\text{-}28^{\circ}\text{E}$ περίπου, σύμφωνα με την Εικόνα 4. Οι αυξημένες αυτές τιμές σχετικής υγρασίας, συνδέονται με την ύπαρξη βαρομετρικού χαμηλού, το οποίο επαληθεύεται και από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας στην ενότητα 2.2 της παρούσας διατριβής.

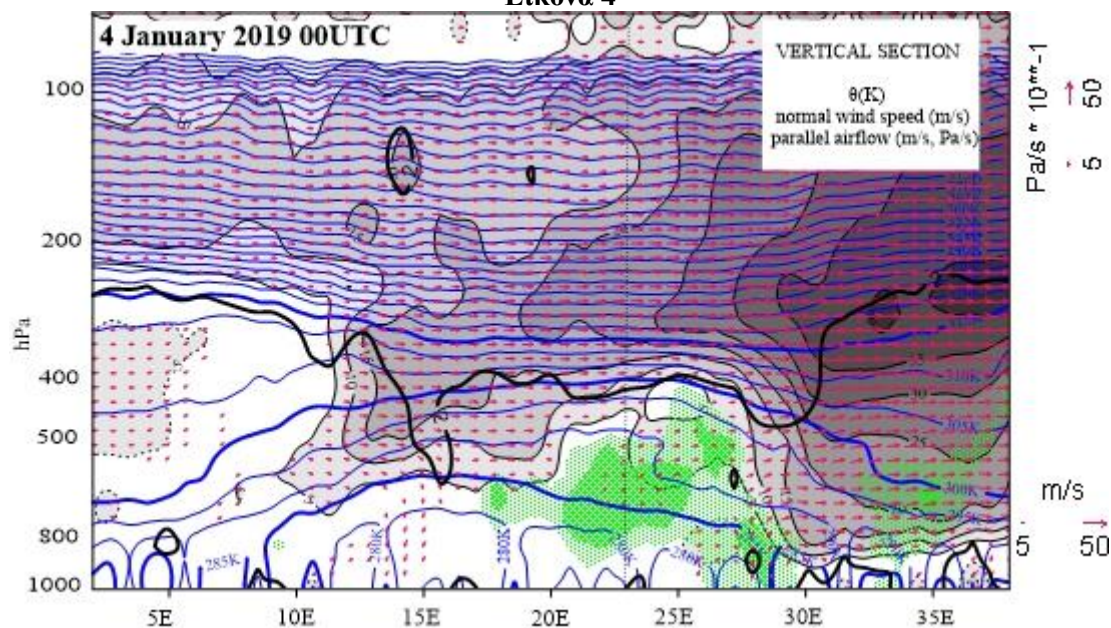
Από τη διακύμανση της γραμμής της $PV = 2PVU$, διακρίνεται μια πτώση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης στο τμήμα του πολικού αεροχειμάρρου (300 hPa), η οποία είναι εντονότερη και πιο εμφανής κοντά στις $15\text{-}16^{\circ}\text{E}$. Η συγκεκριμένη ατμοσφαιρική διαταραχή, θα ευνοήσει τη δημιουργία κέντρου χαμηλής πίεσης στο μπροστινό μέρος αυτής, η παρουσία του οποίου επαληθεύεται στο χάρτη επιφανείας της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC. Δευτερεύουσα περιοχή, όπου παρατηρείται αναδίπλωση και δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης, παρατηρείται κοντά στις $27\text{-}28^{\circ}\text{E}$. Η συγκεκριμένη διαταραχή σχετίζεται με βαρομετρικό χαμηλό, η ύπαρξη του οποίου επιβεβαιώνεται από τον αντίστοιχο χάρτη επιφανείας για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Και στις δύο παραπάνω περιοχές της τροπόσφαιρας, όπου προκύπτει δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης, οι iso- θ επιφάνειες συγκλίνουν πιο κοντά κατά την κατακόρυφη διεύθυνση. Με βάση την κατανομή των ισόθερων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ) και από τις δύο εικόνες (Εικόνα 3, Εικόνα 4), προκύπτει το συμπέρασμα ότι στο γεωγραφικό μήκος μεταξύ $8\text{-}30^{\circ}\text{E}$ περίπου επικρατούν οι ψυχρότερες αέριες, ενώ και πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης επικρατούν ψυχρές αέριες μάζες.

Εικόνα 3



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Εικόνα 4



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Σχήμα 2.1.43: Ζωνικές τομές στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC: **Εικόνα 3)** Ζωνική κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 40,5°N. Μπλε γραμμή: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Έγχρωμες κλειστές περιοχές εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: PV = 2 PVU (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 4)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 3), αλλά για τη ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές δυτικών (ανατολικών) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

4 Ιανουαρίου 2019 12 UTC (Μεσημβρινή τομή)

Στις μεσημβρινές κατακόρυφες τομές των παρακάτω εικόνων (Εικόνα 5, Εικόνα 6), για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, οι θέσεις των πυρήνων των αεροχειμάρρων δεν μεταβάλλονται σε σχέση με την προηγούμενη χρονική στιγμή μελέτης (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC) (Εικόνα 5). Η ζωνική συνιστώσα του ανέμου του πυρήνα του πολικού αεροχειμάρρου, μεταβάλλεται στην προκειμένη περίπτωση, καθότι είναι μικρότερη από την προηγούμενη χρονική στιγμή και φτάνει περίπου τα 40 m/s (Εικόνα 5). Όσον αφορά στα γεωγραφικά πλάτη κοντά στην περιοχή ενδιαφέροντος, διακρίνεται μια πτώση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης γύρω στις 37°N, η οποία φτάνει περίπου στα 450 hpa, ως προς το ελάχιστο ύψος αυτής. Η συγκεκριμένη ατμοσφαιρική διαταραχή, συνδέεται με κυκλογένεση στην επιφάνεια. Στην περιοχή αυτή της τροπόσφαιρας, η οποία συνδέεται με εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα με μεγάλο PV (δυναμικό στροβιλισμό), οι iso-θ επιφάνειες έρχονται πιο κοντά στην κατακόρυφη διεύθυνση, όπως διακρίνεται στις εικόνες (Εικόνα 5, Εικόνα 6), ενώ στο κέντρο της περιοχής αυτής επικρατεί και στατική ευστάθεια ($d\theta/dz > 0$).

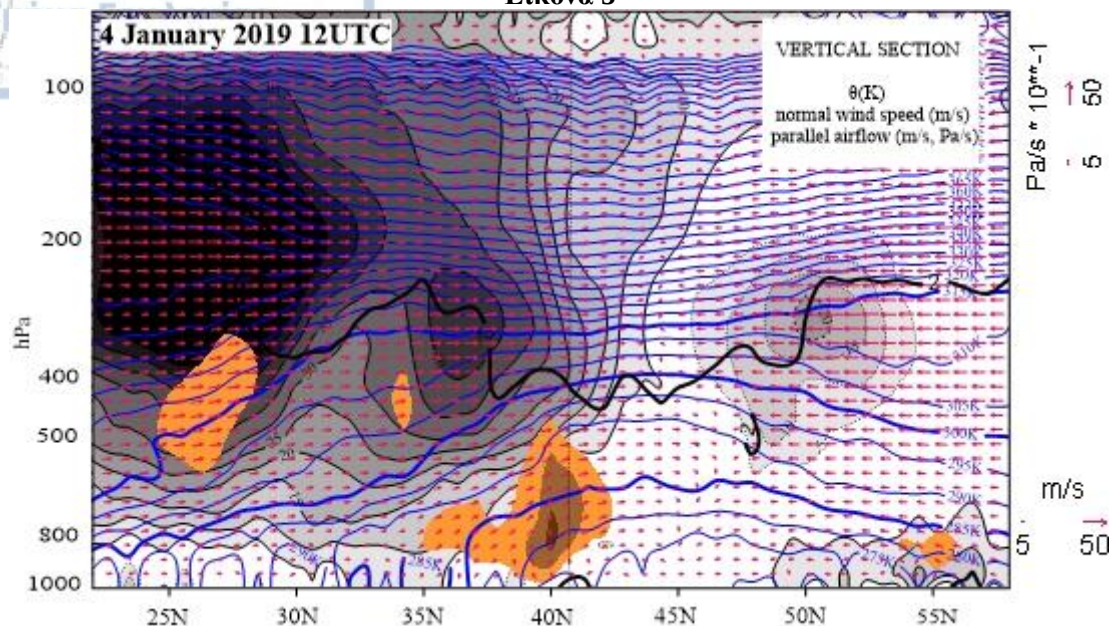
Περιοχή ισχυρών ανοδικών κινήσεων ($> 3 \text{ (Pa/s)} \cdot 10$) εντοπίζεται κοντά στις 40°N, οι οποίες ξεκινούν από τα χαμηλά τροποσφαιρικά στρώματα και φτάνουν μέχρι και τα μέσα, με τις μέγιστες τιμές να παρατηρούνται κοντά στα 800 hpa ($\sim 9 \text{ (Pa/s)} \cdot 10$) (Εικόνα 5). Το στρώμα αυτό ανοδικών κινήσεων του αέρα, ταυτίζεται με το μπροστινό μέρος της περιοχής της δυναμικής ανωμαλίας γύρω στις 37°N. Σε σύγκριση με τις ανοδικές κινήσεις κατά την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC), στη συγκεκριμένη χρονική στιγμή αυτές είναι πιο έντονες, η κατακόρυφη έκταση αυτών είναι μεγαλύτερη, δηλαδή το στρώμα όπου αυτές εμφανίζονται εκτείνεται σε μεγαλύτερο βάθος μέσα στην τροπόσφαιρα, ενώ παρουσιάζουν και μεγαλύτερη οριζόντια έκταση. Επίσης, στην ίδια περιοχή της ατμόσφαιρας όπου επικρατούν ισχυρά ανοδικά ρεύματα, παρατηρούνται και αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας ($> 85\%$) από τα χαμηλά έως τα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα (Εικόνα 6). Η ισχυροποίηση αυτή των ανοδικών κινήσεων, σε συνδυασμό με την αύξηση της σχετικής υγρασίας, σε μεγάλο βάθος μέσα στην τροπόσφαιρα, σηματοδοτεί την παρουσία δυναμικού αιτίου. Συγκεκριμένα, όσον αφορά στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, τα ισχυρά αυτά ανοδικά ρεύματα (Εικόνα 5) και οι αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας (Εικόνα 6), σχετίζονται με νετοφόρα νέφη και με την εκδήλωση χιονοπτώσεων, ενώ συνδέονται με την ύπαρξη ύφεσης δυτικότερα, η οποία κινείται σταδιακά ανατολικότερα. Συγκριτικά με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC), τα ανοδικά ρεύματα παρουσιάζουν αύξηση στην έντασή τους, εμφανίζονται σε μεγαλύτερο βάθος μέσα στην τροπόσφαιρα, ενώ και η σχετική υγρασία παρουσιάζει αύξηση από χαμηλότερα στρώματα.

Η καθ' ύψος μεταβολή της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), οδηγεί στο συμπέρασμα ότι από τις 34°N περίπου και βορειότερα επικρατούν ψυχρότερες αέριες μάζες. Μεταξύ των 34-38°N περίπου, διακρίνεται μια υπό κλίση ζώνη σύσφιξης των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), η οποία αποτελεί μετωπική ζώνη και



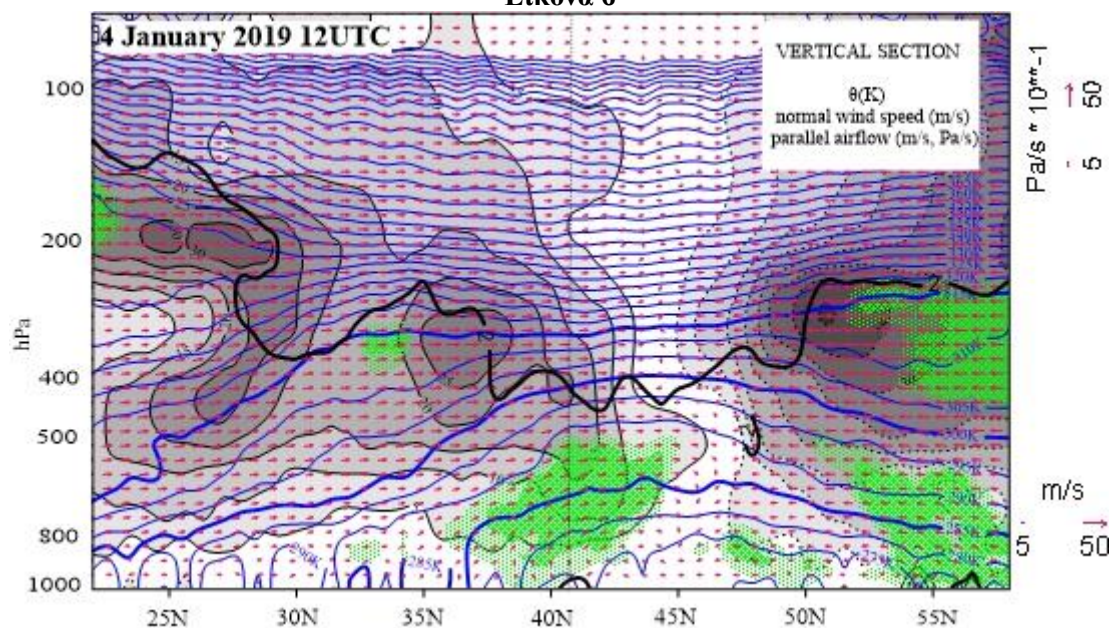
συγκεκριμένα ψυχρό μέτωπο. Αναφορικά με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC), κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, οι ψυχρές αέριες μάζες επεκτείνονται λίγο νοτιότερα, ενώ και πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνεται μια μικρή παρεταίρω μετακίνηση ψυχρότερων αερίων μαζών.

Εικόνα 5



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Εικόνα 6



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Σχήμα 2.1.44: Κατακόρυφες τομές στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC: **Εικόνα 5)** Μεσημβρινή κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 23°E. Μπλε γραμμές: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 10$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές ανατολικών (δυτικών) ανέμων. Καφέ-πορτοκαλί κλειστές περιοχές εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: PV = 2 PVU (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 6)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 5), αλλά για τη μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

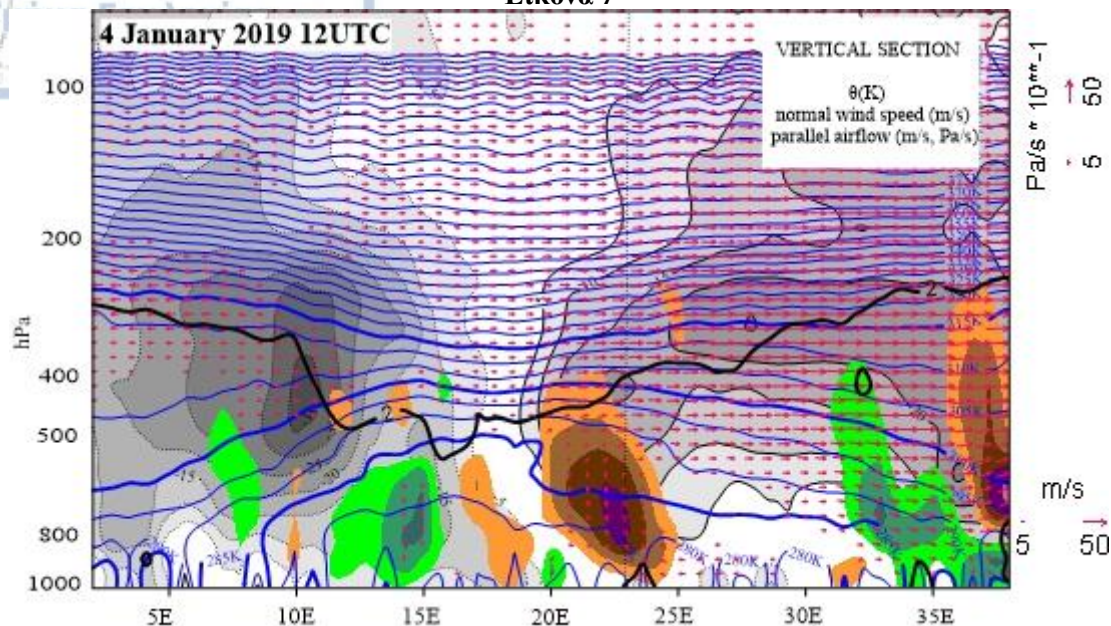
4 Ιανουαρίου 2019 12UTC (Ζωνική τομή)

Στις ζωνικές τομές των παρακάτω εικόνων (Εικόνα 7, Εικόνα 8) του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 2.1.45), για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, προκύπτει ότι το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης μειώνεται ιδιαίτερα περίπου στις 16°E, γεγονός το οποίο συνδέεται με την ύπαρξη ατμοσφαιρικής διαταραχής στη συγκεκριμένη περιοχή. Παράλληλα και οι iso-θ επιφάνειες, έρχονται πιο κοντά κατά την κατακόρυφη διεύθυνση στη συγκεκριμένη περιοχή της τροπόσφαιρας και στο συγκεκριμένο γεωγραφικό μήκος. Σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC), η θέση που εμφανίζεται η διαταραχή δεν αλλάζει. Στρώμα ισχυρών ανοδικών κινήσεων ($> 6 \text{ (Pa/s)} \cdot 10$) από την επιφάνεια έως τα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα, παρατηρείται στο γεωγραφικό μήκος περίπου των 23-24°E, το οποίο αντιστοιχεί και στο γεωγραφικό μήκος της Θεσσαλονίκης (Εικόνα 7). Επίσης, στο ίδιο γεωγραφικό μήκος, παρατηρούνται και αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας ($> 85\%$) από τα χαμηλά έως και τα μέσα στρώματα της τροπόσφαιρας (Εικόνα 8). Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, επικρατούν υετοφόρα νεφικά συστήματα, με αποτέλεσμα της εκδήλωση φαινομένων. Συγκριτικά με την προηγούμενη κατάσταση η οποία μελετάται (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC), οι ανοδικές κινήσεις κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή είναι αρκετά πιο έντονες στο ίδιο γεωγραφικό μήκος, γεγονός που σηματοδοτεί την ύπαρξη δυναμικού αιτίου δυτικότερα της περιοχής ενδιαφέροντος, το οποίο σταδιακά την προσεγγίζει, κινούμενο ανατολικότερα.

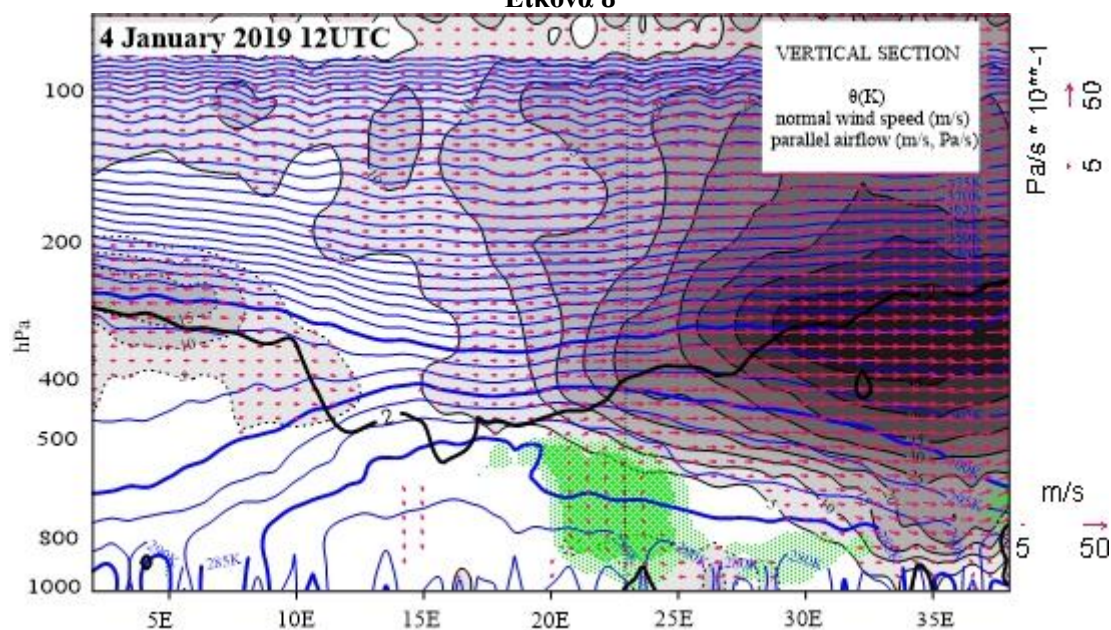
Στρώμα καθοδικών κινήσεων ($< -6 \text{ (Pa/s)} \cdot 10$) παρατηρείται στο γεωγραφικό μήκος των 14°E περίπου (Εικόνα 7), το οποίο σχετίζεται με αντικυκλωνικό σύστημα στην περιοχή. Συγκριτικά με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC), οι καθοδικές κινήσεις κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή εμφανίζονται με μικρότερη σχετικά ένταση. Η κατανομή των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), οδηγεί στο συμπέρασμα ότι μεταξύ των 8-33°E περίπου, επικρατούν οι ψυχρότερες αέριες μάζες. Από τις 8°E και ανατολικότερα, δηλαδή σε περιοχής της δυτικής και βορειοδυτικής Ευρώπης, επικρατούν θερμότερες αέριες μάζες, οι οποίες συνδέονται με την παρουσία συστήματος υψηλής πίεσης και ridge στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Επίσης, μεταξύ των 15-20°E, διακρίνεται μια κυρτή περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), η οποία αντιστοιχεί σε μετωπική ζώνη και μάλιστα σε ψυχρό μέτωπο, όπως επαληθεύεται και από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας.

Σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 00UTC), οι ψυχρές αέριες μάζες παρουσιάζουν μια ανατολικότερη μετακίνηση, ενώ και πάνω από τη Θεσσαλονίκη παρατηρείται μια μικρή παρεταίρω μετακίνηση ψυχρότερων αερίων μαζών.

Εικόνα 7



Εικόνα 8



Σχήμα 2.1.45: Ζωνικές τομές στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC: **Εικόνα 7)** Ζωνική κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 40,5°N. Μπλε γραμμή: Δυναμική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Έγχρωμες κλειστές περιοχές εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: PV = 2 PVU (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 8)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 7), αλλά για τη ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές δυτικών (ανατολικών) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυναμική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

5 Ιανουαρίου 2019 00UTC (Μεσημβρινή τομή)

Στις παρακάτω εικόνες (Εικόνα 9, Εικόνα 10), του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 2.1.46), όπου παρουσιάζονται οι κατακόρυφες μεσημβρινές τομές κατά μήκος των 23°Ε για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00UTC, φαίνεται ότι η απόσταση μεταξύ των δύο αεροχειμάρρων, δηλαδή του υποτροπικού και του πολικού έχει μειωθεί (Εικόνα 9). Αυτό συμβαίνει διότι κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή και φάση της υπό μελέτη κακοκαιρίας, οι τροπικές αέριες μάζες ανεβαίνουν πιο βόρεια και οι πολικές κατέρχονται πιο νότια, με αποτέλεσμα οι δύο αεροχειμάρροι να πλησιάζουν αρκετά ο ένας τον άλλον. Έτσι, εμφανίζονται δύο μέγστα (πυρήνες) στα 200 και 300 hPa περίπου και σχηματίζεται ένας «διπλός» αεροχειμάρρος ο οποίος καλείται και «δυτικός». Η ένωση αυτή συντελεί στις αρκετά μεγάλες ταχύτητες ανέμου που εμφανίζονται στον πυρήνα του «διπλού» αεροχειμάρρου, καθώς στο ύψος των αεροχειμάρρων το κύτταρο Ferrel δεν υπάρχει κι συνεπώς το ύψος της τροπόπαυσης μεταβάλλεται από το ύψος της, στην τροπική ζώνη κατευθείαν στο ύψος που έχει στην πολική (Μπρίκας, 2006). Το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης παραμένει χαμηλό περίπου στα 450 hPa κοντά στις 38°N, σε χαμηλότερο ύψος συγκριτικά με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), γεγονός που συνδέεται με την παρουσία δυναμικού αιτίου, όπως επιβεβαιώνεται από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Η μεγαλύτερη αυτή μείωση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης κατά τη συγκεκριμένη υπό μελέτη χρονική στιγμή, συνδέεται παράλληλα με την μικρή παρεταίρω βάρυνση της ύφεσης στο Αιγαίο και την καλύτερη οργάνωση αυτής. Επιπλέον, στην περιοχή αυτή της τροπόσφαιρας, όπου το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης παρουσιάζει μείωση, οι ισόθερμες της δυνητικές θερμοκρασίας (θ) έρχονται πιο κοντά στην κατακορυφή διεύθυνσης, ενώ επικρατεί και στατική ευστάθεια ($d\theta/dz > 0$).

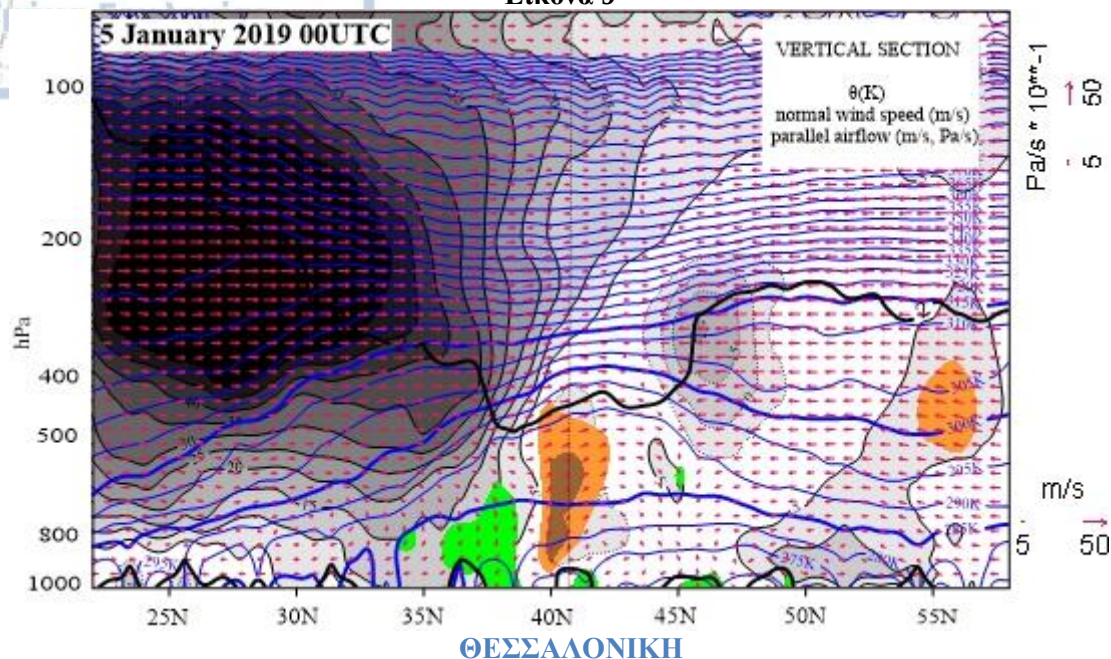
Από την κατανομή των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), προκύπτει ότι μεταξύ των 34-50°N περίπου επικρατούν ψυχρές αέριες μάζες, ενώ νοτιότερα των 34°N θερμές αέριες μάζες. Μεταξύ των 25-38°N περίπου, διακρίνεται μια υπό κλίση περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), η οποία αντιστοιχεί σε μια μετωπική ζώνη. Η μετωπική αυτή ζώνη, η οποία ξεκινά από την επιφάνεια έως τα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα, αντιστοιχεί σε ψυχρό μέτωπο, η ύπαρξη του οποίου επαληθεύεται και από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας. Σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), οι ψυχρές αέριες μάζες μετακινούνται νοτιότερα, ενώ στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, η οποία ανήκει στο γεωγραφικό πλάτος των 40,5°N, διακρίνεται μια μικρή παρεταίρω πτώση της θερμοκρασίας και μια μικρή παραταίρω μετακίνηση ψυχρότερων αερίων μαζών σχεδόν σε όλες τις στάθμες καθ' ύψος.

Στο γεωγραφικό πλάτος περίπου των 40°N, στο οποίο ανήκει και η περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνεται ένα στρώμα ισχυρών ανοδικών κινήσεων, με τις μεγαλύτερες ανοδικές κινήσεις να σημειώνονται στο στρώμα 900 - 450 hPa και τις μέγιστες ανοδικές κινήσεις στο στρώμα μεταξύ των 850 - 550 hPa περίπου (> 3 (Pa/s)*10)(Εικόνα 9). Στην περιοχή αυτή της τροπόσφαιρας, η σχετική υγρασία είναι αρκετά αυξημένη και ξεπερνάει το 85% (Εικόνα 10). Σε σύγκριση με τα ανοδικά

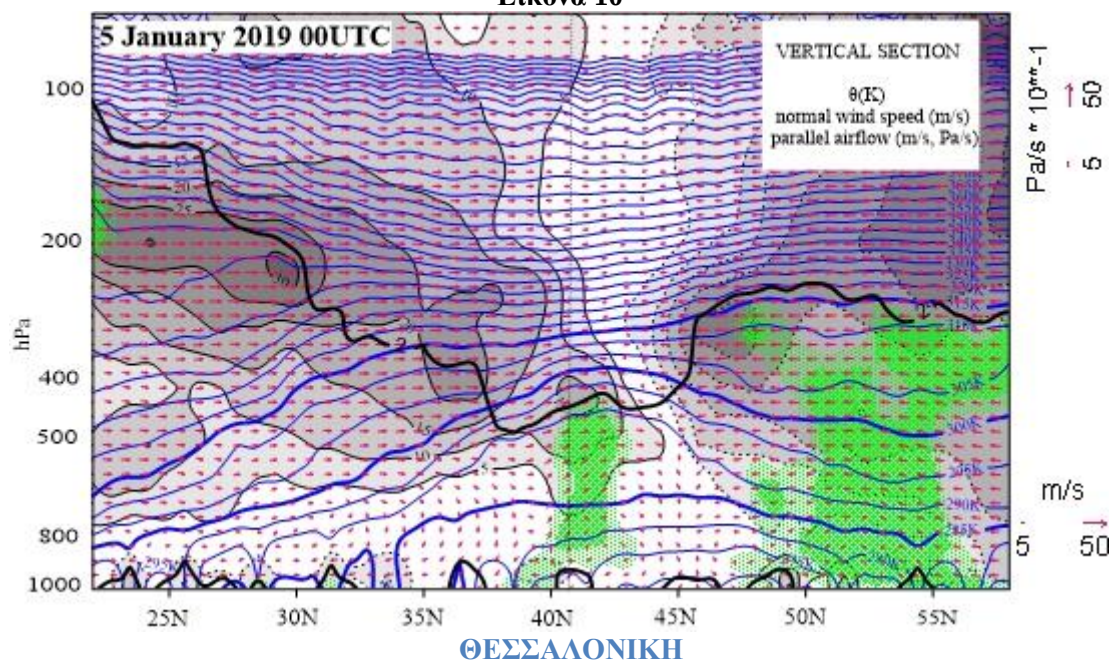
ρεύματα στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος, κατά την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), στην προκειμένη κατάσταση της ατμόσφαιρας και φάση της κακοκαιρίας, τα ανοδικά ρεύματα παρουσιάζουν κάποια εξασθένιση ως προς την ένταση αυτών. Επίσης, παρουσιάζουν και μια μείωση όσον αφορά στην οριζόντια έκταση τους, ενώ ξεκινούν και από λίγο μεγαλύτερο ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα. Αυτό συνεπάγεται τη σταδιακά απομάκρυνση του δυναμικού αιτίου από την περιοχή ενδιαφέροντος. Επιπλέον, η σχετική υγρασία αν και παραμένει υψηλή στα μέσα κυρίως στρώματα της τροπόσφαιρας, η οριζόντια κατανομή και έκταση αυτής εμφανίζει περιορισμό σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση μελέτης (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC).

Περιοχή όπου κατέρχεται ο αέρας από τα μέσα στρώματα της τροπόσφαιρας έως και την επιφάνεια, εντοπίζεται κοντά στις 37°N (Εικόνα 9) και συνδέεται με αντικυκλωνικό σύστημα. Παράλληλα, το συγκεκριμένο στρώμα εμφανίζεται πολύ ξηρό ως αναμένεται (Εικόνα 10), καθώς ο αέρας κατέρχεται αδιαβατικά, συμπιέζεται και θερμαίνεται. Οι καθοδικές αυτές κινήσεις, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), εντοπίζονται σε χαμηλότερα στρώματα μέσα στην τροπόσφαιρα, γεγονός που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το αντικυκλωνικό σύστημα ενισχύεται και αποκτά καλύτερα δομή. Λαμβάνοντας υπόψη την περιοχή της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης, η οποία συνδέεται με την περιοχή όπου το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης παρουσιάζει πτώση δηλαδή κοντά στις 38°N , τότε το στρώμα ανοδικών ρευμάτων κοντά στις 40°N , ταυτίζεται με την περιοχή ανοδικών κινήσεων, οι οποίες εμφανίζονται πάντα στο μπροστινό μέρος της δυναμικής ανωμαλίας, ενώ το στρώμα καθοδικών ρευμάτων κοντά στις 37°N , ταυτίζεται με την περιοχή καθοδικών κινήσεων στο πίσω μέρος της δυναμικής ανωμαλίας.

Εικόνα 9



Εικόνα 10



Σχήμα 2.1.46: Κατακόρυφες τομές στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC: **Εικόνα 9)** Μεσημβρινή κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 23°E. Μπλε γραμμές: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 10$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές ανατολικών (δυτικών) ανέμων. Καφέ-πορτοκαλί κλειστές περιοχές εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: PV = 2 PVU (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 10)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 9), αλλά για τη μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

5 Ιανουαρίου 2019 00UTC (Ζωνική τομή)

Στις παρακάτω εικόνες (Εικόνα 11, Εικόνα 12) του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 2.1.47), όπου συνοψίζονται οι ζωνικές τομές κατά μήκος της παραλλήλου των 23°E, για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, διακρίνεται ένα αρκετά ισχυρό στρώμα ανοδικών ρευμάτων κοντά στις 25°E (Εικόνα 11). Το ανοδικό αυτό ρεύμα, εκτείνεται αρκετά μέσα στην τροπόσφαιρα φτάνοντας έως και στα 350 hpa περίπου, με τις μέγιστες τιμές αυτού να σημειώνονται στα μέσα κυρίως τροποσφαιρικά στρώματα (~ 12 (Pa/s)*10). Μεταξύ των 10-15°E περίπου, παρατηρούνται καθοδικά ρεύματα με τις μέγιστες τιμές (~ -6 (Pa/s)*10) να σημειώνονται στο στρώμα 700 – 900 hpa (Εικόνα 11).

Επιπλέον, στο στρώμα όπου παρατηρούνται οι ισχυρές ανοδικές κινήσεις, διακρίνονται και αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας ($> 85\%$)(Εικόνα 12), σε αρκετά μεγάλη και κατακόρυφη και οριζόντια έκταση. Η περιοχή αυτή, όπου παρατηρούνται ισχυρά ανοδικά ρεύματα και αυξημένη σχετική υγρασία από τα χαμηλά έως και τα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα, συνδέεται με την ύπαρξη βαρομετρικού χαμηλού με κέντρο στην περιοχή του ανατολικού Αιγαίου. Σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), τόσο η κατανομή και η ένταση του ανοδικού ρεύματος, όσο και η κατανομή της σχετικής υγρασίας παρουσιάζουν διαφορές. Οι σημαντικότερες αυτές διαφορές, έγκειται στην ανατολικότερη κίνηση του στρώματος των ανοδικών κινήσεων, η οποία συνδέεται λογικώς με την ανατολικότερη κίνηση του κέντρου του βαρομετρικού χαμηλού στο Αιγαίο, αλλά και στην ισχυροποίηση των ανοδικών κινήσεων, στη μεγαλύτερη καθ' ύψος έκταση του στρώματος αυτού και στην οριζόντια και κατακόρυφη αύξηση της περιοχής, όπου καταβάλλεται από μεγάλες τιμές σχετικής υγρασίας, παράμετροι που σχετίζονται με την παρεταίρω βάθυνση της ύφεσης στο Αιγαίο. Όσον αφορά στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, τα ισχυρά ανοδικά ρεύματα και το στρώμα αυξημένης σχετικής υγρασίας (Εικόνα 11, Εικόνα 12), παρουσιάζουν μια ανατολικότερη μετακίνηση σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), η οποία συνδέεται άμεσα με την ανατολικότερη κίνηση της ύφεσης στην περιοχή του Αιγαίου.

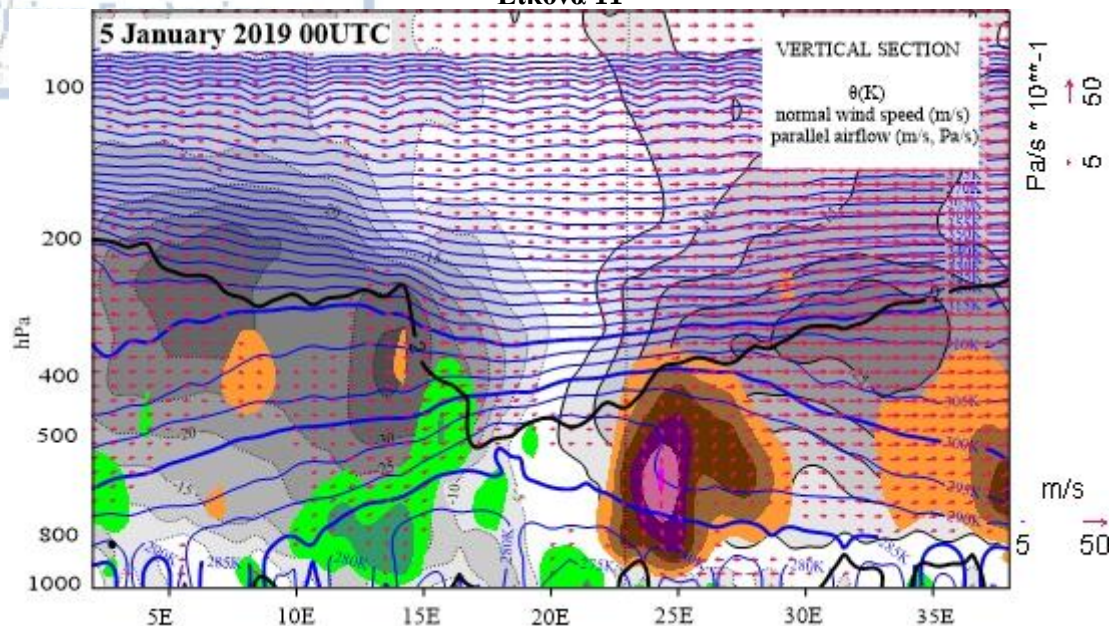
Λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), τότε προκύπτει ότι μεταξύ των 8-35°E περίπου, επικρατούν οι ψυχρότερες αέριες μάζες, όπως περίπου και στην προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), με μια μικρή ανατολικότερη μετακίνηση των ψυχρών αερίων μαζών. Στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, συνεχίζουν να επικρατούν πολύ ψυχρές αέριες μάζες, ενώ εμφανίζεται η τάση για μια μικρή περαιτέρω πτώση της θερμοκρασίας, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12 UTC).

Όσον αφορά στο ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης, σε σύγκριση με την προηγούμενη κατάσταση (4 Ιανουαρίου 2019 12UTC), η μικρότερη τιμή αυτού, δηλαδή η μεγαλύτερη μείωση αυτού και η συνεπώς η ατμοσφαιρική διαταραχή, εντοπίζεται λίγο πιο ανατολικά, οδηγώντας έτσι και στην ανατολικότερη κίνηση της ύφεσης, η οποία συνέβαλλε στις χιονοπτώσεις. Στην περιοχή αυτή της τροπόσφαιρας, όπου το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης είναι χαμηλό, διακρίνεται σύσφιξη των



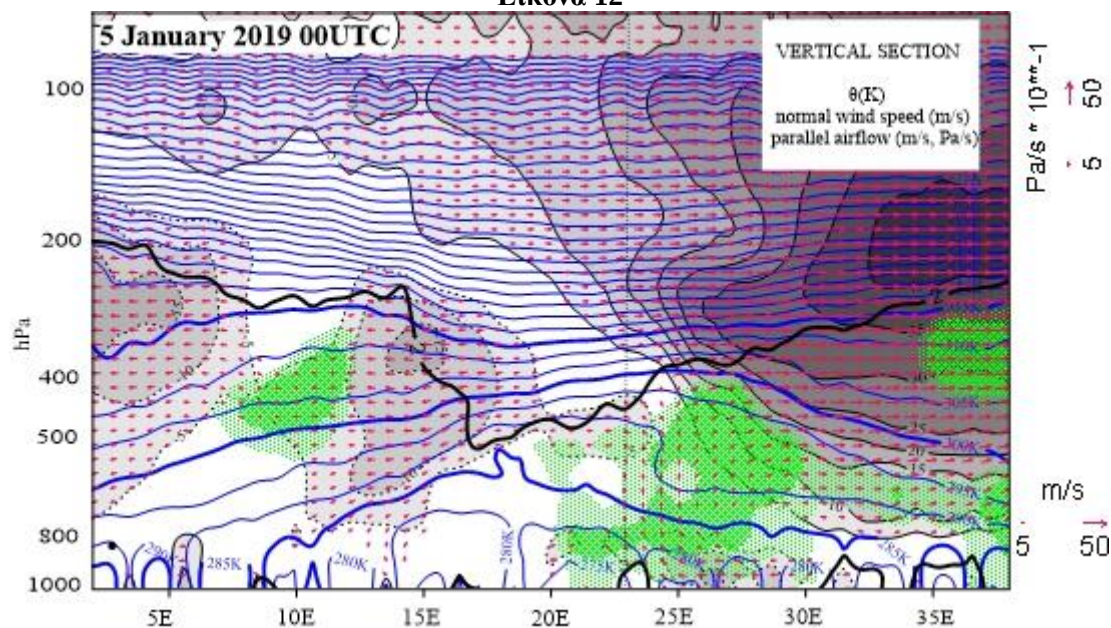
ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), δηλαδή η απόσταση των iso- θ επιφανειών μειώνεται κατακόρυφα.

Εικόνα 11



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Εικόνα 12



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Σχήμα 2.1.47: Ζωνικές τομές στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC: **Εικόνα 11)** Ζωνική κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 40,5°N. Μπλε γραμμή: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Έγχρωμες κλειστές περιοχές εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: $PV = 2$ PVU (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 12)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 11), αλλά για τη ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές δυτικών (ανατολικών) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

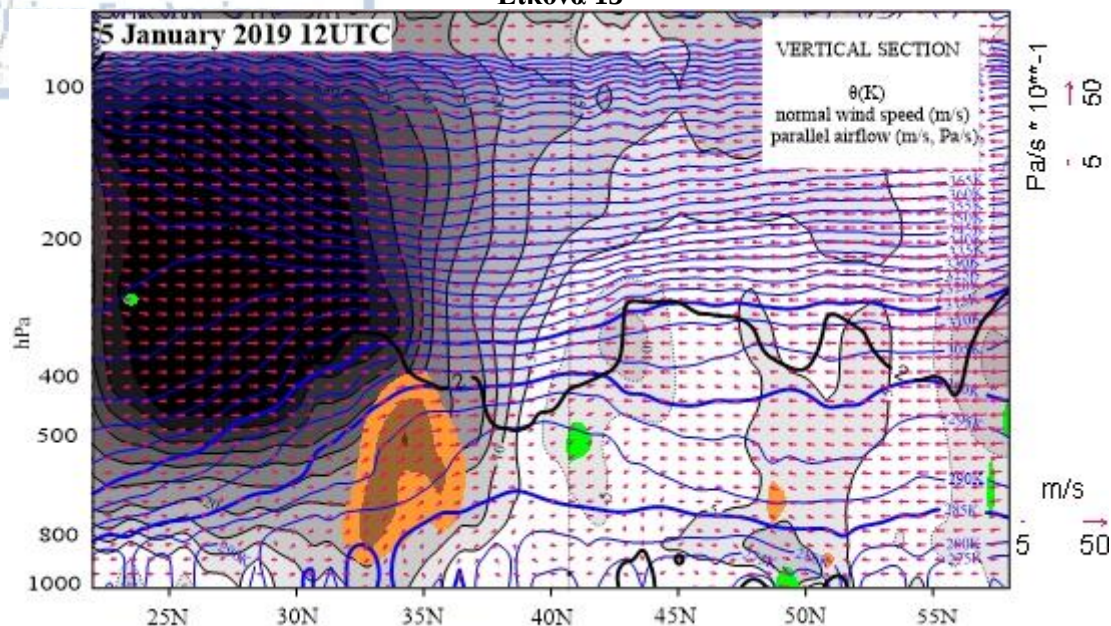
5 Ιανουαρίου 2019 12UTC (Μεσημβρινή τομή)

Στις μεσημβρινές κατακόρυφες τομές του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 2.1.48) (Εικόνα 13, Εικόνα 14), για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, η απόσταση μεταξύ των δύο αεροχειμάρων συνεχίζει να παραμένει μικρή, διατηρώντας εξίσου τα χαρακτηριστικά του «διπλού» αεροχειμάρρου όπως και στην προηγούμενη κατάσταση 12 UTC ώρες πριν, ενώ και οι θέσεις αυτών δεν μεταβάλλονται σημαντικά σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC)(Εικόνα 13), παρόλο που παρουσιάζουν μια νοτιότερη μετατόπιση. Το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης εμφανίζεται μειωμένο περίπου στα 500 hpa, στις 37-38°N περίπου, χωρίς αξιόλογη μεταβολή σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC).

Στρώμα ανοδικών κινήσεων ($> 3(\text{Pa/s}) \cdot 10$) παρατηρείται στο γεωγραφικό πλάτος περίπου των 38°N (Εικόνα 13), ενώ στην ίδια περιοχή εμφανίζονται και αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας ($> 85\%$) κυρίως στα μέσα στρώματα της τροπόσφαιρας (Εικόνα 14). Η περιοχή αυτή ανοδικών κινήσεων και αυξημένης σχετικής υγρασίας, συνδέεται με την ύπαρξη βαρομετρικού χαμηλού. Σε σύγκριση με την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC), εμφανίζονται διαφορές, κυρίως ως προς το γεωγραφικό πλάτος όπου παρατηρούνται τα ανοδικά ρεύματα. Ειδικότερα, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, κοντά στις 40°N και άρα πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης δεν εμφανίζονται ανοδικές κινήσεις (Εικόνα 13). Μάλιστα, εμφανίζεται μια μικρή περιοχή ασθενών καθοδικών κινήσεων, περίπου στα 500 hpa (Εικόνα 13). Η περιοχή αυτή καθοδικών κινήσεων, συνδέεται με ένα κλειστό κέντρο υψηλής πίεσης (αντικυκλώνας), περιορισμένης έκτασης, περίπου στις 41°N, όπως επιβεβαιώνεται και από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας στην παράγραφο 2.2, της παρούσας διατριβής.

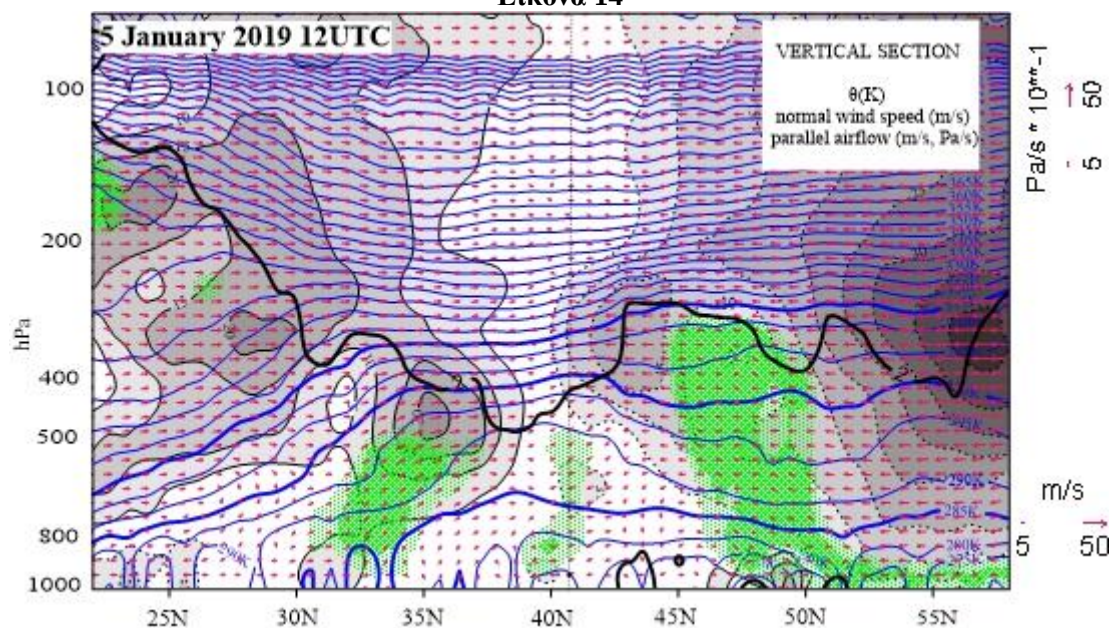
Η κατανομή των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι χαμηλότερες θερμοκρασίες επικρατούν από τις 35°N περίπου και βορειότερα. Σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC), η κατανομή των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ) δε διαφέρει σημαντικά αν και διακρίνεται μια μικρή μετακίνηση των ψυχρών αερίων μαζών νοτιότερα. Στη Θεσσαλονίκη η εικόνα της κατανομής της θερμοκρασίας, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC), δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή, με τις πολύ ψυχρές αέριες μάζες να συνεχίζουν να παραμένουν πάνω από την περιοχή. Με κέντρο κοντά στις 25°N, παρατηρείται μια περιοχή σύσφιξης των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ), η οποία αντιστοιχεί σε ψυχρό μέτωπο, όπως επαληθεύεται από το χάρτη επιφάνειας για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή.

Εικόνα 13



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Εικόνα 14



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Σχήμα 2.1.48: Κατακόρυφες τομές στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC: **Εικόνα 13)** Μεσημβρινή κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 23°E. Μπλε γραμμές: Δυναμική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 10$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές ανατολικών (δυτικών) ανέμων. Εστιγμένες (συνεχείς) κόκκινες καμπύλες εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: PV = 2 PVU (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 14)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 13), αλλά για τη μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυναμική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

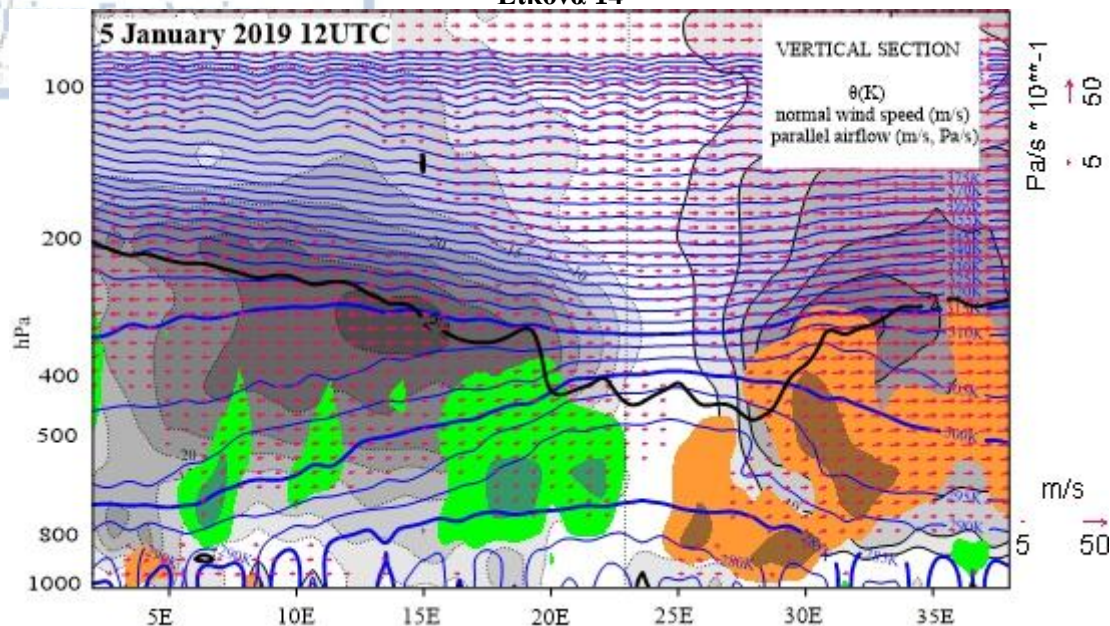
5 Ιανουαρίου 2019 12UTC (Ζωνική τομή)

Στις ζωνικές τομές της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, όπως απεικονίζονται στις παρακάτω εικόνες (Εικόνα 14, Εικόνα 15) του παρακάτω σχήματος (Σχήμα 2.1.49), διακρίνονται οι καθοδικές κινήσεις μεταξύ 18-22°E περίπου (Εικόνα 14), περιοχή η οποία σχετίζεται με το κέντρο ενός συστήματος υψηλής πίεσης (αντικυκλώνας). Σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC), παρατηρείται μια διαφορά ως προς τη θέση, όπου σημειώνονται οι καθοδικές κινήσεις. Συγκεκριμένα, κατά την υπό μελέτη χρονική στιγμή, το στρώμα των καθοδικών κινήσεων μετατοπίζεται λίγο πιο ανατολικά, σε συμφωνία με την ανατολικότερη επέκταση των υψηλών πιέσεων της δυτικής Ευρώπης.

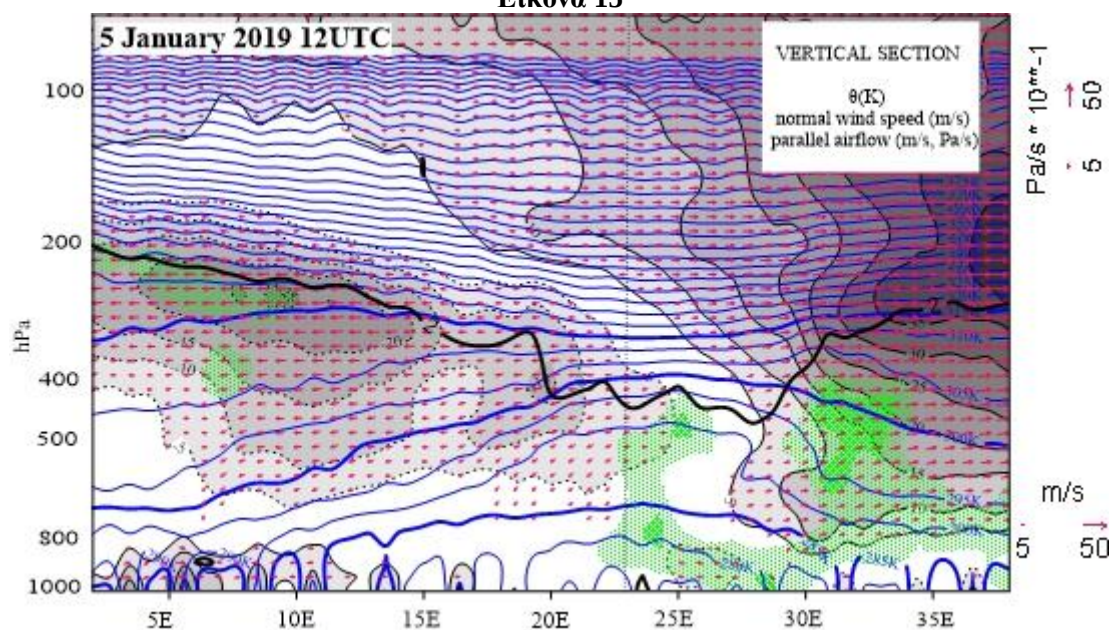
Στρώμα ανοδικών κινήσεων, κυρίως στα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα (Εικόνα 14) με αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας (> 85%) (Εικόνα 5), διακρίνεται σε περιοχή μεταξύ των 26-33°N περίπου. Η περιοχή αυτή των ανοδικών κινήσεων, σε συνδυασμό με την αυξημένη σχετική υγρασία, συνδέεται με την παρουσία ύφεσης. Λαμβάνοντας υπόψη την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC), συγκριτικά με την υπό μελέτη χρονική στιγμή, προκύπτει ότι το στρώμα ανοδικών κινήσεων μετατοπίζεται ανατολικότερα, με την ταυτόχρονη κίνηση και της ύφεσης του Αιγαίου ανατολικότερα. Επίσης, πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, αρχίζουν να επικρατούν καθοδικές κινήσεις, οι οποίες σχετίζονται με την ύπαρξη υψηλών αντικυκλωνικών πιέσεων δυτικά-βορειοδυτικά, όπως επαληθεύεται και από τους αντίστοιχους χάρτες επιφάνειας και οι οποίες εμφανίζουν τάση επέκτασης προς τα ανατολικά. Αυτό συνεπάγεται ότι το δυναμικό αίτιο, το οποίο συνέβαλλε στην εκδήλωση χιονοπτώσεων, έχει απομακρυνθεί αρκετά από την περιοχή μελέτης, με αποτέλεσμα τα φαινόμενα να εξασθενούν ή και να σταματούν.

Η κατανομή των ισόθερμων της δυνητικής θερμοκρασίας (θ) εμφανίζει μια μικρή μεταβολή, με αποτέλεσμα οι ψυχρότερες αέριες μάζες να εντοπίζονται λίγο πιο ανατολικά σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (5 Ιανουαρίου 2019 00UTC). Όσον αφορά στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, δε διακρίνεται κάποια σημαντική διαφορά στο θερμοκρασιακό προφίλ της ατμόσφαιρας καθ' ύψος.

Εικόνα 14



Εικόνα 15



Σχήμα 2.1.49: Ζωνικές τομές στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC: **Εικόνα 14)** Ζωνική κατακόρυφη τομή κατά μήκος των 40,5°N. Μπλε γραμμή: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Σκίαση: Μεσημβρινή συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές βορείων (νοτίων) ανέμων. Έγχρωμες κλειστές περιοχές εσωκλείουν περιοχές ανοδικών (καθοδικών) κινήσεων $w > \pm 25$ (Pa/s)*10. Έντονη μαύρη γραμμή: PV = 2 PVU (δυναμική τροπόπαυση). **Εικόνα 15)** Όπως στην τομή α (Εικόνα 14), αλλά για τη ζωνική συνιστώσα ανέμου $> \pm 5$ m/s. Εστιγμένες (συνεχείς) καμπύλες εσωκλείουν περιοχές δυτικών (ανατολικών) ανέμων. Μπλε γραμμές: Δυνητική θερμοκρασία (θ) ανά 5°K. Βέλη: κατακόρυφη κυκλοφορία, παράλληλη με το επίπεδο της τομής. Γραμμοσκίαση με πράσινη απόχρωση: σχετική υγρασία $> 75\%$ ανά 10%.

2.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΧΑΡΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6/1/2019

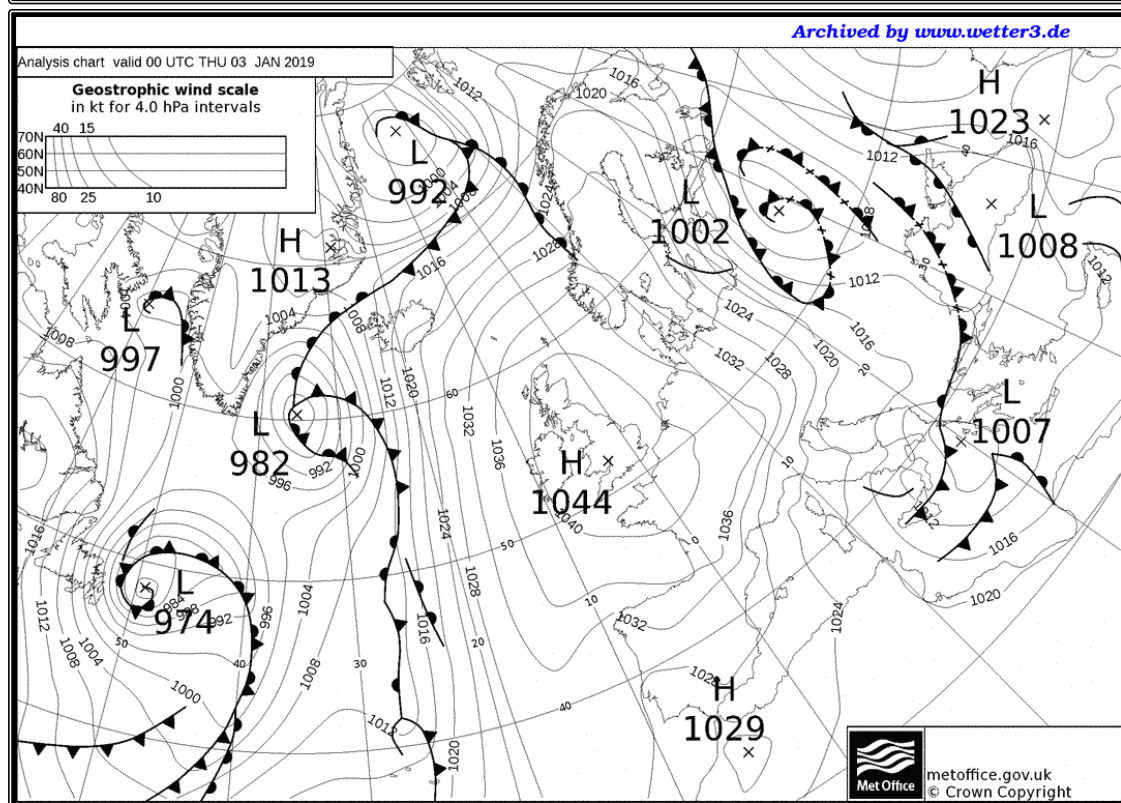
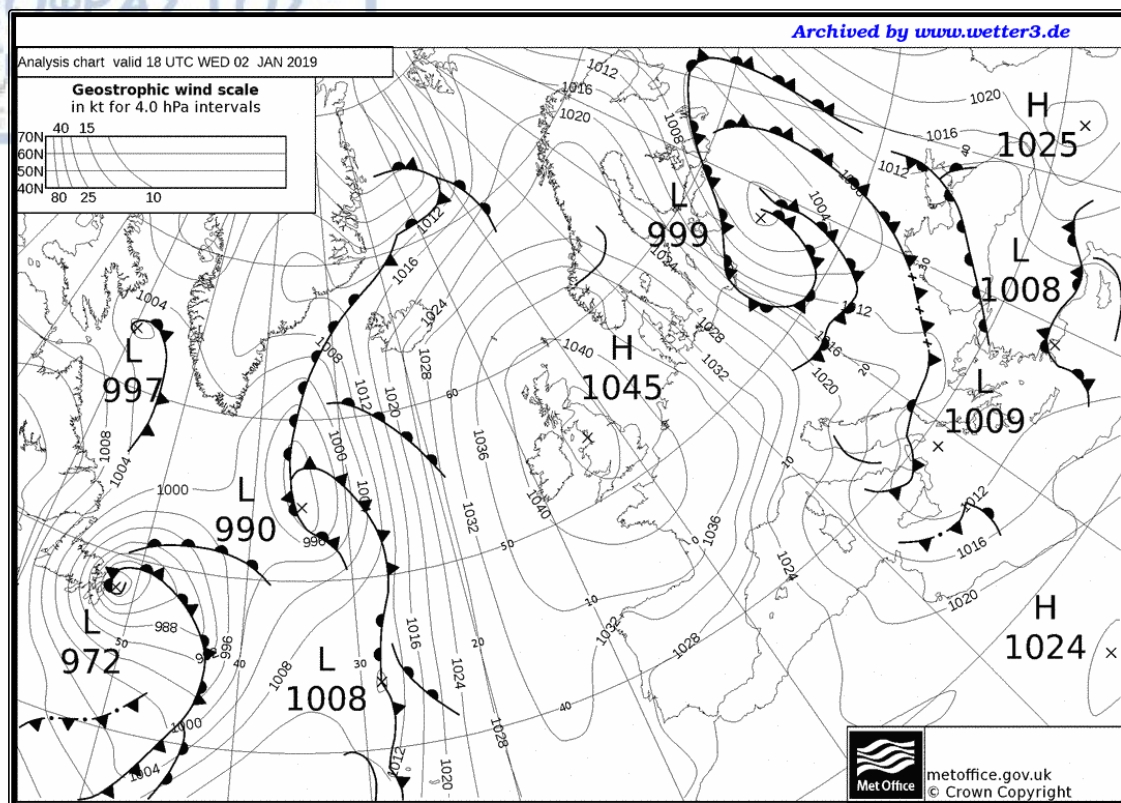
Οι χάρτες επιφάνειας αποτελούν ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο στη διαδικασία πρόγνωσης καιρού, καθώς συμβάλλουν στην κατανόηση και ανάλυση της συνοπτικής κατάστασης της ατμόσφαιρας, μέσω της συλλογής πραγματικών δεδομένων παρατήρησης του καιρού από ένα παγκόσμιο δίκτυο επίγειων σταθμών. Οι παρατηρήσεις αυτές συνήθως εκτελούνται κάθε μια ή τρεις ώρες και αφού κωδικοποιούνται με μορφή τηλεγραφήματος, το οποίο είναι γνωστό με τον όρο **SYNOP**, στέλνονται στα διάφορα μετεωρολογικά κέντρα, προς αποκωδικοποίηση και ανάλυση. Σε ένα χάρτη επιφάνειας, το κύριο χαρακτηριστικό είναι οι γραμμές που ενώνουν περιοχές με ίσες τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης (αναχθείσας στην μέση στάθμη της θάλασσας). Οι γραμμές αυτές ονομάζονται ισοβαρείς. Η χρησιμότητα των ισοβαρών γραμμών και κατ' επέκταση των χαρτών επιφάνειας, έγκειται στο γεγονός πως επιτρέπουν την αναγνώριση συνοπτικών μετεωρολογικών χαρακτηριστικών όπως οι αντυκυκλώνες, οι υφέσεις, τα μέτωπα, οι σκάφες (troughs) και οι ράχες (ridges). Εντοπίζοντας τα διάφορα αυτά συνοπτικά συστήματα καιρού, αλλά και τη γεωγραφική θέση που κατέχουν, το είδος και τη δομή τους, προκύπτουν ασφαλή συμπεράσματα για το διαμορφούμενο καιρό μιας περιοχής, αλλά και για τον τύπο καιρού και κυκλοφορίας που επικρατεί.

Με βάση τις παραπάνω γενικεύσεις, εύκολα προκύπτουν συμπεράσματα ως προς το επεισόδιο χιονόπτωσης, το οποίο επηρέασε την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου 2019, αναλύοντας τη συνοπτική κατάσταση για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα με τη χρήση χαρτών επιφάνειας. Οι χάρτες επιφάνειας, όπως αυτοί συνοψίζονται παρακάτω, περιγράφονται και αποτυπώνονται σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο, καθώς στα βαρομετρικά χαμηλά που σχηματίζονται υπάρχει απουσία μετωπικού ρήγματος μεταξύ των ψυχρών και θερμών μετώπων, γεγονός χαρακτηριστικό της περιγραφής κυκλωνικών συστημάτων με βάση το Νορβηγικό μοντέλο. Επίσης, σε όλους τους χάρτες επιφάνειας που ακολουθούν, οι συνεχείς μαύρες γραμμές αποτελούν τις ισοβαρείς καμπύλες, οι οποίες ενώνουν περιοχές με ίδια ατμοσφαιρική πίεση (αναχθείσας στη μέση στάθμη θάλασσας), η χάραξη των οποίων γίνεται ανά 4 hpa.

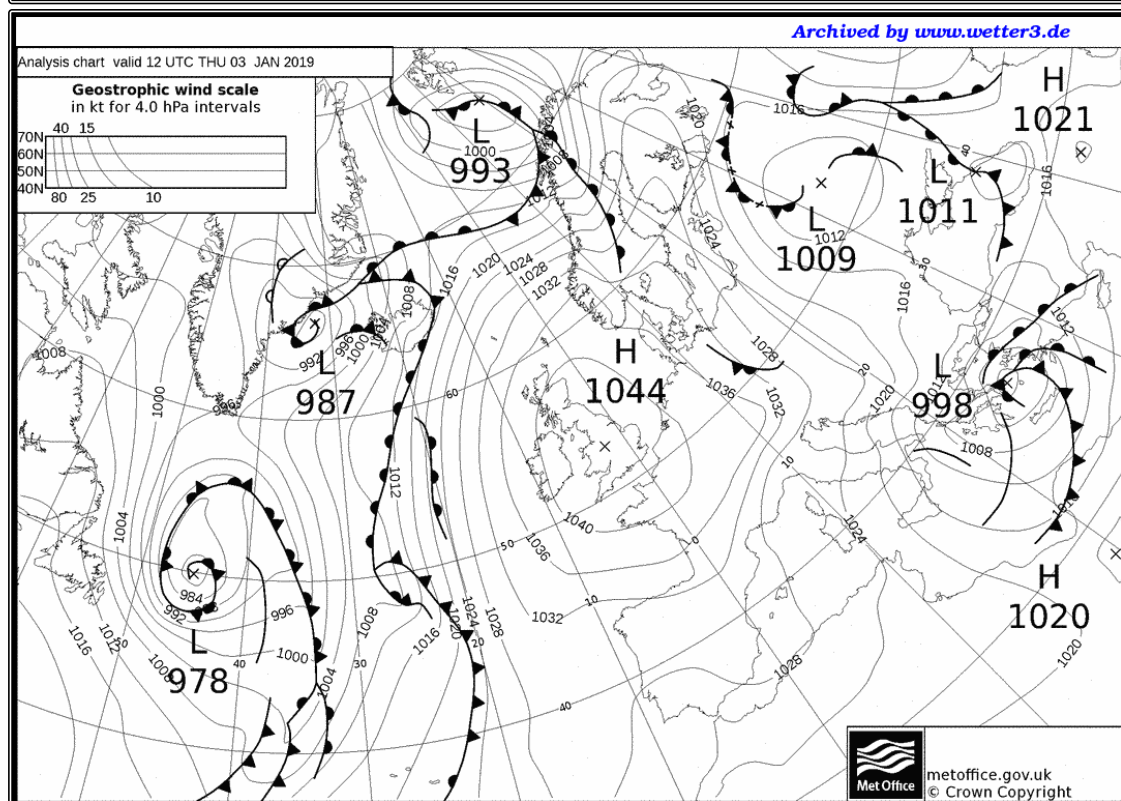
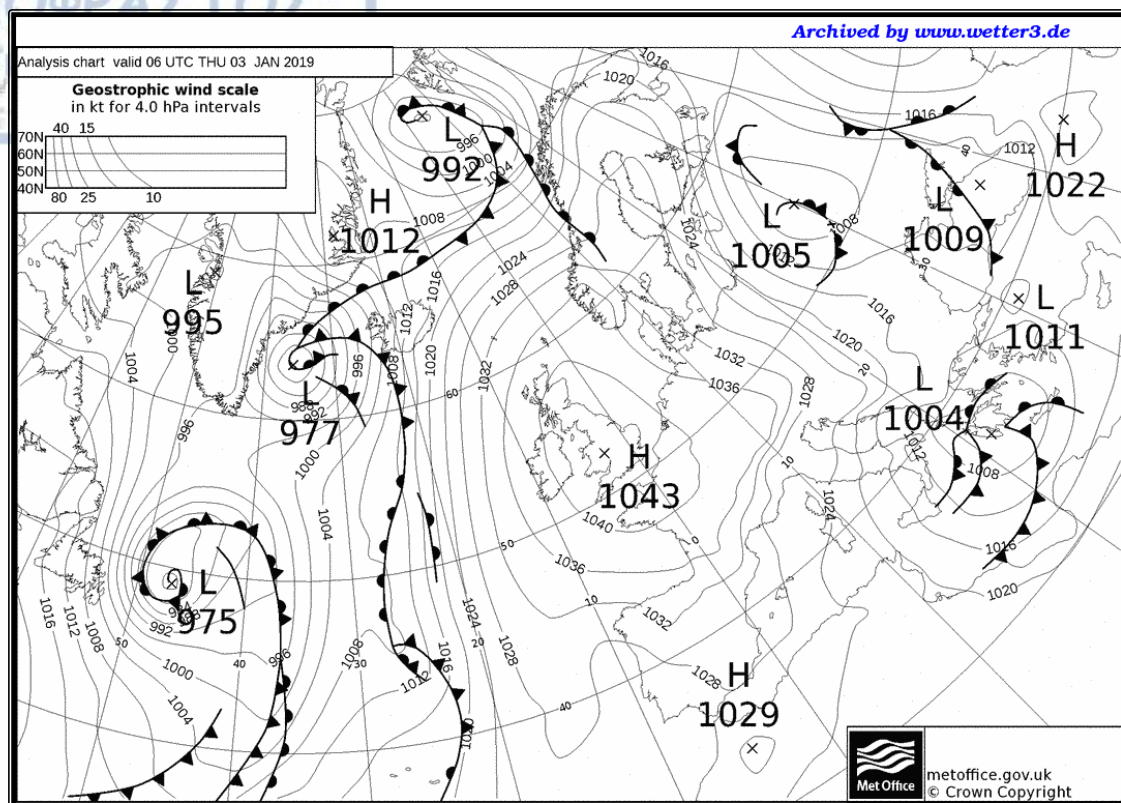
Συγκεκριμένα, παρατηρώντας όλους τους χάρτες, διεξάγεται ένα γενικό, αλλά ταυτόχρονα πολύ βασικό συμπέρασμα, το οποίο παίζει καθοριστικό ρόλο στις συνθήκες χιονοπτώσεων, όχι μόνο για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, αλλά και για όλη την Ελλάδα. Αυτό το συμπέρασμα, αφορά στη θέση του αντικυκλώνα των Αζόρων, ο οποίος επεκτείνεται στη βορειοδυτική Ευρώπη και σε μέρος του βορειοανατολικού Ατλαντικού. Η συγκεκριμένη θέση του Αζορικού αντικυκλώνα, οδηγεί στην εξασθένηση του δείκτη ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στην Ευρώπη, ενώ ο ίδιος ο αντικυκλώνας αποτελεί το αίτιο για μια διαμορφούμενη φρασσόμενη τύπου «Ωμέγα» κυκλοφορία. Έτσι, η κυκλοφορία γίνεται μεσημβρινή, στα ανατολικά κράσπεδα του αντικυκλώνα ο αεροχείμαρρος αποκτά διεύθυνση εν προκειμένω βόρεια έως και βόρεια-βορειοανατολική, ενώ αυλώνες χαμηλών υψών (troughs)

κινούνται νοτιότερα. Η πιο βορειοανατολική διεύθυνση του αεροχειμάρου στην προκειμένη περίπτωση, ευνοεί την κάθοδο ψυχρών αερίων μαζών δυτικότερα της χώρα μας, αλλά και την κίνηση αυλώνων χαμηλών υψών (troughs) από τα βορειοανατολικά προς τα δυτικά της χώρα μας και προς τη δυτική Μεσόγειο γενικότερα. Αυτό βέβαια οδήγησε στη δημιουργία βαρομετρικού χαμηλού δυτικά από την Ελλάδα, το οποίο αποτέλεσε και το δυναμικό αίτιο των παρατηρούμενων χιονοπτώσεων και στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, σε συνδυασμό βέβαια με τη μεταφορά πολύ ψυχρών αερίων μαζών από τα βόρεια της Ευρώπης.

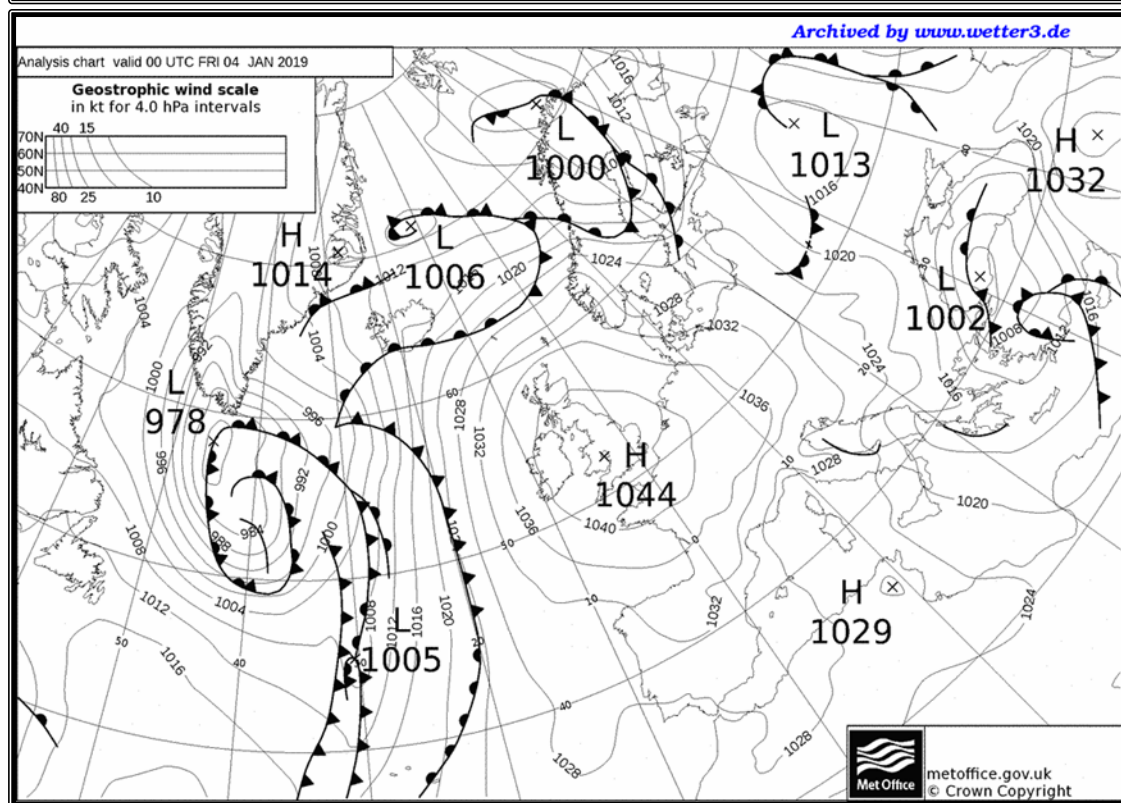
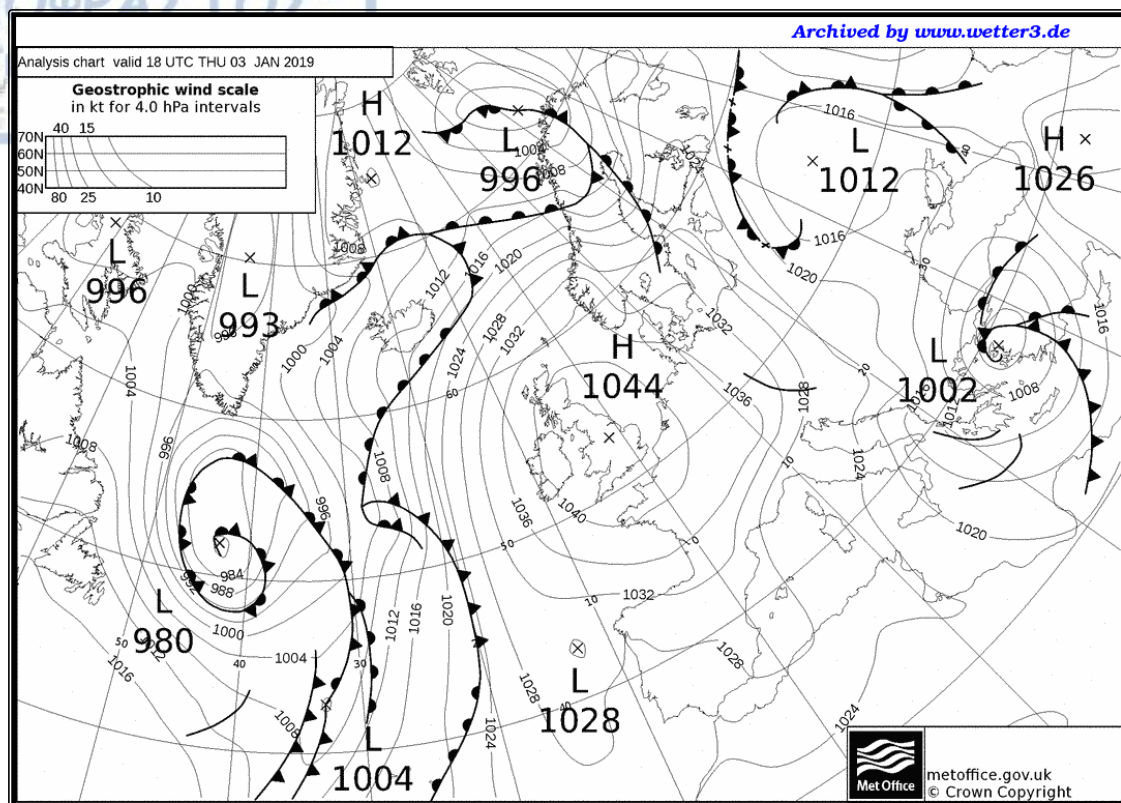
Στους παρακάτω χάρτες επιφάνειας (Σχήμα 2.2.1, Σχήμα 2.2.2, Σχήμα 2.2.3, Σχήμα 2.2.4, Σχήμα 2.2.5, Σχήμα 2.2.6, Σχήμα 2.2.7), απεικονίζονται τα βαρομετρικά συστήματα, τα μέτωπα και οι αυλώνες χαμηλών υψών, πάνω από την περιοχή της Ευρώπης, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC. Κατά το χρονικό αυτό διάστημα στην ευρύτερη περιοχή του νομού Θεσσαλονίκης, βρισκόταν σε εξέλιξη ψυχρή εισβολή, αλλά και φαινόμενα χιονοπτώσεων με αξιόλογα ύψη χιονιού και στο κέντρο της πόλης.



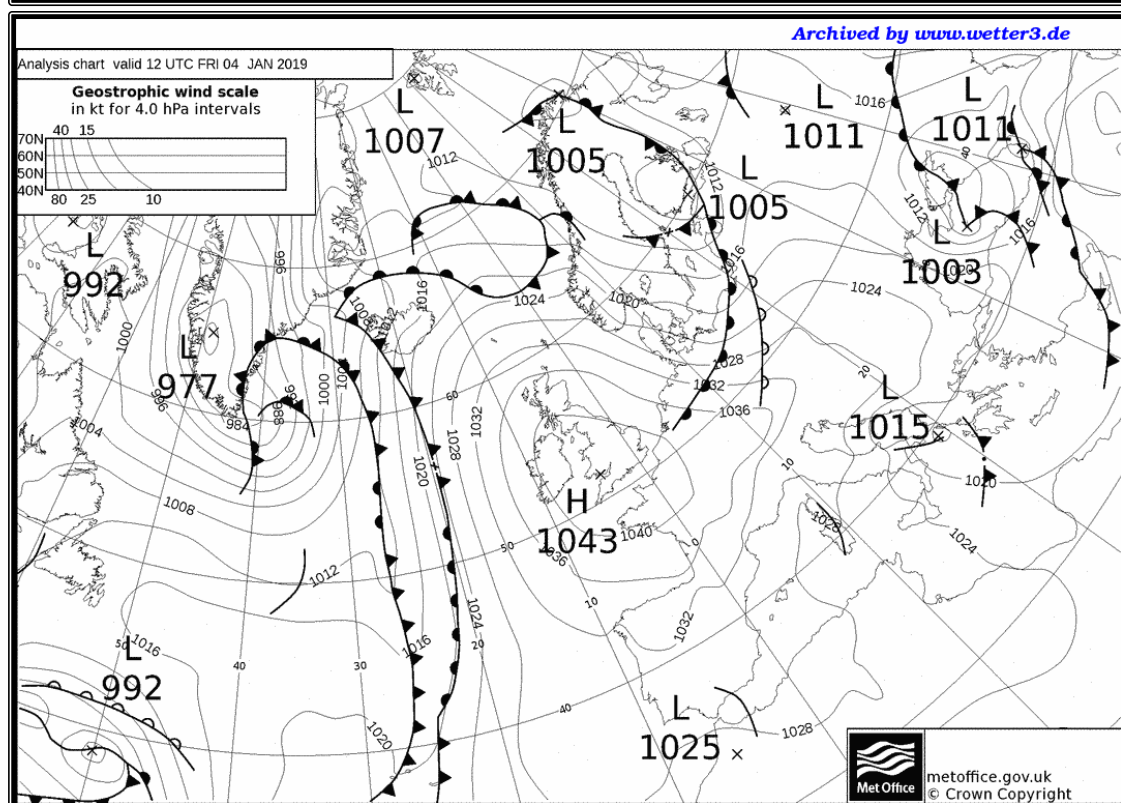
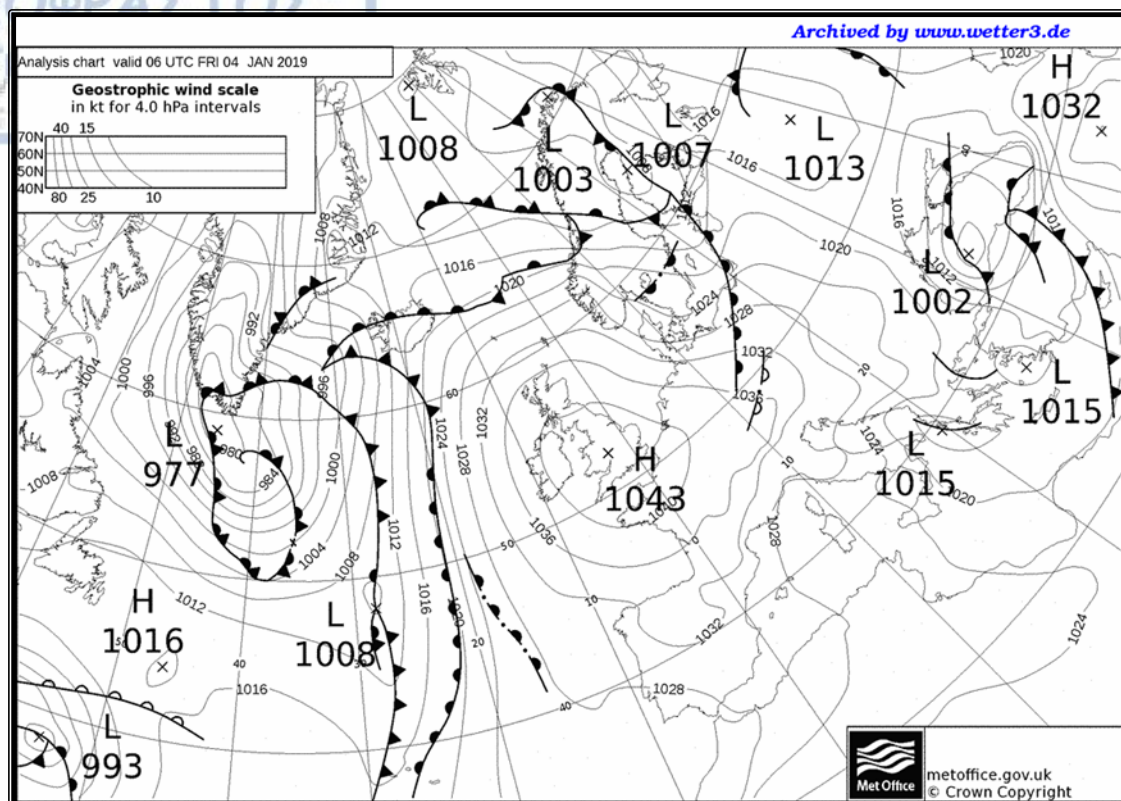
Σχήμα 2.2.1: Χάρτες επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 2 και 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)



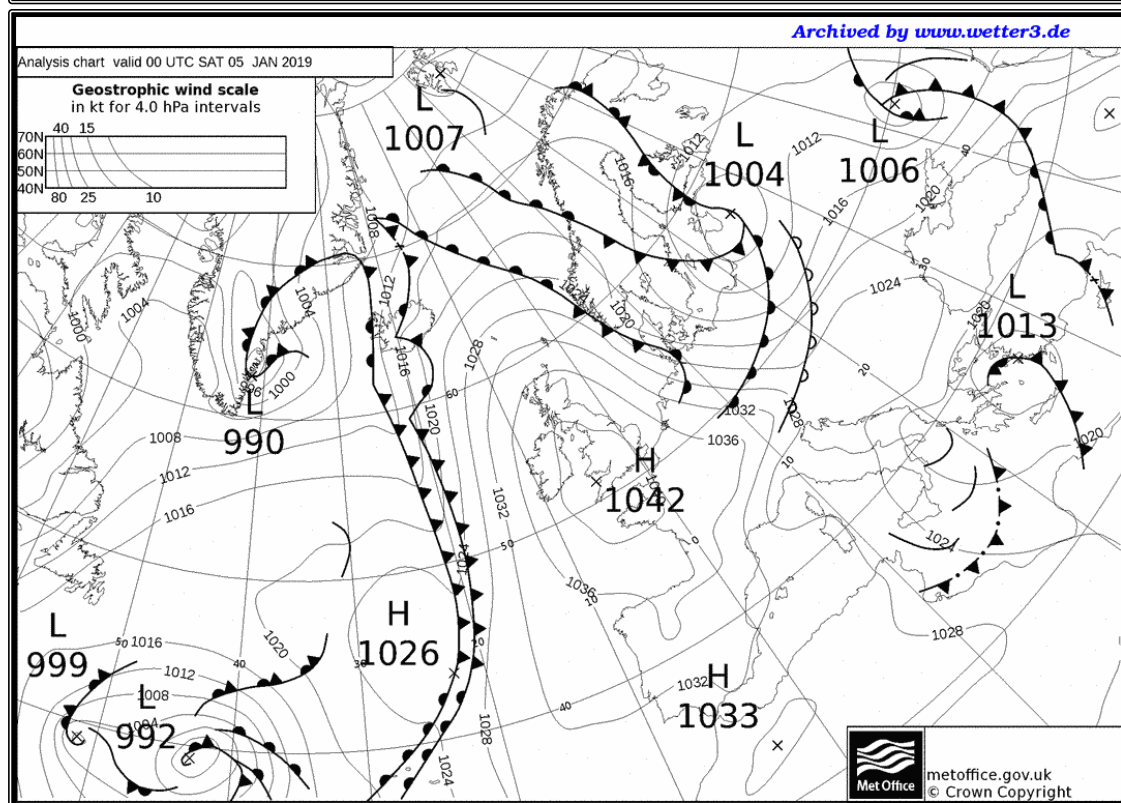
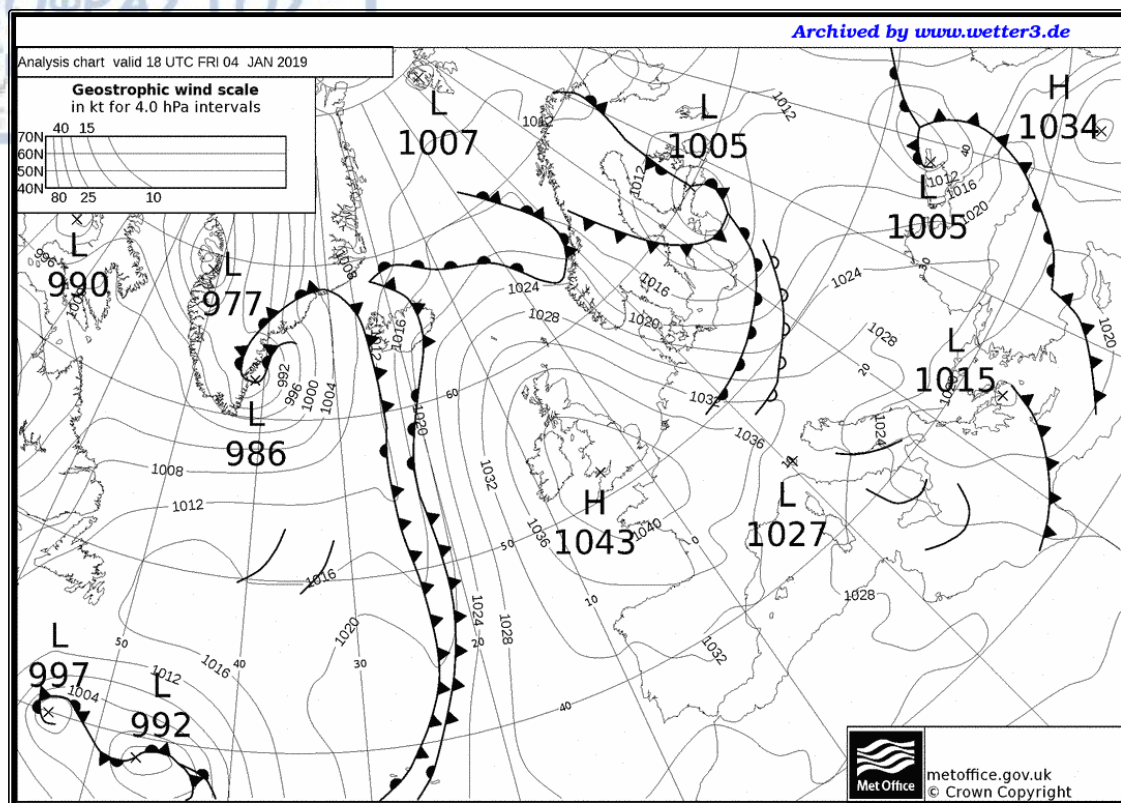
Σχήμα 2.2.2: Χάρτης επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 και 12 UTC (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)



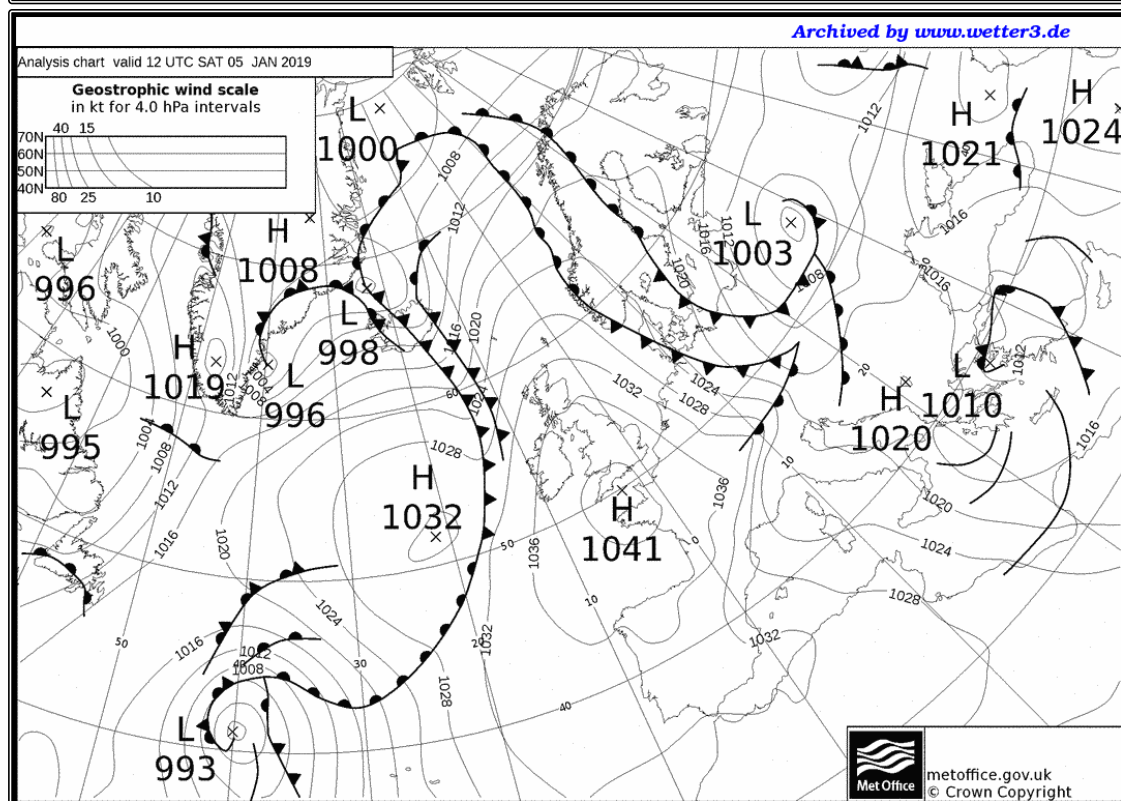
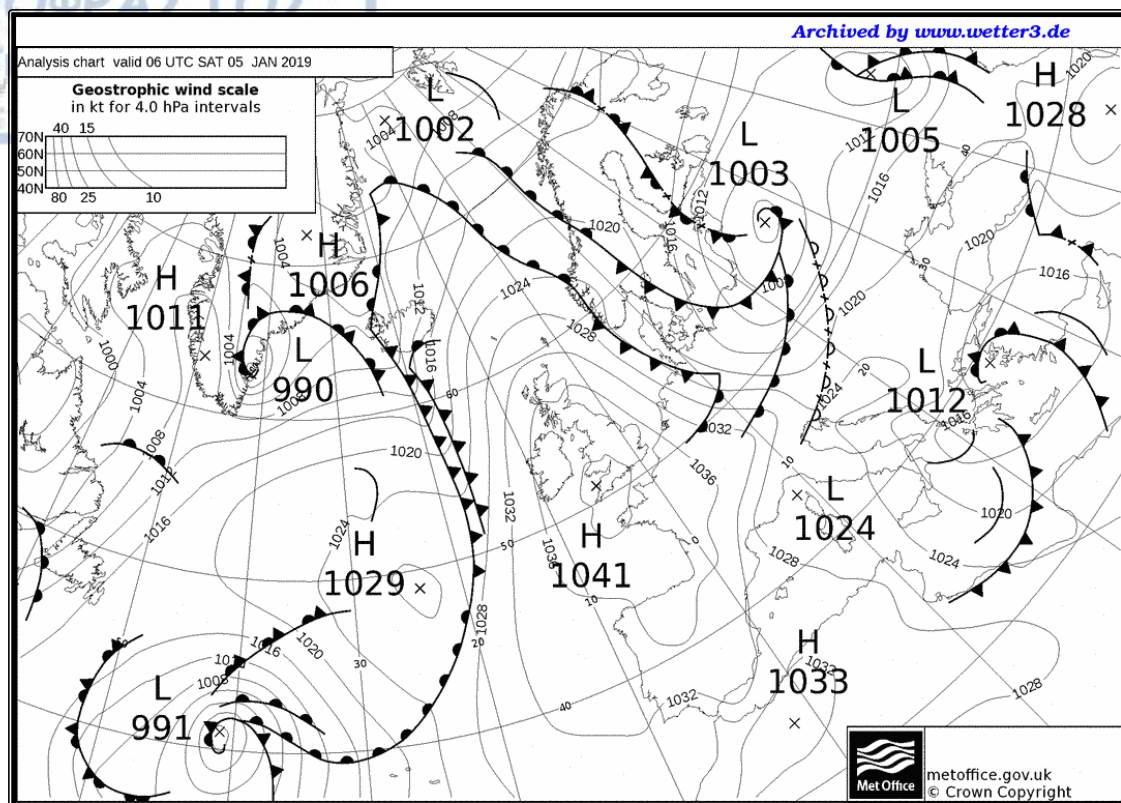
Σχήμα 2.2.3: Χάρτης επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)



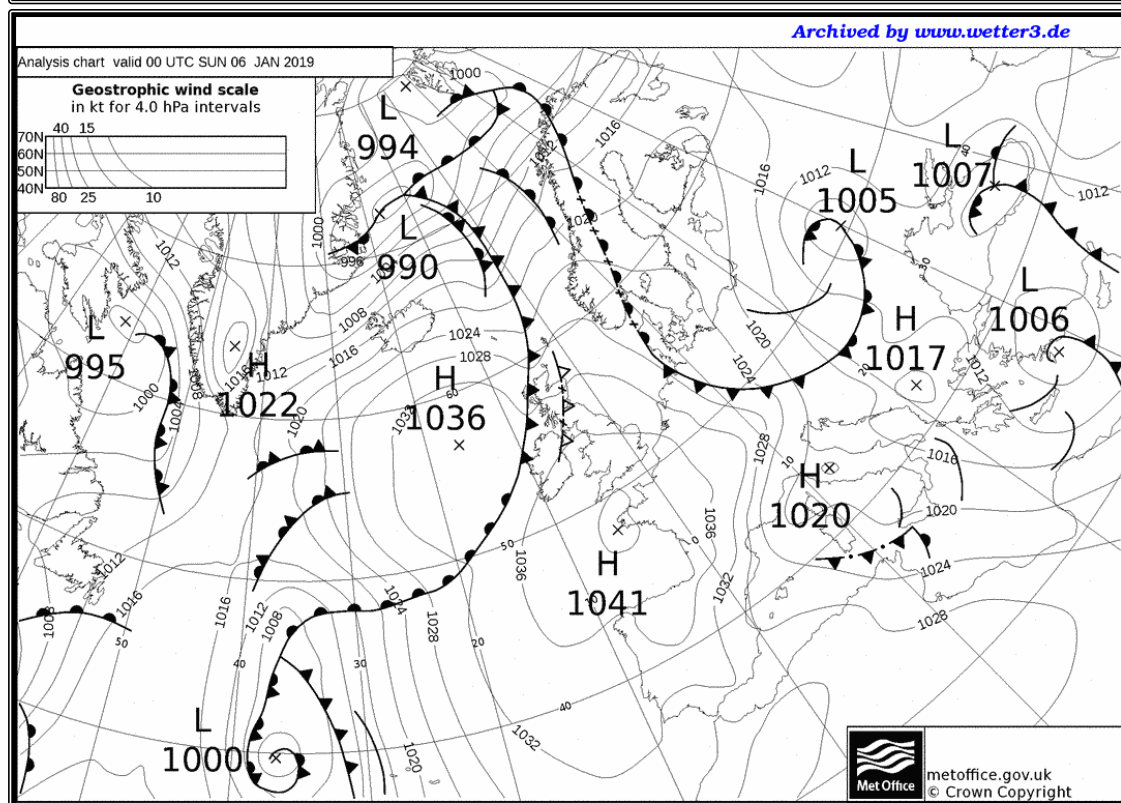
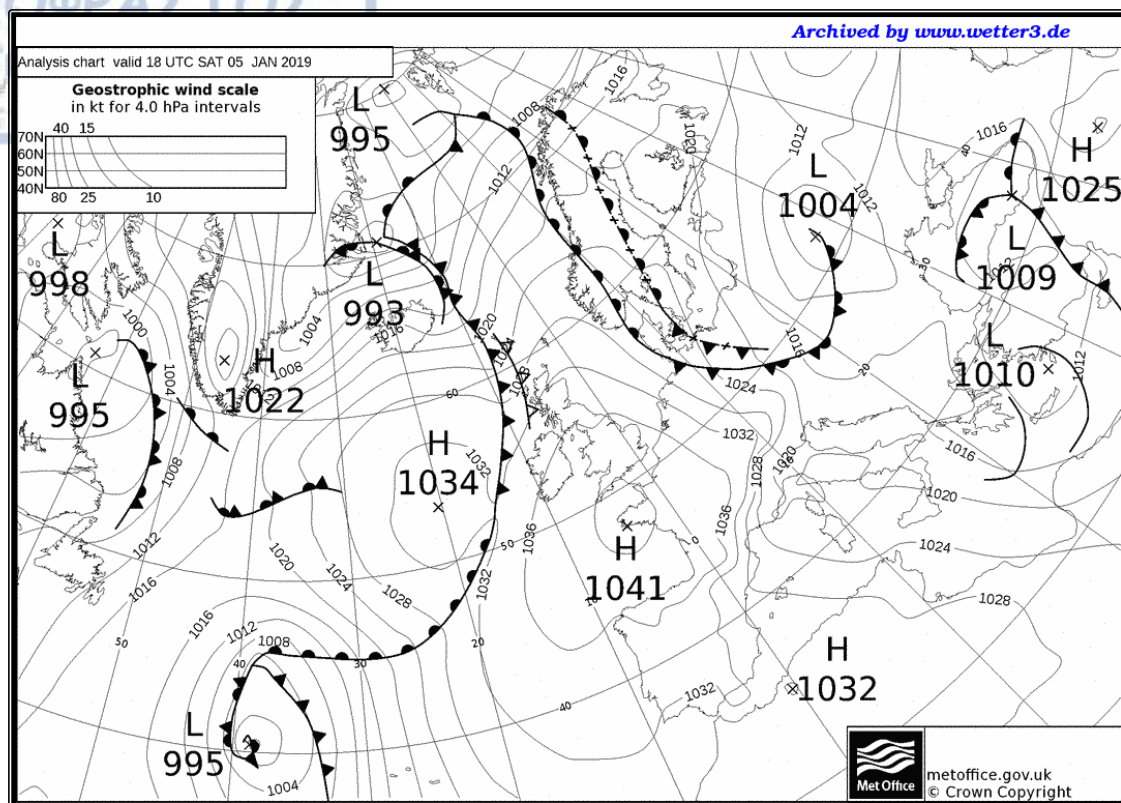
Σχήμα 2.2.4: Χάρτης επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 και 12 UTC (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)



Σχήμα 2.2.5: Χάρτες επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)



Σχήμα 2.2.6: Χάρτες επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)



Σχήμα 2.2.7: Χάρτες επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)

Από την ανάλυση και μελέτη των παραπάνω χαρτών επιφάνειας, προκύπτουν και διεξάγονται ασφαλή συμπεράσματα όσον αφορά στα χαρακτηριστικά της υπό μελέτη κακοκαιρίας, για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Η κακοκαιρία αυτή, η οποία είχε χειμερινά χαρακτηριστικά δίνοντας χιονοπτώσεις μέχρι και το κέντρο της Θεσσαλονίκης, χαρακτηρίστηκε από τρεις φάσεις. Η πρώτη φάση έλαβε χώρα ήδη από τις πρώτες πρωινές ώρες της 3^{ης} Ιανουαρίου, χαρακτηριζόμενη από φαινόμενα χιονοπτώσεων. Η δεύτερη φάση, αφορούσε στο χρονικό διάστημα από το μεσημέρι-απόγευμα της 3^{ης} Ιανουαρίου έως και τις βραδινές αργά ώρες της ίδιας ημέρας προς ξημερώματα της 4^{ης} Ιανουαρίου, όπου στο διάστημα αυτό υπήρξε παύση των φαινομένων της πρώτης φάσης. Τέλος, η τρίτη φάση έλαβε χώρα ήδη από τις πρώτες πρωινές ώρες της 4^{ης} Ιανουαρίου έως και τις πρώτες πρωινές ώρες της 5^{ης} Ιανουαρίου, όπου αποτέλεσε και το σημαντικότερο μέρος της συγκεκριμένης κακοκαιρίας, ειδικότερα για το κέντρο της Θεσσαλονίκης. Στη φάση αυτή, μεσολάβησε ένα μεσοδιάστημα πρόσκαιρης παύσης των φαινομένων μεταξύ απογευματινών και βραδινών ωρών της 4^{ης} Ιανουαρίου.

Τα συμπεράσματα αυτά, επισφραγίζουν και επαληθεύουν ταυτόχρονα και τα όσα διαπιστώθηκαν από την ανάλυση των χαρτών ανώτερης ατμόσφαιρας σε συγκεκριμένες ισοβαρικές στάθμες, για το ίδιο χρονικό διάστημα μελέτης, όπου η διαμορφούμενη κακοκαιρία έδινε χιονοπτώσεις εκτός των άλλων και στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Παρατηρώντας όλους τους χάρτες επιφάνειας, όπως αυτοί συνοψίζονται στα παραπάνω σχήματα, διεξάγεται ένα βασικό συμπέρασμα το οποίο χαρακτηρίζει όχι μόνο τη συγκεκριμένη κακοκαιρία, αλλά και μεγάλο αριθμό κακοκαιριών κατά τη χειμερινή περίοδο, οι οποίες συνδέονται με ψυχρή εισβολή στη γειτονιά μας και ευνοούν τις χιονοπτώσεις, τόσο στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, όσο και στην ευρύτερη Ελληνική περιοχή. Το συμπέρασμα αυτό αφορά στον αντικυκλώνα των Αζόρων, ο οποίος καθώς υψώνεται και εγκαθίσταται στα δυτικά-βορειοδυτικά της Ευρώπης, ευνοεί τη δημιουργία φρασσόμενης κυκλοφορίας τύπου «Ωμέγα», μακροσκοπικά όμως κατά την εξέλιξη της κακοκαιρίας.

Έτσι, το βαρομετρικό υψηλό (αντικυκλώνας), το οποίο είναι εγκατεστημένο στη βορειοδυτική Ευρώπη, πάνω από την περιοχή της Αγγλίας και με ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του περί τα 1040 hpa, αντιστοιχεί σ' έναν απ' τους μόνιμους αντικυκλώνες του βορείου Ημισφαιρίου, τον αντικυκλώνα των Αζόρων. Στα ανατολικά κράσπεδα αυτού του αντικυκλώνα, ο πολικός αεροχειμάρρος κατά τη συγκεκριμένη περίοδο κακοκαιριών, έχει διεύθυνση αρχικά βόρεια-νότια και στην εξέλιξη βόρεια/βορειοανατολική-νότια/νοτιοδυτική. Επικρατεί γενικά μια μεσημβρινή ροή και ατμοσφαιρικές διαταραχές με τη μορφή σκαφών χαμηλών υψών (troughs), κινούνται από τα βόρεια προς τα νότια σε πρώτη φάση και από τα βόρεια-βορειοανατολικά προς τα νότια-νοτιοδυτικά κατά την εξέλιξη, προς μια ευρύτερη περιοχή γύρω από την Ιταλική χερσόνησο. Έτσι, η πρώτη φάση της συγκεκριμένης κακοκαιρίας, οφείλεται σε ατμοσφαιρική διαταραχή με διεύθυνση βόρεια-νότια, σε αντιστοιχία της ροής του πολικού αεροχειμάρρου, η οποία ευνόησε τη δημιουργία ύφεσης δυτικά της Ελλάδας. Η τρίτη και πιο δυναμική από πλευράς χιονοπτώσεων για την περιοχή της Θεσσαλονίκης φάση, ήταν αποτέλεσμα της ροής του πολικού αεροχειμάρρου από τα βόρεια-βορειοανατολικά προς τα νότια-νοτιοδυτικά, αλλά και

του προσανατολισμένου άξονα των ατμοσφαιρικών διαταραχών, ο οποίος είχε διεύθυνση σύμφωνη της ροής του πολικού αεροχειμάρρου.

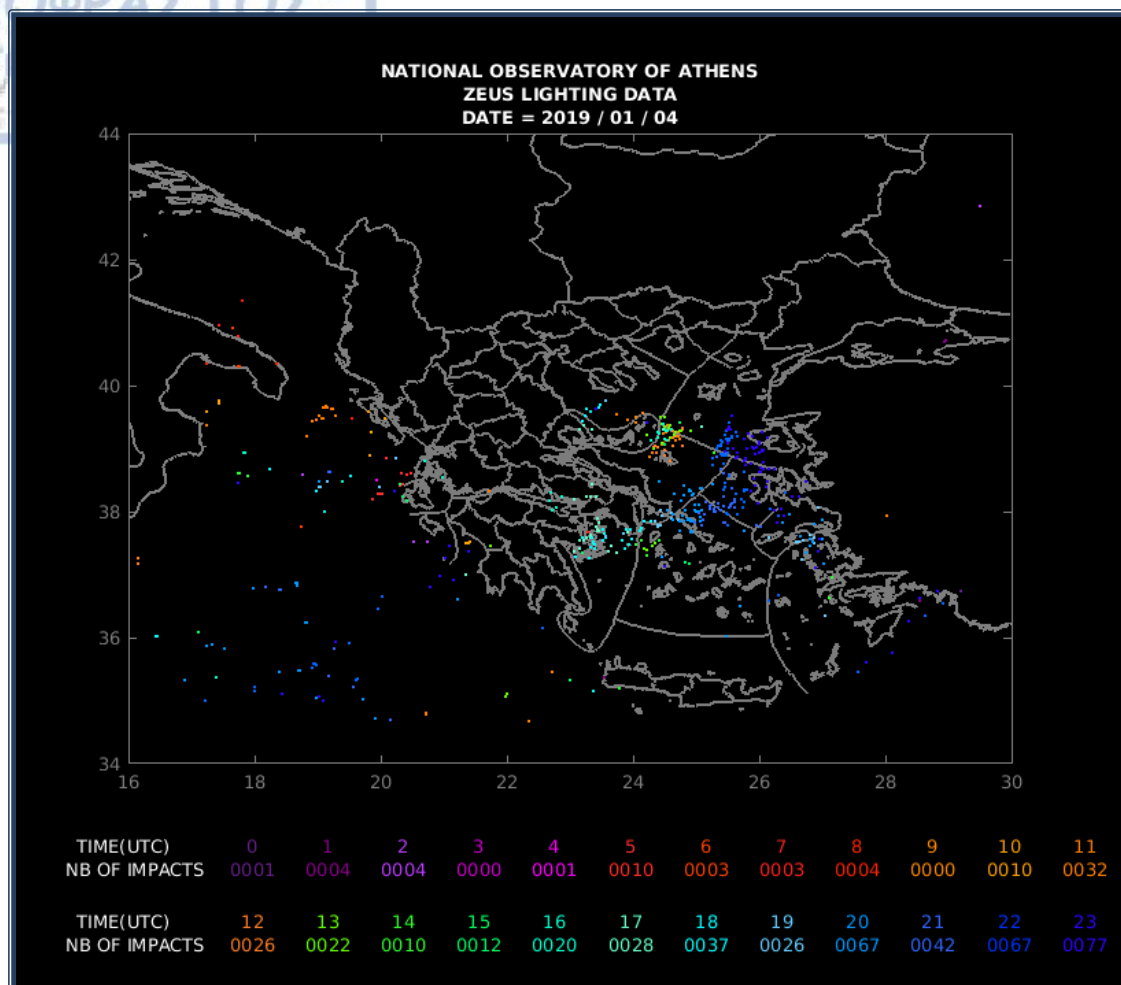
Πρώτη φάση: Ήδη από τις απογευματινές αργά ώρες της 2^{ας} Ιανουαρίου 2019, αρχίζει να λαμβάνει χώρα κυκλογένεση δυτικά της Ελλάδας, στην περιοχή του Ιονίου πελάγους, όπως φαίνεται από το δεύτερο σε σειρά χάρτη του σχήματος 2.2.1. Η ύφεση που δημιουργείται οργανώνεται ακόμη πιο πολύ, αποκτώντας ξεκάθαρη δομή, συνοδευόμενη από μέτωπα κακοκαιρίας, κυρίως κατά τη διάρκεια της νύχτας της 2^{ας} προς 3^{ης} Ιανουαρίου 2019. Σύμφωνα με το κλασσικό ‘‘Νορβηγικό μοντέλο’’, ο κύκλος ζωής μιας μετωπικής ύφεσης κατηγοριοποιείται σε τέσσερις φάσεις. Με βάση αυτήν την παραδοχή, στην προκειμένη περίπτωση στο Σχήμα 2.2.1 και Σχήμα 2.2.2, για τις 3 Ιανουαρίου και για το χρονικό διάστημα από 00-06 UTC, η μετωπική ύφεση δυτικά-νοτιοδυτικά της Ελλάδας, βρίσκεται στη φάση β, γνωστή και ως ‘‘μετωπικό κύμα’’ του κύκλου ζωής της ύφεσης, κατά την οποία ο θερμός αέρας εισχωρεί μέσα στο ψυχρό, με μια ανοδική τάση, ενώ ο ψυχρός αρχίζει να περιστρέφεται. Έτσι, ένα τμήμα του αρχικού στάσιμου μετώπου, συμπεριφέρεται ως ψυχρό μέτωπο και το υπόλοιπο ως θερμό. Από το δεύτερο χάρτη του σχήματος 2.2.1, ο οποίος αντιστοιχεί στη συνοπτική κατάσταση για τις 3 Ιανουαρίου και ώρα 00 UTC, διακρίνεται ένα ψυχρό μέτωπο δυτικά-βορειοδυτικά της Ελλάδας κι ένα θερμό μέτωπο οριακά πάνω από τη βόρεια χώρα. Αυτό υποδηλώνει ότι οι πολύ ψυχρές αέριες μάζες βρίσκονται οριακά στη βόρεια Ελλάδα και σταδιακά εισέρχονται στο βορειοελλαδικό χώρο από τα βόρεια-βορειοδυτικά διαμέσου των Βαλκανίων, καθότι πίσω από το ψυχρό μέτωπο ακολουθεί ψυχρός αέρας και πάνω από το θερμό μέτωπο επικρατούν ψυχρές αέριες μάζες. Παρατηρώντας μάλιστα το χάρτη επιφάνειας για τις 3 Ιανουαρίου και ώρα 06 UTC, φαίνεται ότι το θερμό μέτωπο τοποθετείται αρκετά πιο νότια-νοτιοανατολικά, σύμφωνα με την προηγούμενη κατάσταση στις 00 UTC της ίδιας ημερομηνίας, γεγονός που υποδεικνύει ότι ήδη προς το πρωί της 3^{ης} Ιανουαρίου οι ψυχρές αέριες μάζες είχαν κατακλύσει τη βόρεια Ελλάδα. Η ύφεση η οποία αποτυπώνεται στους χάρτες επιφάνειας των σχημάτων 2.2.1, 2.2.2 και 2.2.3 και αφορά στο χρονικό διάστημα μεταξύ 3 Ιανουαρίου και ώρα 00 UTC, έως 3 Ιανουαρίου και ώρα 18 UTC, αποτελεί το αίτιο των φαινομένων κατά τη φάση αυτή. Καθώς η πρώτη αυτή ύφεση απομακρύνεται σταδιακά ανατολικότερα και σταματάει η τροφοδοσία με υγρασία, τα φαινόμενα από το μεσημέρι-απόγευμα της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019, παρουσιάζουν παύση στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Ως προς το πεδίο των επιφανειακών ανέμων για την πρώτη φάση της κακοκαιρίας, με βάση τις συμβάσεις που ισχύουν κατά την επικράτηση βαρομετρικού χαμηλού προκύπτουν τα ακόλουθα:

☞ Καθώς η ύφεση πλησιάζει την Ελλάδα και κινείται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, ο άνεμος στρεφόμενος αντίθετα των δεικτών του ρολογιού και με διεύθυνση κατά την εφαιπόμενη προς τις ισοβαρείς, έχοντας μια κλίση προς το κέντρο της ύφεσης λόγω τριβής, πνέει βορειοδυτικός στο Ιόνιο και στα δυτικά της χώρας, νοτιοδυτικός στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο, βορειοανατολικός στο βόρειο-βορειοανατολικό Αιγαίο και στην βορειοανατολική Ελλάδα και βορειοδυτικός στην κεντρική Μακεδονία και στη Θεσσαλονίκη (όπως επαληθεύεται και από την αντίστοιχη ραδιοβόλση και από την καταγραφή του μετεωρολογικού σταθμού του Α.Π.Θ).

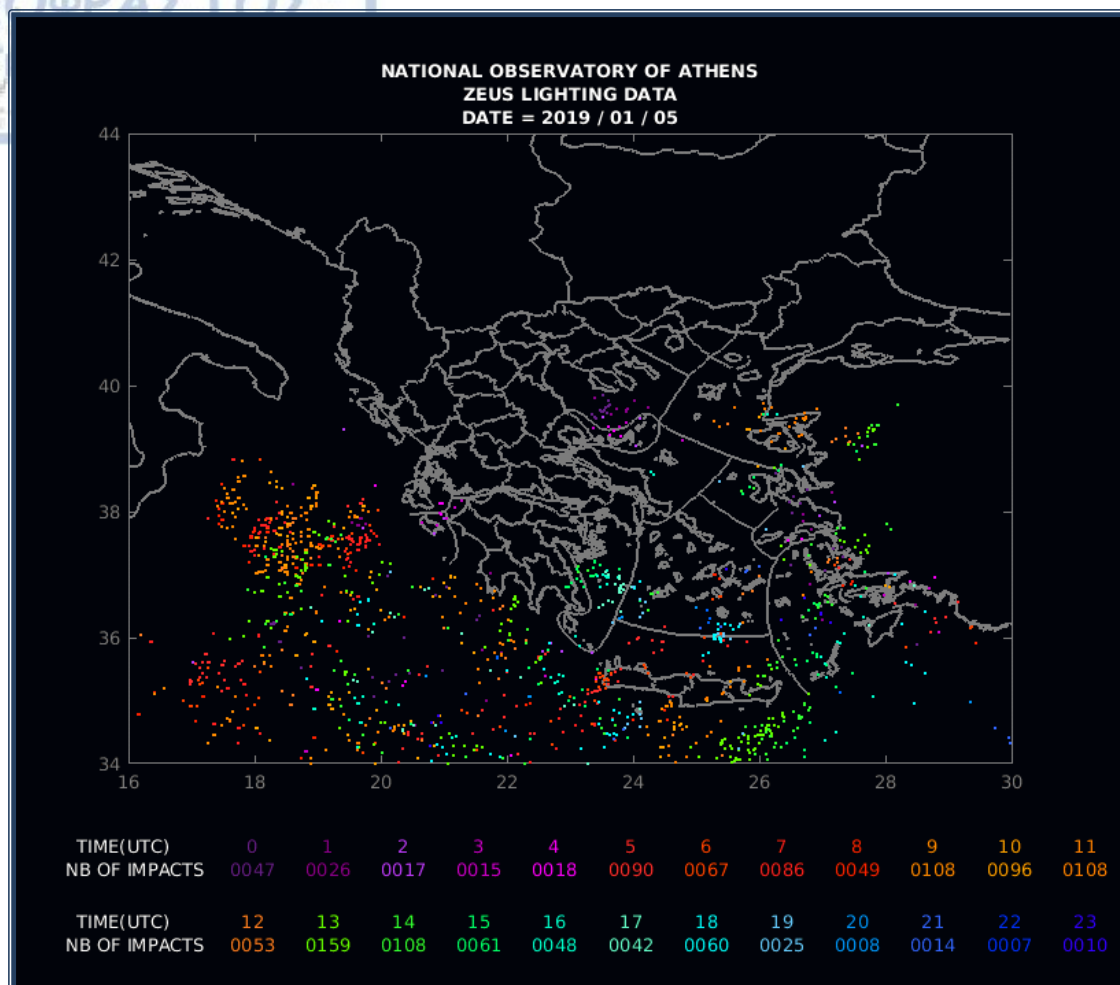
§ Όσο πιο πυκνές είναι οι ισοβαρείς καμπύλες, δηλαδή όσο περισσότερο συγκλίνουν αυτές, τόσο ισχυρότερος είναι και ο επιφανειακός συνοπτικός άνεμος, ο οποίος αντιστοιχεί στον άνεμο βαροβαθμίδας. Έτσι, με βάση τον κανόνα αυτό, ο άνεμος έχει μεγαλύτερες ταχύτητες σε περιοχές της Κρήτης και του νοτιοανατολικού Αιγαίου, στο βόρειο-βορειοανατολικό Αιγαίο και στα ανοιχτά του Ιονίου πελάγους.

Δεύτερη φάση: Μεταξύ των απογευματινών ωρών της 3^{ης} Ιανουαρίου και των βραδινών αργά ωρών της ίδιας μέρας, το πρώτο αίτιο που έδωσε φαινόμενα, απομακρύνθηκε αρκετά ανατολικά προς την Τουρκία και το χρονικό αυτό διάστημα χαρακτηρίστηκε από την παύση των φαινομένων, η οποία ξεκίνησε από τη βορειοδυτική Ελλάδα.

Τρίτη φάση: Βαδίζοντας προς τις πρώτες πρωινές ώρες της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 και συγκεκριμένα κατά το μεσοδιάστημα μεταξύ 00-06 UTC, όπως δείχνουν οι χάρτες επιφάνειας στο σχήμα 2.2.4, αρχίζει να σχηματίζεται μια νέα ύφεση δυτικότερα της Ελλάδας. Το σύστημα αυτό κινούμενο ανατολικότερα, αποτελεί και το αίτιο για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Το βαρομετρικό χαμηλό, βρισκόμενο στα δυτικά χαρακτηρίζεται ως ένα αβαθές σύστημα, αφού όπως διακρίνεται στους χάρτες επιφάνειας, η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του δε πέφτει σημαντικά πολύ και φτάνει κοντά στα 1015 hpa. Καθώς το σύστημα αυτό κινείται ανατολικότερα και ελαφρώς βορειοανατολικότερα, στο μεσοδιάστημα από 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC περνώντας στο Αιγαίο, αποκτά καλύτερη δομή και οργάνωση στην επιφάνεια. Η καλύτερη οργάνωση και δομή που αποκτά η ύφεση, αλλά και η ενίσχυση της έχουν αντίκτυπο και στην ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο αυτής, η οποία από τα 1015 hpa που αρχικώς είχε βρισκόμενη στα δυτικά, με την ανατολική κίνησή της παρουσιάζει σταδιακή πτώση, φτάνοντας σε τιμές ακόμη και στα 1010 hpa, με περαιτέρω μείωση καθώς κινείται προς την Τουρκία. Σε αυτήν τη φάση της κακοκαιρίας, όπως θα φανεί και από τα δεδομένα της ραδιοβόλισης, μέσω σχετικού Skew T-log P διαγράμματος παρακάτω (Σχήμα 2.4.3), διαμορφώνονται κατάλληλες συνθήκες σύγκλισης πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, με αποτέλεσμα την εκδήλωση ισχυρών χιονοπτώσεων. Μάλιστα, η σύγκλιση των αερίων μαζών ήταν τόσο ισχυρή, όπου από το μεσημέρι της 4^{ης} Ιανουαρίου έως τις πρωινές ώρες της 5^{ης} Ιανουαρίου, δημιουργήθηκαν καταιγίδες προς το πρώτο πόδι της Χαλκιδικής, όπως φαίνεται στα παρακάτω σχήματα (Σχήμα 2.2.α, Σχήμα 2.2.β).



Σχήμα 2.2.α: Κεραυνική δραστηριότητα ανά ώρα για τις 4 Ιανουαρίου 2019 σύμφωνα με το δίκτυο ανίχνευσης αστραπών “ZEUS” (Πηγή: www.meteo.gr)



Σχήμα 2.2.β: Κεραυνική δραστηριότητα ανά ώρα για τις 5 Ιανουαρίου 2019 σύμφωνα με το δίκτυο ανίχνευσης αστραπών “ZEUS” (Πηγή: www.meteo.gr).

Παράλληλα, σε όλο αυτό το χρονικό διάστημα της τρίτης φάσης της κακοκαιρίας, διακρίνεται μια επέκταση και εγκατάσταση υψηλών πιέσεων στα Βαλκάνια. Οι υψηλές αυτές πιέσεις, τροφοδοτούν τη χώρα μας με ψυχρές αέριες μάζες, ευνοώντας έτσι τη διαδικασία σύγκλισης με θερμότερες και υγρότερες αέριες μάζες, προερχόμενες από το βαρομετρικό χαμηλό δυτικότερα της Ελλάδας. Από τις μεσημβρινές-απογευματινές ώρες της 5^{ης} Ιανουαρίου και κατά τη διάρκεια κυρίως της 6^{ης} Ιανουαρίου, η ύφεση που προκάλεσε κακοκαιρία στη Θεσσαλονίκη σταδιακά απομακρύνεται ανατολικότερα/νότιο-ανατολικότερα, ενώ με τη σταδιακή απομάκρυνση αυτής στις 6 Ιανουαρίου 2019, επικρατούν βόρειοι-βορειοδυτικοί άνεμοι σε όλη σχεδόν τη χώρα.

2.3 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΠΑΧΟΥΣ ΤΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ 1000-500 hpa ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2019

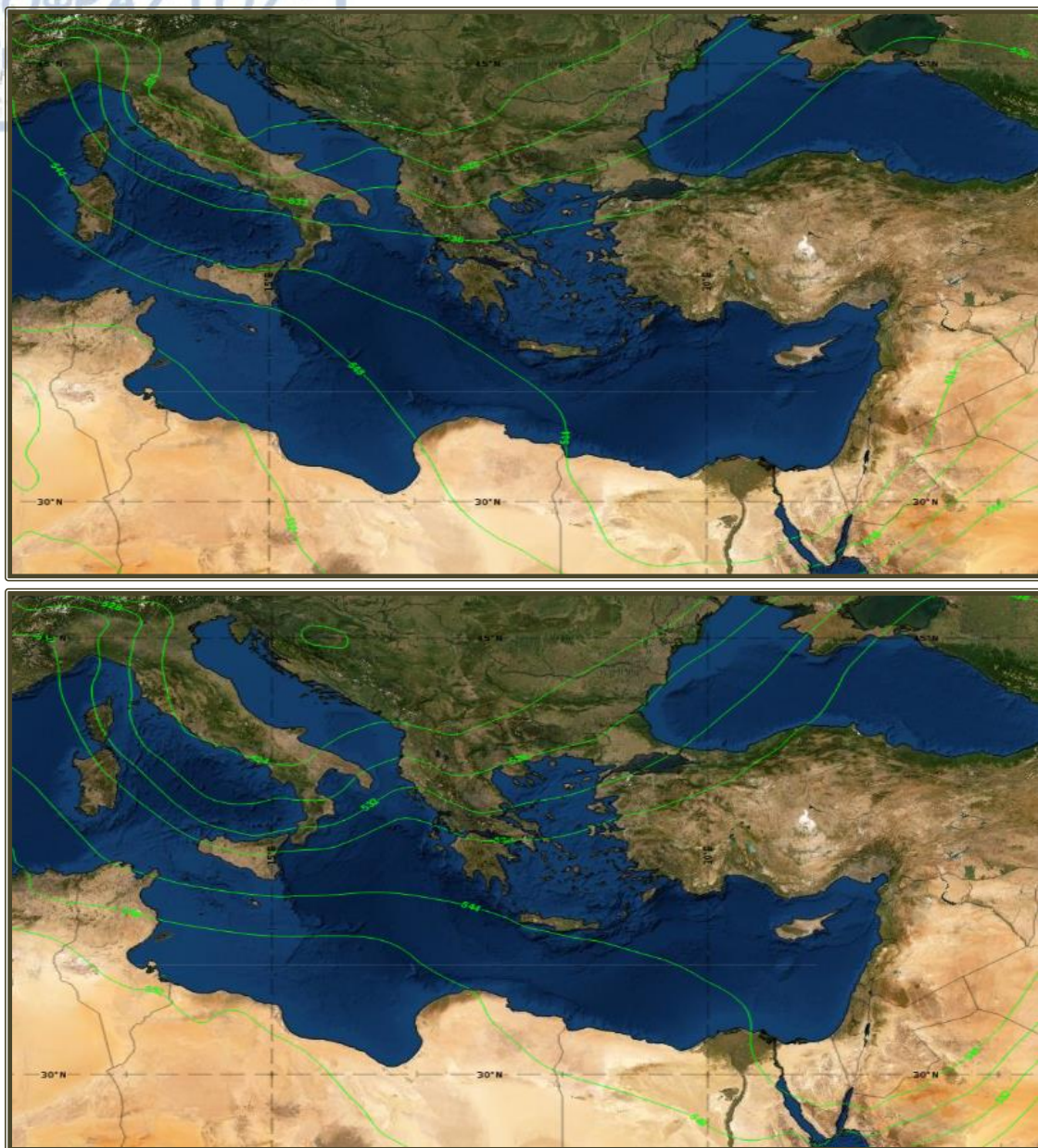
Οι παρακάτω χάρτες (Σχήμα 2.3.1 - Σχήμα 2.3.7), απεικονίζουν τις τιμές του thickness για το ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ 1000-500 hpa, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC. Από τη διαμόρφωση του thickness για το στρώμα 1000-500 hpa και για τις συγκεκριμένες υπό μελέτη χρονικές στιγμές διακρίνεται:

- i. μια ελάττωση αυτού από τα νότια - νοτιοδυτικά προς τα βόρεια - βορειοδυτικά, για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC.
- ii. μια ελάττωση αυτού από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά, για το χρονικό διάστημα από 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, έως 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC.
- iii. μια ελάττωση αυτού από τα νοτιοανατολικά προς τα βόρεια - βορειοδυτικά, για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC.
- iv. μια ελάττωση αυτού από τα νότια - νοτιοανατολικά προς τα βόρεια - βορειοδυτικά, για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC.
- v. μια ελάττωση αυτού από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά, για το χρονικό διάστημα από 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, έως 4 Ιανουαρίου και ώρα 18 UTC.
- vi. μια ελάττωση αυτού από τα νοτιοανατολικά προς τα δυτικά - βορειοδυτικά, για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC.
- vii. μια ελάττωση αυτού από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά, για το χρονικό διάστημα από 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, έως 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC.
- viii. μια ελάττωση αυτού από τα νότια - νοτιοδυτικά προς τα βόρεια - βορειοανατολικά, για τις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC.

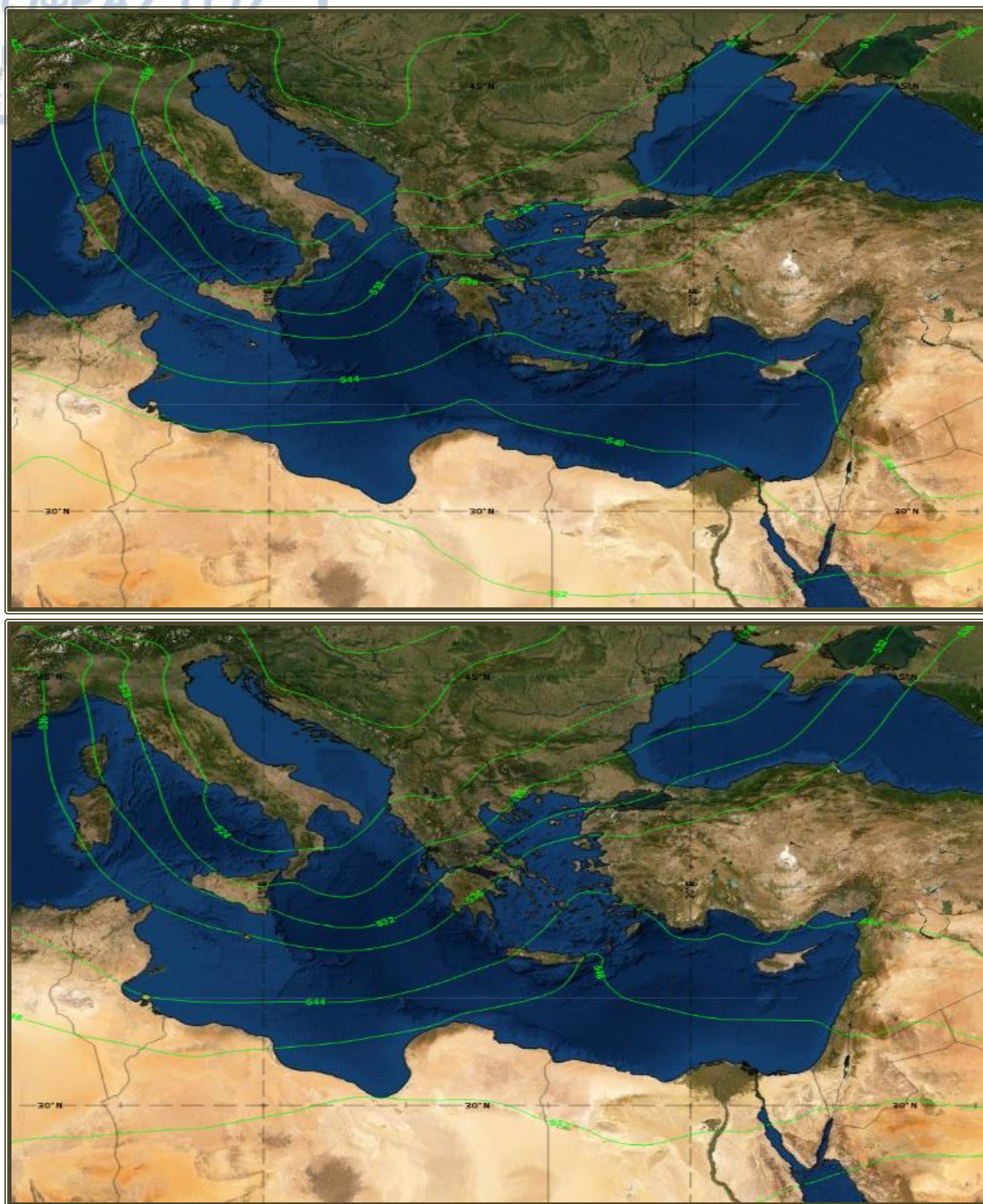
Χαμηλές τιμές του thickness εντοπίζονται αρχικά σε περιοχές των Βαλκανίων, στην περιοχή της Ιταλίας, αλλά και στην κεντρική και βόρεια-βορειοδυτική Ελλάδα, οι οποίες σταδιακά με την εξέλιξη της κακοκαιρίας μετατοπίζονται νότια-νοτιοανατολικά. Το γεγονός αυτό, ενισχύει το συμπέρασμα της κίνησης ψυχρών αερίων μαζών από τα βορειότερα γεωγραφικά πλάτη, νοτιότερα προς την περιοχή των Βαλκανίων, της Ιταλίας και της Ελλάδας, αλλά και γενικότερα της ύπαρξης ψυχρότερων αερίων μαζών στις εν λόγω περιοχές, καθώς όσο πιο ψυχρός είναι ο αέρας, τόσο χαμηλότερο είναι και το thickness, αφού και ο όγκος ελαττώνεται. Επίσης, οι διαμορφούμενες τιμές του thickness συμπληρώνουν και επαληθεύουν τους χάρτες των ισοβαρικών επιφανειών στα 500 και 850 hpa, καθότι στις περιοχές όπου οι τιμές του πάχους στρώματος 1000-500 hpa είναι μικρές, τα γεωδυναμικά ύψη

στους χάρτες των 500 hpa είναι επίσης χαμηλά, ενώ στους χάρτες των 850 hpa επικρατούν χαμηλές θερμοκρασίες.

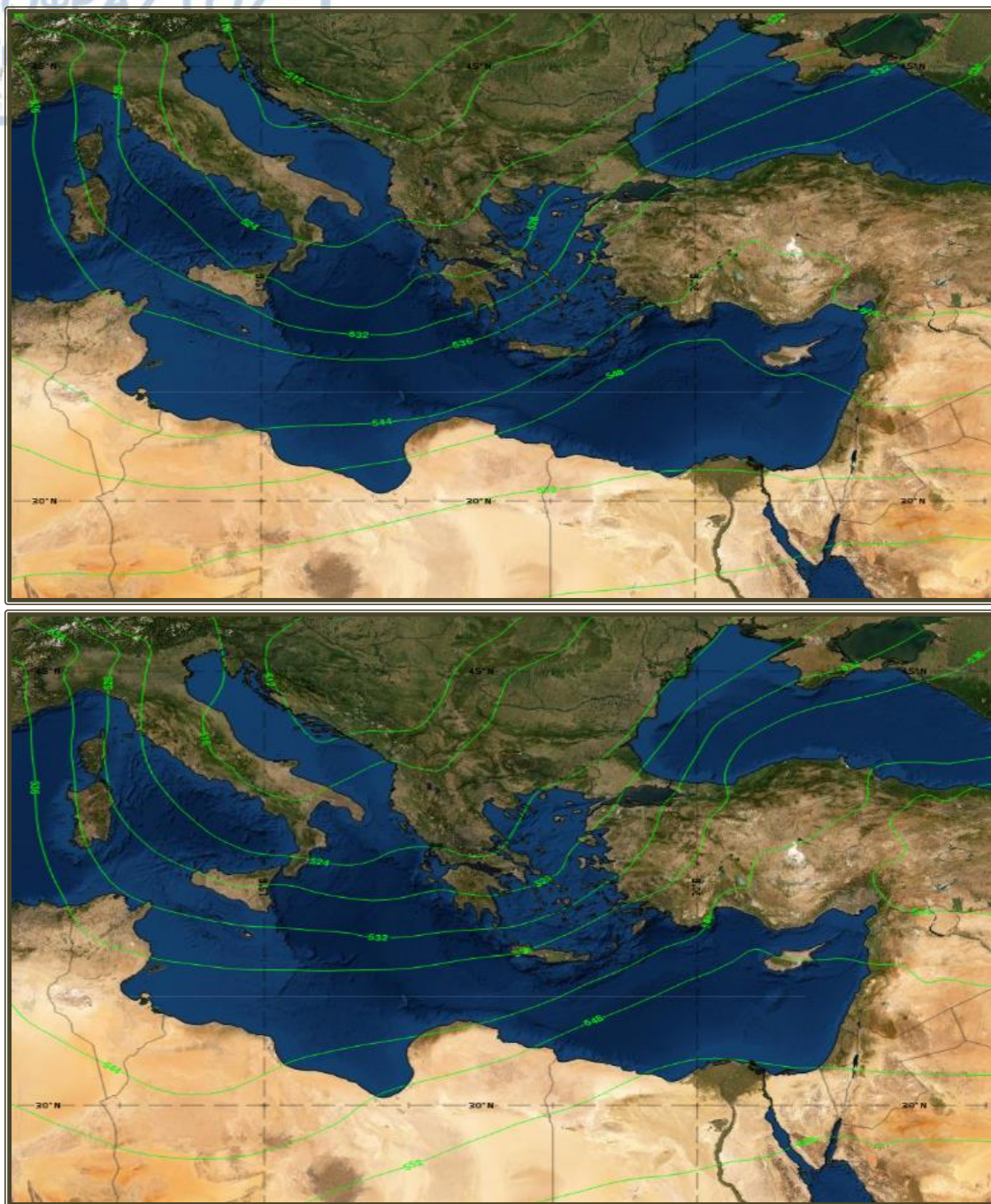
Παράλληλα, συγκρίνοντας τους χάρτες επιφάνειας όπως αυτοί συνοψίζονται παραπάνω στην παράγραφο 2.2 με τους χάρτες thickness του στρώματος 1000-500 hpa, προκύπτει το συμπέρασμα ότι οι ισοπαχείς 1000-500 hpa, είναι σχεδόν παράλληλες προς τις περιοχές όπου εμφανίζονται τα επιφανειακά ψυχρά και θερμά μέτωπα των υφέσεων. Επιπλέον, συγκρίνοντας τις περιοχές μετωπικών συσφίξεων στους χάρτες επιφάνειας, με τους χάρτες thickness 1000-500 hpa, παρατηρείται ότι οι ισοπαχείς 1000-500 hpa τέμνουν τα συνεσφιγμένα μέτωπα υπό κάποια γωνία. Η βαθμίδα των ισοπαχών είναι μεγαλύτερη πίσω από τα ψυχρά μέτωπα, ενώ πριν από τα θερμά είναι ασθενέστερη. Επίσης, η κύρια βαθμίδα των ισοπαχών, η οποία συνδέεται με μια βαροκλινική ζώνη, τοποθετείται στη ψυχρή πλευρά του επιφανειακού ψυχρού μετώπου, ενώ στο θερμό τομέα των υφέσεων, οι ισοπαχείς είναι σχεδόν ομοιόμορφες.



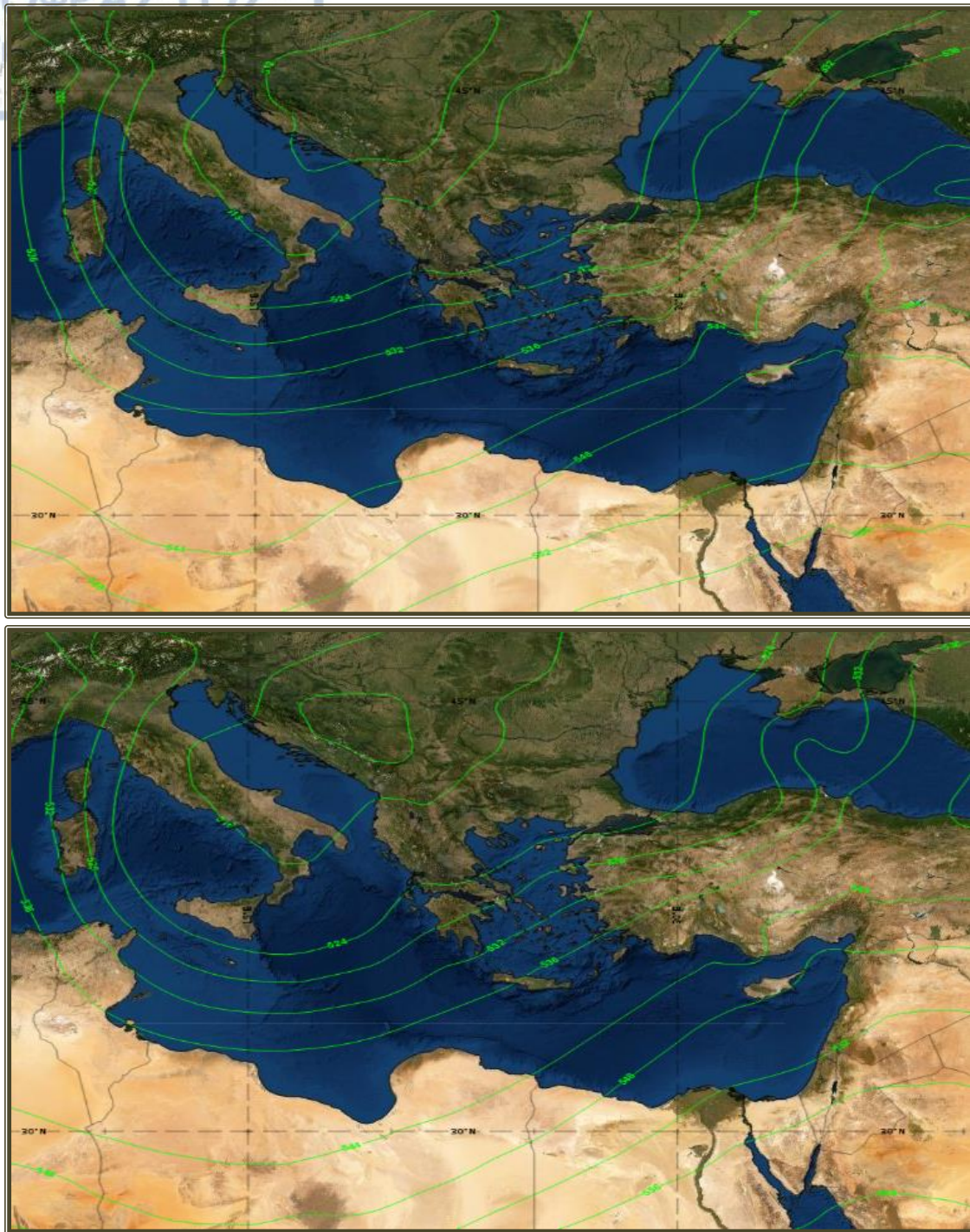
Σχήμα 2.3.1: Απεικόνιση thickness του στρώματος 1000-500 hpa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 2/1/2019 και 3/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



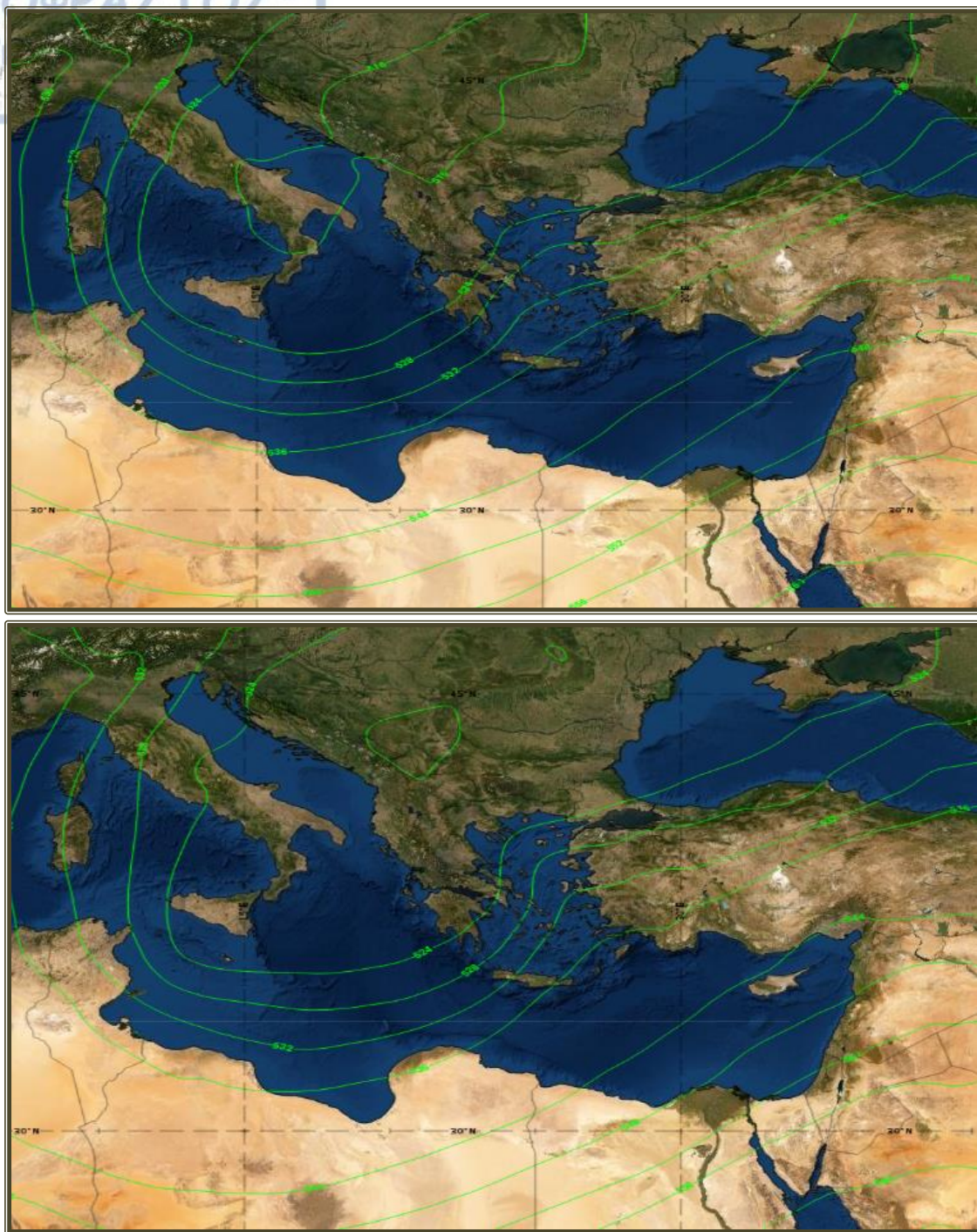
Σχήμα 2.3.2: Απεικόνιση thickness του στρώματος 1000-500 hpa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 3/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



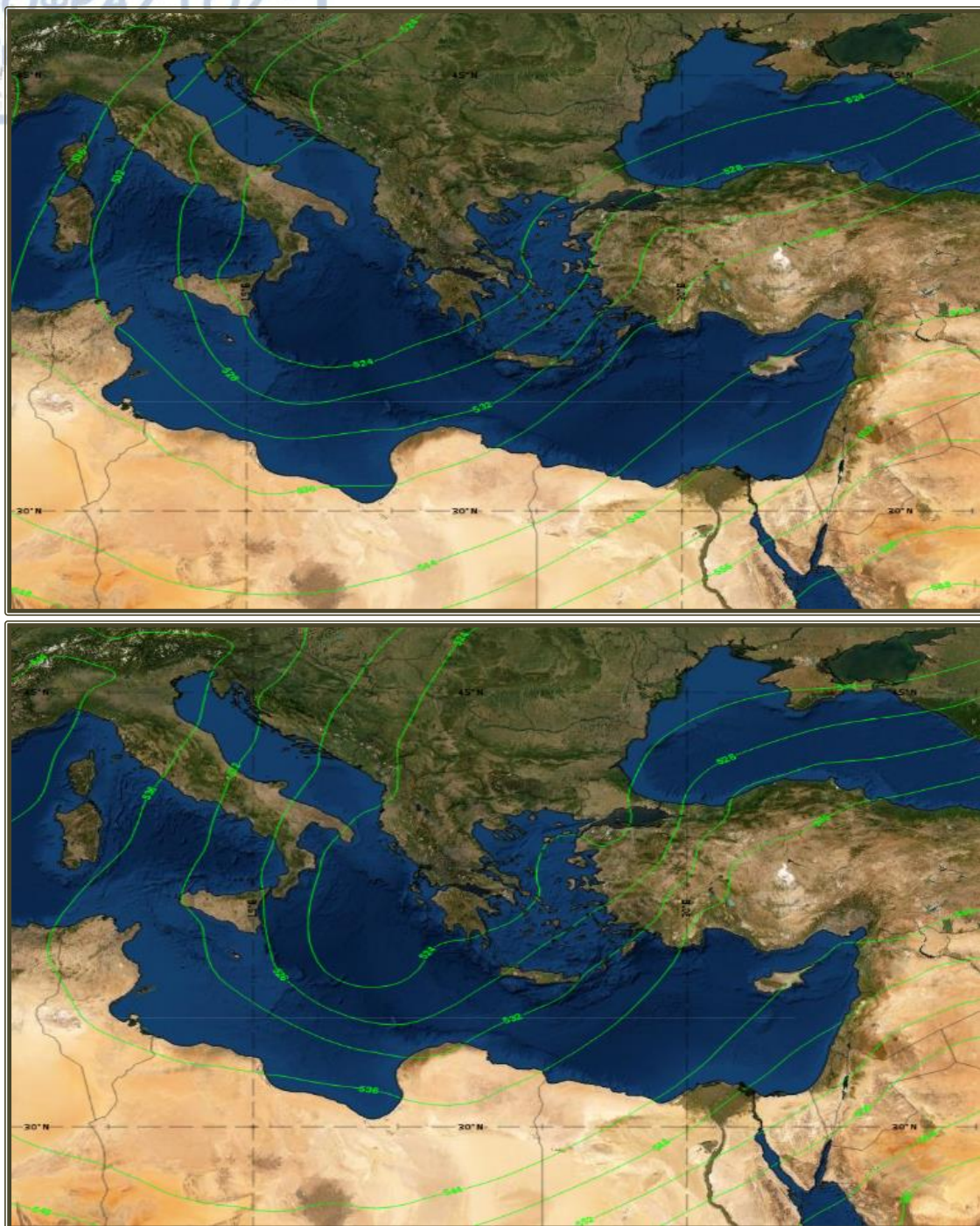
Σχήμα 2.3.3: Απεικόνιση thickness του στρώματος 1000-500 hpa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 3/1/2019 και 4/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



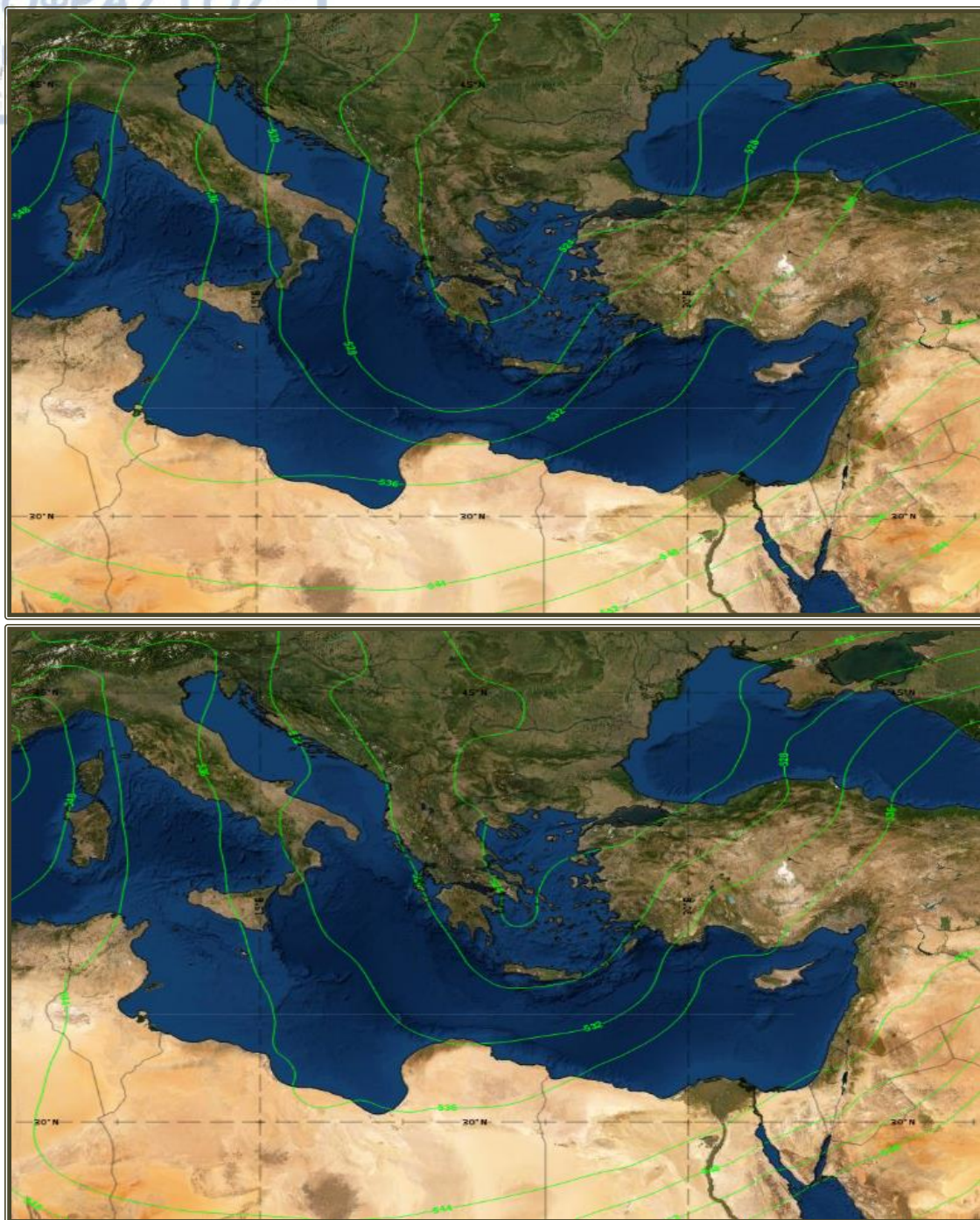
Σχήμα 2.3.4: Απεικόνιση thickness του στρώματος 1000-500 hpa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 4/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 2.3.5: Απεικόνιση thickness του στρώματος 1000-500 hpa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 4/1/2019 και 5/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 2.3.6: Απεικόνιση thickness του στρώματος 1000-500 hpa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 5/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 2.3.7: Απεικόνιση thickness του στρώματος 1000-500 hpa πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 5/1/2019 και 6/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)

2.4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Τα Skew T-log P διαγράμματα, τα Τεφιγράμματα και γενικά τα Θερμοδυναμικά διαγράμματα, αποτελούν ένα πολύ σημαντικό και χρήσιμο εργαλείο για ένα Μετεωρολόγο, καθώς συμβάλλουν στην απλοποίηση πολλών υπολογισμών που αφορούν στη Θερμοδυναμική και Στατική της ατμόσφαιρας. Δεδομένα για την καταχώρηση τιμών σ' ένα τέτοιο διάγραμμα, συλλέγονται με τη βοήθεια ραδιοβολίσεων, οι οποίες γίνονται σε καθημερινή βάση. Η συλλογή αυτή των δεδομένων, αφορά στις παραμέτρους της θερμοκρασίας του αέρα, της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου και άλλων μετεωρολογικών παραμέτρων σε όλες τις ισοβαρικές επιφάνειες καθ' ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα. Όσον αφορά στην παρούσα εργασία, τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων που αναλύονται παρακάτω, αφορούν στο χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, η καταγραφή των δεδομένων να απέχει πιθανόν έως και 12 ή 24 ώρες από την έναρξη των φαινομένων κι έτσι να προκύπτει ένα κενό διάστημα, για το οποίο υπάρχει έλλειψη στοιχείων των χαρακτηριστικών της δομής της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια της χιονόπτωσης. Το γεγονός αυτό, μπορεί να οδηγήσει σε μη ασφαλή και αβέβαια συμπεράσματα.

Συγκεκριμένα, η χρησιμότητα ενός Skew T-log P διαγράμματος, Τεφιγράματος ή Θερμοδυναμικού διαγράμματος επικεντρώνεται στα ακόλουθα:

- ☞ Επιτρέπει την ανάλυση συνθηκών ευστάθειας από μία ραδιοβολίση σε διάφορα στρώματα.
- ☞ Επιτρέπει υπολογισμούς που περιλαμβάνουν την υγρασία σε διάφορα στρώματα.
- ☞ Επιτρέπει τον προσδιορισμό διάφορων αέριων μαζών.
- ☞ Επιτρέπει τη διεξαγωγή πληροφοριών για το βαθμό και το είδος (ψυχρή/θερμή μεταφορά) της θερμικής μεταφοράς, με την προϋπόθεση ότι υπάρχουν δεδομένα ανέμου.
- ☞ Βοηθά στην αναγνώριση νεφών και διάφορων φυσικών διεργασιών.
- ☞ Επιτρέπει υπολογισμούς και συγκρίσεις της Convective Available Potential Energy (CAPE) καθώς:
 1. Έχει την ιδιότητα οι περιοχές που περιέχονται στις καμπύλες να έχουν ίσες ενέργειες για ίσα εμβαδά.
 2. Συμβάλει στην εκτίμηση της δυνητικότητας εκδήλωσης καταιγίδων, αλλά και την κατακόρυφη έκταση αυτών.
 3. Επιτρέπει τον προσδιορισμό του ύψους της τροπόπαυσης (Πυθαρούλης, 2021).

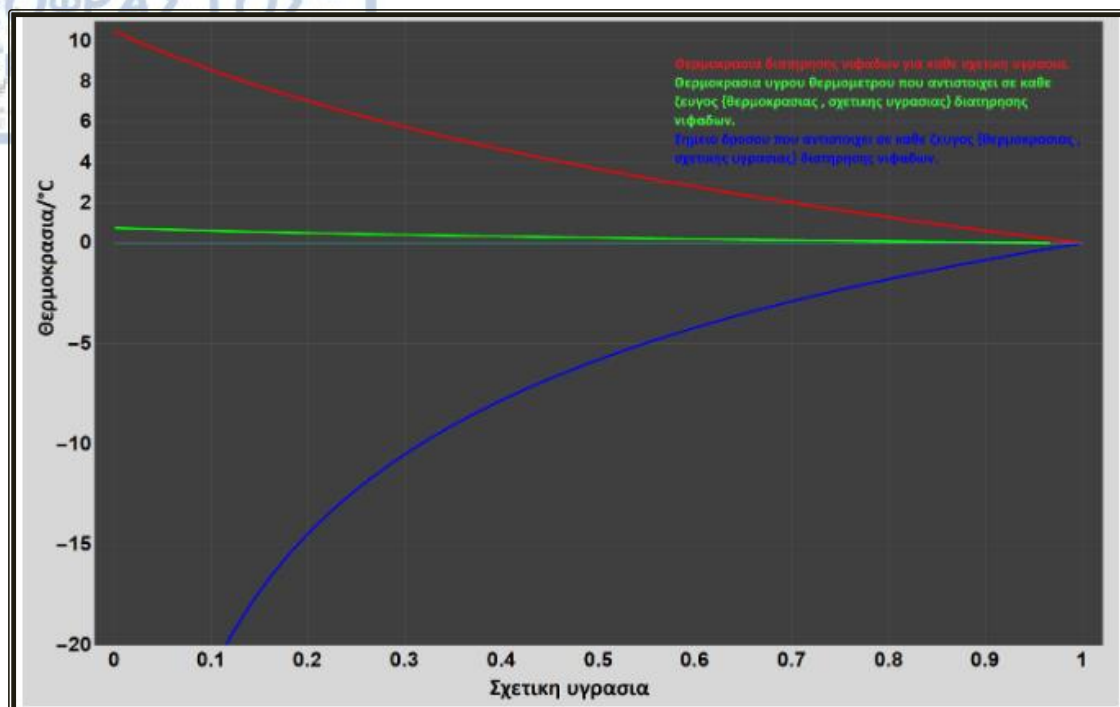
Παράλληλα, με τη βοήθεια του συγκεκριμένου διαγράμματος, είναι εφικτή η εκτίμηση της μέγιστης περιεκτικότητας του νερού στα νέφη. Η διαδικασία που ακολουθείται είναι η παρακάτω:

- § Καταχώρηση της πίεσης και της θερμοκρασίας της βάσης του νέφους.
- § Ανάβαση με την υγρή αδιαβατική έως την κορυφή του νέφους.
- § Η διαφορά της αναλογίας μίγματος μεταξύ της βάσης και της κορυφής του νέφους, δίνει τη μέγιστη (σε αδιαβατικές συνθήκες) περιεκτικότητα του νερού στο νέφος σε gkg^{-1} (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Επειδή στη στάθμη των 800 hpa (τυπικό επίπεδο νέφους που περιέχει νερό) 1 kg υγρού αέρα καταλαμβάνει 1 m^3 , για πρακτικούς λόγους η μονάδα gkg^{-1} μπορεί να γίνει gm^{-3} . Η ανάμιξη με ξηρό αέρα στην κορυφή του νέφους, αποτελεί τροποποιητικό παράγοντα, ελαττώνοντας την πραγματική περιεκτικότητα του νερού στο νέφος, περίπου στο μισό της θεωρητικής μέγιστης τιμής (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015).

Η παράμετρος επίσης του thickness του στρώματος 1000-500 hpa είναι χρήσιμο να μελετηθεί κι αυτή, καθώς επαληθεύει τα αποτελέσματα των χαρτών ανώτερης ατμόσφαιρας και συγκεκριμένα των χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa και της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa. Αυτό συμβαίνει διότι, οι τιμές των thickness του στρώματος 1000-500 hpa, αποτελούν εικόνα της ύπαρξης θερμών ή ψυχρών αερίων μαζών σε μια υπό μελέτη περιοχή. Γενικά, όσο πιο θερμές αέριες μάζες επικρατούν στο ατμοσφαιρικό στρώμα 1000-500 hpa, τόσο πιο υψηλές είναι οι τιμές του thickness, αφού και ο όγκος του αέρα λόγω διαστολής αυξάνει. Αντίθετα, αν οι τιμές του thickness είναι χαμηλές, τότε συνεπάγεται ύπαρξη ψυχρών αερίων μαζών στην υπό μελέτη περιοχή, ως αποτέλεσμα και της μείωσης του όγκου του αέρα, λόγω συστολής αυτού.

Στην περίπτωση χιονοπτώσεων, καλό κριτήριο για την πρόγνωση αυτών αποτελεί και ο εντοπισμός του ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου (T_w). Η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου αποτελεί ασφαλή δείκτη πρόβλεψης για το εάν επιβιώνει ή όχι η νιφάδα μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Θεωρητικά για να επιβιώνει η νιφάδα σε ένα περιβάλλον αέρα, πχ στο έδαφος (να ξέρουμε δηλαδή αν θα επιβιώνει η νιφάδα/το χιόνι όταν έχουμε δεδομένη χιονόπτωση, να ξέρουμε αν θα ευνοείται η χιονόστρωση δηλαδή στο έδαφος), πρέπει για μια δεδομένη θερμοκρασία T ($^\circ\text{C}$) να έχουμε μια συγκεκριμένη σχετική υγρασία. Αυτό το ζεύγος θερμοκρασίας-σχετικής υγρασίας που επιβιώνει η νιφάδα χιονιού, ονομάζεται **“θερμοκρασία επιβίωσης νιφάδας”** (και νοείται για μια συγκεκριμένη σχετική υγρασία). Το συγκεκριμένο αυτό ζεύγος θερμοκρασίας-σχετικής υγρασίας θεωρητικής επιβίωσης νιφάδας, παριστάνεται με κόκκινο στο παρακάτω διάγραμμα (Εικόνα 16), για κάθε τιμή σχετικής υγρασίας (www.meteology).



Εικόνα 16: Σχέση θερμοκρασίας, σχετικής υγρασίας, θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου και σημείου δρόσου στη διατήρηση της νιφάδας (www.meteology.gr)

Το παραπάνω διάγραμμα στην Εικόνα 16, αποτυπώνει με κόκκινη γραμμή τη θεωρητική θερμοκρασία επιβίωσης νιφάδας για κάθε σχετική υγρασία, με λαχανί γραμμή τη θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου που αντιστοιχεί σε αυτό το ζεύγος θεωρητικής θερμοκρασίας-σχετικής υγρασίας και με μπλε γραμμή το σημείο δρόσου που αντιστοιχεί σε αυτό το ζεύγος θεωρητικής θερμοκρασίας-σχετικής υγρασίας (το σημείο δρόσου δηλαδή που χρειάζεται για να μη λιώνει η νιφάδα για κάθε τιμή της θερμοκρασίας). Παρατηρείται ότι για 20% σχετική υγρασία (οριζόντιος άξονας x), η θεωρητική θερμοκρασία επιβίωσης νιφάδας είναι 7°C. Κάτω από 7°C δηλαδή με 20% σχετική υγρασία η νιφάδα επιβιώνει, ενώ πάνω από 7°C με 20% σχετική υγρασία, τότε λιώνει. Για σχεδόν μηδενικές τιμές σχετικής υγρασίας, η μέγιστη θερμοκρασία επιβίωσης μιας νιφάδας είναι οι 10.5°C. Επιπλέον, διακρίνεται από το διάγραμμα ότι είναι δύσκολο να βρεθεί εμπειρικός κανόνας ή εμπειρικός τύπος για τη θερμοκρασία επιβίωσης νιφάδας για κάποια σχετική υγρασία. Το ίδιο «ανώμαλα» μεταβάλλεται και το σημείο δρόσου (μπλε γραμμή), γεγονός που δείχνει ότι το σημείο δρόσου δεν είναι καλός δείκτης πρόγνωσης επιβίωσης ή όχι της νιφάδας και το ότι ο εμπειρικός κανόνας για σημείο δρόσου μικρότερο των 0°C, συνεπάγεται ότι εκδηλώνεται χιονόπτωση είναι αυθαίρετος και λάθος (www.meteology.gr).

Από το διάγραμμα επιπλέον, διακρίνεται ότι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (λαχανί γραμμή) έχει εκπληκτική συνέπεια στο να προβλέπει εάν επιβιώνει ή όχι η νιφάδα, καθώς μεταβάλλεται πολύ λίγο για κάθε θερμοκρασία επιβίωσης νιφάδας, σε σχέση με τη σχετική υγρασία. Έτσι, για τιμές σχετικής υγρασίας από 30 έως 100%, παρατηρείται ότι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (wet bulb) είναι κοντά στους 0°C ή ακόμα και λίγο θετική (πχ +0.3°C) τότε η νιφάδα επιβιώνει. Εξάγεται δηλαδή ο

εμπειρικός κανόνας ότι για τιμές σχετικής υγρασίας από 30 έως 100%, για wet bulb κάτω από 0.4°C, τότε το χιόνι δεν λιώνει. Για τιμές σχετικής υγρασίας μάλιστα κάτω από 30%, το χιόνι δεν λιώνει για ακόμα μεγαλύτερες θερμοκρασίες wet bulb, έως και 0.8°C περίπου. Οπότε, η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου αποτελεί ένα από τους καλύτερους δείκτες πρόγνωσης χιονιού στην επιφάνεια. Εάν είναι κοντά στους 0°C σε όλο το θερμοκρασιακό προφίλ του PBL (ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος) καθώς και στην επιφάνεια, τότε το χιόνι όχι μόνο θα επιβιώνει ως την επιφάνεια και θα σημειώνεται χιονόπτωση, αλλά πιθανότατα θα παρατηρείται και χιονόστρωση. Φυσικά, όλες οι επιφάνειες έχουν κάποια θετική θερμοκρασία και ειδικά οι επιφάνειες απο υλικά όπως τσιμέντο και πίσσα έχουν μεγάλα ποσά θερμικής ενέργειας, οπότε για να στρωθούν απαιτείται πρώτα να «εξουδετερωθεί» η θερμική αυτή ενέργεια και να αποκτήσουν σχεδόν μηδενική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου και αυτές. Το στρώμα όπου η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (wet bulb) είναι 0°C ή και λίγο πιο κάτω από 0°C, ονομάζεται 'wet bulb zero level' (www.meteology).

Συγκεκριμένα, η σχέση του ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, με τη παρατηρούμενη μορφή υετού, περιγράφεται με τη συμβολή του παρακάτω πίνακα (Πίνακας 2.4.α):

<i>Υψος $T_w=0^\circ\text{C}$</i>	<i>Μορφή Υετού</i>
3000 ft και πάνω	σχεδόν πάντα βροχή και σπάνια χιόνι
2000-3000 ft	κυρίως βροχή και πιθανώς χιόνι
1000-2000 ft	βροχή έτοιμη να γυρίσει σε χιόνι
κάτω από 1000 ft	κυρίως χιόνι

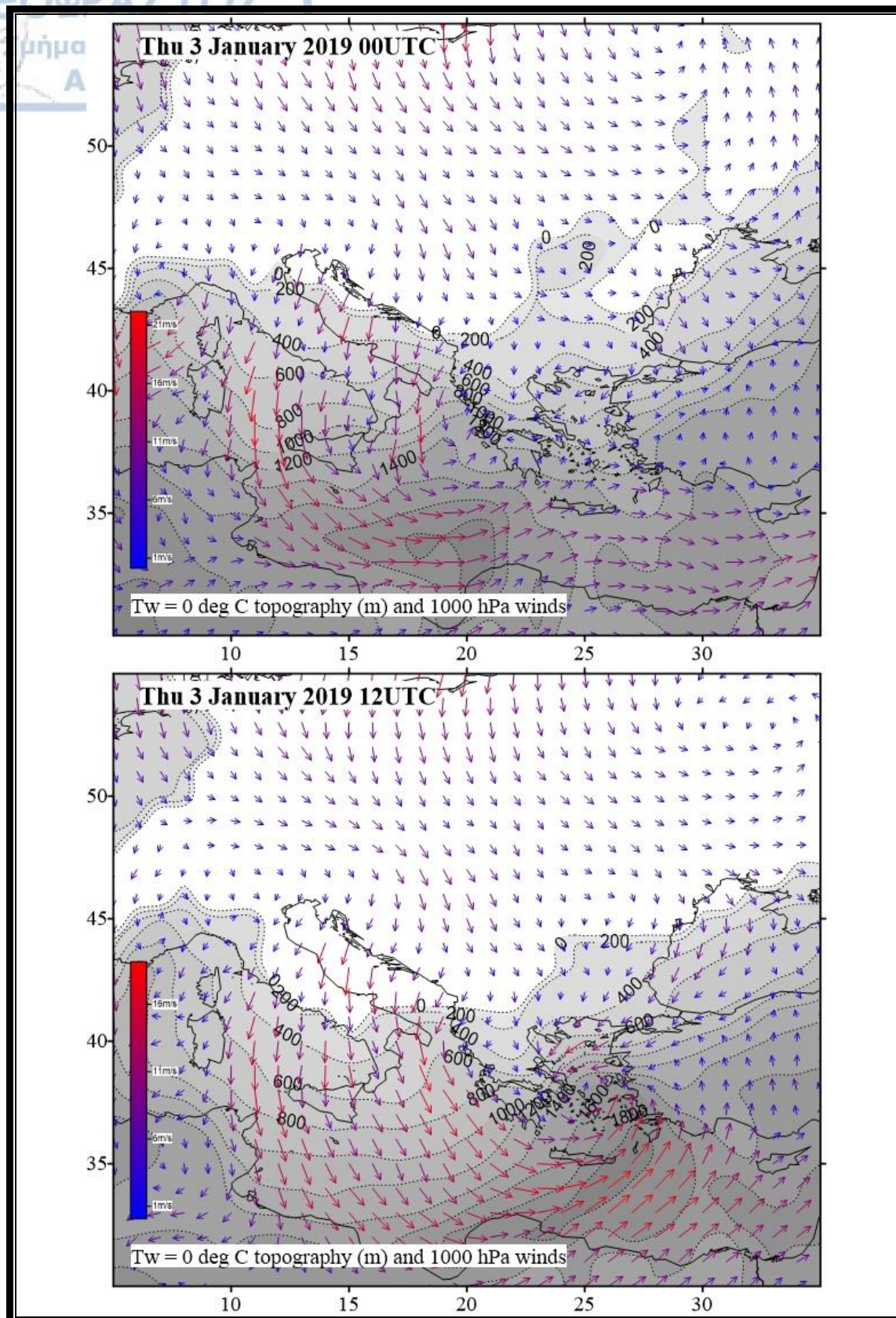
Πίνακας 2.4.α: Σχέση του ύψος σε πόδια (ft) της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, με τη μορφή του παρατηρούμενου υετού (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015)

Στους χάρτες που ακολουθούν παρακάτω (Σχήμα 2.4.1-2.4.3) απεικονίζεται το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου σε μέτρα, για το χρονικό διάστημα από 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 12 UTC, με σκοπό να εκτιμηθεί η μορφή του παρατηρούμενου υετού, το αν καταφέρει να επιβιώσει η νιφάδα μέχρι την επιφάνεια του εδάφους, αλλά και τον αν και σε πιο υψόμετρο ευνοείται η χιονόστρωση, καλύπτοντας όλες τις φάσεις της υπό μελέτη κακοκαιρίας. Τα δεδομένα για τον υπολογισμό της παραμέτρου του ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, προέρχονται από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων ECMWF. Η χάραξη των ισοπληθών των μέτρων γίνεται ανά 200 μέτρα. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν και πάλι κομβικά δεδομένα (gridded data), 1° λ X 1°φ, από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF), τα οποία καλύπτουν την παραπάνω αναφερθείσα περίοδο μελέτης και εκτείνονται από τα 1000 έως και τα 70 hPa. Η γεωγραφική περιοχή ενδιαφέροντος εκτείνεται από 20°B έως 60°B και από 10°Δ έως 40°Α. Για να βρεθεί το ύψος της επιφάνειας $T_w = 0$, αρχικά υπολογίστηκε η T_w . Στη συνέχεια, δεδομένων των τιμών της T_w στις βασικές ισοβαρικές επιφάνειες, επάνω στις οποίες είναι διαθέσιμα τα δεδομένα από

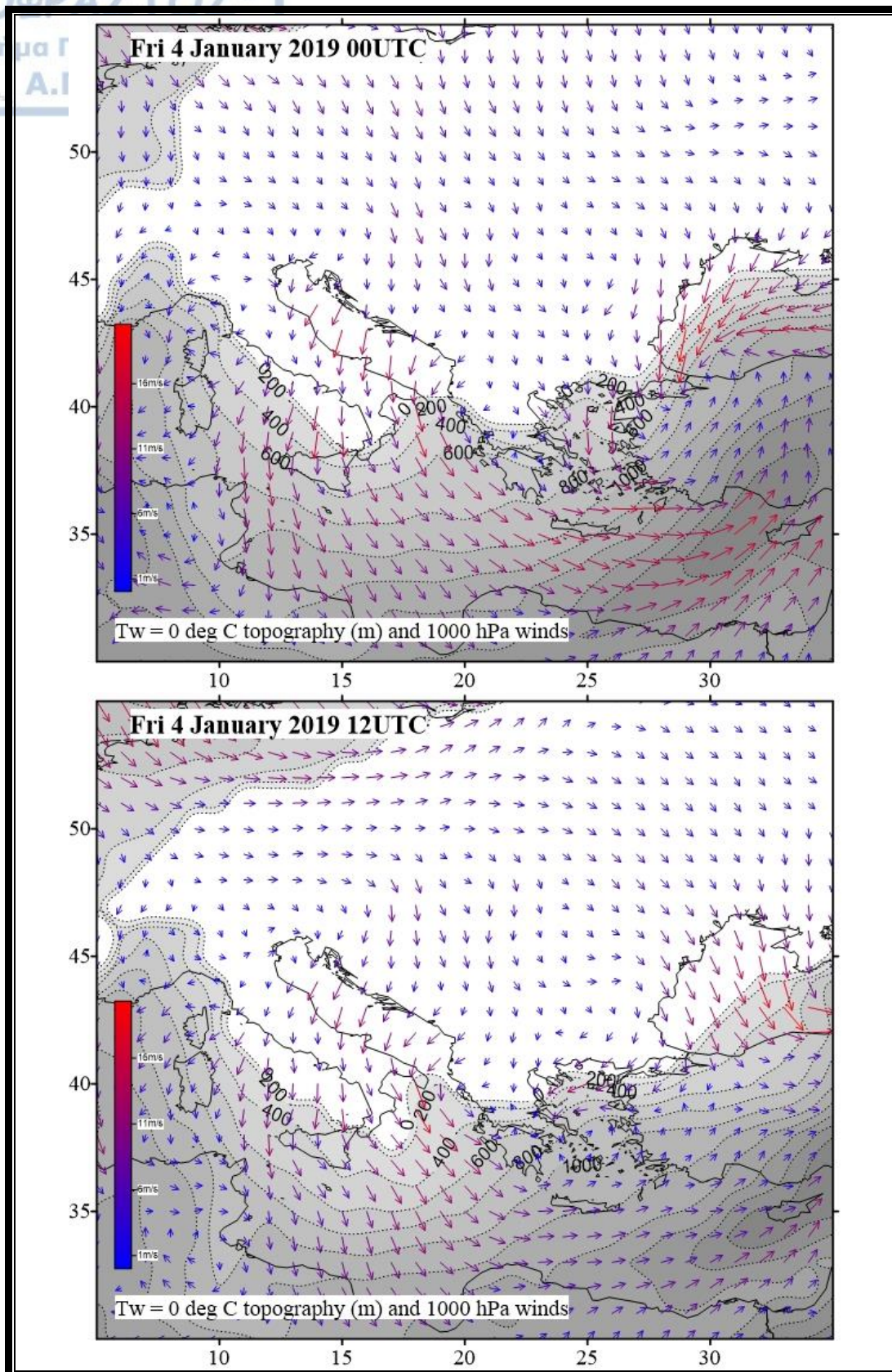


το ECMWF, υπολογίστηκε η πίεση (p , hPa), στην οποία: $T_w = 0$ και από τη στιγμή που στις ίδιες ισοβαρικές επιφάνειες είναι διαθέσιμο και το γεωδυναμικό ύψος, υπολογίστηκε και το γεωμετρικό ύψος (z , m). Ουσιαστικά, με τη μέθοδο αυτή επιτυγχάνεται η αλλαγή της κατακόρυφης συντεταγμένης των δεδομένων του ECMWF, από πίεση σε ύψος.

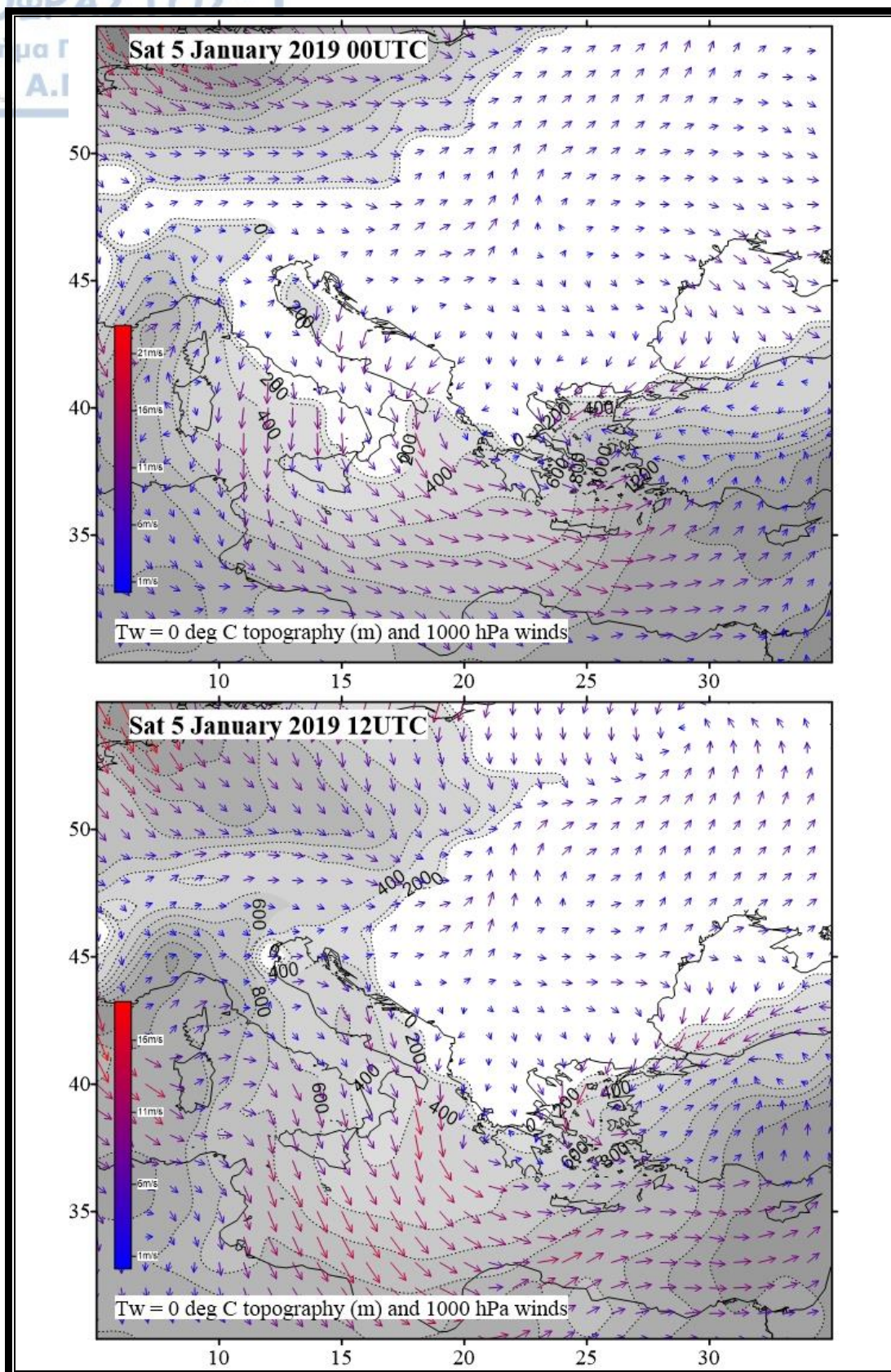
Στην παράγραφο 6 του παραρτήματος, συνοψίζεται ο κώδικας FORTRAN (Κώδικας 3), με τη συμβολή του οποίου υπολογίστηκε το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου για την υπό μελέτη περίοδο.



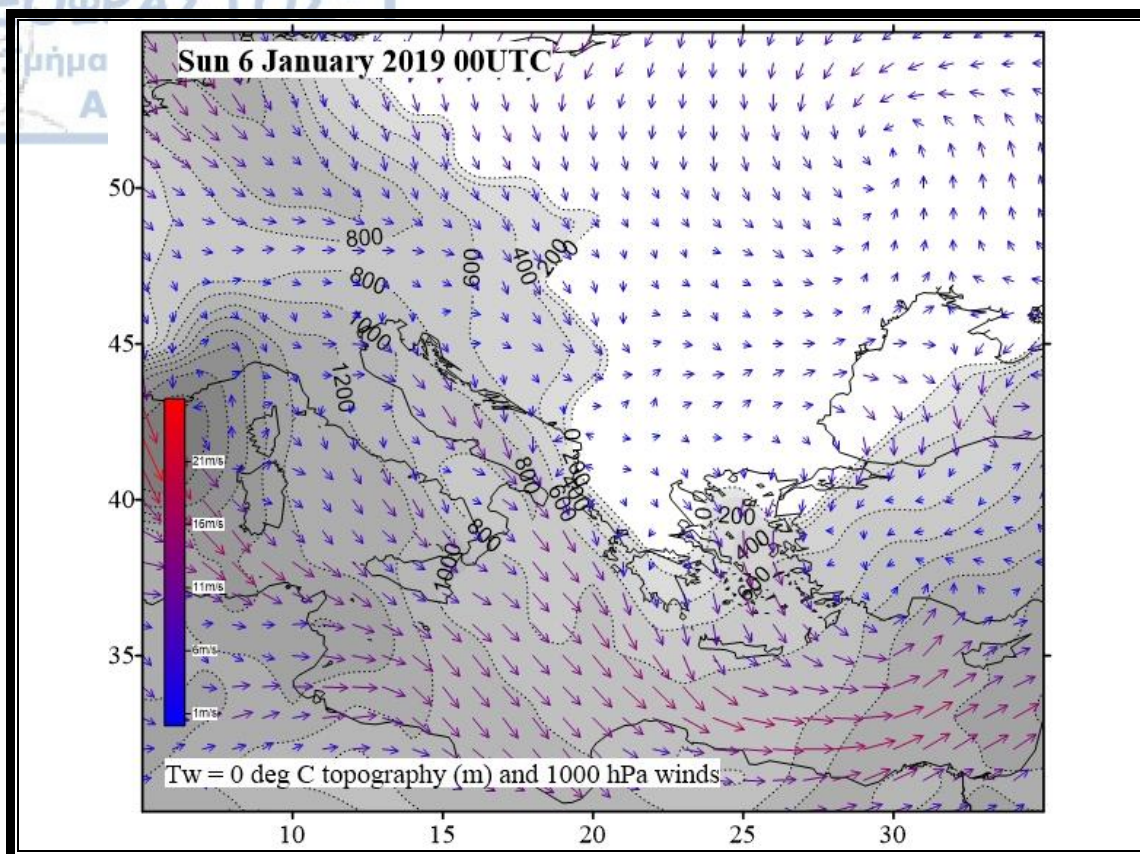
Σχήμα 2.4.1: Υψος σε μέτρα της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 00 και 12 UTC. Οι συνεχείς διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στο ύψος σε μέτρα. Τα μπλε βέλη αντιστοιχούν στη διεύθυνση και στην ταχύτητα του ανέμου σε m/s στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ)



Σχήμα 2.4.2: Υψος σε μέτρα της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 00 και 12 UTC. Οι συνεχείς διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στο ύψος σε μέτρα. Τα μπλε βέλη αντιστοιχούν στη διεύθυνση και στην ταχύτητα του ανέμου σε m/s στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ)



Σχήμα 2.4.3: Ύψος σε μέτρα της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου για τις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρες 00 και 12 UTC. Οι συνεχείς διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στο ύψος σε μέτρα. Τα μπλε βέλη αντιστοιχούν στη διεύθυνση και στην ταχύτητα του ανέμου σε m/s στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ)



Σχήμα 2.4.4: Ύψος σε μέτρα της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου για τις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Οι συνεχείς διακεκομμένες γραμμές αντιστοιχούν στο ύψος σε μέτρα. Τα μπλε βέλη αντιστοιχούν στη διεύθυνση και στην ταχύτητα του ανέμου σε m/s στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ)

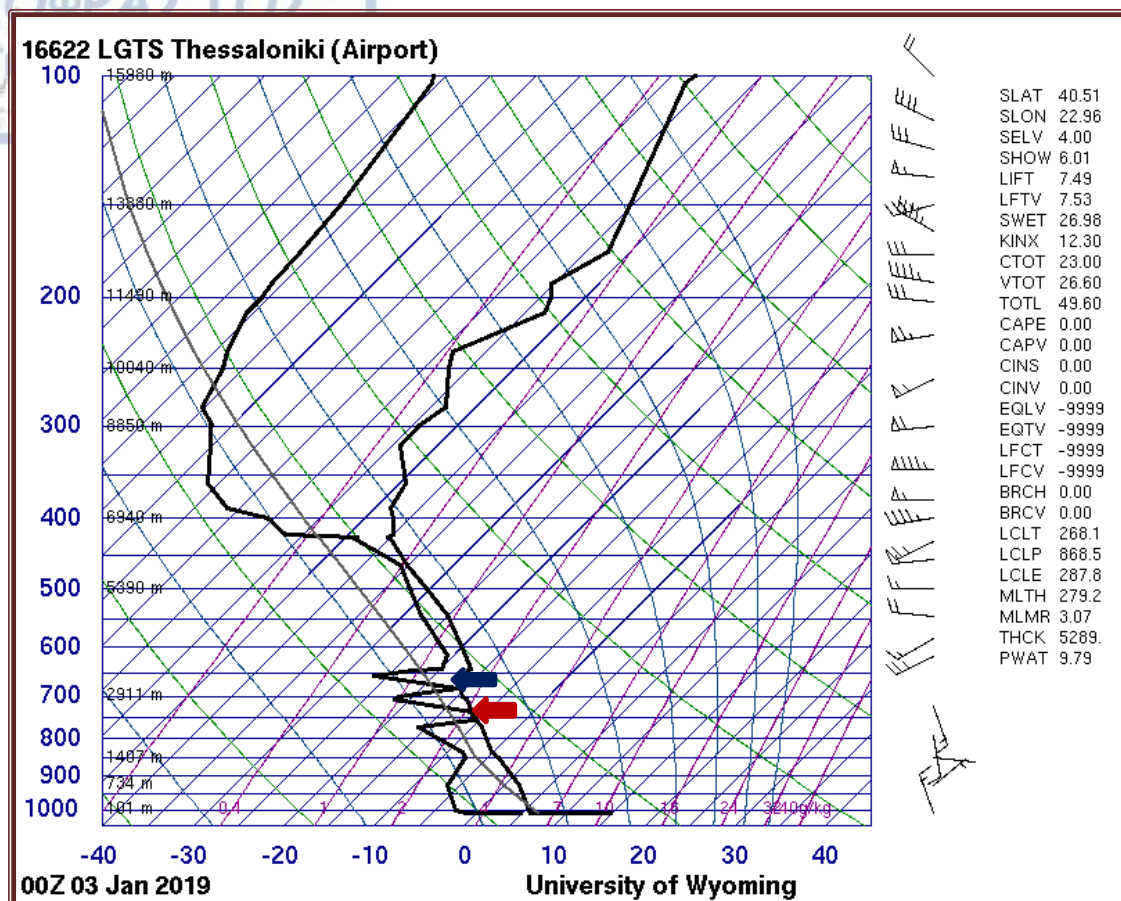
Σύμφωνα με τους χάρτες του Σχήματος 2.4.1-2.4.4, το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου για τις 3 Ιανουαρίου 2019, βρίσκεται για την περιοχή της Θεσσαλονίκης περίπου στα 400 μέτρα για τις 00 UTC και μεταξύ 200-400 μέτρων για τις 12 UTC. Για τις 4 Ιανουαρίου 2019, το ύψος βρίσκεται αρκετά κάτω από τα 200 μέτρα και για τις 00 και για τις 12 UTC. Το ίδιο ισχύει και για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019, ως προς το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου. Λαμβάνοντας υπόψη τη σχέση μεταξύ του ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, με τη μορφή του νετού, όπως συνοψίζεται στον Πίνακα 2.4.α παραπάνω, προκύπτει ότι μέχρι τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, το ύψος της ισόθερμης των 0°C βρίσκεται μεταξύ 1000-2000 ft και οπότε ο νετός είναι βροχή έτοιμη να γυρίσει σε χιόνι. Μετά τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, αρχίζουν να διαμορφώνονται ιδανικές συνθήκες, όσον αφορά στο ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, έτσι ώστε ο νετός να έχει τη μορφή χιονιού. Ειδικότερα, οι συνθήκες αυτές γίνονται ιδανικές στις 4, 5 και 6 Ιανουαρίου 2019, όπου το ύψος βρίσκεται κάτω από τα 1000 ft και οπότε ο παρατηρούμενος νετός είναι κυρίως χιόνι. Μάλιστα, το γεγονός ότι το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου βρίσκεται σε πολύ χαμηλά υψόμετρα προς την επιφάνεια του εδάφους, ενισχύει το

συμπέρασμα ότι παράλληλα με τη χιονόπτωση στις 4 και 5 Ιανουαρίου, ευνοείται και η χιονόστωση στα μηδενικά ακόμη υψόμετρα της πόλης της Θεσσαλονίκης.

Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη τη διαφορά της θερμοκρασίας T και της θερμοκρασία T_d του σημείου δρόσου σε κάποια στάθμη στην ατμόσφαιρα, τότε προκύπτουν τα εξής:

- ☞ Όσο πιο μικρή η διαφορά $T-T_d$, τόσο αυξάνει η υγρασία στο ύψος που εξετάζεται. Όσο δηλαδή πιο συγκλίνουσες είναι οι δυο γραμμές μεταξύ των θερμοκρασιών, τόσο περισσότερη υγρασία επικρατεί στο ύψος που διαφαίνεται η σύγκλιση και άρα προσεγγίζεται η κατάσταση της πλήρους νεφοκάλυψης.
- ☞ Εάν η διαφορά $T-T_d$ αυξάνει, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή, καθώς απομακρύνεται η συνθήκη κορεσμού και οπότε η νέφωση πάνω από μια περιοχή έχει πιο διάσπαρτο χαρακτήρα.
- ☞ Λαμβάνοντας υπόψη τη στάθμη των 700 hpa, όπως προαναφέρθηκε παραπάνω στην παράγραφο 2.1.δ της παρούσας εργασίας, εάν η τιμή της σχετικής υγρασίας υπερβαίνει το 70% και γενικά αν η διαφορά $T-T_d < 5^{\circ}\text{C}$, τότε επικρατούν συνθήκες πλήρους νεφοκάλυψης στην περιοχή.

Στα Skew T-log P διαγράμματα (Σχήμα 2.4.4 - Σχήμα 2.4.7) που συνοψίζονται παρακάτω, απεικονίζεται η δομή της ατμόσφαιρας για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, σύμφωνα αποτελέσματα των ραδιοβολίσεων από το αεροδρόμιο «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης. Οι ραδιοβολίσεις της χειμερινής περιόδου πραγματοποιούνται μια φορά μέσα στο 24-ωρο και συγκεκριμένα στις 00 UTC. Σε όλα τα παρακάτω διαγράμματα, η πρώτη από τα δεξιά συνεχής μαύρη καμπύλη αφορά σε δεδομένα της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος, ενώ η από τα αριστερά συνεχής μαύρη καμπύλη αφορά σε δεδομένα της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου, για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή που πραγματοποιήθηκε η ραδιοβολίση.



Σχήμα 2.4.4: Ραδιοβόλιση από το αεροδρόμιο «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης στις 3 Ιανουαρίου 00 UTC (Πηγή: <http://weather.uwyo.edu>)

Στο παραπάνω σχήμα (Σχήμα 2.4.4), απεικονίζονται τα αποτελέσματα της ραδιοβόλισης από το αεροδρόμιο «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης, η οποία πραγματοποιήθηκε στις 3 Ιανουαρίου και ώρα 00 UTC.

Σύμφωνα με το διάγραμμα, η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται σχετικά υγρή στο στρώμα 850-791 hPa και υγρή στα στρώματα μεταξύ 754-724 hPa, 692-682 hPa και 643-456 hPa. Επειδή η δυνητική θερμοκρασία (θ) αυξάνει με το ύψος ($d\theta/dz > 0$), η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται ως δυναμικά ευσταθής. Παρατηρώντας τη στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, διεξάγονται συμπεράσματα για το είδος της θερμικής μεταφοράς στα διάφορα ατμοσφαιρικά στρώματα. Επιτυγχάνεται δηλαδή ο εντοπισμός των στρωμάτων της ατμόσφαιρας, όπου επικρατεί θερμή μεταφορά ή ψυχρή μεταφορά, αναλόγως της στροφής του γεωστροφικού ανέμου με το ύψος.

Στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, σε κάποια απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους, όπου διάφοροι παράγοντες όπως της τοπογραφίας δεν επηρεάζουν το προφίλ του ανέμου, έως και τη στάθμη των 772 hPa, παρατηρείται στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος με φορά, σύμφωνη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού και άρα στο στρώμα αυτό επικρατεί θερμή μεταφορά. Η βόρεια-βορειοδυτική συνιστώσα στα πολύ χαμηλά στρώματα προς την επιφάνεια του εδάφους, πιθανόν να είναι αποτέλεσμα παραγόντων, οι οποίοι διαμορφώνονται από

την τοπογραφία της περιοχής, όπως η τριβή ή ο καναλισμός του αέρα, συμβάλλοντας παράλληλα σ' ένα διαφορετικό οριζόντιο προφίλ ανέμου.

Οι άνεμοι παρουσιάζουν μεταβολή στη διεύθυνσή τους, από ανατολική-βορειοανατολική στη στάθμη των 925 hpa με μέση ταχύτητα 6 knots (3,08 m/s), έως ανατολικοί-νοτιοανατολικοί στο στρώμα μεταξύ των 850 και 834 hpa, με μέση ταχύτητα από 1 knot (0,51 m/s), έως 3 knots (1,54 m/s) στην ανώτερη στάθμη του στρώματος. Στο στρώμα 791-772 hpa, ο άνεμος αποκτά νότια-νοτιοανατολική συνιστώσα, η ταχύτητα του οποίου κυμαίνεται από 10 Knots (5,1 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος, έως 12 Knots (6,2 m/s) στις αμέσως ανώτερες στάθμες του στρώματος. Η θερμή αυτή μεταφορά, οφείλεται όπως αναλύθηκε και παραπάνω στον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας, στην παρουσία θερμού μετώπου πάνω από την περιοχή, το οποίο όμως δεν έχει πολύ καλή δομή κι έτσι η θερμή μεταφορά στα κατώτερα στρώματα δεν είναι ιδιαίτερα έντονη. Η ύπαρξη θερμού μετώπου στην περιοχή, επιβεβαιώνεται και από την θερμοκρασιακή αναστροφή, η οποία εντοπίζεται σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ της στάθμης των 700 και 650 hpa περίπου, όπου στο στρώμα αυτό, εντοπίζεται και η μετωπική ζώνη.

Μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών των 754 και 724 hpa, παρατηρείται στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος με φορά, αντίθετη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού και άρα ψυχρή μεταφορά στο συγκεκριμένο στρώμα. Παρατηρώντας τα σύμβολα του ανέμου, προκύπτει ότι ο άνεμος για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή που απεικονίζει το Skew T-log P διάγραμμα, στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) είναι βόρειος με μέση ταχύτητα 11 knots (5,65 m/s). Μεταξύ της ισοβαρικής επιφάνειας των 925 και των 850 hpa, ο άνεμος στρέφεται από ανατολικός - βορειοανατολικός έως ανατολικός - νοτιοανατολικός, με μέση ταχύτητα από 6 knots (3 m/s) στα κατώτερα στρώματα έως 1 knot (0,5 m/s) στα ανώτερα. Μεταξύ της ισοβαρικής στάθμης των 834 και 700 hpa, ο άνεμος είναι νοτιοανατολικός στα ανώτερα στρώματα, έως και νότιος - νοτιοανατολικός μέχρι τη στάθμη των 707 hpa και με μέση ταχύτητα η οποία κυμαίνεται από 3 knots (1,5 m/s) η ελάχιστη, έως 14 knots (7,2 m/s) η μέγιστη. Στη στάθμη των 700 hpa, η διεύθυνση του ανέμου είναι καθαρά νότιας συνιστώσας, με μέση ταχύτητα στα 13 knots (6,7 m/s).

Στο ατμοσφαιρικό στρώμα που βρίσκεται μεταξύ των 692 και 585 hpa, ο άνεμος καθ' ύψος στρέφεται με διεύθυνση από νότια - νοτιοδυτική σε δυτική - νοτιοδυτική, με μέση ταχύτητα η οποία ξεκινά από τα 14 knots (7,2 m/s) η ελάχιστη του στρώματος, έως 23 knots (11,8 m/s) η μέγιστη του στρώματος. Στο ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ των 546 και 481 hpa, ο άνεμος καθ' ύψος πνέει από δυτική-βορειοδυτική διεύθυνση, με μέση ελάχιστη ταχύτητα στρώματος 13 knots (6,7 m/s) και μέση μέγιστη ταχύτητα 21 knots (10,8 m/s). Από τη στάθμη των 850 έως τη στάθμη των 300 hpa, ο άνεμος ως προς τη συνιστώσα του δεν παρουσιάζει κάποια σημαντική και διακριτή μεταβολή διατηρώντας γενικά μια δυτική συνιστώσα, η ταχύτητα όμως του οποίου αυξάνει από τα χαμηλά προς τα υψηλά τροποσφαιρικά στρώματα.

Στη συγκεκριμένη περίπτωση, η θερμή μεταφορά λαμβάνει χώρα από τα χαμηλά στρώματα έως στα 772 hpa, ενώ η ψυχρή μεταφορά εντοπίζεται στο στρώμα μεταξύ της στάθμης των 754 και των 724 hpa. Οπότε, η σύγκλιση τοποθετείται περίπου στα

754 hpa, όπως δείχνει το κόκκινο βέλος στο παραπάνω σχήμα της ραδιοβόλισης, όπου παράλληλα συμβαίνει και η εμφάνιση νεφών. Μάλιστα, ισχύει ότι $T-T_d < 5^{\circ}\text{C}$, γεγονός το οποίο δικαιολογεί την ανάπτυξη νεφικού συστήματος στη συγκεκριμένη στάθμη. Κοντά στη στάθμη των 850 hpa, λόγω κάποιας σύγκλισης η οποία τείνει μεταξύ της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας σημείου δρόσου, εμφανίζονται διάσπαρτα νέφη χαμηλού ύψους. Επιπλέον, στη στάθμη των 682 hpa, όπως δείχνει το μπλε βέλος στο παραπάνω σχήμα, εμφανίζεται μια περιοχή σχηματισμού νεφών, γεγονός το οποίο επαληθεύεται από τη σύγκλιση των γραμμών της θερμοκρασίας και της αύξησης της σχετικής υγρασίας.

Σύμφωνα με την παραπάνω ραδιοβόλιση, η σχετική υγρασία στο στρώμα 754-735 hpa είναι άνω των 95%. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, εμφανίζονται νέφη μεσαίου ύψους. Παράλληλα, στο ύψος των 682 hpa, εντοπίζεται δευτερεύουσα περιοχή εμφάνισης νεφών μεσαίου ύψους καθώς η σχετική υγρασία φτάνει σε ποσοστό 99%. Στο στρώμα 643-425 hpa, η σχετική υγρασία παίρνει τιμές από 65 έως 93% και ισχύει η συνθήκη $T-T_d < 5^{\circ}\text{C}$. Εξαιτίας αυτής της συνθήκης στο συγκεκριμένο στρώμα, εμφανίζονται νέφη κυρίως μεσαίου ύψους, αλλά και κάποια υψηλού ύψους. Από τη στάθμη περίπου των 421 hpa και πάνω, οι αποκλίνουσες γραμμές θερμοκρασίας δεν επιτρέπουν την εμφάνιση νεφών σε μέσο και υψηλό στρώμα της ατμόσφαιρας, λόγω απουσίας υγρασίας.

Η σχετική υγρασία στη στάθμη συμύκνωσης των 735 hpa, έχει τιμή ίση με 100%, γεγονός το οποίο συνδέεται άμεσα με τη διαφορά της θερμοκρασίας (T) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (T_d) στο συγκεκριμένο ύψος. Από την κατάσταση αυτή, διεξάγεται το συμπέρασμα ότι ο ουρανός είναι πλήρως νεφοσκεπής από νεφικά συστήματα μεσαίου ύψους.

Με βάση την καταγραφή των μετεωρολογικών παραμέτρων από το μετεωρολογικό σταθμό του Α.Π.Θ για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, δηλαδή για τις 00 UTC της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019, η οποία αντιστοιχεί στις 2 το ξημέρωμα της 3ης Ιανουαρίου 2019, αλλά και τις συνοπτικές παρατηρήσεις ημέρας του μετεωρολογικού σταθμού του αεροδρομίου Μακεδονία, δεν παρατηρείται υετός. Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 2.4.β) παρουσιάζονται οι τιμές των βασικών δεικτών χιονόπτωσης και θερμοδυναμικών παραμέτρων, που προέκυψαν από την συγκεκριμένη ραδιοβόλιση.

ΗΜΕΡΑ	Επίπεδο παγοποίησης(hpa)	1000-500 gpm	1000-850 gpm	1000-900 gpm
3/1/2019	> 925	5289	1306	<< 1306
ΗΜΕΡΑ	$T+T_d$ (°C) (επ. εδάφους)	T_w (°C)	T_w (850) (°C)	θ_w (850)(°C)
3/1/2019	2,8	8,9	-2,1	≈ 9
ΗΜΕΡΑ	T (850)	T (500)	ύψος $T_w=0^{\circ}\text{C}$	Επίπεδο -15 °C(hpa)
3/1/2019	-3,7	-30,3	1000-2000 ft	692

Πίνακας 2.4.β: Τιμές δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC

Με την υπόθεση ότι κατά τη στιγμή της ραδιοβόλισης σημειώνεται υετός, για την αναγνώριση της μορφής αυτού, ακόμη και αν αυτός δεν είναι αξιόλογος για να

καταγραφεί, αλλά και για τα συγκεκριμένα δομικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας που αποτυπώνονται στο παραπάνω διάγραμμα, με βάση τον πρώτο χάρτη του Σχήματος 2.4.1 το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου (T_w), βρίσκεται μεταξύ 1000 και 2000 ft (305 - 607 m). Οπότε, σύμφωνα με αυτό το συμπέρασμα, η μορφή του υετού με την προϋπόθεση ότι σημειώνεται αυτός και καταλήγει ως κατακρήμνισμα στο έδαφος, θα είναι βροχή έτοιμη να γυρίσει σε χιόνι.

Για τον καλύτερο προσδιορισμό της μορφής του πιθανού υετού, θα μελετηθεί η κατανομή της θερμοκρασίας με το ύψος. Έτσι, σύμφωνα με τη σχέση της μορφής του υετού και της καθ' ύψος κατανομής της θερμοκρασίας, όπως αυτή περιγράφεται μέσα από το Σχήμα 1.4.α, της παραγράφου 1.4, το σημείο πήξης ή επίπεδο παγοποίησης, τοποθετείται σε ύψος αρκετά μεγαλύτερο των 300 μέτρων. Με βάση το εκτιμώμενο ύψος του επιπέδου παγοποίησης, σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), όπως αναλύεται και περιγράφεται στην ενότητα 1.7 της παρούσας εργασίας, κατά τη συγκεκριμένη δομή της ατμόσφαιρας δεν ευνοείται η χιονόπτωση. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι, σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), το μέγιστο ύψος του επιπέδου παγοποίησης βρίσκεται στα 960 hpa και το ελάχιστο στα 1000 hpa, ενώ στην προκειμένη περίπτωση το ύψος του επιπέδου παγοποίησης τοποθετείται πάνω από τα 925 hpa. Οπότε, με την προϋπόθεση ότι τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή σημειώνεται υετός, αυτός θα φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους με τη μορφή βροχής.

Λαμβάνοντας υπόψη τη θερμοκρασία στις στάθμες των 850 και 500 hpa, αυτές είναι ίσες με $-3,7^{\circ}\text{C}$ και $-30,3^{\circ}\text{C}$ αντίστοιχα. Με βάση τις διαμορφωθείσες αυτές θερμοκρασίες στις συγκεκριμένες στάθμες, οι δύο συνθήκες των χαρακτηριστικών της δομής της ατμόσφαιρας, πάνω από τη Θεσσαλονίκη κατά τη διάρκεια χιονόπτωσης, όπως συνοψίζονται μέσω του Πίνακα 1.6.α, της παραγράφου 1.6, δηλαδή η θερμοκρασία στα 500 hpa να είναι μικρότερη των $-27,2^{\circ}\text{C}$ και στα 850 hpa μικρότερη των $-2,3^{\circ}\text{C}$, ικανοποιούνται στην προκειμένη περίπτωση, με την προϋπόθεση βέβαια της παρουσίας υετού. Επίσης, η θερμοκρασία στη στάθμη των 850 hpa, κυμαίνεται στο εύρος θερμοκρασιών, όπως αυτό συνοψίζεται μέσω του Πίνακα 1.6.β, της παραγράφου 1.6, σύμφωνα με τους Μπαρσάκη και Μακρογιάννη (2000), δηλαδή στο διάστημα από $-2,3^{\circ}\text{C}$ ως προς τη μέγιστη, έως $-8,7^{\circ}\text{C}$ ως προς την ελάχιστη θερμοκρασία.

Επιπλέον, ιδιαίτερα σημαντική αποτελεί και η μελέτη του πάχους στρώματος 1000-500 hpa και του εύρους πάχους του στρώματος 1000-850 hpa. Ως προς το πάχος του στρώματος 1000-500 hpa, αυτό παίρνει τιμή ίση με 5289 grm, ενώ ως προς το εύρος πάχους του στρώματος 1000-850 hpa, αυτό παίρνει τιμή ίση με 1306 grm. Και οι δυο αυτές τιμές των γεωδυναμικών μέτρων των στρωμάτων, ικανοποιούν τις συνθήκες του Πίνακα 1.6.α, του Πίνακα 1.6.β και του Πίνακα 1.7.α, όσον αφορά στα χαρακτηριστικά του προφίλ της ατμόσφαιρας για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, τα οποία διαμορφώνονται όταν σημειώνεται χιονόπτωση. Δηλαδή, το πάχος του στρώματος 1000-500 hpa, κυμαίνεται στο διάστημα 5383-5223 grm σύμφωνα με τον Πίνακα 1.6.α και 1.6.β και στο διάστημα 5450-5100 grm σύμφωνα με τον Πίνακα 1.7.α, ενώ το πάχος του στρώματος 1000-850 hpa, κυμαίνεται στο διάστημα 1401-1217 σύμφωνα με τον Πίνακα 1.6.α και στο διάστημα 1373-1160 σύμφωνα με τον Πίνακα 1.7.α.

Για το δείκτη του πάχους του στρώματος 1000-900 hpa, το εύρος του οποίου περιγράφεται στον Πίνακα 1.7.α της παραγράφου 1.7, δεν μπορούν να προκύψουν ασφαλή και απόλυτα συμπεράσματα, καθότι στη συγκεκριμένη ραδιοβόλιση, δεν είναι γνωστές οι θερμοδυναμικές παράμετροι στη στάθμη ακρίβειας των 900 hpa, άρα και η τιμή του γεωδυναμικού ύψους. Λαμβάνοντας υπόψη όμως τα δεδομένα της πλησιέστερης και αμέσως μεγαλύτερης στάθμης, όπου στην προκειμένη περίπτωση είναι αυτή των 850 hpa, προκύπτει ότι το πάχος τους στρώματος 1000-850 hpa είναι 1306 grm. Αυτό συνεπάγεται και ότι το πάχος του στρώματος 1000-900 hpa θα έχει τιμή αρκετά μικρότερη από 1306 grm.

Συγκρίνοντας τον παράγοντα του αθροίσματος της θερμοκρασίας (T) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (T_d) στην επιφάνεια του εδάφους, προκύπτει ότι το άθροισμα δίνει αποτέλεσμα ίσο με 2.8°C . Σύμφωνα με τους δείκτες χιονόπτωσης, όπως αυτοί αναφέρθηκαν και ορίστηκαν στην παράγραφο 1.7 του κεφαλαίου 1, όταν το άθροισμα αυτό είναι μικρότερο από 1°C , τότε ο υετός είναι χιόνι. Στην προκειμένη περίπτωση η συνθήκη αυτή δεν ικανοποιείται. Ιδιαίτερη σημασία στη μελέτη του φαινομένου χιονόπτωσης, αποτελεί και ο δείκτης της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (T_w). Όπως προαναφέρθηκε στην παράγραφο 1.7 του κεφαλαίου 1, της παρούσας εργασίας, για να παρατηρηθεί χιονόπτωση, η T_w στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) θα πρέπει να βρίσκεται κάτω από τους 2°C . Για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (T_w) σε οποιαδήποτε στάθμη αναφοράς, χρησιμοποιείται η παρακάτω σχέση:

$$T_w = T * \arctan[0.152 * (RH\% + 8.3136)^{(1/2)}] + \arctan(T + RH\%) - \arctan(RH - 1.6763) + 0.00391838 * (RH)^{(3/2)} * \arctan(0.0231 * RH) - 4.686 \quad (2.4.a)$$

όπου:

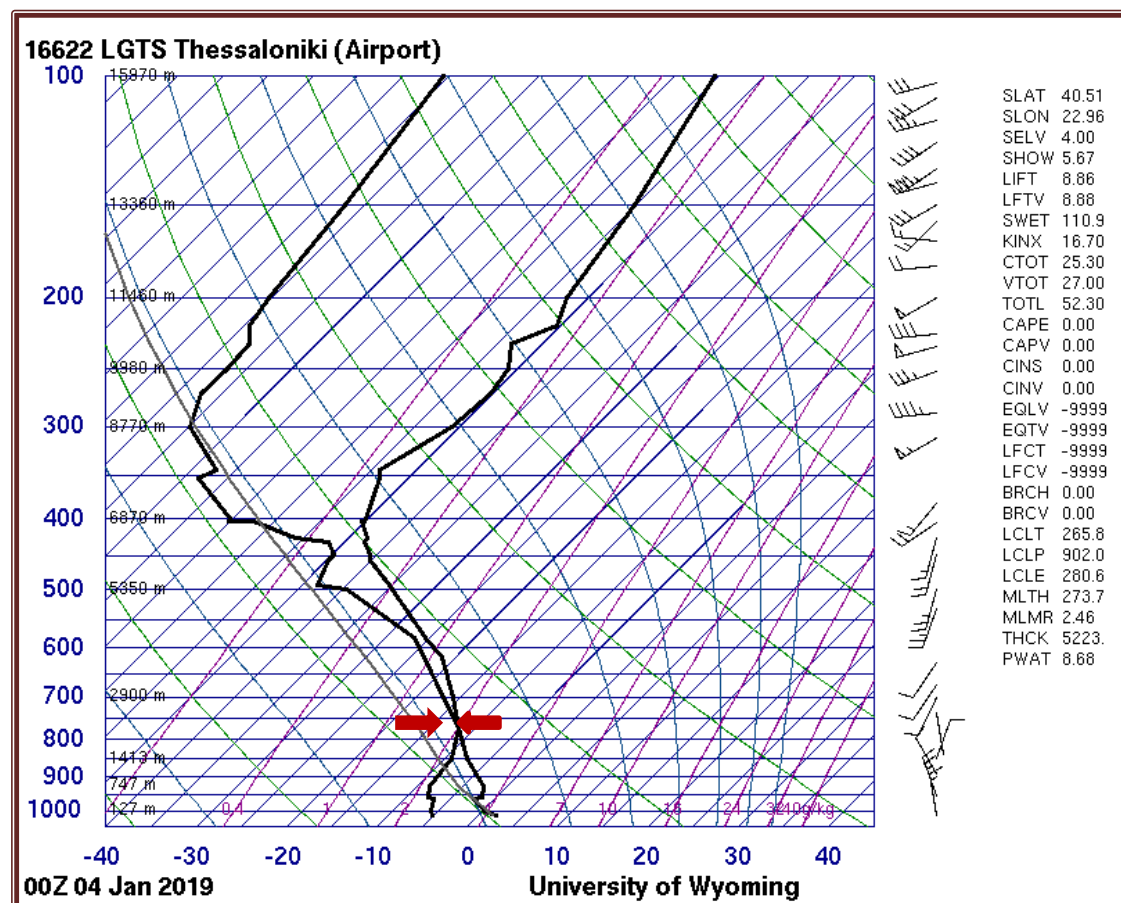
- T : η θερμοκρασία του αέρα ($^{\circ}\text{K}$)
- RH : η σχετική υγρασία (%)
- $\arctan$: τοξεφχ = τόξο εφαπτομένης x

Άρα, αντικαθιστώντας στη σχέση (2.4.α), σύμφωνα με τα δεδομένα της συγκεκριμένης ραδιοβόλισης, όπως προέκυψε από τη λίστα των θερμοδυναμικών παραμέτρων, τιμή σχετικής υγρασίας στα 1000 hpa ίση με 56% και τιμή θερμοκρασίας ίση με $5,4^{\circ}\text{C}$, προκύπτει ότι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) ισούται με $1,6^{\circ}\text{C}$. Οπότε, σύμφωνα με τη σύμβαση που ορίζεται για το δείκτη της θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου, στην προκειμένη περίπτωση αυτή πληρείται.

Λαμβάνοντας υπόψη τη στάθμη των 850 hpa, για τον υπολογισμό του πολύ χρήσιμου δείκτη της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (T_w) στη συγκεκριμένη στάθμη, ακολουθείται η ίδια διαδικασία υπολογισμών, όπως αυτή κατά τον υπολογισμό της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου στα 1000 hpa. Μετά από μια σειρά υπολογισμών, προκύπτει ότι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στη στάθμη των 850 hpa, έχει τιμή ίση με $-5,4^{\circ}\text{C}$. Η τιμή αυτή περιέχεται μέσα στο εύρος τιμών του Πίνακα 1.7.α, όπως αυτές υπολογίστηκαν στην εργασία του Μπαρσάκη (1999).

Ανήκει δηλαδή στο διάστημα, από 1 έως $-12,5^{\circ}\text{C}$, ως προς τη μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία αντίστοιχα.

Η δυναμική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (θ_w) στα 850 hpa, με τη συμβολή του Skew T-log P διαγράμματος, υπολογίζεται περίπου στους 9°C . Η τιμή αυτή δεν περιέχεται στο εύρος τιμών που ορίζει ο Μπαρσάκης για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, όπως αναφέρεται στην παράγραφο 1.7, δηλαδή στο διάστημα τιμών από 8 έως -4°C , ως προς τη μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία αντίστοιχα. Επίσης, το επίπεδο της ισόθερμης των -15°C , τοποθετείται στα 692 hpa.



Σχήμα 2.4.5: Ραδιοβόλιση από το αεροδρόμιο «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης στις 4 Ιανουαρίου 00 UTC (Πηγή: <http://weather.uwyo.edu>)

Το άνω εικονιζόμενο Skew T-log P διάγραμμα (Σχήμα 2.4.5), αντιστοιχεί σε δεδομένα ραδιοβόλισης, η οποία πραγματοποιήθηκε από το αεροδρόμιο «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC.

Σύμφωνα με το διάγραμμα, η ατμόσφαιρα παρουσιάζει αυξημένη σχετική υγρασία από το έδαφος έως περίπου τη στάθμη των 500 hpa. Επίσης, λόγω της αύξησης της δυνητικής θερμοκρασίας (θ) με το ύψος ($d\theta/dz > 0$), η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται ως δυναμικά ευσταθής. Από τα κατώτερα τροποσφαιρικά στρώματα, όπου οι παράγοντες της τοπογραφίας δεν επηρεάζουν τα χαρακτηριστικά του ανέμου έως περίπου και τη στάθμη των 891 hpa, λαμβάνει χώρα ψυχρή μεταφορά, καθώς ο γεωστροφικός άνεμος στρέφεται με φορά αντίθετη της φοράς των δεικτών του ρολογιού. Η ένταση

του ανέμου ξεκινά από μια μέση ταχύτητα 18 knots (9.3 m/s) στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), φτάνει τις ταχύτητες των 25-27 knots (12,9-13,9 m/s) στο στρώμα μεταξύ των 963 και 955 hpa αντίστοιχα, ενώ σταδιακά εξασθενεί και φτάνει στα 12 knots (6,2 m/s) στο στρώμα των 891 hpa. Η διεύθυνση του ανέμου σε όλες αυτές τις στάθμες είναι βόρεια-βορειοδυτική.

Μεταξύ της στάθμης των 870 και 673 hpa, η στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος είναι σύμφωνη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού και οπότε στο στρώμα αυτό επικρατεί θερμή μεταφορά. Παίρνοντας τμηματικά, τα διάφορα επιμέρους υποστρώματα του γενικού αυτού στρώματος, μεταξύ των 870 και 673 hpa, διεξάγονται συμπεράσματα για τις συνιστώσες του ανέμου, αλλά και τις μεταβολές της διεύθυνσης αυτού, χωρίς όμως να ακυρώνεται η συνθήκη της θερμής μεταφοράς μέσα σε αυτά.

Στα 870 hpa, ο άνεμος είναι βόρειας συνιστώσας. Η διεύθυνση του ανέμου στο ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ των 850 και 845 hpa, είναι βόρεια – βορειοανατολική, με μέση ταχύτητα 11 knots (5,65 m/s) στην ανώτερη στάθμη του στρώματος και 10 knots (5,1 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος. Στο στρώμα μεταξύ των 773 και 736 hpa, παρατηρείται μεταβολή της διεύθυνσης του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, από ανατολική – νοτιοανατολική συνιστώσα, σε νότια – νοτιοανατολική συνιστώσα. Η μέση ταχύτητα του ανέμου στο στρώμα αυτό, φτάνει στην ανώτερη στάθμη τα 5 knots (5,6 m/s) και στην κατώτερη στάθμη τα 2 knots (1 m/s). Στο στρώμα μεταξύ των 714 και 673 hpa, η διεύθυνση του ανέμου είναι γενικά νότια-νοτιοδυτική, με μια ένταση η οποία ξεκινά από τα 10 knots (5,1 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος και φτάνει τα 11 knots (5,65 m/s), στην κατώτερη στάθμη του στρώματος.

Στο στρώμα μεταξύ των 657 και 629 hpa, παρατηρείται στροφή του γεωστροφικού ανέμου με το ύψος, με φορά σύμφωνη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού και άρα θερμή μεταφορά. Η θερμή αυτή μεταφορά είναι ήπια, ενώ οι μέσες ταχύτητες των ανέμων του στρώματος αυτού κυμαίνονται από 10 knots (5,1 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος έως 12 knots (6,2 m/s) στην ανώτερη στάθμη του στρώματος. Στο στρώμα από τα 618 έως στα 432 hpa, ο γεωστροφικός άνεμος καθ' ύψος παρουσιάζει στροφή με φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού. Έτσι, στο στρώμα αυτό επικρατεί ψυχρή μεταφορά, ενώ η διεύθυνση του ανέμου μεταβάλλεται από νότια-νοτιοδυτική μέχρι τη στάθμη των 448 hpa, σε νότια στη στάθμη των 432 hpa. Οι μέσες ταχύτητες του ανέμου ποικίλουν από 13 knots (6,7 m/s) η ελάχιστη, μέχρι 25 knots (12,9 m/s) η μέγιστη. Το στρώμα μεταξύ των 532 και 493 hpa, εμφανίζει τις μεγαλύτερες μέγιστες ταχύτητες ανέμου, οι οποίες φτάνουν τα 25 knots (12,9 m/s) στη στάθμη των 532 hpa, τα 23 knots (11,8 m/s) στη στάθμη των 500 hpa και τα 22 knots (11,3 m/s) στη στάθμη των 493 hpa.

Η σύγκλιση που πραγματοποιείται, τοποθετείται στη στάθμη των 773 hpa, όπως φαίνεται από τα κόκκινα βέλη, από την οποία επίσης αρχίζει και το στρώμα του νεφικού σχηματισμού. Στη φάση αυτή της εξέλιξης της κακοκαιρίας, με την προϋπόθεση ότι σημειώνεται υετός, το γεγονός ότι η σύγκλιση πραγματοποιείται λίγο πιο κάτω από τη στάθμη των 700 hpa και η ψυχρή μεταφορά συμβαίνει κάτω από τα 850 hpa, ικανοποιείται μια συνθήκη για την εκδήλωση έντονων χιονοπτώσεων στην

περιοχή. Με βάση τη στάθμη σύγκλισης της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου, δηλαδή τα 773 hpa, τα νέφη τα οποία εμφανίζονται είναι μεσαίου ύψους.

Από το ποσοστό της σχετικής υγρασίας στη στάθμη αυτή, η οποία αγγίζει το 99%, προκύπτει ότι ο ουρανός είναι πλήρως νεφοσκεπής. Νέφη με πιο διάσπαρτο χαρακτήρα εντοπίζονται και σε χαμηλότερα, αλλά και μεγαλύτερα επίπεδα από αυτό των 773 hpa. Η υποψία της μερικής αυτής εμφάνισης νεφών, επαληθεύεται από το γεγονός ότι η σχετική υγρασία στο στρώμα μεταξύ των 891 και 845 hpa, κυμαίνεται στο 73-88%, ενώ τα διάσπαρτα αυτά νέφη είναι χαμηλού ύψους. Στο στρώμα 736-532 hpa, η σχετική υγρασία κυμαίνεται από 72-95%. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι, υπάρχουν νέφη μεσαίου ύψους και ψηλότερα από τη στάθμη σύγκλισης, τα οποία όμως δεν έχουν ενιαίο χαρακτήρα και η νέφωση που εντοπίζεται δεν είναι ολική. Από τη στάθμη των 500 hpa και ιδιαίτερα από τη στάθμη των 426 hpa, παρατηρείται απόκλιση των θερμοκρασιών, χαμηλές τιμές σχετικές υγρασίες και απουσία νεφών.

Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 2.4.γ) συνοψίζονται οι τιμές των βασικών δεικτών και των θερμοδυναμικών παραμέτρων, οι οποίες προκύπτουν από τα αποτελέσματα της ραδιοβόλισης.

HΜΕΡΑ	Επίπεδο παγοποίησης(hpa)	1000-500 gpm	1000-850 gpm	1000-900 gpm
4/1/2019	1000-963	5223	1286	<< 1306
HΜΕΡΑ	$T+T_d$ (°C) (επ. εδάφους)	T_w (°C)	T_w (850) (°C)	θ_w (850)(°C)
4/1/2019	-5,6	2,4	-6,8	$\approx$ 8
HΜΕΡΑ	T (850)	T (500)	ύψος $T_w=0^\circ\text{C}$	Επίπεδο -15°C (hpa)
4/1/2019	-7,5	-34,5	< 1000 ft	714

Πίνακας 2.4.γ: Τιμές δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC

Με τον προσδιορισμό του ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου (T_w) για την αναγνώριση της μορφής του νετού, με τη διαδικασία προσδιορισμού της δυνητικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (T_w), με βάση τον πρώτο χάρτη του Σχήματος 2.4.2 προκύπτει ότι το ύψος αυτό τοποθετείται κάτω από τα 1000 ft (305 m) και συγκεκριμένα κάτω από τα 200 μέτρα. Οπότε, ο νετός που τυχόν σημειώνεται ή θα σημειωθεί θα είναι κυρίως χιόνι.

Από την καταγραφή του thickness του στρώματος 1000-500 hpa σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση, προκύπτει ότι αυτό έχει τιμή ίση με 5223 gpm. Σύμφωνα με τους Μπαρσάκη και Μακρογιάννη (2000), ένα από τα χαρακτηριστικά της δομής της ατμόσφαιρας στη Θεσσαλονίκη κατά τη διάρκεια χιονόπτωσης είναι το πάχος του στρώματος 1000-500 hpa, να έχει εύρος μεταξύ 5383-5223 gpm (Πίνακας 1.6.α, Πίνακας 1.6.β). Οπότε, η τιμή του πάχους του στρώματος που καταγράφεται κατά τη συγκεκριμένη ραδιοβόλιση, περιέχεται μέσα στο εύρος τιμών και άρα ικανοποιείται η πρώτη από τις τέσσερις προϋποθέσεις του Πίνακα 1.6.α, αλλά και οι προϋποθέσεις του Πίνακα 1.6.β και Πίνακα 1.7.α, όσον αφορά στα χαρακτηριστικά της δομής της ατμόσφαιρας στη Θεσσαλονίκη κατά τη διάρκεια χιονοπτώσεων.

Από τη διαφορά των τιμών των γεωδυναμικών υψών μεταξύ της ισοβαρικής επιφάνειας των 1000 και 850 hpa, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της παραπάνω ραδιοβόλσης, προκύπτει ότι το πάχος του στρώματος 1000-850 hpa έχει τιμή 1286 grm. Η τιμή αυτή περιέχεται μέσα στο καθορισμένο εύρος του πάχους στρώματος 1000-850 hpa, όπως αυτό ορίζεται στον Πίνακα 1.6.α και Πίνακα 1.6.β, του κεφαλαίου 1.6 και στον Πίνακα 1.7.α, του κεφαλαίου 1.7, της παρούσας διατριβής, δηλαδή περιέχεται στο διάστημα μεταξύ 1401-1217 grm και στο διάστημα 1373-1160 grm.

Όσον αφορά στο thickness του στρώματος 1000-900 hpa, αν και δεν είναι γνωστές οι θερμοδυναμικές παράμετροι ακριβώς στη στάθμη των 900 hpa, ωστόσο μπορεί να εκτιμηθεί η τιμή του στρώματος αυτού, καθώς είναι γνωστή η τιμή του γεωδυναμικού ύψους στα 891 hpa. Το πάχος του στρώματος 1000-891 είναι 917 grm κι επειδή η στάθμη των 891 hpa, βρίσκεται πάνω από τη στάθμη των 900 hpa, συμπερασματικά προκύπτει ότι το πάχος του στρώματος 1000-900 hpa, έχει τιμή μικρότερη από 917 grm, η οποία περιέχεται στις τιμές του Πίνακα 1.7.α. Οι τιμές αυτές, κυμαίνονται μεταξύ των 1065 και 719 grm, ως προς τη μέγιστη και ελάχιστη τιμή του πάχους του στρώματος αντίστοιχα.

Λαμβάνοντας υπόψη την κατηγορία των δεικτών χιονόπτωσης, η οποία θέτει ως προϋπόθεση το άθροισμα της θερμοκρασίας (T) και του σημείου δρόσου (T_d) στην επιφάνεια του εδάφους να είναι μικρότερο από 1°C , τότε στη συγκεκριμένη περίπτωση η συνθήκη αυτή ικανοποιείται. Σύμφωνα με τα δεδομένα της ραδιοβόλσης, η θερμοκρασία στην επιφάνεια έχει τιμή ίση με 0.2°C , ενώ η θερμοκρασία του σημείου δρόσου έχει τιμή ίση με -5.8°C . Οπότε, το άθροισμα και των δύο αυτών θερμοκρασιών στην επιφάνεια δίνει τιμή ίση με -5.6°C , η οποία είναι μικρότερη του 1°C και άρα ο υετός έχει τη μορφή χιονιού.

Επιπλέον, η θερμοκρασία στα 850 hpa, προκύπτει ότι κυμαίνεται κάτω από τους -2.3°C και συγκεκριμένα φτάνει στους -7.5°C . Οποτε, ικανοποιείται και δεύτερο κριτήριο των χαρακτηριστικών της δομής της ατμόσφαιρας στη Θεσσαλονίκη, κατά την ώρα της χιονόπτωσης. Η θερμοκρασία στη στάθμη των 500 hpa, κατά τη χρονική στιγμή της ραδιοβόλσης καταγράφεται στους -34.5°C , ικανοποιώντας έτσι ακόμη ένα κριτήριο του Πίνακα 1.6.α, όσον αφορά στα χαρακτηριστικά της δομής της ατμόσφαιρας πάνω από τη Θεσσαλονίκη, κατά τη διάρκεια της χιονόπτωσης, η οποία προϋποθέτει η θερμοκρασία στη συγκεκριμένη στάθμη να είναι κάτω από τους -27.2°C .

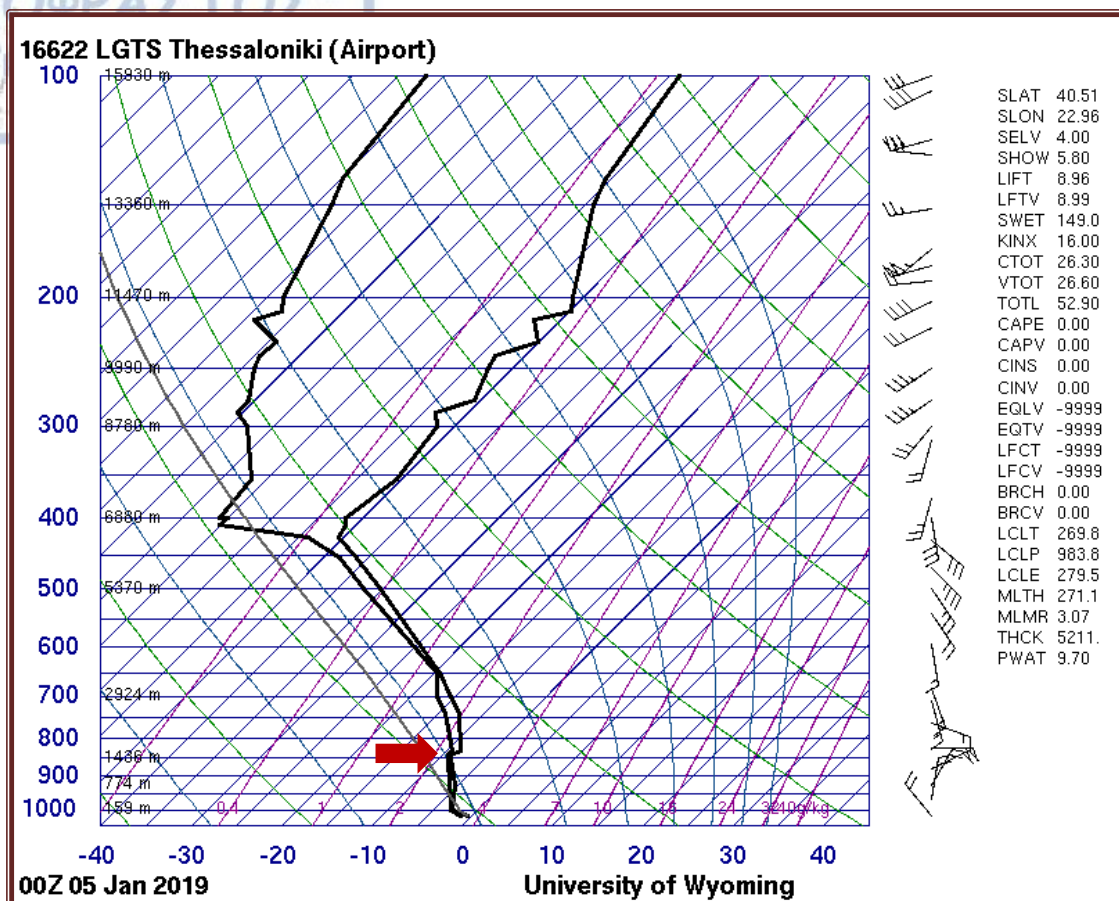
Ένα άλλο σημαντικό γνώρισμα της δομής της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, που αναφέρθηκε στην παράγραφο 1.6 του κεφαλαίου 1, της παρούσας εργασίας και πληρείται στην προκειμένη περίπτωση, είναι και η αυξημένη υγρασία από το έδαφος έως και τη στάθμη των 600 hpa, όπου αυτή παίρνει τιμές από 64% (μέση στάθμη θάλασσας) έως και 72% (στα 532 hpa). Ως προς τις κατηγορίες της μεταβολής της θερμοκρασίας καθ' ύψος, όπως αυτές συνοψίζονται στο Σχήμα 1.4.α, της παραγράφου 1.4 του κεφαλαίου 1, για τον προσδιορισμό της μορφής του υετού, προκύπτει ότι στην προκειμένη περίπτωση, η θερμοκρασιακή μεταβολή καθ' ύψος συσχετίζεται με την περίπτωση β, όπου το επίπεδο παγοποίησης βρίσκεται κάτω από τα 300 μέτρα. Οπότε, ενώ σημειώνεται θετική θερμοκρασία επιφάνειας, επειδή

το σημείο πήξης βρίσκεται σε χαμηλό ύψος, ο υετός που πιθανόν να παρατηρείται τη δεδομένη χρονική στιγμή έχει τη μορφή χιονιού. Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη τις μέγιστες και ελάχιστες τιμές ύψους του επιπέδου παγοποίησης, όπως αυτές συνοψίζονται στον Πίνακα 1.7.α της παραγράφου 1.7, τότε στη συγκεκριμένη περίπτωση, το επίπεδο παγοποίησης περιέχεται στο εύρος τιμών του Πίνακα 1.7.α, καθώς αυτό τοποθετείται στο ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ 1000-963 hpa.

Μέσω της σχέσης 2.4.α, όπως αυτή αναπτύσσεται παραπάνω κατά την ανάλυση του διαγράμματος για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός και υπολογισμός της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (T_w), τόσο στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), όσο και στη στάθμη των 850 hpa. Οι συγκεκριμένες παράμετροι, αποτελούν βασικούς δείκτες χιονόπτωσης και συμβάλλουν στην εκτίμηση της μορφής του υετού που φτάνει στο έδαφος. Ακολουθώντας τη διαδικασία των υπολογισμών, αντικαθιστώντας τις κατάλληλες τιμές σχετικής υγρασίας, αναλογίας μίγματος και θερμοκρασίας για την εκάστοτε στάθμη, προκύπτει ότι όσον αφορά στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w) έχει τιμή ίση με $-2,5^{\circ}\text{C}$ και όσον αφορά στη στάθμη των 850 hpa, τιμή ίση με $-8,4^{\circ}\text{C}$. Η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου που προκύπτει για τη μέση στάθμη θάλασσας, βρίσκεται κάτω από τους 2°C και πληρείται, ενώ για τη στάθμη των 850 hpa, η θερμοκρασία περιέχεται στις τιμές του Πίνακα 1.7.α, όπως προέκυψε από την έρευνα του Μπαρσάκη (1999), δηλαδή στο εύρος τιμών μεταξύ 1 και $-12,5^{\circ}\text{C}$. Παράλληλα, λαμβάνοντας υπόψη το ότι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w) στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) και γενικότερα στα πολύ χαμηλά στρώματα προς την επιφάνεια του εδάφους έχει αρνητική τιμή, προκύπτει ότι ευνοείται και η χιονόπτωση στην επιφάνεια μέχρι και τη στάθμη της θάλασσας και άρα και στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης.

Ένας επίσης χρήσιμος παράγοντας, για την εκτίμηση του ποσοστού και του βαθμού νεφοκάλυψης του ουράνιου θόλου της περιοχής, αποτελεί η διαφορά της θερμοκρασίας (T) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (T_d) στα 700 hpa. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ραδιοβόλισης, η διαφορά των δύο θερμοκρασιών ισούται με $1,1^{\circ}\text{C}$, η οποία είναι μικρότερη από 5°C και άρα προκύπτει ότι στην περιοχή της Θεσσαλονίκης και ειδικότερα στην ευρύτερη περιοχή, όπου έχει εμβέλεια η ραδιοβόλιση επικρατούν πλήρως νεφοσκεπείς συνθήκες και η νεφοκάλυψη του ουράνιου θόλου φτάνει σε ποσοστό τα 8/8.

Η δυναμική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (θ_w) στα 850 hpa, κυμαίνεται περίπου στους 8°C , πληρώνοντας έτσι το κριτήριο του Μπαρσάκη όσον αφορά στην τιμή του συγκεκριμένου δείκτη για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, η οποία κυμαίνεται στο διάστημα από 8°C έως -4°C , ως προς τη μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία αντίστοιχα. Στο επίπεδο των -15°C , το οποίο τοποθετείται στη στάθμη περίπου των 714 hpa, επικρατεί αυξημένη υγρασία (93%). Αυτό σημαίνει ότι το ύψος του χιονιού που φτάνει στο έδαφος είναι μεγάλο, όπως και το μέγεθος των χιονονιφάδων.



Σχήμα 2.4.6: Ραδιοβόλιση από το αεροδρόμιο «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης στις 5 Ιανουαρίου 00 UTC (Πηγή: <http://weather.uwyo.edu>)

Στην παραπάνω ραδιοβόλιση, όπως αυτή προβάλλεται μέσα από το Σχήμα 2.4.6, αποτυπώνεται η δομή της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης στις 5 Ιανουαρίου και ώρα 00 UTC.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ραδιοβόλισης, η ατμόσφαιρα από τη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) έως και τη στάθμη των 425 hpa, χαρακτηρίζεται από αυξημένη υγρασία, η οποία μέχρι και τα 540 hpa είναι ιδιαίτερα αυξημένη, ενώ είναι και δυναμικά ευσταθής σε όλη την έκτασή της ($d\theta/dz > 0$). Στα κατώτερα στρώματα, εξαιρώντας αυτά που επηρεάζονται από μορφολογικούς παράγοντες τοπογραφίας, επικρατεί θερμή μεταφορά, καθώς ο γεωστροφικός άνεμος στρέφεται καθ' ύψος μέχρι τη στάθμη των 792 hpa, με φορά σύμφωνη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού. Ο άνεμος που επικρατεί στην επιφάνεια του εδάφους και γενικά στα χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα είναι βόρειας - βορειοδυτικής διεύθυνσης με ταχύτητα 20 knots (10,3 m/s). Από τη στάθμη των 966 έως τη στάθμη των 925 hpa, ο άνεμος έχει διεύθυνση βόρεια - βορειοανατολική, με μέση ταχύτητα από 18 Knots (9,3 m/s) στην κατώτερη στάθμη των 966 hpa, έως 19 knots (9,8 m/s) στην ανώτερη στάθμη των 925 hpa. Στο ατμοσφαιρικό στρώμα από τα 881-830 hpa, η διεύθυνση του ανέμου είναι ανατολική-βορειοανατολική, με μέση ταχύτητα από 21 knots (10,8 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος, έως 19 knots (9,8 m/s) στην ανώτερη στάθμη του στρώματος. Στη στάθμη των 822 hpa ο άνεμος είναι ανατολικός, με

ταχύτητα στα 18 knots (9,2 m/s), ενώ στη στάθμη των 792 hpa είναι ανατολικός - νοτιοανατολικός, με ταχύτητα 14 knots (7,2 m/s).

Από τα 792 έως στα 762 hpa, προσεγγιστικά, το προφίλ της ατμόσφαιρας χαρακτηρίζεται από τη στροφή του γεωστροφικού ανέμου με φορά αντίθετη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού καθ' ύψος. Οπότε, στο ατμοσφαιρικό αυτό στρώμα επικρατεί ψυχρή μεταφορά. Η διεύθυνση του ανέμου στο στρώμα αυτό είναι ανατολική-νοτιοανατολική, με μέση ταχύτητα ανέμου από 14 knots (7,2 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος, έως 16 knots (8,2 m/s) στην ανώτερη στάθμη του στρώματος.

Από τα 762 έως στα 711 hpa, παρατηρείται στροφή του γεωστροφικού ανέμου με το ύψος, με φορά σύμφωνη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού. Έτσι, στο στρώμα αυτό επικρατεί θερμή μεταφορά, με μέση ταχύτητα ανέμου η οποία φτάνει τα 16 knots (8,2 m/s) στα 762 hpa, τα 13 knots (6,7 m/s) στα 740 hpa, τα 12 knots (6,2 m/s) στα 736 hpa και τα 15 knots (7,7 m/s) στα 711 hpa. Στο στρώμα μεταξύ των 711 και 693 hpa, ο γεωστροφικός άνεμος καθ' ύψος παρουσιάζει στροφή με φορά αντίθετη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού και άρα επικρατεί ψυχρή μεταφορά. Η διεύθυνση του ανέμου στο συγκεκριμένο στρώμα είναι νότια-νοτιοανατολική, με μέγιστη μέση ταχύτητα να φτάνει τα 15 knots (7,7 m/s) στα 711 hpa. Μεταξύ των 693 και 595 hpa, διακρίνεται στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, με φορά σύμφωνη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού. Οπότε, στο στρώμα αυτό επικρατεί θερμή μεταφορά, με διεύθυνση ανέμου νότια-νοτιοανατολική και με ταχύτητες αυτού, οι οποίες κυμαίνονται από 11 knots (5,65 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος, έως και 17 knots (8,75 m/s) στην ανώτερη στάθμη του στρώματος.

Στη συγκεκριμένη ραδιοβόλιση, όπως προαναφέρθηκε παραπάνω, γίνεται εμφανής ο εμπλουτισμός με υγρασία μεγάλου ατμοσφαιρικού στρώματος καθ' ύψος, έως και τη στάθμη των 454 hpa, με κάποιες όμως διακυμάνσεις στις τιμές αυτής στα διάφορα ατμοσφαιρικά στρώματα. Το γεγονός αυτό, σχετίζεται με τη διέλευση ενός οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού, όπου η εμφάνιση των νεφών γίνεται συνήθως μέχρι τα μεγάλα ύψη της τροπόσφαιρας, συνοδεύει φαινομένων. Η αυξημένη σχετική υγρασία στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα και κυρίως σε αυτά που βρίσκονται προς την επιφάνεια, σχετίζονται με νέφη χαμηλού ύψους, πιθανόν τύπου Stratus. Η σύγκλιση, λόγω οριζόντιας μεταφοράς στην προκειμένη περίπτωση, συμβαίνει στη στάθμη περίπου των 850 hpa όπως δείχνει το κόκκινο βέλος στην ραδιοβόλιση, όπου αποτελεί και τη βάση του νεφικού συστήματος, πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος. Άρα, με βάση το ύψος σχηματισμού των νεφών, προκύπτει συμπερασματικά ότι αυτά είναι νέφη χαμηλού ύψους.

Παρατηρώντας τα μεσαία στρώματα της τροπόσφαιρας και κυρίως το στρώμα από τα 792 έως τα 400 hpa, διακρίνεται ότι η διεύθυνση του ανέμου είναι ανατολική-νοτιοανατολική έως νότια-νοτιοανατολική. Αυτό σημαίνει ότι θερμές και υγρές αέριες μάζες από την περιοχή της Χαλκιδικής και του Θερμαϊκού, ευνοούν την εκδήλωση ισχυρών χιονοπτώσεων προς την περιοχή της Θεσσαλονίκης.

Στον πίνακα που ακολουθεί παρακάτω (Πίνακας 2.4.δ) παρουσιάζονται οι τιμές των βασικών δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ραδιοβόλισης.

HMEPA	Επίπεδο παγοποίησης(hpa)	1000-500 gpm	1000-850 gpm	1000-900 gpm
5/1/2019	< 960	5211	1277	<< 997
HMEPA	$T+T_d$ (°C) (επ. εδάφους)	T_w (°C)	T_w (850) (°C)	θ_w (850)(°C)
5/1/2019	-5,6	-2,6	-8,5	$\approx$ 6
HMEPA	T (850)	T (500)	ύψος $T_w=0^\circ\text{C}$	Επίπεδο -15°C (hpa)
5/1/2019	-8,7	-35,3	< 1000 ft	700-711

Πίνακας 2.4.δ: Τιμές δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC

Λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή της θερμοκρασίας καθ' ύψος, για τον προσδιορισμό της μορφής του υετού που φτάνει στο έδαφος, θα επιτευχθεί η ταυτοποίηση μια εκ των έξι κατηγοριών κατανομής θερμοκρασίας, όπως αυτές παρουσιάζονται διαγραμματικά με τη συμβολή του σχήματος 1.4.β της παραγράφου 1.4, επί του κεφαλαίου 1, αλλά και ο εντοπισμός του ύψους της στάθμης παγοποίησης. Με βάση τα δεδομένα της υπό μελέτη ραδιοβόλισης, προκύπτει ότι η θερμοκρασία είναι αρνητική καθ' όλη τη διαδρομή από το νέφος έως την επιφάνεια του εδάφους. Άρα, με γνώμονα τις κατηγορίες του σχήματος 1.4.β, η συγκεκριμένη κατάσταση ως προς τη δομή της ατμόσφαιρας, ταυτίζεται με την περίπτωση α της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας. Το επίπεδο παγοποίησης στη συγκεκριμένη φάση της κακοκαιρίας, βρίσκεται σε στάθμη μικρότερη των 960 hpa, ικανοποιώντας το κριτήριο του Πίνακα 1.7.α, σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999) και πολύ μικρότερη των 730 hpa, ικανοποιώντας το κριτήριο του Πίνακα 1.7.α, σύμφωνα με τους Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου (1978).

Ιδιαίτερα σημαντικό παράγοντα επίσης, αποτελεί και ο προσδιορισμός της θερμοκρασίας στη στάθμη των 850 hpa. Σύμφωνα με το σχετικό Πίνακα 1.6.α, όπως αυτός παρουσιάζεται στην παράγραφο 1.6 του κεφαλαίου 1, για την εκδήλωση χιονοπτώσεων πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, χαρακτηριστικό γνώρισμα της δομής της ατμόσφαιρας είναι η θερμοκρασία στα 850 hpa, να είναι μικρότερη από $-2,3^\circ\text{C}$. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, στη στάθμη των 850 hpa η θερμοκρασία έχει τιμή ίση με $-8,7^\circ\text{C}$, οπότε το ένα κριτήριο του Πίνακα 1.6.α, ικανοποιείται. Επιπλέον, σημαντικό δείκτη αποτελεί και η μέση θερμοκρασία στη στάθμη των 500 hpa, η οποία σύμφωνα με τον Πίνακα 1.6.α, κατά τη διάρκεια χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη έχει τιμή ίση με $-27,2^\circ\text{C}$. Στην προκειμένη περίπτωση, η θερμοκρασία στα 500 hpa, κυμαίνεται στους $-35,3^\circ\text{C}$, ικανοποιώντας τη συνθήκη του Πίνακα 1.6.α.

Μελετώντας άλλους δύο σημαντικούς δείκτες χιονόπτωσης, όπως αυτοί συνοψίζονται στον Πίνακα 1.6.α, στον Πίνακα 1.6.β και Πίνακα 1.7.α των παραγράφων 1.6 και 1.7 αντίστοιχα του κεφαλαίου 1, αυτά του εύρους πάχους του στρώματος 1000-500 hpa και του στρώματος 1000-850 hpa, διεξάγονται συμπεράσματα όσον αφορά στην εκπλήρωση συνθηκών μέσα στην ατμόσφαιρα, για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη. Εν προκειμένω, η τιμή του πάχους

στρώματος 1000-500 hpa, διαμορφώνεται στα 5211 grm, ενώ του στρώματος 1000-850 hpa στα 1277 grm. Και οι δύο αυτές τιμές των δύο στρωμάτων, εμπεριέχονται στα όρια του εύρους, όπως αυτά ορίζονται στον Πίνακα 1.6.α και στον Πίνακα 1.7.α, δηλαδή ανήκουν στο διάστημα 5383-5223 grm για το στρώμα 1000-500 hpa και στο διάστημα 1373-1160grm για το στρώμα 1000-850 hpa. Όσον αφορά στον Πίνακα 1.6.β, η τιμή του στρώματος 1000-500 hpa στη συγκεκριμένη περίπτωση δεν περιέχεται στο εύρος τιμών του πίνακα, καθώς είναι μικρότερη από την ελάχιστη τιμή του εύρους, σε αντίθεση με την τιμή του στρώματος 1000-850 hpa, η οποία περιέχεται. Έτσι, άλλα δύο βασικά κριτήρια των χαρακτηριστικών της δομής της ατμόσφαιρας στη Θεσσαλονίκη, κατά τη διάρκεια χιονοπτώσεων, πληρούνται κατά τη συγκεκριμένη υπό μελέτη ραδιοβόλιση.

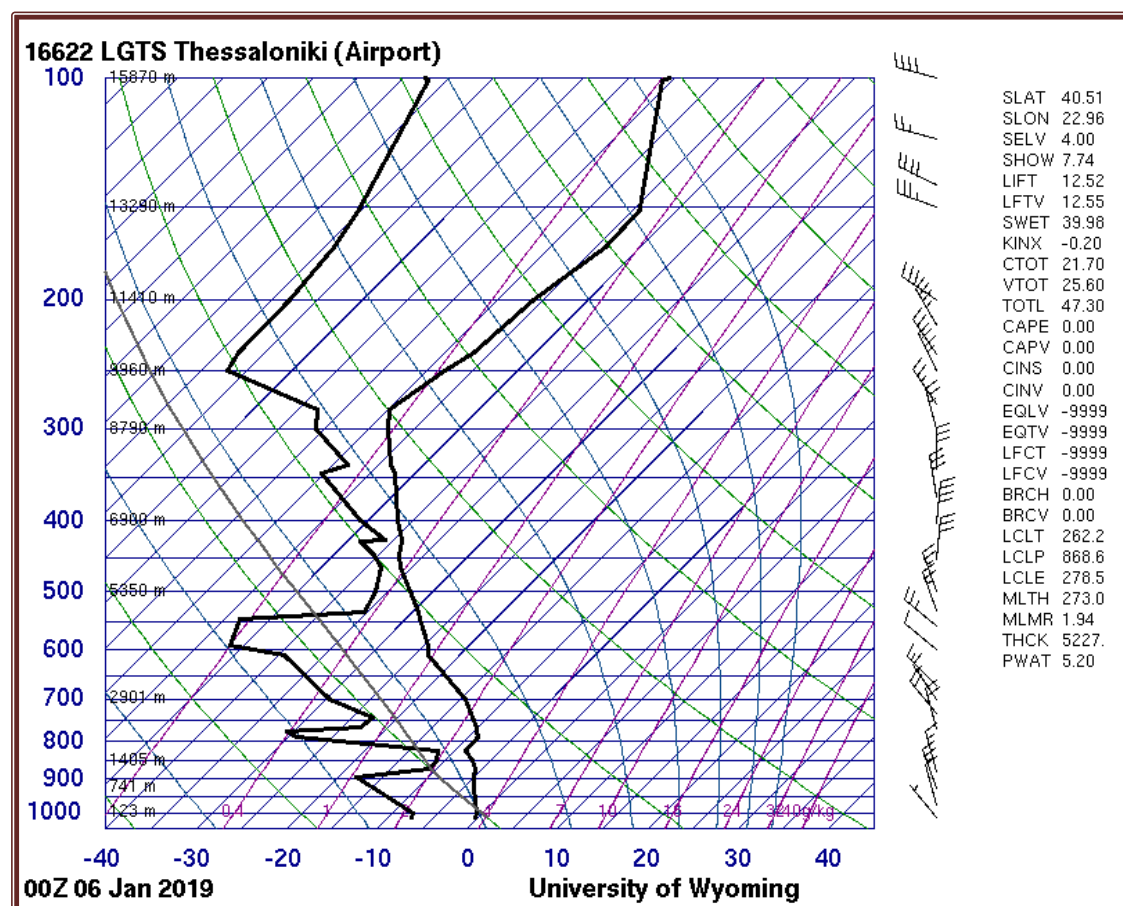
Ένας ακόμη σημαντικός δείκτης χιονόπτωσης αποτελεί και το πάχος του στρώματος 1000-900 hpa. Το στρώμα αυτό κατά τη συγκεκριμένη ραδιοβόλιση έχει τιμή μικρότερη από 997 grm. Επειδή η στάθμη των 900 hpa δεν περιέχεται στις στάθμες της ραδιοβόλισης, επιλέγεται η πλησιέστερη και αμέσως μεγαλύτερη στάθμη, δηλαδή αυτή των 881 hpa. Αφού η διαφορά των γεωδυναμικών μεταξύ της στάθμης των 881 και 1000 hpa, η οποία εκφράζει το πάχος του στρώματος 881-1000 hpa είναι ίση με 997 grm και περιέχεται στο εύρος τιμών του Πίνακα 1.7.α, δηλαδή στο διάστημα 1065-917 grm, προκύπτει ότι και η τιμή του πάχους του στρώματος 1000-900 hpa, θα περιέχεται και αυτή στο εύρος τιμές του Πίνακα 1.7.α. Παράλληλα, όπως προαναφέρθηκε στην παράγραφο 1.6 του κεφαλαίου 1, της παρούσας διατριβής, σύμφωνα με τους Μπαρσάκη και Μακρογιάννη (2000), κατά την ώρα της χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, παρατηρείται αυξημένη υγρασία από το έδαφος έως και τη στάθμη των 600 hpa, συνθήκη η οποία στην προκειμένη περίπτωση ικανοποιείται. Συγκεκριμένα, η σχετική υγρασία από τα χαμηλά στρώματα μέχρι περίπου τα 600 hpa παίρνει τιμές, από 88% η ελάχιστη έως 99% η μέγιστη.

Επιπλέον, σημαντική είναι και η μελέτη του δείκτη χιονόπτωσης, ο οποίος αφορά στο άθροισμα της θερμοκρασίας (T) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (T_d) στην επιφάνεια. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, η θερμοκρασία στην επιφάνεια βρίσκεται στους -2.7°C σύμφωνα με τα δεδομένα της ραδιοβόλισης, ενώ η θερμοκρασία του σημείου δρόσου στην επιφάνεια βρίσκεται στους $-2,9^{\circ}\text{C}$. Άρα, προσθέτοντας τις δύο αυτές θερμοκρασίες της επιφάνειας, προκύπτει άθροισμα θερμοκρασίας ίσο $-5,6^{\circ}\text{C}$. Η θερμοκρασία αυτή του αθροίσματος, είναι μικρότερη από 1°C , οπότε σύμφωνα με τη σύμβαση του συγκεκριμένου δείκτη ο υετός που σημειώνεται έχει τη μορφή χιονιού.

Από τη σχέση 2.4.α, όπως αυτή αναπτύχθηκε παραπάνω κατά την ανάλυση του Skew T-log P διαγράμματος για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC και με τις κατάλληλες τιμές των παραμέτρων, προκύπτει ότι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w) στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) ισούται με $-2,9^{\circ}\text{C}$. Η θερμοκρασία αυτή είναι μικρότερη από 2°C και άρα πληρείται ακόμη ένα κριτήριο για να παρατηθεί χιονόπτωση στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, ενώ η αρνητική τιμή που έχει οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ευνοείται η χιονόστρωση ακόμη και στο κέντρο της Θεσσαλονίκης. Για τη στάθμη των 850 hpa, σύμφωνα πάλι με την ίδια σχέση υπολογισμού της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (T_w), δηλαδή τη σχέση 2.4.α,

προκύπτει ότι η συγκεκριμένη θερμοκρασία έχει τιμή ίση με -9°C . Η τιμή αυτή βρίσκεται στο εύρος τιμών του Πίνακα 1.7.α, δηλαδή μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης τιμής της θερμοκρασίας, όπως μελετήθηκε από το Μπαρσάκη (1999). Το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, με βάση τον πρώτο χάρτη του Σχήματος 2.4.3, παραμένει κάτω από τα 1000 ft (305 m), με αποτέλεσμα ο υετός που σημειώνεται έχει τη μορφή χιονιού.

Η τιμή της δυναμικής θερμοκρασίας του υγρού θερμομέτρου (θ_w) στα 850 hpa είναι περίπου στους 6°C , η οποία περιέχεται στο εύρος τιμών μεταξύ 8 και -4°C , που ορίζει ο Μπαρσάκης (1999) για την περιοχή της Θεσσαλονίκης κατά τη διάρκεια χιονόπτωσης. Η ισόθερμη των -15°C , βρίσκεται στο στρώμα μεταξύ των 700 και 711 hpa, ενώ και η σχετική υγρασία στο επίπεδο αυτό είναι αυξημένη (88%), με αποτέλεσμα το ύψος του χιονιού να είναι μεγάλο και οι χιονονιφάδες να έχουν μεγάλο μέγεθος.



Σχήμα 2.4.7: Ραδιοβόλιση από το αεροδρόμιο «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης στις 6 Ιανουαρίου 00 UTC (Πηγή: <http://weather.uwyo.edu>)

Σύμφωνα με την παραπάνω ραδιοβόλιση (Σχήμα 2.4.4), η οποία πραγματοποιήθηκε στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» στις 6 Ιανουαρίου και ώρα 00 UTC, προκύπτει ότι επικρατεί αυξημένη υγρασία στο στρώμα 872-824 hpa, ενώ και η ατμόσφαιρα είναι δυναμική ευσταθής ($d\theta/dz > 0$).

Στα πολύ χαμηλά ατμοσφαιρικά στρώματα, εκτός των στρωμάτων που μεσολαμβάνουν τοπογραφικοί παράγοντες, έως τη στάθμη των 975 hpa, ο γεωστροφικός άνεμος δεν παρουσιάζει ευδιάκριτη μεταβολή της στροφής καθ' ύψος. Αυτό σημαίνει ότι στο στρώμα αυτό της ατμόσφαιρας δεν υπάρχει κάποια αλλαγή στο είδος της θερμικής μεταφοράς, με αποτέλεσμα να επικρατεί το είδος της μεταφοράς κατά την προηγούμενη κατάσταση, δηλαδή ψυχρή, ενώ ο άνεμος έχει γενικά μια βόρεια-βορειοδυτική διεύθυνση. Οι ταχύτητες του ανέμου είναι μικρές κι έτσι αυτές φτάνουν στα κατώτερα στρώματα τα 7 knots (3,6 m/s) και στη στάθμη των 975 hpa τα 10 knots (5,1 m/s). Από τη στάθμη των 975 έως και τη στάθμη των 916 hpa, ο γεωστροφικός άνεμος παρουσιάζει μια πιο διακριτή στροφή, με φορά αντίθετη της φοράς κίνησης του ρολογιού, αλλά αυτή η στροφή είναι πολύ μικρή και σε ορισμένα σημεία μπορεί να θεωρηθεί και αμελητέα.

Η διεύθυνση που παρουσιάζει ο άνεμος στο ατμοσφαιρικό αυτό στρώμα είναι γενικά βόρεια-βορειοδυτική, με μέση ταχύτητα από 10 knots (5,1 m/s) στην κατώτερη στάθμη του στρώματος, έως 27 knots (13,9 m/s) στην ανώτερη στάθμη του στρώματος. Αυτό συνεπάγεται αποδρομή των ψυχρών αερίων μαζών πάνω από την περιοχή μελέτης, εν προκειμένω την περιοχή της Θεσσαλονίκης και εξασθένιση της ψυχρής μεταφοράς. Παρόλα αυτά, από τη στάθμη περίπου των 750 έως και τη στάθμη περίπου των 577 hpa, ο γεωστροφικός άνεμος με το ύψος παρουσιάζει πιο διακριτή στροφή, με φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού, οδηγώντας στο συμπέρασμα της επικράτησης ψυχρής μεταφοράς στο εν λόγω στρώμα. Από τη στάθμη των 577 έως τη στάθμη των 463 hpa, ο γεωστροφικός άνεμος στρέφεται καθ' ύψος με φορά σύμφωνη της φοράς κίνησης των δεικτών του ρολογιού, γεγονός που συνεπάγεται θερμή μεταφορά στο συγκεκριμένο ατμοσφαιρικό στρώμα.

Από τις καμπύλες της θερμοκρασίας (T) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (T_d), γίνεται διακριτή η απόκλιση των δύο αυτών θερμοκρασιών, γεγονός το οποίο αντικατοπτρίζεται και στις τιμές της σχετικής υγρασίας σε όλα τα ύψη της ατμόσφαιρας. Αυτό σημαίνει ότι δεν υπάρχει κάποιο αίτιο, το οποίο να ευνοεί τη δημιουργία συγκλίσεως σε κάποιο ατμοσφαιρικό στρώμα, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Οπότε, στην ατμόσφαιρα επικρατούν συνθήκες ευστάθειας. Υπάρχουν όμως κάποιες στάθμες στη μέση τροπόσφαιρα, όπου οι δύο καμπύλες της θερμοκρασίας τείνουν να πλησιάσουν λίγο περισσότερο, γεγονός το οποίο οδηγεί στην παρουσία κάποιων μεμονωμένων, διάσπαρτων νεφών μεσαίου και μεγάλου ύψους.

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν για τους βασικούς δείκτες και τις βασικές θερμοδυναμικές παραμέτρους από τη συγκεκριμένη ραδιοβόλιση, συνοψίζονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 2.4.ε).

ΗΜΕΡΑ	Επίπεδο παγοποίησης(hpa)	1000-500 grm	1000-850 grm	1000-900 grm
6/1/2019	< 977	5227	1282	< 887
ΗΜΕΡΑ	$T+T_d$ (°C) (επ. εδάφους)	T_w (°C)	T_w (850) (°C)	θ_w (850)(°C)
6/1/2019	-8,4	1,5	-5,6	≈ 9
ΗΜΕΡΑ	T (850)	T (500)	ύψος $T_w=0^\circ\text{C}$	Επίπεδο -15 °C(hpa)
6/1/2019	-6,9	-32,5	< 1000 ft	671-700

Πίνακας 2.4.ε: Τιμές δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση της 6^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC

Μελετώντας τις βασικές θερμοδυναμικές παραμέτρους και δείκτες χιονόπτωσης, όπως αυτοί αναλύονται στις παραγράφους 1.6 και 1.7 του κεφαλαίου 1, της παρούσας εργασίας, αρχικά όσον αφορά στην παράμετρο του επιπέδου παγοποίησης, το ύψος του επιπέδου αυτού τοποθετείται κατά τη συγκεκριμένη ραδιοβόλιση κάτω από τα 300 μέτρα, με αποτέλεσμα αν σημειώνεται υετός αυτός θα φτάνει έως την επιφάνεια του εδάφους με τη μορφή χιονονιφάδας, σύμφωνα με το Σχήμα 1.4.β της παραγράφου 1.4. Το επίπεδο παγοποίησης επίσης, βρίσκεται σε στάθμη μικρότερη των 977 hpa, ικανοποιώντας και τη συνθήκη του Πίνακα 1.7.α, όσον αφορά στους δείκτες χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη.

Η ραδιοβόλιση δίνει αποτελέσματα και για τις θερμοκρασίες στις στάθμες των 850 και 500 hpa, οι τιμές των οποίων είναι πολύ σημαντικές για την εκδήλωση χιονόπτωσης. Οι θερμοκρασιακές τιμές, οι οποίες πρέπει να επικρατούν στις συγκεκριμένες στάθμες αναφοράς, συνοψίζονται στους πίνακες 1.6.α και 1.6.β της παραγράφου 1.6. Κατά τη συγκεκριμένη κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας, η θερμοκρασία στα 850 hpa είναι $-6,9^\circ\text{C}$, τιμή η οποία ικανοποιεί τα κριτήρια του Πίνακα 1.6.α και 1.6.β, όπου σύμφωνα με τους Μπαρσάκη και Μακρογιάννη (2000), για να παρατηρηθεί χιονόπτωση στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, αυτή θα πρέπει κατά γενικό κανόνα να είναι μικρότερη των $-2,3^\circ\text{C}$. Στα 500 hpa, η θερμοκρασία είναι ίση με $-32,5^\circ\text{C}$, πληρώντας έτσι τη συνθήκη του Πίνακα 1.6.α, όπου η μέση θερμοκρασία στην εν λόγω στάθμη θα πρέπει να βρίσκεται κάτω από τους $-27,2^\circ\text{C}$.

Η θερμοκρασία στην επιφάνεια (T) κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή είναι ίση με $-0,7^\circ\text{C}$, ενώ η θερμοκρασία του σημείου δρόσου (T_d) ίση με $-7,7^\circ\text{C}$. Το άθροισμα των δύο αυτών θερμοκρασιών δίνει αποτέλεσμα ίσο με $-8,4^\circ\text{C}$, τιμή η οποία είναι μικρότερη από 1°C , με αποτέλεσμα αν σημειώνεται υετός αυτός θα έχει ακόμη μεγαλύτερη πιθανότητα να φτάσει στο έδαφος ως χιόνι. Η εφαρμογή της σχέσης 2.4.α στην προκειμένη περίπτωση, δίνει ως αποτέλεσμα για τη θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w) στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), τιμή ίση με $-3,6^\circ\text{C}$ και για τη θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w) στα 850 hpa, τιμή ίση με $-8,6^\circ\text{C}$. Και οι δύο αυτές θερμοκρασιακές τιμές για τις δύο στάθμες, πληρούν τις προϋποθέσεις των τιμών που πρέπει να έχουν οι δείκτες αυτοί για να παρατηρηθεί χιονόπτωση στη Θεσσαλονίκη, όπως αυτοί περιγράφονται στην παράγραφο 1.7 και στον Πίνακα 1.7.α της παρούσας διατριβής.

Το πάχος του στρώματος 1000-500 hpa, έχει τιμή 5227 grm και του στρώματος 1000-850 hpa, 1282 grm. Οι τιμές των δύο αυτών δεικτών, περιέχονται μέσα στο εύρος τιμών όπως αυτές παρουσιάζονται με τη συμβολή του Πίνακα 1.6.α, του

Πίνακα 1.6.β και του Πίνακα 1.7.α, των παραγράφων 1.6 και 1.7 αντίστοιχα. Για την εκτίμηση του πάχους του στρώματος 1000-900 hpa, λόγω του ότι δεν είναι γνωστές οι θερμοδυναμικές συνθήκες και το γεωδυναμικό ύψος στη στάθμη των 900 hpa, επιλέγεται η πλησιέστερη και αμέσως μεγαλύτερη στάθμη από αυτήν των 900 hpa, η οποία στην προκειμένη περίπτωση είναι η στάθμη των 894 hpa. Το στρώμα 1000-894 hpa, έχει πάχος ίσο με 887 gpm. Οπότε, συμπερασματικά προκύπτει ότι το στρώμα 1000-900 hpa, θα έχει πάχος μικρότερο από 887 gpm, τιμή η οποία ανήκει στο εύρος τιμών του Πίνακα 1.7.α, όπως μελετήθηκε από το Μπαρσκάκη (1999).

Η δυναμική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (θ_w) στα 850 hpa κυμαίνεται γύρω στους 9°C, τιμή η οποία αποκλίνει από το εύρος τιμών που ορίζει για τη Θεσσαλονίκη ο Μπαρσάκης στη διατριβή του. Το επίπεδο της ισόθερμης των -15°C, βρίσκεται μεταξύ των 700 και 711 hpa, δηλαδή στα μεσαία τροποσφαιρικά στρώματα. Οι τιμές της σχετικής υγρασίας στο στρώμα αυτό είναι πολύ χαμηλές, γεγονός που επαληθεύει την έλλειψη δυναμικού αιτίου στην περιοχή, το οποίο εμπλουτίζει την ατμόσφαιρα με υγρασία κι έτσι δεν είναι εφικτός ο σχηματισμός χιονονιφάδων.

Γενικότερα, παρατηρώντας τη μεταβολή των τιμών του thickness του στρώματος 1000-500 hpa, σύμφωνα με τα αποτελέσματα των παραπάνω διαδοχικών ραδιοβολίσεων ανά 24 ώρες, διακρίνεται μια μείωση των τιμών αυτών μέχρι και τη ραδιοβόλιση της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Κατά την επόμενη ραδιοβόλιση στις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, η τιμή του thickness παρουσιάζει μικρή αύξηση. Κατά το χρονικό διάστημα, όπου οι τιμές thickness σημειώνουν μείωση, η ελάχιστη τιμή σημειώνεται στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC σύμφωνα με τα δεδομένα της ραδιοβόλισης. Επίσης, η αμέσως επόμενη χαμηλότερη τιμή σημειώνεται στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC.

Σύμφωνα με τα δεδομένα θερμοκρασιών της στάθμης των 850 hpa από τις παραπάνω ραδιοβολίσεις, τα οποία ταυτίζονται με αυτά των χαρτών της συγκεκριμένης στάθμης, η χαμηλότερη θερμοκρασία στη συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια καταγράφεται στη ραδιοβόλιση της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, όπου η θερμοκρασία τη χρονική εκείνη στιγμή ήταν -8,7°C. Η αμέσως χαμηλότερη θερμοκρασία για τη στάθμη των 850 hpa, καταγράφηκε στη ραδιοβόλιση της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με τιμή στους -7,5°C. Η μεγαλύτερη θερμοκρασία στη στάθμη των 850 hpa κατά τη διάρκεια της ψυχρής εισβολής, καταγράφηκε στη ραδιοβόλιση της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με τιμή στους -3,7°C, ενώ ακολουθεί η ραδιοβόλιση της 6^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, η οποία κατέγραψε τιμή θερμοκρασίας στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hpa ίση με -6,9°C.

Με βάση όλες αυτές τις παραπάνω διαπιστώσεις, προκύπτει ως συμπέρασμα ότι η ψυχρή μεταφορά έλαβε το μέγιστο της έντασής της, στο μεσοδιάστημα από 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, έως 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Η έλλειψη όμως δεδομένων ραδιοβόλισης για τις 12 UTC, τόσο της 3^{ης} όσο της 4^{ης} και 5^{ης} Ιανουαρίου 2019, οδηγεί σε αδυναμία συμπερασμάτων για το βαθμό και την ένταση της ψυχρής μεταφοράς, ως προς τα επιμέρους αυτά μεσοδιαστήματα, συμπεριλαμβανομένων και των δεδομένων για τις 12 UTC. Όμως η έλλειψη αυτή, δεν οδηγεί την έρευνα σε σφάλματα, καθώς τα συμπεράσματα τεκμηριώνονται και

επαληθεύονται πλήρως με τη χρήση των χαρτών καιρού, αλλά και των καταγεγραμμένων μετεωρολογικών παραμέτρων από τον επίγειο μετεωρολογικό σταθμό του Α.Π.Θ, ο οποίος καταγράφει με συνεχή ροή τις διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους.

Επίσης, δεδομένου ότι το thickness του στρώματος 1000-500 hpa, έχει μεγαλύτερη τιμή κατά τη ραδιοβόλιση της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, φανερώνει ότι η ψυχρή μεταφορά, κοντά στην ώρα της ραδιοβόλισης και πιθανόν λίγες ώρες πιο νωρίς, βρισκόταν στην έναρξη της. Επιπλέον, στη ραδιοβόλιση της 6^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, παρατηρείται μικρή άνοδο της τιμής του thickness, ενώ στη στάθμη των 850 hpa, καταγράφεται θερμοκρασία -6,9°C. Αυτό το γεγονός, ενισχύει το συμπέρασμα ότι η ψυχρή μεταφορά πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή που πραγματοποιείται η ραδιοβόλιση, βρίσκεται σε εξασθένιση ή αρχίζει να εξασθενεί.

2.5 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΟΥ ΤΥΠΟΥ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ

Μελετώντας τους τέσσερις διαφορετικούς τύπους κυκλοφορίας, οι οποίοι ευνοούν τη χιονόπτωση στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης σύμφωνα με το Γιαννουλάκη (2014), αλλά και τους δύο ευνοϊκούς συνοπτικούς τύπους (τύπος Α, τύπος Β), όπως αυτοί περιγράφονται στην ενότητα 1.5 σύμφωνα με το Μπαρσάκη (1999), επιτυγχάνεται ο εντοπισμός της συνοπτικής κατάστασης, η οποία ευνόησε τις χιονοπτώσεις στη Θεσσαλονίκη για το χρονικό διάστημα μελέτης 3-5 Ιανουαρίου 2019. Για τη διεξαγωγή συμπερασμάτων λαμβάνονται υπόψη και θερμοδυναμικές παράμετροι, όπως η θερμοκρασία και τα γεωδυναμικά ύψη στα 850, 700, 500 και 300 hpa, αλλά και η θερμοκρασία και η ατμοσφαιρική πίεση στα 1000 hpa.

Για τη μελέτη της δομής της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων και γενικότερα των φάσεων της υπό μελέτη κακοκαιρίας, αλλά και των ποιοτικών χαρακτηριστικών των διαμορφωθέντων τύπων κυκλοφορίας, που επικράτησαν και ευνόησαν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου 2019, κρίθηκε απαραίτητο να μελετηθούν οι θερμοκρασίες και τα γεωδυναμικά ύψη σε συγκεκριμένες ισοβαρικές στάθμες. Για την επίτευξη του σκοπού αυτού, χρησιμοποιούνται δεδομένα ραδιοβολίσεων του περιφερειακού μετεωρολογικού κέντρου Μακεδονίας στη Θεσσαλονίκη. Στο σημείο αυτό, είναι σημαντικό να ειπωθεί ότι για το πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης, οι μέρες όπου συνδυάστηκαν χιονοπτώσεις με αξιόλογες χιονοστρώσεις ακόμη και στο κέντρο της πόλης, ήταν το διήμερο 4-5 Ιανουαρίου 2019. Τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων που λαμβάνονται υπόψη, περιλαμβάνουν τις παραμέτρους της θερμοκρασίας και των γεωδυναμικών υψών στα ισοβαρικά επίπεδα των 850, 700, 500 και 300 hpa. Για τις ανάγκες της ανάλυσης, ορίζεται ως (D) η ημέρα χιονόπτωσης (επεισόδιο χιονόπτωσης).

Από τα αποτελέσματα του κώδικα METAR του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης, εντοπίζονται οι χρονικές περίοδοι των φαινομένων χιονόπτωσης και επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός της πρώτης ημέρας χιονόπτωσης. Τα METAR εκδίδονται στις xx:20 και xx:50 κάθε τρέχουσας ώρας, είναι συνοπτικές παρατηρήσεις του 10-λεπτου και έχουν ισχύ 2 ωρών. Επίσης, λαμβάνονται υπόψη και οι παρατηρήσεις, οι οποίες έγιναν στο χώρο του Μετεωροσκοπείου, όπου στο βιβλίο σημειώσεων καταγράφεται εκτός των άλλων και η παρατηρούμενη μορφή του υετού. Στην προκειμένη περίπτωση, οι ημέρες χιονόπτωσης για το αυστηρό χωρικό πλαίσιο του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης ήταν δύο (4 και 5 Ιανουαρίου 2019), καθώς δεν υπάρχουν καταγεγραμμένα στοιχεία είτε από το METAR, είτε από το βιβλίο σημειώσεων του Μετεωροσκοπείου για παρατηρούμενο υετό με τη μορφή χιονιού (SN) στις 3 Ιανουαρίου. Σύμφωνα μάλιστα με τις καταγραφές των φαινομένων στο βιβλίο σημειώσεων του Μετεωροσκοπείου στις 3 Ιανουαρίου 2019, κατά το χρονικό διάστημα 08:00-09:50 ώρα Ελλάδος (τοπική ώρα), ο υετός που καταγράφεται έχει τη μορφή SNRA. Φαινόμενα όμως χιονοπτώσεων στην ευρύτερη περιοχή του νομού Θεσσαλονίκης σημειώθηκαν και στις 3 Ιανουαρίου 2019.

Ένας ακόμη παράγοντας, ο οποίος ενισχύει το συμπέρασμα ότι η 4^η Ιανουαρίου είναι η πρώτη ημέρα χιονόπτωσης και για το πολεοδομικό ιστό της Θεσσαλονίκης είναι οι τιμές των ισοπαχών των στρωμάτων 1000-500 hpa, 1000-700 hpa, 1000-850 hpa και 850-700 hpa για κάθε ημέρα από τις 3 έως τις 6 Ιανουαρίου, σύμφωνα πάντα με τα δεδομένα που προέκυψαν από τις ραδιοβολίσεις της εκάστοτε ημέρας στις 00 UTC. Οι κρίσιμες τιμές των ισοπαχών των συγκεκριμένων στρωμάτων συνοψίζονται στην παράγραφο 1.7 της παρούσας εργασίας. Συγκεκριμένα, στις 3 Ιανουαρίου οι ισοπαχείς του στρώματος 1000-850 hpa έχουν τιμή ίση με 1306 grm. Όμως, η τιμή των ισοπαχών του συγκεκριμένου στρώματος θα πρέπει να είναι μικρότερη από 1300 grm, έτσι ώστε ο υετός να έχει τη μορφή χιονιού κι έτσι εν προκειμένω το κριτήριο του δείκτη αυτού δεν πληρείται για τη συγκεκριμένη ημέρα. Για τις 4 Ιανουαρίου οι ισοπαχείς όλων των στρωμάτων αναφοράς, πληρούν τα κριτήρια όσον αφορά στις κρίσιμες τιμές αυτών, για μπορέσει ο υετός να φτάσει με τη μορφή χιονιού στο έδαφος.

Επειδή κατά τη στιγμή της ραδιοβόλισης της 3^{ης} Ιανουαρίου, η οποία πραγματοποιήθηκε στις 00 UTC, δεν εκδηλώνονταν φαινόμενα χιονόπτωσης και η ψυχρή μεταφορά ήταν ακόμη στην έναρξή της, ως πρώτη ημέρα (D) χιονόπτωσης ορίζεται η 4^η Ιανουαρίου 2019. Το γεγονός αυτό επαληθεύεται και από τις καταγραφές METAR, όπου μεταξύ 3, 4 και 5 Ιανουαρίου, η πρώτη μέρα που παρατηρείται χιονόπτωση ($\pm$ SN) είναι η 4^η Ιανουαρίου 2019, αλλά και από τις καταγραφές του βιβλίου σημειώσεων του Μετεωροσκοπείου Α.Π.Θ. Σε περιπτώσεις επίσης διαδοχικών επεισοδίων χιονόπτωσης, για πάνω από μια ημέρα έχουν παρατηρηθεί εναλλαγές των τύπων συνοπτικής κατάστασης (Γιαννουλάκης, 2014). Στην προκειμένη περίπτωση, χιονοπτώσεις σημειώθηκαν στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, οπότε θεωρείται περίπτωση διαδοχικών επεισοδίων χιονόπτωσης για πάνω από μια ημέρα. Έτσι, θα γίνει προσπάθεια εντοπισμού τυχόν εναλλαγής των τύπων συνοπτικής κατάστασης ή διατήρησης του ίδιου τύπου καθ' όλη τη διάρκεια της υπό μελέτη κακοκαιρίας. Για τον σκοπό αυτό, συλλέγονται δεδομένα των

μετεωρολογικών παραμέτρων στις παραπάνω προαναφερθέντες στάθμες, για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα και κατασκευάζονται διαγράμματα θερμοκρασίας και γεωδυναμικών υψών στις διάφορες στάθμες.

Σύμφωνα με τα δεδομένα του METAR του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης, για τη χρονική περίοδο 3-5 Ιανουαρίου 2019, προκύπτουν συμπεράσματα για το ποσοστό νεφοκάλυψης του ουράνιου θόλου, κυρίως σε μια ευρύτερη περιοχή γύρω από το αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης σε διάφορες χρονικές στιγμές και περιόδους, αλλά και συμπεράσματα για το ύψος της βάσης των νεφών σε ft, τα οποία συνδέονται με τα αποτελέσματα των ραδιοβολίσεων και των δορυφορικών εικόνων. Επίσης, προκύπτουν συμπεράσματα για τα χαρακτηριστικά των φαινομένων, αλλά και την ένταση αυτών σε συγκεκριμένες χρονικές στιγμές και περιόδους, κατά την διάρκεια εξέλιξης της κακοκαιρίας. Για τις 3 Ιανουαρίου 2019, αρχικά στις 00:20 UTC, επικρατεί μικρή νεφοκάλυψη (FEW020), με τη βάση των νεφών να βρίσκεται στα 2000 ft. Έπειτα, μεταξύ 00:50 και 03:50 UTC εντοπίζεται ένα επίπεδο μικρής νεφοκάλυψης (FEW010) εντοπισμένο στα 1000 ft κι ένα επίπεδο με διάσπαρτα νέφη (SCT020) στα 2000 ft. Μεταξύ 04:20 και 04:50 UTC, επικρατούν νέφη μικρής κάλυψης (FEW008) με βάση στα 800 ft και σπασμένα νέφη (BKN020) με βάση στα 2000 ft. Στο χρονικό διάστημα από 05:50-07:50 UTC, επικρατεί ένα επίπεδο διασκορπισμένων νεφών (SCT006) με βάση στα 600 ft κι ένα επίπεδο σπασμένων νεφών (BKN020) με βάση στα 2000 ft. Μεταξύ 08:50 και 09:20 UTC, επικρατούν νέφη μικρής κάλυψης (SCT005) με βάση στα 500 ft, αλλά και σπασμένα νέφη (BKN020) με βάση στα 2000 ft.

Μεταξύ 09:50 και 14:50 UTC, πάνω από την περιοχή επικρατούν σπασμένα νέφη (BKN005) με βάση στα 500 ft, αλλά και συνθήκες πλήρους νεφοκάλυψης (OVC020) με τη βάση των νεφών αυτών στα 2000 ft. Στις 15:20 UTC, η βάση των σπασμένα νεφών εντοπίζεται λίγο πιο ψηλά στα 1000 ft (BKN010). Στο χρονικό διάστημα 15:50-23:50 UTC, εντοπίζεται ένα επίπεδο διάσπαρτων νεφών (SCT010) με τη βάση τους να τοποθετείται στα 1000 ft, αλλά και επίπεδο πλήρους νεφοκάλυψης (OVC025), όπου η βάση των νεφών βρίσκεται στα 2500 ft. Όσον αφορά στα φαινόμενα, λίγο πριν το ξημέρωμα κατά τις 04:20 UTC, παρατηρήθηκε η εκδήλωση ελαφριάς έντασης βροχόπτωσης (-RA). Υπήρξε μια πρόσκαιρη παύση των φαινομένων και στις 14:50 UTC εκδηλώθηκε εκ νέου βροχόπτωση ελαφριάς έντασης (-RA). Έπειτα, μέχρι το τέλος της ημέρας δεν εκδηλώθηκαν φαινόμενα.

Ως προς την ημέρα της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019, αυτή χαρακτηρίζεται στην αρχή στο χρονικό διάστημα 00:20-03:20 UTC, από συνδυασμό διασκορπισμένων νεφών (SCT010) με βάση στα 1000 ft και σπασμένων νεφών (BKN025) με βάση στα 2500 ft. Στις 03:50 UTC της ίδιας μέρας, εμφανίζονται διασκορπισμένα νέφη (SCT008) με βάση στα 800 ft, αλλά και σπασμένα νέφη (BKN025) με βάση στα 2500 ft. Από τις 04:20 έως και τις 05:20 UTC, επικρατούν σπασμένα νέφη (BKN008) με βάση στα 800 ft, αλλά και συνθήκες πλήρους νεφοκάλυψης (OVC025) με τη βάση των νεφών αυτών τοποθετημένη στα 2500 ft. Μεταξύ 05:50 και 06:20 UTC, στην περιοχή εμφανίζονται σπασμένα νέφη (BKN005) με τη βάση τους στα 500 ft, ενώ επικρατεί και πλήρης νεφοκάλυψη (OVC025), όπου η βάση των νεφών εντοπίζεται στα 2500 ft.

Στις 06:50 UTC, ένα επίπεδο διάσπαρτων νεφών (SCT005) βρίσκεται στα 500 ft, ενώ ένα άλλο επίπεδο σπασμένων νεφών (BKN025) βρίσκεται στα 2500 ft.

Κατά τη χρονική περίοδο από τις 07:20 έως και τις 10:20 UTC της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019, εμφανίζονται νέφη διάσπαρτα (SCT005) στο επίπεδο των 500 ft, αλλά και σπασμένα νέφη (BKN025), τοποθετημένα όσον αφορά στη βάση τους στα 2500 ft. Το χρονικό διάστημα 10:50-17:50 UTC, χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη σπασμένων νεφών (BKN), αλλά και συνθηκών πλήρους νεφοκάλυψης (OVC). Η βάση των σπασμένων νεφών (BKN) δεν αλλάζει σε ύψος κι έτσι σε όλο το χρονικό διάστημα παραμένει στα 400 ft. Η βάση όμως των νεφών που σχηματίζουν πλήρη νεφοκάλυψη μεταβάλλεται μεταξύ των 2500 ft (10:50 UTC), 2000 ft (11:20 UTC) και 1800 ft (11:50-17:50 UTC). Μεταξύ 18:20 και 18:50 UTC, επικρατούν διασκορπισμένα νέφη (SCT006) με τη βάση τους στα 600 ft και πλήρης νεφοκάλυψη (OVC020), όπου η βάση των νεφών βρίσκεται στα 2000 ft.

Στο χρονικό διάστημα 19:20-23:50 UTC, επικρατούν τόσο σπασμένα νέφη (BKN), όσο και πλήρης νεφοκάλυψη (OVC). Τα νέφη που δημιουργούν πλήρη νεφοκάλυψη, έχουν βάση τοποθετημένη στα 2000 ft σε όλη τη χρονική περίοδο, ενώ η βάση των σπασμένων νεφών μεταβάλλεται από 500 ft (19:20-20:50 UTC), έως 400 ft (21:20-23:50 UTC). Όσον αφορά στην εκδήλωση φαινομένων, ήδη πριν το ξημέρωμα της συγκεκριμένη ημέρας κατά τις 03:50 UTC, σημειώνονται χιονοπτώσεις αρχικά μικρής έντασης (-SN). Έπειτα, τα φαινόμενα αποκτούν πιο σταθερή ένταση, με μικρές αυξομειώσεις ή και παύσεις έως τις 10:20 UTC, απ' όπου και ξεκινά μια συνεχόμενη χρονική περίοδος σταθερής εντάσεως χιονοπτώσεων, οι οποίες κατά διαστήματα αποκτούν και πιο έντονο χαρακτήρα.

Η 5^η Ιανουαρίου 2019 ξεκινά με σπασμένα νέφη (BKN004) με βάση στα 400 ft, αλλά και πλήρη νεφοκάλυψη (OVC018) με τα νέφη να βρίσκονται στα 1800 ft. Η κατάσταση αυτή επικρατεί μέχρι και τις 06:20 UTC. Από τις 06:50 μέχρι τις 07:20 UTC, εμφανίζονται διάσπαρτα νέφη (SCT005) με βάση στα 500 ft και σπασμένα νέφη (BKN020), των οποίων η βάση βρίσκεται στα 2000ft. Έπειτα, από τις 07:50 έως και τις 09:20 UTC, επικρατεί ένα επίπεδο σπασμένων νεφών (BKN005) στα 500 ft κι ένα επίπεδο πλήρους νεφοκάλυψης (OVC020), τοποθετημένο ως προς τη βάση των νεφών στα 2000 ft. Από τις 09:50 έως τις 12:20 UTC εντοπίζονται διασκορπισμένα νέφη (SCT005) με βάση στα 500 ft, αλλά και σπασμένα νέφη (BKN020) με βάση στα 2000 ft. Μεταξύ του χρονικού διαστήματος 12:50-14:20 UTC, εμφανίζονται στην περιοχή νέφη μικρής κάλυψης (FEW010), η βάση των οποίων βρίσκεται στα 1000 ft και σπασμένα νέφη (BKN020) τοποθετημένα στα 2000 ft.

Μεταξύ 14:50 και 19:50 UTC, η κατάσταση στον ουράνιο θόλο της περιοχής της Θεσσαλονίκης, χαρακτηρίζεται από την επικράτηση μικρής κάλυψης νεφών (FEW018) στα 1800 ft και διάσπαρτων νεφών (SCT030) στα 3000 ft. Τέλος, κατά το χρονικό διάστημα από τις 20:20 έως τις 23:50 UTC, επικρατούν μόνο νέφη μικρής κάλυψης (FEW020), τοποθετημένα στα 2000ft. Αυτό έρχεται σε επαλήθευση με τους χάρτες καιρού, αλλά και τις δορυφορικές εικόνες παρακάτω στο κεφάλαιο 3, ενισχύοντας έτσι το συμπέρασμα ότι από το μεσημέρι της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019, η υπό μελέτη κακοκαιρία για την περιοχή της Θεσσαλονίκης ήταν σε αποδρομή και

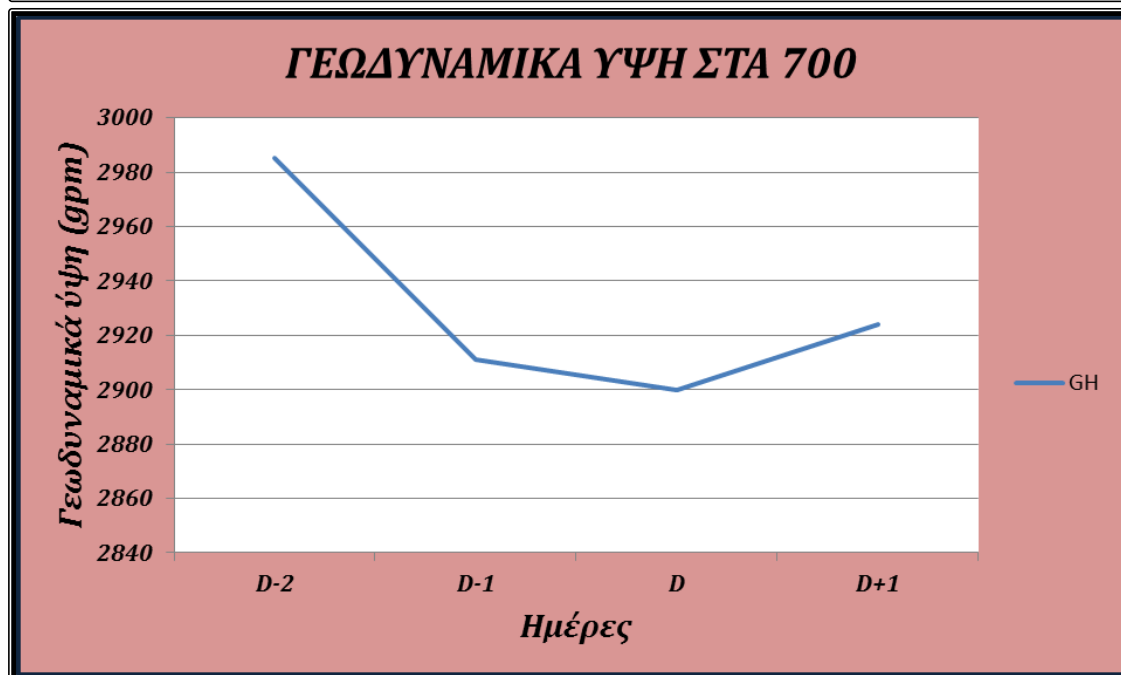
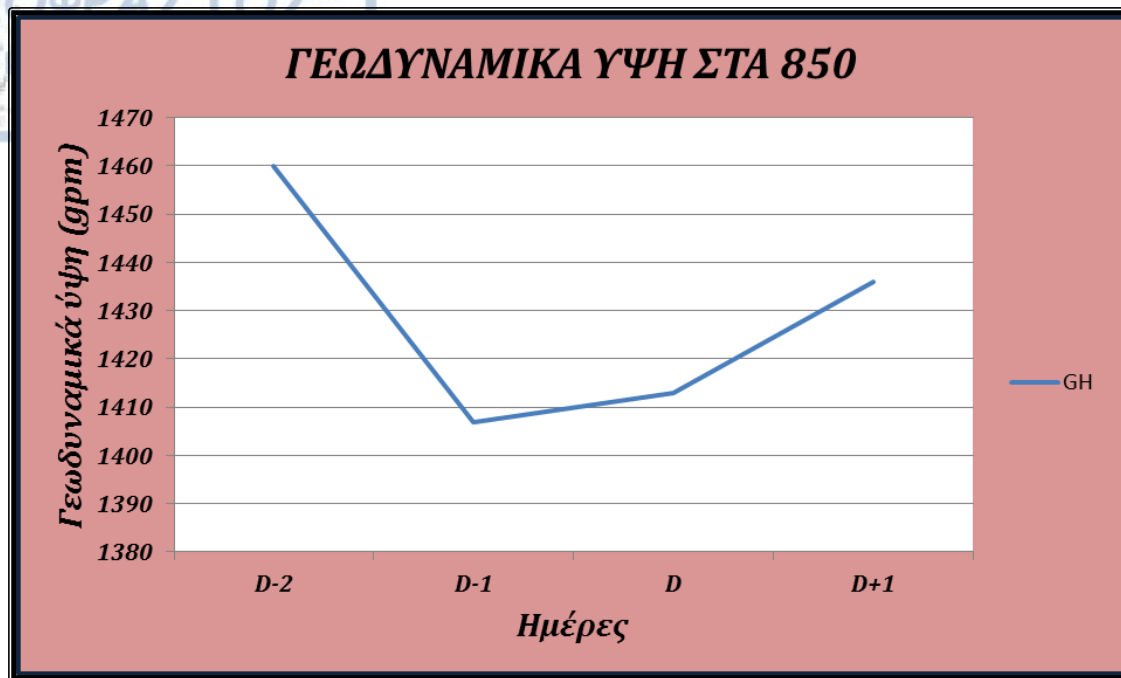
επέρχονταν σταδιακή βελτίωση του καιρού μέσα στη συγκεκριμένη ημέρα, κυρίως ως προς την εκδήλωση φαινομένων. Με βάση τα χαρακτηριστικά των φαινομένων κατά την ημέρα αυτή, μέχρι τις 04:50 UTC εκδηλώνονταν ισχυρές χιονοπτώσεις, ενώ από τις 05:20 έως τις 11:20 UTC εκδηλώνονταν χιονοπτώσεις αυξομειούμενης έντασης, οι οποίες σε κάποιες χρονικές περιόδους ήταν πιο μικρής έντασης και σε κάποιες άλλες λίγο μεγαλύτερης.

2.5.1 Μελέτης της δομής και των θερμοδυναμικών παραμέτρων της ανώτερης ατμόσφαιρας

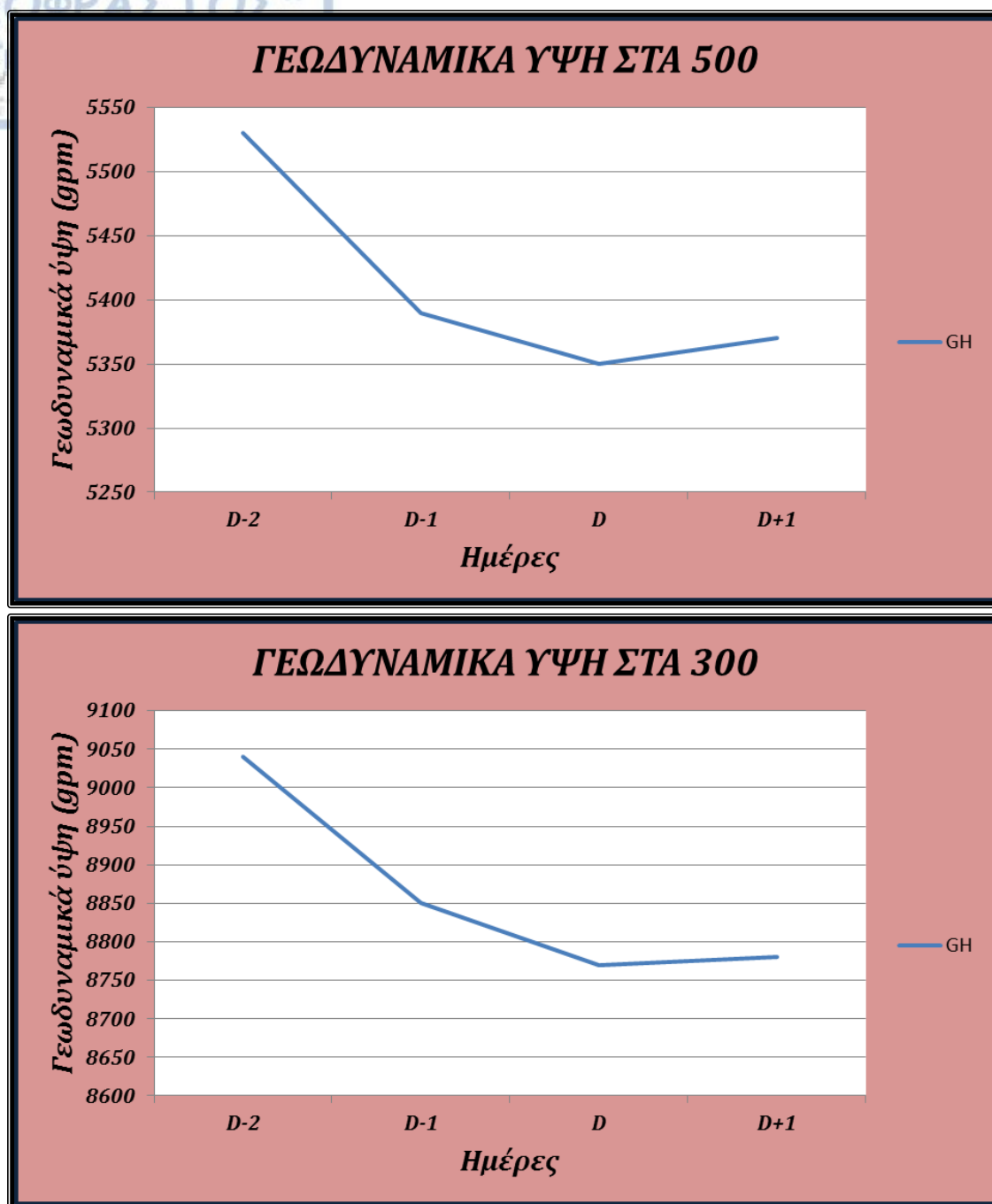
Χρησιμοποιώντας τιμές των μετεωρολογικών παραμέτρων για τη D-2, D-1, D, D+1 ημέρα, όπου D η πρώτη ημέρα χιονόπτωσης, κατασκευάζεται ο Πίνακας 2, καθώς και τα αντίστοιχα διαγράμματα θερμοκρασίας και γεωδυναμικών υψών για τις στάθμες των 850, 700, 500 και 300 hpa. Επειδή τα παρακάτω δεδομένα των μετεωρολογικών παραμέτρων συλλέχθηκαν από ραδιοβολίσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν στις 00 UTC κι επειδή η έναρξη των φαινομένων μπορεί να απέχει χρονικά κάποιες ώρες από τη ραδιοβόλιση, η δομή της ατμόσφαιρας ως προς τα χαρακτηριστικά των υπό μελέτη χαρακτηριστικών των μετεωρολογικών παραμέτρων, ίσως διαφέρει λίγο κατά την έναρξη των φαινομένων.

Πίνακας 2: Θερμοδυναμικές παράμετροι για τη D-2, D-1, D, D+1 ημέρα

	<i>GH 850 gpm</i>	<i>T°C (850 gpm)</i>	<i>GH 700 gpm</i>	<i>T°C (700 gpm)</i>	<i>GH 500 gpm</i>	<i>T°C (500 gpm)</i>	<i>GH 300 gpm</i>	<i>T°C (300 gpm)</i>
D-2	1460	-4,3	2985	-6,3	5530	-23,3	9040	-51,5
D-1	1407	-3,7	2911	-14,5	5390	-30,3	8850	-49,3
D	1413	-7,5	2900	-15,9	5350	-34,5	8770	-45,9
D+1	1436	-8,7	2924	-15,5	5370	-35,3	8780	-46,9



Σχήμα 2.5.1: Διακύμανση γεωδυναμικών υψών για τις στάθμες των 850 και 700 hpa για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα



Σχήμα 2.5.2: Διακύμανση γεωδυναμικών υψών για τις στάθμες των 500 και 300 hpa για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα

Παρατηρώντας τις διακυμάνσεις των γεωδυναμικών υψών για τις στάθμες των 850, 700, 500 και 300 hpa, για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα, όπως αυτές φαίνονται στα παραπάνω σχήματα (Σχήμα 2.5.1, Σχήμα 2.5.2), συμπερασματικά προκύπτει ότι για τη στάθμη των 850 hpa, το ελάχιστο της τιμής του γεωδυναμικού ύψους (1407 gpm) παρατηρείται τη D-1 ημέρα, ενώ το μέγιστο της τιμής (1460 gpm) τη D-2 ημέρα. Παρατηρείται γενικά μια σταδιακή μείωση των γεωδυναμικών υψών μέχρι τη D-1 ημέρα και αύξηση των γεωδυναμικών υψών τη D ημέρα. Για τη στάθμη των 700 hpa, η ελάχιστη τιμή γεωδυναμικού ύψους (2900 gpm) σημειώνεται τη D ημέρα, ενώ

η μέγιστη τιμή (2985) τη D-2 ημέρα. Το αποτέλεσμα της διακύμανσης του γεωδυναμικού ύψους για τη στάθμη των 500 hpa, δείχνει ότι η μικρότερη τιμή (5350 grm) καταγράφεται τη D ημέρα, ενώ η μεγαλύτερη (5530 grm) τη D-2 ημέρα. Το ελάχιστο της τιμής του γεωδυναμικού ύψους (8770 grm) για τη στάθμη των 300 hpa, σημειώνεται τη D ημέρα και το μέγιστο (9040 grm) τη D-2 ημέρα.



Σχήμα 2.5.3: Διακύμανση θερμοκρασίας για τις στάθμες των 850 και 700 hpa για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα



Σχήμα 2.5.4: Διακύμανση θερμοκρασίας για τις στάθμες των 500 και 300 hpa για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα

Στα παραπάνω σχήματα (Σχήμα 2.5.3, Σχήμα 2.5.4), απεικονίζεται η διακύμανση της θερμοκρασίας για τις στάθμες των 850 και 700 hpa (Σχήμα 2.5.3) και 500 και 300 hpa (Σχήμα 2.5.4) για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα. Για τη στάθμη των 850 hpa, η χαμηλότερη θερμοκρασία παρατηρείται τη D+1 ημέρα ($-8,7^{\circ}\text{C}$), ενώ η μεγαλύτερη τη D-1 ημέρα ($-3,7^{\circ}\text{C}$). Στα 700 hpa, η ελάχιστη θερμοκρασία σημειώνεται τη D ημέρα ($-15,9^{\circ}\text{C}$) και η μέγιστη τη D-2 ημέρα ($-6,3^{\circ}\text{C}$). Τέλος, όσον αφορά στη στάθμη των 500 hpa, η ελάχιστη θερμοκρασία καταγράφεται τη D+1 ημέρα ($-35,3^{\circ}\text{C}$) και η μέγιστη τη D-2 ημέρα ($-23,3^{\circ}\text{C}$), ενώ στη στάθμη των 300 hpa, η μικρότερη τιμή

θερμοκρασίας παρατηρείται τη D-2 ημέρα ($-51,5^{\circ}\text{C}$) και η μεγαλύτερη τη D ημέρα ($-45,9^{\circ}\text{C}$).

2.5.2 Ανάλυση του τύπου κυκλοφορίας και των συνοπτικών τύπων καιρού που ευνόησαν στις χιονοπτώσεις στην περιοχή της Θεσσαλονίκης

Λαμβάνοντας υπόψη τους χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας και ειδικότερα τους χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, αλλά και τους χάρτες επιφάνειας για το χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, μέχρι 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, διεξάγονται συμπεράσματα για το είδος της κυκλοφορίας ή το συνδυασμό τύπων κυκλοφορίας, κατά την εξέλιξη της κακοκαιρίας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Στις παραγράφους που ακολουθούν παρακάτω (2.5.2.α, 2.5.2.β), γίνεται ανάλυση του τύπου κυκλοφορίας και των συνοπτικών τύπου καιρού, που συνέβαλλαν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη, σύμφωνα με τις κατηγοριοποιήσεις του Γιαννουλάκη και του Μπαρσάκη αντίστοιχα.

2.5.2.α Ανάλυση του τύπου κυκλοφορίας κατά Γιαννουλάκη (2014)

Κατά τις ημέρες χιονοπτώσεων, τόσο στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης στις 3 Ιανουαρίου, όσο και αυστηρά για το πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης, κατά τις 4-5 Ιανουαρίου, σε τοπικό επίπεδο (Ελλαδικός χώρος), διακρίνονται δύο συνοπτικοί τύποι κυκλοφορίας, με εναλλαγές μεταξύ τους. Τα συμπεράσματα αυτά διεξάγονται, από την ανάλυση των χαρτών επιφάνειας σε συνδυασμό και με τους χάρτες στη στάθμη των 500 hpa.

Συγκεκριμένα, λαμβάνοντας υπόψη τους τέσσερις τύπους συνοπτικών καταστάσεων, που ευνοούν στην εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη, σύμφωνα με το Γιαννουλάκη (2014), όπως παρουσιάζονται αναλυτικά στην παράγραφο 1.6 του κεφαλαίου 1, προκύπτει ότι ο τύπος της συνοπτικής κατάστασης που ευνόησε το επεισόδιο χιονόπτωσης στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ 3 και 5 Ιανουαρίου 2019 (4-5 Ιανουαρίου και στο κέντρο της πόλης), είχε χαρακτηριστικά και Βορειοδυτικής κυκλοφορίας σε πρώτη φάση, κυρίως κατά την έναρξη της κακοκαιρίας στις 3 Ιανουαρίου 2019, ενώ αργότερα κατά την εξέλιξη, όπου γίνονται εμφανή στοιχεία αποκοπής, εμφάνισε χαρακτηριστικά Εμποδισμού Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’).

Το αποτέλεσμα του σχηματισμού Εμποδισμού Ωμέγα, αποτυπώνεται ιδιαίτερα μέσα από τους χάρτες επιφάνειας κυρίως κατά τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, όπου διακρίνεται η ανάπτυξη ενός ισχυρού και εκτεταμένου, θερμού τύπου αντικυκλώνα στην επιφάνεια, ο οποίος εμποδίζει της προς ανατολίας κίνηση των υφέσεων. Η υπό μελέτη κακοκαιρία για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, είναι αποτέλεσμα έντονης καιρικής δραστηριότητας και ατμοσφαιρικών διαταραχών, στα ανατολικά κράσπεδα του αντικυκλώνα αυτού. Με βάση όλα τα παραπάνω, δικαιολογούνται και τα μεγάλα γεωδυναμικά ύψη που εντοπίζονται στην περιοχή ανάπτυξης του Αζορικού

αντικυκλώνα, καθότι ως θερμού τύπου αντικυκλώνας δεν είναι ρηχός κι έτσι εκτείνεται σημαντικά μέσα στην τροπόσφαιρα.

Συγκεκριμένα, στις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, η οποία αντιστοιχεί στη D-2 ημέρα, με βάση το χάρτη των 500 hpa, διακρίνεται μεγάλου μήκους ανοιχτός κυματισμός, δηλαδή αυλώνας, του οποίου ο άξονας είναι είτε κατακόρυφος, είτε έχει κλίση, να κατέρχεται από τα βόρεια της Ευρώπης διαμέσου της κεντρικής, στην ευρύτερη περιοχή της Ιταλικής χερσονήσου, ενώ έξαρση υψηλών πιέσεων (ridge), παρατηρείται σε περιοχές της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης. Πάνω από τη βόρεια Ελλάδα και την περιοχή της Θεσσαλονίκης, το γεωδυναμικό ύψος κυμαίνεται περίπου στα 5540 gpm.

Στις 3 Ιανουαρίου 2019, η οποία αντιστοιχεί στη D-1 ημέρα, ο κυματισμός αυτός κινείται νοτιοανατολικότερα, ενώ και τα γεωδυναμικά ύψη πάνω από τη Θεσσαλονίκη, σημειώνουν πτώση. Η πτώση αυτή των γεωδυναμικών, οφείλεται στη μεταφορά ψυχρών αερίων μαζών από τα βόρεια-βορειοδυτικά και στη θετική μεταφορά στροβιλισμού στην περιοχή ενδιαφέροντος. Ο συνοπτικός αυτός τύπος Βορειοδυτικής κυκλοφορίας, συνδέεται με την εκδήλωση φαινομένων κατά την πρώτη φάση της κακοκαιρίας, τα οποία φαινόμενα είχαν τη μορφή βροχής ή χιονόνερου σύμφωνα με τις καταγραφές από την παρατήρηση στο Μετεωροσκοπείο, όσον αφορά αυστηρά το κέντρο της Θεσσαλονίκης αλλά και τη μορφή χιονοπτώσεων για κάποιες περιοχές του νομού Θεσσαλονίκης, εκτός του κεντρικού πολεοδομικού ιστού.

Κατά την εξέλιξη όμως, μακροσκοπικά κυρίως στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, δηλαδή κατά τη D και D+1 ημέρα, γίνονται σταδιακά εμφανή στοιχεία αποκοπής πάνω από την περιοχή των Βαλκανίων, με την κυκλοφορία να λαμβάνει χαρακτηριστικά τύπου Ωμέγα Εμποδισμού ('ΩME'). Κατά το σχηματισμό αυτό, διακρίνονται ως προς τους χάρτες επιφάνειας δύο βαρομετρικά συστήματα χαμηλών πιέσεων, τοποθετημένα νότια το ένα στην κάθε πλευρά ενός συστήματος υψηλής πίεσης. Η διάταξη των βαρομετρικών αυτών συστημάτων, σχηματίζει το γράμμα Ω της ελληνικής αλφαβήτου. Το σύστημα υψηλής πίεσης, αντιστοιχεί στο μόνιμο αντικυκλώνα των Αζόρων, ο οποίος είναι θερμού τύπου και τοποθετημένος κατά την προκειμένη περίπτωση στη δυτική-βορειοδυτική Ευρώπη, με κέντρο στην περιοχή της Αγγλίας και πίεση στο κέντρο του από 1042 έως 1044 hpa.

Επιπλέον, καθ' όλη τη διάρκεια της τρίτης φάσης της κακοκαιρίας, η οποία έδωσε γενικευμένες χιονοπτώσεις στο σύνολο της περιοχής της Θεσσαλονίκης, μεταξύ 4-5 Ιανουαρίου του 2019, διακρίνονται συστήματα χαμηλών πιέσεων με ξεχωριστά κέντρα στην περιοχή της Σκανδιναβίας και της Ρωσίας. Με αφετηρία ως πρώτη ημέρα χιονόπτωσης (D), τη 4η Ιανουαρίου 2019, ξεχωριστά κέντρα χαμηλών πιέσεων εντοπίζεται και τη D-1 ημέρα (3 Ιανουαρίου 2019), ενώ για τη D-2 ημέρα (2 Ιανουαρίου 2019) διακρίνεται ένα κέντρο βαθιάς ύφεσης, το οποίο από την περιοχή της Σκανδιναβίας, κινείται προς την περιοχή της Ρωσίας με μια κατεύθυνση από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά.

Όσον αφορά στα δύο βαρομετρικά συστήματα χαμηλών πιέσεων, το καθένα τοποθετημένο νότια, στην κάθε πλευρά του αντικυκλώνα, το ένα σύστημα νοτιοανατολικά του Αζορικού αντικυκλώνα, το οποίο αποτελεί κι ένα αποκομμένο

σύστημα (*cut-off low system*), είναι αυτό που επηρέασε την Ελληνική περιοχή, δρώντας ως δυναμικό αίτιο για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη κατά την υπό μελέτη χρονική περίοδο. Το συγκεκριμένο σύστημα, ανάγκασε ψυχρές αέριες μάζες κατερχόμενες από τα βόρεια της Ευρώπης, να αλληλεπιδράσουν με υγρές αέριες μάζες του Αιγαίου, δημιουργώντας έτσι τις προϋποθέσεις για την εκδήλωση χιονοπτώσεων.

Επίσης, τόσο τη D-1 ημέρα (3 Ιανουαρίου), όσο και τη D ημέρα (4 Ιανουαρίου), διακρίνονται κέντρα αβαθών βαρομετρικών χαμηλών στην ευρύτερη περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου, η οποία βρίσκεται νοτιοδυτικά του κέντρου υψηλής πίεσης της βορειοδυτικής Ευρώπης. Παράλληλα, ένα άλλο σημαντικό γνώρισμα της συγκεκριμένης διάταξης, το οποίο γίνεται εύκολα διακριτό είναι η κατά μήκος του αντικυκλώνα κίνηση των υφέσεων, καθότι ο συγκεκριμένος αντικυκλώνας στην επιφάνεια δημιουργεί καταστάσεις εμποδισμού, μη επιτρέποντας την προς ανατολάς κίνηση των βαρομετρικών χαμηλών, με αποτέλεσμα αυτά να κινούνται περιφερειακά αυτού.

Στο χάρτη των 500 hpa, τη D-2 ημέρα (2 Ιανουαρίου), διακρίνονται χαμηλά γεωδυναμικά ύψη στην ευρύτερη περιοχή της Σκανδιναβίας και της Ρωσίας, τα οποία συνδέονται με την παρουσία βαθιάς ύφεσης στην εκεί περιοχή, η οποία κινείται όπως προαναφέρθηκε παραπάνω από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά. Το βασικότερο στοιχείο, το οποίο χαρακτηρίζει τους χάρτες των 500 hpa, κυρίως κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, είναι το στοιχείο της αποκοπής από τη γενική κυκλοφορία στα Βαλκάνια και η δημιουργία κλειστού κέντρου γεωδυναμικών υψών πάνω από την ευρύτερη Ελληνική περιοχή.

Στα παρακάτω που ακολουθούν, γίνεται προσπάθεια σύγκρισης της συμπεριφοράς των γεωδυναμικών υψών και της θερμοκρασίας συγκριμένων ισοβαρικών επιφανειών για την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης, όπου επικρατεί ο Εμποδισμός Ωμέγα ("ΩME") ως τύπος κυκλοφορίας, με τις τιμές των παραμέτρων αυτών που βρήκε ο Γιαννουλάκης στη διατριβή του και περιγράφονται αναλυτικά στην παράγραφο 1.7, της παρούσας διατριβής.

Παρατηρώντας τη συμπεριφορά των γεωδυναμικών υψών αρχικά για τη στάθμη των 850 hpa τη D ημέρα, προκύπτει ότι για τη στάθμη των 850 hpa η ελάχιστη τιμή των γεωδυναμικών υψών καταγράφεται τη D-1 ημέρα, όπου στην προκειμένη περίπτωση το κριτήριο του Γιαννουλάκη για τον Εμποδισμό Ωμέγα ("ΩME") ικανοποιείται. Ο Γιαννουλάκης (2014) στη διατριβή του επιπλέον βρήκε ότι τα γεωδυναμικά ύψη στα 850 hpa εμφανίζουν μέσο όρο τα 1472 gpm, στο διάστημα 1428-1552 gpm, με τυπική απόκλιση τα ± 52 gpm. Αν και κατά τη στιγμή της ραδιοβόλισης (00 UTC) η τιμή του γεωδυναμικού ύψους στα 850 hpa δεν ικανοποιεί την παραπάνω προϋπόθεση του Γιαννουλάκη, με βάση τους χάρτες της συγκεκριμένης στάθμης κοντά στην έναρξη ή και κατά τη διάρκεια των φαινομένων, τα γεωδυναμικά ύψη παρουσιάζουν αύξηση στην τιμή. Το γεγονός αυτό ισχυροποιεί το συμπέρασμα ότι πολύ πιθανόν, η τιμή των διαμορφωθέντων γεωδυναμικών υψών στα 850 hpa κατά τη διάρκεια των φαινομένων να ικανοποιούν τα κριτήρια του Γιαννουλάκη.

Για τα 700 και 300 hpa, οι ελάχιστες τιμές των γεωδυναμικών υψών καταγράφονται τη D ημέρα. Σύμφωνα με το Γιαννουλάκη, τα ελάχιστα γεωδυναμικά ύψη για τα 700 και 300 hpa, καταγράφονται τη D-1 ημέρα. Λαμβάνοντας υπόψη όμως τους χάρτες στις συγκεκριμένες στάθμες, τότε κοντά στην έναρξη, αλλά και κατά τη διάρκεια των φαινομένων, οι τιμές των γεωδυναμικών υψών αυξάνουν σε σχέση με τις τιμές της ραδιοβόλισης (00 UTC). Η τιμή των γεωδυναμικών υψών στα 700 hpa, φαίνεται πως πιθανόν να ξεπερνά την αντίστοιχη τιμή για τη D-1 ημέρα, με αποτέλεσμα τη D-1 ημέρα να καταγράφεται η ελάχιστη τιμή. Για τη στάθμη των 300 hpa, φαίνεται πως η τιμή των γεωδυναμικών υψών για τη D ημέρα συνεχίζει να είναι η ελάχιστη σε σχέση με τη D-1 ημέρα, σύμφωνα με τους χάρτες της συγκεκριμένης στάθμης.

Όσον αφορά στη στάθμη των 500 hpa, στην προκειμένη περίπτωση, σύμφωνα με την τιμή της ραδιοβόλισης (00 UTC) η διαμόρφωση των τιμών των γεωδυναμικών υψών ικανοποιεί τις προϋποθέσεις του Γιαννουλάκη για το συνοπτικό τύπο Ωμέγα Εμποδισμό ('ΩΜΕ'), καθώς η ελάχιστη τιμή σημειώνεται τη D ημέρα. Επίσης, πληρούνται και τα κριτήρια του Γιαννουλάκη, όσον αφορά στο μέσο όρο των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa, σε συνδυασμό με τις μέγιστες και ελάχιστες τιμές, αλλά και την τυπική απόκλιση. Παρατηρώντας όμως τη μεταβολή των γεωδυναμικών υψών για τις 5 Ιανουαρίου, με τη συμβολή των χαρτών της στάθμης των 500 hpa, τότε διακρίνεται μια περεταίρω πτώση των γεωδυναμικών υψών κατά τη διάρκεια της ημέρας αυτής. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η ελάχιστη τιμή που σημειώνεται κατά τη διάρκεια της 5^{ης} Ιανουαρίου να είναι πιθανόν μικρότερη από αυτήν στις 4 Ιανουαρίου, με αποτέλεσμα να μην ικανοποιείται τότε το κριτήριο του Γιαννουλάκη.

Οι μέγιστες τιμές των γεωδυναμικών υψών για τα 850 και 700 hpa, σημειώνονται τη D-2 ημέρα. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι εν προκειμένω δεν πληρούνται οι προϋποθέσεις του Γιαννουλάκη, ο οποίος στη διατριβή του βρίσκει ότι η μέγιστη τιμή για τις δύο αυτές στάθμες, σημειώνεται τη D+1 ημέρα. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται και από τους χάρτες στα 850 και 700 hpa, για τις δύο αυτές ημέρες (D-1, D+1). Για τις στάθμες των 500 και 300 hpa, η μέγιστη τιμή καταγράφεται τη D-2 ημέρα. Το αποτέλεσμα αυτό, ικανοποιεί τις προϋποθέσεις που βρίσκει ο Γιαννουλάκης στην εργασία του.

Όσον αφορά στη D ημέρα, τη στιγμή της ραδιοβόλισης (00 UTC) η θερμοκρασία στα 850 hpa είναι $-7,5^{\circ}\text{C}$. Όμως κοντά στην έναρξη των φαινομένων, σύμφωνα με τον αντίστοιχο χάρτη της συγκεκριμένης ισοβαρικής επιφάνειας, η θερμοκρασία παρουσιάζει περαιτέρω πτώση και κυμαίνεται μεταξύ των -8 και -10°C για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Το στοιχείο αυτό ισχυροποιεί το συμπέρασμα ότι η ελάχιστη θερμοκρασία στο επίπεδο των 850 hpa, είναι πολύ πιθανόν να καταγράφεται τη D ημέρα, πληρώντας έτσι τις προϋποθέσεις σύμφωνα με τη διατριβή του Γιαννουλάκη. Επιπλέον, η τιμή της θερμοκρασίας στη στάθμη των 850 hpa κατά τη στιγμή της ραδιοβόλισης, πληρεί τα κριτήρια του Γιαννουλάκη όσον αφορά στη μέση τιμή αυτής, μαζί με τη μέγιστη και ελάχιστη τιμή και την τυπική απόκλιση.

Για τη στάθμη των 700 hpa, σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση (00 UTC) στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» προκύπτει ότι κατά τη D ημέρα, η θερμοκρασία είναι χαμηλότερη σε σχέση με αυτή της D-2, D-1 και D+1 ημέρας. Το αποτέλεσμα αυτό,

ικανοποιεί την προϋπόθεση του Γιαννουλάκη. Η ελάχιστη θερμοκρασία στα 300 hpa, καταγράφεται τη D-2 ημέρα. Αυτό όμως δεν πληρεί το κριτήριο του Γιαννουλάκη για τον Εμποδισμό Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’), όπου η ελάχιστη τιμή σημειώνεται τη D-1 ημέρα.

Τέλος, για τη στάθμη των 500 hpa, κατά τη D ημέρα καταγράφεται θερμοκρασία ίση με $-34,5^{\circ}\text{C}$, η οποία είναι η δεύτερη ελάχιστη θερμοκρασία μετά από αυτήν που καταγράφεται τη D+1 ημέρα. Όμως κοντά στην έναρξη ή και κατά τη διάρκεια των φαινομένων, σύμφωνα με τον αντίστοιχο χάρτη της συγκεκριμένης ισοβαρικής επιφανείας, παρατηρείται μια περαιτέρω πτώση της θερμοκρασίας. Αυτό ενισχύει το συμπέρασμα ότι πολύ πιθανόν κατά τη D ημέρα, στη συγκεκριμένη στάθμη να καταγράφεται η ελάχιστη θερμοκρασία. Η θερμοκρασία στα 500 hpa, κατά τη στιγμή της ραδιοβόλισης ικανοποιεί τα κριτήρια του Γιαννουλάκη όσον αφορά στο μέσο όρο, αλλά και στη μέγιστη και ελάχιστη τιμή αυτής και την τυπική απόκλιση.

Ο παρακάτω πίνακας (Πίνακας 2.5.1) συνοψίζει τις τιμές των δεικτών χιονόπτωσης και των θερμοδυναμικών παραμέτρων, σύμφωνα με τα δεδομένα της ραδιοβόλισης στις 4 Ιανουαρίου και ώρα 00 UTC.

ΗΜΕΡΑ	Επίπεδο παγοποίησης(hpa)	1000-500 gpm	1000-850 gpm	1000-900 gpm
4/1/2019	1000-963	5223	1286	< 917
ΗΜΕΡΑ	$T+T_d (^{\circ}\text{C})$	$T_W(^{\circ}\text{C})$	$T_W(850) (^{\circ}\text{C})$	$\theta_W(850)(^{\circ}\text{C})$
4/1/2019	-5,6	2,4	-6,8	≈ 8
ΗΜΕΡΑ	$T(850)$	$T(500)$	$\psi_{\text{ως } T_W=0^{\circ}\text{C}}$	Επίπεδο -15°C(hpa)
4/1/2019	-7,5	-34,5	< 1000 ft	714

Πίνακας 2.5.1: Τιμές δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC

Οι τιμές του παράπανω πίνακα, θα συγκριθούν με τις μέσες τιμές των παραμέτρων για τον Εμποδισμό Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’), όπως προέκυψαν από την έρευνα του Γιαννουλάκη (2014) και παρουσιάζονται στην παράγραφο 1.7 της παρούσας διατριβής. Αναλυτικότερα, το πάχος του στρώματος 1000-500 hpa ικανοποιεί τη συνθήκη που ορίζει ο Γιαννουλάκης για τον Εμποδισμό Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’), συμπεριλαμβανομένου και του τυπικού σφάλματος της τιμής. Μάλιστα, η τιμή αυτή βρίσκεται πιο κοντά στη μέση τιμή του πάχους στρώματος 1000-500 hpa για τον τύπο κυκλοφορίας «Εμποδισμό Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’), σε σχέση με αυτήν των υπόλοιπων τύπων που ευνούν τη χιονόπτωση στη Θεσσαλονίκη, σύμφωνα με το Γιαννουλάκη.

Το επίπεδο παγοποίησης κατά την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης, βρίσκεται πολύ κοντά στη στάθμη των 1000 hpa, πληρώνοντας έτσι το κριτήριο του Γιαννουλάκη, όσον αφορά στην στάθμη του επιπέδου αυτού κατά την επικράτηση του Εμποδισμού Ωμέγα (‘‘ΩΜΕ’’), μαζί με την τυπική απόκλιση της τιμής. Το επίπεδο της ισόθερμης των -15°C , βρίσκεται πολύ κοντά στο μέσο επίπεδο των -15°C , μαζί με την τυπική απόκλιση, σύμφωνα με το Γιαννουλάκη.

2.5.2.β Ανάλυση συνοπτικών τύπων καιρού κατά Μπαρσάκη (1999)

Λαμβάνοντας υπόψη τους δύο ευνοϊκούς τύπους για εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη, δηλαδή τον τύπο Α και τύπο Β, τότε προκύπτει ότι ο τύπος που ευνόησε τις χιονοπτώσεις ήταν ο τύπος καιρού Α. Το συγκεκριμένο συμπέρασμα επιβεβαιώνεται από την ύπαρξη ενός αντικυκλώνα στη δυτική και μέρος της κεντρικής Ευρώπης, σε συνδυασμό με την παρουσία μετωπικών υφέσεων στο Ιόνιο και κατά την ανατολική κίνηση αυτών, στο Αιγαίο πέλαγος. Παρακάτω, θα εξεταστούν τα κριτήρια του Μπαρσάκη (1999) όσον αφορά στα γεωδυναμικά ύψη και τη θερμοκρασία σε συγκεκριμένες στάθμες αναφοράς, κατά την επικράτηση του συνοπτικού τύπου καιρού Α, για την υπό μελέτη περίπτωση. Τα κριτήρια αυτά, περιγράφονται αναλυτικά στην παράγραφο 1.7 της παρούσας εργασίας.

Αρχικά, εξετάζοντας τα κριτήρια του Μπαρσάκη σχετικά με τη διακύμανση των γεωδυναμικών υψών για τον τύπο Α, τότε εν προκειμένω τα γεωδυναμικά ύψη στα 850 hpa, δεν ικανοποιούν τα κριτήρια αυτά, διότι η ελάχιστη τιμή αυτών σημειώνεται τη D-1 ημέρα, ενώ σύμφωνα με το Μπαρσάκη για τον τύπο Α σημειώνονται τη D ημέρα. Λαμβάνοντας υπόψη όμως τις τιμές του μέσου όρου, της τυπικής απόκλισης και της μέγιστης και ελάχιστης τιμής των γεωδυναμικών υψών στα 850 hpa σύμφωνα με τον Πίνακα 1.7.β, τότε η τιμή των γεωδυναμικών υψών στη συγκεκριμένη στάθμη για τη D ημέρα, πληρεί τα κριτήρια όσον αφορά στην τυπική απόκλιση και στη μέγιστη και ελάχιστη τιμή αυτών.

Επίσης, η ελάχιστη τιμή των γεωδυναμικών υψών στα 700 hpa, η οποία σημειώνεται τη D ημέρα, ικανοποιεί το κριτήριο του Μπαρσάκη, όσον αφορά στον τύπο Α. Το γεγονός όμως, ότι οι χάρτες της συγκεκριμένης ισοβαρικής επιφάνειας, δείχνουν μια αύξηση των τιμών των γεωδυναμικών υψών κοντά στην έναρξη ή κατά τη διάρκεια των φαινομένων, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πιθανόν το κριτήριο του Μπαρσάκη να μην πληρείται. Για τη στάθμη των 300 hpa, φαίνεται πως η τιμή των γεωδυναμικών υψών για τη D ημέρα συνεχίζει να είναι η ελάχιστη σε σχέση με τη D-1 ημέρα, σύμφωνα με τους χάρτες της συγκεκριμένης στάθμης. Επίσης, με την καταγραφή των ελάχιστων γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa τη D ημέρα, πληρείται το κριτήριο που θέτει ο Μπαρσάκης για τον τύπο Α.

Το γεγονός ότι στη στάθμη των 500 hpa, τα μικρότερα γεωδυναμικά ύψη καταγράφονται τη D ημέρα, δεν ικανοποιεί το κριτήριο που θέτει ο Μπαρσάκης, όπου σύμφωνα με τον ίδιο αυτά καταγράφονται τη D+1 ημέρα. Η περαιτέρω πτώση των γεωδυναμικών υψών όμως, η οποία διακρίνεται κατά τη διάρκεια της ημέρας αυτής σύμφωνα με τους χάρτες της συγκεκριμένης στάθμης, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η ελάχιστη τιμή στις 5 Ιανουαρίου να είναι πιθανόν μικρότερη απ' ό,τι στις 4 Ιανουαρίου, με αποτέλεσμα να ικανοποιείται έτσι το κριτήριο του Μπαρσάκη. Η τιμή όμως των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa για τη D ημέρα, πληρεί τα κριτήρια του Πίνακα 1.7.β, όσον αφορά στην τυπική απόκλιση και στη μέγιστη και ελάχιστη τιμή που λαμβάνει ο συγκεκριμένος δείκτης, κατά την επικράτηση του τύπου Α. Παράλληλα, σύμφωνα με τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων στις 00 UTC, παρατηρείται μια ανάκαμψη των γεωδυναμικών υψών στις στάθμες των 850, 700 και

300 hpa για τη D+1 ημέρα, ικανοποιώντας το κριτήριο του Μπαρσάκη για τον τύπο Α.

Όσον αφορά στο κριτήριο που ορίζει ο Μπαρσάκης για τον τύπο καιρού Α, σχετικά με τη θερμοκρασία στα 850 hpa, τότε στην προκειμένη περίπτωση αυτό δεν ικανοποιείται, καθώς σύμφωνα με τον ίδιο η ελάχιστη θερμοκρασία στα 850 hpa για τον τύπο Α, καταγράφεται τη D ημέρα. Όμως, όπως προαναφέρθηκε παραπάνω το γεγονός ότι κοντά στην έναρξη των φαινομένων ή και κατά τη διάρκεια ακόμη αυτών, σύμφωνα με τον αντίστοιχο χάρτη της συγκεκριμένης ισοβαρικής επιφάνειας, η θερμοκρασία παρουσιάζει περαιτέρω πτώση και κυμαίνεται μεταξύ των -8 και -10°C για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, ισχυροποιεί την άποψη ότι η ελάχιστη θερμοκρασία στα 850 hpa, είναι πολύ πιθανόν να καταγράφεται τη D ημέρα, πληρώνοντας έτσι τις προϋποθέσεις του Μπαρσάκη όσον αφορά στο συνοπτικό τύπο Α.

Για τη στάθμη των 700 hpa, σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση (00 UTC) στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» προκύπτει ότι κατά τη D ημέρα η θερμοκρασία είναι χαμηλότερη σε σχέση με αυτή της D-2, D-1 και D+1 ημέρας. Η συνθήκη αυτή, δεν πληρεί την προϋπόθεση του Μπαρσάκη, καθώς σύμφωνα με τον ίδιο η ελάχιστη θερμοκρασία στα 700 hpa για τον τύπο Α, παρατηρείται τη D+1 ημέρα. Η ελάχιστη θερμοκρασία στα 300 hpa, καταγράφεται τη D-2 ημέρα κι έτσι το κριτήριο του Μπαρσάκη πληρείται, καθώς σύμφωνα με τον ίδιο η χαμηλότερη θερμοκρασία στη στάθμη των 300 hpa, καταγράφεται τη D-1 ημέρα για τον τύπο Α.

Λαμβάνοντας υπόψη το κριτήριο του Μπαρσάκη όσον αφορά στην ελάχιστη θερμοκρασία των 500 hpa, κατά την επικράτηση του τύπου Α, αυτό εν προκειμένω σύμφωνα με την αυστηρή τήρηση των δεδομένων της ραδιοβόλισης (00 UTC) πληρείται, καθότι η ελάχιστη θερμοκρασία καταγράφεται τη D+1 ημέρα. Όμως, επειδή κοντά στην έναρξη και κατά τη διάρκεια των φαινομένων, διακρίνεται μια πτώση της θερμοκρασίας από τους χάρτες των 500 hpa, πιθανόν η θερμοκρασία στα 500 hpa να σημειώνει τιμή κατά τη 4^η Ιανουαρίου για κάποιο χρονικό διάστημα, μικρότερη από αυτή στις 5 Ιανουαρίου. Αυτό βέβαια θα έχει ως αποτέλεσμα τελικά το κριτήριο του Μπαρσάκη να μην πληρείται.

Με βάση τη ραδιοβόλιση της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), η οποία ορίζεται ως η πρώτη ημέρα χιονόπτωσης, διαπιστώνεται ότι η θερμοκρασία στο στρώμα 900-700 hpa παραμένει σχεδόν σταθερή, αποτέλεσμα το οποίο ικανοποιεί το κριτήριο που θέτει ο Μπαρσάκης, όσον αφορά στον τύπο Α. Επίσης, από το προφίλ της ατμόσφαιρας σύμφωνα με τη συγκεκριμένη ραδιοβόλιση, διακρίνονται αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας από το έδαφος έως περίπου τη στάθμη των 532 hpa, ικανοποιώντας την προϋπόθεση που θέτουν οι Μπαρσάκης και Μακρογιάννης για αυξημένη σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας από το έδαφος έως περίπου τα 600 hpa, όσον αφορά στον τύπο Α.

Ο πίνακας που ακολουθεί παρακάτω (Πίνακας 2.5.2), συνοψίζει τις τιμές των θερμοδυναμικών παραμέτρων για τη D ημέρα, οι οποίες είναι βασικές για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη. Οι τιμές αυτές συγκρίνονται με αυτές που ορίζει ο Μπαρσάκης στη διατρίβη του, όσον αφορά στον τύπο Α και συνοψίζονται στους Πίνακες 1.7.α και 1.7.β.

ΗΜΕΡΑ	Επίπεδο παγοποίησης(hpa)	1000-500 gpm	1000-850 gpm	1000-900 gpm
4/1/2019	1000-963	5223	1286	< 917
ΗΜΕΡΑ	$T+T_d (^{\circ}C)$	$T_W(^{\circ}C)$	$T_W(850) (^{\circ}C)$	$\theta_W(850)(^{\circ}C)$
4/1/2019	-5,6	2,4	-6,8	≈ 8
ΗΜΕΡΑ	$T(850)$	$T(500)$	ύψος $T_W=0^{\circ}C$	Επίπεδο $-15^{\circ}C(hpa)$
4/1/2019	-7,5	-34,5	< 1000 ft	714

Πίνακας 2.5.2: Τιμές δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων σύμφωνα με τη ραδιοβόλιση της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC

Η τιμή του πάχους του στρώματος 1000-500 hpa, για τη D ημέρα είναι 5223 gpm. Η τιμή αυτή σύμφωνα με τον Πίνακα 1.7.α, βρίσκεται πιο κοντά στη τιμή του τύπου A. Το πάχος του στρώματος 1000-850 hpa έχει τιμή ίση με 1286 gpm. Η τιμή αυτή φαίνεται ότι αποκλίνει περισσότερο από την καθορισμένη τιμή του τύπου A, όπως ορίζεται από τον Μπαρσάκη. Το στρώμα 1000-900 hpa κατά την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης, έχει πάχος μικρότερο από 915 hpa, τιμή η οποία βρίσκεται πιο κοντά σε αυτήν του τύπου A σύμφωνα με τον Πίνακα 1.7.α. Το επίπεδο παγοποίησης κυμαίνεται μεταξύ των 1000 και 963 hpa. Η τιμή του επιπέδου παγοποίησης για τον τύπο A σύμφωνα με το Μπαρσάκη, περιέχεται στο παραπάνω εύρος τιμών κι οπότε το συγκεκριμένο κριτήριο πληρείται. Η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850 hpa έχει τιμή ίση με $-6,8^{\circ}C$, η οποία δεν αποκλίνει πολύ από τη μέση τιμή που βρίσκει ο Μπαρσάκης στην εργασία του. Επίσης, η δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850 hpa είναι περίπου $8^{\circ}C$, τιμή η οποία απέχει από τη μέση τιμή της συγκεκριμένης παραμέτρου για τον τύπο A.

Έπειτα, γίνεται σύγκριση των θερμοκρασιών στις στάθμες των 850 και 500 hpa, με τις τιμές του Πίνακα 1.7.β, ως προς το μέσο όρο, την τυπική απόκλιση και το εύρος αυτών. Όσον αφορά στη θερμοκρασία των 850 hpa, αυτή σύμφωνα με τα δεδομένα της ραδιοβόλισης στις 00 UTC, τη D ημέρα έχει τιμή ίση με $-7,5^{\circ}C$. Η τιμή αυτή, πληρεί και το κριτήριο της τυπικής απόκλισης της θερμοκρασίας για τη συγκεκριμένη στάθμη, αλλά και το εύρος αυτής ως προς τη μέγιστη και ελάχιστη τιμή. Όσον αφορά στη θερμοκρασία των 500 hpa, έχει τιμή ίση με $-34,5^{\circ}C$. Η τιμή αυτή περιέχεται στο εύρος τιμών, ως προς τη μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία σύμφωνα με τον Πίνακα 1.7.β, αλλά δεν πληρεί όμως το κριτήριο της τυπικής απόκλισης της τιμής.

2.5.3 Εξέταση των τιμών των δεικτών χιονόπτωσης κατά Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου (2000)

Εξετάζοντας τα κριτήρια που θέτουν οι Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου (2000) όσον αφορά στις τιμές κάποιων κρίσιμων δεικτών χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, θα γίνει σύγκριση των κρίσιμων αυτών τιμών, με τις διαμορφωθείσες τιμές κατά την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης, δηλαδή τη 4^η Ιανουαρίου 2019. Οι μέσες τιμές, καθώς και οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές αυτών των δεικτών χιονόπτωσης, συνοψίζονται στον Πίνακα 1.7.α της παραγράφου 1.7, της παρούσας εργασίας.

Συγκεκριμένα, όσον αφορά στην παράμετρο του πάχους του στρώματος 1000-850 hpa, κατά την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης αυτό έχει τιμή ίση με 1286 grm. Η τιμή αυτή εμπεριέχεται στο εύρος τιμών, όπως έχει οριστεί απ' τους Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Μάλιστα, η συγκεκριμένη τιμή του δείκτη προσεγγίζει περισσότερο την ελάχιστη τιμή του δείκτη αυτού χιονόπτωσης, σύμφωνα με τον Πίνακα 1.7.α. Το πάχος του στρώματος 1000-900 hpa, προκύπτει να έχει τιμή μικρότερη των 915 grm κατά την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης. Η τιμή αυτή πολύ πιθανόν εμπεριέχεται στο διάστημα τιμών του Πίνακα 1.7.α, για το συγκεκριμένο δείκτη, σύμφωνα με τους Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου.

Τέλος, όσον αφορά στην παράμετρο του επιπέδου παγοποίησης, αυτό την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, τοποθετείται μεταξύ των 1000 και 963 hpa. Το συγκεκριμένο εύρος του επιπέδου παγοποίησης, δεν ικανοποιεί το κριτήριο των Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου, όσον αφορά στο διάστημα τιμών μέσα στο οποίο κινείται ο συγκεκριμένος δείκτης χιονόπτωσης για την περιοχή της Θεσσαλονίκης και παρουσιάζεται στον Πίνακα 1.7.α της παραγράφου 1.7.

2.6 ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΕΣ ΑΕΡΑ ΣΤΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΩΝ ΗΜΕΡΩΝ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ

Με τη χρήση δεδομένων του αυτόματου μετεωρολογικού σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κατά τη διάρκεια της εξέλιξης των φαινομένων χιονόπτωσης, γίνεται σύγκριση και επαλήθευση, μεταξύ των όσων διαπιστώθηκαν από τις αναλύσεις των διαθέσιμων μετεωρολογικών εργαλείων (χάρτες καιρού, ραδιοβολίσεις) και των μετεωρολογικών παραμέτρων που διαμορφώθηκαν στην υπό μελέτη περιοχή. Οι χρονικές στιγμές που αναφέρονται παρακάτω, αφορούν στην τοπική ώρα της περιοχής η οποία μελετάται.

Ξεκινώντας από την πρώτη ημέρα, όπου παρατηρήθηκαν χιονοπτώσεις στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, δηλαδή στις 3 Ιανουαρίου 2019, ως προς την παράμετρο της θερμοκρασίας του αέρα, η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας καταγράφηκε στις 00 της 3^{ης} Ιανουαρίου κι όχι τις πρώτες πρωινές ώρες (κατά την ανατολή του Ηλίου) όπως συνηθίζεται, με τη τιμή της μέγιστης θερμοκρασίας να φτάνει στους 4,4°C. Μεταξύ προμεσημβρινών και μεσημβρινών ωρών, καταγράφηκε μια μικρή αύξηση της θερμοκρασίας, ενώ στη συνέχεια προς τις απογευματινές ώρες, ακολούθησε μια σημαντικότερη πτώση της θερμοκρασίας. Η ελάχιστη θερμοκρασία, σημειώνεται στις 11 το βράδυ (0,3°C). Η συμπεριφορά αυτή της θερμοκρασίας του εδάφους κατά τη 3^η Ιανουαρίου 2019, επαληθεύεται τόσο από τους χάρτες της στάθμης των 500 και 850 hpa, όσο και από τους χάρτες thickness του στρώματος 1000-500 hpa και την αντίστοιχη ραδιοβόλιση (00 UTC), όπου διακρίνεται εύκολα ότι η ψυχρή μεταφορά άρχισε να λαμβάνει χώρα στη βόρεια Ελλάδα, προς το τέλος της 2^{ης} Ιανουαρίου 2019 και κυρίως κατά τη διάρκεια της νύχτας της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 και προς το ξημέρωμα αυτής.

Συγκρίνοντας κατόπιν, τις καταγεγραμμένες επί του εδάφους θερμοκρασίες, για τις αμέσως επόμενες δύο ημέρες χιονόπτωσης, δηλαδή για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, διακρίνονται οι αρκετά χαμηλές θερμοκρασίες καθ' όλη τη διάρκεια του 24-ώρου. Όσον αφορά στις 4 Ιανουαρίου 2019, η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας σημειώνεται στις 9 το πρωί ($0,4^{\circ}\text{C}$), ενώ η ελάχιστη θερμοκρασία καταγράφεται στις 11 το βράδυ ($-2,6^{\circ}\text{C}$). Για τις 5 Ιανουαρίου 2019, η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας είναι ίση με $1,8^{\circ}\text{C}$, η οποία καταγράφεται στις 12 το μεσημέρι, ενώ η ελάχιστη είναι ίση με $-3,4^{\circ}\text{C}$ και καταγράφεται στις 8 το απόγευμα. Παρατηρώντας τις τιμές των καταγεγραμμένων αυτών θερμοκρασιών, προκύπτει ότι στις 4 Ιανουαρίου για τις 21 από τις 24 ώρες της ημέρας, οι θερμοκρασίες ήταν κάτω από τους 0°C ή ακόμη και 0°C , ενώ για τις 3 αυτές ώρες του 24-ώρου, αν και είχαν θετικό πρόσημα, ήταν μικρότερες από $0,5^{\circ}\text{C}$. Έτσι, οι πολύ χαμηλές θερμοκρασίες και ο ισχυρός παγετός που επικράτησε κατά την ημέρα αυτή, παρότι υπήρξαν 3 ώρες, όπου η θερμοκρασία του αέρα ανέβηκε λίγο πάνω από τους 0°C , δημιούργησαν ιδιαίτερα ψυχρές συνθήκες.

Όσον αφορά στις 5 Ιανουαρίου 2019, για τις 20 από τις 24 ώρες της ημέρας, επικρατούσαν αρνητικές θερμοκρασίες επιφάνειας, ενώ 4 από τις 24 ώρες και ειδικότερα μεταξύ 10:00 και 13:00, καταγράφηκαν θερμοκρασίες επιφάνειας θετικές και μεγαλύτερες από $0,5^{\circ}\text{C}$, αλλά μικρότερες από τους 2°C . Συγκρίνοντας τους μέσους όρους της θερμοκρασίας, μεταξύ της 4^{ης} και 5^{ης} Ιανουαρίου για κάθε μέρα χωριστά, προκύπτει ότι η μέση θερμοκρασία της 5^{ης} Ιανουαρίου ($-1,6^{\circ}\text{C}$), ήταν μικρότερη από την αντίστοιχη της 4^{ης} Ιανουαρίου ($-0,9^{\circ}\text{C}$). Τα συμπεράσματα τα οποία προκύπτουν από τη διαμόρφωση των θερμοκρασιών στην επιφάνεια, είναι ότι κατά τις δύο αυτές ημέρες τόσο της 4^{ης} όσο και της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019, η ψυχρή μεταφορά βρισκόταν στη μέγιστή της φάση, γεγονός το οποίο επαληθεύεται και από τους χάρτες των 500 και 850 hpa και από τους χάρτες thickness του στρώματος 1000-500 hpa, αλλά και από τα Skew T-log P διαγράμματα των ημερών αυτών (00 UTC).

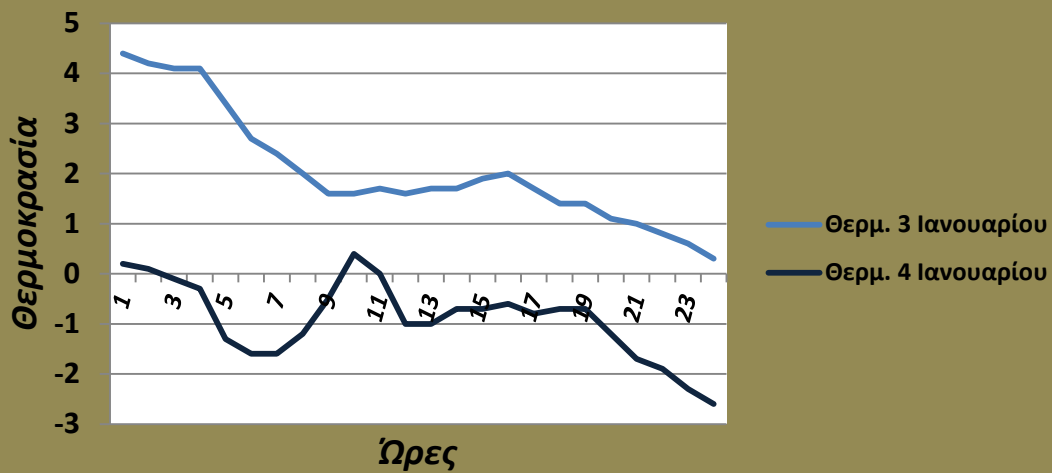
Για τις 6 Ιανουαρίου 2019, σύμφωνα με τις καταγραφές του μετεωρολογικού σταθμού, διακρίνεται μια άνοδος της θερμοκρασίας, κυρίως μετά την ανατολή του Ηλίου. Η ελάχιστη θερμοκρασίας της ημέρας, καταγράφεται στις 5 το ξημέρωμα (-5°C), ενώ η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας καταγράφεται στις 12 η ώρα και φτάνει στους $6,1^{\circ}\text{C}$. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα, ότι η ψυχρή μεταφορά εξασθενεί στην περιοχή, οι ψυχρές αέριες μάζες βρίσκονται σε αποδρομή, γεγονός το οποίο βεβαιώνεται και από τους χάρτες των 500 και 850 hpa, από τους χάρτες thickness του στρώματος 1000-500 hpa και από τα δεδομένα της ραδιοβόλισης κατά τη συγκεκριμένη ημέρα (00 UTC). Επίσης, είναι χρήσιμο να ειπωθεί ότι ο καταγεγραμμένος από το μετεωρολογικό σταθμό στις 6 Ιανουαρίου 2019 υετός, προέρχεται από το λιώσιμο του χιονιού κι όχι ως αποτέλεσμα βροχόπτωσης. Συγκρίνοντας τις θερμοκρασίες επιφάνειας για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, μεταξύ της ραδιοβόλισης κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή και του αυτόματου μετεωρολογικού σταθμού του Α.Π.Θ, διακρίνεται μια μικρή διαφορά ως προς τις τιμές αυτές. Η θερμοκρασία που καταγράφεται στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» μέσω της ραδιοβόλισης είναι κατά 1 βαθμό υψηλότερη, απ' ότι η



καταγεγραμμένη θερμοκρασία από τον μετεωρολογικό σταθμό του Α.Π.Θ για την ίδια χρονική στιγμή. Αυτή η διαφοροποίηση, οφείλεται στο γεγονός ότι η ψυχρή εισβολή κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, βρίσκεται στην έναρξή της και η ψυχρή αέρια μάζα κινείται από τα βόρεια-βορειοδυτικά προς τα νότια-νοτιοανατολικά. Οπότε, επηρεάζονται πρώτα δυτικότερες και κεντρικότερες περιοχές του νομού Θεσσαλονίκης και κατόπιν ανατολικότερες.

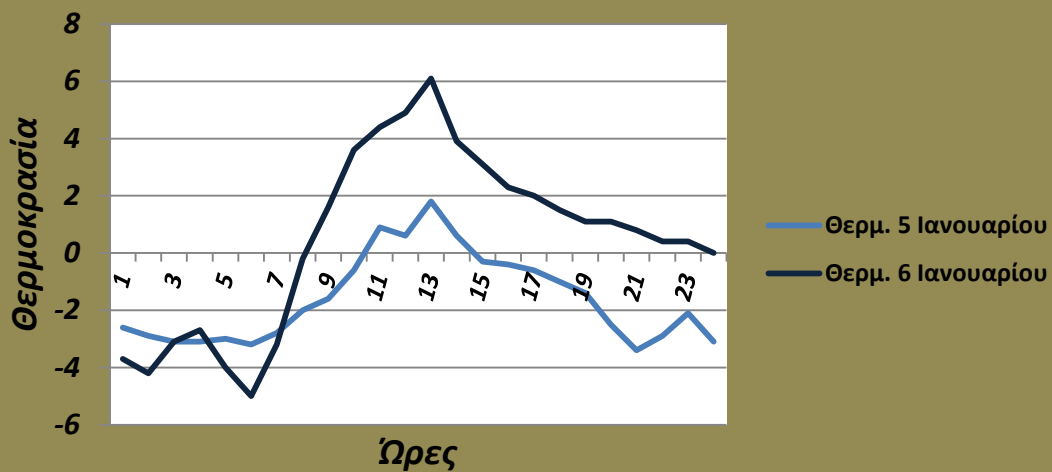
Στα διαγράμματα παρακάτω (Σχήμα 2.6.1, Σχήμα 2.6.2), παρουσιάζεται η πορεία της θερμοκρασίας στη Θεσσαλονίκη (μπλε καμπύλη), ανά ώρα και ανά ημέρα για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019. Στο Σχήμα 2.6.1, απεικονίζεται η πορεία της θερμοκρασίας ανά ώρα για τις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019, ενώ στο Σχήμα 2.6.2 η πορεία της θερμοκρασίας ανά ώρα, για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019.

Ημερήσια πορεία θερμοκρασίας για τις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019



Σχήμα 2.6.1: Ημερήσια πορεία θερμοκρασίας ανά ώρα (τοπική ώρα) για τις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019 αντίστοιχα

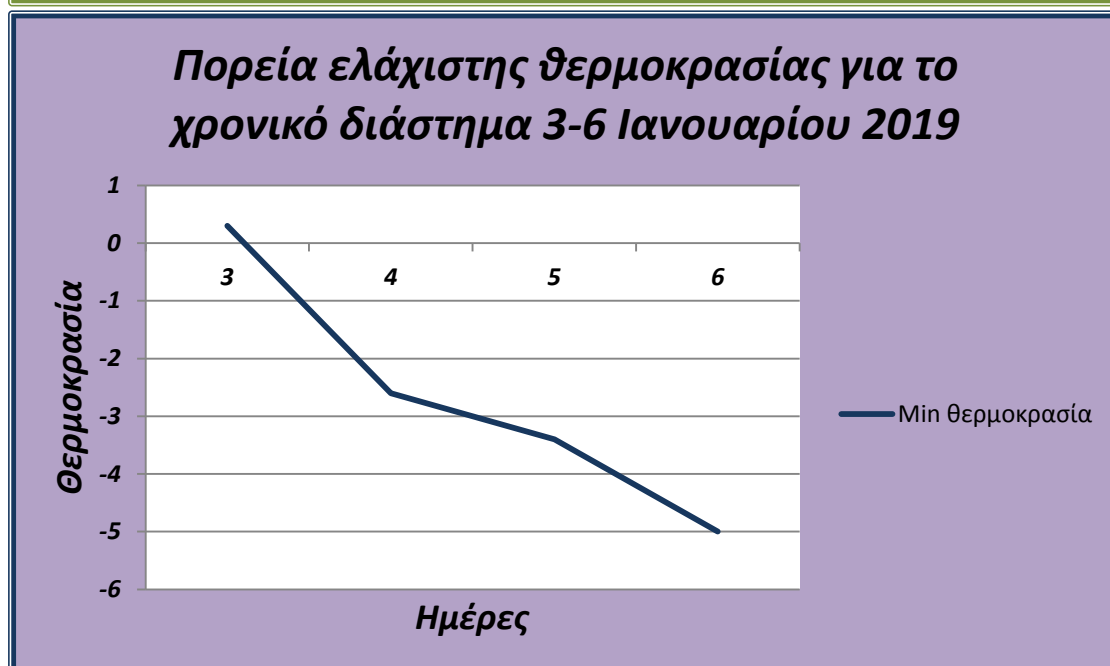
Ημερήσια πορεία θερμοκρασίας για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019



Σχήμα 2.6.2: Ημερήσια πορεία θερμοκρασίας ανά ώρα (τοπική ώρα) για τις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019 αντίστοιχα

Στα παρακάτω σχήματα που ακολουθούν (Σχήμα 2.6.3), απεικονίζεται η πορεία της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019. Συγκεκριμένα, στο πρώτο κατά σειρά γράφημα του σχήματος 2.6.3, φαίνεται η

πορεία της μέγιστης θερμοκρασίας (κόκκινη καμπύλη) για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, ενώ στο δεύτερο κατά σειρά γράφημα του σχήματος 2.6.3, η πορεία της ελάχιστης θερμοκρασίας (μπλε καμπύλη) για το ίδιο χρονικό διάστημα.



Σχήμα 2.6.3: Πορεία μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019

Στο σχήμα που ακολουθεί παρακάτω (Σχήμα 2.6.4), απεικονίζεται η μέση θερμοκρασία (πράσινη καμπύλη) για κάθε ημέρα από τις 3 έως τις 6 Ιανουαρίου 2019. Σύμφωνα με το γράφημα, η μικρότερη μέση θερμοκρασία για το χρονικό

διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, σημειώνεται στις 5 Ιανουαρίου 2019 κι έχει τιμή ίση με $-1,6^{\circ}\text{C}$. Δεύτερη σε σειρά ημέρα με τη χαμηλότερη μέση θερμοκρασία, ακολουθεί η 4^η Ιανουαρίου 2019, κατά την οποία η μέση θερμοκρασία κυμαίνεται στους $-0,9^{\circ}\text{C}$. Έπειτα, ακολουθεί η 6^η Ιανουαρίου 2019 ως προς τη χαμηλότερη μέση θερμοκρασία, με τιμή ίση με $0,5^{\circ}\text{C}$ και τέλος η 3^η Ιανουαρίου 2019, με τιμή ίση με $2,1^{\circ}\text{C}$. Με βάση λοιπόν την κατανομή της μέσης θερμοκρασίας, για κάθε ημέρα από τις 3 έως και τις 6 Ιανουαρίου 2019, προκύπτει συμπερασματικά ότι η ψυχρότερη ημέρα καθ' όλη τη διάρκεια της υπό μελέτη κακοκαιρίας, ήταν η 5^η Ιανουαρίου 2019, ακολούθησε η 4^η Ιανουαρίου, η 6^η Ιανουαρίου και τέλος η 3^η Ιανουαρίου, η οποία ήταν η θερμότερη ημέρα κατά τη διάρκεια της κακοκαιρίας.



Σχήμα 2.6.4: Μέση θερμοκρασία ανά ημέρα για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019

Λαμβάνοντας υπόψη τα κλιματικά δεδομένα του Ιανουαρίου για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, σύμφωνα με την Εθνική Μετεωρολογική υπηρεσία, τότε η μέση μηνιαία θερμοκρασία του Ιανουαρίου για τη Θεσσαλονίκη είναι $5,4^{\circ}\text{C}$, η μέση ελάχιστη θερμοκρασία $1,5^{\circ}\text{C}$ και η μέση μέγιστη θερμοκρασία $9,3^{\circ}\text{C}$. Με βάση το αρχείο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών για την περιοχή της Θεσσαλονίκης, η μέση θερμοκρασία για το μήνα Ιανουάριο είναι ίση με 5°C , η μέση ελάχιστη θερμοκρασία του μήνα $1,2^{\circ}\text{C}$ και η μέση μέγιστη θερμοκρασία $9,1^{\circ}\text{C}$.

Συγκρίνοντας τις μέσες, τις ελάχιστες και τις μέγιστες θερμοκρασίες ανά ημέρα, για τη χρονική περίοδο 3-6 Ιανουαρίου 2019, επιτυγχάνεται ο εντοπισμός της πιθανής απόκλισης της θερμοκρασίας από το μέσο κλιματικό όρο για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Για τις 3 Ιανουαρίου 2019, η μέση θερμοκρασία σύμφωνα με τα δεδομένα του αυτόματου μετεωρολογικού σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κυμαίνεται στους $2,1^{\circ}\text{C}$, η ελάχιστη θερμοκρασία

στους 0.3°C και η μέγιστη στους 4.4°C . Συγκρίνοντας τις τιμές αυτές, με τις μέσες κλιματικές τιμές για τον Ιανουάριο, προκύπτει ότι η θερμοκρασία για τις 3 Ιανουαρίου 2019, βρίσκεται περίπου 3°C κάτω από τα μέσα κλιματικά δεδομένα και η μέγιστη θερμοκρασία περίπου 5°C κάτω από τις μέσες κλιματικές τιμές.

Για τις 4 Ιανουαρίου 2019, η μέση θερμοκρασία διαμορφώνεται στους -0.9°C , η ελάχιστη θερμοκρασία στους -2.6°C και η μέγιστη στους 0.4°C . Συγκρινόμενες οι θερμοκρασιακές αυτές τιμές, με τις μέσες κλιματικές, τότε η θερμοκρασία για τις 4 Ιανουαρίου 2019, βρίσκεται περίπου 4.5°C κάτω από τις κανονικές τιμές, η ελάχιστη θερμοκρασία περίπου $1-1.5^{\circ}\text{C}$, ενώ η μέγιστη περίπου 9°C κάτω από τις μέσες κλιματικές τιμές για το μήνα Ιανουάριο. Στις 5 Ιανουαρίου 2019, η μέση θερμοκρασία της ημέρας είναι -1.6°C , η ελάχιστη -3.4°C και η μέγιστη 1.8°C . Οι τιμές αυτές, αποκλίνουν από το μέσο όρο κατά 3.5°C περίπου όσον αφορά στη μέση θερμοκρασία της ημέρας, κατά 2°C περίπου όσον αφορά στην ελάχιστη θερμοκρασία της ημέρας και κατά 7.5°C περίπου όσον αφορά στη μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας.

Στις 6 Ιανουαρίου 2019, η μέση θερμοκρασία είναι ίση με 0.5°C , η ελάχιστη θερμοκρασία ίση με -5°C και η μέγιστη ίση με 6.1°C . Η μέση θερμοκρασία για τη συγκεκριμένη ημέρα, απέχει από το μέσο κλιματικό όρο του μήνα κατά $4.5-5^{\circ}\text{C}$ περίπου, η ελάχιστη θερμοκρασία κατά $3.5-4^{\circ}\text{C}$ περίπου από τη μέση ελάχιστη θερμοκρασία του μήνα και η μέγιστη θερμοκρασία κατά 3°C περίπου από τη μέση μέγιστη θερμοκρασία του Ιανουαρίου για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Οι διαμορφωθείσες τιμές της θερμοκρασίας καθ' όλη τη διάρκεια της υπό μελέτη περιόδου, δηλαδή το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, συγκρινόμενες με τις μέσες κλιματικές τιμές του μήνα, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι βρίσκονταν κάτω από το μέσο όρο για το μήνα Ιανουάριο.

2.7 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΚΥΜΑΝΣΗΣ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ (ΝΑΟ) ΣΤΗΝ ΕΥΡΩΠΗ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΙΚΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ 2-6 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2019

Κατά τη μελέτη της συγκεκριμένης κακοκαιρίας, η οποία επηρέασε γενικότερα την Ελλάδα και ειδικότερα την περιοχή της Θεσσαλονίκης με χιονοπτώσεις, είναι χρήσιμο να μελετηθεί και να αναλυθεί ο δείκτης κάποιων σημαντικών «teleconnection patterns» ή «τηλεσυνδέσεων» πάνω από την περιοχή της Ευρώπης.

Ο όρος «**τηλεσύνδεση**», αναφέρεται στη στατιστικά σημαντική συσχέτιση που παρατηρείται ανάμεσα σε γεωγραφικά απομακρυσμένες περιοχές και αφορά στις διακυμάνσεις των κλιματικών τους παραμέτρων (*American Meteorological Society, 2000*). Οι κυμάνσεις ή τηλεσυνδέσεις, αφορούν σε διάφορα ζεύγη περιοχών του πλανήτη, που απέχουν σημαντική απόσταση μεταξύ τους, παρουσιάζουν το φαινόμενο της περιοδικής μεταβολής της ατμοσφαιρικής πίεσης, με διαφορά φάσης περίπου 180° (<https://eclass.upatras.gr>).

Κάποιες βασικές κατηγορίες κυμάνσεων-τηλεσυνδέσεων είναι οι εξής:

- *Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO)*
- *Νότια Κύμανση (Southern Oscillation-SO)*
- *Κύμανση του Βορείου Ειρηνικού (North Pacific Oscillation-PNA)*
- *Αρκτική Κύμανση (Artic Oscillation-AO)*
- *Κύμανση Ανταρκτικής (Antarctic Oscillation-AAO)*
- *Κύμανση Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας (North Sea-Caspian Pattern-NCP)*
- *Κύμανση του Νοτίου Ειρηνικού (El Nino-ENSO)*

Στην παρούσα διατριβή, θα μελετηθούν οι μεταβολές των φάσεων της Κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού (NAO), η οποία λαμβάνει χώρα στην Ευρωπαϊκή ήπειρο και οι μεταβολές του δείκτη της επηρεάζουν και τον καιρό της Ελλάδας.

Ο όρος «**Κύμανση του Βορείου Ατλαντικού (NAO)**», αναφέρεται στην παρατηρούμενη εναλλαγή των ατμοσφαιρικών αερίων μαζών, μεταξύ των Υποτροπικών και Υποπολικών περιοχών του Βορείου Ατλαντικού. Η συγκεκριμένη κύμανση, χαρακτηρίζεται από μεταβολές σε μηνιαία και εποχιακή βάση, της βαροβαθμίδας και των γεωδυναμικών υψών σε συγκεκριμένες στάθμες, μεταξύ των δύο γνωστών κέντρων δράσης της περιοχής, δηλαδή του αντικυκλώνα των Αζορών και του χαμηλού της Ισλανδίας (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004). Επίσης, είναι ισχυρά συνδεδεμένη με την κλιματική μεταβλητότητα του βορείου Ημισφαιρίου, ειδικά της ανατολικής Αμερικής και της δυτικής Ευρώπης (Rousi κ.α, 2013). Για την εκτίμηση των μεταβολών αυτών, χρησιμοποιείται ο «**Δείκτης NAO**».

Οι τιμές του Δείκτη NAO, μπορεί να είναι θετικές ή αρνητικές. Συγκεκριμένα, η θετική φάση του NAO, χαρακτηρίζεται από:

- Ανωμαλίες χαμηλής πίεσης στην περιοχή της Ισλανδίας και της Αρκτικής
- Ανωμαλίες υψηλής πίεσης στον υποτροπικό Ατλαντικό
- Ισχυροί δυτικοί άνεμοι στα μέσα γεωγραφικά πλάτη
- Ψυχρές συνθήκες στο βορειοδυτικό Ατλαντικό
- Θερμές συνθήκες στην Ευρώπη
- Υγρές συνθήκες από την Ισλανδία έως τη Σκανδιναβία
- Ξηρές συνθήκες στη νότια Ευρώπη (Rousi κ.α, 2013)

Η αρνητική φάση του δείκτη NAO, χαρακτηρίζεται από:

- Αδύναμο αντικυκλώνα των Αζορών και ασθενές χαμηλό της Ισλανδίας
- Λιγότερες και ασθενέστερες χειμερινές καταιγίδες
- Εισροή υγρού αέρα στη Μεσόγειο
- Εισροή ψυχρού αέρα στη βόρεια Ευρώπη (Rousi κ.α, 2013)

Με βάση τα ημερήσια δεδομένα των τιμών του δείκτη NAO για τον Ιανουάριο 2019, προκύπτουν ασφαλή συμπεράσματα για την ατμοσφαιρική κυκλοφορία που επικρατούσε στην περιοχή της Ευρώπης, σε χρονικό διάστημα πολύ κοντά στην περίοδο μελέτης, η οποία συνέβαλλε και στη ψυχρή εισβολή που έλαβε χώρα στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. Τα αποτελέσματα, τα οποία διεξάγονται από την

ανάλυση και μελέτη των τιμών του δείκτη NAO, εξετάζονται λίγο παρακάτω στην παρούσα ενότητα.

Όσον αφορά στις τιμές του δείκτη NAO, στη χρονοσειρά των ημερήσιων δεδομένων μελετώνται οι τιμές του δείκτη NAO, για το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019. Για τη διεξαγωγή συμπερασμάτων, επιλέγονται χάρτες επιφάνειας για το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC ανά ημέρα. Η επιλογή ενός χάρτη στις 12 UTC για κάθε ημέρα, γίνεται με σκοπό να προκύψει μια μέση εικόνα της συνοπτικής κατάστασης της εκάστοτε ημέρας και τη σύνδεση αυτών με τις τιμές των δεικτών NAO, που προκύπτουν για κάθε ημέρα.

Οι αρνητικές τιμές του δείκτη NAO, συνδέονται με επικράτηση “Συστημάτων Εμποδισμού (*Blocking Patterns*)”, σε περιοχές της δυτικής και βόρειας Ευρώπης και με εξασθένηση του χαμηλού της Ισλανδίας. Αντίθετα, οι θετικές τιμές του δείκτη NAO συνδέονται με την περίπτωση, όπου ο αντικυκλώνας των Αζορών εμφανίζεται αρκετά ενισχυμένος, δηλαδή η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του αυξάνει και το χαμηλό της Ισλανδίας παράλληλα ενισχύεται, δηλαδή η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο του μειώνεται.

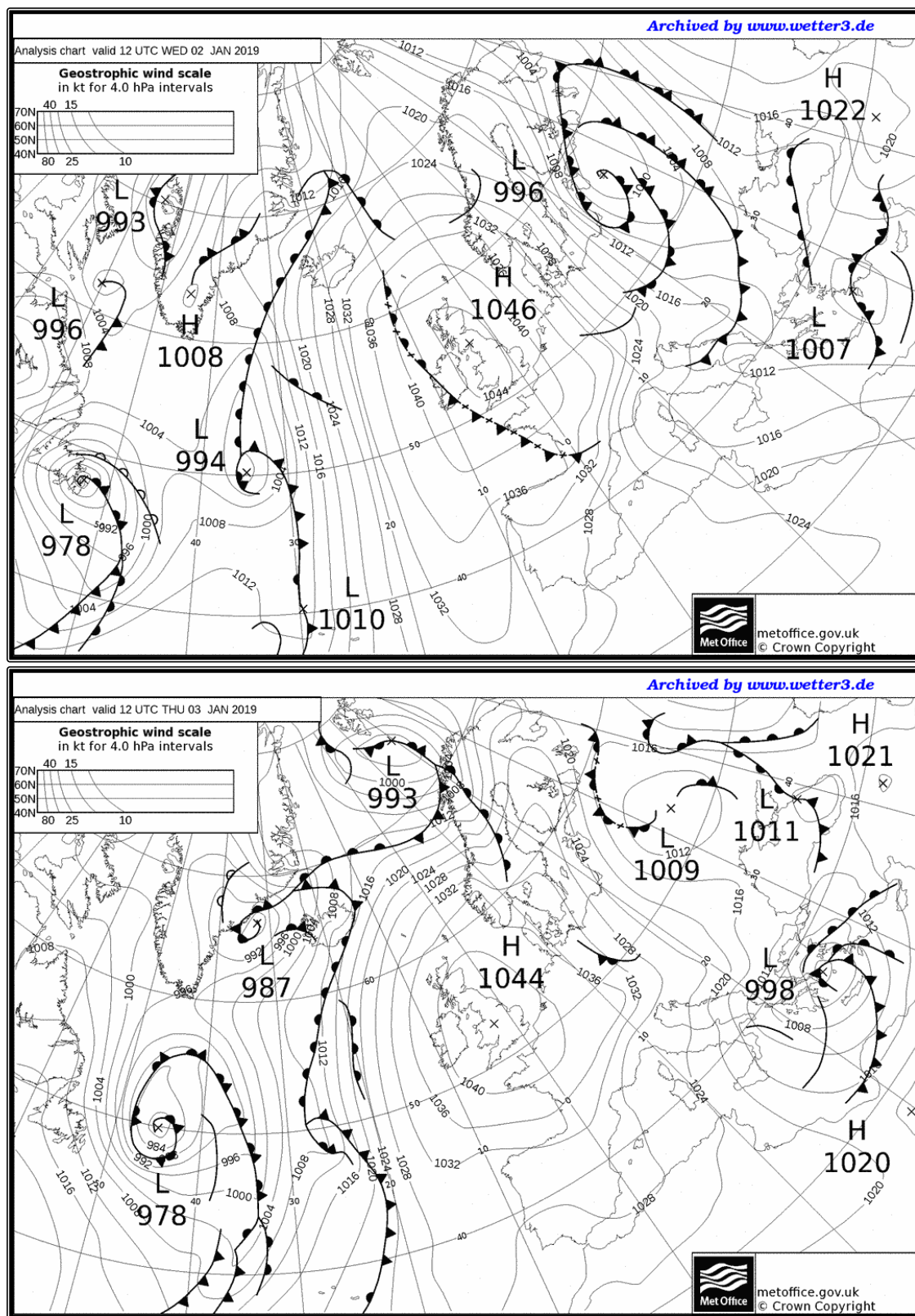
Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3), παρουσιάζονται για κάθε ημέρα, από τις 2 έως τις 7 Ιανουαρίου 2019, οι αντίστοιχες τιμές του δείκτη NAO. Η πρώτη στήλη του πίνακα περιέχει τις ημερομηνίες από 2 έως 7 Ιανουαρίου 2019, ενώ η δεύτερη στήλη περιέχει τις τιμές του δείκτη του NAO, για κάθε ημέρα χωριστά.

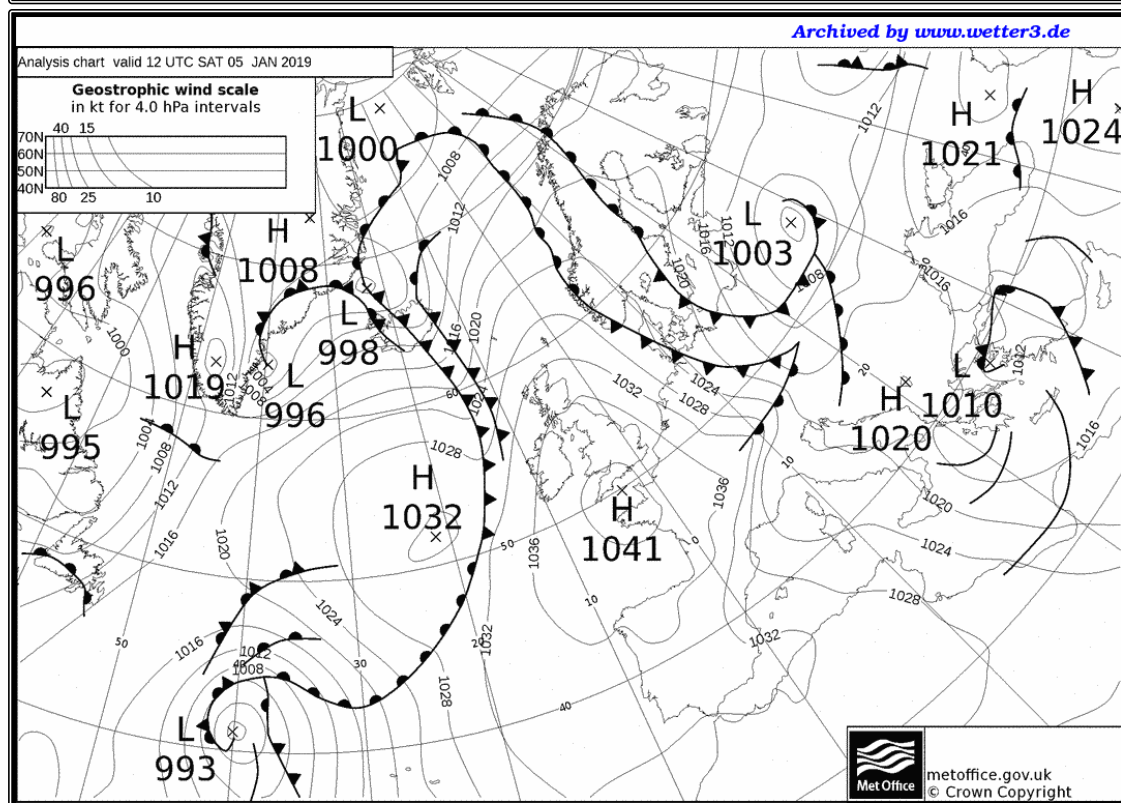
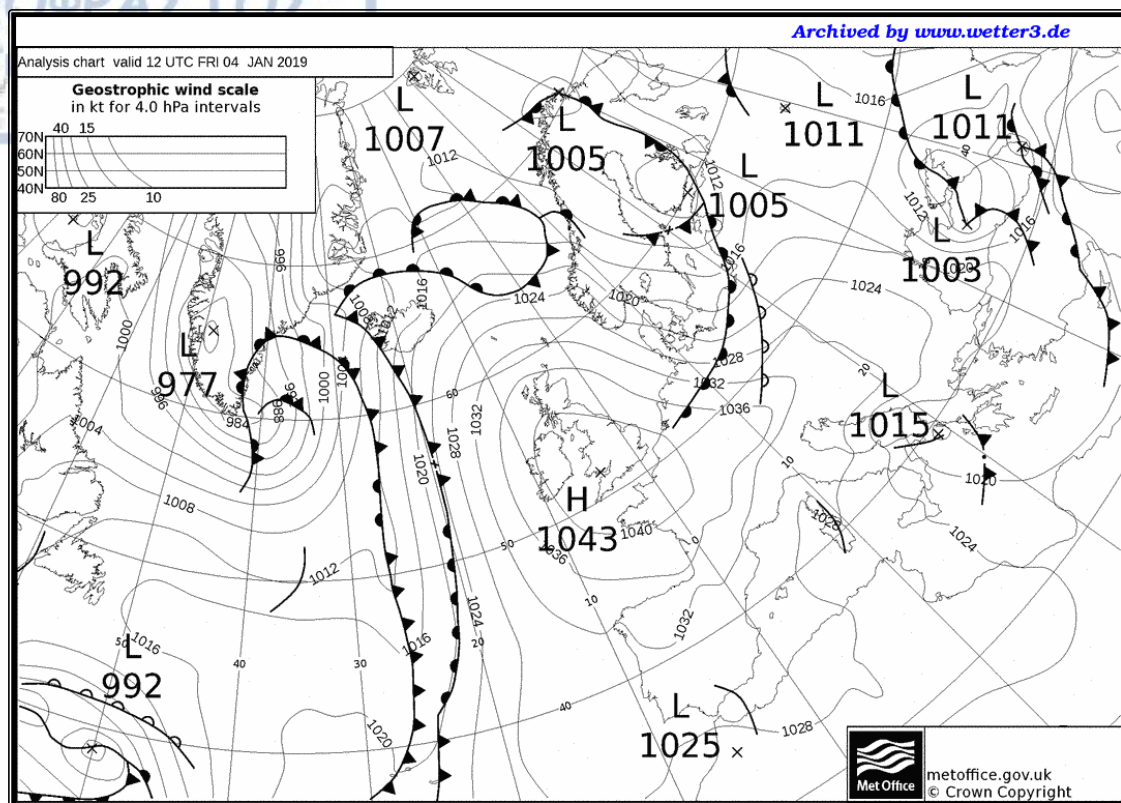
ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΔΕΙΚΤΗΣ NAO
2/1/2019	-0.917
3/1/2019	-0.697
4/1/2019	-0.357
5/1/2019	0.022
6/1/2019	0.528
7/1/2019	0.397

Πίνακας 3: Τιμές του δείκτη του NAO, για το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019 (Πηγή: www.nws.noaa.gov)

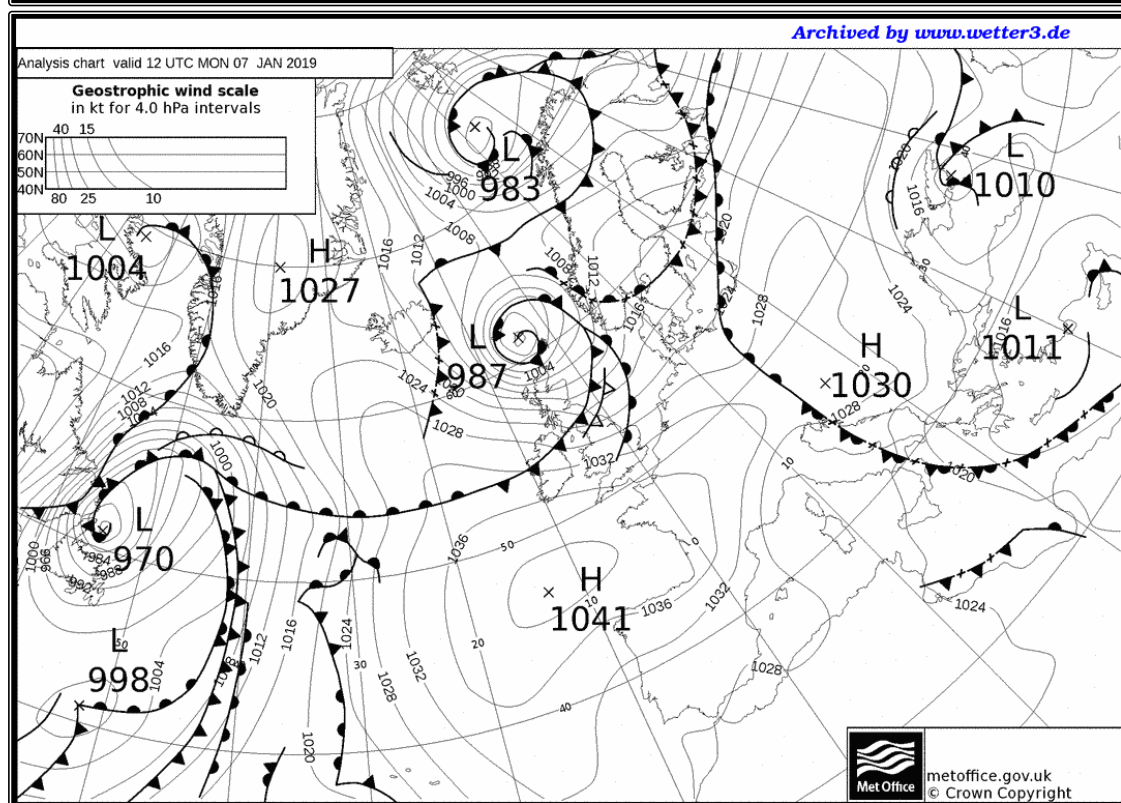
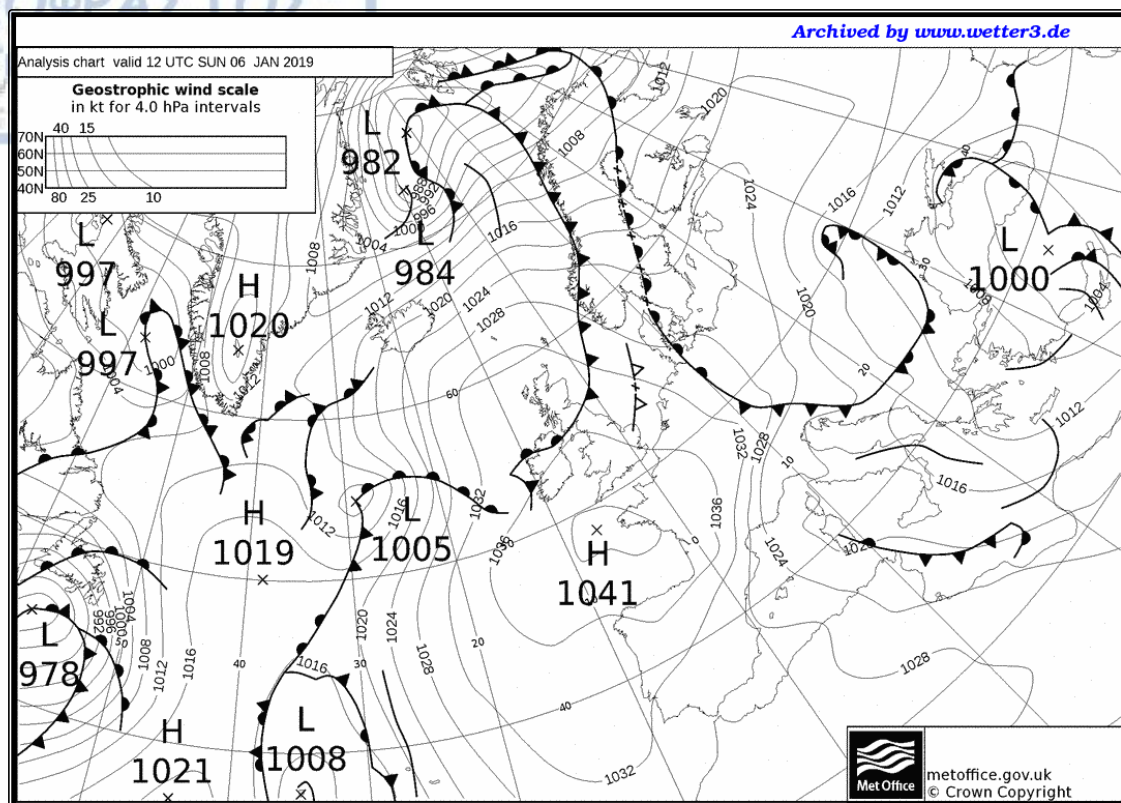
Παρατηρώντας τις τιμές του δείκτη NAO, για κάθε ημέρα από τις 2 έως τις 7 Ιανουαρίου 2019, προκύπτει ότι για το χρονικό διάστημα 2-4 Ιανουαρίου 2019, οι τιμές του δείκτη είναι αρνητικές, με τη μικρότερη αρνητική τιμή να σημειώνεται στις 2 Ιανουαρίου 2019 (-0.917) και τη μεγαλύτερη αρνητική τιμή στις 4 Ιανουαρίου 2019 (-0.375). Αυτή η κύμανση του δείκτη NAO συνδέεται με ψυχρές συνθήκες στην Ευρώπη και εισροή υγρού αέρα στη Μεσόγειο. Στο χρονικό διάστημα 5-7 Ιανουαρίου 2019, ο δείκτης NAO κυμαίνεται σε θετικές τιμές, με τη μικρότερη μέγιστη τιμή να σημειώνεται στις 5 Ιανουαρίου 2019 (0.022), ακολουθεί η 7^η Ιανουαρίου 2019 (0.397), ενώ η μεγαλύτερη μέγιστη τιμή σημειώνεται στις 6 Ιανουαρίου 2019 (0.528). Η τιμή του δείκτη στις 5 Ιανουαρίου, λόγω του ότι βρίσκεται πολύ κοντά στο μηδέν, μπορεί να θεωρηθεί ως μια σχεδόν ουδέτερη τιμή του δείκτη NAO.

Οι παρακάτω χάρτες επιφάνειας που ακολουθούν (Σχήμα 2.7.1, Σχήμα 2.7.2, Σχήμα 2.7.3), αποτυπώνουν τις συνοπτικές καταστάσεις στην περιοχή της Ευρώπης, για το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC.





Σχήμα 2.7.2: Χάρτες επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)



Σχήμα 2.7.3: Χάρτες επιφάνειας για την περιοχή της Ευρώπης για τις 6 και 7 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.metoffice.gov.uk)

Στους χάρτες επιφανείας των σχημάτων 2.7.1, 2.7.2 και στον πρώτο χάρτη του σχήματος 2.7.3, διακρίνεται εύκολα η ανάπτυξη ενός εκτεταμένου και καλά

οργανωμένου βαρομετρικού υψηλού (αντικυκλώνα), σε περιοχές της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης. Το βαρομετρικό αυτό σύστημα στις εκεί περιοχές, λειτουργεί ως "Σύστημα Εμποδισμού (*Blocking Pattern*)", ενώ και το χαμηλό της Ισλανδίας εμφανίζεται στους συγκεκριμένους χάρτες και για τις συγκεκριμένες χρονικές περιόδους, μετατοπισμένο σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Παράλληλα, ανατολικά του αντικυκλώνα εμποδισμού της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης, επικρατούν οργανωμένες υφέσεις, οι οποίες καταλαμβάνουν περιοχές της Σκανδιναβίας και μέρος της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης. Οι υφέσεις αυτές, στο χρονικό διάστημα 4-6 Ιανουαρίου 2019, τείνουν να αποκτούν μια πιο ανατολική θέση, σε σχέση με αυτήν που κατείχαν στις 2 και 3 Ιανουαρίου 2019.

Με τη συγκεκριμένη διάταξη των βαρομετρικών συστημάτων, ευνοείται η μεσημβρινή κυκλοφορία, δηλαδή η ροή του ανέμου από τα βόρεια προς τα νότια, σε περιοχές της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης. Το συγκεκριμένο συμπέρασμα επιβεβαιώνεται και από τα αποτελέσματα που προέκυψαν στην ενότητα 2.1.δ, σχετικά με την εμπειρική κατάταξη των τύπων κυκλοφοριών κατά Hess-Brezowsky, για το χρονικό διάστημα 2-6 Ιανουαρίου 2019. Συγκεκριμένα κατά το χρονικό διάστημα 2 και 3 Ιανουαρίου 2019, σύμφωνα με τη συγκεκριμένη εμπειρική κατάταξη, στην Ευρώπη επικρατεί μεσημβρινή κυκλοφορία τύπου NZ. Στο χρονικό διάστημα 4-6 Ιανουαρίου 2019, η διάταξη των βαρομετρικών συστημάτων σε περιοχές της δυτικής, κεντρικής και βόρειας Ευρώπης, επιτρέπει την ατμοσφαιρική κυκλοφορία να παραμένει μεσημβρινή, όπου σύμφωνα με την κατάταξη κατά Hess-Brezowsky, επικρατεί ο τύπος HB. Η αύξηση του δείκτη NAO σε περισσότερο θετικές τιμές, κατά την 6^η και 7^η Ιανουαρίου 2019, σηματοδοτεί τη λήξη της μεσημβρινής κυκλοφορίας, με την κατάρρευση του αντικυκλώνα εμποδισμού της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης, τη μετατόπιση του βαρομετρικού υψηλού που λειτουργούσε ως σύστημα εμποδισμού, νότιο-νοτιοδυτικά και την ενίσχυση εκ' νέου του χαμηλού της Ισλανδίας. Το συμπέρασμα της λήξης της μεσημβρινής ροής, ενισχύεται και από το αποτέλεσμα της κατάταξης κατά Hess-Brezowsky, όπου στις 7 Ιανουαρίου 2019, η ατμοσφαιρική κυκλοφορία έχει τύπο NWA, δηλαδή γίνεται ημί-μεσημβρινή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ ΣΤΑ ΔΙΑΦΟΡΑ ΚΑΝΑΛΙΑ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ ΑΠΟ ΤΙΣ 2 ΕΩΣ ΤΙΣ 6 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2019

3.1 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Ο όρος «**τηλεπισκόπηση**» ή «**τηλεανίχνευση**», χρησιμοποιείται για την περιγραφή της διαδικασίας λήψης πληροφοριών για ένα αντικείμενο, μία περιοχή ή ένα φαινόμενο, με τη χρήση ανιχνευτικών συσκευών που δεν βρίσκονται σε επαφή με το αντικείμενο παρατήρησης (Φείδας, 2021). Πιο συγκεκριμένα, «**τηλεπισκόπηση**» σημαίνει απόκτηση πληροφοριών για μια γήινη επιφάνεια με την από απόσταση μέτρηση και αποτύπωση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που ανακλάται ή εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρα. Η πληροφορία αυτή εξάγεται μέσω του συσχετισμού των μετρήσεων ακτινοβολίας με τα φυσικά χαρακτηριστικά του αντικείμενου παρατήρησης (Φείδας, 2021).

Η τηλεπισκόπηση έχει τριπλή διάσταση, περιλαμβάνει:

- τους στόχους που συνιστούν τα υπό μελέτη αντικείμενα ή τα φαινόμενα μιας περιοχής
- την τεχνική συλλογής δεδομένων με τη βοήθεια οργάνων που βρίσκονται σε απόσταση από τους στόχους και
- την ανάλυση και την ερμηνεία των δεδομένων (Φείδας, 2021)

Πιο χαρακτηριστικά και διαδεδομένα δεδομένα είναι αυτά που προέρχονται από ανιχνευτές οι οποίοι φέρονται από δορυφόρους. Η τηλεπισκόπηση, η οποία προκύπτει από την καταγραφή αυτών των δεδομένων αποτελεί τη «**δορυφορική τηλεπισκόπηση**» (Φείδας, 2021).

3.2 ΒΑΣΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗΣ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ

Οι δορυφορικοί αισθητήρες καταγράφουν την ενέργεια ή την ένταση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων που:

- εκπέμπονται ή
- ανακλώνται από μια επιφάνεια (Φείδας, 2021)

Στην τηλεπισκόπηση, η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία καθορίζεται ποσοτικά από:

- την ένταση (I),
- το μήκος κύματος (λ) ή
- την συχνότητα (ν) του ηλεκτρομαγνητικού κύματος (Φείδας, 2021)

Τα δορυφορικά συστήματα τηλεπισκόπησης λειτουργούν, κυρίως:

- στο ορατό (VIS)
- στο υπέρυθρο (IR) και

- στα μικροκύματα (Φείδας, 2021)

Οι δορυφορικοί αισθητήρες ανήκουν στην ευρεία κατηγορία των ραδιομέτρων (*radiometer*), τα οποία αποτελούν όργανα μέτρησης της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Η λειτουργία όλων των ραδιομέτρων βασίζεται στο φωτοηλεκτρικό φαινόμενο. Οι δορυφορικοί αισθητήρες κατατάσσονται σε δυο μεγάλες κατηγορίες, ανάλογα με την πηγή της ακτινοβολίας που καταγράφουν: (α) τους **παθητικούς** (*passive sensors*) και (β) τους **ενεργητικούς** (*active sensors*). Οι παθητικοί αισθητήρες, καταγράφουν την ανακλώμενη ή εκπεμπόμενη από τη γη ακτινοβολία, ενώ οι ενεργητικοί αισθητήρες εκπέμπουν τη δική τους ακτινοβολία και καταγράφουν όση επιστρέφει (Φείδας, 2021).

Επιπλέον, οι παθητικοί αισθητήρες (*passive sensors*) αποτελούν συστήματα ανίχνευσης και καταγραφής της ακτινοβολίας που εκπέμπεται ή ανακλάται από το παρατηρούμενο αντικείμενο - στόχο. Υπάρχουν διαθέσιμοι αισθητήρες για όλο το φάσμα ($0.38\mu\text{m} < \lambda < 1000\mu\text{m}$), χωρίς όμως να χρησιμοποιούνται όλοι στην τηλεπισκόπηση. Οι ενεργητικοί αισθητήρες (*active sensors*) χρησιμοποιούν δική τους πηγή ακτινοβολίας, την οποία κατευθύνουν προς το υπό έρευνα αντικείμενο. Αυτή στη συνέχεια ανακλάται στο στόχο (αντικείμενο ή περιοχή της επιφάνειας της γης), επιστρέφει και καταγράφεται (Φείδας, 2021).

Οι αισθητήρες, επίσης, ανάλογα με τις διεργασίες ανίχνευσης της περιοχής ενδιαφέροντος διακρίνονται σε:

- ανεικονιστικές και
- απεικονιστικές (Φείδας, 2021)

Οι ανεικονιστές (*non-imaging sensors*) μετρούν την ακτινοβολία η οποία προέρχεται από όλα τα σημεία της περιοχής που καταγράφεται, την ολοκληρώνουν σε μια μέση τιμή και την μετατρέπουν σε ηλεκτρικό σήμα. Οι απεικονιστές (*imaging sensors*) από την άλλη, λειτουργούν καταγραφικά σε δυο διαστάσεις, συνθέτοντας μια εικόνα της περιοχής που ανιχνεύουν με βάση την ακτινοβολία που προέρχεται από κάθε σημείο της (Φείδας, 2021).

Τέλος, οι αισθητήρες ανάλογα τον τρόπο καταγραφής της ακτινοβολίας κατατάσσονται σε δυο άλλες κατηγορίες:

- τα συστήματα πλαισίου και
- τους σαρωτές (Φείδας, 2021)

Τα συστήματα πλαισίου (*framing or no-scanning systems*) εκτελούν στιγμιαία μέτρηση της ακτινοβολίας η οποία προέρχεται από όλη τη σκηνή. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν όλοι οι ανεικονιστές, ενώ απ' τους απεικονιστές μόνο οι φωτογραφικές κάμερες (Φείδας, 2021).

Επιπλέον, βασικό χαρακτηριστικό των δορυφορικών αισθητήρων αποτελεί η διακριτική ικανότητα. Αυτή διακρίνεται σε:

- **Χωρική διακριτική ικανότητα** (*Spatial Resolution*). Η ικανότητα του ανιχνευτή να διακρίνει δυο αντικείμενα στη σκηνή που βρίσκονται πολύ κοντά.

- **Φασματική διακριτική ικανότητα (Spectral Resolution).** Σχετίζεται με το εύρος των περιοχών του H/M φάσματος στις οποίες πραγματοποιεί καταγραφές ένας πολυφασματικός ανιχνευτής και τον αριθμό των φασματικών καναλιών που αυτός χρησιμοποιεί.
- **Ραδιομετρική διακριτική ικανότητα (Radiometric Resolution).** Ορίζεται ως η ευαισθησία του ανιχνευτή να καταγράφει διαφορές στην ισχύ του σήματος.
- **Χρονική διακριτική ικανότητα (Temporal Resolution).** Σχετίζεται με τη συχνότητα λήψης εικόνων για την ίδια γεωγραφική περιοχή.

3.3 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

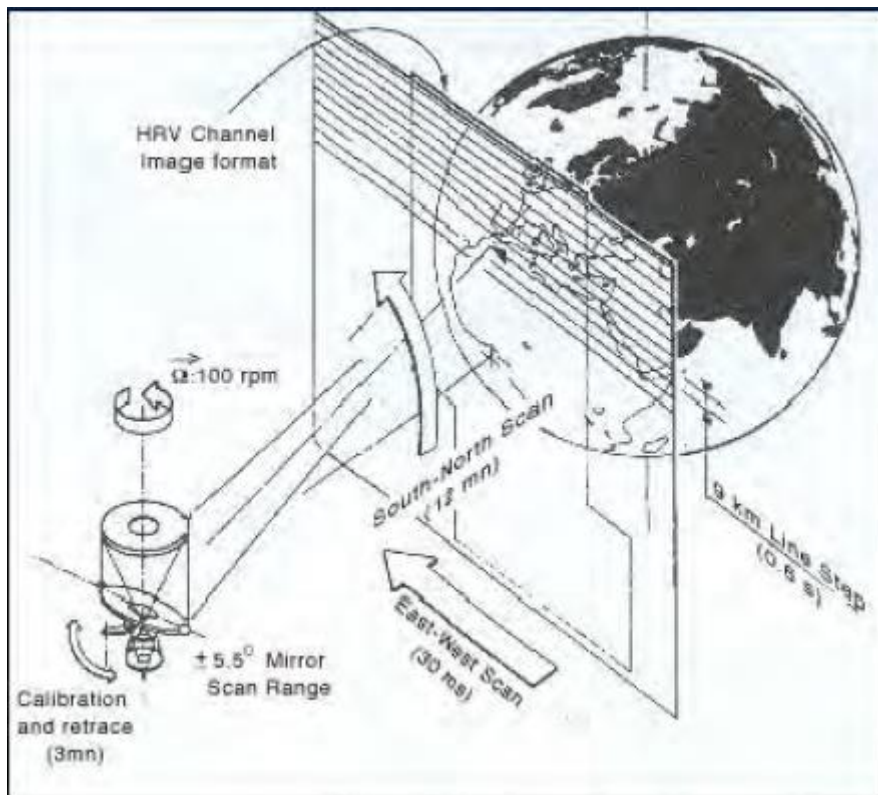
Με σκοπό την ανάλυση του υπό μελέτη επεισοδίου χιονόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιούνται δορυφορικά δεδομένα του γεωστάσιμου ή υψηλής τροχιάς δορυφόρου δεύτερης γενιάς *Meteosat-11 (Meteosat Second Generation, MSG-4)*.

Λέγεται γεωστάσιμος (*geostationary earth observation satellites, GEOs*), διότι βρίσκεται στάσιμος πάνω από μια περιοχή της γης και συγκεκριμένα την Ευρώπη, καθώς κινείται με γωνιακή ταχύτητα ίδια με αυτή της γης. Επίσης, λόγω του ότι περιστρέφεται γύρω από τη Γη, στο επίπεδο του Ισημερινού της Γης, σε πολύ μεγάλο ύψος, περίπου 36.000 km, λέγεται και δορυφόρος υψηλής τροχιάς (*high-level earth observation satellites*). Σε γεωστατική τροχιά 36.000 km πάνω από τον Ισημερινό, οι δορυφόροι *Meteosat* δεύτερης γενιάς λειτουργούν επί του παρόντος πάνω από την Ευρώπη, την Αφρική και τον Ινδικό Ωκεανό (www.eumetsat.int). Με τη χρήση της συγκεκριμένης κατηγορίας δορυφόρων, επιτυγχάνεται μια συνεχής κατόπτευση του γήινου δίσκου με πολύ μεγάλη χρονική αλλά μικρή χωρική διακριτική ικανότητα. Παράλληλα, οι δορυφόροι αυτοί επιτρέπουν την παρατήρηση με μεγάλη χωρική ανάλυση σε γεωγραφικές περιοχές όπου οι μετεωρολογικές παρατηρήσεις είναι δύσκολες ή αδύνατες (ερημικές περιοχές, ωκεανοί κ.τ.λ.π.) (Φεΐδας, 2021).

Οι δορυφόροι *Meteosat (Meteorological Satellite)*, λειτουργούν υπό την αιγίδα του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Μετεωρολογικών Δορυφόρων (EUMETSAT) (Φεΐδας, 2021), ενώ το πρώτο από τα τρία διαστημικά σκάφη του δορυφόρου δεύτερης γενιάς *Meteosat*, εκτοξεύτηκε το 2002 (www.esa.int). Ο *Meteosat-11* εκτοξεύθηκε και τέθηκε σε τροχιά στις 15/07/2015 κι έχει διάρκεια ζωής έως το 2033 (www.eumetsat.int). Ο *Meteosat* δεύτερης γενιάς, παράγει πολύ-φασματικές εικόνες της γήινης επιφάνειας και των νεφικών συστημάτων με διπλάσιο ρυθμό από τον αρχικό *Meteosat* (κάθε 15 λεπτά αντί κάθε μισή ώρα) και για ένα πολύ μεγαλύτερο αριθμό φασματικών καναλιών (δώδεκα έναντι τριών του αρχικού *Meteosat*). Επιπλέον, διαθέτει εξαιρετικά βελτιωμένη γεωμετρική ανάλυση (1 km για το ορατό κανάλι υψηλής ευκρίνειας και 3 km για τα υπόλοιπα κανάλια) (www.esa.int).

Οι δορυφόροι *Meteosat* δεύτερης γενιάς διαθέτουν το πολύ-φασματικό ραδιόμετρο *SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra-red Imager)*. Ο μηχανισμός σάρωσης

της γης από το ραδιόμετρο SEVIRI, περιγράφεται μέσα από το παρακάτω σχήμα (Σχήμα 3.1) (Φείδας, 2021).



Σχήμα 3.3.α: Μηχανισμός σάρωσης της γης από το ραδιόμετρο SEVIRI (Πηγή: Φείδας, 2021)

Το πολύ-φασματικό ραδιόμετρο SEVIRI διαθέτει φασματική ανάλυση 12 καναλιών στο ορατό φάσμα (VIS), στο απώτερο υπέρυθρο (NIR), στο εγγύς υπέρυθρο (MIR), στο θερμικό υπέρυθρο (IR) και στο φάσμα των υδρατμών (WV). Αυτά παρέχουν πιο ακριβή δεδομένα σε όλη την ατμόσφαιρα, δίνοντας βελτιωμένη ποιότητα στις συνθήκες εκκίνησης για αριθμητικά μοντέλα πρόβλεψης καιρού (www.eumetsat.int). Οκτώ από τα κανάλια βρίσκονται στο θερμικό υπέρυθρο, παρέχοντας μεταξύ άλλων, μόνιμα δεδομένα σχετικά με τις θερμοκρασίες των νεφών, των επιφανειών της ξηράς και της θάλασσας. Ένα από τα κανάλια ονομάζεται κανάλι High Resolution Visible (HRV) και έχει απόσταση δειγματοληψίας στο ναδίρ 1km, σε αντίθεση με την ανάλυση 3km των άλλων ορατών καναλιών (www.eumetsat.int).

Χρησιμοποιώντας κανάλια που απορροφούν το όζον, τους υδρατμούς και το διοξείδιο του άνθρακα, οι δορυφόροι MSG επιτρέπουν στους μετεωρολόγους να αναλύσουν τα χαρακτηριστικά των ατμοσφαιρικών αερίων μαζών και να προσομοιώνουν μια τρισδιάστατη άποψη της ατμόσφαιρας. Η βελτιωμένη οριζόντια ανάλυση εικόνας για το φασματικό κανάλι του ορατού φωτός (1km σε αντίθεση με 2,5 km) βοηθά επίσης τους μετεωρολόγους να ανιχνεύουν και να προβλέπουν την έναρξη και το τέλος έντονων καιρικών συνθηκών (www.eumetsat.int).

Επίσης, διαθέτει χρονική ανάλυση 15 λεπτών και χωρική ανάλυση 1-3 km. Εξαιρέση αποτελεί το κανάλι 12, το οποίο χαρακτηρίζεται από υψηλότερη χωρική ανάλυση (*High Resolution Visible, HRV*) (Φείδας, 2021). Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.3.β) παρουσιάζονται τα φασματικά χαρακτηριστικά των 12 καναλιών, αλλά και οι κύριες χρήσεις αυτών.

Channel No.	Spectral Band (μm)	Main observational application
1	VIS0.6	Surface, clouds, wind fields
2	VIS0.8	Surface, clouds, wind fields
3	NIR1.6	Surface, Cloud phase
4	IR3.9	Surface, clouds, wind fields
5	WV6.2	Water vapor, high level clouds, atmospheric instability
6	WV7.3	Water vapor, atmospheric instability
7	IR8.7	Surface, clouds, atmospheric instability
8	IR9.7	Ozone
9	IR10.8	Surface, clouds, wind fields, atmospheric instability
10	IR12.0	Surface, clouds, atmospheric instability
11	IR13.4	Cirrus cloud height, atmospheric instability
12	HRV	Surface, clouds.

Σχήμα 3.3.β: Τα φασματικά χαρακτηριστικά του ραδιομέτρου SEVIRI και οι κύριες χρήσεις των καναλιών (Πηγή: Erturk and Barbosa, 2010)

3.4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΕΜΟΝΩΜΕΝΩΝ ΚΑΝΑΛΙΩΝ ΤΟΥ MSG

3.4.α Ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου με κέντρο στα 10.8 μm

1) Κανάλι 9, θερμικό υπέρυθρο φάσμα με κέντρο στα 10.8 μm - Thermal Infared (IR10.8)

Οι δορυφόροι στο κανάλι του θερμικού υπέρυθρου, καταγράφουν τη θερμική υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπει η γήινη επιφάνεια και η ατμόσφαιρα στο ατμοσφαιρικό παράθυρο (8-12.5 μm). Με βάση την εξίσωση του Wien, το μέγιστο της εκπομπής ακτινοβολίας από τη Γη, καταγράφεται στην υπέρυθρη περιοχή (IR) του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (www.northmeteo.gr).

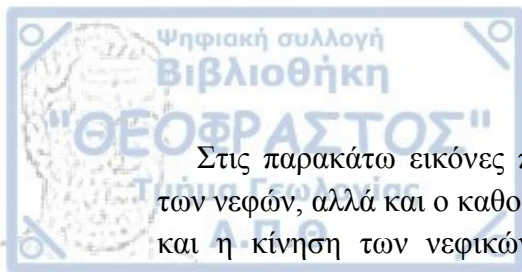
Στο κανάλι 9, γίνεται η καταγραφή της ακτινοβολίας που προέρχεται από το υπέρυθρο φάσμα. Η περιοχή αυτή, με κεντρικό μήκος κύματος τα 10.8 μm , βρίσκεται εντός της περιοχής του ατμοσφαιρικού παράθυρου. Στο θερμικό υπέρυθρο φάσμα, η καταγραφόμενη ακτινοβολία ακολουθεί το νόμο Steffan - Boltzmann (Σχέση 3.2.1.α), δηλαδή εξαρτάται από τη θερμοκρασία προέλευσής της (νέφη και επιφάνεια της Γης) (Δημητριάδου, 2017).

$$I_{o\lambda} = \sigma \cdot T^4 \quad (3.2.1.α)$$

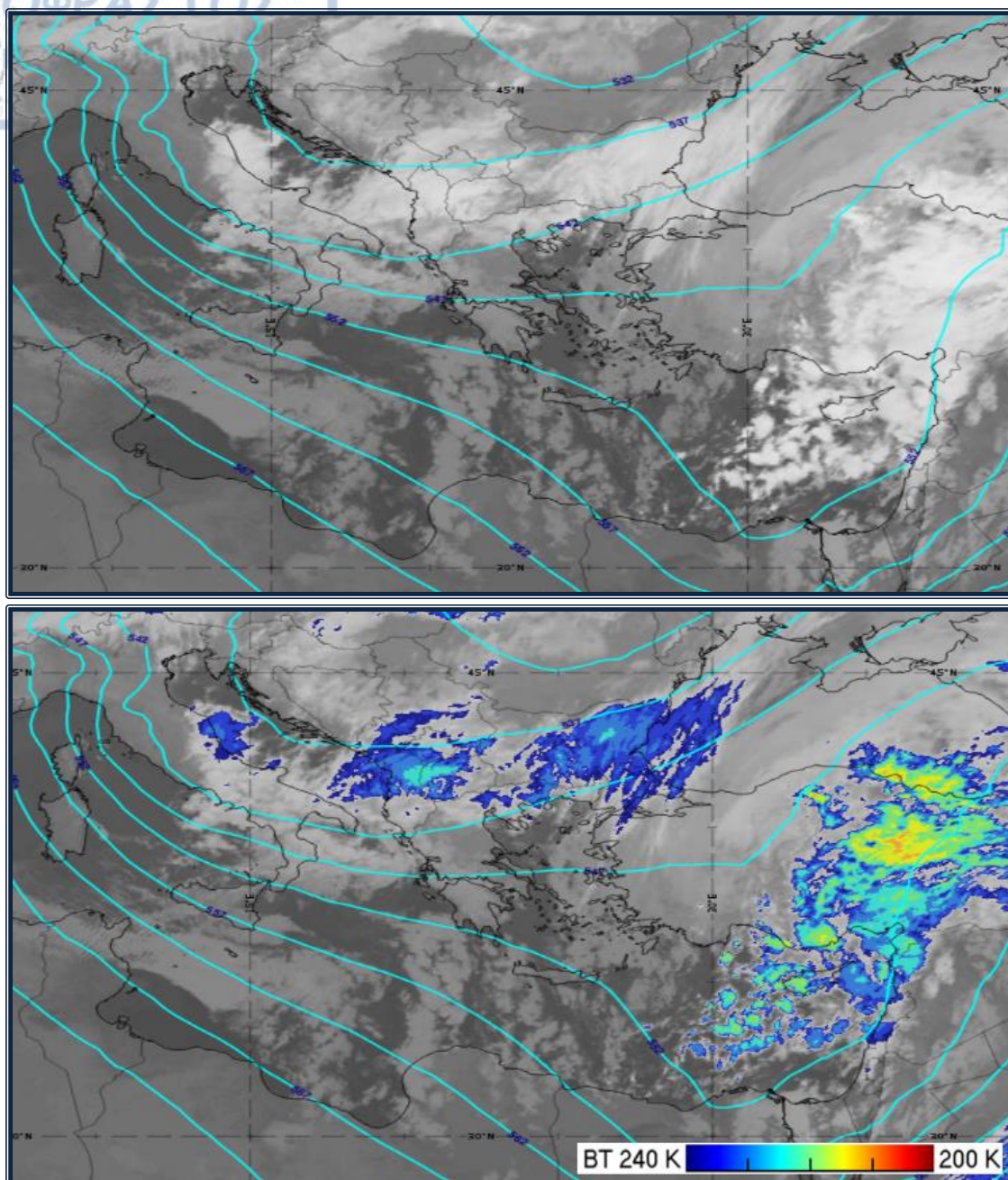
όπου:

- $I_{o\lambda}$: συνολική εκπεμπόμενη ακτινοβολία από μέλαν σώμα
- σ : σταθερά Steffan-Boltzmann
- T : απόλυτη θερμοκρασία μέλανος σώματος

Η λαμπρότητα στις υπέρυθρες (IR) εικόνες, εκφράζει τη θερμοκρασία της επιφάνειας. Έτσι, ανοιχτές αποχρώσεις αντιστοιχούν σε ψυχρές περιοχές, ενώ σκούρες αποχρώσεις σε θερμές περιοχές. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ψηλά νέφη, τα οποία είναι ψυχρά να απεικονίζονται με ανοιχτές αποχρώσεις, ενώ τα χαμηλά θερμά νέφη, όπως και η ομίχλη να απεικονίζονται με σκούρες αποχρώσεις. Οι χερσαίες επιφάνειες την ημέρα ως θερμότερες, απεικονίζονται με πιο σκούρες αποχρώσεις σε σχέση με τη θάλασσα, ενώ τη νύχτα συμβαίνει το αντίθετο (Φείδας, 2021). Το κανάλι του θερμικού υπέρυθρου με τη δυνατότητα της χρωματικής ενίσχυσης, συμβάλλει περισσότερο στην εκτίμηση των θερμών ή ψυχρών νεφών, καθώς καθίσταται ευκολότερη η αναγνώριση αυτών με τη συμβολή κατάλληλης χρωματικής κλίμακας.



Στις παρακάτω εικόνες που ακολουθούν επιτυγχάνεται ο εντοπισμός των υψών των νεφών, αλλά και ο καθορισμός των νεφικών προτύπων, δηλαδή η μορφή, το είδος και η κίνηση των νεφικών συστημάτων, που αναπτύσσονται κυρίως πάνω από περιοχή ενδιαφέροντος, τη Θεσσαλονίκη. Νεφικά συστήματα, τα οποία σε κάποιες χρονικές στιγμές, καθ' όλη τη διάρκεια της υπό μελέτη περιόδου, απέχουν αρκετά από την περιοχή ενδιαφέροντος και δεν την επηρεάζουν άμεσα, κρίθηκε σκόπιμο να μην μελετηθούν ως προς τα χαρακτηριστικά τους.



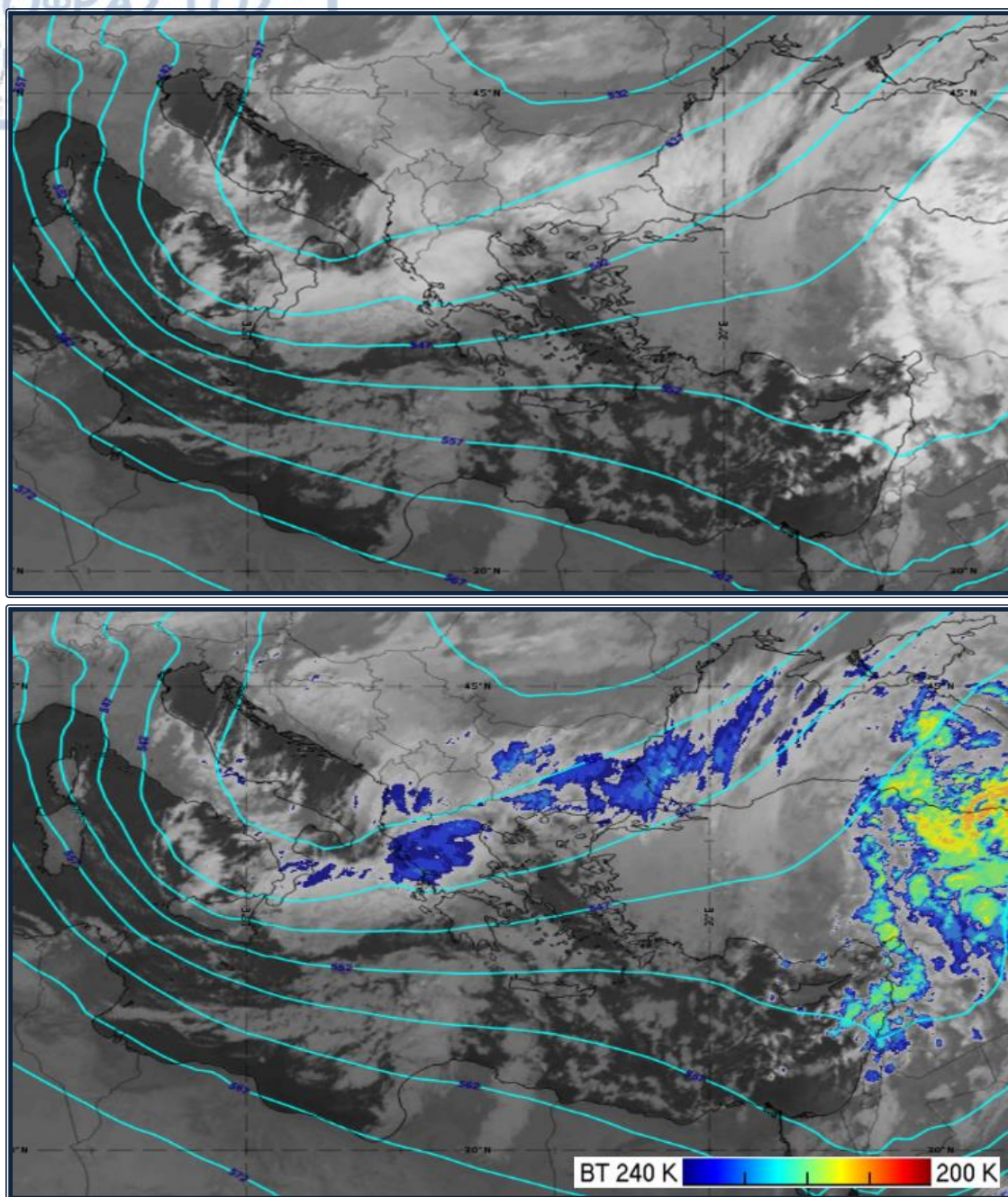
Σχήμα 3.4.1: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 2/1/2019 και ώρα 18 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπέρυθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στο Σχήμα 3.4.1 απεικονίζονται τα νέφη πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, για τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC. Η απεικόνιση αυτή της νεφικής κατάστασης, γίνεται με τη συμβολή του καναλιού 9, το οποίο αντιστοιχεί στο θερμικό υπέρυθρο με κέντρο στα 10.8 μm, αλλά και με του ενισχυμένου υπέρυθρου στα 10.8 μm. Έχοντας ως εργαλείο την εικόνα του ενισχυμένου υπέρυθρου, προκύπτουν

κάποια σημαντικά και χρήσιμα συμπεράσματα, όσον αφορά στις θερμοκρασίες των κορυφών των διαφόρων νεφών της σκηνής, με τη βοήθεια κατάλληλης χρωματικής κλίμακας. Λαμβάνοντας υπόψη τη σύμβαση του θερμικού υπερύθρου, τότε μεγαλύτερη καταγραφή ακτινοβολίας, συνεπάγεται μεγαλύτερη θερμοκρασία λαμπρότητας και άρα πιο σκούροι τόνοι του γκρι στη σκηνή.

Πλαισιώνοντας την παρατήρηση στους νεφικούς σχηματισμούς πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος, δηλαδή τη Θεσσαλονίκη, προκύπτει ότι το νεφικό σύστημα, που απεικονίζεται με μπλε αποχρώσεις στη σκηνή, σε μια ευρύτερη περιοχή, οριοθετημένη βόρεια-βορειοδυτικά έως και βόρεια-βορειοανατολικά από την πόλη της Θεσσαλονίκης, χαρακτηρίζεται από σχετικά ψυχρές κορυφές με βάση τη χρωματική κλίμακα κατανομής της θερμοκρασίας, όπως αυτή παρουσιάζεται στο χάρτη του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου. Άρα, απ' το συγκεκριμένο συμπέρασμα προκύπτει ότι τα νέφη αυτά είναι νέφη μεσαίου ύψους, αφού δεν εκτείνονται σε πολύ μεγάλο ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα. Στην περιοχή όμως, η οποία περιλαμβάνει και το κέντρο της πόλης εντοπίζονται νέφη χαμηλού ύψους, καθώς οι αποχρώσεις τους κυμαίνονται σε χαμηλούς τόνους του γκρι, παρόμοιες με αυτές της υποκείμενης επιφάνειας.

Από τη διαμόρφωση των γεωδυναμικών υψών στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, παρατηρούνται μικρά γεωδυναμικά ύψη, από τα κεντρικά της χώρας μας και βορειότερα, τα οποία μάλιστα παρουσιάζουν μικρότερες τιμές κυρίως στα βόρεια τμήματα. Αυτή η πτώση των γεωδυναμικών υψών, με μεγαλύτερη ένταση από τα κεντρικά τμήματα της Ελλάδας και βορειότερα, συνδέεται με τη μεταφορά πολύ ψυχρών αερίων μαζών πολικής προέλευσης, όπως πολύ καλά δείχνουν και οι χάρτες της στάθμης των 850 hpa, στην παράγραφο 2.1 της παρούσας διατριβής, οι οποίες κατήλθαν διαμέσου της βόρειας και ανατολικής Ευρώπης, νοτιότερα-νοτιοανατολικότερα προς τα Βαλκάνια, την κεντρική Ευρώπη, την Ιταλία, την Ελλάδα και προς βόρεια τμήματα της Τουρκίας.



Σχήμα 3.4.2: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρα 00 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

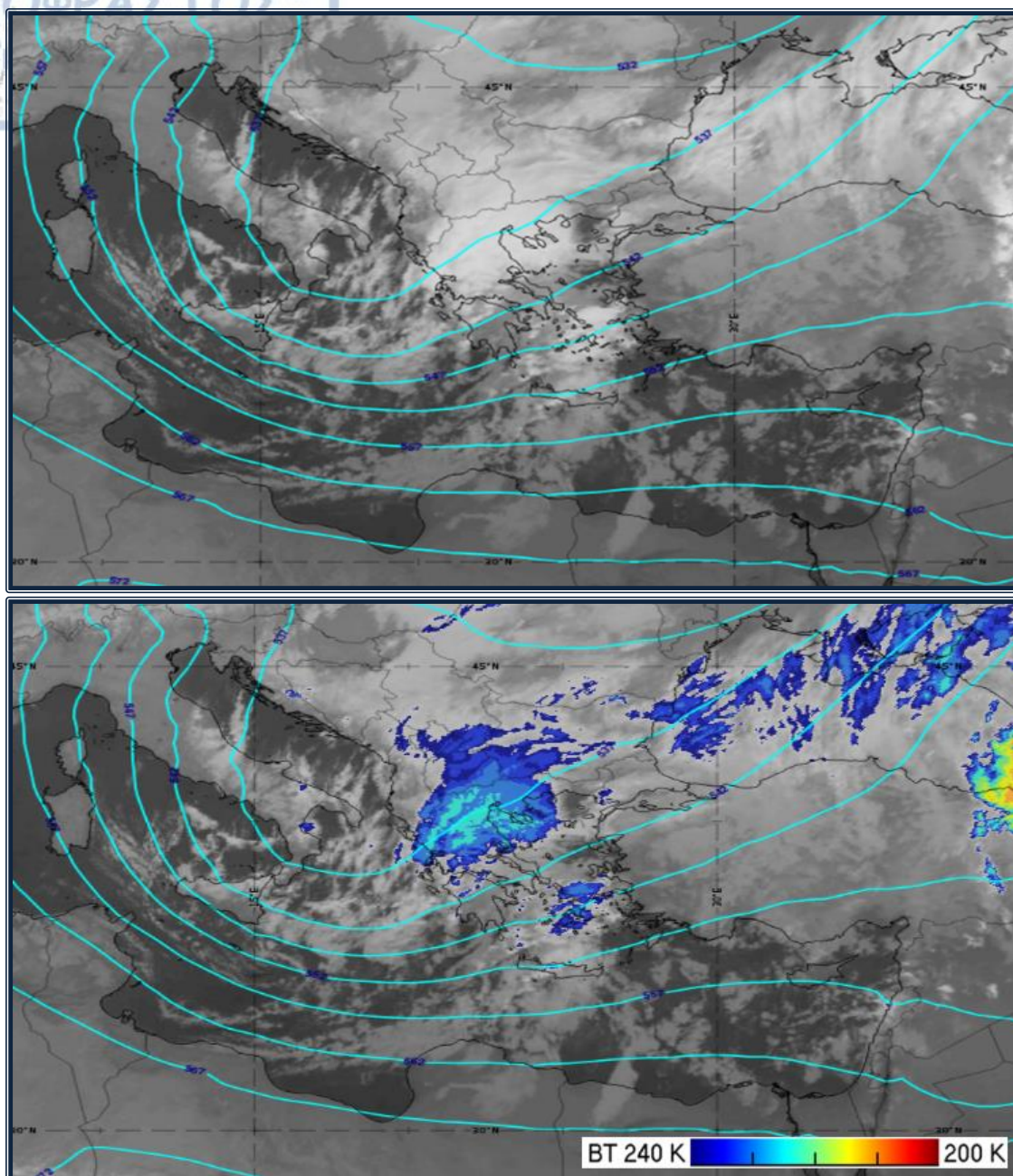
Στο Σχήμα 3.4.2 απεικονίζονται τα νέφη και τα γεωδυναμικά ύψη στα 500 hpa, στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm, για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Τα συμπεράσματα που διεξάγονται από την παρατήρηση της συγκεκριμένης εικόνας, ερμηνεύονται παρόμοια με αυτά

που προέκυψαν από την εικόνα που περιγράφει την κατάσταση για τις 2 Ιανουαρίου 2019 και για τις 18 UTC (Σχήμα 3.4.1).

Συγκεκριμένα, ως προς την περιοχή μελέτης, δηλαδή την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, το νεφικό σύστημα, όπως αυτό έχει σχηματιστεί κατά το εικονιζόμενο παραπάνω στιγμιότυπο, αντιστοιχεί σε νέφη χαμηλού ύψους, καθώς εμφανίζονται στις εικόνες με σκούρες αποχρώσεις, παρόμοιες με αυτές την υποκείμενης επιφάνειας. Σε περιοχή, η οποία βρίσκεται δυτικά και νότια-νοτιοδυτικά της Θεσσαλονίκης, διακρίνονται νεφικοί σχηματισμοί με αποχρώσεις του μπλε στο ενισχυμένο θερμικό υπέρυθρο. Τα νέφη αυτά δεν εκτείνονται σε πολύ μεγάλο ύψος, είναι μεσαία και με όχι πολύ ψυχρές κορυφές, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται με πιο σκούρες αποχρώσεις του γκρι, στο θερμικό υπέρυθρο. Η θέση της πόλης της Θεσσαλονίκης, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή φαίνεται πως βρίσκεται στα αριστερά ενός νεφικού συστήματος τύπου «βαροκλινικού φύλλου».

Η εμφάνιση νεφικής μάζας τύπου «βαροκλινικού φύλλου», συνδέεται με τη δημιουργία μετωπικών υφέσεων «μεσημβρινού αυλώνα», οι οποίες ερμηνεύονται πολύ καλά με τη θεωρία του «Νορβηγικού μοντέλου» (Ζούγρου, 2015). Η ανάπτυξη νεφικών σχηματισμών τύπου «φύλλου», οφείλεται στο στροβιλισμό, λόγω της καμπυλότητας του συνοπτικού συστήματος, ενώ το νέφος αυτής της κατηγορίας σταδιακά εξελίσσεται σε νέφος τύπου κόμματος (Ζούγρου, 2015), όπως θα φανεί αναλυτικά στην επόμενη χρονική στιγμή μετά από 12 ώρες (Σχήμα 3.4.4). Η ύφεση κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, βρίσκεται στο στάδιο ανάπτυξης. Στο στάδιο αυτό, εμφανίζεται μια αρχική νεφική μάζα μεταξύ του ψυχρού και του θερμού μετώπου, δηλαδή στο θερμό τομέα της ύφεσης. Επίσης, νέφη αρχίζουν να αναδύονται κάτω από την αριστερή πλευρά της αρχικής νέφωσης, τα οποία είναι συνήθως θερμότερα από τα νέφη της αρχικής νέφωσης (Ζούγρου, 2015). Στην προκειμένη περίπτωση, τα νεφικά συστήματα τα οποία εμφανίζονται με μεγαλύτερο ύψος, δηλαδή με ψυχρότερες κορυφές, κυρίως στη βορειοδυτική Ελλάδα, αποτελούν την αρχική νέφωση του συστήματος. Τα νέφη τα οποία βρίσκονται κατά μήκος ενός άξονα, ο οποίος εκτείνεται από τα το Ιόνιο έως και τα νότια της Ιταλίας, είναι νέφη θερμότερα, τα οποία αναδύονται κάτω από την αριστερή πλευρά της αρχικής νέφωσης. Η νεφική μάζα επιπλέον, βρίσκεται στα ανατολικά του κύριου αυλώνα της ανώτερης τροπόσφαιρας (Ζούγρου, 2015). Στην προκειμένη υπό μελέτη περίπτωση η θέση του νεφικού σχηματισμού, βρίσκεται ανατολικά μιας ατμοσφαιρικής διαταραχής (trough) δυτικότερα της Ελλάδας, στην περιοχή της Ιταλικής χερσονήσου.

Παρατηρώντας τις τιμές των γεωδυναμικών υψών στη στάθμη των 500 hpa, όπως ενσωματώνονται στις παραπάνω δορυφορικές εικόνες, διακρίνεται μια μετακίνηση των χαμηλών γεωδυναμικών υψών, νοτιότερα σε σύγκριση με την προηγούμενη εικονιζόμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.1), φτάνοντας μέχρι και την Πελοπόννησο. Αυτό σημαίνει πως οι ψυχρές αέριες μάζες έχουν κινηθεί νοτιότερα στην Ελλάδα κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή.



Σχήμα 3.4.3: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρα 06 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπέρυθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

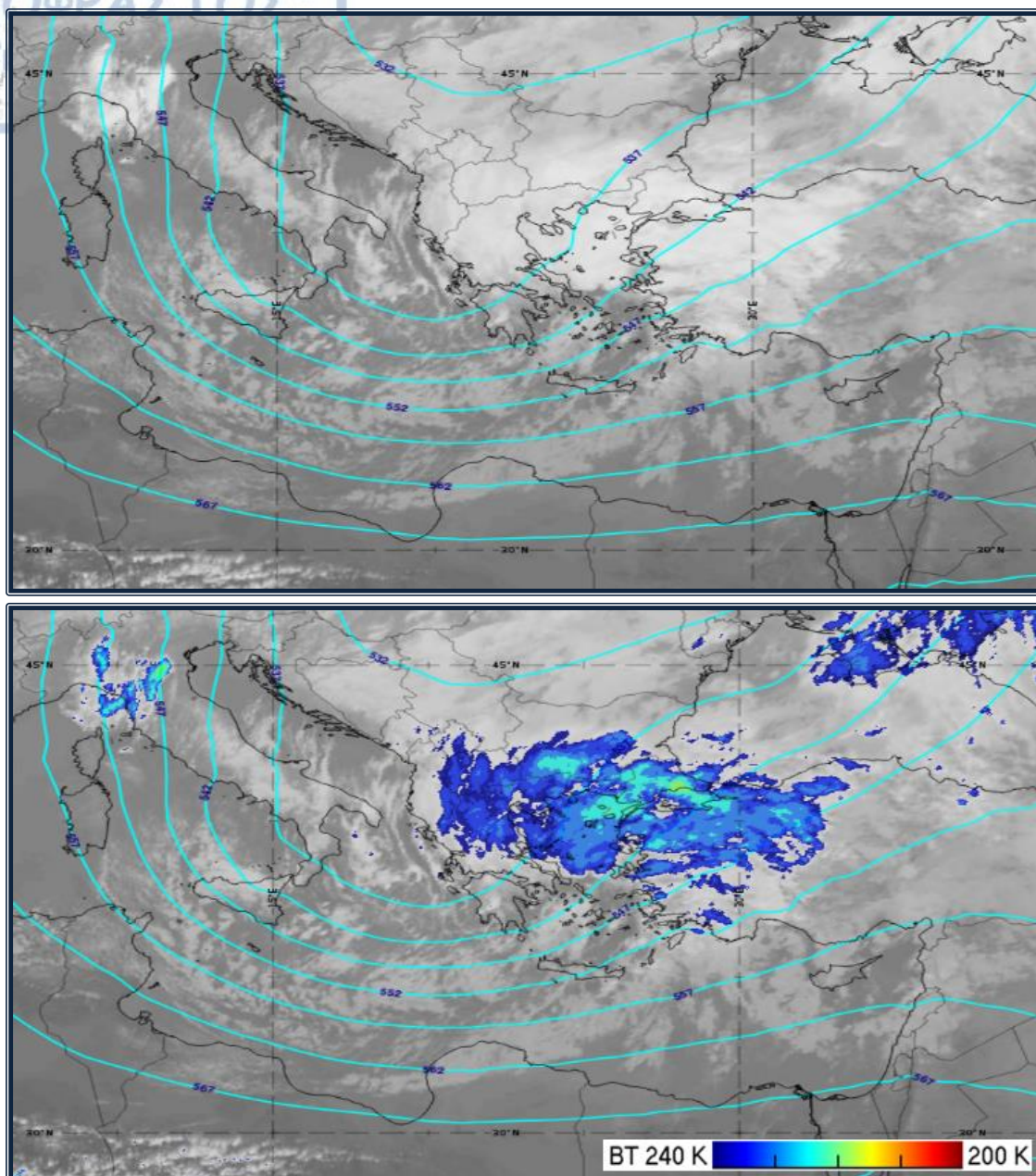
Στο Σχήμα 3.4.3 απεικονίζονται τα νέφη και τα γεωδυναμικά ύψη στα 500 hpa, στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC. Για την περιοχή της Θεσσαλονίκης στις εικόνες τόσο του θερμικού υπέρυθρου, όσο και του ενισχυμένου υπέρυθρου, τα νεφικά συστήματα που εικονίζονται είναι νέφη μεσαίου ύψους, ενώ υπάρχουν και δέσμες νεφών, ενσωματωμένες ενιαία μέσα στο συνολικό νεφικό σύστημα, κυρίως

στα πιο δυτικά-νοτιοδυτικά της πόλης, όπου εκτείνονται ελαφρώς σε λίγο πιο μεγάλο υψόμετρο, χωρίς όμως αυτό να τα χαρακτηρίζει ως ψηλά. Αυτό το συμπέρασμα προκύπτει από το γεγονός ότι, οι νεφικές αυτές δέσμες, εμφανίζουν λίγο πιο ψυχρές κορυφές από τον υπόλοιπο νεφικό σχηματισμό στον οποίο ανήκουν. Γενικά όμως, η διαφορά που εμφανίζουν ως προς τη θερμοκρασία των κορυφών τους, συγκριτικά με τα γειτονικά νεφικά συστήματα είναι πολύ μικρή έως αμελητέα. Η πόλη της Θεσσαλονίκης, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή βρίσκεται πάνω από ένα νεφικό σύστημα τύπου «βαροκλινικού φύλλου», το οποίο υπήρχε δυτικότερα και κατά την προηγούμενη κατάσταση έξι ώρες πριν (Σχήμα 3.4.2).

Η ύφεση κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, πάνω από την Ελληνική επικράτεια συνεχίζει να βρίσκεται στο στάδιο ανάπτυξης, σύμφωνα και με τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας. Η νεφική μάζα επιπλέον, βρίσκεται στα ανατολικά του κύριου αυλώνα της ανώτερης τροπόσφαιρας, ενώ δημιουργείται κατά μήκος μιας μετωπικής επιφάνειας (Ζούρου, 2015). Στην προκειμένη υπό μελέτη περίπτωση, ο νεφικός σχηματισμός τύπου «φύλλου», δημιουργείται σε μια περιοχή από το ύψος της Στερεάς και βορειότερα, ενώ αναπτύσσεται κατά μήκος ενός θερμού μετώπου ύφεσης, η οποία βρίσκεται ανατολικά του αυλώνα και νότια της περιοχής ενδιαφέροντος, τη Θεσσαλονίκη. Οι συγκεκριμένοι νεφικοί σχηματισμοί, οι οποίοι έχουν μεγάλο σχετικά ύψος, αλλά και ψυχρότερες κορυφές, αποτελούν την αρχική νέφωση. Συμπαγή και οργανωμένα νεφικά συστήματα, κατά μήκος του ψυχρού μετώπου της ύφεσης, με άξονα από τα νότια του Ιονίου έως και τα νότια της Ιταλίας, είναι θερμότερα συγκριτικά με αυτά της κύριας νέφωσης και αποτελούν αναδυόμενα νέφη, σύμφωνα με τη διάκριση της Ζούρου.

Επίσης, διακρίνεται εύκολα η περαιτέρω ανάπτυξη και η καλύτερη οργάνωση, που αποκτά ο νεφικός σχηματισμός πάνω από τη Θεσσαλονίκη και γενικότερα πάνω από τμήματα της κεντρικής και βόρειας χώρας, σε σχέση με την κατάσταση έξι ώρες πριν (Σχήμα 3.4.2). Η ενίσχυση αυτή της δομής του νεφικού σχηματισμού και η καλύτερη οργάνωση που αποκτά κατά τη δεδομένη χρονική στιγμή, συνάδει σύμφωνα και με τους χάρτες επιφάνειας στην ανατολικότερη κίνηση της ύφεσης, η οποία δημιουργήθηκε δυτικά της Ελλάδας, αλλά και στη δράση θερμής μετωπικής επιφάνειας, βρισκόμενη νοτιότερα και η οποία συνέβαλλε στην ισχυροποίηση της σύγκλισης των αερίων μαζών με διαφορετικά θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά.

Επιπλέον, οι τιμές των γεωδυναμικών υψών, συνεχίζουν να παρουσιάζουν πτώση προς περιοχές λίγο πιο νότια-νοτιοδυτικά σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.2) και σε ένα άξονα από τα βόρεια-βορειοανατολικά προς τα νότια-νοτιοδυτικά. Το γεγονός αυτό δείχνει πως η ψυχρή μεταφορά είναι σε εξέλιξη στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, έχοντας ροή από τα βόρεια-βορειοανατολικά προς τα νότια-νοτιοδυτικά. Τα συμπεράσματα αυτά επαληθεύονται και μέσω των χαρτών της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa, όπως αναλύθηκαν και παρουσιάστηκαν στην παράγραφο 2.1 της παρούσας εργασίας.



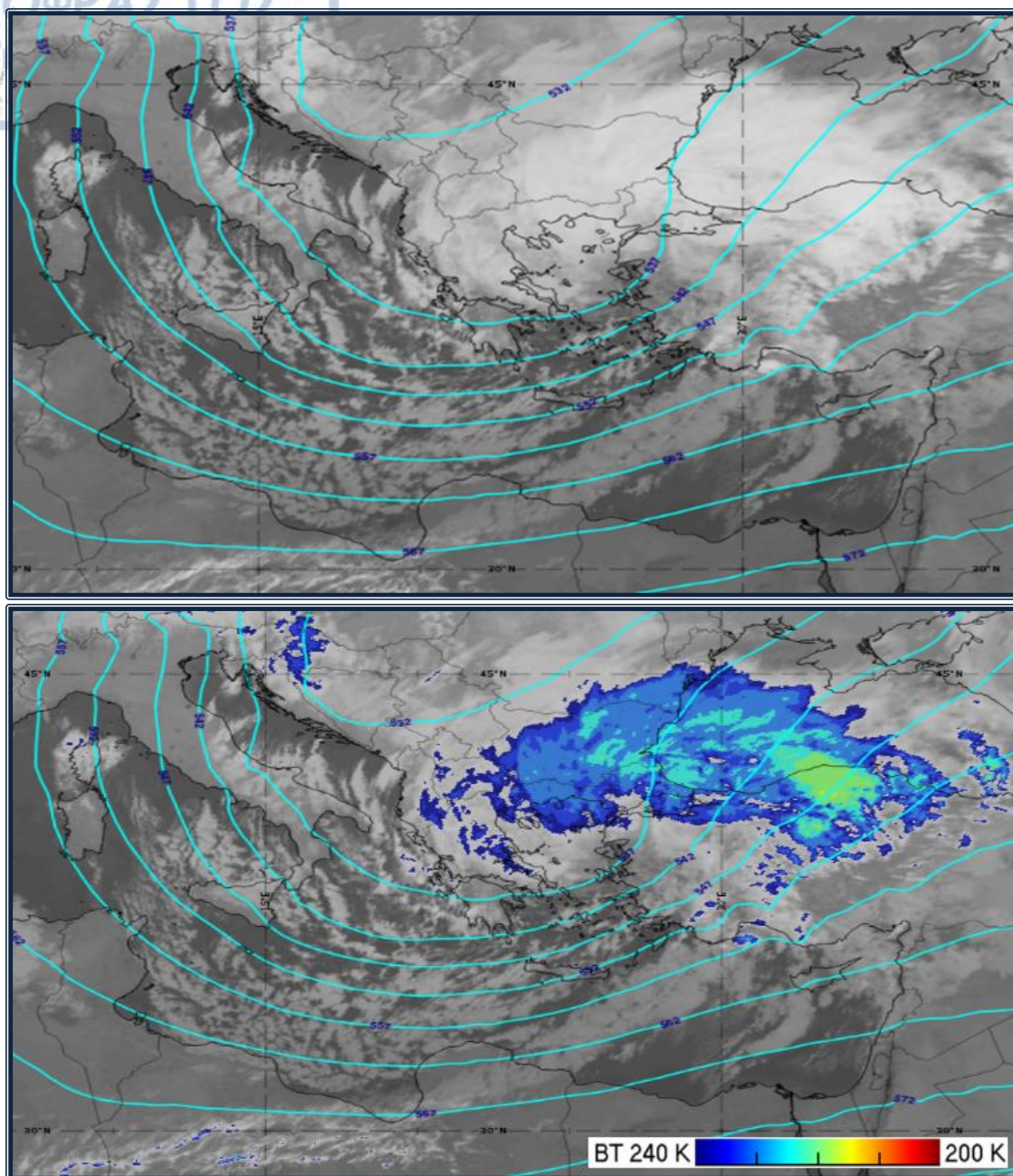
Σχήμα 3.4.4: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρα 12 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Έξι ώρα μετά, στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Σχήμα 3.4.4), τα νέφη που υπάρχουν πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης είναι σε μεγαλύτερο ποσοστό χαμηλού ύψους, καθώς οι αποχρώσεις τους κυμαίνονται σε χαμηλούς τόνους του γκρι, τόσο στο θερμικό όσο και στο ενισχυμένο θερμικό υπέρυθρο. Νέφη όμως που βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής Μακεδονίας και

συγκεκριμένα στα δυτικά του νομού Θεσσαλονίκης και της κεντρικής Μακεδονίας, αλλά και στα βόρεια, βορειοανατολικά και νοτιοανατολικά της κεντρικής Μακεδονίας και της Θεσσαλονίκης, παρουσιάζονται στην εικόνα του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου με αποχρώσεις του μπλε. Τα νέφη αυτά αντιστοιχούν σε νέφη μεσαίου ύψους, τα οποία δεν εκτείνονται ιδιαίτερα σε μεγάλο ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα και δεν παρουσιάζουν πολύ ψυχρές κορυφές. Επιπλέον, στην εικόνα του θερμικού υπέρυθρου, οι ίδιοι νεφικοί σχηματισμοί, παρουσιάζονται με πιο σκούρες αποχρώσεις του γκρι και με μέτριες τιμές λαμπρότητας, γεγονός που επαληθεύει τα αποτελέσματα του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου, αλλά και τα συμπεράσματα για τη θερμοκρασία των νεφών.

Ο τύπος του νεφικού συστήματος που αναπτύσσεται κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, οφείλεται στη δημιουργία μετωπικής ύφεσης τύπου «κόμματος». Κατά το συγκεκριμένο στάδιο, η ύφεση βρίσκεται στο στάδιο ωρίμανσης, όπου παράλληλα βρίσκεται και στη μεγαλύτερη ανάπτυξή της. Στο στάδιο της ωρίμανσης, τα νέφη στην κορυφή του «κόμματος» αποκτούν το σχήμα του γάντζου (hook). Το κέντρο του χαμηλού σημειώνει τη μεγαλύτερη πτώση και τοποθετείται εσωτερικά του γάντζου, στο κέντρο καμπυλότητας του συστήματος (Ζούργου, 2015). Στην προκειμένη περίπτωση, οι νεφικές μάζες, οι οποίες στην εικόνα του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου εμφανίζονται με αποχρώσεις του μπλε-κίτρινου, αντιστοιχούν σε νεφικές περιοχές βρισκόμενες στην κορυφή του συστήματος, το κέντρο του οποίου παρουσιάζει χαρακτηριστικά γάντζου (hook). Η περιοχή της Θεσσαλονίκης, βρίσκεται σχεδόν στην κορυφή του συστήματος και τοποθετείται συγκεκριμένα βόρεια-βορειοδυτικά αυτού.

Παρατηρώντας την κίνηση του νεφικού συστήματος, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση, η οποία αποτυπώνεται μέσα από το Σχήμα 3.4.3, διακρίνεται η ακόμη ανατολικότερη μετατόπιση και κίνηση αυτού. Η διαπίστωση αυτή, έρχεται να ταυτιστεί με τα αποτελέσματα του χάρτη επιφάνειας στην παράγραφο 2.2 (Σχήμα 2.2.2) για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, όπου φαίνεται ότι το βαρομετρικό χαμηλό βρίσκεται μέσα στο Αιγαίο, δηλαδή σε ανατολικότερη θέση σε σχέση με αυτήν που ήταν την ίδια ημέρα, αλλά στις 06 UTC.



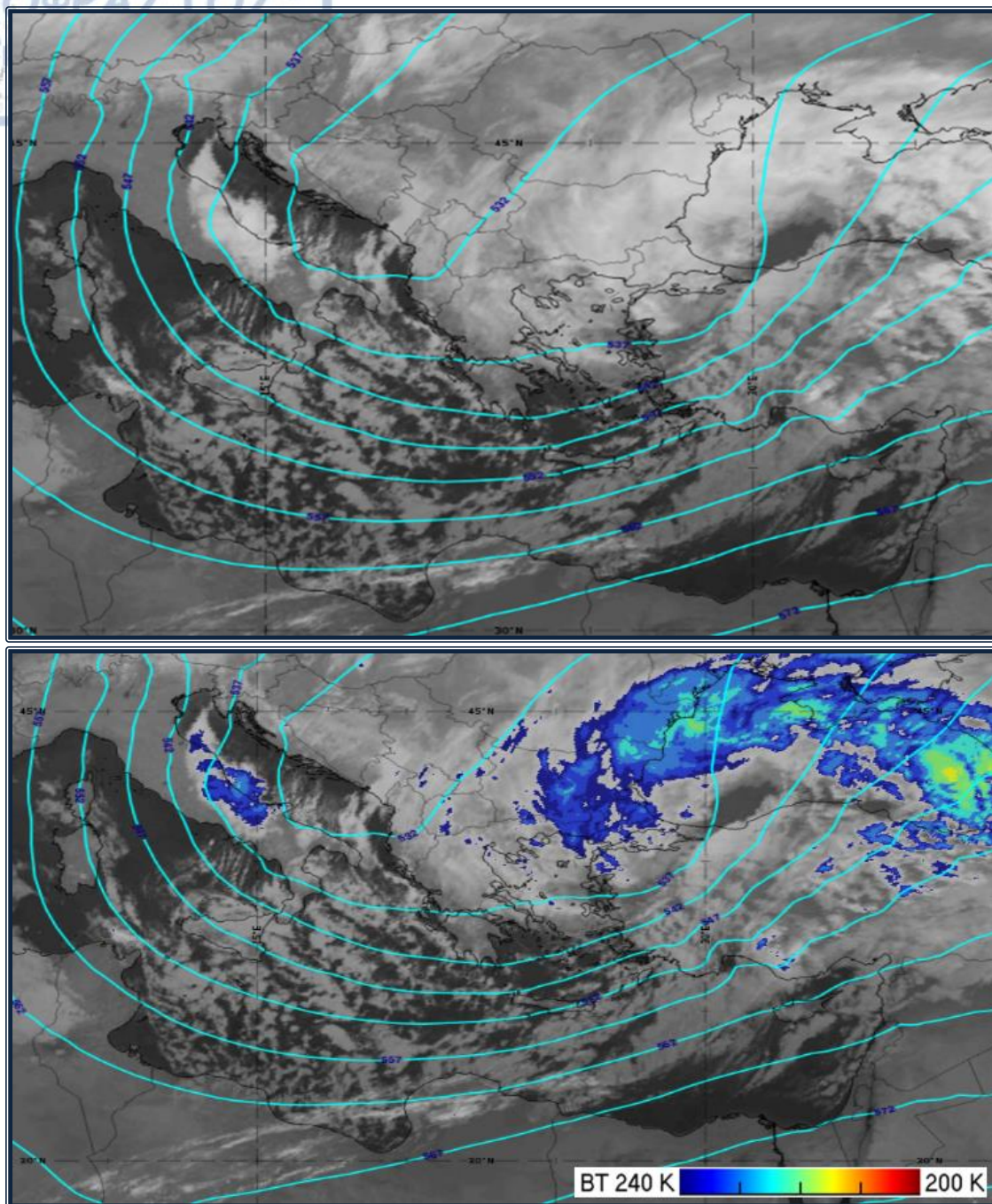
Σχήμα 3.4.5: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρα 18 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Σχήμα 3.4.5), εντοπίζεται νεφική ζώνη από τα ανοιχτά του Θερμαϊκού και τη νοτιοανατολική Θεσσαλονίκη, εκτεινόμενη βορειοδυτικά προς τα κεντρικά, δυτικά και βόρεια του νομού Θεσσαλονίκης έως και το εσωτερικό της κεντρικής Μακεδονίας, αλλά και μια επιπλέον νεφική περιοχή στα βορειοανατολικά του νομού Θεσσαλονίκης. Οι νεφικές αυτές δομές για την εικόνα

του ενισχυμένου υπέρυθρου, παρουσιάζονται στη σκηνή με μπλε αποχρώσεις. Τα νέφη τα οποία στο ενισχυμένο θερμικό υπέρυθρο, απεικονίζονται με χρωματικούς τόνους του μπλε, είναι νέφη μεσαίου ύψους, τα οποία λόγω του ότι δεν εκτείνονται πολύ μέσα στην τροπόσφαιρα, δεν έχουν τόσο ψυχρές κορυφές, αλλά και η αντίθεση που δημιουργείται με τις σκούρες αποχρώσεις της θερμής επιφάνειας και των χαμηλών θερμών νεφών, είναι διακριτή. Στην εικόνα του θερμικού υπέρυθρου τα ίδια αυτά νέφη εξαιτίας των λιγότερο ψυχρών κορυφών τους, εμφανίζονται με πιο σκούρες αποχρώσεις του γκρι σε σχέση με τη ψηλά νέφη, αλλά με λίγο πιο ανοιχτές σε σχέση με τα χαμηλά νέφη.

Εκτός όμως από νέφη μεσαίου ύψους, στην περιοχή του νομού Θεσσαλονίκης, διακρίνονται μέσα στην καλά οργανωμένη νεφική μάζα και νεφικές περιοχές με σκούρους τόνους του γκρι. Οι νεφικές αυτές περιοχές, αντιστοιχούν σε νέφη θερμά, χαμηλού ύψους, τα οποία ως θερμές περιοχές απεικονίζονται με σκούρες αποχρώσεις. Από την κίνηση τόσο της νεφικής δομής, όσο και των γεωδυναμικών υψών, συμπεραίνεται ότι το σύστημα που οφείλεται για τη δημιουργία αυτού του εκτεταμένου νεφικού σχηματισμού, αλλά και για την παρατηρούμενη κακοκαιρία έχει μετακινηθεί ακόμη πιο ανατολικά, με βάση την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.4), απομακρυνόμενο σταδιακά από την Ελλάδα. Το συμπέρασμα αυτό μάλιστα, βεβαιώνεται και από την αποτύπωση των χαρτών επιφάνειας για τη δεδομένη χρονική στιγμή που μελετάται, όπου διακρίνεται η ακόμη ανατολικότερη μετατόπιση της οργανωμένης ύφεσης και η σταδιακή μείωση της επίδρασης αυτής στην περιοχή της Θεσσαλονίκης.

Όσον αφορά στο είδος του νεφικού συστήματος κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, αυτό συνεχίζει να διατηρεί τις ιδιότητες του τύπου «κόμματος», αποκτώντας όμως στη φάση αυτή πιο ξεκάθαρο σχήμα γάντζου (hook) στην κεφαλή του συστήματος, το οποίο βρίσκεται στο στάδιο ωρίμανσης. Το κέντρο του χαμηλού, λαμβάνοντας υπόψη και τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας στην παράγραφο 2.2, τοποθετείται εσωτερικά του γάντζου (hook), στο κέντρο καμπυλότητας του συστήματος. Η περιοχή της Θεσσαλονίκης, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, βρίσκεται δεξιά της κεφαλής του συστήματος, καθώς αυτό έχει απομακυνθεί από την περιοχή, κινούμενο ανατολικότερα.

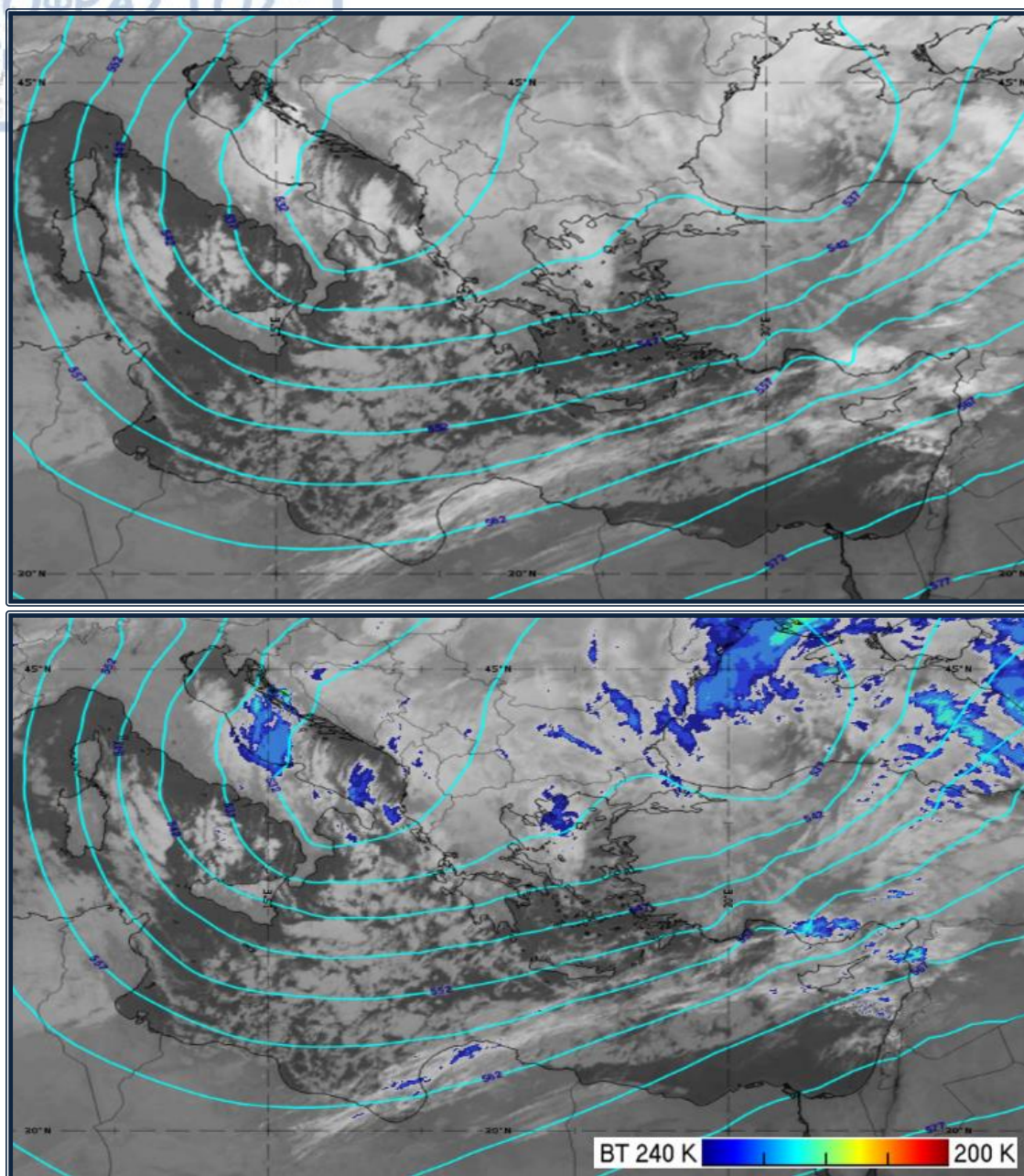


Σχήμα 3.4.6: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρα 00 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC (Σχήμα 3.4.6), ψήγματα και μεμονωμένες περιοχές νεφών μεσαίου ύψους, εντοπίζονται στα δυτικά του νομού, απεικονιζόμενες με μπλε αποχρώσεις στην εικόνα. Οι μεμονωμένες αυτές περιοχές



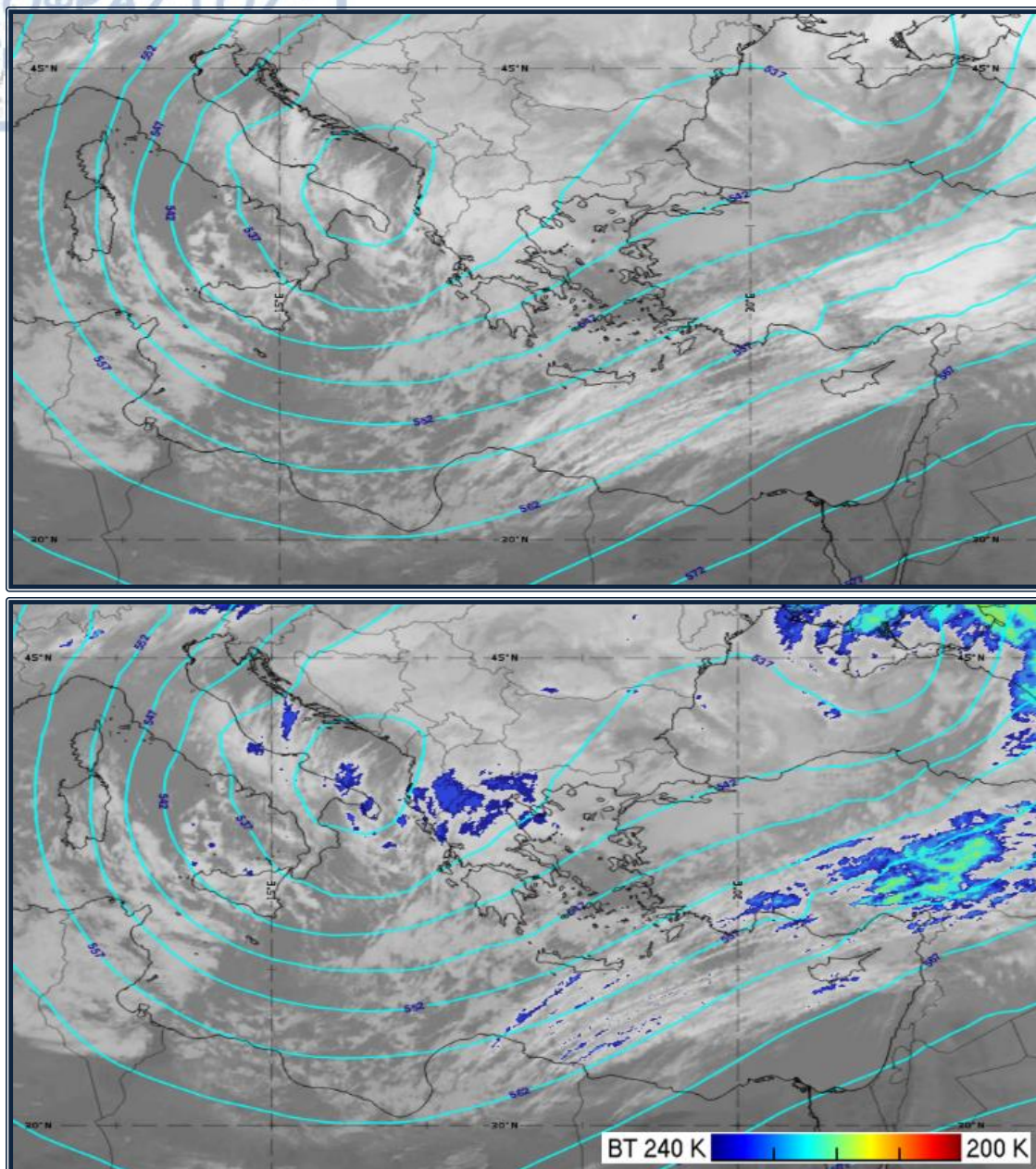
νεφών με μεσαίο ύψος, τα οποία δεν εκτείνονται σε πολύ μεγάλη ύψη μέσα στην τροπόσφαιρα, είναι ενσωματωμένες μέσα σε νεφικές μάζες χαμηλού ύψους, οι οποίες μάλιστα υπερτερούν πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης και της κεντρικής Μακεδονίας, κυρίως όμως και σε μεγαλύτερο ποσοστό, στα πιο κεντρικά και ανατολικά αυτών. Η διαπίστωση ότι οι νεφικοί αυτοί σχηματισμοί είναι χαμηλού ύψους, προκύπτει από το ότι οι αποχρώσεις τους κυμαίνονται σε χαμηλούς τόνους του γκρι. Κατά τη συγκεκριμένη φάση, το νεφικό σύστημα αρχίζει να αποδιοργανώνεται, όπως φαίνεται και από τις υψηλές θερμοκρασίες της κορυφής των νεφών, ενώ φαίνεται επίσης να αποκόπτεται και η κεφαλή του συστήματος. Η περιοχή της Θεσσαλονίκης, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, βρίσκεται δεξιά του συστήματος αυτού.



Σχήμα 3.4.7: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρα 06 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC (Σχήμα 3.4.7), πάνω από την υπό μελέτη περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνονται νέφη θερμά και χαμηλού ύψους. Το συμπέρασμα αυτό, τεκμηριώνεται από το γεγονός ότι στις εικόνες και του θερμικού και του ενισχυμένου υπερύθρου, τα συγκεκριμένα νέφη απεικονίζονται με χαμηλούς τόνους του γκρι ως θερμές περιοχές που είναι, με βάση τη σύμβαση που ισχύει για το

θερμικό υπέρυθρο. Η ατμοσφαιρική διαταραχή, κατά τη συγκεκριμένη φάση παρουσιάζει στοιχεία αποκοπής, η οποία στη στάθμη των 500 hpa, σύμφωνα και με τον αντίστοιχο χάρτη στην παράγραφο 2.1.α1, εμφανίζεται με τη μορφή κλειστού κέντρου των γεωδυναμικών υψών (*cut-off low system*). Η θέση του κλειστού αυτού κέντρου των γεωδυναμικών υψών, είναι δυτικά-βορειοδυτικά της Ελληνικής περιοχής και ειδικότερα δυτικά της περιοχής μελέτης, δηλαδή την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Επίσης, οι ισοπληθείς των χαμηλών γεωδυναμικών υψών, εμφανίζουν μια επιπλέον ανατολικότερη κίνηση, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.6). Η ανατολικότερη αυτή κίνηση των γεωδυναμικών υψών, αποτυπώνεται παράλληλα και στη συνοπτική κατάσταση στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), με την ανατολικότερη κίνηση της ύφεσης στην περιοχή της Μαύρης Θάλασσας και η οποία επιβεβαιώνεται από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας της παραγράφου 2.2.

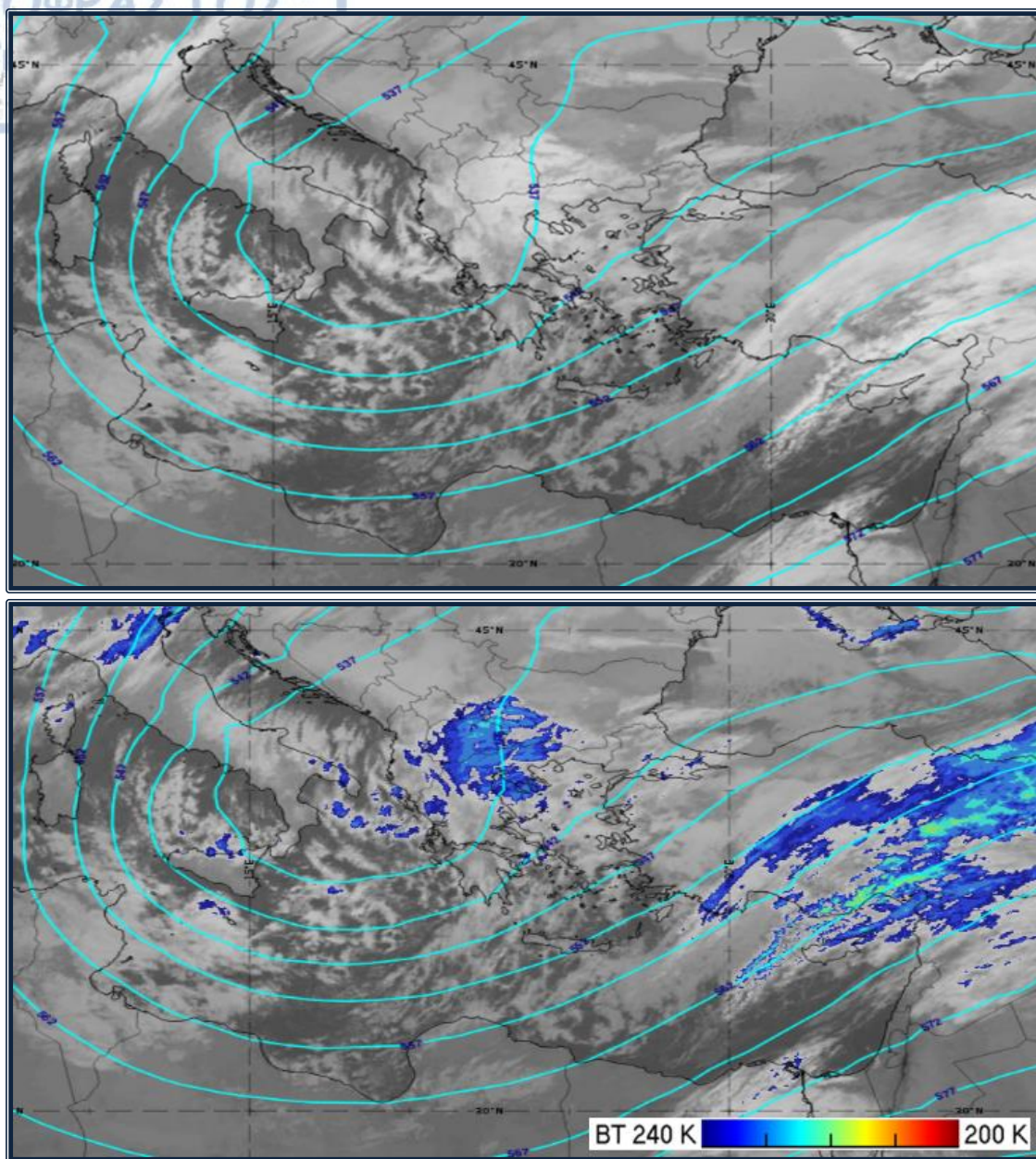


Σχήμα 3.4.8: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρα 12 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Σχήμα 3.4.8), πάνω από τη Θεσσαλονίκη επικρατεί ένας συνδυασμός μεταξύ νεφών μεσαίου ύψους και νεφών χαμηλού ύψους. Τα νέφη μεσαίου ύψους, απεικονίζονται με μπλε αποχρώσεις στο κανάλι του ενισχυμένου υπερύθρου, καθώς δεν εκτείνονται σε μεγάλο ύψος και έτσι δεν έχουν πολύ ψυχρές κορυφές. Στο κανάλι του θερμικού υπερύθρου τα ίδια νέφη, εμφανίζουν όχι πολύ μεγάλες θερμοκρασίες λαμπρότητας, αλλά η αντίθεση που

δημιουργείται με τις σκούρες αποχρώσεις της θερμής επιφάνειας και των χαμηλών θερμών νεφών, είναι διακριτή. Τα νέφη αυτά φαίνονται στις εικόνες του θερμικού υπέρυθρου, με πιο σκούρους τόνους του γκρι, σε σχέση με τα ψηλά και ψυχρά νέφη.

Από την άλλη, τα νέφη με χαμηλό ύψος, ως θερμότερες περιοχές, γίνονται διακριτά με πιο σκούρους τόνους του γκρι και με αποχρώσεις παρόμοιες με αυτές την υποκείμενης επιφάνειας πάνω από την οποία βρίσκονται. Η αποκοπή του αυλώνα δυτικά-βορειοδυτικά της Ελλάδας και δυτικά της περιοχής ενδιαφέροντος, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, γίνεται περισσότερο εμφανής και με πιο πιο ξεκάθαρα στοιχεία ως προς τη δομή αυτής, σε σχέση με την προηγούμενη χρονική στιγμή έξι ώρες πριν (Σχήμα 3.4.7). Με βάση τη διαμόρφωση των τιμών των γεωδυναμικών υψών στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, γίνεται εύκολα διακριτό, ότι τα γεωδυναμικά ελαττώνονται σ' έναν άξονα από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά. Τα χαμηλά αυτά γεωδυναμικά ύψη, οφείλονται στην ύπαρξη πολύ ψυχρών αερίων μαζών, οι οποίες φτάνουν μέχρι και το νότιο-νοτιοανατολικό Αιγαίο, με το κύριο πυρήνα όμως της ψυχρής αέριας μάζας να εντοπίζεται από τα κεντρικά περίπου της Ελλάδας και βόρειο-βορειοδυτικότερα. Επιπλέον, διακρίνεται και η δημιουργία οργανωμένου και κλειστού κέντρου χαμηλών γεωδυναμικών υψών βορειοδυτικά από την Ελλάδα. Το κλειστό αυτό κέντρο υποδηλώνει την παρουσία βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια, γεγονός το οποίο επαληθεύεται και από τον αντίστοιχο χάρτη επιφάνειας στην παράγραφο 2.2.

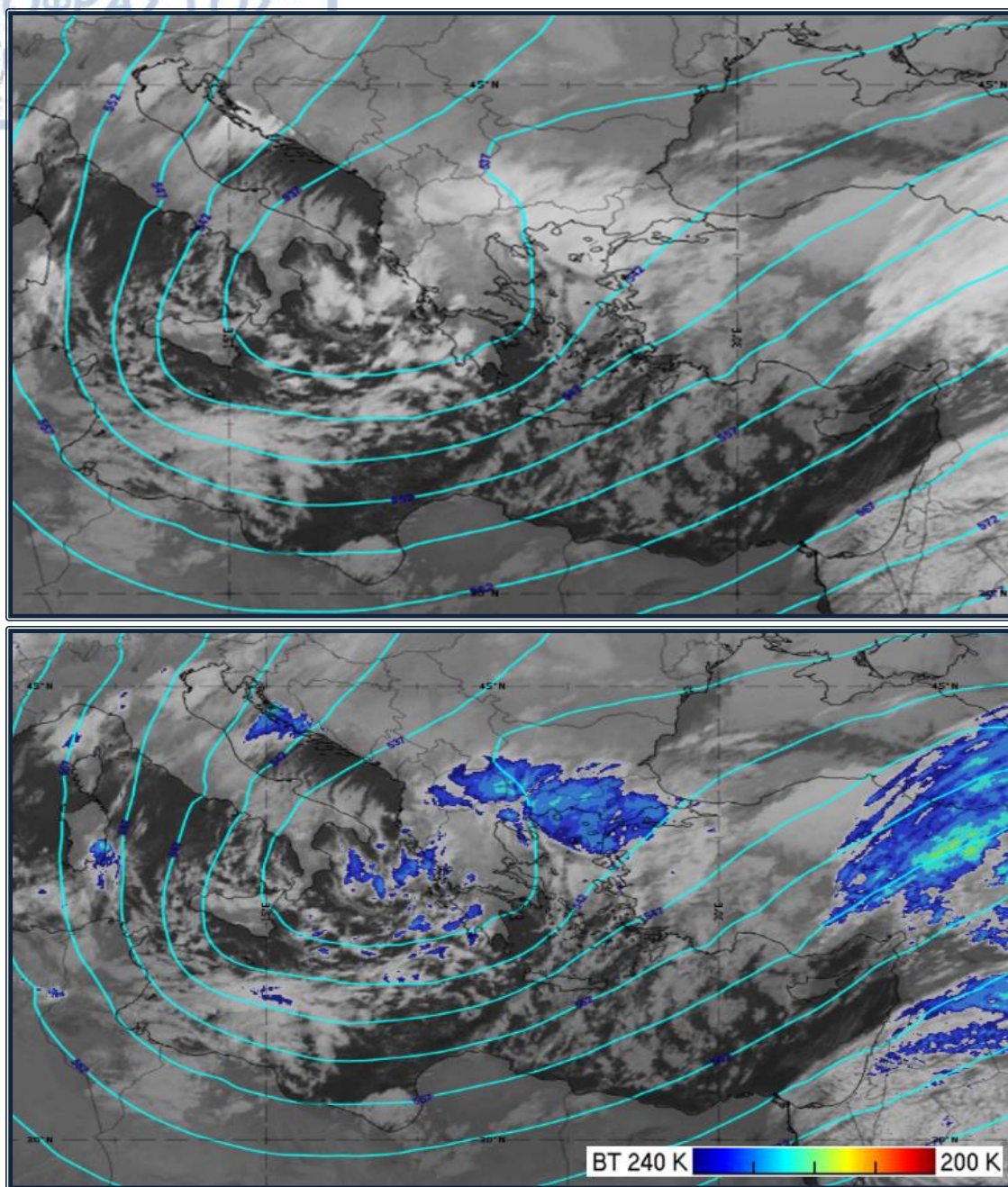


Σχήμα 3.4.9: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρα 18 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Σχήμα 3.4.9), προκύπτει ότι πάνω από τη Θεσσαλονίκη, επικρατούν νέφη μεσαίου ύψους. Η διαπίστωση αυτή τεκμηριώνεται από το γεγονός, ότι στην εικόνα του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου και με βάση τις βαθμίδες της χρωματικής κλίμακας, στη μπάρα κάτω δεξιά, οι νεφικοί αυτοί σχηματισμοί απεικονίζονται στη σκηνή με αποχρώσεις του μπλε, καθώς δεν εκτείνονται σε πολύ μεγάλα ύψη στην τροπόσφαιρα κι έτσι οι κορυφές

τους δεν είναι πολύ ψυχρές. Όσον αφορά στην εικόνα του θερμικού υπέρυθρου, τα νέφη αυτά διακρίνονται με αποχρώσεις του γκρι, λίγο πιο σκούρες σε σχέση με τα ψηλά και ψυχρά νέφη και λίγο πιο ανοιχτές σε σχέση με τα χαμηλά και θερμά νέφη. Έτσι, με τους τόνους του γκρι που έχουν, είναι εφικτή η διάκρισή τους από τις θερμές επιφάνειες και τα θερμά, χαμηλού ύψους νέφη.

Μέσα στην καλά οργανωμένη αυτή νέφωση πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, εντοπίζονται και περιοχές με χαμηλά νέφη. Αυτά τα νέφη ξεχωρίζουν από τα υπόλοιπα μεσαία νέφη, λόγω των πιο σκούρων αποχρώσεων του γκρι που έχουν τόσο στο θερμικό όσο και στο ενισχυμένο θερμικό υπέρυθρο, καθώς είναι θερμές περιοχές και με βάση τα αξιώματα του θερμικού υπέρυθρου, αποδίδονται στη σκηνή με σκούρες αποχρώσεις. Και κατά τη συγκεκριμένη χρονική και φάση της υπό μελέτη κακοκαιρίας, ο αυλώνας συνεχίζει να παραμένει πάνω από την περιοχή μας, με τη μορφή αποκομμένου από τη γενική κυκλοφορία χαμηλού και συγκεκριμένα κλειστού κέντρου των χαμηλών γεωδυναμικών υψών (*cut-off low system*), δυτικότερα της Ελλάδας, αλλά και της περιοχή ενδιαφέροντος. Η κατανομή των γεωδυναμικών υψών στη στάθμη των 500 hpa, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.8), δεν παρουσιάζει ιδιαίτερα αξιόλογη μεταβολή, αν και παρατηρείται μια μικρή μετατόπιση των ισοπληθών των χαμηλών γεωδυναμικών υψών νοτιοανατολικότερα.



Σχήμα 3.4.10: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρα 00 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπέρυθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 5 Ιανουάριου 2019 και ώρα 00 UTC (Σχήμα 3.4.10), πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης εντοπίζεται νέφη δύο κατηγοριών. Η πρώτη κατηγορία νεφών αφορά σε νέφη μεσαίου ύψους. Η διάκριση αυτή επιτυγχάνεται ιδιαίτερα μέσα από την εικόνα του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου, όπου απεικονίζονται με μπλε

αποχρώσεις, σύμφωνα με την αντίστοιχη χρωματική κλίμακα κάτω δεξιά, επί της συγκεκριμένης εικόνας. Καθώς αυτά τα μεσαίου ύψους νέφη, δεν αποκτούν πολύ μεγάλο ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα, δεν εμφανίζουν και πολύ ψυχρές κορυφές, όπως τα ψηλά νέφη κι έτσι αποδίδονται με ανάλογη μπλε χρωματική βαθμίδα, η οποία εκφράζει αντίστοιχα τις θερμοκρασίες των κορυφών των νεφών.

Η δεύτερη κατηγορία νεφών αφορά σε νέφη χαμηλού ύψους. Τα νέφη χαμηλού ύψους, ως πιο θερμά, διακρίνονται στις παραπάνω εικόνες του θερμικού και του ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου, με σκούρες αποχρώσεις του γκρι σε αντιστοιχία με τη θερμοκρασία των κορυφών τους. Με βάση τη μορφή των γεωδυναμικών υψών στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hpa, το στοιχείο της αποκοπής της ατμοσφαιρικής διαταραχής (trough) χαρακτηρίζει και τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή και φάση της κακοκαιρίας. Το κέντρο του αποκομμένου χαμηλού βρίσκεται σύμφωνα με τον αντίστοιχο χάρτη της στάθμης των 500 hpa, δυτικά της Ελλάδας, αλλά και δυτικά-νοτιοδυτικά της περιοχής μελέτης, δηλαδή τη Θεσσαλονίκη. Το σύστημα ανατολικά της χώρας μας, βρίσκεται στο στάδιο ανάπτυξης. Σύμφωνα με τη Ζούγρου (2015), στο στάδιο αυτό παρατηρείται σημαντική ανάπτυξη των νεφών κυρίως στην κεφαλή του «κόμματος» από σωρειτόμορφες νεφώσεις, ενώ η ανάπτυξη αυτή οφείλεται στη θετική μεταφορά στροβιλισμού PVA (Positive Vorticity Advection), που υπάρχει στην περιοχή. Η θετική μεταφορά στροβιλισμού PVA, στην προκειμένη περίπτωση επαληθεύεται από τους χάρτες μεταφοράς στροβιλισμού στα 500 hpa, της παραγράφου 2.1.α2.

Επίσης, ένα άλλο σημαντικό χαρακτηριστικό της συγκεκριμένης κατηγορίας νεφικού συστήματος, είναι η έντονη φωτεινότητα των νεφών στην κεφαλή του συστήματος, όπου οι κορυφές των νεφών είναι πιο ψυχρές και κατά συνέπεια πιο υψηλές (Ζούγρου, 2015). Στη συγκεκριμένη περίπτωση, το συμπέρασμα αυτό επαληθεύεται, καθώς με βάση τις εικόνες του θερμικού και ενισχυμένου υπέρυθρου, στην κεφαλή του συστήματος, η οποία οριοθετείται σε μια περιοχή από τα βόρεια της κεντρικής Μακεδονίας, έως στην ανατολική Μακεδονία, τη Θράκη και το βορειοανατολικό Αιγαίο, διακρίνονται νέφη πιο ψηλά, τα οποία εμφανίζονται με πιο σκούρες αποχρώσεις του γκρι και με αποχρώσεις του μπλε. Επιπλέον, παρατηρώντας τη διαμόρφωση των γεωδυναμικών υψών για τη στάθμη των 500 hpa, γίνεται διακριτή η μετακίνηση των ισοπληθών των χαμηλών γεωδυναμικών υψών νότια-νοτιοανατολικά. Αυτό σημαίνει πως οι ψυχρές αέριες μάζες έχουν κινηθεί ακόμη πιο νότια-νοτιοανατολικά, στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, σε σχέση με τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Σχήμα 3.4.9), γεγονός το οποίο επαληθεύεται και από τον πρώτο σε σειρά χάρτη επιφάνειας των 850 hpa του σχήματος 2.12.

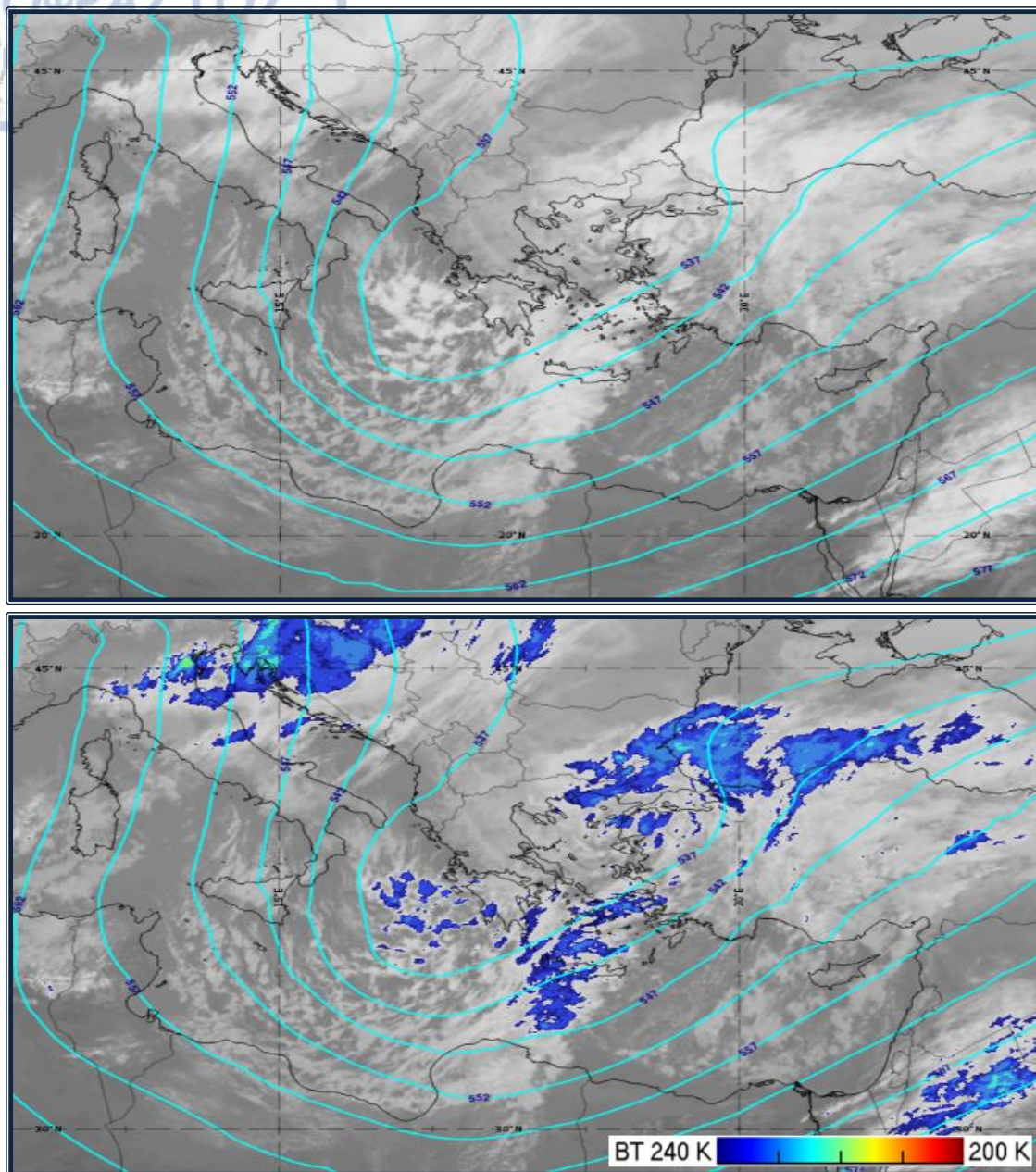


www.eumetrain.org)

χαμηλά νέφη και στις δύο εικόνες, προβάλλονται με σκούρους τόνους του γκρι, ως θερμές περιοχές.

Ο αυλώνας (trough), συνεχίζει και κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή να εμφανίζει αποκοπή από την υπόλοιπη γενική κυκλοφορία. Η μετωπική ύφεση στην προκειμένη χρονική στιγμή η οποία βρίσκεται ανατολικά της χώρας μας, αποτελεί μια μετωπική ύφεση της κατηγορίας «αποκομμένου χαμηλού (cut-off) με νέφη από νότια». Με βάση τις κατηγοριοποιήσεις των σταδίων των συγκεκριμένων υφέσεων, σύμφωνα με τη Ζούγρου (2015), η ύφεση στην υπό μελέτη χρονική στιγμή, βρίσκεται στο στάδιο ανάπτυξης και ο νεφικός σχηματισμός εμφανίζει περισσότερο χαρακτηριστικά αυτού του σταδίου της ύφεσης. Στο στάδιο της ανάπτυξης της ύφεσης, τα νέφη της κεφαλής αποκόπτονται από την κυρίως μετωπική μάζα και στροβιλίζονται γύρω από το κέντρο του χαμηλού. Η μετατόπιση του συστήματος γενικά είναι πολύ μικρή, καθώς τα συστήματα που συνδέονται με αποκομμένα χαμηλά στην ανώτερη ατμόσφαιρα εμφανίζονται σχεδόν στάσιμα. Επίσης, τα νέφη που βρίσκονται νοτιότερα της κύριας μετωπικής μάζας με την κινητική ενέργεια του αεροχειμάρρου μετακινούνται βόρεια, διευρύνονται και πλησιάζουν τα νέφη αυτά (Ζούγρου, 2015). Εν προκειμένω, η οργανωμένη νεφικά μάζα, η οποία οριοθετείται σε μια περιοχή από τα βόρεια της κεντρικής Μακεδονίας, επεκτείνεται στην ανατολική Μακεδονία, τη Θράκη και καταλήγει έως και σε τμήμα της περιοχής της βορειοδυτικής Τουρκίας, αντιστοιχεί στην κύρια μετωπική μάζα του συστήματος. Πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνεται μια αποκοπή των νεφών της κεφαλής από την κύρια μετωπική μάζα, τα οποία στροβιλίζονται γύρω από το κέντρο του χαμηλού. Η Θεσσαλονίκη, βρίσκεται βορειοδυτικά του κέντρου της ύφεσης και στα δεξιά της κύριας νεφικής μάζας του συστήματος.

Λαμβάνοντας υπόψη τη διαμόρφωση των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa, διακρίνεται μια περεταίρω μετακίνηση των ισοπληθών των χαμηλών γεωδυναμικών υψών προς τα νότια-νοτιοανατολικά. Αυτό συνεπάγεται ότι οι ψυχρές αέριες μάζες, έχουν κινηθεί ακόμη πιο νότια-νοτιοανατολικά, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.10). Επιπλέον, διακρίνεται ένα κλειστό κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών, το οποίο καλύπτει ένα αρκετά μεγάλο μέρος της ηπειρωτικής Ελλάδας, αλλά και το κεντρικό και βόρειο Αιγαίο. Η κλειστή αυτή περιοχή των χαμηλών γεωδυναμικών υψών, σχετίζεται με την παρουσία βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια, το κέντρο του οποίου σύμφωνα με τον πρώτο χάρτη επιφάνειας (Σχήμα 2.2.6) του κεφαλαίου 2.2 της παρούσας διατριβής, τοποθετείται στα ανατολικά κράσπεδα του κέντρου αυτού.

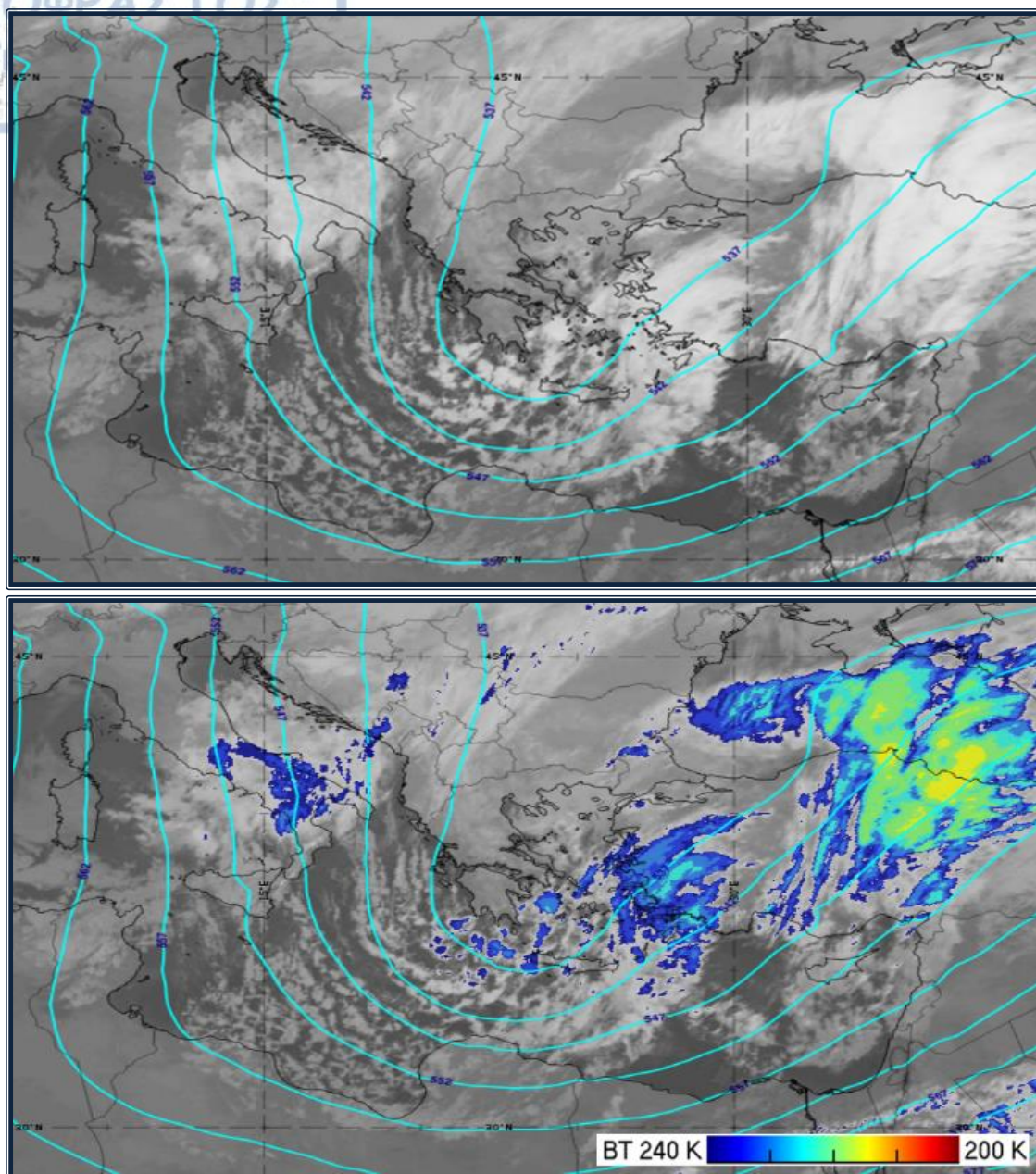


Σχήμα 3.4.12: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρα 12 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Σχήμα 3.4.12), όσον αφορά στην περιοχή ενδιαφέροντος και μελέτης, δηλαδή την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνονται νέφη χαμηλού ύψους. Το συμπέρασμα αυτό τεκμηριώνεται από το γεγονός, ότι οι νεφικές περιοχές πάνω από το νομό Θεσσαλονίκης, τόσο στην εικόνα του θερμικού όσο και στην εικόνα του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου με κέντρο στα 10.8 μm , απεικονίζονται με σκούρους τόνους του

γκρι. Αυτό σημαίνει ότι τα επικρατούντα νέφη πάνω από τη Θεσσαλονίκη, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, είναι θερμά και ως θερμικές περιοχές απεικονίζονται με σκούρες αποχρώσεις, παρόμοιες με αυτές την υποκείμενες επιφάνειας. Επίσης, οι ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι, οφείλονται στο χιονοσκοπές έδαφος, το οποίο χαρακτηρίζει την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης.

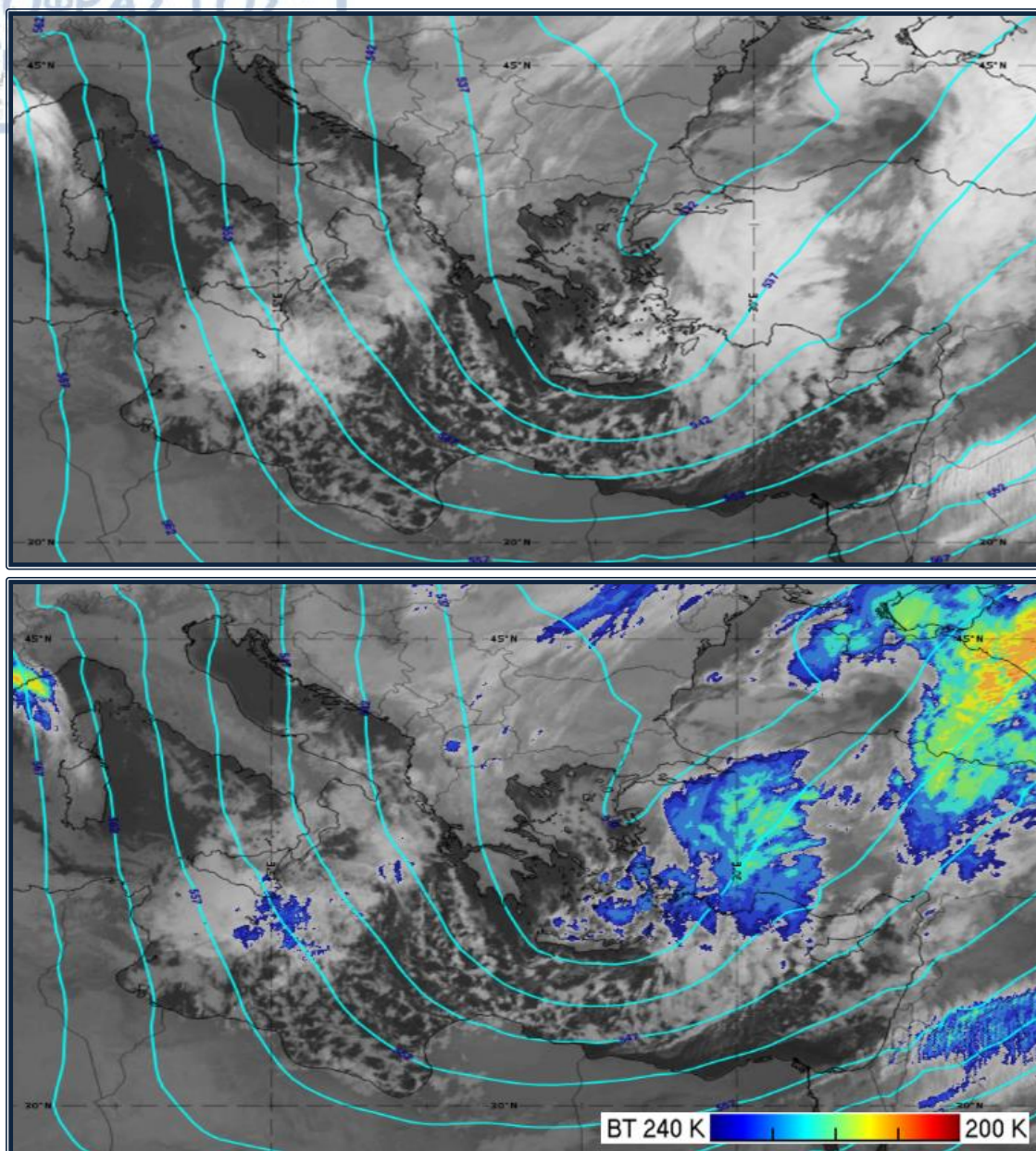
Συγκριτικά με την προηγούμενη κατάσταση έξι ώρες πριν (Σχήμα 3.4.11), ο αυλώνας (trough) δεν παρουσιάζει μορφή αποκοπής, αλλά αυτός ενσωματώνεται στη γενική κυκλοφορία, σύμφωνα και με τον αντίστοιχο χάρτη της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa. Λαμβάνοντας υπόψη τη διαμόρφωση των γεωδυναμικών υψών της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, διακρίνεται η ανατολικότερη-νοτιοανατολικότερη μετακίνηση, σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.11) των ισοπληθών των χαμηλών γεωδυναμικών υψών. Το γεγονός αυτό, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι τόσο οι ψυχρές αέριες μάζες, όσο και το βαρομετρικό χαμηλό που προκάλεσε την κακοκαιρία, μετακινούνται σταδιακά ανατολικά-νοτιοανατολικά. Η ανατολική-νοτιοανατολική αυτή μετακίνηση των ψυχρών αερίων μαζών, αλλά και της μετωπικής ύφεσης, φαίνεται ξεκάθαρα μέσα από τον αντίστοιχο χάρτη της ισοβαρικής επιφάνειας των 850 hpa (Σχήμα 2.1.13) και το χάρτη επιφάνειας αντίστοιχα (Σχήμα 2.2.6).



Σχήμα 3.4.13: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρα 18 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC (Σχήμα 3.4.13), στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, η οποία αποτελεί αποκλειστική περιοχή μελέτης, για το επεισόδιο χιονόπτωσης μεταξύ 3 και 6 Ιανουαρίου 2019, ο ουρανός αρχίζει να αιθριάζει. Πιθανόν όμως να υπάρχουν κάποιες νεφώσεις χαμηλού ύψους στα πολύ ανατολικά τμήματα κυρίως του νομού, που όμως δεν είναι ευδιάκριτες, λόγω του ότι εμφανίζουν τόνους του γκρι παρόμοιες με αυτές της υποκείμενης χιονοσκεπούς επιφάνειας. Η

ύπαρξη πιθανόν κάποιων νεφών χαμηλού ύψους, προκύπτει και από την εμφάνιση μιας μικρής περιοχής με αυξημένη σχετική υγρασία (~85%) σε χαμηλά τροποσφαιρικά στρώματα, σύμφωνα με τη ζωνική κατακόρυφη τομή για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, όπως συνοψίζεται στην ενότητα 2.1.στ της παραγράφου 2.1, της παρούσας διατριβής. Το χιονοσκεπές έδαφος, λόγω του ότι αποτελεί ψυχρή περιοχή, εμφανίζεται στη σκηνή με πιο ανοικτούς τόνους του γκρι. Επίσης, παρατηρώντας τα γεωδυναμικά ύψη στα 500 hpa, διακρίνεται μια ανατολικότερη-νοτιοανατολικότερη μετατόπιση των ισοπληθών των χαμηλών γεωδυναμικών υψών σε σχέση με την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.12), γεγονός που σημαίνει ότι οι ψυχρές αέριες μάζες κινούνται σταδιακά προς τα ανατολικά, απομακρυνόμενες σιγά-σιγά από τη χώρα μας, όπως επιβεβαιώνει και ο πρώτος κατά σειρά χάρτης επιφάνειας των 850 hpa του σχήματος 2.14, της ενότητας 2.1.β, της παραγράφου 2.1, της παρούσας εργασίας.



Σχήμα 3.4.14: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου και του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου στα 10.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 6/1/2019 και ώρα 00 UTC. Η χρωματική κλίμακα στην εικόνα του ενισχυμένου υπερύθρου αντιπροσωπεύει τη θερμοκρασία λαμπρότητας της κορυφής των νεφών σε βαθμούς Kelvin (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC (Σχήμα 3.4.14), πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, τα νεφικά συστήματα έχουν κατακερματιστεί και επικρατούν μεγάλα ανοίγματα στην ευρύτερη περιοχή. Το έδαφος λόγω της χιονοκάλυψης, παρουσιάζει μεγάλες τιμές λαμπρότητας τόσο στο θερμικό, όσο και στο ενισχυμένο θερμικό υπέρυθρο κι έτσι απεικονίζεται με ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι.

Από τη διαμόρφωση των ισοϋψών της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hpa, διακρίνεται μια ακόμη πιο ανατολική μετακίνηση των ισοπληθών των χαμηλών γεωδυναμικών υψών, σε σύγκριση με την προηγούμενη κατάσταση (Σχήμα 3.4.13). Η ακόμη πιο ανατολική αυτή κίνηση των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa, συνδέεται με την ανατολικότερη κίνηση της ψυχρής αέριας μάζας προς την περιοχή της Τουρκίας, γεγονός το οποίο αποτυπώνεται και στο δεύτερο χάρτη της στάθμης αναφοράς των 850 hpa, του σχήματος 2.14, της ενότητας 2.1.β, της παραγράφου 2.1, της παρούσας εργασίας.

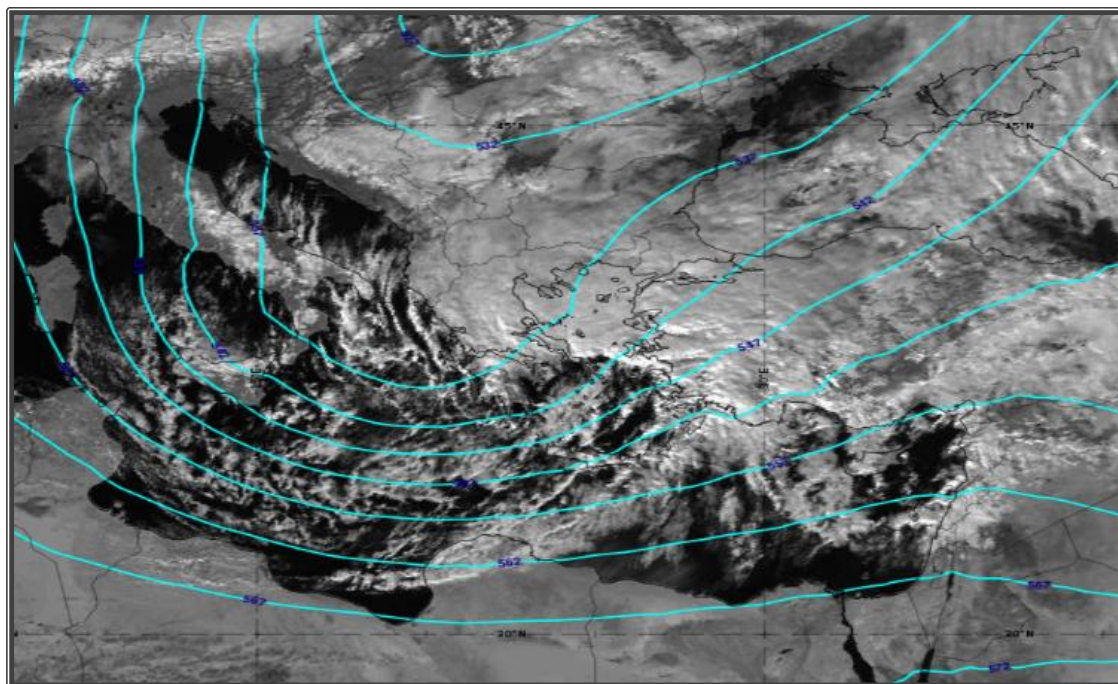
3.4.β Ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος με κέντρο στα 0.8 μm

II) Κανάλι 2, ορατό φάσμα με κέντρο στα 0.8 μm - Visual (VIS0.8)

Το κανάλι 2 του ορατού φάσματος με κέντρο στα 0.8 μm , μαζί με το κανάλι 1 στα 0.6 μm , καταγράφει την ακτινοβολία, η οποία (i) ανακλάται απ' τις κορυφές των νεφών, όσο και απ' τις επιφάνειες της Γης και (ii) σκεδάζεται απ' την ατμόσφαιρα. Η πληροφορία που εξάγεται από τα κανάλια του ορατού φάσματος αφορά μόνο στη διάρκεια της ημέρας, καθώς απαραίτητη προϋπόθεση για να γίνει η καταγραφή από τα συγκεκριμένα κανάλια είναι η ύπαρξη ηλιακού φωτός. Η λαμπρότητα στις VIS εικόνες, άρα και στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος εκφράζει τη λευκάγεια της επιφάνειας. Έτσι, περιοχές και επιφάνειες με μεγάλη λευκάγεια θα απεικονίζονται με ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι, ενώ περιοχές με μικρή λευκάγεια με σκούρες αποχρώσεις του γκρι. Η λαμπρότητα ενός νέφους στην εικόνα, επηρεάζεται από τη θέση του νέφους σε σχέση με το δορυφόρο και τον ήλιο, αλλά και από την ανακλαστικότητα του νέφους. Η ανακλαστικότητα του νέφους εξαρτάται: (α) από το πάχος τους νέφους, (β) το μέγεθος των υδροσταγόνων, (γ) το περιεχόμενο του νέφους σε νερό και (δ) τη σύνθεση του νέφους (υδροσταγόνες ή παγοκρύσταλλοι) (Φείδας, 2021).

Με βάση λοιπόν τις παραπάνω συμβάσεις του ορατού φάσματος, ένα νέφος με μεγάλο πάχος, όπως για παράδειγμα τα μετωπικά νέφη ή νέφη μεγάλης κατακόρυφης ανάπτυξης (Cumulus ή Cumulonimbus), στις εικόνες του ορατού, άρα και στην εικόνα του καναλιού 2, θα φαίνονται πιο λευκά. Νέφη με λεπτή υφή, όπως για παράδειγμα τα νέφη τύπου Cirrus, θα απεικονίζονται με πιο σκούρες αποχρώσεις καθώς είναι διαπερατά στη γήινη ακτινοβολία. Εξαίρεση αποτελούν τα νέφη τύπου Stratocumulus, τα οποία αν και έχουν μικρό οπτικό πάχος, λόγω των μικρών υδροσταγόνων φαίνονται πιο λευκά, καθώς οι μικρές υδροσταγόνες προσδίδουν στα νέφη μεγάλη ανακλαστικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Επιπλέον, στις εικόνες του ορατού διακρίνονται και οι σκιές των νεφών με διάφορες αποχρώσεις του γκρι, λόγω πολλαπλής σκέδασης (Φείδας, 2021).

Το κανάλι 2 του ορατού φάσματος λειτουργεί παρόμοια με το κανάλι 1 με κέντρο στα 0.6 μm , με τη μόνη διαφορά να εντοπίζεται στην ανακλαστικότητα της γήινης επιφάνειας. Στην περιοχή αυτή του ορατού φάσματος, δηλαδή στα 0.8 μm , η ανακλαστικότητα της γήινης επιφάνειας και των χερσαίων περιοχών είναι μεγαλύτερη σε σχέση με αυτή του φάσματος στα 0.6 μm , λόγω της βλάστησης και των χαρακτηριστικών του εδάφους. Έτσι, τα διάφανα νέφη είναι πιο διακριτά στο κανάλι 1 των 0.6 μm , λόγω μικρότερης ανακλαστικότητας του εδάφους, σε σχέση με το κανάλι 2 με κέντρο στα 0.8 μm (Φεΐδας, 2021).



Σχήμα 3.4.15: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 2 του ορατού στα 0.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)

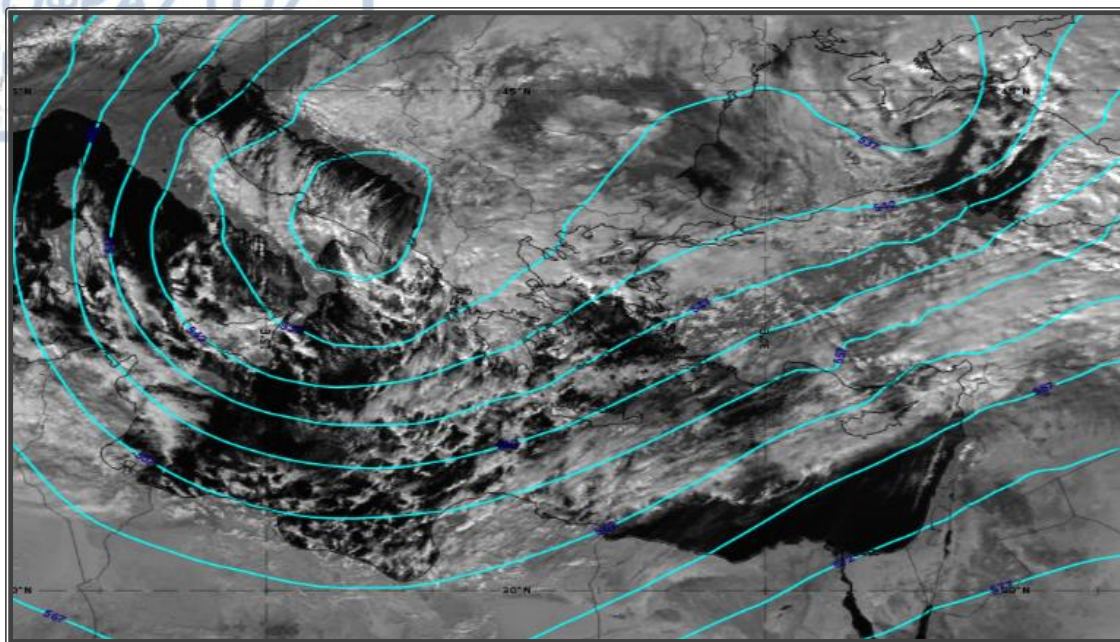
Στο παραπάνω σχήμα (Σχήμα 3.4.15) απεικονίζονται τα νέφη στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος με κέντρο στα 0.8 μm , αλλά και τα γεωδυναμικά ύψη στην ισοβαρική στάθμη των 500 hpa. Η συγκεκριμένη δορυφορική εικόνα, περιγράφει την κατάσταση πάνω από την περιοχή της Ελλάδας, αλλά και της ευρύτερης γεωγραφικά περιοχής, για τις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC.

Οριοθετώντας ως περιοχή μελέτης, την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης διακρίνονται νεφικές περιοχές, οι οποίες χαρακτηρίζονται από ελαφρώς ανώμαλες κορυφές ως προς την υψή τους. Οι νεφικές αυτές περιοχές εντοπίζονται στα δυτικά, αλλά και στα ανατολικά-βορειοανατολικά του νομού. Επιπλέον, γενικά στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, σύμφωνα με τις συνθήκες του ορατού φάσματος, τα νέφη που επικρατούν τη δεδομένη χρονική στιγμή αναφοράς, είναι νέφη με σχετικά μεγάλο οπτικό πάχος. Αυτό το συμπέρασμα προκύπτει από το

γεγονός, ότι η λαμπρότητα που παρουσιάζουν γενικότερα τα νεφικά συστήματα στην παραπάνω εικόνα, έχει σχετικά μεγάλες τιμές.

Παράλληλα, η λαμπρότητα των νεφικών συστημάτων πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, παρουσιάζει πολύ μικρές διακυμάνσεις μέσα στη συνολική νεφική μάζα κι έτσι εντοπίζονται νεφικές περιοχές, οι οποίες παρουσιάζουν λίγο μεγαλύτερη λαμπρότητα και νεφικές περιοχές με λίγο χαμηλότερη λαμπρότητα. Νέφη μεγαλύτερης λαμπρότητας εμφανίζονται σε δυτικές περιοχές από τη Σίνδο και δυτικότερα, στα νοτιοανατολικά της Θεσσαλονίκης, αλλά και σε ανατολικές-βορειοανατολικές περιοχές, δηλαδή σε περιοχές που γειτνιάζουν με τις Σέρρες, αλλά και γύρω από τις λίμνες.

Οι νεφικές αυτές περιοχές με λίγο μεγαλύτερη ανακλαστικότητα, πολύ πιθανόν να αποτελούν όχι στο σύνολο τους, νέφη Stratocumulus (Sc) ή Nimbostratus (Ns), καθώς σύμφωνα με την εικόνα στο θερμικό και ενισχυμένο θερμικό υπέρυθρο με κέντρο στα 10.8 μm (Σχήμα 3.4.4), στην περιοχή όπου στο ορατό φάσμα εντοπίζονται τα νέφη αυτά με τη μεγαλύτερη ανακλαστικότητα, επικρατούν και κατώτερα νέφη. Τα Stratocumulus (Sc) δίνουν μεγάλη ανακλαστικότητα λόγω των μικρών υδροσταγόνων, ενώ τα Nimbostratus (Ns) δίνουν επίσης μεγάλη ανακλαστικότητα, λόγω του μεγαλύτερου οπτικού πάχους, σε σχέση με τα υπόλοιπα νέφη χαμηλότερου ύψους. Τα υπόλοιπα νέφη που δεν είναι χαμηλά, σύμφωνα με την εικόνα στο θερμικό υπέρυθρο, εμφανίζουν μεγαλύτερη ανακλαστικότητα, είτε λόγω της αύξησης του οπτικού τους πάχους, είτε λόγω της μείωσης του μεγέθους των υδροσταγόνων ή των παγοκρυστάλλινων που περιέχουν, είτε λόγω του ότι αποτελούν από παγοκρυστάλλους.



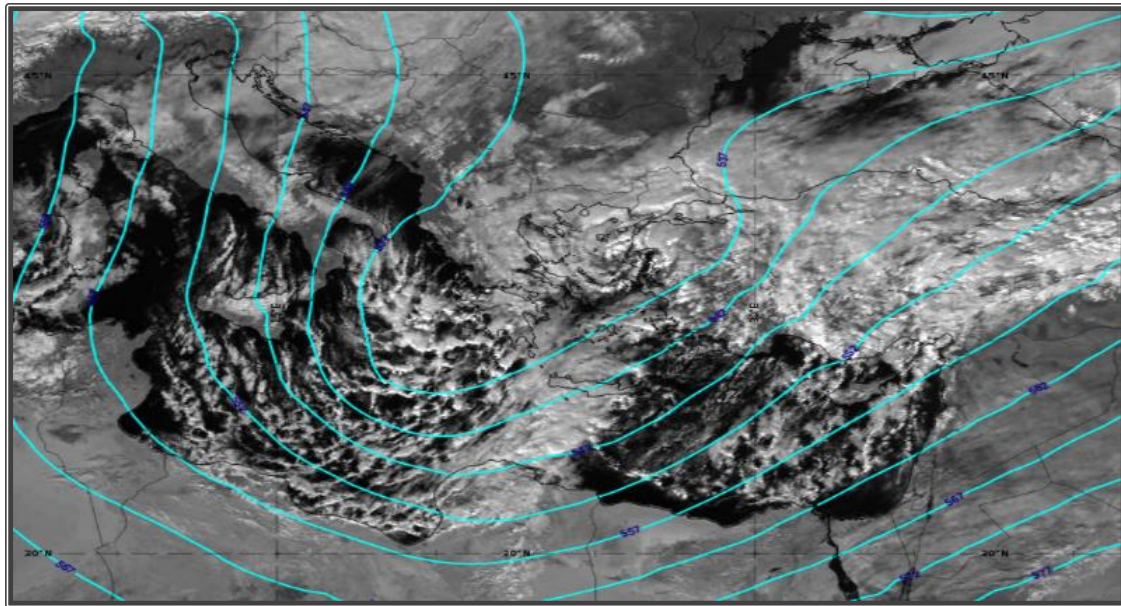
Σχήμα 3.4.16: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 2 του ορατού στα 0.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στην παραπάνω εικόνα (Σχήμα 3.4.16) απεικονίζονται τα νέφη στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος, το οποίο αντιστοιχεί στα 0.8 μm, αλλά και τα γεωδυναμικά ύψη στη στάθμη των 500 hpa. Η κατάσταση, η οποία απεικονίζεται αφορά στην ευρύτερη Ελληνική περιοχή, για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC. Τα συμπεράσματα τα οποία προκύπτουν από την ανάλυση του συγκεκριμένου χάρτη, ερμηνεύονται με τον ίδιο τρόπο, όπως αυτά του χάρτη της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC (Σχήμα 3.4.15).

Έτσι, πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνονται νέφη με σχετικά μεγάλη ανακλαστικότητα όχι όμως στο σύνολο της νεφικής μάζας, καθώς υπάρχουν και νεφικές περιοχές με μικρότερη ανακλαστικότητα κυρίως στα πιο νοτιοδυτικά τμήματα του νομού. Τα νέφη τα οποία εμφανίζουν μεγαλύτερη ανακλαστικότητα στην παραπάνω εικόνα του ορατού φάσματος με κέντρο στα 0.8 μm, είναι νέφη και με μεγαλύτερο οπτικό πάχος, αλλά και χαμηλά νέφη είτε Stratocumulus (Sc), είτε Nimbostratus (Ns), τα οποία εμφανίζουν μεγαλύτερη ανακλαστικότητα λόγω των μικρών υδροσταγόνων και του μεγαλύτερου οπτικού πάχους αντίστοιχα. Τα συμπεράσματα αυτά σχετικά με το οπτικό πάχος και το ύψος των νεφών, που χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη ανακλαστικότητα, επαληθεύονται από την αντίστοιχη εικόνα του θερμικού και ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm (Σχήμα 3.4.8), όπου στην περιοχή μελέτης, υπάρχουν νέφη μεσαίου ύψους (μπλε αποχρώσεις) και χαμηλού ύψους (σκουρόι τόνοι του γκρι).

Τα νέφη με μικρότερη ανακλαστικότητα, τα οποία εντοπίζονται όπως προαναφέρθηκε στα πιο νοτιοδυτικά τμήματα του νομού Θεσσαλονίκης, σύμφωνα και με την εικόνα του θερμικού και ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου (Σχήμα 3.4.8),

είναι νέφη χαμηλού ύψους, ενώ λαμβάνοντας υπόψη τις τιμές της ανακλαστικότητας έχουν μικρό οπτικό πάχος.



Σχήμα 3.4.17: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa στο κανάλι 2 του ορατού στα 0.8 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)

Η δορυφορική εικόνα του παραπάνω σχήματος (Σχήμα 3.4.17), η οποία αφορά στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, αποτελεί εικόνα του καναλιού 2 του ορατού φάσματος, το οποίο αντιστοιχεί στα 0.8 μm. Στην εικόνα αυτή απεικονίζονται και τα γεωδυναμικά ύψη στη στάθμη των 500 hpa.

Τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την παρατήρηση της συγκεκριμένης δορυφορικής εικόνας, είναι ότι τα νέφη τείνουν να κατακερματίζονται στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, καθώς διακρίνονται ανοίγματα στον ουράνιο θόλο. Τα νέφη που υπάρχουν στην περιοχή δεν εμφανίζουν στην πλειοψηφία τους μεγάλη ανακλαστικότητα. Υπάρχουν όμως κάποιες νεφικές περιοχές διάσπαρτες μέσα στη συνολική νεφική μάζα, με μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας. Οι περιοχές του νομού Θεσσαλονίκης και της ευρύτερης περιοχής, οι οποίες στην παραπάνω εικόνα παρουσιάζουν μεγάλες τιμές λαμπρότητας, κάποιες αντιστοιχούν σε χιονοσκεπές έδαφος. Το χιονοσκεπές έδαφος, λόγω μεγάλης λευκάγειας, στις εικόνες του ορατού φάσματος απεικονίζεται με μεγαλύτερη λαμπρότητα.

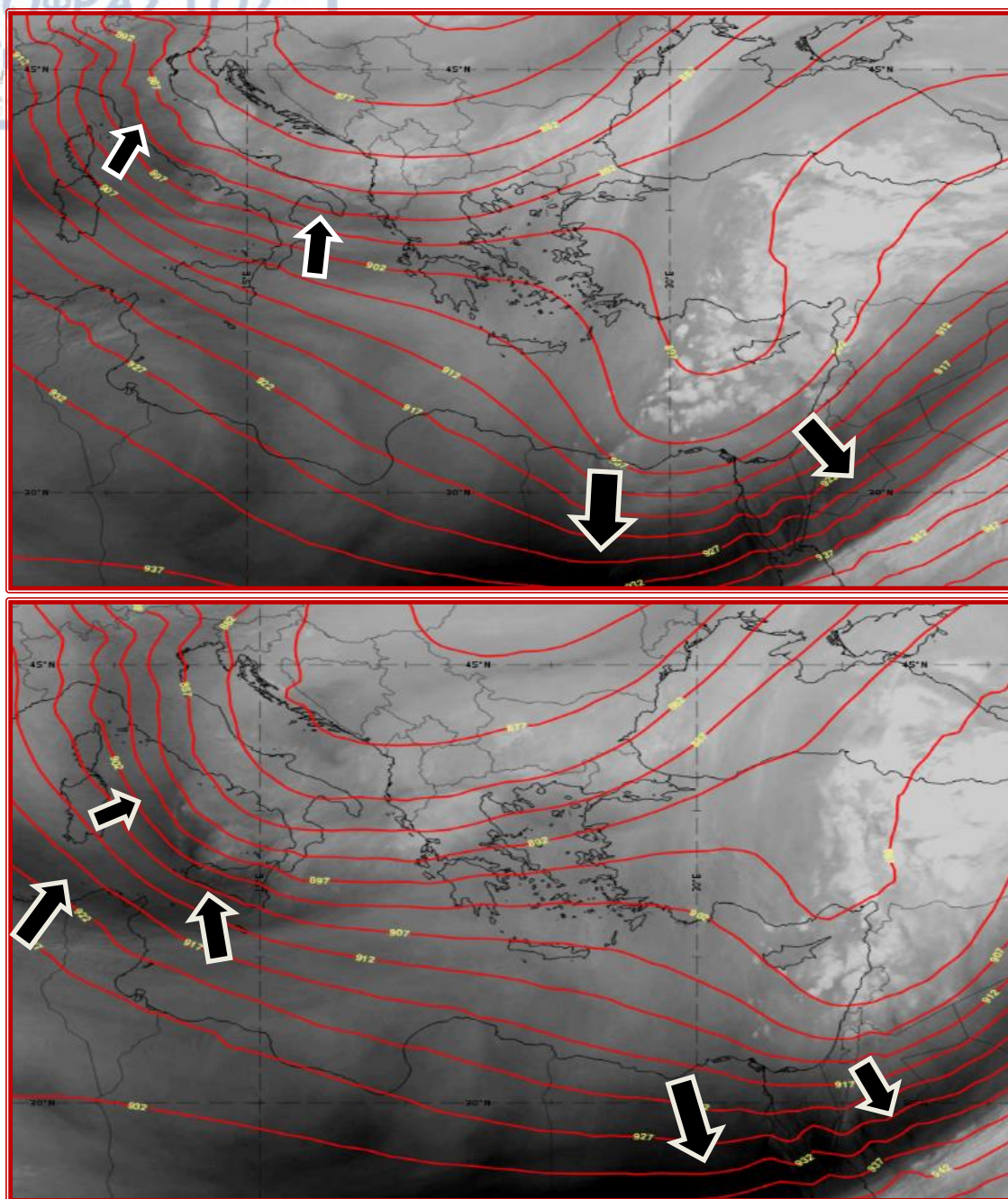
3.4.γ Ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι 5 των υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm

III) Κανάλι 5, υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm - Water Vapor (WV6.2)

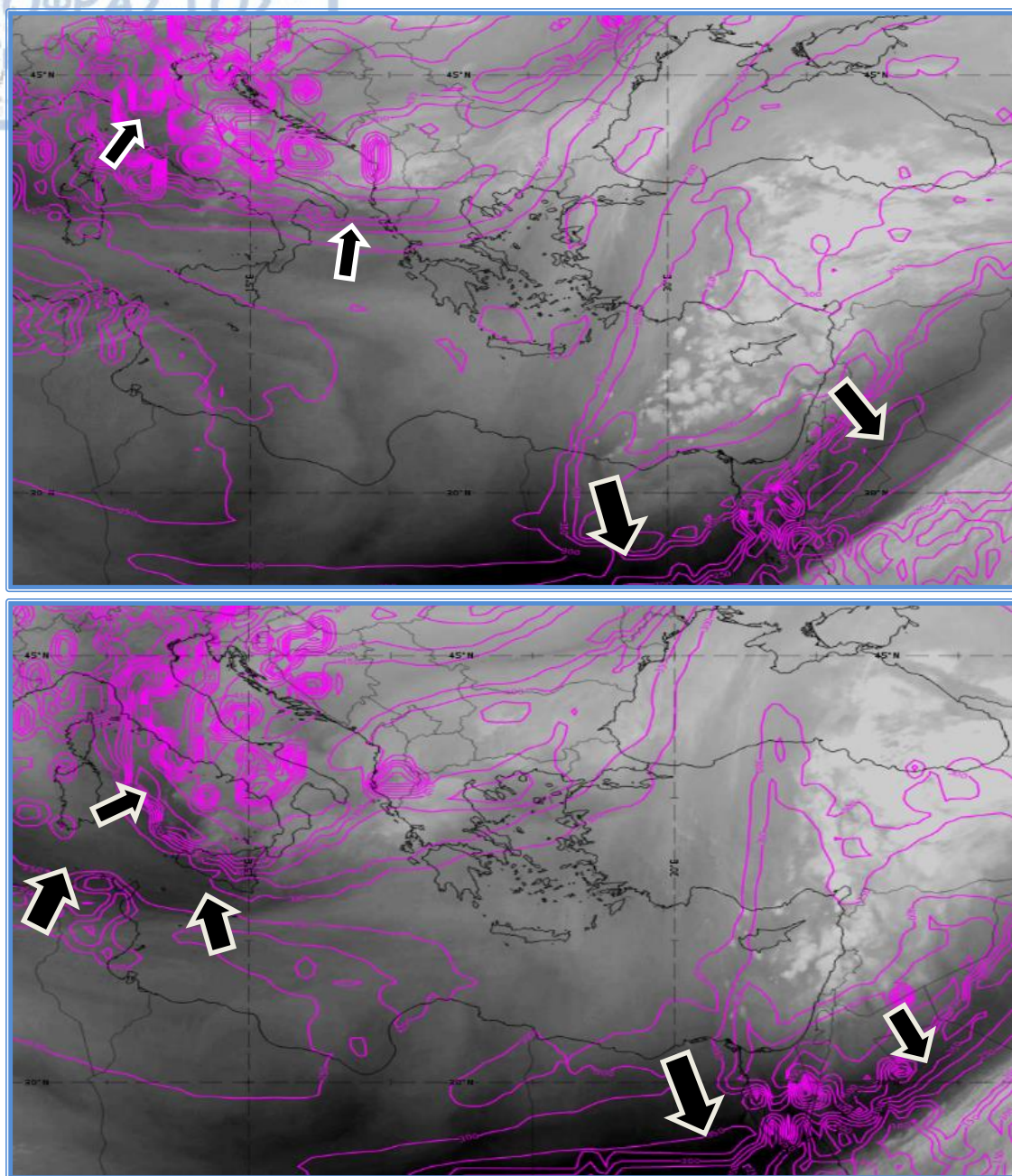
Το κανάλι 5 των υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm , καταγράφει την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπει η ατμόσφαιρα (5-7 μm). Στο συγκεκριμένο μήκος κύματος, η εκπομπή και η απορρόφηση της ακτινοβολίας από τους υδρατμούς είναι έντονη. Το κανάλι 5 των υδρατμών, βρίσκεται στο κέντρο της γραμμής απορρόφησης και καταγράφει ακτινοβολία η οποία προέρχεται από τα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, περίπου από τα 300 hpa και πάνω και κυρίως στο στρώμα 300-600 hpa. Η μέγιστη συνεισφορά στην καταγραφή ακτινοβολίας στο κανάλι 5, γίνεται από τα 350 hpa και πάνω (Φείδας, 2021). Έτσι καταγράφεται η κατανομή των υδρατμών στο ανώτερο αυτό ατμοσφαιρικό στρώμα, ενώ προκύπτουν πληροφορίες για τη δυναμική της ανώτερης τροπόσφαιρας, τη δυναμική τροπόπαυση, τους αεροχείμαρους και τη στρατοσφαιρική εισβολή.

Η υψηλή υγρασία στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, θα εμφανίζεται με ανοιχτούς τόνους του γκρι, αφού ισχύει η σύμβαση του υπέρυθρου, δηλαδή χαμηλή θερμοκρασία, συνεπάγεται ανοιχτούς τόνους του γκρι, οι οποίοι διαφοροποιούνται από τις μεταβολές της υγρασίας στα κατώτερα στρώματα. Η χαμηλή υγρασία από την άλλη, στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, θα εμφανίζεται με σκούρες αποχρώσεις στις WV εικόνες, άρα και στο κανάλι 5 των υδρατμών. Μερικές από τις εφαρμογές του καναλιού 5 των υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm (WV6.2) είναι: (α) η εκτίμηση του περιεχομένου υδρατμών μεταξύ δύο διαφορετικών επιπέδων. Διαφοροποίηση δηλαδή, μεταξύ του περιεχομένου υδρατμών, ανάμεσα στα χαμηλά, μεσαία και υψηλά στρώματα της τροπόσφαιρας, (β) ο υπολογισμός ανέμων με βάση την κίνηση των υδρατμών, (γ) ο υπολογισμός ύψους των ημιδιαφανών νεφών και (δ) η χρήση του ως επιχειρησιακό εργαλείο για την δυναμική ανάλυση στην ανώτερη τροπόσφαιρα (Φείδας, 2021).

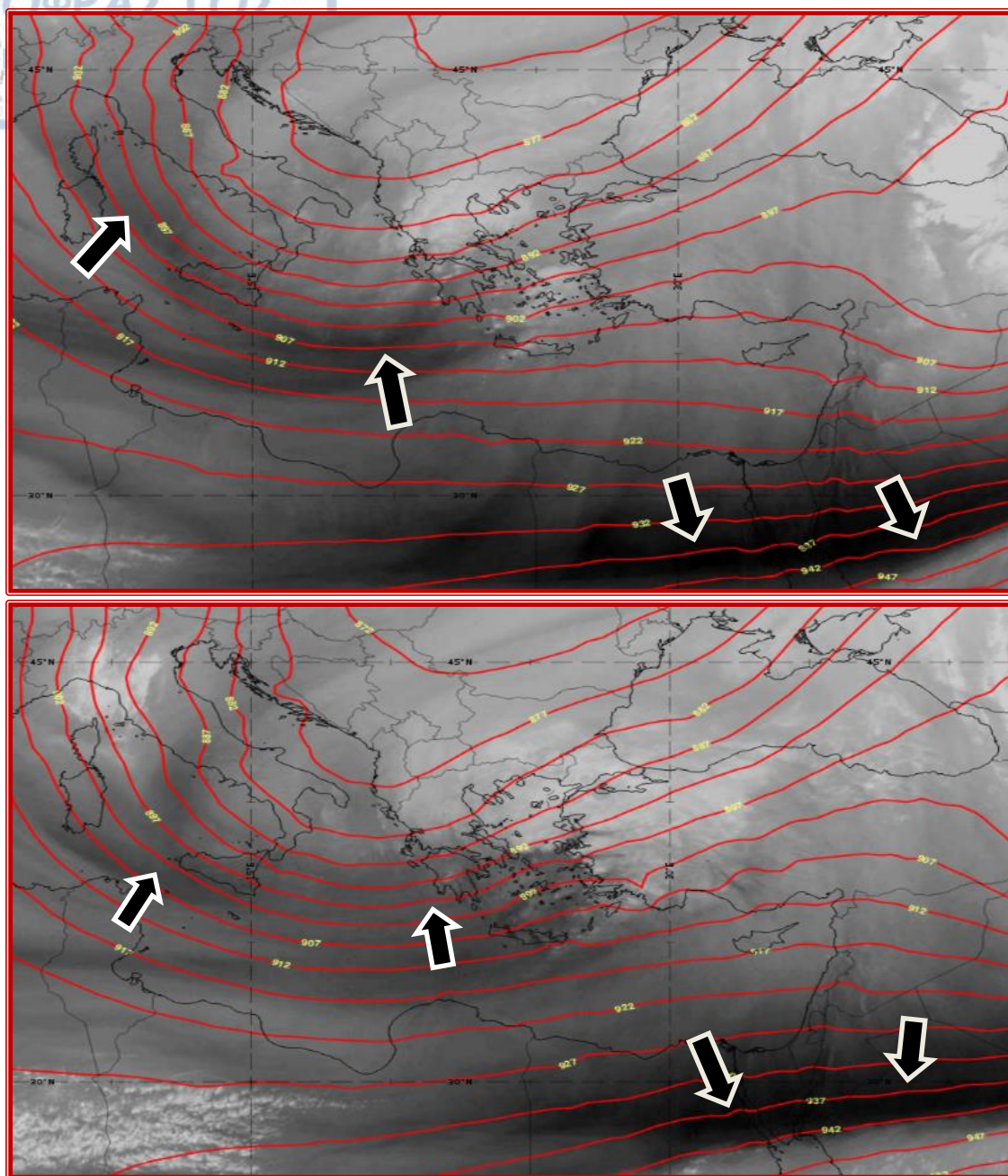
Η σχέση της δυναμικής τροπόπαυσης με την υγρασία στο κανάλι 5 των υδρατμών, έγκειται στο ότι μικρά ύψη της δυναμικής τροπόπαυσης, η οποία συνδέεται με εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα στην ανώτερη και μέση τροπόσφαιρα και διεύδυση θετικής ανωμαλίας δυναμικού στροβιλισμού (PV), σχετίζεται με σκούρες ζώνες στην εικόνα. Αντίθετα, μεγάλα ύψη της δυναμικής τροπόπαυσης σχετίζονται με ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι. Επίσης, περιοχές με απότομη αντίθεση στα επίπεδα του γκρι, συνδέονται με ισχυρή βαθμίδα των υψών της δυναμικής τροπόπαυσης. Οι περιοχές απότομων αντιθέσεων του γκρι, συνδέονται με ένα απότομο όριο στην εικόνα WV, μεταξύ περιοχών με διαφορετική υγρασία. Το όριο αυτό, υποδεικνύει και την περιοχή με τις μεγαλύτερες ταχύτητες ανέμων στην ανώτερη ατμόσφαιρα, δηλαδή τους αεροχειμάρρους, όπου εμφανίζεται και το μέγιστο αυτών (Φείδας, 2021).



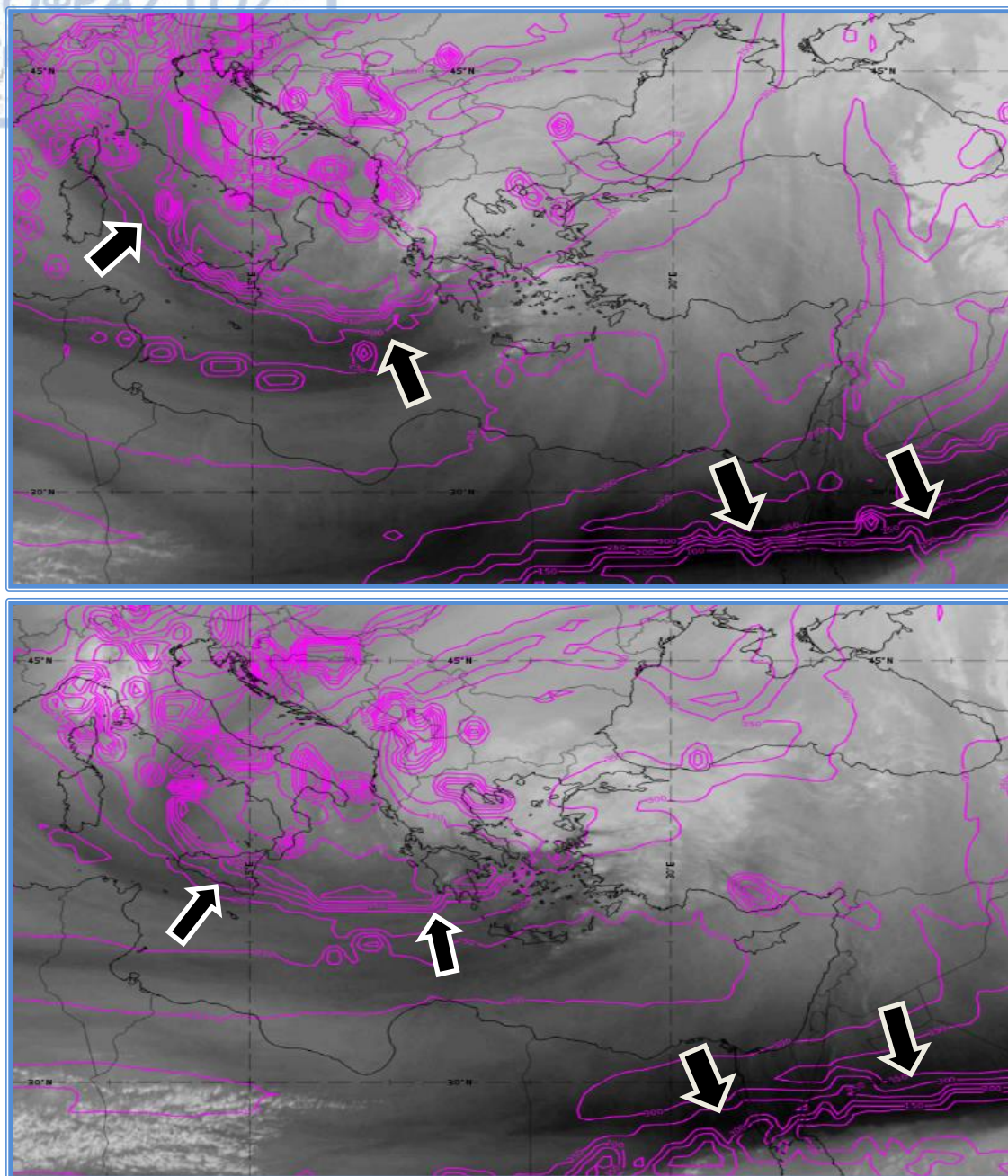
Σχήμα 3.4.18: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 2/1/2019 και 3/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



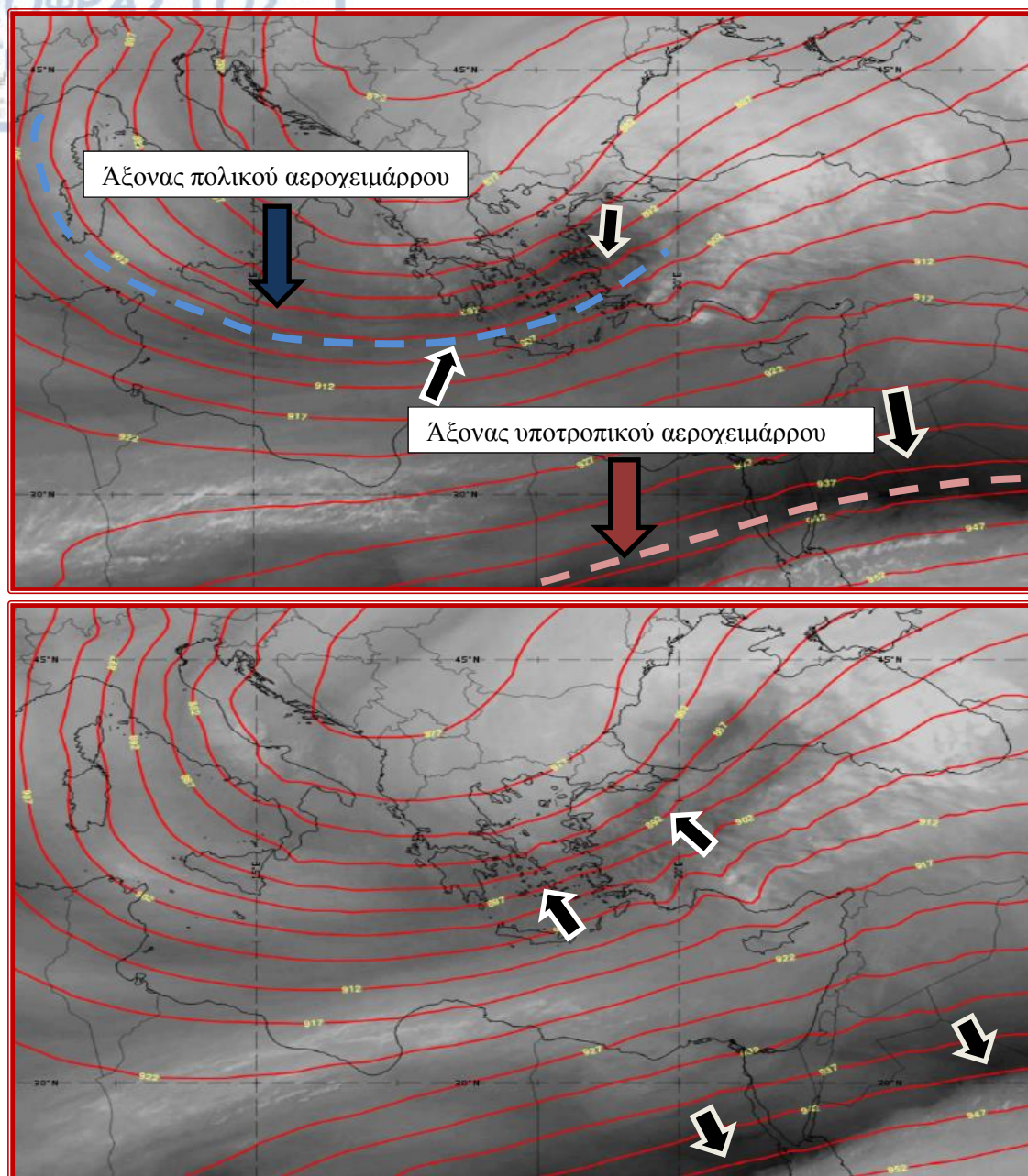
Σχήμα 3.4.19: Απεικόνιση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU) στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μπ πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 2/1/2019 και 3/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



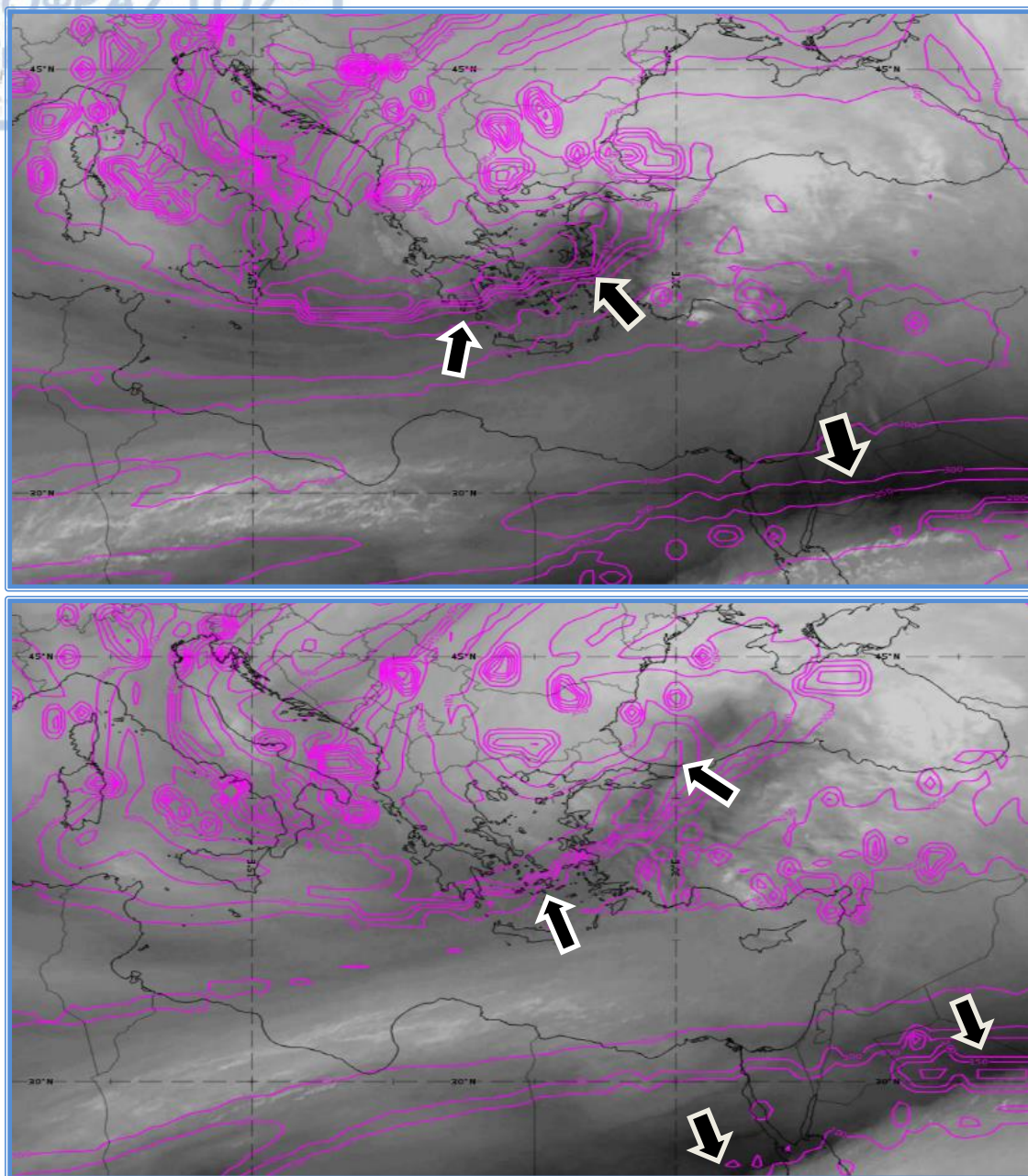
Σχήμα 3.4.20: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



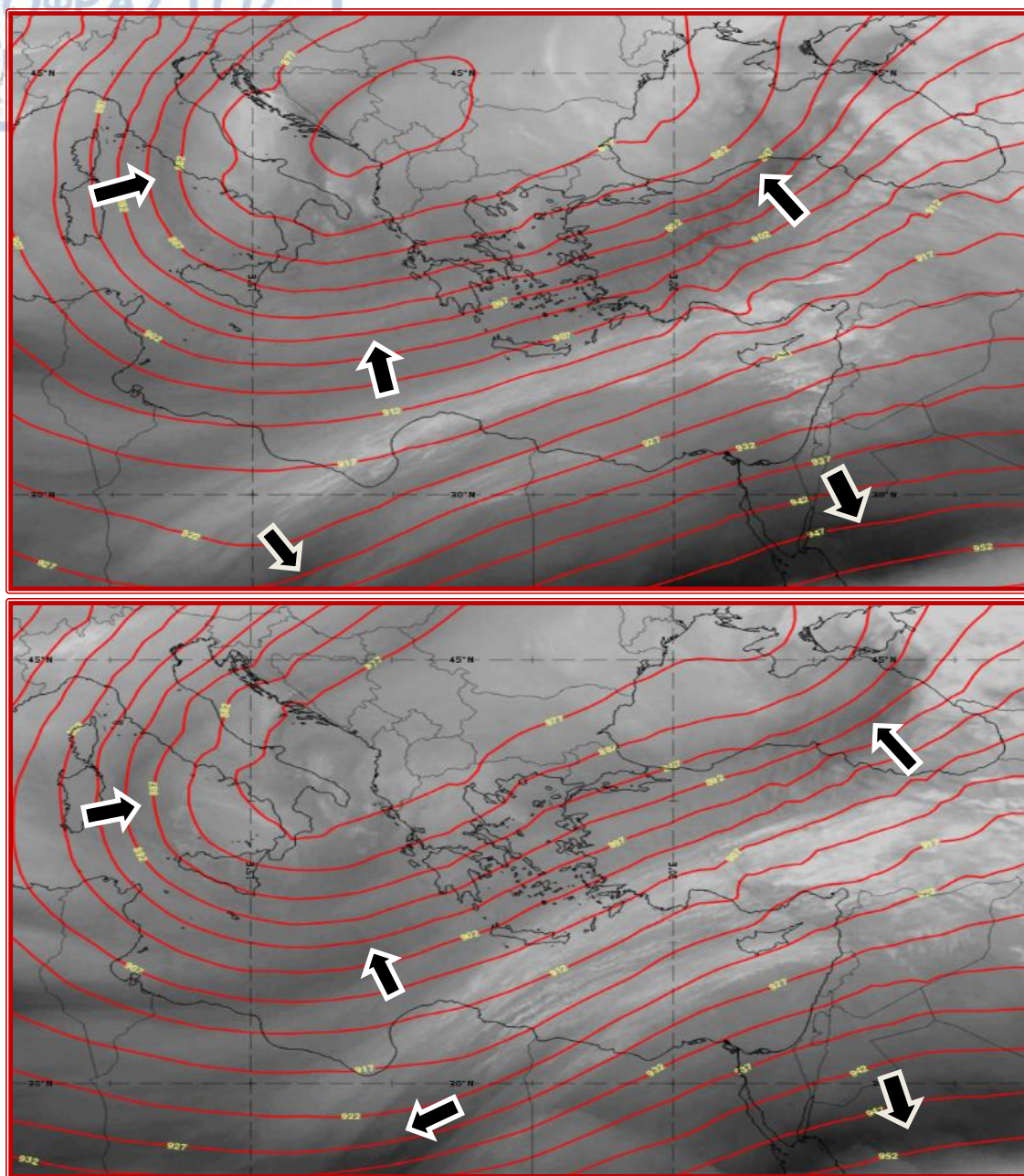
Σχήμα 3.4.21: Απεικόνιση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU) στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



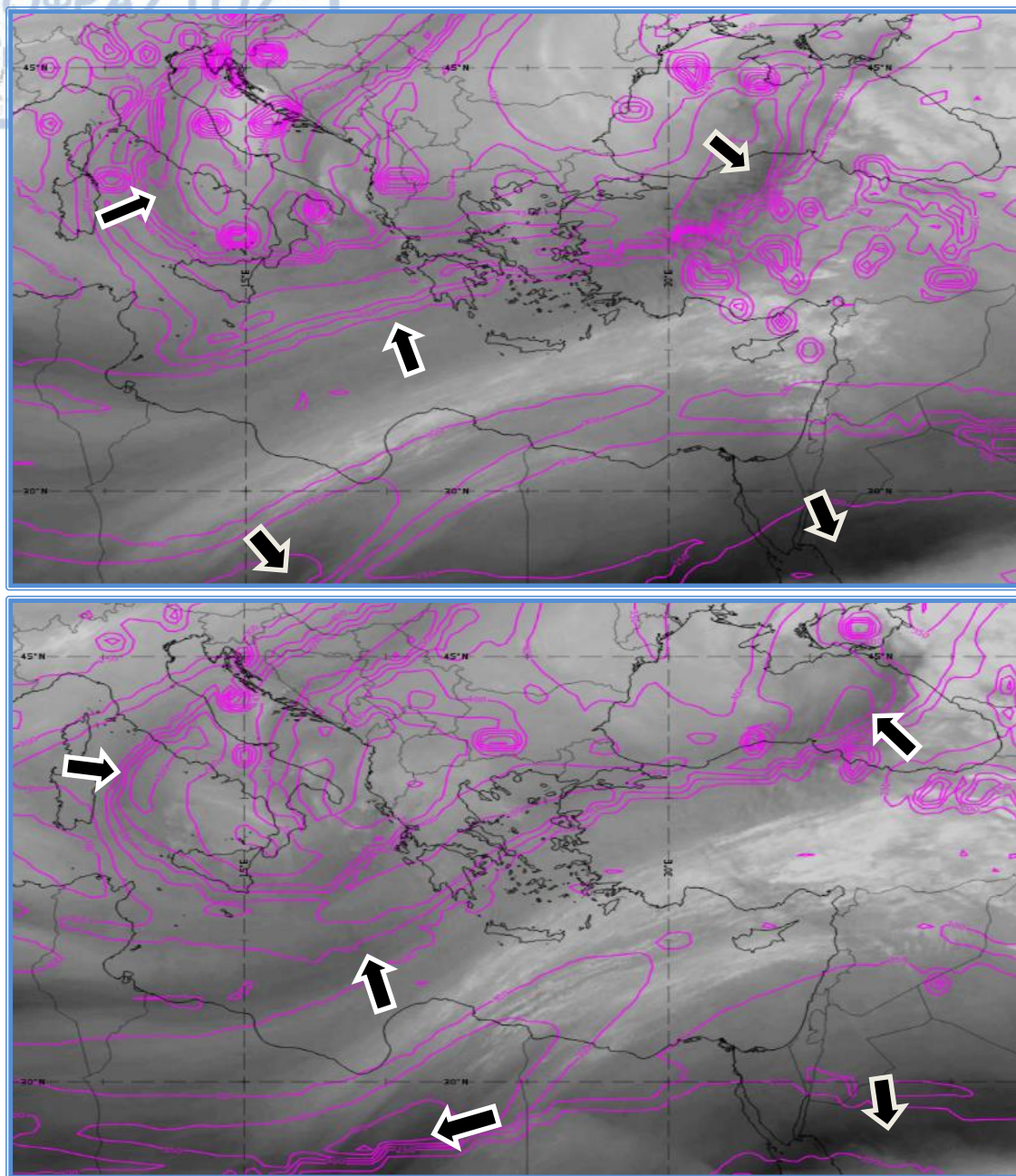
Σχήμα 3.4.22: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και 4/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



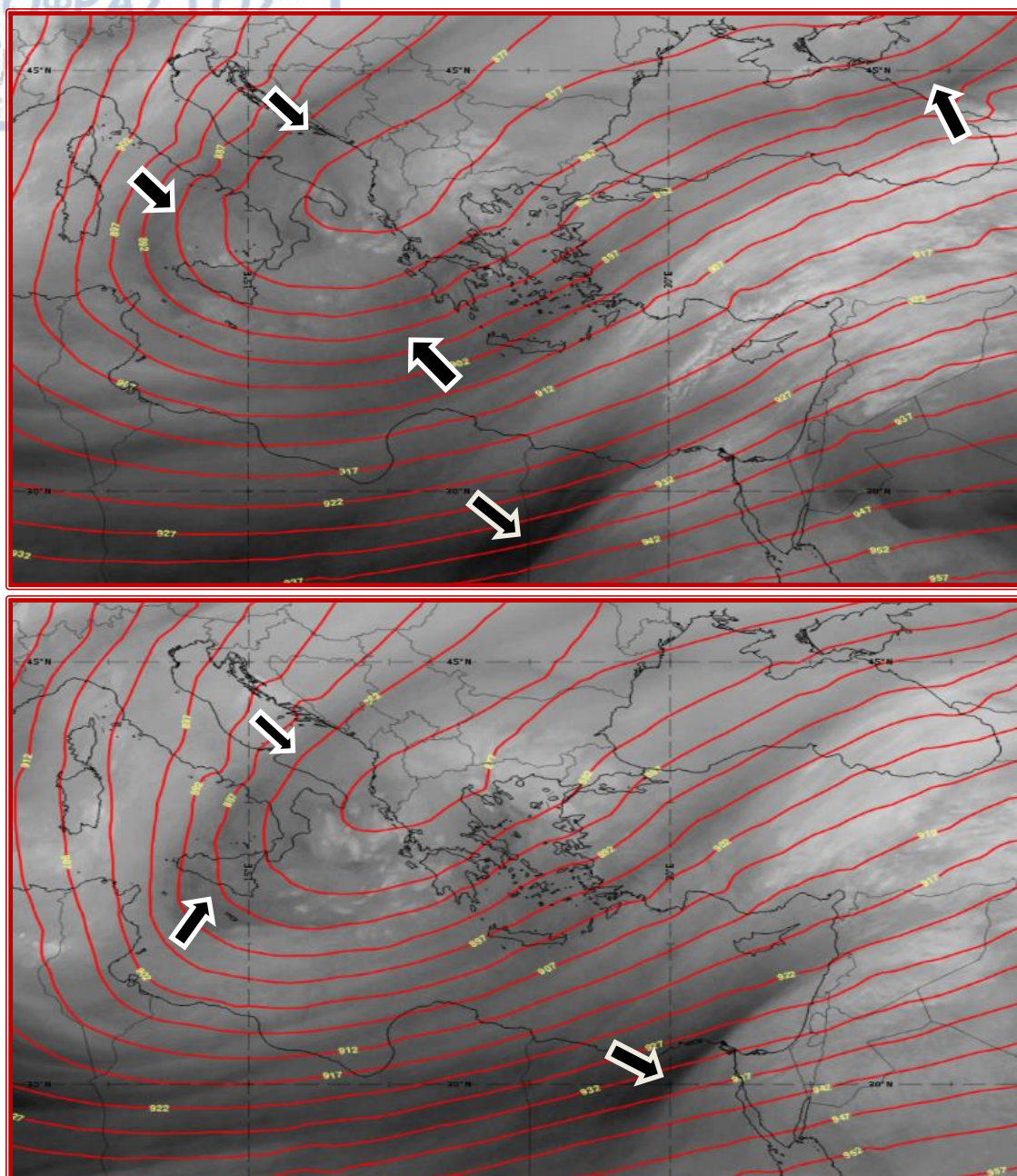
Σχήμα 3.4.23: Απεικόνιση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU) στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και 4/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



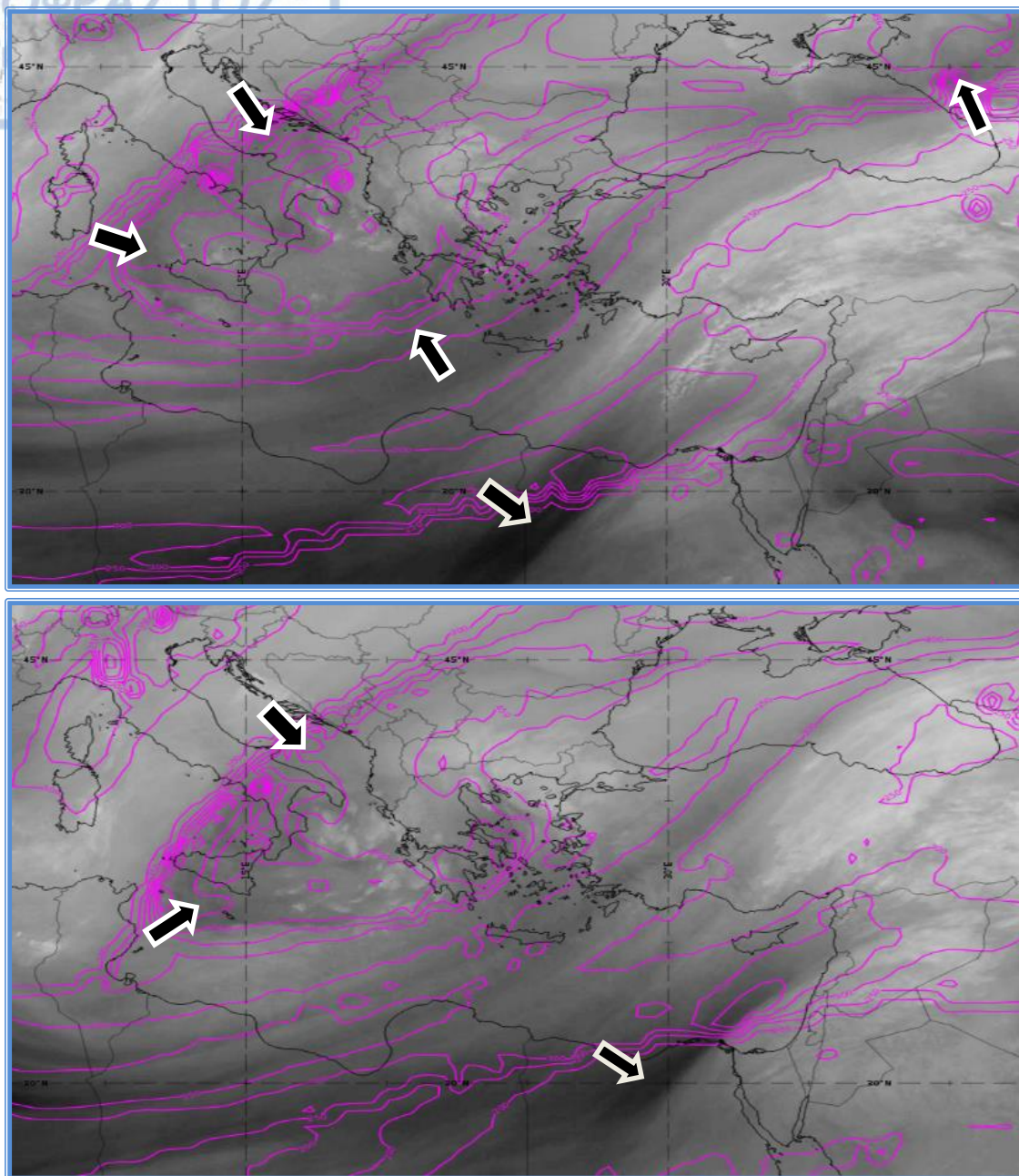
Σχήμα 3.4.24: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



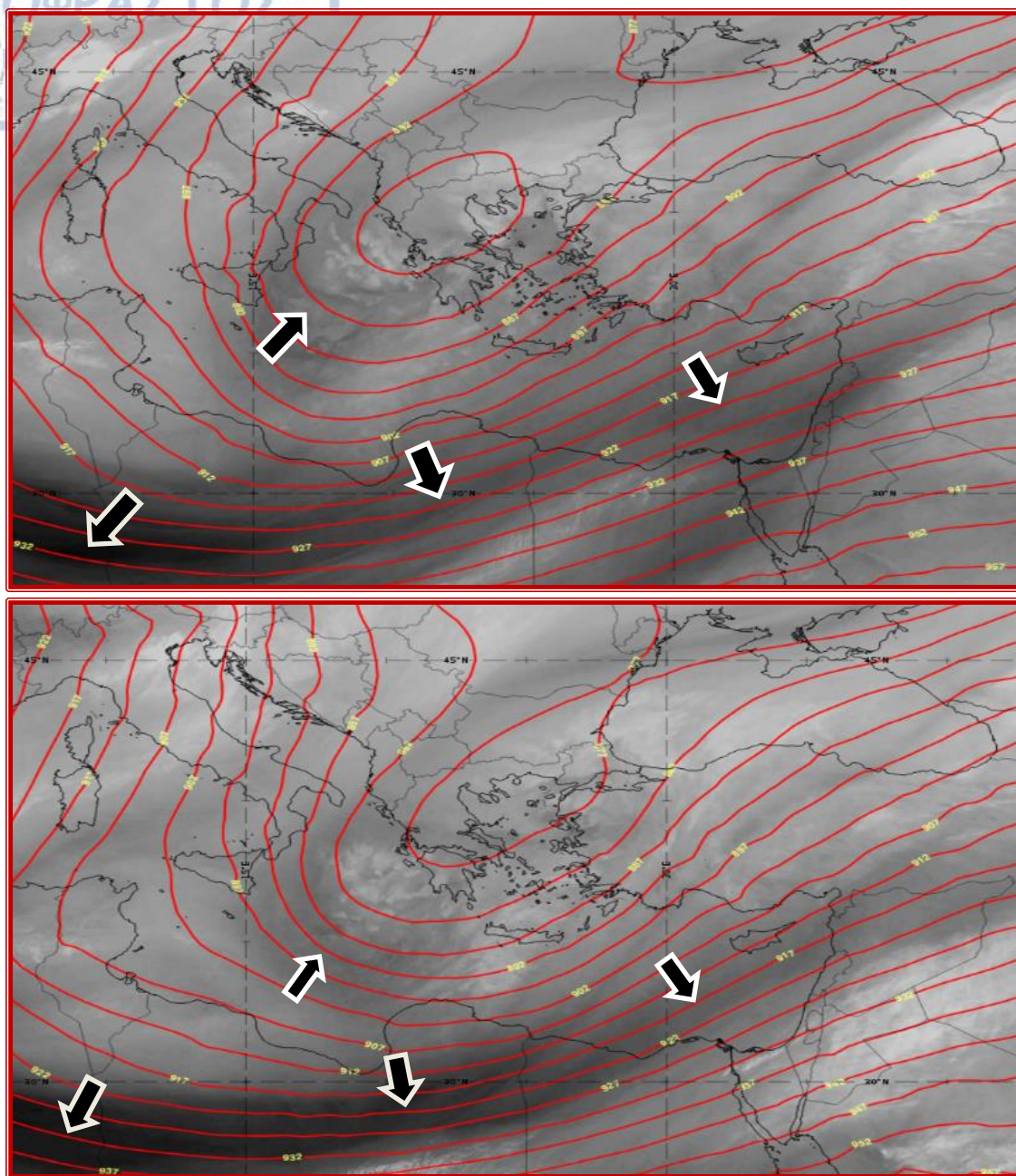
Σχήμα 3.4.25: Απεικόνιση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU) στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



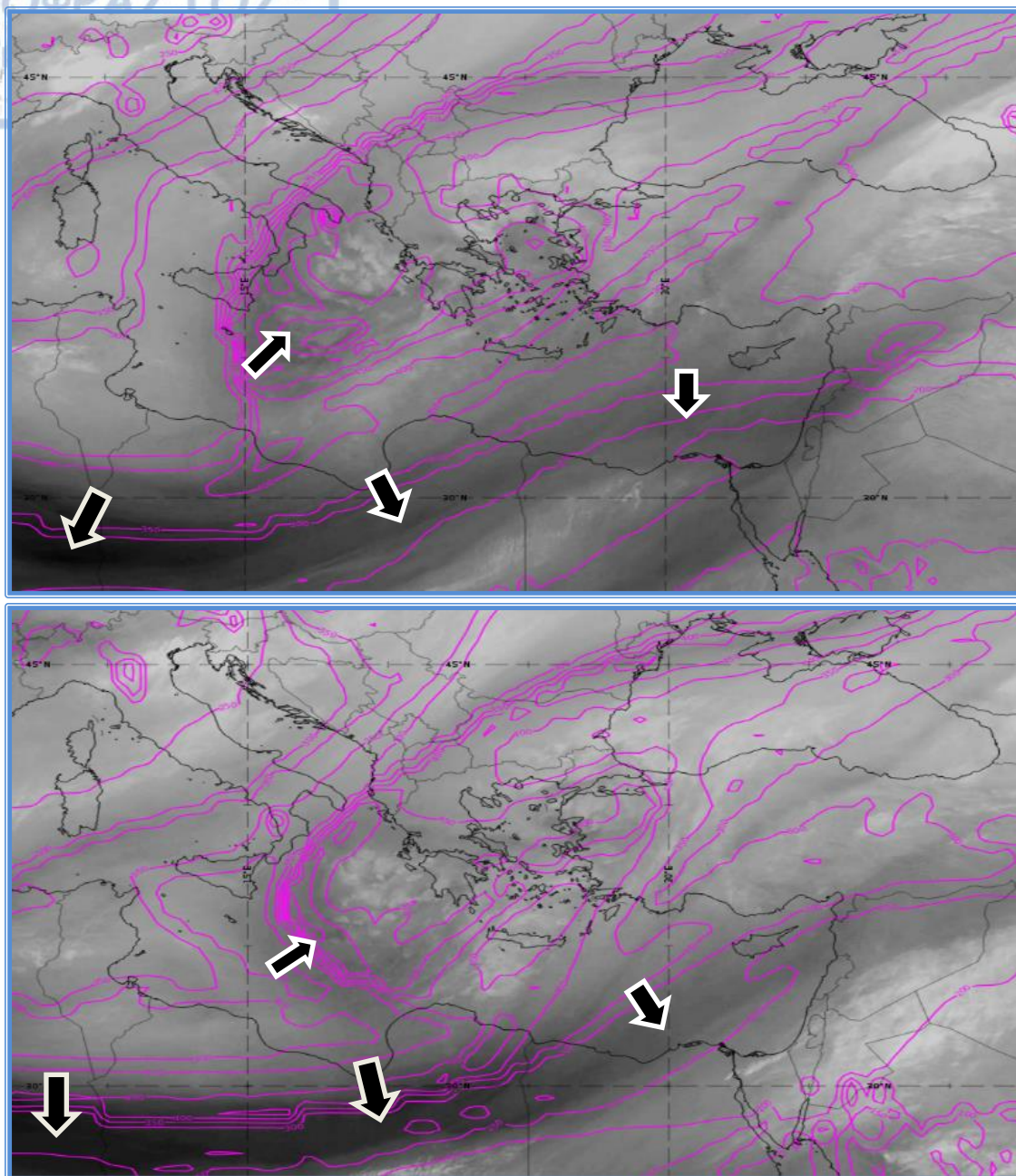
Σχήμα 3.4.26: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και 5/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



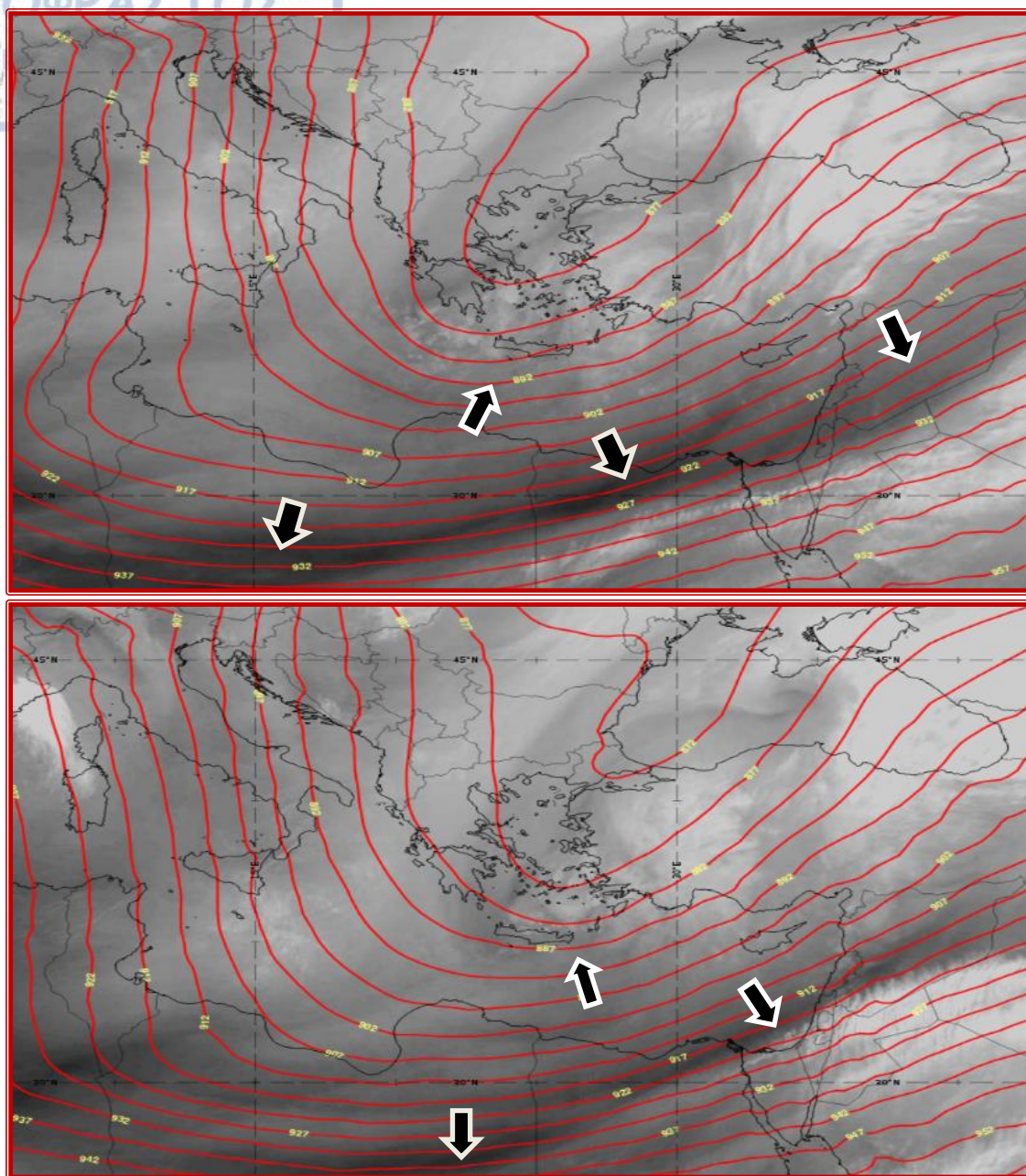
Σχήμα 3.4.27: Απεικόνιση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU) στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και 5/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



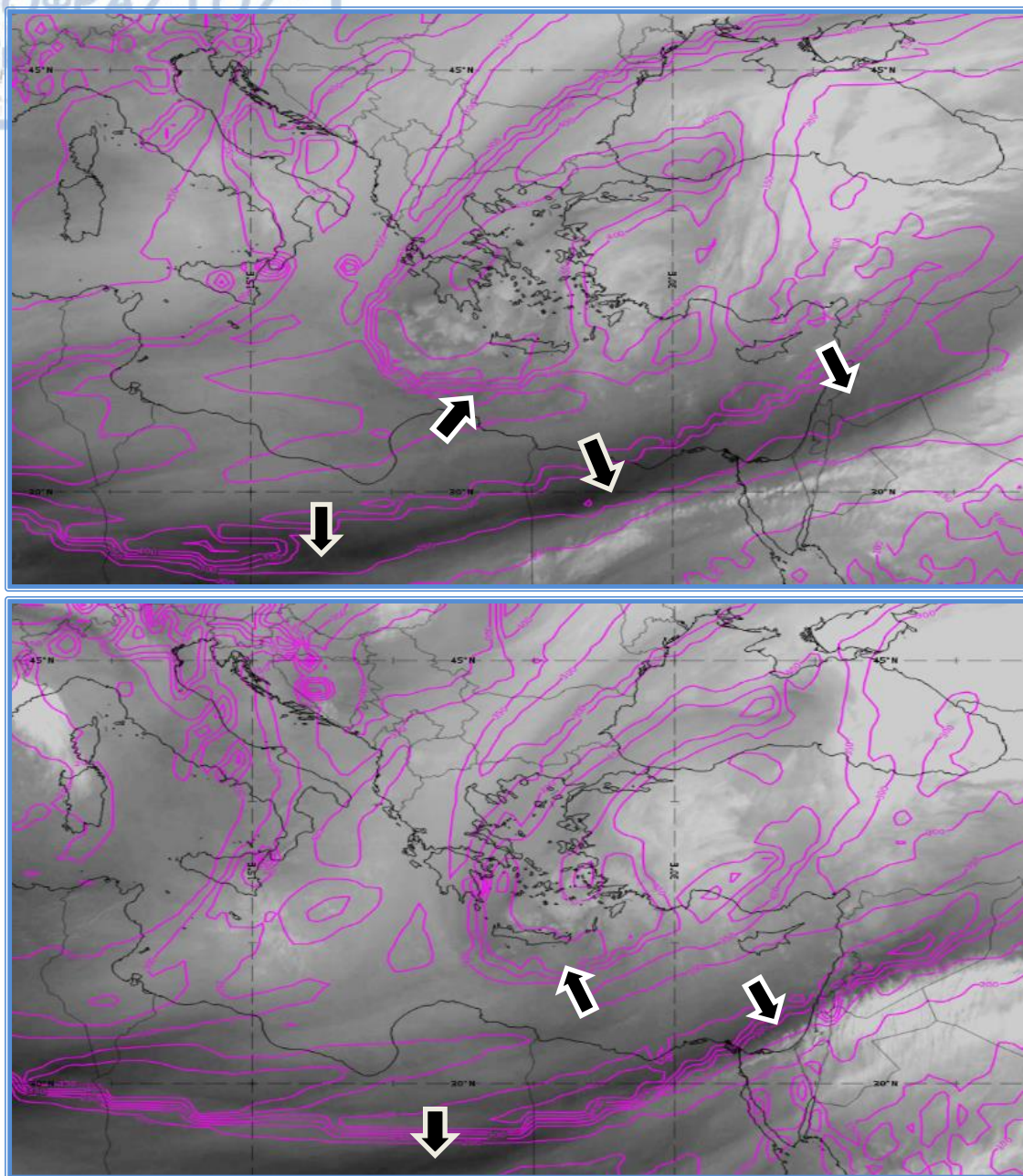
Σχήμα 3.4.28: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.4.29: Απεικόνιση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU) στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.4.30: Απεικόνιση των νεφών και των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και 6/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.4.31: Απεικόνιση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU) στο κανάλι 5 των υδρατμών στα 6.2 μm πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και 6/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις παραπάνω εικόνες (Σχήμα 3.4.18 - Σχήμα 3.4.31), απεικονίζονται τα νέφη στο κανάλι 5 των υδρατμών (6.2 μm), όπως επίσης τα γεωδυναμικά ύψη στα 300 hpa και το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης (1.5 - 2 PVU), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. Τα γεωδυναμικά ύψη στα 300 hpa, παρουσιάζονται με συνεχείς κόκκινες γραμμές (Σχήμα 3.4.18, Σχήμα 3.4.20, Σχήμα 3.4.22, Σχήμα 3.4.24, Σχήμα 3.4.26, Σχήμα 3.4.28, Σχήμα 3.4.30), ενώ το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης με μπλε συνεχείς γραμμές (Σχήμα 3.4.19, Σχήμα 3.4.21, Σχήμα 3.4.23 Σχήμα 3.4.25,

Σχήμα 3.4.27, Σχήμα 3.4.29, Σχήμα 3.4.31). Οι συνθήκες που απεικονίζονται, αφορούν στο χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, με χρονικό βήμα 06 UTC.

Τα συμπεράσματα τα οποία προκύπτουν από την παρατήρηση των εικόνων, σύμφωνα με τα όσα ισχύουν για το κανάλι 5 των υδρατμών με κέντρο στα 6.2 μm είναι ότι οι ζώνες με σκούρες αποχρώσεις, ισοδυναμούν με περιοχές της ανώτερης τροπόσφαιρας, οι οποίες χαρακτηρίζονται από χαμηλές τιμές υγρασίας, λόγω καθοδικών κινήσεων στην ανώτερη και μέση τροπόσφαιρα, αλλά και αύξησης της στατικής ευστάθειας στο κέντρο της ανωμαλίας. Περιοχές με χαμηλή υγρασία, όπως αυτές καταδεικνύονται από τα μαύρα βέλη στις εικόνες, αντιστοιχούν είτε σε θετικές ανωμαλίες της τροπόπαυσης, δηλαδή στρατοσφαιρικός αέρας με μεγάλο PV (δυναμικό στροβιλισμό), μέσω της αναδίπλωσης της τροπόπαυσης, διεισδύει στην τροπόσφαιρα, γεγονός το οποίο συνδέεται με ελάττωση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης, είτε στην πλευρά του αεροχείμαρου που έχει αρνητικό shear στροβιλισμό.

Επομένως, οι σκούρες αυτές ζώνες στην περίπτωση της ελάττωσης του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης, ισοδυναμούν με μια ανώτερης τροπόσφαιρας θετική ανωμαλία PV, που μεταφέρεται προς τα κάτω, στη μέση ή κατώτερη τροπόσφαιρα και άρα σε μια περιοχή όπου η επιφάνεια των 1.5 ή 2 PVU έχει μετακινηθεί προς τη μέση ή κατώτερη τροπόσφαιρα. Αυτή η περιοχή ονομάζεται **«δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης»**. Οι περιοχές με ανοιχτές αποχρώσεις, γύρω από τις σκούρες ζώνες, ισοδυναμούν με περιοχές οι οποίες χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές υγρασίας. Επιπλέον, μπροστά από τη δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης, επικρατούν ανοδικές κινήσεις στην ανώτερη και μέση τροπόσφαιρα, οι οποίες στις εικόνες των υδρατμών απεικονίζονται με ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι.

Περιοχές με απότομη αντίθεση στα επίπεδα του γκρι, συνδέονται με ισχυρή βαθμίδα των υψών της δυναμικής τροπόπαυσης. Αυτό το όριο υποδεικνύει και την περιοχή με τις μεγαλύτερες ταχύτητες ανέμων στην ανώτερη τροπόσφαιρα, δηλαδή τη θέση των αεροχειμάρρων. Ο άξονας των αεροχειμάρρων βρίσκεται στο σύνορο, μεταξύ της περιοχής υγρού αέρα με υψηλή υγρασία και της περιοχής ξηρού αέρα με χαμηλή υγρασία. Στις περιοχές, όπου η αντίθεση των αποχρώσεων του γκρι γίνεται μεγαλύτερη, παρατηρείται και το μέγιστο της έντασης των αεροχειμάρρων. Στις παραπάνω εικόνες των υδρατμών στα 6.2 μm , εντοπίζονται δύο αεροχειμάρροι και ο πολικός και ο υποτροπικός. Ο υποτροπικός αεροχειμάρρος, τοποθετείται αποκλειστικά στις περιοχές μεγάλων αντιθέσεων του γκρι, οι οποίες βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή της Μέσης Ανατολής και με διεύθυνση από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά. Στις υπόλοιπες ζώνες απότομων αντιθέσεων του γκρι, αντιστοιχεί ο πολικός αεροχειμάρρος. Στο Σχήμα 3.4.22, απεικονίζονται ενδεικτικά οι άξονες των δύο αεροχειμάρρων. Οι μπλε διακεκομμένες γραμμές στην εικόνα, αντιστοιχούν στον άξονα του πολικού αεροχειμάρρου, ενώ οι κόκκινες διακεκομμένες γραμμές στον άξονα του υποτροπικού αεροχειμάρρου.

Από τα γεωδυναμικά ύψη στην ισοβαρική στάθμη των 300 hpa, όπου στα μέσα γεωγραφικά πλάτη εντοπίζονται οι αεροχειμάρροι, φαίνεται ότι στις μεταβατικές ζώνες μεταξύ του υγρού και ξηρού αέρα, οι ισοϋψείς γίνονται πυκνότερες, γεγονός

που συνεπάγεται ότι στις περιοχές αυτές και στο διαχωριστικό αυτό όριο, η ένταση των ανέμων αποκτά μέγιστη τιμή και άρα ο αεροχείμαρρος αποκτά τη μεγαλύτερη του ταχύτητα. Επιπλέον, από τη διαμόρφωση των υψών της δυναμικής τροπόπαυσης, τα οποία απεικονίζονται με συνεχόμενες μπλε γραμμές, διακρίνονται χαμηλότερες τιμές υψών στις ζώνες με σκούρες αποχρώσεις, γεγονός που επιβεβαιώνει την πτώση του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης, στις διαχωριστικές αυτές περιοχές. Επίσης, είναι χρήσιμο να ειπωθεί ότι οι διαταραχές της ανώτερης τροπόσφαιρας, μπορούν να θεωρηθούν ως θετικές ανωμαλίες PV, που διεισδύουν στην ανώτερη τροπόσφαιρα και άρα η διεισδυση αυτή, σε συνδυασμό με την εισβολή ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα και την πτώση των υψών της δυναμικής τροπόπαυσης, συνδέεται με κακοκαιρία. Συγκεκριμένα, καθώς η ύφεση αναπτύσσεται παρατηρείται εισβολή ξηρού στατοσφαιρικού αέρα στην προς την ισημερινή πλευρά της ύφεσης, μεταξύ του ενισχυμένου επιφανειακού χαμηλού και του ψυχρού μετώπου. Ο στρατοσφαιρικός αέρας αρχικά κατολισθαίνει στη μέση τροπόσφαιρα, στην πίσω πλευρά της αναπτυσσόμενης ύφεσης και στη συνέχεια αρχίζει να ανέρχεται μόλις βρεθεί ανατολικά της ανώτερης trough που συνδέεται με την αναπτυσσόμενη ύφεση.

Η δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης, συνδέεται με τη δημιουργία βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια, καθώς οδηγεί σε αύξηση του απόλυτου στροβιλισμού πάνω και κάτω από τη θετική ανωμαλία και σε κυκλωνική κυκλοφορία στην περιοχή της ανωμαλίας. Η διαδικασία αυτή που δημιουργείται, λόγω της διεισδυσης θετικής ανωμαλίας PV, επαληθεύει τα συμπεράσματα που προέκυψαν για τα γεωδυναμικά ύψη στη στάθμη των 500 hpa, για τους ισοβαρικούς χάρτες των 500 hpa και τους χάρτες επιφάνειας, όπως αυτά παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο 2 της παρούσας εργασίας.

Οπότε, οι νεφικοί σχηματισμοί, με την καλά οργανωμένη μορφή τους, οι οποίοι δημιουργήθηκαν πάνω από την Ελλάδα και ειδικότερα πάνω από την υπό μελέτη κατά την παρούσα εργασία, περιοχή της Θεσσαλονίκης, μεταξύ 2 και 6 Ιανουαρίου 2019, οφείλονται στη δημιουργία διαδοχικών βαρομετρικών χαμηλών, δυτικότερα της Ελλάδας, τα οποία κινήθηκαν σταδιακά ανατολικότερα. Τα συγκεκριμένα βαρομετρικά χαμηλά, οφείλονται σε ατμοσφαιρικές διαταραχές, οι οποίες βεβαιώνονται και από την πτώση των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa, αλλά και από τη δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης. Μάλιστα, καθώς οι υφέσεις αναπτύσσονται, παρατηρείται κατολίσθηση του στρατοσφαιρικού αέρα, μέσω της αναδίπλωσης της τροπόπαυσης, στην πίσω πλευρά της υπό κάθε ανάπτυξη ύφεσης. Ο στρατοσφαιρικός αέρας στη συνέχεια, ανέρχεται στην περιοχή ανατολικά της ανώτερης trough, η οποία συνδέεται με τη δημιουργία των εκάστοτε υφέσεων. Λαμβάνοντας υπόψη τον πολικό αεροχείμαρρο, με κίνηση αρχικά από βόρεια προς νότια και κατά την εξέλιξη από δυτικά προς ανατολικά, πηδαλιουχεί τις ατμοσφαιρικές διαταραχές και γενικότερα τις υφέσεις που δημιουργούνται δυτικότερα της Ελλάδας, μετακινώντας τες ανατολικότερα.

Στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, αλλά και ειδικότερα στην περιοχή ενδιαφέροντος, τη Θεσσαλονίκη, σε όλες τις εικόνες οι περιοχές με ανοιχτές αποχρώσεις του γκρι, αντιστοιχούν σε νεφικά συστήματα, όπου και η σχετική υγρασία είναι αυξημένη επίσης. Αυτή η έντονη παρουσία υγρασίας επίσης, έρχεται σε

συμφωνία με τη θέση του αυλώνα στα 500hPa και του βαρομετρικού χαμηλού στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), καθώς αναπτύσσεται έμπροσθεν του αυλώνα, αλλά και στην περιοχή που δραστηροποιείται το χαμηλό. Συγκεκριμένα, πάνω από τη Θεσσαλονίκη, καθ' όλη τη διάρκεια της υπό μελέτη περιόδου, οι τόνοι του γκρι παρουσιάζουν διακυμάνσεις και άλλοτε είναι πιο ανοιχτοί και άλλοτε πιο σκούροι. Αυτό συνεπάγεται ότι, πάνω από τη Θεσσαλονίκη επικρατούν νεφικά συστήματα, τα οποία παρουσιάζουν διακυμάνσεις ως προς το ύψος τους, σύμφωνα με τις εικόνες στο κανάλι του θερμικού υπερύθρου, με αποτέλεσμα τα υψηλά νέφη να εμφανίζονται με πιο ανοιχτούς τόνους του γκρι (άρα πιο χαμηλές θερμοκρασίες λαμπρότητας), ενώ τα χαμηλά νέφη με πιο σκούρους τόνους του γκρι (άρα πιο υψηλές θερμοκρασίες λαμπρότητας).

Ξεχωρίζοντας τις χρονικές στιγμές κατά τις οποίες πάνω από τη Θεσσαλονίκη, επικρατούν πιο ψηλά νέφη, σύμφωνα με τις εικόνες στο κανάλι των υδρατμών, τότε στις 3 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), στις 3 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), στις 3 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), στις 4 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), στις 4 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), στις 5 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC) και στις 5 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), επικρατούν νέφη μεγαλύτερου ύψους, σε σχέση με τις προηγούμενες χρονικές στιγμές, καθώς αυτά εμφανίζουν πιο σκούρους τόνους του γκρι.

3.5 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΕΙΚΟΝΩΝ ΣΤΑ ΚΑΝΑΛΙΑ RGB

IV) Συνδυασμός καναλιών RGB

Η τεχνική της χρωματικής κλίμακας RGB, αναπτύχθηκε για την εξαγωγή, τον τονισμό και τη βελτιστοποίηση των πληροφοριών από τις δορυφορικές εικόνες. Οι έγχρωμες απεικονίσεις των καναλιών είναι παρόμοιες με τις ασπρόμαυρες εικόνες, αλλά οι πληροφορίες εμφανίζονται με ένα συνδυασμό χρωμάτων, αντί για αποχρώσεις του γκρι. Αυτό συμβαίνει για να τονιστούν κάποια ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, όπως οι ψυχρότερες θερμοκρασίες των κορυφών των νεφών που συνδέονται με έντονη αστάθεια (Δημητριάδου, 2017) .

Οι RGBs εικόνες πέρα από τρία η περισσότερα φασματικά κανάλια, μπορεί να αποτελούνται και από διαφορές καναλιών, όπου στο καθένα έχει ανατεθεί ένα από τα τρία βασικά χρώματα (κόκκινο (R), πράσινο (G), μπλε (B)), με τα χρώματα του τελικού προϊόντος να αναδεικνύουν συγκεκριμένα χαρακτηριστικά των επιφανειών. Τα χρώματα του τελικού προϊόντος απεικονίζουν φυσικές ποσότητες, όπως η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας, η περιεκτικότητα του νέφους σε νερό, το οπτικό πάχος των νεφών, η φάση του νερού μέσα στα νέφη, το ύψος της κορυφής των νεφών κ.α. (Δημητριάδου, 2017).

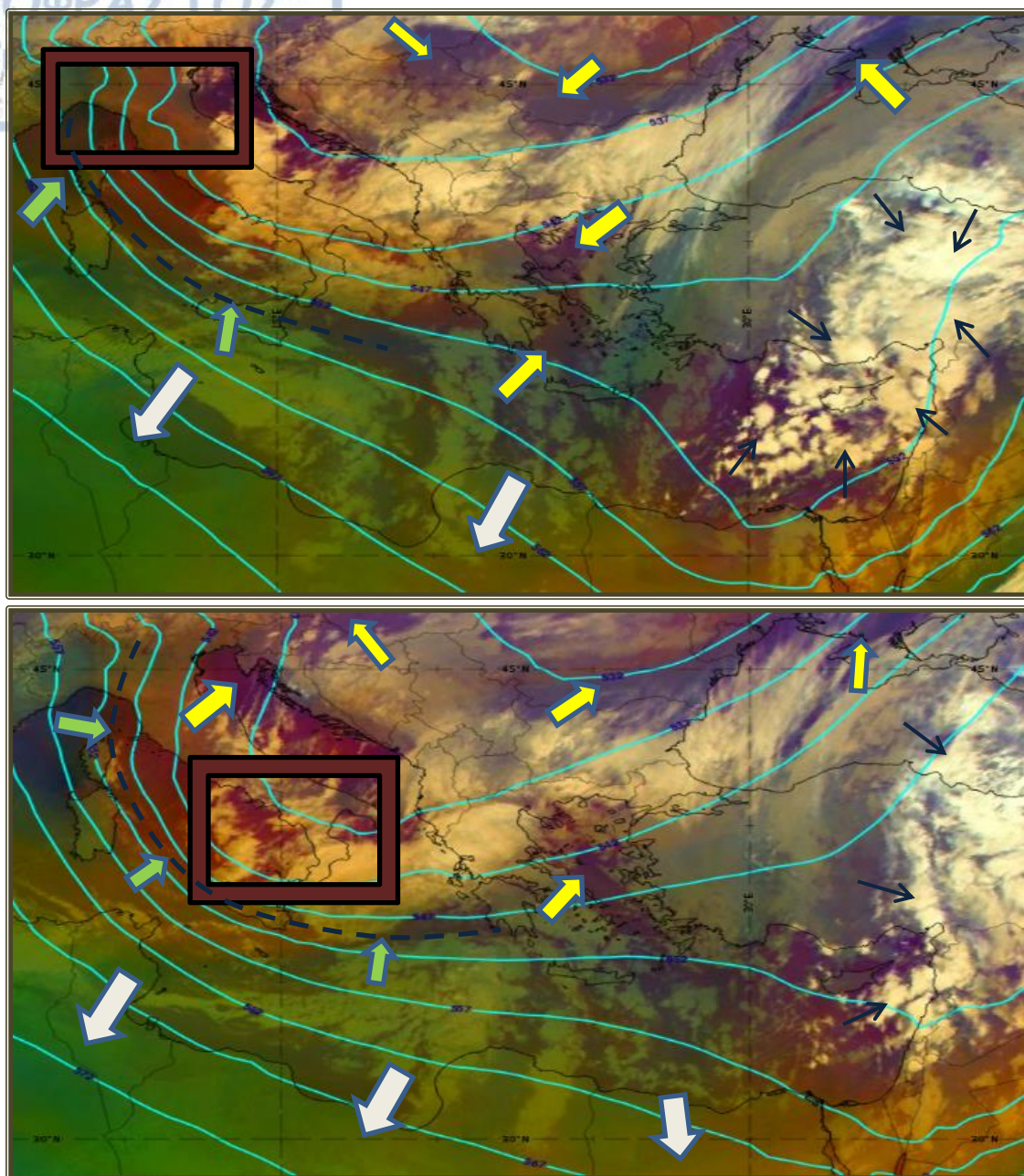


V) Συνδυασμός RGB (5-6, 8-9, 5) (WN6.2-WV7.3, IR8.7-IR10.8, WV6.2) - Airmass RGB

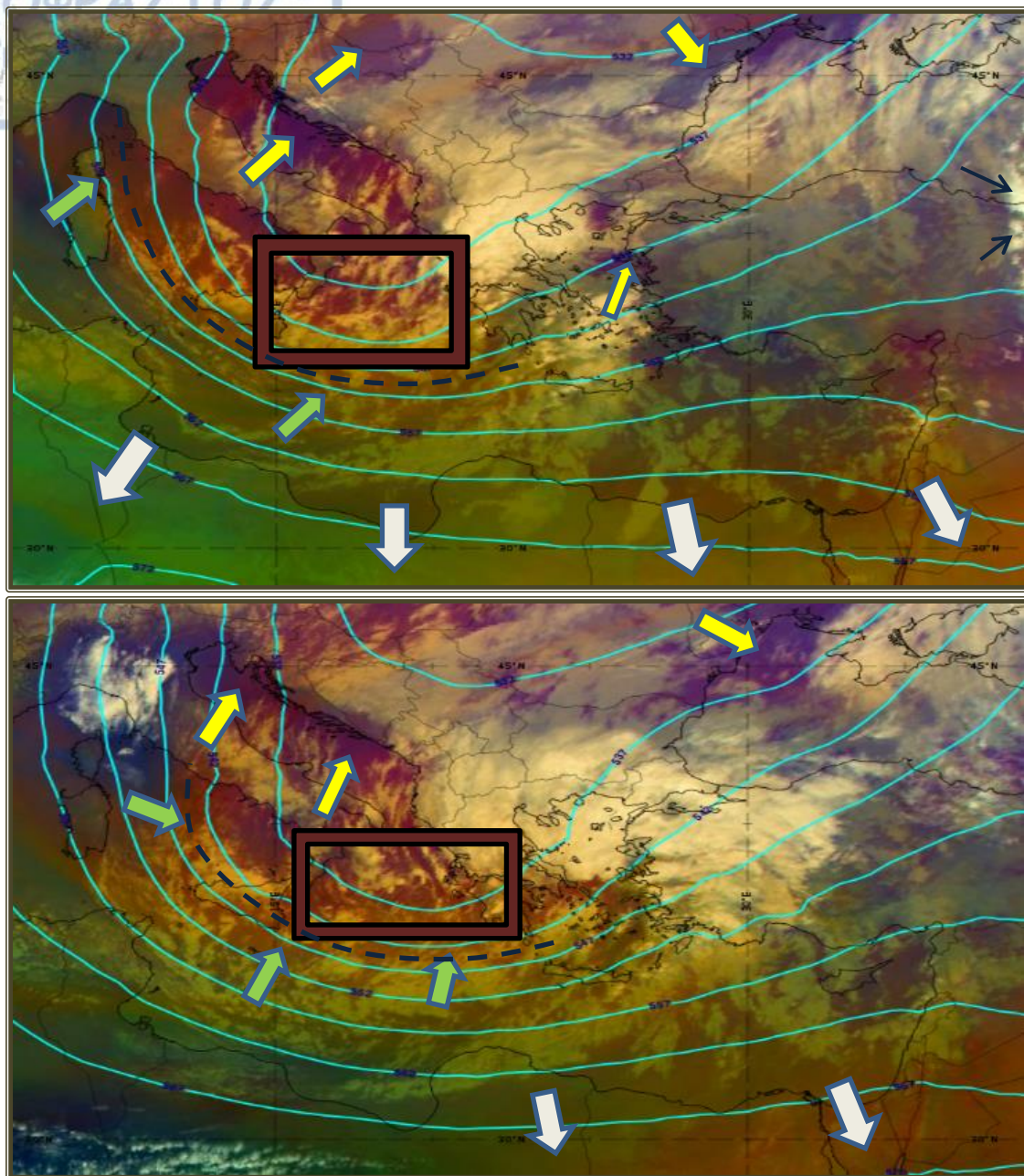
Το Airmass RGB, αποτελεί συνδυασμό RGB (5-6, 8-9, 5), δηλαδή συνδυασμό RGB (WV6.2 - WV7.3, IR8.7 - IR10.8, WV6.2). Η συγκεκριμένη χρωματική σύνθεση αποτελείται από το συνδυασμό δύο διαφορών καναλιών κι ενός καναλιού. Έτσι, το κόκκινο χρώμα αντιστοιχεί στη διαφορά (WV6.2 - WV7.3), το πράσινο χρώμα αντιστοιχεί στη διαφορά των καναλιών του θερμικού υπέρυθρου (IR8.7 - IR10.8), ενώ το μπλε αντιστοιχεί με το κανάλι των υδρατμών (WV6.2). Το κόκκινο χρώμα, εκφράζει τον υγρό και ξηρό αέρα μέσα στην τροπόσφαιρα, όπου η διαφορά (WV6.2 - WV7.3) είναι σχεδόν μηδέν για τον υγρό αέρα και θετική για τον ξηρό αέρα. Η διαφορά (IR8.7 - IR10.8) στο πράσινο χρώμα, προσδιορίζει τη θερμοκρασία μιας αέριας μάζας, ενώ από το κανάλι των υδρατμών (WV6.2) στο μπλε χρώμα, λαμβάνεται πληροφορία για τους υδρατμούς σε μεγάλες στάθμες μέσα στην τροπόσφαιρα (Δημητριάδου, 2017).

Ο συνδυασμός Airmass RGB (5-6, 8-9, 5) επίσης, συμβάλλει στον εντοπισμό των δυναμικών διαδικασιών στην ατμόσφαιρα, όπως την παρουσία κυκλογένεσης, τις ανωμαλίες του δυναμικού στρωβιλισμού, τα μετωπικά νεφικά συστήματα μαζί με τον καθοδικό ξηρό στρατοσφαιρικό αέρα που τα συνοδεύει, τη θέση των αεροχειμάρρων και τις ζώνες παραμόρφωσης (Αγγελίδου, 2021).

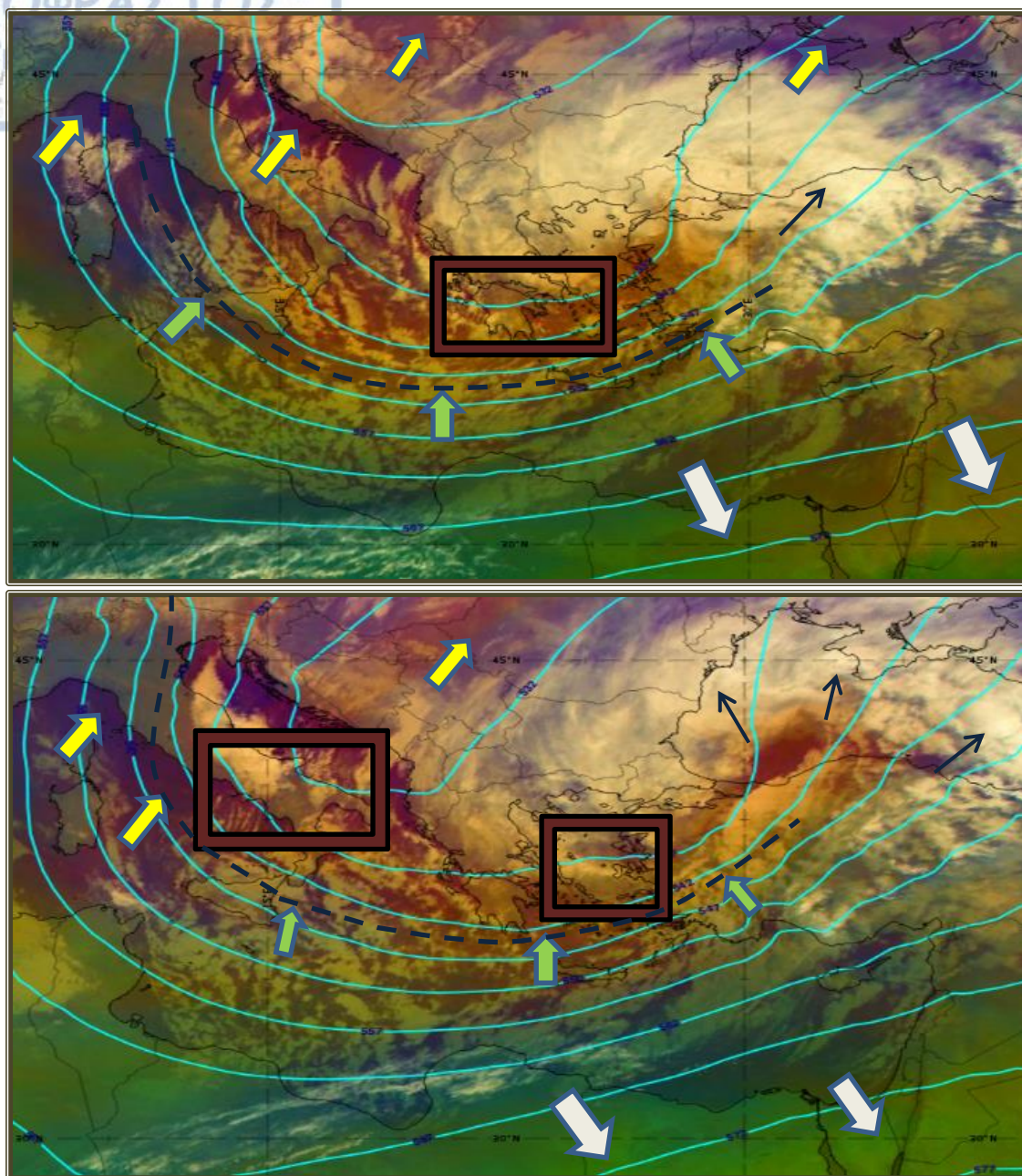
Στις εικόνες του συγκεκριμένου συνδυασμού, με καφέ - κόκκινες αποχρώσεις απεικονίζεται μια εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα στην τροπόσφαιρα. Η επίδραση του αεροχειμάρου, συνδέεται άμεσα με την εισβολή ξηρού αέρα κι επίσης εμφανίζεται με καφέ - μωβ αποχρώσεις. Με σκούρες πράσινες αποχρώσεις απεικονίζονται οι θερμές αέριες μάζες, όπου η τροπόπαυση βρίσκεται σε μεγάλη ύψη. Οι ψυχρές αέριες μάζες, εμφανίζονται με μπλε - μωβ αποχρώσεις, όπου η τροπόπαυση έχει χαμηλά ύψη, τα παχιά νέφη που βρίσκονται ψηλά στην τροπόσφαιρα, εμφανίζονται με λευκές αποχρώσεις, τα παχιά μεσαία νέφη με καφέ χρώμα, ενώ τα χαμηλά νέφη εμφανίζονται με πράσινο χρώμα (Δημητριάδου, 2017).



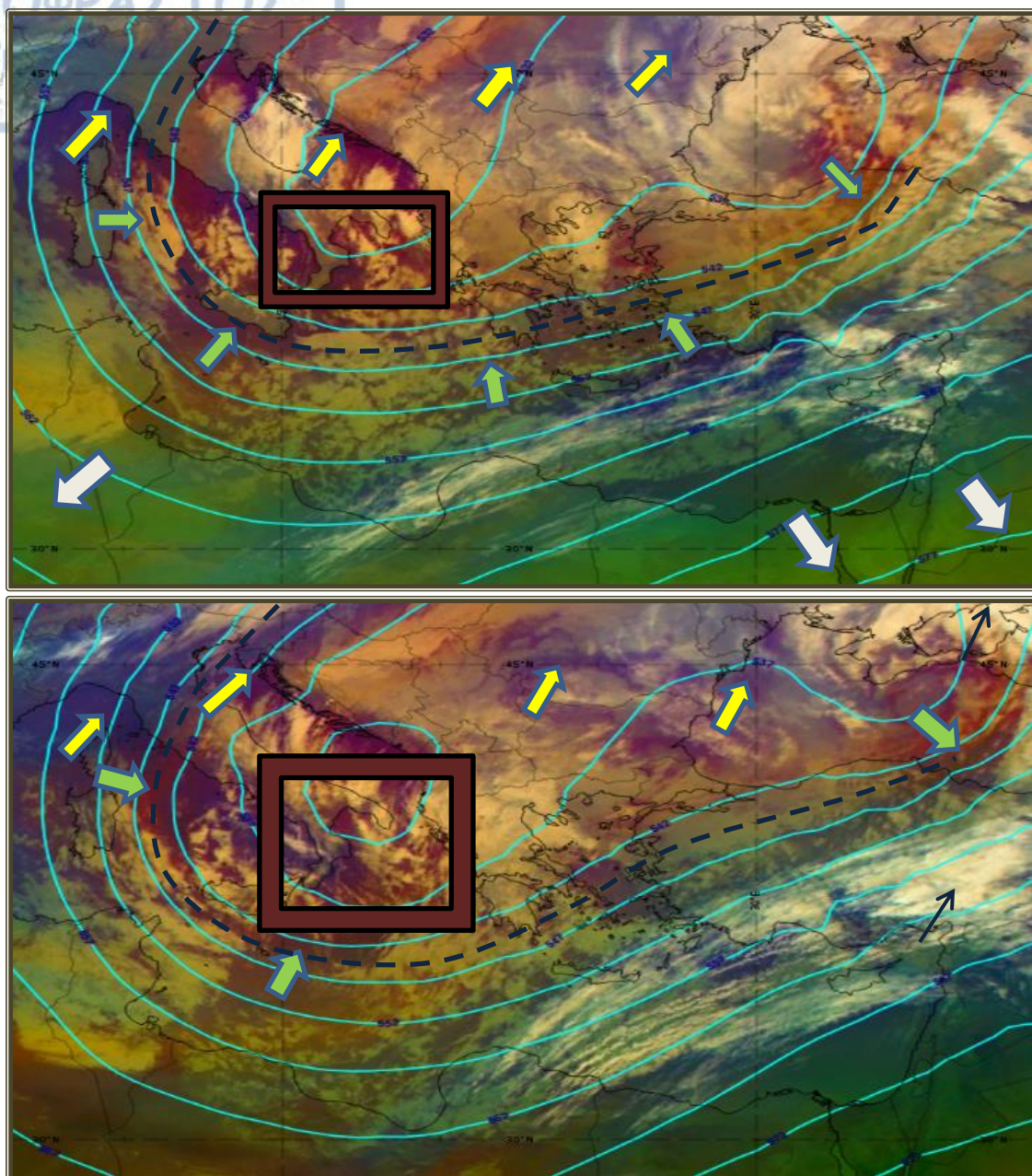
Σχήμα 3.5.1: Συνδυασμός Airmass RGB πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 2/1/2019 και 3/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



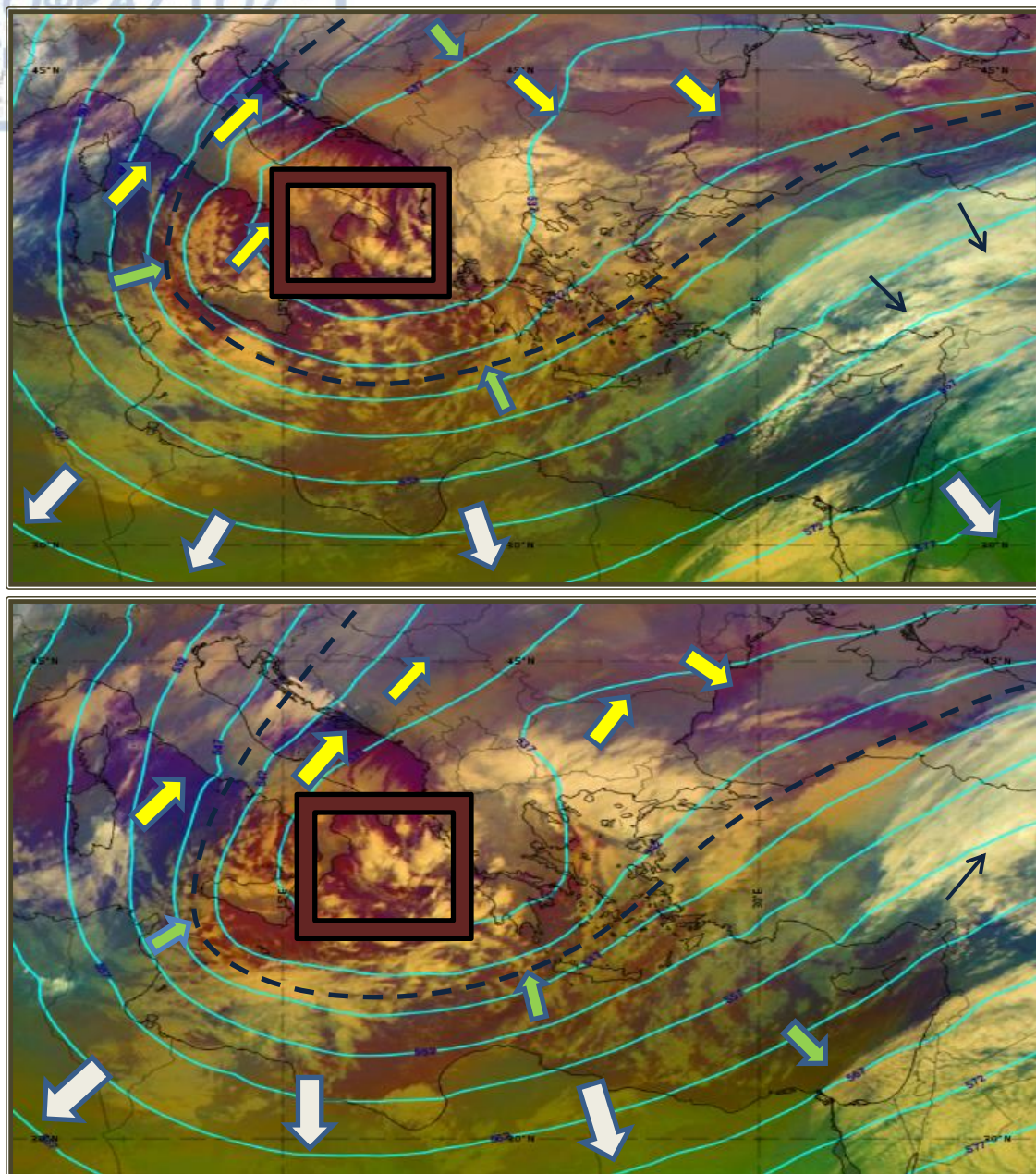
Σχήμα 3.5.2: Συνδυασμός Airmass RGB πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



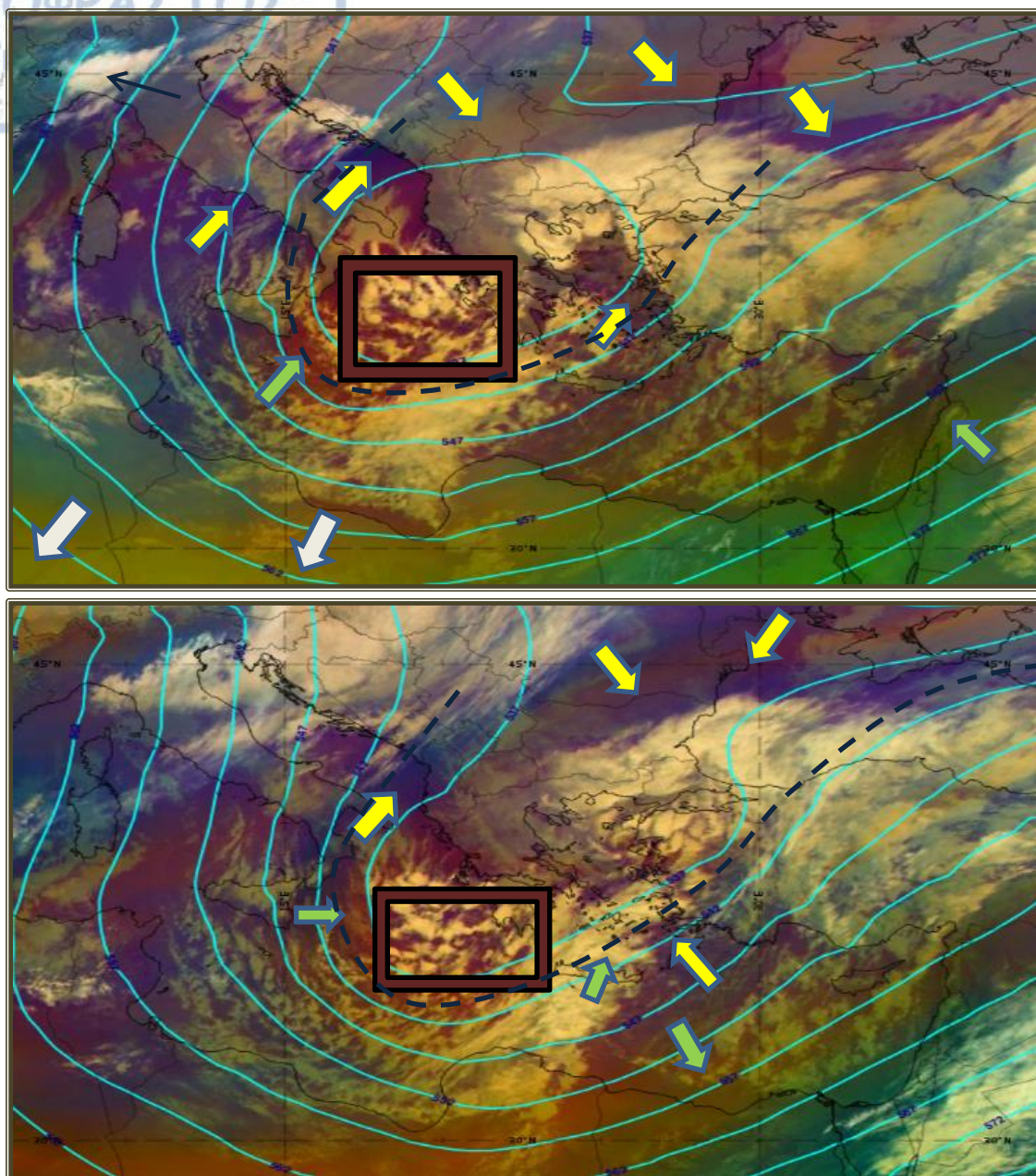
Σχήμα 3.5.3: Συνδυασμός Airmass RGB πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και 4/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



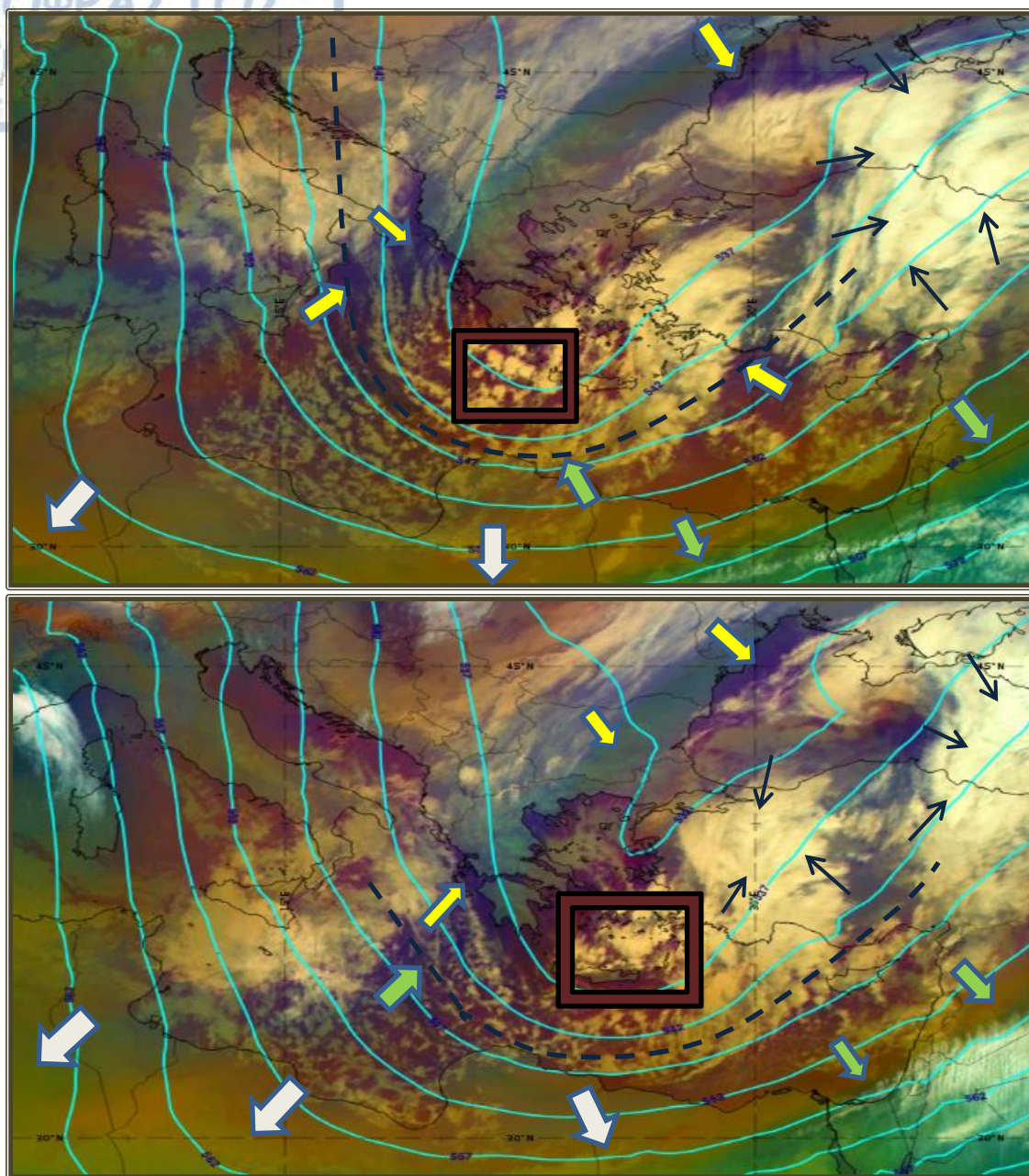
Σχήμα 3.5.4: Συνδυασμός Airmass RGB πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.5: Συνδυασμός Airmass RGB πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και 5/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.6: Συνδυασμός Airmass RGB πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρες 06 και 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.7: Συνδυασμός Airmass RGB πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και 6/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)

Στις εικόνες των Σχημάτων 3.5.1 έως 3.5.7, με βάση όσα αναλύθηκαν για την ερμηνεία του Airmass RGB, προκύπτει ότι οι σκούρες πράσινες αποχρώσεις, όπως φαίνονται με τα λευκά βέλη, αντιστοιχούν σε περιοχές όπου επικρατούν θερμές αέριες μάζες, ενώ η τροπόπαυση βρίσκεται σε μεγάλα ύψη. Οι μπλε - μωβ αποχρώσεις, όπως φαίνονται με τα κίτρινα βέλη, αντιστοιχούν σε περιοχές όπου επικρατούν ψυχρές αέριες μάζες, ενώ η τροπόπαυση βρίσκεται σε χαμηλά ύψη. Οι περιοχές, όπως αυτές πλαισιώνονται προσεγγιστικά από τα κόκκινα πλαίσια, αντιστοιχούν σε περιοχές όπου εμφανίζεται μια δυναμική ανωμαλία της

τροπόπαυσης. Επίσης, οι μπλε διακεκομμένες γραμμές, όπως δείχνουν τα βέλη με ανοιχτό πράσινο χρώμα, επισημαίνουν τον άξονα του πολικού αεροχείμαρρου και γενικότερα τα όρια αυτού. Σχετικά με τα νέφη, τα παχιά και υψηλά νέφη απεικονίζονται με λευκές αποχρώσεις, τα παχιά και μεσαία νέφη με καφέ χρώμα, ενώ τα χαμηλά νέφη με ανοιχτό πράσινο χρώμα. Έτσι, τα νέφη όπως φαίνονται με τα μπλε βέλη είναι νέφη παχιά, ψηλά και μεγάλο οπτικό πάχος, τα νέφη όπως φαίνονται με τα μαύρα βέλη είναι νέφη χαμηλού ύψους.

Συγκεκριμένα, λαμβάνοντας υπόψη τις συμβάσεις του συγκεκριμένου συνδυασμού RGB, όσον αφορά στην περιοχή μελέτης και ενδιαφέροντος τη Θεσσαλονίκη, στις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, διακρίνονται χαμηλά νέφη. Επίσης, στα πιο δυτικά-βορειοδυτικά και βόρεια-βορειοανατολικά του νομού εντοπίζονται νέφη μεσαίου ύψους και παχιά. Στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, επικρατούν μεσαία και παχιά νέφη στα πιο δυτικά και νοτιοδυτικά του νομού, ενώ στα υπόλοιπα τμήματα επικρατούν χαμηλά νέφη. Στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, γενικότερα στην περιοχή επικρατούν παχιά και μεσαίου ύψους νέφη. Όμως, διακρίνονται και νεφικές περιοχές με πιο λευκές αποχρώσεις, οι οποίες αντιστοιχούν σε νέφη παχιά, τα οποία εκτείνονται σε λίγο μεγαλύτερο ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα.

Όσον αφορά στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, εντοπίζονται νέφη μεσαία και παχιά στα δυτικά, βόρεια, βορειοανατολικά και νοτιοανατολικά τμήματα της περιοχής της Θεσσαλονίκης, ενώ στα υπόλοιπα διακρίνονται χαμηλά νέφη. Στις 3 Ιανουαρίου και ώρα 18 UTC, επικρατούν παχιά και μεσαίου ύψους νέφη, σε μια ζώνη με άξονα από τα νοτιοανατολικά προς τα βορειοδυτικά. Επίσης, εντοπίζονται και νεφικές περιοχές χαμηλού ύψους. Ως προς τη 4^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, διακρίνονται μεσαία και παχιά νέφη στα πιο δυτικά του νομού Θεσσαλονίκης και χαμηλά νέφη στα υπόλοιπα. Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, γενικά επικρατούν χαμηλά νέφη στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης.

Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, στα πιο βόρεια-βορειοανατολικά και ανατολικά τμήματα του νομού, επικρατούν νεφικά συστήματα μεσαίου ύψους και παχιά. Στα πιο δυτικά-νοτιοδυτικά του νομού, επικρατούν νέφη χαμηλού ύψους. Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, κατά βάση στην περιοχή εντοπίζονται μεσαία και παχιά νέφη. Υπάρχουν όμως και χαμηλού ύψους νέφη, ενσωματωμένα στη συνολική νεφικά μάζα. Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνονται μεσαία και παχιά νέφη, αλλά και χαμηλά νέφη στα πιο δυτικά-νοτιοδυτικά και νοτιοανατολικά του νομού.

Όσον αφορά στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, επικρατούν νέφη μεσαίου ύψους και παχιά κυρίως στα πιο νοτιοδυτικά, βορειοανατολικά και ανατολικά του νομού. Στα υπόλοιπα τμήματα, επικρατούν χαμηλά νέφη. Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, διακρίνονται χαμηλά κατά βάση νέφη στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, επικρατούν λίγα διάσπαρτα νέφη χαμηλού ύψους. Τέλος, στις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, ο ουράνιος θόλος είναι γενικά αίθριος και δεν υπάρχουν αξιόλογα νεφικά συστήματα στην περιοχή.

Ως προς την ανάλυση των δυναμικών διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα και τη σύνδεση αυτών με το υπό μελέτη φαινόμενο, στις περιοχές με τις διακεκομμένες μπλε γραμμές, όπως αυτές υποδεικνύονται από τα βέλη με το ανοιχτό πράσινο χρώμα, εντοπίζεται κατά προσέγγιση, η θέση των κλάδων του πολιικού αεροχειμάρρου. Οι θέσεις που καταλαμβάνουν τα κόκκινα πλαίσια, δηλώνουν κατά προσέγγιση την περιοχή της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης (όπως αποτυπώθηκε και στις κατακόρυφες τομές στην παράγραφο 2.1.στ). Οι θέσεις αυτές της δυναμικής ανωμαλίας της τροπόπαυσης, αντιστοιχούν σε ατμοσφαιρικές διαταρχές, οι οποίες με τη σειρά τους οδηγούν σε κυκλογένεση στην επιφάνεια. Οι υφέσεις που δημιουργούνται, με μια μέση κίνηση από τα δυτικά προς τα ανατολικά, διέρχονται πάνω από τον Ελλαδικό χώρο και αποτελούν το αίτιο για τα φαινόμενα χιονοπτώσεων, εκτός των άλλων και στην περιοχή ενδιαφέροντος, τη Θεσσαλονίκη.

Οι μπλε-μωβ αποχρώσεις, όπως υποδεικνύονται με τα κίτρινα βέλη αντιστοιχούν σε ψυχρές αέριες μάζες, ενώ οι πράσινες αποχρώσεις όπως υποδεικνύονται από τα λευκά βέλη, σε θερμές αέριες μάζες. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας επικρατούν πολύ ψυχρές αέριες μάζες, όπως επίσης και πάνω από την περιοχή μελέτης, τη Θεσσαλονίκη, οι οποίες παρουσιάζουν μια μέση κίνηση από τα βόρεια-βορειοδυτικά προς τα νότια-νοτιοανατολικά. Οι ψυχρές αυτές αέριες μάζες, τείνουν να απομακρυνθούν από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, αλλά και γενικότερα από την Ελληνική περιοχή, κυρίως από το μεσημέρι-απόγευμα της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019 και μετά. Λαμβάνοντας υπόψη τις εικόνες στο κανάλι των υδρατμών (παράγραφος 3.4.γ), τότε στις περιοχές όπου βρίσκονται ψυχρές αέριες μάζες γενικότερα, οι τιμές σχετικής υγρασίας είναι χαμηλές, καθώς οι περιοχές αυτές απεικονίζονται με πιο σκούρες αποχρώσεις του γκρι. Θερμές αέριες μάζες, εντοπίζονται αρκετά πιο νότια από την Ελλάδα, στην περιοχή κυρίως της Μέσης Ανατολής και της βόρειας Αφρικής. Οι θερμές αέριες μάζες, φαίνεται κυρίως σε περιοχές λίγο βορειότερα της Αφρικής και της Μέσης Ανατολής, να ανέρχονται πάνω από τις ψυχρές, κυρίως στα μέσα και ανώτερα τροποσφαιρικά στρώματα. Λόγω της ανύψωσης των θερμότερων αερίων μαζών, τα χαμηλά επίπεδα φαίνεται να καλύπτονται από μπλε-μωβ αποχρώσεις, υποδηλώνοντας έτσι την επικράτηση ψυχρότερων αερίων μαζών στα χαμηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας, σε σχέση με τα ανώτερα.

Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη τις περιοχές υψηλής και χαμηλής σχετικής υγρασίας, σύμφωνα με τις εικόνες στο κανάλι των υδρατμών (παράγραφος 3.4.γ), οι θερμές αυτές αέριες μάζες είναι ταυτόχρονα και υγρές, καθώς στο κανάλι των υδρατμών στη θέση που καταλαμβάνουν αυτές, οι αποχρώσεις του γκρι είναι ανοιχτές. Ο συνδυασμός αυτών των πιο ξηρών και ψυχρών αερίων μαζών από τα βόρεια-βορειοδυτικά, με τις θερμότερες και υγρότερες στα νότια-νοτιοανατολικά, ευνοεί και ενισχύει τις διαδικασίες σύγκλισης των αερίων μαζών, παράγοντας αρκετά σημαντικός για τη δημιουργία έντονων φαινομένων εκεί που αυτήν πραγματοποιείται. Οι μεταβατικές ζώνες διαχωρισμού μεταξύ ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, αντιστοιχούν σε μετωπικές επιφάνειες, η ύπαρξη των οποίων επαληθεύεται από τους χάρτες επιφάνειας της ενότητας 2.2. Τα νεφικά συστήματα, τα οποία στις εικόνες εμφανίζονται πιο παχιά και με πιο έντονο λευκό χρώμα, στην

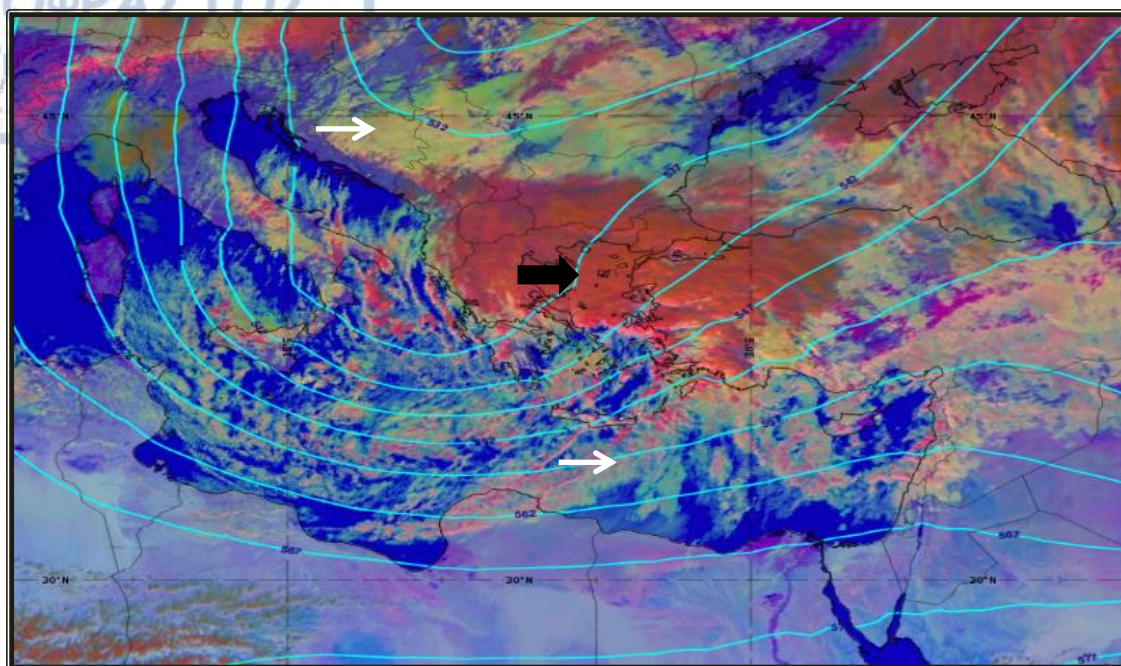


πλειονότητας τους αντιστοιχούν σε περιοχές, όπου εμφανίζονται είτε ψυχρά, θερμά ή συνεσφιγμένα μέτωπα, είτε επιφανειακές troughs.

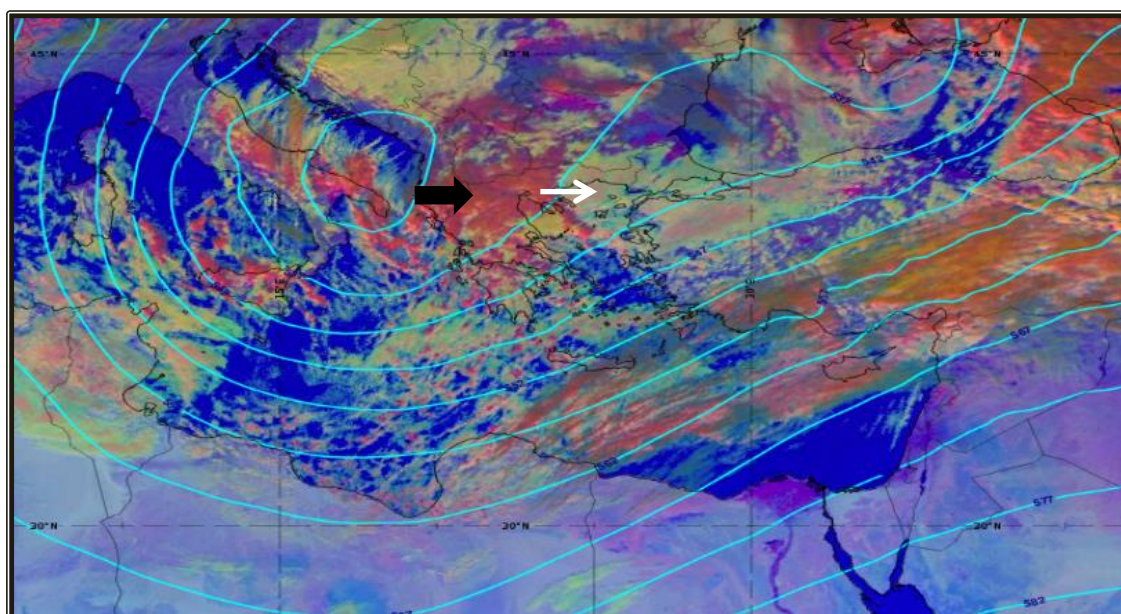
VI) Συνδυασμός RGB 2-4-9 (VIS0.8-IR3.9-IR10.8) - Day Microphysics RGB

Ο συγκεκριμένος συνδυασμός δημιουργήθηκε από την αντιστοίχιση του καναλιού 2 (VIS0.8) στο κόκκινο χρώμα, του καναλιού 4 (IR3.9) στο πράσινο χρώμα και του καναλιού 9 (IR10.8) στο μπλε χρώμα. Η χρήση του αποσκοπεί στο διαχωρισμό νεφών με διαφορετική σύσταση, για τη διάκριση των μικροφυσικών του χαρακτηριστικών καθώς και για τον εντοπισμό νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης. Θα πρέπει να τονιστεί, ότι εφόσον ο συνδυασμός περιέχει ένα κανάλι του ορατού φάσματος, μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο σε ημερήσια βάση. Στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος αντιστοιχεί το κόκκινο χρώμα και μέσω αυτού λαμβάνεται πληροφορία για την ποσότητα του νέφους σε πάγο ή νερό και το οπτικό του πάχος. Στο κανάλι 4 του ανακλώμενου μέσου υπερύθρου, αντιστοιχίζεται το πράσινο χρώμα και αντλείται πληροφορία για τη φάση του νερού. Τέλος, στο κανάλι 9 του θερμικού υπερύθρου αποδίδεται το μπλε χρώμα και εξάγονται πληροφορίες για τη θερμοκρασία (Δημητριάδου, 2017).

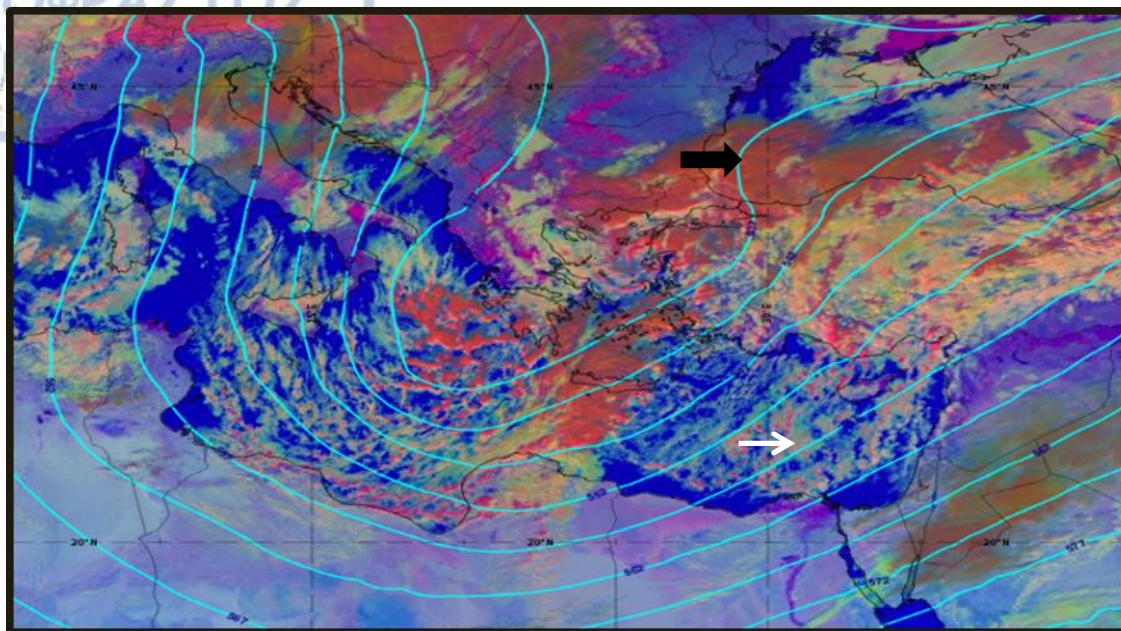
Ως προς την ερμηνεία των εικόνων του συγκεκριμένου συνδυασμού, ψυχρά νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και μεγάλους παγοκρυστάλλους, αποδίδονται με κόκκινο χρώμα, νέφη μεγάλης κατακόρυφης ανάπτυξης με ισχυρά ανοδικά ρεύματα και μικρά παγοκρυστάλλια στις κορυφές τους, αποδίδονται με καφέ ή έντονο κόκκινο χρώμα. Επίσης, τα λεπτά νέφη Cirrus, αποδίδονται με σκούρο καφέ χρώμα, ενώ τα νέφη που αποτελούνται από υδροσταγόνες σε υπέρτηξη, με κίτρινο έως λαχανί χρώμα (Δημητριάδου, 2017).



Σχήμα 3.5.8: Συνδυασμός RGB Day Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.9: Συνδυασμός RGB Day Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.10: Συνδυασμός RGB Day Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρα 12 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)

Οι παραπάνω δορυφορικές εικόνες, (Σχήμα 3.5.8 - Σχήμα 3.5.10), αποτελούν προϊόν του συνδυασμού RGB 2-4-9, πάνω από την περιοχή της Ευρώπης για το χρονικό διάστημα 3-5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC.

Σύμφωνα με τα όσα ισχύουν στο συγκεκριμένο συνδυασμό, τα νέφη όπως αυτά φαίνονται με τα μαύρα βέλη είναι νέφη ψυχρά, με μεγάλο οπτικό πάχος και μεγάλους παγοκρυστάλλους και απεικονίζονται με κόκκινες αποχρώσεις. Τα νέφη που δείχνουν τα μπλε βέλη είναι λεπτά νέφη Cirrus, καθώς αποδίδονται με καφέ χρώμα, ενώ τα νέφη που δείχνουν τα λευκά βέλη είναι νέφη υδροσταγόνων σε υπέρτηξη, καθώς απεικονίζονται με κίτρινες - λαχανί αποχρώσεις.

Όσον αφορά αποκλειτικά στην περιοχή μελέτης και ενδιαφέροντος τη Θεσσαλονίκη, τότε στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, πάνω από την ευρύτερη περιοχή εντοπίζονται νέφη και ψυχρά, με σχετικά μεγάλο οπτικό πάχος και μεγάλους παγοκρυστάλλους, καθώς στην εικόνα το νεφικό σύστημα απεικονίζεται με κόκκινες αποχρώσεις. Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, διακρίνονται νέφη κυρίως ψυχρά, με σχετικά μεγάλο οπτικό πάχος και με μεγάλους παγοκρυστάλλους, καθώς αυτά στην εικόνα απεικονίζονται με αποχρώσεις του κόκκινου. Μέσα στη συνολική νεφική μάζα, διακρίνονται στην περιοχή και νεφικές περιοχές με αποχρώσεις του λαχανί - κίτρινου, οι οποίες αντιστοιχούν σε νέφη υδροσταγόνων σε υπέρτηξη, με σχετικά μεγάλο οπτικό πάχος.

Τέλος, στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, εντοπίζονται νέφη υδροσταγόνων σε υπέρτηξη, κυρίως στα κεντρικά και δυτικά τμήματα του νομού Θεσσαλονίκης, καθώς αυτά αποεικονίζονται στην εικόνα με λαχανί - κίτρινες αποχρώσεις, ενώ στα ανατολικότερα τμήματα, διακρίνονται νέφη ψυχρά, με σχετικά μεγάλο οπτικό πάχος και μεγάλους παγοκρυστάλλους, λόγω των κόκκινων αποχρώσεων που έχουν στη σκηνή.

Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.5.1), φαίνεται η πιθανότητα, η ένταση και ο τύπος παγοποίησης για κάποιες βασικές κατηγορίες νεφών.

Τύπος νέφους	Πιθανότητα παγοποίησης	Ένταση παγοποίησης	Πιθανός τύπος παγοποίησης	Περιεκτικότητα νερού (g m ⁻³)
CB	υψηλή	SEV	όλοι	0,2–4,0
CU	μέτρια/ υψηλή	MOD/SEV	clear	0,2–0,6
NS	υψηλή	SEV	όλοι	0,2–4,0
SC, AC	μέτρια	σπάνια περισσότερο MOD	mixed	0,1–0,5
AS	χαμηλή	MOD/ LIGHT	rime	0,1–0,3
ST	χαμηλή	LIGHT	rime	0,1–0,5

Πίνακας 3.5.1: Πιθανότητα παγοποίησης, ένταση παγοποίησης, πιθανός τύπος παγοποίησης και περιεκτικότητα νερού για βασικούς τύπους νεφών (Πηγή: WMO, 2007).

Στον Πίνακα 3.5.2, διακρίνεται η σχέση της θερμοκρασίας του νέφους, με την ποσότητα του νερού σε υπέρτηξη, την ποσότητα των κρυστάλλων πάγου και τον κίνδυνο παγοποίησης.

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΝΕΦΟΥΣ	ΝΕΡΟ ΣΕ ΥΠΕΡΤΗΞΗ	ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΙ ΠΑΓΟΥ	ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΠΑΓΟΠΟΙΗΣΗΣ
0° έως -20° C	πολύ	λίγοι	υψηλός
-20° έως -40° C	λίγο	πολλοί	χαμηλός (υψηλός σε Cb)
< -40° C	μηδέν	όλοι	μηδέν

Πίνακας 3.5.2: Σχέση θερμοκρασίας νέφους, νερού σε υπέρτηξη, κρυστάλλων πάγου και κινδύνου παγοποίησης (Πηγή: Ζιακόπουλους και Φραγκούλη, 2015).

Λαμβάνοντας υπόψη τα συμπεράσματα, τα οποία προέκυψαν από την ανάλυση των εικόνων στο κανάλι του θερμικού και ενισχυμένου θερμικού υπέρυθρου (IR10.8 μm), σε συνδυασμό με τους παραπάνω πίνακες (Πίνακας 3.5.1, Πίνακας 3.5.2), προκύπτει ότι τα νέφη υδροσταγόνων σε υπέρτηξη, κυρίως στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC στα κεντρικότερα και δυτικότερα τμήματα του νομού, οφείλονται στο ότι η θερμοκρασία των νεφών κυμαίνεται στην κλίμακα μεταξύ των 0 και -20°C (Πίνακας 3.5.2). Το συμπέρασμα αυτό, επιβεβαιώνεται και από τις εικόνες του θερμικού υπέρυθρου, όπου τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, σε περιοχές κυρίως κεντρικές και δυτικές της Θεσσαλονίκης, εντοπίζονται θερμά νέφη, χαμηλού ύψους.

Η ύπαρξη νεφών υδροσταγόνων σε υπέρτηξη στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης, οφείλεται σύμφωνα με το όσα προέκυψαν από την ανάλυση των εικόνων στο θερμικό υπέρυθρο, στην επικράτηση νεφών μεσαίου και χαμηλού ύψους. Λαμβάνοντας υπόψη τις κατηγορίες νεφών του Πίνακα 3.5.1, σε συνδυασμό με τα όσα ισχύουν στο συγκεκριμένο συνδυασμό RGB, με το ύψος των νεφών που προκύπτει από τις εικόνες του θερμικού υπέρυθρου, αλλά και την εκδήλωση ή όχι φαινομένων, προκύπτει ότι στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, στην περιοχή της Θεσσαλονίκης επικρατούν νεφικά συστήματα της

κατηγορίας Altostratus (As) ως προς τα μεσαίου ύψους, αλλά και Stratocumulus (Sc) ή Nimbostratus (Ns), ως προς τα χαμηλού ύψους, καθώς τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή της κακοκαιρίας, στην περιοχή της Θεσσαλονίκης εκδηλώνονται χιονοπτώσεις και άρα πρόκειται για νεοφόρα νέφη. Τα αποτελέσματα αυτά για τις κατηγορίες νεφών που επικρατούν πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, επαληθεύονται και από την εικόνα του ορατού φάσματος για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή.

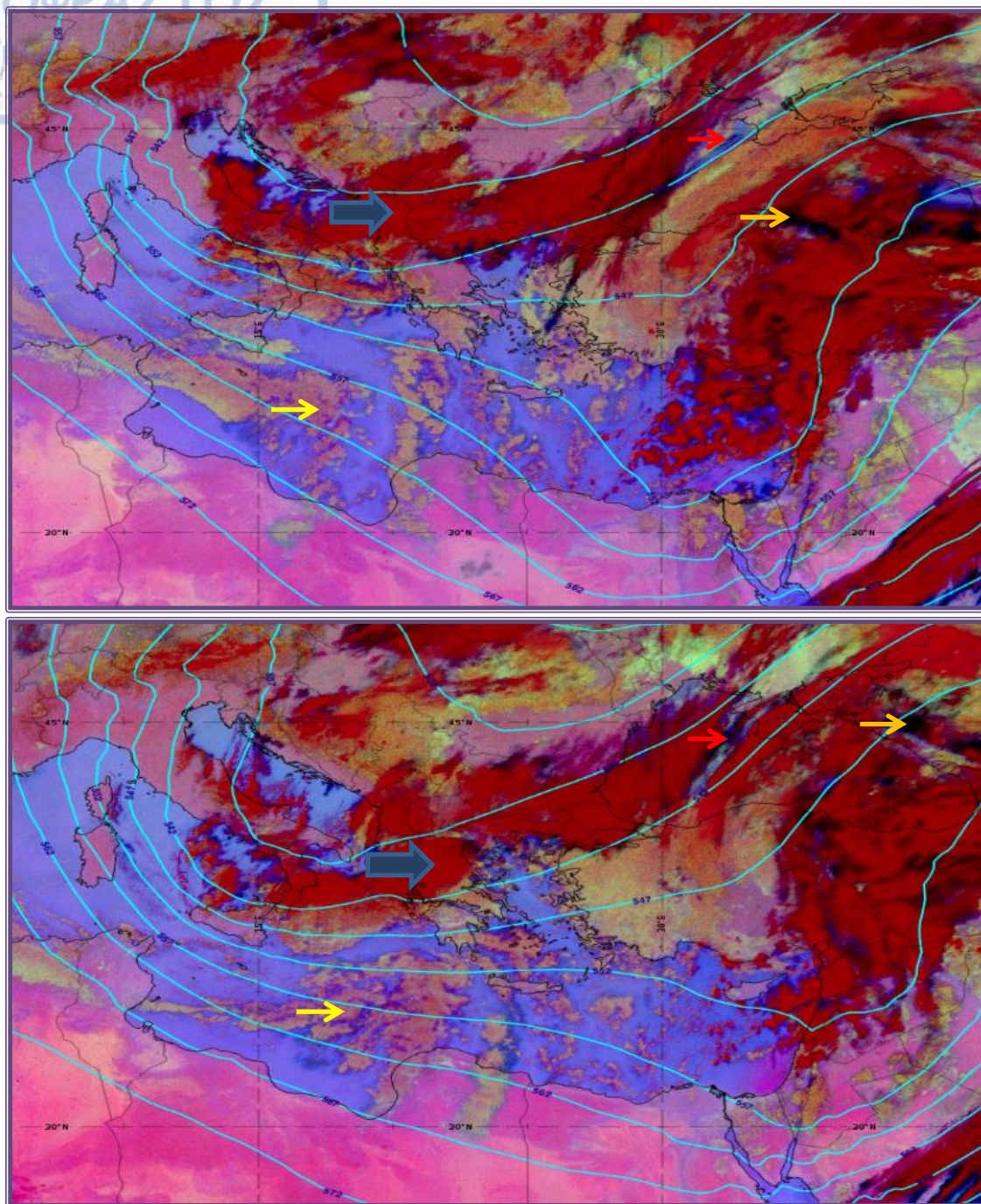
Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC, σύμφωνα με τα όσα προέκυψαν παραπάνω από την ανάλυση του συγκεκριμένου συνδυασμού RGB, σε συνάρτηση με τα αποτελέσματα της ανάλυσης της εικόνας στο θερμικό υπέρυθρο για τη συγκεκριμένη ημέρα και ώρα, το γεγονός ότι στην περιοχή δεν εκδηλώνονται φαινόμενα, αλλά και τις κατηγοριοποιήσεις των νεφών του Πίνακα 3.5.1, συμπαίρνεται ότι στα κεντρικά και δυτικά κυρίως της Θεσσαλονίκης επικρατούν νέφη τύπου Stratus (St). Στα ανατολικότερα τμήματα, λαμβάνοντας υπόψη όλα τα παραπάνω, επικρατούν νεφικά συστήματα της κατηγορίας Stratocumulus (Sc).

VII) Συνδυασμός RGB (9-10, 4-9, 9) (IR10.8-IR12.0, IR3.9-IR10.8, IR10.8)

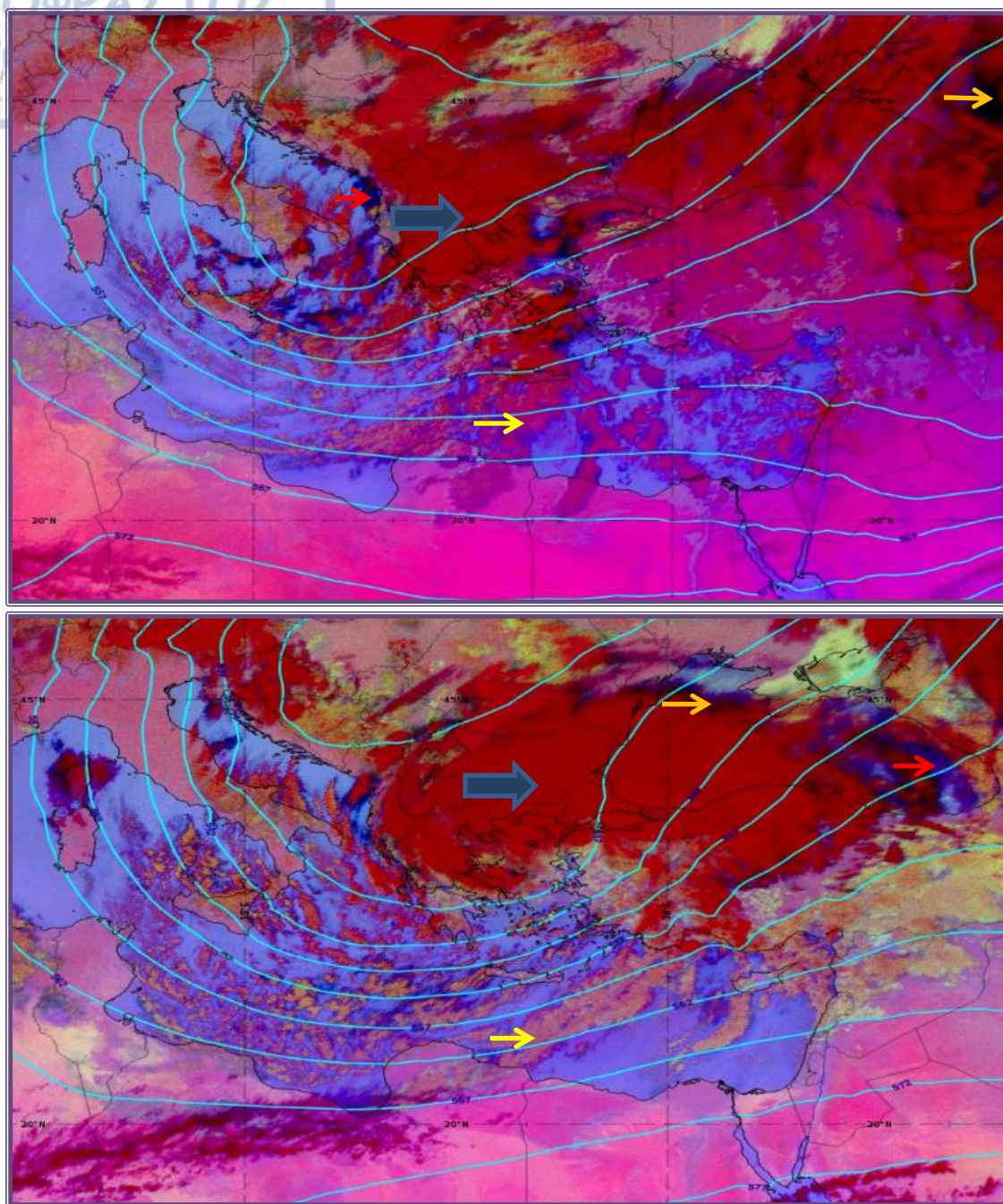
- Night Microphysics RGB

Ο συνδυασμός αυτός αποτελείται από επιμέρους συνδυασμούς καναλιών του υπέρυθρου φάσματος, με το κόκκινο χρώμα να αντιστοιχεί στη διαφορά των καναλιών του θερμικού υπέρυθρου (IR10.8 - IR12), η οποία αποτελεί δείκτη του οπτικού πάχους του νέφους, το πράσινο χρώμα να αντιστοιχεί στη διαφορά IR3.9 μm - IR10.8 μm , η οποία χρησιμοποιείται για την ανάλυση της μικροφυσικής των νεφών και το μπλε χρώμα να αποδίδεται στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου με κέντρο στα 10.8 μm (IR10.8 μm), για να ληφθεί πληροφορία για τη θερμοκρασία στις κορυφές των νεφών (Δημητριάδου, 2017).

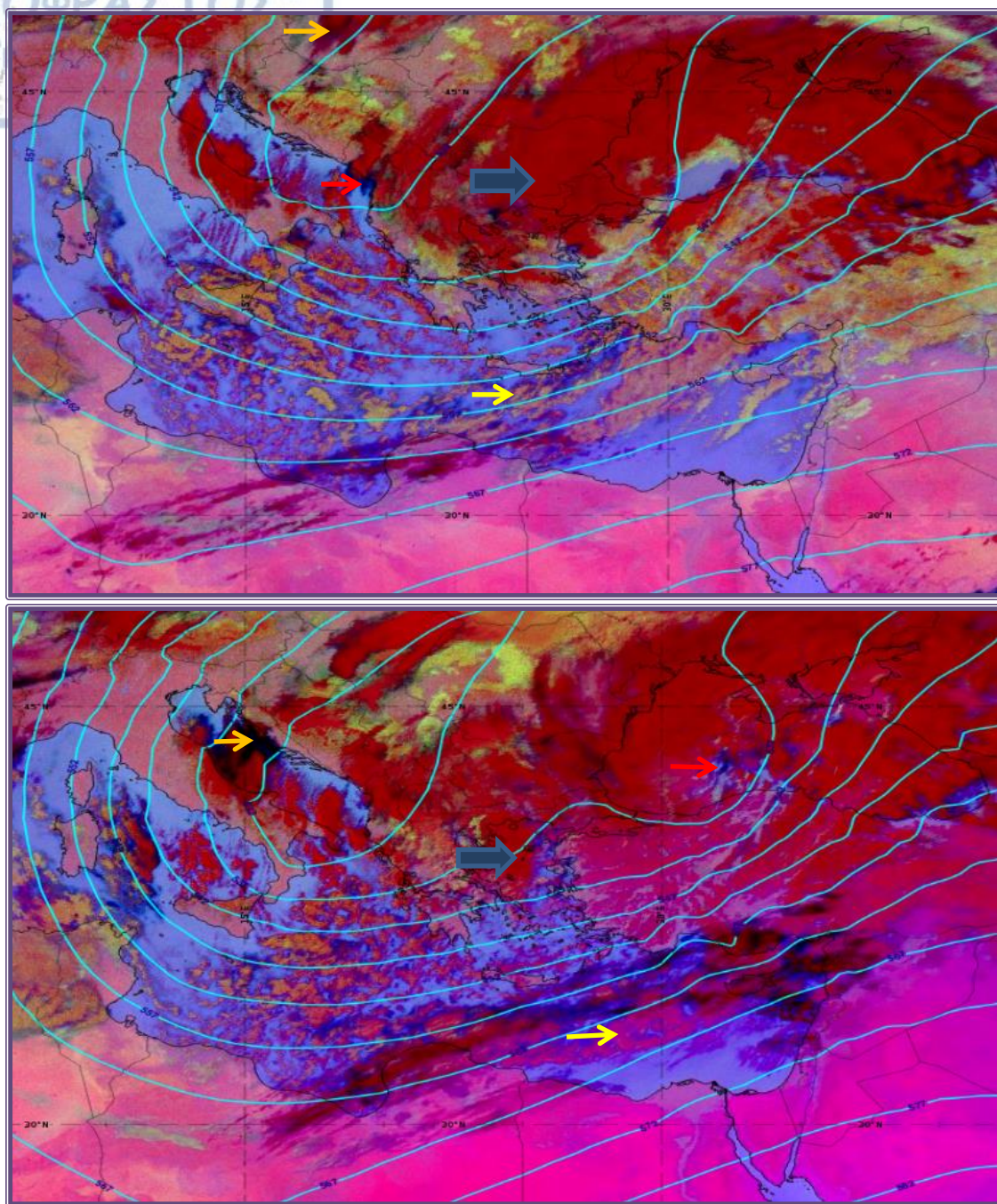
Στη συγκεκριμένη χρωματική σύνθεση, νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος τύπου Cumulonimbus, απεικονίζονται με κόκκινη έως έντονα βυσσινί απόχρωση. Πολλές φορές μέσα στις σκούρες κόκκινες αποχρώσεις, εντοπίζονται κίτρινες κουκίδες, οι οποίες αποτελούν θόρυβο στο κανάλι του μέσου υπέρυθρου (3.9 μm), όταν τα νέφη είναι πάρα πολύ ψυχρά. Ο θόρυβος αυτός ορισμένες φορές, σχετίζεται με μια ισχυρή θερμική δραστηριότητα, αλλά δεν υπάρχει ξεκάθαρη συσχέτιση. Υψηλά και λεπτά νέφη Cirrus, απεικονίζονται με σκούρες μπλε αποχρώσεις, νέφη εκτεταμένα και μεσαίου ύψους με καφέ αποχρώσεις, ενώ νέφη χαμηλού ύψους με ανοιχτές μωβ - ροζ αποχρώσεις. Τέλος το έδαφος, απεικονίζεται με μωβ ή γαλάζιες αποχρώσεις, ανάλογα με τη θερμοκρασία του (μωβ - θερμό, γαλάζιο - ψυχρό), ενώ η θάλασσα απεικονίζεται με γαλάζιες αποχρώσεις (Δημητριάδου, 2017).



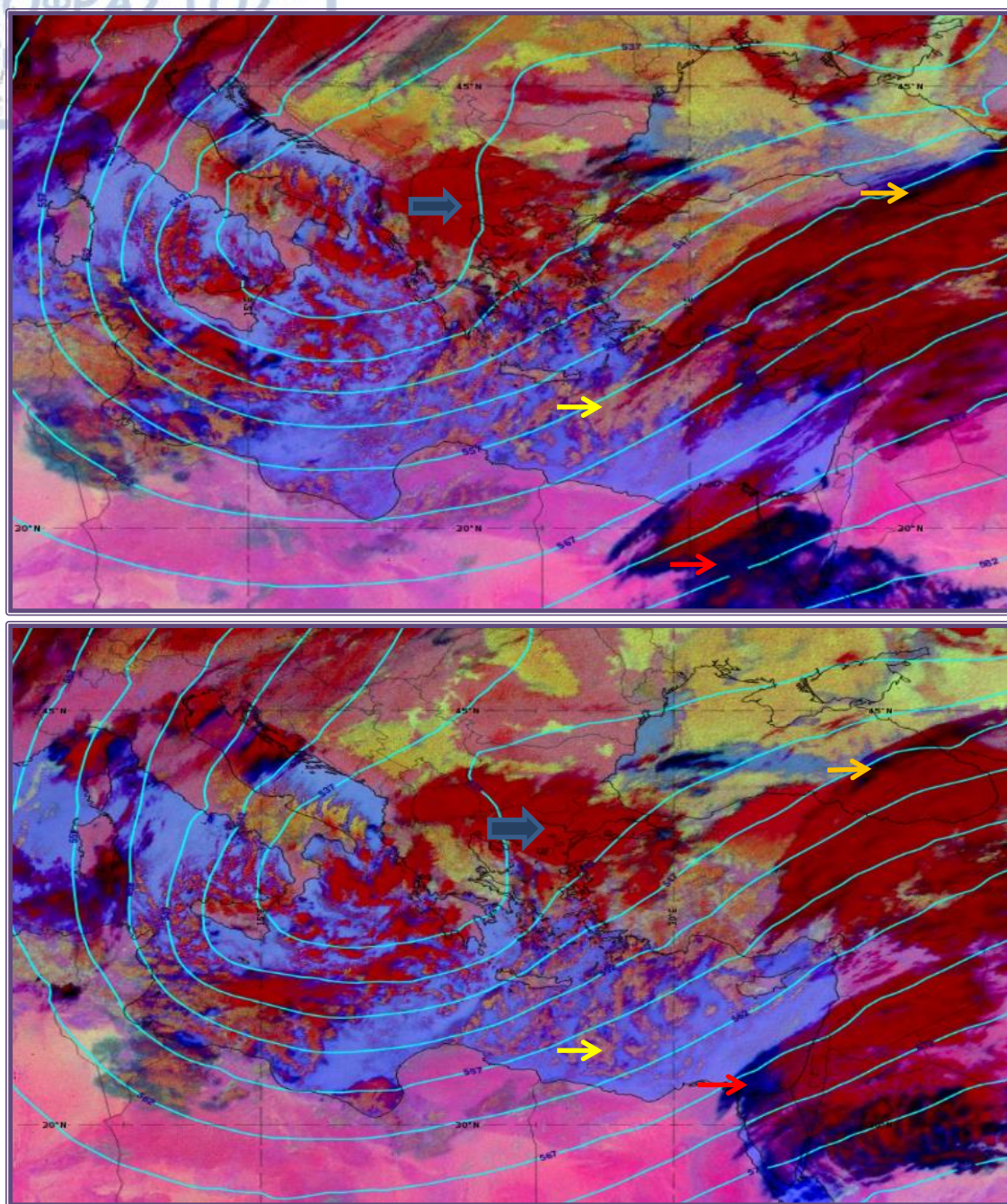
Σχήμα 3.5.11: Συνδυασμός RGB Night Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 2/1/2019 και 3/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



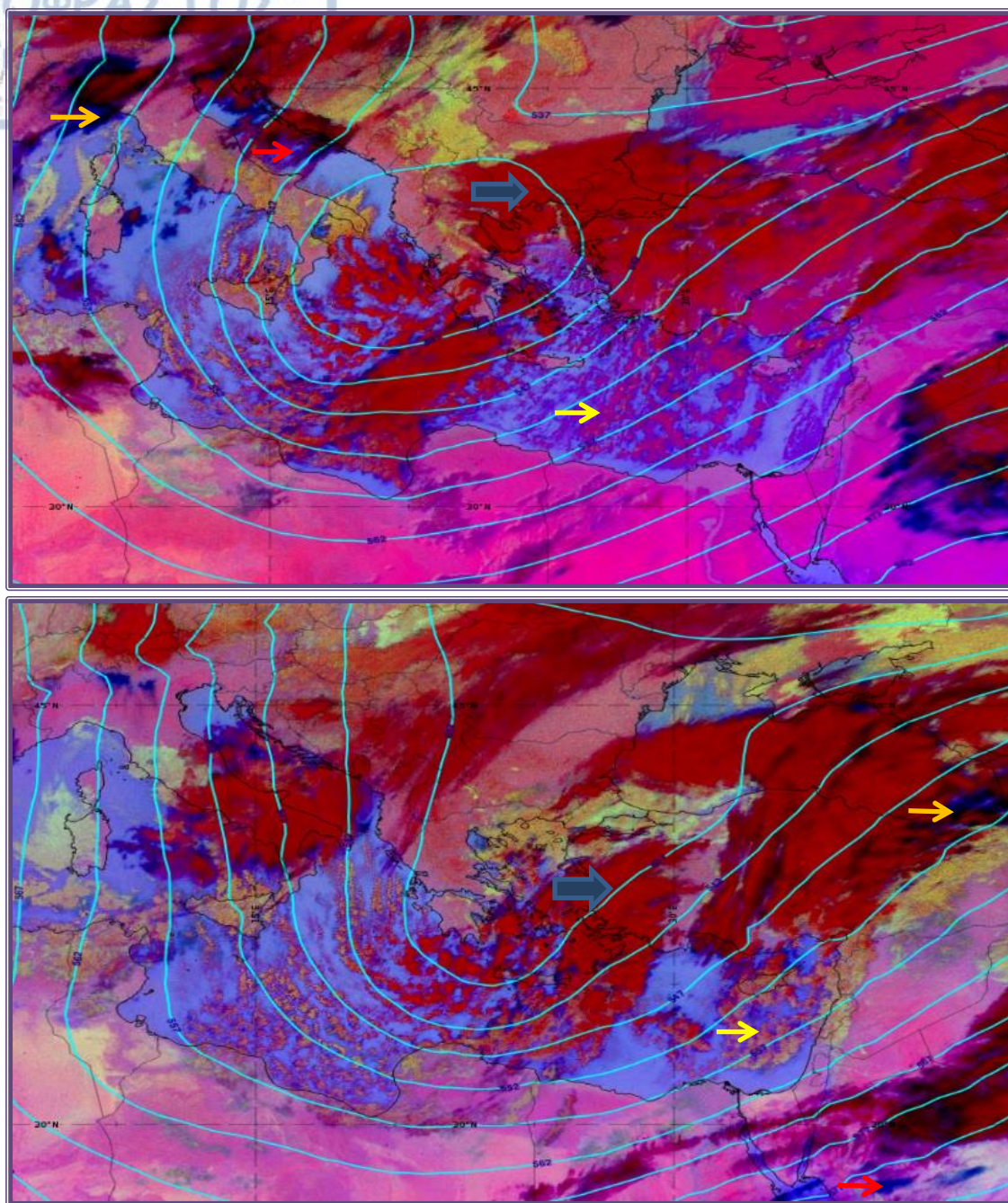
Σχήμα 3.5.12: Συνδυασμός RGB Night Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 3/1/2019 και ώρες 06 και 18 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



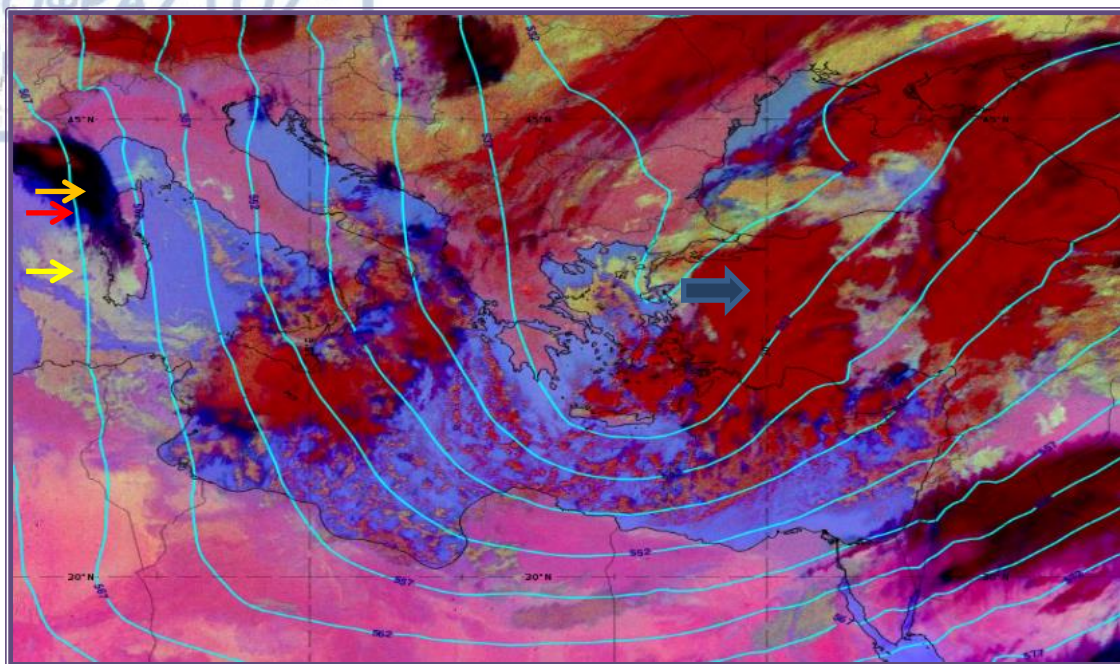
Σχήμα 3.5.13: Συνδυασμός RGB Night Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και ώρες 00 και 06 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.14: Συνδυασμός RGB Night Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 4/1/2019 και 5/1/2019 και ώρες 18 και 00 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.15: Συνδυασμός RGB Night Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 5/1/2019 και ώρες 06 και 18 UTC αντίστοιχα (Πηγή: www.eumetrain.org)



Σχήμα 3.5.16: Συνδυασμός RGB Night Microphysics πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για τις 6/1/2019 και ώρα 00 UTC (Πηγή: www.eumetrain.org)

Οι δορυφορικές εικόνες, οι οποίες συνοψίζονται παρακάτω (Σχήμα 3.5.11-Σχήμα 3.5.16), αποτελούν προϊόν του συνδυασμού RGB (9-10, 4-9, 9) Night Microphysics , πάνω από την περιοχή της Ευρώπης για το χρονικό διάστημα 2-6 Ιανουαρίου 2019. Στις εικόνες επίσης, με συνεχείς λευκές γραμμές απεικονίζονται και τα γεωδυναμικά ύψη στη στάθμη των 500 hpa. Σύμφωνα με τις συνθήκες που ισχύουν για τη συγκεκριμένη χρωματική σύνθεση, οι θαλάσσιες περιοχές απεικονίζεται με γαλάζιες αποχρώσεις, ενώ το έδαφος απεικονίζεται με αποχρώσεις του μωβ.

Όσον αφορά στα νεφικά συστήματα των συγκεκριμένων δορυφορικών εικόνων, τα νέφη που δείχνουν τα μπλε βέλη είναι νέφη μεσαίου ύψους και με σχετικά μεγάλο οπτικό πάχος, καθώς απεικονίζονται στη σκηνή με κόκκινες - καφέ αποχρώσεις. Τα νέφη που δείχνουν τα πορτοκαλί βέλη είναι νέφη μεγάλου ύψους, καθώς απεικονίζονται με αποχρώσεις του καφέ. Τα νέφη που δείχνουν τα κόκκινα βέλη, είναι λεπτά νέφη Cirus, καθώς αποδίδονται με σκούρες μπλε αποχρώσεις, ενώ τα νέφη που δείχνουν τα κίτρινα βέλη είναι νέφη χαμηλού ύψους, καθώς αποδίδονται με ανοιχτές μωβ - ροζ αποχρώσεις.

Επικεντρώνοντας τη μελέτη γύρω απ' την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, θα επιτευχθεί ο εντοπισμός των χαρακτηριστικών των νεφικών συστημάτων, λαμβάνοντας υπόψη τα όσα ισχύουν συμβατικά στο συναδυασμό καναλιών RGB (9-10, 4-9, 9) - Night Microphysics. Συγκεκριμένα, πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης για τις 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, διακρίνονται νέφη μεσαίου ύψους, με μεγάλο οπτικό πάχος κυρίως στα πιο δυτικά-βορειοδυτικά, βόρεια και ανατολικά-βορειοανατολικά του νομού, λόγω της εμφάνισης νεφικών σχηματισμών με κόκκινες - καφέ αποχρώσεις. Διακρίνονται όμως και νέφη χαμηλού ύψους, σε πιο κεντρικές και νότιες περιοχές της Θεσσαλονίκης, καθώς αυτά εμφανίζονται στην εικόνα με αποχρώσεις του μωβ.

Στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, διακρίνονται νέφη μεσαίου ύψους και μεγάλου οπτικού πάχους, στα δυτικότερα και νότια - νοτιοδυτικότερα τμήματα του νομού, καθώς αυτά εμφανίζονται με κόκκινες-καφέ αποχρώσεις. Στα πιο βόρεια τμήματα του νομού, διακρίνονται νέφη με μωβ αποχρώσεις, που αντιστοιχούν σε νεφικά συστήματα χαμηλού ύψους. Νέφη επίσης με σχετικά μεγάλο οπτικό πάχος εντοπίζονται και στα πιο ανατολικά του νομού. Στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, στην εικόνα εντοπίζονται νέφη μεσαία και με μεγάλο οπτικό πάχος σε όλη την περιοχή της Θεσσαλονίκης, καθώς διακρίνεται ένας συμπαγής νεφικός σχηματισμός με αποχρώσεις του κόκκινου-καφέ.

Στις 3 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, διακρίνονται γενικότερα στην περιοχή νέφη μεσαίου ύψους και με μεγάλο οπτικό πάχος. Εμφανίζονται όμως μέσα στη συνολική νεφική μάζα, κάποια διάσπαρτα νέφη με αποχρώσεις του μωβ, οι οποίες όμως είναι δύσκολα διακριτές. Τα νέφη αυτά αντιστοιχούν σε νεφικά συστήματα χαμηλότερου ύψους. Όσον αφορά στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, στα πιο κεντρικά και δυτικά κυρίως του νομού Θεσσαλονίκης, επικρατούν νέφη μεγάλου οπτικού πάχους και μεσαίου ύψους, καθότι εμφανίζονται στην δορυφορική εικόνα με αποχρώσεις του κόκκινου - καφέ. Στα πιο ανατολικά του νομού επικρατούν νέφη χαμηλού ύψους, λόγω της ύπαρξης νεφικών σχηματισμών με μωβ - ροζ αποχρώσεις.

Στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, επικρατούν νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος, κυρίως στα πιο βόρεια και κεντρικά του νομού, τα οποία απεικονίζονται με κόκκινες αποχρώσεις. Στα ανατολικά του νομού, διακρίνονται νεφικές περιοχές με αποχρώσεις του κόκκινου, οι οποίες αντιστοιχούν σε νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος. Στα δυτικότερα του νομού, εντοπίζονται νέφη χαμηλού ύψους, τα οποία στην εικόνα εμφανίζονται με μωβ - ροζ αποχρώσεις. Για τις 4 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, πάνω απ' την περιοχή επικρατούν κατά βάση νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και μεσαίου ύψους, τα οποία παρίστανται με αποχρώσεις του κόκκινου - καφέ στην εικόνα. Μέσα στη νεφική αυτή μάζα, διακρίνονται και περιοχές με αποχρώσεις του μωβ, οι οποίες αντιστοιχούν σε νεφικά συστήματα χαμηλού ύψους.

Ως προς τη 5^η Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, διακρίνονται γενικότερα νεφικά συστήματα με μεγάλο οπτικό πάχος και μεσαίου ύψους, καθότι αυτά απεικονίζονται με κόκκινες - καφέ αποχρώσεις. Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 06 UTC, διακρίνονται στην περιοχή νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και μεσαίου ύψους στα πιο νοτιοδυτικά, βορειοανατολικά και ανατολικά του νομού, καθώς αυτά εμφανίζονται στην εικόνα με κόκκινες - καφέ αποχρώσεις. Επίσης, εντοπίζονται νεφικές περιοχές και με χαμηλό ύψος, οι οποίες διακρίνονται στην εικόνα με μωβ - ροζ αποχρώσεις. Στις 5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, αλλά και στις 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC, δεν υπάρχουν ιδιαίτερες νεφώσεις πάνω την περιοχή της Θεσσαλονίκης και ο ουρανός είναι σχετικά αίθριος. Επιπλέον, το χιονοσκεπές έδαφος διακρίνεται με αποχρώσεις του γαλάζιου, ως ψυχρότερη περιοχή.

4.ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε μελέτη των συνοπτικών, δυναμικών, θερμοδυναμικών και δορυφορικών χαρακτηριστικών του επεισοδίου χιονόπτωσης στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης κατά τον Ιανουαρίου 2019. Ειδικότερα, το συγκεκριμένο επεισόδιο έλαβε χώρα μεταξύ 3-5 Ιανουαρίου 2019 στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, ενώ στο χρονικό διάστημα 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, σημειώθηκαν χιονοπτώσεις με αξιόλογα ύψη χιονόστρωσης παράλληλα και στο κέντρο της Θεσσαλονίκης.

Παρακάτω συνοψίζονται τα σημαντικότερα συμπεράσματα που προέκυψαν από την παρούσα διατριβή, μετά από ανάλυση σημαντικών μετεωρολογικών εργαλείων, παραμέτρων και δορυφορικών δεδομένων.

1. Από τη **μελέτη και ανάλυση των χαρτών καιρού ανώτερης ατμόσφαιρας** σε ισοβαρικές στάθμες αναφοράς, προέκυψε ότι η δημιουργία της υπό μελέτη κακοκαιρίας, οφείλονταν στην κάθοδο αυλώνων στα ανατολικά κράσπεδα μιας βαρομετρικής ράχης (ridge) στη δυτική-βορειοδυτική Ευρώπη. Οι διαταραχές αυτές οι οποίες αποτυπώνονται στη στάθμη των 500 hpa, κατέρχονταν αρχικά από τα βόρεια προς τα νότια, σε συμφωνία με τη μεσημβρινή ανάπτυξη του ridge της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης και κατά την εξέλιξη από τα βόρεια-βορειοανατολικά προς τα νότια-νοτιοδυτικά, σε συμφωνία με την υπό κλίση ανάπτυξη του ridge της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης. Στα ανατολικά και στο μπροστινό άκρο των διαταραχών αυτών, ευνοήθηκε η θετική μεταφορά στροβιλισμού (PVA), οι ανοδικές κινήσεις και η κυκλογένεση, η οποία έλαβε χώρα δυτικότερα της Ελλάδας.

- Στο χρονικό διάστημα από 4 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), έως 5 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), ο αυλώνας πήρε τη μορφή αποκομμένου κλειστού κέντρου χαμηλών γεωδυναμικών υψών (*cut-off low system*) πάνω από την Ελλάδα. Το χρονικό αυτό διάστημα της αποκοπής του αυλώνα χαρακτηρίστηκε ως το σημαντικότερο στάδιο της κακοκαιρίας, καθώς η ένταση και η διάρκεια αυτής ήταν μεγαλύτερη, ο υετός στη βόρεια Ελλάδα διήρκησε περισσότερο, ενώ χιονοπτώσεις σημειώθηκαν και στο κέντρο της Θεσσαλονίκης. Από την κατάσταση στη στάθμη των 850 hpa, η οποία αποτελεί ένδειξη της θερμοκρασιακής κατάστασης στην επιφάνεια του εδάφους, προκύπτει ότι στην Ελληνική επικράτεια, προέκυψε ισχυρή ψυχρή εισβολή, όπου πολύ ψυχρές αέριες μάζες κινήθηκαν στη χώρα μας από τα βόρεια-βορειοδυτικά προς τα νότια-νοτιοανατολικά. Οι συνθήκες εκδήλωσης της ψυχρής εισβολής, λαμβάνοντας υπόψη και τους χάρτες των 500 hpa, οφείλονταν σε σκάφη χαμηλών υψών, η οποία κινήθηκε προς την περιοχή μας, κατευθείαν από τη βόρεια Ευρώπη. Από την ανάλυση της κατάστασης της ατμόσφαιρας στη στάθμη των 300 hpa, με τη συμβολή κατάλληλων χαρτών στη συγκεκριμένη ισοβαρική επιφάνεια, προκύπτει ότι η κυκλογένεση συνέβη στην αριστερή έξοδο του πολικού αεροχειμάρρου, η οποία βρίσκεται στο μπροστινό μέρος του πυρήνα του. Η θέση του πυρήνα του πολικού αεροχειμάρρου βρίσκονταν κατά προσέγγιση πάνω από τη μετωπική ζώνη

στα 500 hpa και πίσω από τα ψυχρά μέτωπα των υφέσεων που σχηματίστηκαν. Ο πολικός αεροχείμαρρος πηδαλιούχησε επίσης τις ατμοσφαιρικές διαταραχές και η γενική ροή αυτού ταυτίστηκε άμεσα με τη ροή των αυλώνων, η οποία αποτυπώνεται στη στάθμη των 500 hpa. Με βάση τη στάθμη των 700 hpa, στο χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), έως 3 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), οι υψηλότερες τιμές σχετικής υγρασίας εντοπίστηκαν στη δυτική, κεντρική και βόρεια χώρα, ενώ τα γεωδυναμικά ύψη και οι θερμοκρασίες για την ίδια χρονική περίοδο και για τη συγκεκριμένη στάθμη είχαν χαμηλότερες τιμές στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα.

▪ Οι υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας, τα χαμηλά γεωδυναμικά ύψη και οι χαμηλές θερμοκρασίες στα 700 hpa, για τη συγκεκριμένη παραπάνω χρονική περίοδο οφείλονταν σε ύφεση δυτικότερα της Ελλάδας, αλλά και στην ύπαρξη μετώπων στη δυτική και βόρεια Ελλάδα. Η αύξηση της σχετικής υγρασίας και η πτώση των γεωδυναμικών υψών και της θερμοκρασίας, σε μεγάλο μέρος της ανατολικής χώρας κατά το χρονικό διάστημα 06-12 UTC της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019, οφείλονταν στο πέρασμα μέσα στο Αιγαίο της ύφεσης δυτικά της Ελλάδας. Η αύξηση των γεωδυναμικών υψών στα ανατολικά-νοτιοανατολικά της Ελλάδας και η μείωση της σχετικής υγρασίας στο χρονικό διάστημα από τις 3 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), έως τις 4 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), οφείλονταν στην απομάκρυνση της ύφεσης ανατολικότερα. Η αύξηση της σχετικής υγρασίας στα πιο ανατολικά της Ελλάδας και η πτώση των γεωδυναμικών υψών και της θερμοκρασίας από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά, κατά το χρονικό διάστημα από τις 4 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), έως τις 5 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), οφείλονταν στο πέρασμα οργανωμένης ύφεσης από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Η μείωση της σχετικής υγρασίας από τα δυτικά προς τα ανατολικά, σε συνδυασμό με την αύξηση των γεωδυναμικών υψών και της θερμοκρασίας στα 700 hpa, στο χρονικό διάστημα από 5 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), έως 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), οφείλονταν στην απομάκρυνση του αιτίου που προκάλεσε την κακοκαιρία στον Ελλαδικό χώρο, ανατολικότερα και στην επέκταση υψηλών πιέσεων από τα δυτικά-βορειοδυτικά.

2. Από την **εμπειρική και αυτόματη κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας** για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019, προέκυψε ότι σύμφωνα με την κατάταξη κατά Hess-Brezowski, στο χρονικό διάστημα 1-3 Ιανουαρίου 2019, επικρατούσε μεσημβρινή ροή με επικρατούντα τύπο τον NZ, στο χρονικό διάστημα 4-6 Ιανουαρίου 2019, επικρατούσε επίσης μεσημβρινή ροή, με επικρατούντα τύπο τον HB. Σύμφωνα με την κατάταξη κατά Μαχαίρα, η οποία αφορά στον Ελλαδικό χώρο, στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ), οι τύποι καρού που επικρατούσαν ήταν ο Anw στη 1 Ιανουαρίου 2019, ο Cne στις 2 Ιανουαρίου 2019, ο Cse στις 3 Ιανουαρίου 2019, ο Asw στις 4 Ιανουαρίου 2019 και ο Cse στις 5 και 6 Ιανουαρίου 2019. Στα 500 hpa, στη 1 Ιανουαρίου 2019 εμφανίστηκε ο τύπος Csw, στις 2 Ιανουαρίου 2019 ο τύπος Cse, στις 3 και 4 Ιανουαρίου 2019 ο τύπος C, στις 5 Ιανουαρίου 2019 ο τύπος Csw και στις 6 Ιανουαρίου 2019 ο τύπος Cse. Τα συμπεράσματα για τον κάθε τύπο κυκλοφορίας και καιρού σύμφωνα με τις δύο

κατατάξεις, προέκυψαν από τη διαμορφωθείσα συνοπτική κατάσταση, όπως αυτή αποτυπώθηκε από τους χάρτες επιφανείας και χάρτες της στάθμης των 500 hpa για το χρονικό διάστημα 1-6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 12 UTC ανά ημέρα.

3. Η **ανάλυση των κατακόρυφων τομών (cross sections)**, έγινε με σκοπό την καλύτερη εκτίμηση του συνοπτικού περιβάλλοντος της υπό μελέτη κακοκαιρίας, αλλά και των δυναμικών διαδικασιών που έλαβαν χώρα στην ατμόσφαιρα. Τα συμπεράσματα που προέκυψαν επαληθεύουν παράλληλα και τα όσα προέκυψαν από την ανάλυση των χαρτών ανώτερης ατμοσφαιρικής σε βασικές στάθμες αναφοράς, αλλά και από τους χάρτες επιφανείας. Η επιλογή των τομών έγινε αποκλειστικά για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, διάστημα στο οποίο σημειώθηκαν αξιόλογες χιονοπτώσεις και στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης. Τα συμπεράσματα που διεξήχθησαν από την ανάλυση των μεσημβρινών και ζωνικών τομών για το χρονικό διάστημα από 4 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), έως 5 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), με χρονικό βήμα 12 UTC είναι ότι μεταξύ των δύο ημερών που μελετήθηκαν, φαίνεται πως τα φαινόμενα πάνω από τη Θεσσαλονίκη είχαν τη μέγιστη ένταση στις 4 Ιανουαρίου 2019. Αυτό επιβεβαιώνεται από τις μέγιστες τιμές που απέκτησε η σχετική υγρασία στα μέσα στρώματα της ατμόσφαιρας, γεγονός που συνεπάγεται μεγαλύτερη οριζόντια και κατακόρυφη έκταση των υετοφόρων νεφικών συστημάτων, αλλά και από τις ανοδικές κινήσεις οι οποίες κατά τη συγκεκριμένη ημέρα στα μέσα ατμοσφαιρικά στρώματα ήταν ισχυρότερες. Οι ανοδικές κινήσεις στα μέσα ατμοσφαιρικά στρώματα ήταν ισχυρότερες στις 4 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), ενώ οι χαμηλότερες θερμοκρασίες πάνω από τη Θεσσαλονίκη παρατηρήθηκαν στις 5 Ιανουαρίου 2019 και στο χρονικό διάστημα 00-12 UTC.
4. Από την **ανάλυση των χαρτών επιφανείας** κατά το χρονικό διάστημα 2-6 Ιανουαρίου 2019, προέκυψε ότι η υπό μελέτη κακοκαιρία χωρίστηκε σε τρεις φάσεις. Η πρώτη φάση έλαβε χώρα από το πρωί της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 δίνοντας χιονοπτώσεις όχι όμως στο κέντρο της Θεσσαλονίκης. Η συγκεκριμένη φάση χαρακτηρίστηκε από τη δημιουργία ύφεσης δυτικά της Ελλάδας και το πέρασμα αυτής ανατολικότερα, ενώ οι πολύ ψυχρές αέριες μάζες βρισκόταν αρχικά οριακά στη βόρεια Ελλάδα και σταδιακά εισήλθαν στον Ελλαδικό χώρο από τα βόρεια-βορειοδυτικά. Η δεύτερη φάση έλαβε χώρα από το μεσημέρι-απόγευμα της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019, έως τη νύχτα της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 προς το ξημέρωμα της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019 και η οποία χαρακτηρίστηκε από πάυση των φαινομένων. Η τρίτη φάση έλαβε χώρα από τις πρώτες πρωινές ώρες της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019, έως τις πρώτες πρωινές ώρες της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019, όπου χιονοπτώσεις σημειώθηκαν και στο κέντρο της Θεσσαλονίκης. Η συγκεκριμένη φάση οφείλεται σε ύφεση, η οποία από τα δυτικά κινήθηκε ανατολικά και περνώντας στο Αιγαίο, ευνόησε τη διαδικασία σύγκλισης των αερίων μαζών, με αποτέλεσμα την εκδήλωση ισχυρών χιονοπτώσεων και γι' αυτό το λόγο αποτελεί και την πιο δυναμική φάση της υπό μελέτη κακοκαιρίας. Η φάση αυτή επίσης, χαρακτηρίστηκε από την επέκταση υψηλών πιέσεων στα Βαλκάνια, οι οποίες

τροφοδότησαν τη χώρα μας με ψυχρές αέριες μάζες, αλλά και τη σύγκλιση των ψυχρών αυτών αερίων μαζών με θερμότερες και υγρότερες, προερχόμενες από την ύφεση δυτικά της Ελλάδας, η οποία κινήθηκε σταδιακά στην περιοχή του Αιγαίου.

▪ Γενικότερα, τα συμπεράσματα τα οποία προκύπτουν από την ανάλυση της συνοπτικής κατάστασης στην Ευρώπη είναι ότι η ψυχρή εισβολή στη χώρα μας κατά την υπό μελέτη περίοδο, αλλά και η διαμορφούμενη κακοκαιρία, οφείλονταν στην ανύψωση του αντικυκλώνα των Αζορών στη δυτική-βορειοδυτική Ευρώπη. Ο αντικυκλώνας αυτός στην εξέλιξη λειτούργησε ως αντικυκλώνας Εμποδισμού, δημιουργώντας παράλληλα μια φρασσόμενη κυκλοφορία τύπου «Ωμέγα».

5. Από την **ανάλυση του πάχους (thickness) του στρώματος 1000-500 hpa**, για το χρονικό διάστημα 2-6 Ιανουαρίου 2019, προέκυψε ότι χαμηλές τιμές πάχους εντοπίστηκαν αρχικά στα Βαλκάνια, στην Ιταλία και στην κεντρική και βόρεια-βορειοδυτική Ελλάδα. Οι χαμηλές τιμές πάχους στις παραπάνω περιοχές, συνδέθηκαν με την ύπαρξη ψυχρότερων αερίων μαζών, οι οποίες επαληθεύονται και από τους αντίστοιχους χάρτες των 500 και 850 hpa. Σταδιακά οι χαμηλές τιμές πάχους μετακινήθηκαν νότια-νοτιοανατολικά, γεγονός το οποίο συνδέθηκε παράλληλα και με τη μετακίνηση ψυχρότερων αερίων μαζών από τα βόρεια-βορειοδυτικά προς τα νότια-νοτιοανατολικά. Οπότε, το εργαλείο του πάχους του στρώματος 1000-500 hpa και οι τιμές που εμφανίσε, συνδέθηκαν άμεσα με τα όσα προέκυψαν από την κατάσταση της ατμόσφαιρας στα 500 και 850 hpa και επαληθεύουν τα αποτελέσματα για τις συγκεκριμένες ισοβαρικές στάθμες.
6. Στη μελέτη των **θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών** της ατμόσφαιρας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης και με σκοπό την καλύτερη εκτίμηση της δομής της ατμόσφαιρας, σημαντική θεωρήθηκε και η ανάλυση Skew T-log P διαγραμμάτων. Η ανάλυση των διαγραμμάτων αυτών αφορούσε στο χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC) ανά ημέρα. Συμπερασματικά προέκυψε ότι για όλο το χρονικό διάστημα μελέτης, η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζονταν ως δυναμικά ευσταθής, καθώς η δυνητική θερμοκρασία (θ) αυξάνονταν με το ύψος. Από όλες τις ημέρες οι οποίες μελετήθηκαν, η ατμόσφαιρα ήταν περισσότερο υγρή στις 4 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC) και ιδιαίτερα στις 5 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), όπου η σχετική υγρασία ήταν πολύ αυξημένη από το έδαφος έως τα μέσα τροποσφαιρικά στρώματα, γεγονός που συνδέεται με την κύρια φάση της κακοκαιρίας. Ο εμπλουτισμός με υγρασία μεγάλου ατμοσφαιρικού στρώματος με το ύψος, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή (5 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC), συνδέθηκε με τη διέλευση οργανωμένης ύφεσης.
 - Λαμβάνοντας υπόψη τα ατμοσφαιρικά στρώματα στα οποία συμβαίνει θερμή και ψυχρή μεταφορά, προέκυψε το συμπέρασμα ότι η ζώνη σύγκλισης και το στρώμα νεφικού σχηματισμού βρισκόταν στα 754 hpa για τις 3 Ιανουαρίου, στα 773 hpa για τις 4 Ιανουαρίου και στα 850 hpa για τις 5 Ιανουαρίου 2019. Με βάση τη στάθμη της ζώνης σύγκλισης και το στρώμα ψυχρής μεταφοράς για το χρονικό διάστημα μελέτης, προκύπτει το συμπέρασμα ότι στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), ικανοποιήθηκε το κριτήριο εκδήλωσης έντονων χιονοπτώσεων στη

Θεσσαλονίκη. Δηλαδή, η ψυχρή μεταφορά διατηρήθηκε από τα 850 hpa και κάτω, ενώ η θερμή μεταφορά από τα 700 hpa και χαμηλότερα. Μάλιστα, στις 5 Ιανουαρίου 2019, στο στρώμα 792-400 hpa ο άνεμος ήταν ανατολικός-νοτιοανατολικός έως νότιος-νοτιοανατολικός, μεταφέροντας θερμές και υγρές αέριες μάζες από τη Χαλκιδική και το Θερμαϊκό, προς τη Θεσσαλονίκη.

- Σημαντική θεωρήθηκε και η μελέτη των τιμών βασικών δεικτών και θερμοδυναμικών παραμέτρων για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη. Από τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων, προέκυψε ότι στις 3 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), τα κριτήρια για την εκδήλωση χιονοπτώσεων ικανοποιήθηκαν μόνο για τις παραμέτρους της θερμοκρασίας στα 850 και 500 hpa, για το πάχος των στρωμάτων 1000-500 hpa και 1000-850 hpa, για τη θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 1000 και 850 hpa και για τη δυναμική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850 hpa. Για τις 4 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου ήταν κάτω από τα 1000 ft (305 m) και άρα ο παρατηρούμενος υετός είχε τη μορφή χιονιού. Για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, ικανοποιήθηκαν και τα κριτήρια για το πάχος των στρωμάτων 1000-500 hpa, 1000-850 hpa και 1000-900 hpa. Ικανοποιήθηκε επιπλέον η συνθήκη για το άθροισμα $T+T_d^{\circ}\text{C}$ στην επιφάνεια του εδάφους και οι συνθήκες για τις τιμές της θερμοκρασίας στα 850 και 500 hpa. Επίσης, καταγράφηκε αυξημένη σχετική υγρασία από το έδαφος έως περίπου τα 600 hpa, ενώ πληρήθηκε το κριτήριο του επιπέδου παγοποίησης για την εκδήλωση χιονόπτωσης στην περιοχή, το οποίο βρισκόταν μάλιστα κάτω από τα 300 μέτρα. Κύριο χαρακτηριστικό της συγκεκριμένης χρονικής στιγμής, ήταν ότι ενώ καταγράφηκε θετική θερμοκρασία επιφάνειας, επειδή το σημείο πήξης ήταν χαμηλό, ο υετός που πιθανόν να σημειώνονταν ήταν χιόνι. Τα κριτήρια των πολύ κρίσιμων δεικτών για τον προσδιορισμό της μορφής του παρατηρούμενου υετού της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) και στα 850 hpa πληρήθηκαν.

- Η διαφορά $T-T_d^{\circ}\text{C}$ για τα 700 hpa ήταν μικρότερη των 5°C , με αποτέλεσμα να επικρατούσαν συνθήκες πλήρους νεφοκάλυψης. Το κριτήριο για τη δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850 hpa πληρήθηκε εξίσου, ενώ χαρακτηριστικό ήταν ότι στο επίπεδο των -15°C η αυξημένη υγρασία που επικρατούσε, οδήγησε σε αυξημένο ύψος χιονιού προς το έδαφος και στο σχηματισμό μεγάλων χιονονιφάδων. Για τις 5 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), πληρήθηκαν εξίσου όλα τα κριτήρια των θερμοδυναμικών παραμέτρων για την εκδήλωση χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, ενώ σε σχέση με την κατάσταση 24 ώρες πριν, στις 4 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), η θερμοκρασία καθόλη τη διαδρομή από το νέφος έως την επιφάνεια του εδάφους ήταν αρνητική. Χαρακτηριστικό επίσης για τις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 ήταν ότι η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στη μέση στάθμη θάλασσας (Μ.Σ.Θ) ήταν αρνητική, με αποτέλεσμα η χιονόστρωση να ευνοείται μέχρι την επιφάνεια του εδάφους και βέβαια και μέσα στο πολεοδομικό συγκρότημα της πόλης της Θεσσαλονίκης. Στις 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), αν και πληρήθηκαν τα κριτήρια πολλών θερμοδυναμικών παραμέτρων για την εκδήλωση χιονοπτώσεων, η κακοκαιρία βρισκόταν σε ύφεση και η ψυχρή μεταφορά πάνω από τη Θεσσαλονίκη σε εξασθένηση.

▪ Γενικά, από τις ραδιοβολίσσεις για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), παρατηρήθηκε μείωση των τιμών πάχους του στρώματος 1000-500 hpa μέχρι τη ραδιοβολίστη της 5^{ης} Ιανουαρίου (00 UTC). Η ελάχιστη τιμή σημειώθηκε στις 5 Ιανουαρίου (00 UTC) και η αμέσως μικρότερη στις 4 Ιανουαρίου (00 UTC). Η ελάχιστη θερμοκρασία στα 850 hpa, σημειώθηκε στη ραδιοβολίστη της 5^{ης} Ιανουαρίου 2019 και η αμέσως χαμηλότερη σε αυτή της 4^{ης} Ιανουαρίου 2019. Η μέγιστη θερμοκρασία στα 850 hpa καταγράφηκε στις 3 Ιανουαρίου (00 UTC), ενώ ακολούθησε η 6^η Ιανουαρίου (00 UTC).

▪ Με βάση τα παραπάνω προέκυψε το συμπέρασμα ότι η ψυχρή μεταφορά έλαβε μέγιστη ένταση στο μεσοδιάστημα 4 Ιανουαρίου (00 UTC), έως 5 Ιανουαρίου (00 UTC). Η έλλειψη δεδομένων όμως για τις 12 UTC, της 3^{ης} και 4^{ης} Ιανουαρίου, οδήγησε σε αδυναμία ασφαλών συμπερασμάτων για το βαθμό και την ένταση της ψυχρής μεταφοράς στα επιμέρους μεσοδιαστήματα. Επίσης, το πάχος του στρώματος 1000-500 hpa, είχε μεγαλύτερη τιμή κατά τη ραδιοβολίστη της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), οδηγώντας στο συμπέρασμα ότι η ψυχρή μεταφορά, κοντά στην ώρα της ραδιοβολίστης και πιθανόν λίγες ώρες πιο νωρίς, βρισκόταν στην έναρξη της. Επιπλέον, στη ραδιοβολίστη της 6^{ης} Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), παρατηρήθηκε μικρή άνοδος της τιμής του πάχους, ενώ στη στάθμη των 850 hpa, καταγράφηκε θερμοκρασία -6,9°C, ενισχύοντας έτσι το συμπέρασμα ότι η ψυχρή μεταφορά στη Θεσσαλονίκη, κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή, βρισκόταν σε εξασθένιση ή άρχισε να εξασθενεί.

7. Με βάση τα αποτελέσματα των **μετεωρολογικών παρατηρήσεων (METAR)** του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης, τις **παρατηρήσεις** που έγιναν στο Μετεωροσκοπείο, αλλά και τις **τιμές των ισοπαχών** 1000-500 hpa, 1000-700 hpa, 1000-850 hpa και 850-700 hpa ανά ημέρα από τις 3 έως τις 6 Ιανουαρίου 2019, σύμφωνα με δεδομένα ραδιοβολίσεων στις 00 UTC, ως πρώτη ημέρα χιονόπτωσης (D) και για το πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης ορίστηκε η 4^η Ιανουαρίου 2019. Οι ημέρες χιονόπτωσης για το πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης ήταν η 4^η και 5^η Ιανουαρίου 2019.

▪ Για την εκτίμηση και τον εντοπισμό του τύπου συνοπτικής κατάστασης κατά τη διάρκεια της υπό μελέτη κακοκαιρίας, μελετήθηκε η μεταβολή της θερμοκρασίας και των γεωδυναμικών υψών στα 850, 700, 500 και 300 hpa για τη D-2, D-1, D και D+1 ημέρα. Έπειτα έγινε ανάλυση του τύπου κυκλοφορίας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης κατά Γιαννουλάκη και του συνοπτικού τύπου καιρού κατά Μπαρσάκη. Από την ανάλυση των χαρτών επιφανείας και των χαρτών στα 500 hpa, προέκυψε ότι ο τύπος κυκλοφορίας, ο οποίος ευνόησε το υπό μελέτη επεισόδιο χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη είχε χαρακτηριστικά βορειοδυτικής κυκλοφορίας κατά την έναρξη της κακοκαιρίας στις 3 Ιανουαρίου, ενώ κατά την εξέλιξη εμφάνισε χαρακτηριστικά Εμποδισμού Ωμέγα ("ΩME"). Τα χαρακτηριστικά τύπου Ωμέγα Εμποδισμού ("ΩME") εμφανίστηκαν στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019, όπου στο χρονικό αυτό διάστημα έγιναν εμφανή στοιχεία αποκοπής στα Βαλκάνια. Ο Εμποδισμός Ωμέγα ("ΩME") αποτυπώνεται στους χάρτες επιφανείας, όπου στις 4 και 5 Ιανουαρίου 2019 διακρίνεται η ανάπτυξη

ενός ισχυρού και θερμού αντικυκλώνα, ο οποίος αντιστοιχεί στον Αζορικό αντικυκλώνα. Το αίτιο για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη, αποτέλεσε το αποκομμένο σύστημα νοτιοανατολικά του αντικυκλώνα αυτού.

- Έπειτα, έγινε σύγκριση των τιμών των γεωδυναμικών υψών και της θερμοκρασίας για τις στάθμες των 500, 850, 700 και 300 hpa κατά την επικράτηση του Εμποδισμού Ωμέγα ("ΩΜΕ"), με τις κρίσιμες τιμές των συγκεκριμένων παραμέτρων που ορίζει ο Γιαννουλάκης. Έτσι, προέκυψε ότι τα γεωδυναμικά ύψη, μαζί με το μέσο όρο και την τυπική απόκλιση αυτών στις στάθμες αναφοράς, πληρούσαν τα κριτήρια του Γιαννουλάκη σχεδόν για όλες τις ημέρες. Δεν πληρούσαν όμως τα κριτήρια για την ελάχιστη τιμή των γεωδυναμικών υψών στα 500 hpa, για τις μέγιστες τιμές των γεωδυναμικών υψών στα 850 και 700 hpa και για την ελάχιστη τιμή θερμοκρασίας στα 300 hpa. Επιπλέον, κατά την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης πληρούνταν τα κριτήρια του Γιαννουλάκη, όσον αφορά στο επίπεδο παγοποίησης. Λαμβάνοντας υπόψη τους δύο ευνοϊκούς συνοπτικούς τύπους καιρού Α και Β για την εκδήλωση χιονοπτώσεων στη Θεσσαλονίκη, προέκυψε ότι ο τύπος που χαρακτήρισε το υπό μελέτη επεισόδιο χιονόπτωσης ήταν ο τύπος Α.

- Στη συνέχεια, έγινε σύγκριση των κριτηρίων Μπαρσάκη για τα γεωδυναμικά ύψη και τη θερμοκρασία σε συγκεκριμένες στάθμες αναφοράς για τον τύπο Α, με τις τιμές που προέκυψαν κατά το υπό μελέτη επεισόδιο χιονόπτωσης. Έτσι, διεξήχθη το συμπέρασμα ότι η διακύμανση των γεωδυναμικών υψών στις στάθμες των 500, 700 και 300 hpa πληρούσε τα κριτήρια Μπαρσάκη για τον τύπο Α. Η ελάχιστη τιμή των γεωδυναμικών υψών στα 850 hpa, δεν πληρούσε τα κριτήρια Μπαρσάκη. Ο μέσος όρος όμως, η τυπική απόκλιση, αλλά και η μέγιστη και ελάχιστη τιμή αυτών για την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης (D) στη συγκεκριμένη στάθμη πληρούσε τα κριτήρια Μπαρσάκη. Επίσης, παρατηρήθηκε ανάκαμψη των γεωδυναμικών υψών στις στάθμες των 850, 700 και 300 hpa για τη D+1 ημέρα, πληρώντας το κριτήριο Μπαρσάκη για τον τύπο Α. Όσον αφορά στην παράμετρο της θερμοκρασίας, το κριτήριο Μπαρσάκη για την ελάχιστη τιμή αυτής στα 700 hpa, δεν πληρήθηκε στην υπό μελέτη περίπτωση. Για τη στάθμη των 500 hpa, το κριτήριο Μπαρσάκη πιθανόν να μη πληρήθηκε, καθότι ενδέχεται η τιμή της θερμοκρασίας τη D ημέρα, να ήταν μικρότερη από αυτήν της D+1 ημέρας. Η θερμοκρασία στο στρώμα 900-700 hpa παρέμεινε σταθερή, ικανοποιώντας το κριτήριο Μπαρσάκη για τον τύπο Α. Παράλληλα, προέκυψαν αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας από το έδαφος έως στα 532 hpa, γεγονός που ικανοποίησε το κριτήριο Μπαρσάκη για τον τύπο Α. Οι τιμές του πάχους των στρωμάτων 1000-500 hpa και 1000-900 hpa για την πρώτη ημέρα (D) βρίσκονται κοντά στην τιμή που ορίζει ο Μπαρσάκης για τον τύπο Α. Η τιμή του πάχους του στρώματος 1000-850 hpa, απέκλινε από την τιμή που ορίζει ο Μπαρσάκης. Το κριτήριο του Μπαρσάκη για τη στάθμη του επιπέδου παγοποίησης πληρήθηκε στην υπό μελέτη περίπτωση. Η τιμή της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου στα 850 hpa δεν απείχε πολύ από την τιμή που ορίζει ο Μπαρσάκης, ενώ η δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850 hpa, απέκλινε από τη μέση τιμή για τον τύπο Α, σύμφωνα με το Μπαρσάκη. Η θερμοκρασία στα 850 hpa κατά την πρώτη ημέρα

χιονόπτωσης (D), πληρούσε το κριτήριο του Μπαρσάκη όσον αφορά στην τυπική απόκλιση και το εύρος ως προς τη μέγιστη και ελάχιστη τιμή αυτής. Αντίθετα, η θερμοκρασία στα 500 hpa, πληρούσε το κριτήριο Μπαρσάκη ως προς το εύρος της μέγιστης και ελάχιστης τιμής αυτής, αλλά δεν πληρούσε αυτό της τυπικής απόκλισης.

- Μετέπειτα, έγινε σύγκριση των τιμών κρίσιμων δεικτών για την εκδήλωση χιονόπτωσης στη Θεσσαλονίκη, όπως ορίστηκε από τους Μακρογιάννη και Σαχασμάνογλου, με τις τιμές των δεικτών αυτών κατά την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης (4 Ιανουαρίου 2019). Ως συμπέρασμα προέκυψε ότι οι τιμές των δεικτών του πάχους των στρωμάτων 1000-850 hpa και 1000-900 hpa, ικανοποίησαν τα κριτήρια των Μακρογιάννη και Σαχασμάνογλου. Η στάθμη του επιπέδου παγοποίησης για την πρώτη ημέρα χιονόπτωσης όμως, δεν ικανοποίησε το κριτήριο των Μακρογιάννη και Σαχασμάνογλου.

8. Με τη χρήση δεδομένων θερμοκρασίας του αυτόματου μετεωρολογικού σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, μελετήθηκε η ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας, η πορεία της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας και η μέση θερμοκρασία ανά ημέρα για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019. Από την πορεία της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, προέκυψε ότι στις 3 Ιανουαρίου 2019 η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας καταγράφηκε στις 00 τοπική ώρα. Η συμπεριφορά αυτή της θερμοκρασίας, οφείλεται στο ότι η ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Θεσσαλονίκης και γενικά της βόρειας Ελλάδας, έλαβε χώρα προς το τέλος της 2^{ης} Ιανουαρίου 2019 και προς το ξημέρωμα της 3^{ης} Ιανουαρίου 2019. Η 4^η και 5^η Ιανουαρίου 2019, χαρακτηρίστηκαν από πολύ χαμηλές θερμοκρασίες όλο το 24-ωρο. Συγκεκριμένα, για τις 4 Ιανουαρίου, στις 21 από τις 24 ώρες καταγράφηκαν θερμοκρασίες κάτω από τους 0°C ή και 0°C. Για τις 5 Ιανουαρίου, στις 20 από τις 24 ώρες καταγράφηκαν αρνητικές θερμοκρασίες, ενώ 4 από τις 24 ώρες θετικές θερμοκρασίες, μεγαλύτερες από 0.5°C και μικρότερες από 2°C. Από την πορεία των θερμοκρασιών στις 4 και 5 Ιανουαρίου, προέκυψε ότι τις δύο αυτές ημέρες η ψυχρή μεταφορά είχε τη μέγιστη ένταση. Στις 6 Ιανουαρίου 2019 καταγράφηκε άνοδος της θερμοκρασίας, γεγονός που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η ψυχρή μεταφορά στην περιοχή ήταν σε φάση εξασθένησης.

- Από την πορεία της μέσης θερμοκρασίας ανά ημέρα για το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019, προέκυψε ότι η ψυχρότερη ημέρα καθ' όλη τη διάρκεια της υπό μελέτη κακοκαιρίας ήταν η 5^η Ιανουαρίου, ακολούθησε η 4^η Ιανουαρίου, η 6^η Ιανουαρίου και τέλος η 3^η Ιανουαρίου. Έπειτα, ελέγχθηκε η πιθανή απόκλιση της θερμοκρασίας από τις μέσες κλιματικές τιμές για το μήνα Ιανουάριο. Διαπιστώθηκε ότι η μέση θερμοκρασία για τις 3 Ιανουαρίου 2019 ήταν περίπου 3°C και η μέγιστη θερμοκρασία περίπου 5°C κάτω από τις μέσες κλιματικές τιμές. Για τις 4 Ιανουαρίου 2019, η μέση θερμοκρασία ήταν περίπου 4,5°C κάτω από τις μέσες κλιματικές τιμές, η ελάχιστη θερμοκρασία περίπου 1-1,5°C, ενώ η μέγιστη θερμοκρασία 9°C κάτω από τις μέσες κλιματικές τιμές για το μήνα Ιανουάριο. Για τις 5 Ιανουαρίου 2019, η μέση θερμοκρασία της ημέρας απέκλινε από το μέσο

κλιματικό όρο περίπου $3,5^{\circ}\text{C}$, η ελάχιστη θερμοκρασία κατά 2°C και η μέγιστη θερμοκρασία κατά $7,5^{\circ}\text{C}$. Για τις 6 Ιανουαρίου 2019, η μέση θερμοκρασία απείχε από τις μέσες κλιματικές τιμές του μήνα κατά $4,5\text{--}5^{\circ}\text{C}$, η ελάχιστη θερμοκρασία της ημέρας κατά $3,5\text{--}4^{\circ}\text{C}$ και η μέγιστη θερμοκρασία κατά 3°C . Επιπλέον, οι θερμοκρασίες που προέκυψαν κατά το χρονικό διάστημα 3-6 Ιανουαρίου 2019 βρίσκονταν κάτω από το μέσο όρο για το μήνα Ιανουάριο.

9. Στην παρούσα εργασία, μελετήθηκε επίσης η **κύμανση του βορείου Ατλαντικού (ΝΑΟ)**, οι μεταβολές της οποίας επηρεάζουν και τον καιρό της Ελλάδας. Από τη μελέτη των χαρτών επιφανείας για το χρονικό διάστημα 2-7 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC) ανά ημέρα, προέκυψε ότι από τις 2 έως τις 4 Ιανουαρίου 2019, ο δείκτης ΝΑΟ είχε αρνητικές τιμές, με τη μικρότερη τιμή να σημειώνεται στις 2 Ιανουαρίου, ενώ από τις 5 έως τις 7 Ιανουαρίου 2019 θετικές τιμές, με τη μεγαλύτερη τιμή να σημειώνεται στις 6 Ιανουαρίου. Στις 5 Ιανουαρίου αν και ο δείκτης έλαβε θετική τιμή, αυτή βρισκόταν πολύ κοντά στο μηδέν και μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν ουδέτερη τιμή. Τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την κύμανση του δείκτη ΝΑΟ, επαληθεύουν και τα όσα προέκυψαν από την εμπειρική κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας κατά Hess-Brezowski. Οι αρνητικές ή και οι ουδέτερες τιμές του δείκτη ΝΑΟ κατά το χρονικό διάστημα 2-5 Ιανουαρίου 2019, συνδέθηκαν με συνθήκες Εμποδισμού στη δυτική-βορειοδυτική Ευρώπη και με μεσημβρινή κυκλοφορία στην Ευρώπη. Η αύξηση του δείκτη ΝΑΟ σε θετικές τιμές στις 6 και 7 Ιανουαρίου 2019, συνδέθηκε με την κατάρρευση του Εμποδισμού της δυτικής-βορειοδυτικής Ευρώπης και τη λήξη της μεσημβρινής κυκλοφορίας.
10. Αφού ολοκληρώθηκε η ανάλυση των συνοπτικών, δυναμικών και θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών της υπό μελέτη στην παρούσα διατριβή κακοκαιρίας, με τη χρήση **δορυφορικών δεδομένων** του γεωστάσιμου δορυφόρου Meteosat-11 (MSG-4) πραγματοποιήθηκε ανάλυση των φασματικών και φυσικών χαρακτηριστικών των νεφικών συστημάτων πάνω από την περιοχή μελέτης.
- Αρχικά, ως προς την ανάλυση μεμονομένων καναλιών του MSG, έγινε ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι του θερμικού και ενισχυμένου υπερύθρου με κέντρο στα $10,8\text{ }\mu\text{m}$. Σύμφωνα με την ερμηνεία του θερμικού υπερύθρου και τις διαβαθμίσεις της χρωματικής κλίμακας στο κανάλι του ενισχυμένου θερμικού υπερύθρου, προέκυψε ως συμπέρασμα ότι στο χρονικό διάστημα από 2 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), έως 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), πάνω από τη Θεσσαλονίκη επικρατούσαν κατά διαστήματα νέφη και χαμηλού και μεσαίου ύψους. Σε κάποιες χρονικές στιγμές υπήρξε συνδυασμός και χαμηλών και μεσαίων νεφών, ενώ σε κάποιες άλλες το ύψος των νεφών ήταν ενιαίο σε όλη την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Συγκεκριμένα, στις 3 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), στο σύνολο της περιοχής της Θεσσαλονίκης επικρατούσαν νέφη μεσαίου ύψους, ενώ στις 4 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC) και στις 5 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC) χαμηλού ύψους. Τις υπόλοιπες χρονικές στιγμές πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, εμφανίστηκαν νέφη και χαμηλού και μεσαίου ύψους.

▪ Στις 3 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), η πόλη της Θεσσαλονίκης βρισκόταν αριστερά ενός νεφικού συστήματος τύπου «βαροκλινικού φύλλου», ενώ και ύφεση κατά τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή βρισκόταν στο στάδιο ανάπτυξης. Έξι ώρες μετά, η πόλη της Θεσσαλονίκης βρισκόταν κάτω από ένα νεφικό σύστημα τύπου και πάλι «βαροκλινικού φύλλου». Η ύφεση και τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή βρισκόταν στο στάδιο ανάπτυξης, ενώ σε σχέση με την κατάσταση έξι ώρες πριν, ο νεφικός σχηματισμός πάνω από τη Θεσσαλονίκη παρουσίασε μεγαλύτερη ανάπτυξη και οργάνωση. Στις 3 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), το νεφικό σύστημα που αναπτύχθηκε ήταν τύπου «κόμματος», ενώ η ύφεση βρισκόταν στο στάδιο ωρίμανσης. Η θέση της Θεσσαλονίκης ήταν σχεδόν στην κορυφή του συστήματος και συγκεκριμένα βόρεια-βορειοδυτικά αυτού. Έξι ώρες αργότερα, το νεφικό σύστημα διατήρησε τις ιδιότητες του τύπου «κόμματος», ενώ και η ύφεση παρέμεινε στο στάδιο ωρίμανσης. Η Θεσσαλονίκη βρισκόταν δεξιά της κεφαλής του συστήματος, το οποίο είχε απομακρυνθεί ανατολικότερα. Στις 4 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), το νεφικό σύστημα άρχισε να αποδιοργανώνεται, ενώ και η κεφαλή του συστήματος αποκόπηκε. Η Θεσσαλονίκη βρισκόταν στα δεξιά του συγκεκριμένου συστήματος.

▪ Στις 4 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), η ατμοσφαιρική διαταραχή παρουσίασε στοιχεία αποκοπής, η οποία στη μέση τροπόσφαιρα (500 hpa) εμφανίζονταν ως ένα κλειστό κέντρο γεωδυναμικών υψών (*cut-off low system*). Το κλειστό αυτό κέντρο βρισκόταν δυτικά-βορειοδυτικά της Θεσσαλονίκης. Έξι ώρες μετά, η αποκοπή του αυλώνα εμφάνισε πιο διακριτά δομικά χαρακτηριστικά. Στις 4 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC), ο αυλώνας συνέχιζε να διατηρεί τα στοιχεία αποκοπής πάνω από τη χώρα μας και δυτικότερα της περιοχής της Θεσσαλονίκης. Στις 5 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), το κέντρο του αποκομμένου χαμηλού βρισκόταν δυτικά-νοτιοδυτικά της Θεσσαλονίκης. Έξι ώρες αργότερα, ο αυλώνας παρέμεινε ως αποκομμένο χαμηλό, ενώ η ύφεση η οποία βρισκόταν ανατολικά της Ελλάδας ήταν της κατηγορίας «αποκομμένου χαμηλού από νότια» και βρισκόταν στο στάδιο ανάπτυξης. Πάνω από τη Θεσσαλονίκη, η οποία βρισκόταν βορειοδυτικά του κέντρου της ύφεσης και δεξιά της κύριας μετωπικής μάζας, τα νέφη της κεφαλής του συστήματος αποκόπηκαν από την κύρια μετωπική μάζα.

11. Έπειτα, ακολούθησε ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στο κανάλι 2 του ορατού φάσματος, με κέντρο στα 0.8 μm . Η ανάλυση πραγματοποιήθηκε για το χρονικό διάστημα 3-5 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC) στο οποίο υπήρχε το ηλιακό φως. Αρχικά, για τις 3 Ιανουαρίου 2019, προκύπτει το συμπέρασμα ότι πάνω από τη Θεσσαλονίκη επικρατούσαν νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος. Λαμβάνοντας υπόψη την ανακλαστικότητα των νεφών, τότε τα νέφη αυτά ήταν τύπου Stratocumulus (Sc) ή Nimbostratus (Nb). Στις 4 Ιανουαρίου 2019, στη Θεσσαλονίκη επικρατούσαν νέφη μεγάλης ανακλαστικότητας και πάλι τύπου Stratocumulus (Sc) ή Nimbostratus (Nb), αλλά και νέφη με μικρότερη ανακλαστικότητα και μικρό οπτικό πάχος στα πιο νοτιοδυτικά του νόμου. Στις 5 Ιανουαρίου 2019, τα νέφη πάνω από τη Θεσσαλονίκη εμφάνισαν εικόνα κατακερματισμού, ενώ κάποια λίγα νέφη που υπήρχαν στην περιοχή δεν είχαν μεγάλη ανακλαστικότητα. Επίσης,

ο βαθμός χιονόστρωσης και γενικά η ποσότητα χιονιού που έπεσε στην ευρύτερη περιοχή, διακρίνεται στις εικόνες ως μια εκτεταμένη περιοχή μεγάλης λαμπρότητας, κυρίως στις 5 Ιανουαρίου 2019.

12. Λαμβάνοντας υπόψη τις δορυφορικές εικόνες στο κανάλι 5 των υδρατμών, με κέντρο στα 6.2 μm , προέκυψε ότι στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης οι τόνοι του γκρι παρουσίασαν διακυμάνσεις κατά την υπό μελέτη περίοδο από 2 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 18 UTC, έως 6 Ιανουαρίου 2019 και ώρα 00 UTC. Ειδικότερα, στις 3 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), στις 4 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), στις 4 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC) και στις 5 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), οι τόνοι του γκρι πάνω από τη Θεσσαλονίκη ήταν πιο σκούροι. Έτσι, τις συγκεκριμένες χρονικές στιγμές, όπου στις εικόνες η Θεσσαλονίκη εμφανίζονταν στις σκούρες αποχρώσεις του γκρι, η σχετική υγρασία ήταν αυξημένη, λόγω της θέσης του αυλώνα στα 500 hpa και του βαρομετρικού χαμηλού, ενώ επικρατούσαν νέφη μεγαλύτερου ύψους σε σχέση με τις άλλες χρονικές στιγμές. Επιπλέον, με τη συμβολή των συγκεκριμένων καναλιών, μελετήθηκαν και δυναμικά χαρακτηριστικά της υπό μελέτη κακοκαιρίας, όπως ο άξονας των αεροχειμάρων και οι περιοχές όπου εμφανίζουν τη μεγαλύτερη ταχύτητα, με βάση και τη διαμόρφωση των γεωδυναμικών υψών στα 300 hpa, το ύψος της δυναμικής τροπόπαυσης, αλλά και ο εντοπισμός των περιοχών όπου παρατηρείται δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης. Ειδικότερα, ο άξονας των αεροχειμάρων εντοπίστηκε στο διαχωριστικό σύνορο μεταξύ της περιοχής υψηλής υγρασίας και της περιοχής χαμηλής υγρασίας. Οι μεγαλύτερες ταχύτητες των αεροχειμάρων και οι θέσεις αυτών, εμφανίστηκαν στο διαχωριστικό σύνορο μεταξύ έντονων αντιθέσεων του γκρι. Η ισχυρή βαθμίδα του ύψους της δυναμικής τροπόπαυσης εντοπίστηκε σε περιοχές επίσης με απότομη αντίθεση των επιπέδων του γκρι, ενώ η δυναμική ανωμαλία της τροπόπαυσης εντοπίστηκε σε περιοχές οι οποίες χαρακτηρίστηκαν από σκούρες ζώνες, δηλαδή περιοχές με πολύ χαμηλή υγρασία.
13. Ακολούθησε η ερμηνεία δορυφορικών εικόνων στα κανάλια του συνδυασμού Airmass RGB. Σύμφωνα με την ερμηνεία του συγκεκριμένου χρωματικού συνδυασμού, συμπεραίνεται ότι πάνω από τη Θεσσαλονίκη στο χρονικό διάστημα μελέτης, επικρατούσαν συνδυαστικά και χαμηλά, αλλά και παχιά και μεσαία νέφη. Υπήρχαν όμως χρονικές στιγμές, όπου επικρατούσαν γενικά στην περιοχή είτε παχιά και μεσαία νέφη, είτε χαμηλά νέφη. Συγκεκριμένα, στις 3 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης επικρατούσαν παχιά και μεσαία νέφη, ενώ στις 4 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC) και 5 Ιανουαρίου 2019 (12 UTC), χαμηλά κατά βάση νέφη. Τις υπόλοιπες χρονικές στιγμές, πάνω από την ευρύτερη περιοχή, επικρατούσαν τόσο χαμηλά, όσο και παχιά και μεσαίου ύψους νεφικά συστήματα. Όλα αυτά τα συμπεράσματα, επαληθεύουν ταυτόχρονα και τα όσα προέκυψαν από την ανάλυση των εικόνων στα κανάλια του θερμικού υπερύθρου. Από τις 5 Ιανουαρίου διακρίνεται η σταδιακή βελτίωση του καιρού, καθώς στις 12 UTC της συγκεκριμένης ημέρας επικρατούσαν λίγα διάσπαρτα νέφη χαμηλού ύψους, ενώ στις 6 Ιανουαρίου (00 UTC) ο ουράνιος θόλος αιθρίασε.

▪ Παράλληλα, στις εικόνες του συνδυασμού, με μπλέ αποχρώσεις αποτυπώθηκαν οι ψυχρές και ξηρές αέριες μάζες, οι οποίες επηρέασαν την Ελλάδα κινούμενες από τα βόρεια-βορειοδυτικά προς τα νότια-νοτιοανατολικά και με πράσινες αποχρώσεις τη Μέση Ανατολή και την Αφρική. Στη Θεσσαλονίκη σε όλη την περίοδο μελέτης επικρατούσαν ψυχρές γενικά αέριες μάζες, με μικρές αυξομειώσεις ως προς τις θερμοκρασίες αυτής. Στις μεταβατικές ζώνες μεταξύ των διαφορετικών αερίων μαζών, δημιουργήθηκαν συνθήκες σύγκλισης, οι οποίες κυρίως κατά το χρονικό διάστημα 4-5 Ιανουαρίου, ήταν εντονότερες και αφορούσαν στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα και γι' αυτό τον λόγο τα φαινόμενα χιονοπτώσεων επηρέαζαν αυτές τις περιοχές και είχαν μεγαλύτερη ένταση και διάρκεια.

14. Σημαντική προσθήκη στην παρούσα διατριβή θεωρήθηκε και η συμβολή του συνδυασμού Night Microphysics RGB. Το βασικό χαρακτηριστικό που προέκυψε είναι ότι σε όλο το χρονικό διάστημα από τις 2 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC) έως 5 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), όπου επικρατούσαν αξιόλογα και οργανωμένα νεφικά συστήματα στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, τα νέφη είχαν μεγάλο οπτικό πάχος. Το μεγαλύτερο χρονικό διάστημα, πάνω από την ευρύτερη περιοχή επικρατούσε ένας συνδυασμός μεσαίων, με μεγάλο οπτικό πάχος νεφών και νεφών χαμηλού ύψους. Υπήρξαν όμως χρονικές στιγμές, όπως στις 3 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC) και στις 5 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), όπου στην περιοχή επικρατούσαν κατά βάση νέφη μεσαία και μεγάλο οπτικό πάχος. Στις 4 Ιανουαρίου 2019 (06 UTC), επικρατούσαν νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος και χαμηλού ύψους. Ο κατακερματισμός των νεφών και η αιθρίαση του ουράνιου θόλου, η οποία διακρίνεται στις εικόνες των χρονικών στιγμών 5 Ιανουαρίου 2019 (18 UTC) και 6 Ιανουαρίου 2019 (00 UTC), επιβεβαιώνει το γεγονός ότι ο καιρός παρουσιάζει σταδιακή βελτίωση από τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο και μετά.

- Barry, R.G and Perry, A.H. (1973): Synoptic Climatology. Menthuen, London.
- Bergeron, T., (1935). On the physics of clouds and precipitation. Proces Verbaux de l'Association de Météorologie, Interna-tional Union of Geodesy and Geophysics, 156–178.
- Booth. (1973). A simplified snow predictor.
- Boyden. (1964). A comparison of snow predictors.
- Bradbury, N., (1977). THE METEOROLOGICAL MAGAZINE, Vol. 106, No. 1255, February 1977.
- Dennis, A.S., (1980). Weather Modification by Cloud Seeding. International Geophysics Series, Vol 24, Academic Press.
- Fletcher, N. H.,(1966). The Physics of Rainclouds. Cambridge University Press, Cambridge, 390 pp.
- Houssos, E.E., Lolis, C.J., Bartzokas, A., (2007). The atmospheric conditions over Europe and the Mediterranean, favoring snow events in Athens, Greece. Adv Geosci 12:127–135.doi:10.5194/adgeo-12-127-2007.
- Iribarne, J and Cho, H., (1980). "Atmospheric Physics" Reidel.
- Karacostas, T., Flokas, A., Flokas, E., Kakaliagou, O., Rizou, C. (1992). On the Study of the Synoptic Situations Over the Area of Eastern Mediterranean. First Greek Scientific Conference on Meteorology-Climatology-Atmospheric Physics, Thessaloniki.
- Lagouvardos, K and Kotroni, V., (2002). The 4–6 January 2002 heavy snowfall over Central and Southern Greece: assessment of MM5 model forecasts. In: Proceedings of the 4th EGS plinius conference, Mallorca, Spain.
- Lamb, H.H.,(1955).Two-way relationship between the snow or ice limit and 1000/500 hpa thicknesses in the overlying atmosphere, Quart. J. R. Met. SOC., 81, 172.
- Landsperg, D.,(1977).World Survey of Climatology, Climates of Central and Southern Europe pp 185-220, Elsevier Scientific Publishing Company, New York.
- Livadas, G.C and Stergiou, A.J., (1975). Snow in Thessaloniki-Greece
- Livathinos, A. N. (1936). 'The snow phenomenon over Greece', Pract. of Academy of Athens, Vol 11, 116-131.
- McIlveen,R.,(1989).Basic Meteorology.Van Nostand Reinhoed Publications, U.K,p.457.

Murray.(1952).Rain and snow in relation to the 1000/700 hpa and 1000/500 hpa thicknesses and the freezing level.

Nakaya, U,. (1954). Snow crystals Natural and Artificial», Harvard Univ. Press pp 510.

Palmer, E and Newton, C. (1969). Atmospheric Circulation Systems Academic Press.

Prezerakos, N and Angouridakis, V. (1984). Synoptic consideration of snowfall in Athens , J. Climatol., 4, 269–285, 1984.

Prezerakos, N. G and Angouridakis, V. E,. (1979).‘Characteristics of the snowfalls in Athens’, Bulletin of the Hellenic Met. SOC., 4, 12.

Rousi, E., Anagnostopoulou, C., Tolika, K., Maheras, P. (2013). Representing teleconnection patterns over Europe: A comparison of SOM and PCA methods. *Department of Meteorology and Climatology, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki 54124, Greece.*

Sahsamanoglou, H. S.,(1989). ‘Summer snowfalls over the mount Olympus area’, International Journal of Climatology, Vol. 9, 309-319.

Senturette, P and C, Georgiev. (2005). Weather analysis and forecasting: applying satellite water vapour imagery and potential vorticity analysis. *ELSEVIER*, 1-179.

Smith. (1970). Winter precipitation over East Anglia

Voudouri, A and Kotta, D,. (2012). Factors Determined Snow Accumulation Over the Greater Athens Area During the Latest Snowfall Events.

World Meterological Organization,.(2007).WMO/TD-No.1390, Aviation Hazards. Education and Training Programme ETR-20.Geneva, Switzerland.

Αγγελίδου, Ε. (2021). Δορυφορική μελέτη των χαρακτηριστικών της υπερκκυταρικής καταιγίδας της 10^{ης} Ιουλίου 2019 (Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Αιγινίτης, Δ. (1907). Το κλίμα της Ελλάδας.

Αναγνωστοπούλου, Χ.(2021). Σημειώσεις μαθήματος «Φυσική και Δυναμική Κλιματολογία». Πανεπιστημιακές εκδόσεις Α.Π.Θ.

Γιαννουλάκης, Ι. (2014). ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ (Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Δημητριάδου, Κ. (2017). Δορυφορική μελέτη βαρομετρικών χαμηλών με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα στη Μεσόγειο (Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Ζιακόπουλος, Δ και Φραγκούλη, Π. (2015). ΤΟ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΥ-ΠΡΟΓΝΩΣΤΗ. Θεσσαλονίκη: Γραφικές Τέχνες.

Ζιακόπουλος, Δ. (2008). ΚΑΙΡΟΣ Ο ΓΙΟΣ ΤΗΣ ΓΗΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΗΛΙΟΥ, τόμος Ι «η γνώση». Αθήνα: Artio stamp επε.

Ζιακόπουλος, Δ. (2009). ΚΑΙΡΟΣ Ο ΓΙΟΣ ΤΗΣ ΓΗΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΗΛΙΟΥ, τόμος ΙΙ «η πρόγνωση». Αθήνα: Artio stamp επε.

Ζούγλου, Ε. (2015). Χαρακτηριστικά των μετωπικών υφέσεων της ανατολικής Μεσογείου με βάση δουρφορικές εικόνες (Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Καρακώστας, Θ. (2021). Σημειώσεις μαθήματος «Δυναμική Μετεωρολογία». Πανεπιστημιακές εκδόσεις Α.Π.Θ.

Καρακώστας, Θ. (2021). Σημειώσεις μαθήματος «Φυσική των Νεφών και Τροποποίηση του καιρού». Πανεπιστημιακές εκδόσεις Α.Π.Θ.

Καραλής, Ι.Δ.,(1969). Τύποι καιρού Ελλάδος (Διδακτορική Διατριβή).

Κυριαζόπουλος, Β. (1948). Το χιόνι στην Ελλάδα “Το Βουνό”.

Λιώκη - Λειβαδά - Τσεπελιδάκη, Η,. (1979). Οι χιονοπτώσεις στην Ελλάδα (Διδακτορική Διατριβή). Πανεπιστήμιο Αθήνας.

Μαριολόπουλος, Η και Καραπιτέρης. Λ.Ν. Αι βροχοπτώσεις εν Ελλάδι.

Μαριόπουλος, Η.,(1936). Διανομή των μετεωρολογικών στοιχείων εν Ελλάδι.

Μαχαίρας, Π,. (1982). Συνοπτικές καταστάσεις και πολυδιάστατη ανάλυση του καιρού στη Θεσσαλονίκη.

Μπαρσάκης, Σ και Μακρογιάννης, Τ. (2000). Κλιματική και Θερμοδυναμική ανάλυση του φαινομένου της χιονόπτωσης στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. 3^ο πανελλήνιο συνέδριο Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας-Φυσικής της Ατμόσφαιρας (σ.635-640). Πρακτικά συνεδρίου. Θεσσαλονίκη 2000.

Μπαρσάκης, Σ. (1999). Συνοπτική και Θερμοδυναμική ανάλυση του φαινομένου της χιονόπτωσης στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης (Μεταπτυχιακή Διατριβή). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Μπρίκας, Δ. (2006). Ο ΥΠΟΤΡΟΠΙΚΟΣ ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΣ ΚΑΙ Η ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΟΥ ΣΤΗ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗ ΕΞΑΙΡΕΤΙΚΩΝ ΚΑΙΡΙΚΩΝ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ ΣΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ (Διδακτορική Διατριβή). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Πρεζεράκος, Ν.Γ.(1984). Δομή της Ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια των χιονοπτώσεων στην Αθήνα. Μελέτη ΕΜΥ, Αριθ.11.



Πυθαρούλης, Ι.(2021). Σημειώσεις μαθήματος «Συνοπτική Μετεωρολογία». Πανεπιστημιακές εκδόσεις Α.Π.Θ.

Σαχσαμάνογλου, Χ.Σ και Μακρογιάννης, Τ.Ι. (2004). Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας. Θεσσαλονίκη: Γραφικές Τέχνες.

Σαχσαμλάνογλου, Χ.Σ και Μακρογιάννης, Τ.Ι.,(1978). Ο τύπος του υετού στο Βόρειο Ελλαδικό χώρο σε σχέση με τις τιμές των κατάλληλων δεικτών, Δελτίο Ελληνικής Μετεωρολογικής Εταιρίας, τόμος 3^{ος} τεύχος 2^{ον}, Αύγουστος 1978.

Τακούδης, Θ, .(2004). Χιονοπτώσεις στην Ηπειρωτική Θεσσαλία και Συνοπτικά Συστήματα που τις προκαλούν (Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης).Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 92σελ.

Φείδας, Χ. (2021). Σημειώσεις μαθήματος «Δορυφορική Μετεωρολογία και Κλιματολογία». Πανεπιστημιακές εκδόσεις Α.Π.Θ.

Χρήσιμες ιστοσελίδες

<https://eclass.upatras.gr>

www.esa.int

www.eumatrain.org

www.eumetsat.int

www.geo.auth.gr

www.i-diadromi.gr

www.meteorology

www.metoffice.gov.uk

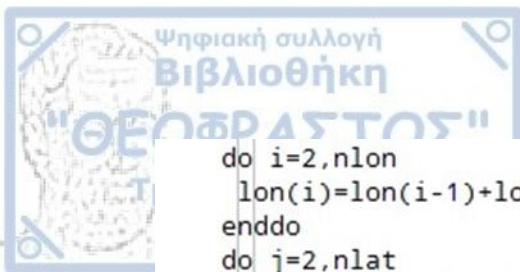
www.nws.noaa.gov

www.wetter3.de

6.ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

```
implicit none_
integer nlon,nlat,nlevs,ntim,i,j,k,t,m
parameter(nlon=51,nlat=41,nlevs=16,ntim=24)
real lonint,latint
real r1,r2
real d(nlon,nlat,nlevs,ntim)
real lon(nlon),n(nlat),lat(nlat),lev(nlevs),v(nlevs)
lonint=1.0
lon(1)=0.0-10.0
latint=0.0-1.0
lat(1)=60.0

OPEN(UNIT=12, FILE='thetae.dat', STATUS='OLD')
OPEN(UNIT=13, FILE='thetae_mer_1.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=14, FILE='thetae_mer_2.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=15, FILE='thetae_mer_3.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=16, FILE='thetae_mer_4.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=17, FILE='thetae_mer_5.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=18, FILE='thetae_mer_6.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=19, FILE='thetae_mer_7.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=20, FILE='thetae_mer_8.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=21, FILE='thetae_mer_9.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=22, FILE='thetae_mer_10.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=23, FILE='thetae_mer_11.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=24, FILE='thetae_mer_12.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=25, FILE='thetae_mer_13.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=26, FILE='thetae_mer_14.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=27, FILE='thetae_mer_15.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=28, FILE='thetae_mer_16.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=29, FILE='thetae_mer_17.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=30, FILE='thetae_mer_18.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=31, FILE='thetae_mer_19.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=32, FILE='thetae_mer_20.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=33, FILE='thetae_mer_21.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=34, FILE='thetae_mer_22.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=35, FILE='thetae_mer_23.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=36, FILE='thetae_mer_24.dat', STATUS='NEW')
```



```
do i=2,nlon
lon(i)=lon(i-1)+lonint
enddo
do j=2,nlat
lat(j)=lat(j-1)+latint
enddo
```

```
lev(1)=70.0
lev(2)=100.0
lev(3)=150.0
lev(4)=200.0
lev(5)=250.0
lev(6)=300.0
lev(7)=400.0
lev(8)=500.0
lev(9)=600.0
lev(10)=700.0
lev(11)=800.0
lev(12)=850.0
lev(13)=900.0
lev(14)=925.0
lev(15)=950.0
lev(16)=1000.0
```

```
do t=1,ntim
do k=1,nlevs
  read (12,*) r1, r2
  do j=1,nlat
    do i=1,nlon
      read(12,*) d(i,j,k,t)
    enddo
  enddo
enddo
enddo
enddo

do j=1,nlat
n(j)=lat(j)/10.0
enddo

do k=1,nlevs
v(k)=0.0-log10(lev(k))
enddo
```



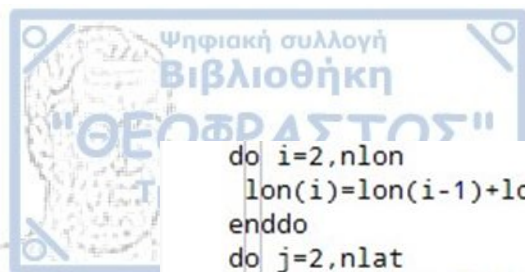
```
do k=nlevs,1,-1
  do j=39,3,-1
    write (13,*) n(j),v(k),d(34,j,k,1)
    write (14,*) n(j),v(k),d(34,j,k,2)
    write (15,*) n(j),v(k),d(34,j,k,3)
    write (16,*) n(j),v(k),d(34,j,k,4)
    write (17,*) n(j),v(k),d(34,j,k,5)
    write (18,*) n(j),v(k),d(34,j,k,6)
    write (19,*) n(j),v(k),d(34,j,k,7)
    write (20,*) n(j),v(k),d(34,j,k,8)
    write (21,*) n(j),v(k),d(34,j,k,9)
    write (22,*) n(j),v(k),d(34,j,k,10)
    write (23,*) n(j),v(k),d(34,j,k,11)
    write (24,*) n(j),v(k),d(34,j,k,12)
    write (25,*) n(j),v(k),d(34,j,k,13)
    write (26,*) n(j),v(k),d(34,j,k,14)
    write (27,*) n(j),v(k),d(34,j,k,15)
    write (28,*) n(j),v(k),d(34,j,k,16)
    write (29,*) n(j),v(k),d(34,j,k,17)
    write (30,*) n(j),v(k),d(34,j,k,18)
    write (31,*) n(j),v(k),d(34,j,k,19)
    write (32,*) n(j),v(k),d(34,j,k,20)
    write (33,*) n(j),v(k),d(34,j,k,21)
    write (34,*) n(j),v(k),d(34,j,k,22)
    write (35,*) n(j),v(k),d(34,j,k,23)
    write (36,*) n(j),v(k),d(34,j,k,24)
  enddo
enddo

stop
end
```

Κώδικας 1: Πρόγραμμα ‘cross_mer_thetae.f’, το οποίο φτιάχνει τα 24 αρχεία για τη μεσημβρινή τομή

```
implicit none
integer nlon,nlat,nlevs,ntim,i,j,k,t,m
parameter(nlon=51,nlat=41,nlevs=16,ntim=24)
real lonint,latint
real r1,r2
real d(nlon,nlat,nlevs,ntim)
real lon(nlon),n(nlon),lat(nlat),lev(nlevs),v(nlevs)
lonint=1.0
lon(1)=0.0-10.0
latint=0.0-1.0
lat(1)=60.0

OPEN(UNIT=12, FILE='thetae.dat', STATUS='OLD')
OPEN(UNIT=13, FILE='thetae_zon_1.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=14, FILE='thetae_zon_2.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=15, FILE='thetae_zon_3.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=16, FILE='thetae_zon_4.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=17, FILE='thetae_zon_5.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=18, FILE='thetae_zon_6.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=19, FILE='thetae_zon_7.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=20, FILE='thetae_zon_8.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=21, FILE='thetae_zon_9.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=22, FILE='thetae_zon_10.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=23, FILE='thetae_zon_11.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=24, FILE='thetae_zon_12.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=25, FILE='thetae_zon_13.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=26, FILE='thetae_zon_14.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=27, FILE='thetae_zon_15.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=28, FILE='thetae_zon_16.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=29, FILE='thetae_zon_17.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=30, FILE='thetae_zon_18.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=31, FILE='thetae_zon_19.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=32, FILE='thetae_zon_20.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=33, FILE='thetae_zon_21.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=34, FILE='thetae_zon_22.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=35, FILE='thetae_zon_23.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=36, FILE='thetae_zon_24.dat', STATUS='NEW')
```



```
do i=2,nlon
lon(i)=lon(i-1)+lonint
enddo
do j=2,nlat
lat(j)=lat(j-1)+latint
enddo

lev(1)=70.0
lev(2)=100.0
lev(3)=150.0
lev(4)=200.0
lev(5)=250.0
lev(6)=300.0
lev(7)=400.0
lev(8)=500.0
lev(9)=600.0
lev(10)=700.0
lev(11)=800.0
lev(12)=850.0
lev(13)=900.0
lev(14)=925.0
lev(15)=950.0
lev(16)=1000.0

do t=1,ntim
do k=1,nlevs
read (12,*) r1, r2
do j=1,nlat
do i=1,nlon
read(12,*) d(i,j,k,t)
enddo
enddo
enddo
enddo

do i=1,nlon
n(i)=lon(i)/10.0
enddo

do k=1,nlevs
v(k)=0.0-log10(lev(k))
enddo
```



```

do k=nlevs,1,-1
  do j=39,3,-1
    write (13,*) n(j),v(k),d(34,j,k,1)
    write (14,*) n(j),v(k),d(34,j,k,2)
    write (15,*) n(j),v(k),d(34,j,k,3)
    write (16,*) n(j),v(k),d(34,j,k,4)
    write (17,*) n(j),v(k),d(34,j,k,5)
    write (18,*) n(j),v(k),d(34,j,k,6)
    write (19,*) n(j),v(k),d(34,j,k,7)
    write (20,*) n(j),v(k),d(34,j,k,8)
    write (21,*) n(j),v(k),d(34,j,k,9)
    write (22,*) n(j),v(k),d(34,j,k,10)
    write (23,*) n(j),v(k),d(34,j,k,11)
    write (24,*) n(j),v(k),d(34,j,k,12)
    write (25,*) n(j),v(k),d(34,j,k,13)
    write (26,*) n(j),v(k),d(34,j,k,14)
    write (27,*) n(j),v(k),d(34,j,k,15)
    write (28,*) n(j),v(k),d(34,j,k,16)
    write (29,*) n(j),v(k),d(34,j,k,17)
    write (30,*) n(j),v(k),d(34,j,k,18)
    write (31,*) n(j),v(k),d(34,j,k,19)
    write (32,*) n(j),v(k),d(34,j,k,20)
    write (33,*) n(j),v(k),d(34,j,k,21)
    write (34,*) n(j),v(k),d(34,j,k,22)
    write (35,*) n(j),v(k),d(34,j,k,23)
    write (36,*) n(j),v(k),d(34,j,k,24)
  enddo
enddo

stop
end

```

Κώδικας 2: Πρόγραμμα ‘cross_zon_thetae.f’, το οποίο φτιάχνει τα 24 αρχεία για τη ζωνική τομή

```

implicit none
integer nlon,nlat,nlevs,ntim,i,j,k,t
parameter(nlon=51,nlat=41,nlevs=16,ntim=24)
real lonint,latint,min
real p_Tw0(nlon,nlat,ntim)
real Zg_Tw0(nlon,nlat,ntim)
real Tw(nlon,nlat,nlevs,ntim)
real Zg(nlon,nlat,nlevs,ntim)
real lon(nlon)
real lat(nlat)
real lev(nlevs)
real r1, r2
lonint=1.0
lon(1)=0.0-10.0
latint=0.0-1.0
lat(1)=60.0
OPEN(UNIT=12, FILE='Tw.dat', STATUS='OLD')
OPEN(UNIT=11, FILE='Zg.dat', STATUS='OLD')
OPEN(UNIT=13, FILE='p_Tw_0.dat', STATUS='NEW')
OPEN(UNIT=14, FILE='Zg_Tw_0.dat', STATUS='NEW')
do i=2,nlon
lon(i)=lon(i-1)+lonint
enddo
do j=2,nlat
lat(j)=lat(j-1)+latint
enddo

lev(1)=70.0
lev(2)=100.0
lev(3)=150.0
lev(4)=200.0
lev(5)=250.0
lev(6)=300.0
lev(7)=400.0
lev(8)=500.0
lev(9)=600.0
lev(10)=700.0
lev(11)=800.0
lev(12)=850.0
lev(13)=900.0
lev(14)=925.0
lev(15)=950.0
lev(16)=1000.0

```

```

do t=1,ntim
do k=1,nlevs
read (12,*) r1, r2
read (11,*) r1, r2
write (*,*) k,t, r1, r2
do j=1,nlat
do i=1,nlon
read(12,*) Tw(i,j,k,t)
read(11,*) Zg(i,j,k,t)
enddo
enddo
enddo

do t=1,ntim
do j=1,nlat
do i=1,nlon
c write (*,*) t,j,i
do k=1,nlevs
p_Tw0(i,j,t)=1100.0
Zg_Tw0(i,j,t)=0.0-500.0
if (Tw(i,j,k,t).le.0.0.and.Tw(i,j,k+1,t).gt.0.0) then
p_Tw0(i,j,t)=lev(k)+(((0.0-Tw(i,j,k,t))/(Tw(i,j,k+1,t)
+-Tw(i,j,k,t)))*(lev(k+1)-lev(k)))
Zg_Tw0(i,j,t)=(1.0/(Tw(i,j,k+1,t)-Tw(i,j,k,t)))*
+((Tw(i,j,k+1,t)*Zg(i,j,k,t))-(Tw(i,j,k,t)*Zg(i,j,k+1,t)))
Zg_Tw0(i,j,t)=Zg_Tw0(i,j,t)*10.0/9.8
go to 6
else
go to 5
endif
enddo
5
6 write(13,*) p_Tw0(i,j,t)
write(14,*) Zg_Tw0(i,j,t)
enddo
enddo
enddo

stop
end

```

Κώδικας 3: Πρόγραμμα για τον υπολογισμό του ύψους της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου

