

ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«Κλιματολογική Μελέτη των Επιφανειακών
Ροών Λανθάνουσας και Αισθητής Θερμότητας
στη Μεσόγειο»**

Θεοχάρης-Αλέξανδρος Καραθύμιος
Α.Μ: 1110200900229

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια: Έλενα Φλόκα, Αναπληρώτρια Καθηγήτρια

ΑΘΗΝΑ 2017

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Για την εκπόνηση της παρούσας πτυχιακής εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την Κυρία Έλενα Φλόκα, Καθηγήτρια του τμήματος Φυσικής του Ε.Κ.Π.Α. για τη συνεχή καθοδήγηση, επίβλεψη και επιμέλεια.

Θα ήθελα, επίσης, να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον Κύριο Γεώργιο Καταβούτα, χωρίς την άψογη συνεργασία και τις πολύτιμες συμβουλές του οποίου δε θα ήταν εφικτή η πραγματοποίηση της παρούσας πτυχιακής εργασίας.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι ανταλλαγές θερμότητας μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας ρυθμίζουν διάφορες κλιματικές διεργασίες ενώ αποτελούν κρίσιμη παράμετρο της διαφοράς της θερμοκρασίας του αέρα με αυτήν της θάλασσας.

Η ροή της θερμότητας είναι μια παράμετρος συνεχώς μεταβαλλόμενη και ενώ η μέτρησή της είναι στιγμιαία, στη γενικότερη θεώρησή της αναφέρεται σε μέσες τιμές ολοκληρωμένες στη χρονική κλίμακα που επιλέγεται.

Στην παρούσα εργασία μελετάται η ροή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ θάλασσας και ατμόσφαιρας, στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου Θάλασσας. Καταγράφονται και αναλύονται η χωρική κατανομή και χρονική μεταβολή αισθητής και λανθάνουσας ροής θερμότητας για κάθε έναν από τους 12 μήνες του έτους, για 37 έτη, από το 1979 έως και το 2015.

Μελετώνται, δε, ειδικότερα δύο επιμέρους περιοχές. Μία αντιπροσωπευτική της ανατολικής Μεσογείου, στην Ελλάδα, στο βόρειο Αιγαίο και μία αντιπροσωπευτική της δυτικής Μεσογείου, στην Ιταλία, στον κόλπο της Γένοβας.

Παρατηρούνται κάποιες σημαντικές διαφορές στις χρονικές μεταβολές των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ δυτικής και ανατολικής Μεσογείου. Καθώς και από τη μελέτη της χωρικής κατανομής των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, ως μία γενικότερη εικόνα, λαμβάνουμε ότι, ως επί το πλείστον, η ροή είναι αρνητική. Κάτι που υποδεικνύει ροή θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα. Κάτι που μεταφράζεται ως απώλεια θερμότητας από τη Μεσόγειο θάλασσα.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: Εισαγωγή	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: Θεωρητικό Υπόβαθρο	6
§ 2.1 Μεσόγειος Θάλασσα	6
§ 2.2 Ισοζύγιο Ακτινοβολίας	7
§ 2.3 Αισθητή Θερμότητα	9
§ 2.4 Λανθάνουσα Θερμότητα	10
§ 2.5 Ροή Θερμότητας	11
§ 2.6 Επιφανειακές Θερμικές Ροές	11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: Δεδομένα - Μεθοδολογία	16
§ 3.1 Δεδομένα	16
§ 3.2 Μεθοδολογία	18
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: Αποτελέσματα - Συζήτηση	20
§ 4.1 Χωρική Κατανομή Αισθητής Θερμότητας	20
§ 4.2 Χωρική Κατανομή Λανθάνουσας Θερμότητας	27
§ 4.3 Χρονική Μεταβολή στην Ανατολική Μεσόγειο	34
§ 4.3.1 Αισθητή Ροή Θερμότητας.....	34
§ 4.3.2 Λανθάνουσα Ροή Θερμότητας.....	41
§ 4.4 Χρονική Μεταβολή στη Δυτική Μεσόγειο.....	48
§ 4.4.1 Αισθητή Ροή Θερμότητας.....	48
§ 4.4.2 Λανθάνουσα Ροή Θερμότητας.....	55
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: Συμπεράσματα	62
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ:	63

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή

Οι επιφανειακές θερμικές ροές, γενικά, θεωρούνται ως σημαντικές διαδικασίες που ευνοούν τη δημιουργία κυκλογένεσης, κυρίως στις θαλάσσιες περιοχές. Έχει παρατηρηθεί ότι κατά τη διάρκεια κάποιων σταδίων της, οι ροές μπορούν να ενισχύσουν την κυκλογένεση αυξάνοντας τη βαροκλινικότητα, ανάλογα με την κατανομή της υγρασίας και της θερμοκρασίας στα κατώτερα στρώματα. Ενώ μέτρια έως ισχυρή αύξηση του ρυθμού βάθυνσης επιφανειακών χαμηλών λόγω της επίδρασης των επιφανειακών θερμικών ροών έχει αναφερθεί σε άλλες περιπτώσεις.

Οι επιφανειακές θερμικές ροές θα πρέπει να θεωρούνται ως σημαντικός παράγοντας σε ότι αφορά την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδιαίτερα πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες όπου η δυνατότητα τους να ενισχύουν τις ανοδικές κινήσεις στα χαμηλά στρώματα είναι πολύ μεγαλύτερη από ότι πάνω από την ξηρά. Κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων χρονικών διαστημάτων της βάθυνσης ενός χαμηλού, έχουν τη δυνατότητα να ενισχύουν την κυκλογένεση μέσα από την ενίσχυση της βαροκλινικότητας της ατμόσφαιρας μειώνοντας τη στατική ευστάθεια και εμπλουτίζοντας με υγρασία την περιοχή της κυκλογένεσης.

Ο σκοπός της πτυχιακής αυτής εργασίας είναι η μελέτη της χωρικής και χρονικής κατανομής των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στην περιοχή της Μεσογείου καθώς και η επιμέρους μελέτη δύο ενδεικτικών περιοχών, του Αιγαίου και του Κόλπου της Γένοβας μεταξύ Γένοβας και Κορσικής. Δύο σημεία αντιπροσωπευτικά της ανατολικής και της δυτικής Μεσογείου αντίστοιχα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Θεωρητικό Υπόβαθρο

2.1 Μεσόγειος Θάλασσα

Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί τη μεγαλύτερη κλειστή θάλασσα της Γης. Εκτείνεται ανάμεσα στη νότια Ευρώπη, τη δυτική Ασία και τη βόρεια Αφρική. Συνδέεται μέσω του στενού του Γιβραλτάρ με τον Ατλαντικό ωκεανό (δυτικά), μέσω της διώρυγας του Σουέζ με την Ερυθρά θάλασσα (νοτιοανατολικά) και μέσω του Ελλησπόντου με την Προποντίδα και τη Μαύρη θάλασσα (βορειοανατολικά). Έχει επιφάνεια 2.541.000 km², μέγιστο μήκος (από ανατολή σε δύση) 3.860 km. και μέγιστο πλάτος (από βορρά σε νότο) 1.800 km (Σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1 «Μεσόγειος Θάλασσα – Δορυφορική Λήψη». (NASA World Wind).

Η Μεσόγειος Θάλασσα αποτελεί μία μικρογραφία ωκεανού. Το μέσο βάθος της είναι 1650 μέτρα υπάρχουν όμως και αρκετές βαθιές λεκάνες (>3000 m). Το μέγιστο βάθος της είναι 5.120 m. (νοτιοδυτικά από το ακρωτήριο Ταΐναρο της Πελοποννήσου).

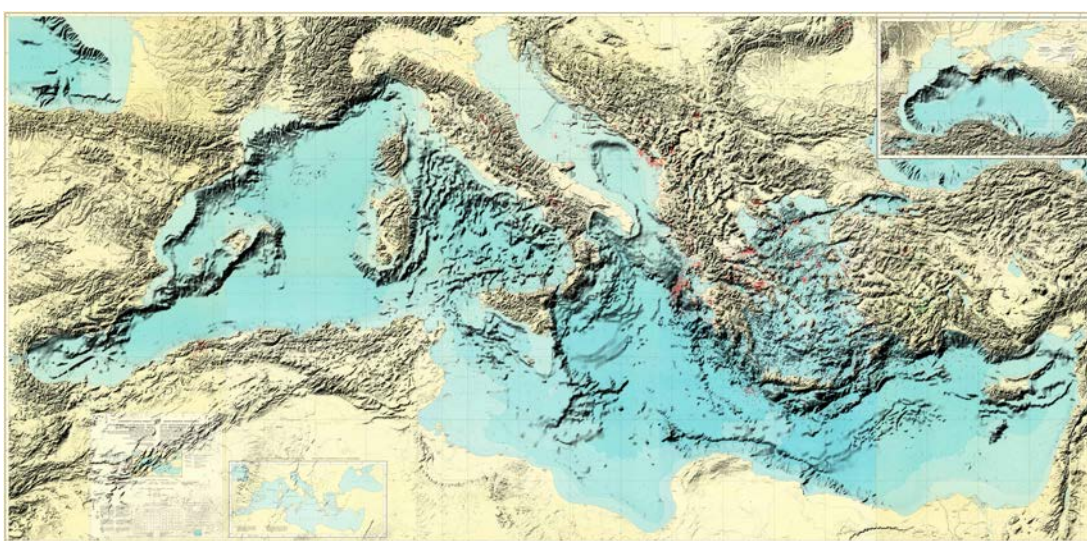
Διακρίνεται επίσης στην Ανατολική και τη Δυτική Μεσόγειο, που χωρίζονται από τα σχετικά ρηχά στενά (βάθος 1000 m) ανάμεσα στη Σικελία και την Τυνησία. Το Αιγαίο και η Αδριατική αποτελούν ημίκλειστες προεκτάσεις από το κυρίως σώμα της Μεσογείου. Στη Μεσόγειο θάλασσα συναντάμε τέσσερα διαφορετικά θαλάσσια στρώματα:“

Το επιφανειακό νερό Ατλαντικής προέλευσης (0-150 μέτρα βάθος),

Το ενδιάμεσο νερό (200-600 μέτρα βάθος),

Το βαθύ νερό (1.500-3.000 μέτρα βάθος) και

Το πυθμαίο νερό (4.200 μέτρα βάθος).



Σχήμα 2.2 «Μεσόγειος Θάλασσα – Βαθυμετρικό Διάγραμμα». (Intergovernmental Oceanographic Commission).

2.2 Ισοζύγιο Ακτινοβολίας

Η συνολική ενέργεια που μεταφέρεται από την ατμόσφαιρα στη θάλασσα και αντίστροφα είναι το άθροισμα τεσσάρων επιμέρους συνιστωσών :

- α) της μικρού μήκους ηλιακής ακτινοβολίας,
- β) της μεγάλου μήκους υπέρυθρης ακτινοβολίας,
- γ) της λανθάνουσας θερμότητας και
- δ) της θερμότητας αγωγιμότητας.

Η ροή θερμότητας στη διεπιφάνεια αέρα-θάλασσας αποτελεί τη σημαντικότερη παράμετρο και αναγνωρίζεται σαν ο βασικός κινητήριος μοχλός μιας αλυσίδας

διεργασιών που εξελίσσονται στην ατμόσφαιρα και στη θάλασσα. Η απορρόφηση και εκπομπή θερμικής ενέργειας από τη θάλασσα αποτελεί ζωτικής σημασίας διεργασία για το θερμικό ισοζύγιο του πλανήτη και τη διαμόρφωση των χαρακτηριστικών του κλίματος, κατάλληλων να συντηρήσουν τον έμβιο κόσμο στη σημερινή του μορφή. Η γεωγραφικά άνιση και η εποχικά μεταβαλλόμενη ροή της θερμότητας ανάμεσα στην ατμόσφαιρα και στην υδρόσφαιρα επιδρούν με άμεσο και έμμεσο τρόπο σε παγκόσμια κλίμακα στη δημιουργία και κυκλοφορία των θαλασσίων μαζών και στη διαμόρφωση των κλιματικών συνθηκών του πλανήτη.

Ο ήλιος αποτελεί τη μόνη σημαντική εξωτερική πηγή ενέργειας για τον πλανήτη μας και τον κυριότερο παράγοντα διαμόρφωσης του γήινου κλίματος με αποτέλεσμα η ηλιακή ακτινοβολία να είναι ο κύριος τροφοδότης θερμικής ενέργειας της θάλασσας. Ένα μεγάλο μέρος της ενέργειας αυτής επιστρέφει στην ατμόσφαιρα μέσω των υπόλοιπων συνιστωσών του ισοζυγίου θερμότητας. Με αυτόν τον τρόπο ψύχεται η θάλασσα αλλά ταυτόχρονα θερμαίνεται και εμπλουτίζεται με υδρατμούς ο αέρας. Η παροχή θερμότητας από τη θάλασσα στην ατμόσφαιρα συντελεί στη δημιουργία της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και των καιρικών συνθηκών ακόμα και σε περιοχές της ξηράς που απέχουν χιλιάδες χιλιόμετρα από τις ακτές των ηπείρων. Επομένως η ανταλλαγή της θερμότητας ανάμεσα στη θάλασσα και στον αέρα αποτελεί σημαντική παράμετρο μέτρησης για τον ρόλο των ωκεανών στη διαμόρφωση του κλίματος πάνω σε όλο τον πλανήτη. Οι μεταβολές της ροής αυτής σε μικρή και μεγάλη χρονική κλίμακα έχουν πιθανότατα σημαντικές κλιματικές επιπτώσεις.

Ο υπολογισμός του ισοζυγίου της θερμότητας ανάμεσα στον αέρα και στη θάλασσα είναι πολύ σημαντικός και για την κατανόηση των κλιματικών αλλαγών που εξελίσσονται σήμερα στον πλανήτη.

Η σπουδαιότητα της ροής θερμότητας στην λεκάνη της Μεσογείου και η επίδρασή της στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία έχει αναγνωριστεί από πολλούς ερευνητές. Οι περίοδοι σοβαρής ψύξης στην Ανατολική Μεσόγειο αποδίδονται σε διαφορετικά θαλάσσια επίπεδα πίεσης που επιτρέπουν τη μεταφορά ψυχρών και ξηρών αέριων μαζών από την Ηπειρωτική Ευρώπη πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος.

Η μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία μαζί με τη μεγάλου μήκους υπέρυθρη ακτινοβολία αποτελούν το κομμάτι των συνιστωσών ακτινοβολίας του θερμικού ισοζυγίου. Σύμφωνα με το νόμο των Stefan–Boltzmann κάθε σώμα ακτινοβολεί θερμική ενέργεια ανάλογη προς την τέταρτη δύναμη της απόλυτης θερμοκρασίας του. Η ενέργεια αυτή κατανέμεται σε διάφορα μήκη κύματος αλλά σύμφωνα με το νόμο του Wien εμφανίζει μέγιστο σε μήκος κύματος λ_m το οποίο υπολογίζεται από το νόμο του Wien σύμφωνα με τη σχέση $\lambda_m = 2897/T_a$ σε μm . Σύμφωνα με την εξίσωση αυτή, όσο μεγαλύτερη είναι η θερμοκρασία του σώματος που εκπέμπει θερμότητα, τόσο μικρότερο είναι το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας και το αντίθετο.

Η θερμοκρασία του ήλιου υπολογίζεται σε περίπου 6000 °K και συνεπώς σύμφωνα με το νόμο του Wien εκπεμπόμενη ενέργεια παρουσιάζει μέγιστο σε μήκος κύματος γύρω από τα 0.5 μm . Υπολογίζεται πως το 99% της ηλιακής ενέργειας συσσωρεύεται

σε μήκη κύματος μικρότερα από 4 μm . Η ενέργεια αυτή αποτελεί τη μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία και εισέρχεται στην ατμόσφαιρα της γης. Το 29% της ενέργειας αυτής επιστρέφει και χάνεται στο διάστημα από ανακλάσεις της ατμόσφαιρας και των νεφών. Το 19% απορροφάται από την ατμόσφαιρα και τα νέφη της, ενώ ένα 4% ανακλάται από την επιφάνεια της θάλασσας. Το υπόλοιπο 48% απορροφάται από τη μάζα του θαλάσσιου νερού. Από αυτό το 48% , περίπου το 29% φτάνει ως απευθείας ηλιακή ακτινοβολία και το 19% φτάνει σαν έμμεση ακτινοβολία από τον ουράνιο θόλο. Η παραπάνω περιγραφή αντιστοιχεί σε μια μέση παγκόσμια κατάσταση από δεδομένα σε μεγάλο βάθος χρόνου. Οι στιγμιαίες τιμές ποικίλουν σε ημερήσια και σε εποχική βάση αλλά και ανάλογα με την περιοχή και τη νεφοκάλυψη. Η ροή της ενέργειας στο άνω όριο της ατμόσφαιρας κάθετα στις ακτίνες του ήλιου στη μονάδα του χρόνου ονομάζεται ηλιακή σταθερά.

Σύμφωνα με τον ορισμό της, η μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία έχει πάντα θετικό πρόσημο και είναι φανερό πως εξαρτάται από αστρονομικούς παράγοντες αλλά και από τις ιδιότητες της ατμόσφαιρας. Η βασική αστρονομική παράμετρος που επηρεάζει την προσπίπτουσα στην επιφάνεια της θάλασσας ηλιακή ακτινοβολία είναι η γωνία ύψους του ήλιου. Αυτή καθορίζει ανά πάσα στιγμή τη ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται σε κάθε οριζόντια επιφάνεια. Η μέγιστη τιμή της στον ημερήσιο κύκλο ονομάζεται μεσημβρινή γωνία ύψους του ήλιου. Οι τιμές της γωνίας αυτής μεταβάλλονται ανάλογα με την ώρα στη διάρκεια της ημέρας αλλά και τη θέση του άξονα περιστροφής της Γης στα διάφορα στάδια του ετήσιου κύκλου (ισημερίες, ηλιοστάσια). Η συμπληρωματική της γωνία είναι η γωνία του ήλιου με το ζενίθ ή την κατακόρυφο.

Τα χαρακτηριστικά που επηρεάζουν την μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία στην πορεία της εντός της ατμόσφαιρας είναι η νέφωση και η ύπαρξη των αεροζόλ. Και τα δύο μειώνουν την ποσότητα της ακτινοβολίας που φτάνει ως την επιφάνεια της θάλασσας. Οι παραπάνω παράγοντες με τη βοήθεια εμπειρικών σχέσεων υπεισέρχονται στον υπολογισμό της Q_s . Τα βασικά μεγέθη σε μια τέτοια εμπειρική εξίσωση είναι εκ των πραγμάτων η ακτινοβολία σε καθαρό από νέφη ουρανό και η μείωση που υφίσταται από την πορεία της στην ατμόσφαιρα κύρια λόγω των νεφών αλλά και των αεροζόλ, των αιωρούμενων σωματιδίων και των υδρατμών καθώς και της ανάκλασης πάνω στην επιφάνεια της θάλασσας.

2.3 Αισθητή Θερμότητα

Αισθητή θερμότητα ονομάζεται το ποσό της θερμότητας που απαιτείται για την αύξηση της θερμοκρασίας 1 Kg νερού από 0 °C μέχρι τη θερμοκρασία βρασμού, δηλαδή στους 100 °C. Φέρεται με την ονομασία αυτή επειδή γίνεται αντιληπτή από την ανύψωση θερμοκρασίας που παρατηρείται σε προσαρμοσμένο θερμόμετρο.

Αισθητή θερμότητα είναι η θερμότητα που μεταφέρεται μέσω του θερμού αέρα (καθώς μπορούμε να την αισθανθούμε).

Η αισθητή θερμότητα αντιπροσωπεύει τη θερμότητα μέσω αγωγής και η κατεύθυνση της ροής εξαρτάται από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των δυο μέσων. Η αισθητή θερμότητα υπολογίζεται από τη γενικευμένη εξίσωση:

$$Q_h = \rho \cdot C_h \cdot c_p \cdot v_a \cdot (T_a - SST) \quad (2.1)$$

όπου, ρ είναι η πυκνότητα του αέρα, C_h είναι ο συντελεστής μεταφοράς για τη θερμότητα αγωγιμότητας, c_p είναι η ειδική θερμότητα του αέρα, v_a είναι η ταχύτητα του ανέμου, T_a η θερμοκρασία του αέρα και SST η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας.

2.4 Λανθάνουσα Θερμότητα

Λανθάνουσα θερμότητα ονομάζεται το ποσό της θερμότητας που απαιτείται για την μετατροπή 1 Kg νερού θερμοκρασίας βρασμού σε ατμό ίδιας θερμοκρασίας.

Αντιπροσωπεύει τη θερμότητα που εκλύεται ή απορροφάται στη μονάδα της μάζας όταν ένα οποιαδήποτε υλικό (μέσο) αλλάζει φάση. Στην περίπτωση της διεπιφάνειας αέρα-θάλασσας, η αλλαγή φάσης συμβαίνει στην περίπτωση της εξάτμισης ή πολύ σπάνια και της συμπύκνωσης υδρατμών στην επιφάνεια της θάλασσας. Για την μετάβαση αυτή προφανώς έχουμε ταυτόχρονα και ροή της μάζας του νερού από την υδρόσφαιρα στην ατμόσφαιρα και το αντίστροφο. Ο υπολογισμός της λανθάνουσας θερμότητας μέσω εμπειρικών σχέσεων βασίζεται στη διαφορά της ειδικής υγρασίας του αέρα στη διαχωριστική επιφάνεια των δύο μέσων και σε ύψος 10 μέτρων από αυτή και από την ταχύτητα του ανέμου στο ίδιο ύψος.

Η λανθάνουσα θερμότητα αντιπροσωπεύει τη θερμότητα που εκλύεται ή απορροφάται στη μονάδα της μάζας όταν ένα οποιαδήποτε μέσο αλλάζει φάση. Στην περίπτωση της διεπιφάνειας μεταξύ αέρα και θάλασσας, η αλλαγή φάσης συμβαίνει στην περίπτωση της εξάτμισης ή της συμπύκνωσης υδρατμών στην επιφάνεια της θάλασσας. Η λανθάνουσα θερμότητα υπολογίζεται από τη γενικευμένη εξίσωση:

$$Q_e = \rho \cdot L \cdot C_e \cdot v_a \cdot (q_a - q_s) \quad (2.2)$$

όπου, ρ είναι η πυκνότητα του αέρα, L είναι η ειδική θερμότητα εξάτμισης, C_e είναι ο συντελεστής μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας, v_a είναι η ταχύτητα του ανέμου, q_a είναι η ειδική υγρασία του αέρα και q_s είναι η ειδική υγρασία του κορεσμένου αέρα για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας.

2.5 Ροή Θερμότητας

Η συνολική ροή θερμότητας στη διεπιφάνεια αέρας-θάλασσας, σαν φυσικό μέγεθος εκφράζει τη ροή ενέργειας στη μονάδα του χρόνου και οι μονάδες μέτρησης της είναι Watt ανά τετραγωνικό μέτρο W/m^2 . Αναλύεται σε τέσσερις επιμέρους διαφορετικής μορφής συνιστώσες:

1. Μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία (short wave radiation).
2. Μεγάλου μήκους υπέρυθρη ακτινοβολία (long wave radiation).
3. Λανθάνουσα θερμότητα (latent heat).
4. Αισθητή θερμότητα (sensible heat).

Από αυτές οι δύο πρώτες ονομάζονται συνιστώσες ακτινοβολίας ενώ οι δύο τελευταίες ονομάζονται τυρβώδεις συνιστώσες. Το άθροισμα και των τεσσάρων μας δίνει τη συνολική ροή της θερμότητας.

Στο εξής θα θεωρούμε την εισροή θερμότητας στη θάλασσα με θετικό πρόσημο (παροχή ενέργειας στον ωκεανό) και την εκροή με αρνητικό (απώλεια ενέργειας). Από τις παραπάνω συνιστώσες η μικρού μήκους ηλιακή ακτινοβολία όπως είναι άμεσα αντιληπτό έχει θετικό πρόσημο, η μεγάλου μήκους υπέρυθρη ακτινοβολία αρνητικό, η λανθάνουσα θερμότητα αρνητικό και η θερμότητα επαφής αρνητικό ή θετικό ανάλογα με το πρόσημο της διαφοράς θερμοκρασίας των δύο μέσων.

2.6 Επιφανειακές Θερμικές Ροές

Οι ανταλλαγές θερμότητας μεταξύ της ατμόσφαιρας και της θάλασσας ρυθμίζουν διάφορες κλιματικές διεργασίες ενώ αποτελούν κρίσιμη παράμετρο της διαφοράς της θερμοκρασίας του αέρα με της θάλασσας ($\Delta T = T_a - SST$). Η συνολική ροή θερμότητας μεταξύ αέρα και θάλασσας αναλύεται στις συνιστώσες ακτινοβολίας και στις τυρβώδεις συνιστώσες. Οι τυρβώδεις συνιστώσες αφορούν τη λανθάνουσα θερμότητα (latent heat) και την αισθητή θερμότητα (ή θερμότητα αγωγιμότητας ή επαφής, sensible heat).

Η ροή της θερμότητας είναι μια παράμετρος συνεχώς μεταβαλλόμενη και ενώ η μέτρησή της είναι στιγμιαία, στη γενικότερη θεώρησή της αναφέρεται σε μέσες τιμές ολοκληρωμένες στη χρονική κλίμακα που επιλέγεται.

Η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας αποτελεί την κύρια διαβατική διαδικασία που συμβάλλει στην απότομη βάρυνση των υφέσεων. Η λανθάνουσα θερμότητα εμφανίζεται σε δύο μορφές:

- α) συμπύκνωση υδρατμών σε όλο το φάσμα της κλίμακας ενδιαφέροντος (condensation) και
- β) ανοδική μεταφορά θερμής αέριας μάζας μέσης ή μικρής κλίμακας (convection).

Οι επιφανειακές θερμικές ροές αποτελούν σημαντικές διαδικασίες που ευνοούν τη δημιουργία κυκλογένεσης, κυρίως στις θαλάσσιες περιοχές. Από την άλλη όμως υπάρχουν αντικρουόμενα συμπεράσματα σχετικά με το αν οι επιφανειακές θερμικές ροές επιταχύνουν ή επιβραδύνουν την κυκλογένεση. Έχει παρατηρηθεί ότι κατά τη διάρκεια κάποιων σταδίων της, οι ροές μπορούν να ενισχύσουν την κυκλογένεση αυξάνοντας τη βαροκλινικότητα, ανάλογα με την κατανομή της υγρασίας και της θερμοκρασίας στα κατώτερα στρώματα, ενώ σε άλλες περιπτώσεις έχει αναφερθεί μέτρια έως ισχυρή αύξηση του ρυθμού βάθυνσης επιφανειακών χαμηλών λόγω της επίδρασης των επιφανειακών θερμικών ροών.

Οι ροές μπορούν ακόμη και να επιβραδύνουν ελαφρά τη βάθυνση με βάση τα αποτελέσματα του αριθμητικού πειράματος των Kuo και Reed (1988), όταν αντίστοιχα συμπεριλαμβάνεται ή όχι έκλυση λανθάνουσας θερμότητας. Εξάλλου, σύμφωνα με τους Nuss και Anthes (1987), σε μερικές περιπτώσεις κυκλογένεσης οι ροές προκαλούν μία επιβράδυνση της βάθυνσής τους (περίπου 25%), ενώ σε άλλες περιπτώσεις προκαλούν αντίστοιχη επιτάχυνση (περίπου 15%).

Οι Reed και Albright (1986) διαπίστωσαν την ύπαρξη συσχέτισης μεταξύ της κατανομής της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας (SST) και της κατανομής των θερμικών ροών, κατά τρόπο που να ευνοείται η βαροκλινικότητα στα κατώτερα στρώματα. Η ισχυρή ανταλλαγή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ ψυχρού ηπειρωτικού αέρα και της σχετικά παρακείμενης θερμότερης επιφάνειας της θάλασσας, είναι καθοριστική στην κυκλογένεση και κυρίως στις περιπτώσεις των εκρηκτικών χαμηλών.

Η επίδραση των διαβατικών διεργασιών διαμέσου των τυρβωδών ροών θερμότητας μπορεί να είναι θετική ή αρνητική ανάλογα με την κατανομή της υγρασίας στην περιοχή όπου λαμβάνει χώρα η βάθυνση ενός χαμηλού αλλά και της αντίστοιχης κατανομής της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας. Στις περιπτώσεις εκείνες όπου οι επιφανειακές θερμικές ροές τείνουν να μειώσουν τη βαροκλινικότητα στα χαμηλά στρώματα, ο ρυθμός βάθυνσης του χαμηλού μειώνεται αισθητά.

Οι ροές θερμότητας ενισχύουν την ανάπτυξη ενός εκρηκτικού χαμηλού μόνο κατά τη διάρκεια του αρχικού σταδίου κυκλογένεσης, χρονική περίοδο όπου η επίδραση τους είναι τέτοια ώστε να μειώνει τη στατική ευστάθεια και να ενισχύει την αρχική βαροκλινικότητα.

Η επίδραση της λανθάνουσας θερμότητας είναι τέτοια ώστε να ενισχύει και να διευρύνει τις ανοδικές κινήσεις σε περιοχές υψηλών ποσών υετού και να συντελεί στη δημιουργία ασθενών καθοδικών κινήσεων στον περιβάλλοντα χώρο, ταυτόχρονα με ενίσχυση της σύγκλισης στα χαμηλά στρώματα και της απόκλισης στα ανώτερα στρώματα.

Οι ροές θερμότητας παρέχουν την απαιτούμενη θερμότητα και υγρασία στην ατμόσφαιρα προκειμένου να ξεκινήσει η ισχυρή βύθυνση και την ροή λανθάνουσας θερμότητας να είναι σχεδόν διπλάσια σε τιμή από την αντίστοιχη της αισθητής θερμότητας. Υπάρχει μία διάκριση στις ανοδικές κινήσεις λόγω άνω μεταφοράς μικρής χωρικής κλίμακας (convection) οι οποίες παρουσιάζουν ασύμμετρη δομή σε σχέση με τη θέση του επιφανειακού χαμηλού και οι οποίες εμφανίζονται στην περιοχή των ισχυρότερων επιφανειακών ανέμων, ενώ η αλληλεπίδραση ανάμεσα στην ισχυρή βαροκλινικότητα των χαμηλών στρωμάτων και τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας οι οποίες δημιουργούν ένα θερμό, υγρό και ασταθές οριακό στρώμα ευνοεί τις ισχυρές ανοδικές κινήσεις.

Οι Winston (1955) και Pyke (1965) οι οποίοι είχαν συσχετίσει την ταχεία κυκλογένεση με την ισχυρή έκλυση αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας ανάμεσα σε ψυχρό αέρα ηπειρωτικής προέλευσης και στην σχετικά θερμότερη θάλασσα, παρατήρησαν ότι η συγκεκριμένη ανταλλαγή θερμότητας είναι ιδιαίτερα ισχυρή όταν ο ψυχρός αέρας κινείται διαμέσου ισχυρών βαθμίδων του SST προς θερμότερη επιφάνεια θάλασσας.

Με βάση την εργασία των Reed και Albright (1986), προτείνεται ότι υπάρχει συσχέτιση μεταξύ της κατανομής της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας και της αντίστοιχης κατανομής των ροών θερμότητας. Συγκεκριμένα αναφέρεται ότι όταν η κατανομή της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας οδηγεί σε μια τέτοια κατανομή των θερμικών ροών η οποία είναι σε φάση με τη βαροκλινική ζώνη στα χαμηλά στρώματα και παράγει θετικές ροές θερμότητας στο θερμό τομέα του χαμηλού, τότε η ανάπτυξη αυτού μπορεί να ενισχυθεί σημαντικά.

Εξετάζοντας τη γεωγραφική κατανομή των εκρηκτικών χαμηλών σε σχέση με τις περιοχές όπου παρατηρείται θέρμανση του αέρα που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια της θάλασσας, οι Davis και Emanuel (1988) συμπέραναν ότι οι περιοχές όπου η θέρμανση του αέρα εκ των κάτω λαμβάνει υψηλές τιμές συμπίπτουν με τις περιοχές όπου μεγιστοποιείται η εκρηκτική κυκλογένεση και τις αντίστοιχες όπου παρουσιάζονται ισχυρές βαθμίδες της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας. Η ισχυρή ανταλλαγή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ ψυχρού αέρα ηπειρωτικής προέλευσης και της σχετικά θερμότερης επιφάνειας θάλασσας αποτελεί κρίσιμο παράγοντα για την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδιαίτερα όταν ο ψυχρός αέρας κινείται γρήγορα πάνω από θερμή θάλασσα με υψηλές βαθμίδες θερμοκρασίας επιφάνειας αυτής (Winston 1955).

Αντίστοιχα στην ανάλυση των μετεωρολογικών παραγόντων οι οποίοι αποτελούν προάγγελο για την εκρηκτική κυκλογένεση στο Δυτικό και Βόρειο Ειρηνικό Ωκεανό (Gyakum και Danielson 2000), έδειξε ότι η εκρηκτική κυκλογένεση χαρακτηρίζεται από ισχυρότερες ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας σε σχέση με την κοινή κυκλογένεση και αυτές οι στατιστικά σημαντικές διαφοροποιήσεις αποτυπώνονται στο ισοζύγιο της υγρασίας το οποίο υποδηλώνει ότι η εξάτμιση είναι επίσης ισχυρότερη στα εκρηκτικά χαμηλά.

Όπως γίνεται κατανοητό, οι επιφανειακές θερμικές ροές θα πρέπει να θεωρούνται ως σημαντικός παράγοντας σε ότι αφορά την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδιαίτερα πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες όπου η δυνατότητα τους να ενισχύουν τις ανοδικές κινήσεις στα χαμηλά στρώματα είναι πολύ μεγαλύτερη από ότι πάνω από την ξηρά. Ωστόσο, ο ακριβής τρόπος με τον οποίο επιδρούν στην ταχεία βύθυνση του χαμηλού δεν είναι μονοσήμαντα ορισμένος και μπορεί να παρουσιάζει διαφορές από τη μια περίπτωση στη άλλη. Κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων χρονικών διαστημάτων της βύθυνσης ενός χαμηλού, έχουν τη δυνατότητα να ενισχύουν την κυκλογένεση μέσα από την ενίσχυση της βαροκλινικότητας της ατμόσφαιρας μειώνοντας τη στατική ευστάθεια και εμπλουτίζοντας με υγρασία την περιοχή της κυκλογένεσης.

Η συμβολή της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας στην εκρηκτική κυκλογένεση αποτελεί αντικείμενο εκτεταμένης μελέτης τις τελευταίες δυο δεκαετίες, ιδιαίτερα σε ότι αφορά την αλληλεπίδραση της με τον βαροκλινικό χαρακτήρα της εκρηκτικής κυκλογένεσης.

Εξετάζοντας την επίδραση της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας στην πρόγνωση δημιουργίας εκρηκτικής κυκλογένεσης στο Δυτικό Ατλαντικό, οι Kuo και Low-Nam (1990) συμπέραναν ότι η συμπύκνωση σε μεγάλης κλίμακας περιοχές συνοδευόμενη από μέσης κλίμακας ανοδικές κινήσεις τύπου *slantwise*, χαρακτηριστικό το οποίο συνοδεύει καταστάσεις όπου επικρατεί κατά συνθήκη συμμετρική αστάθεια (CSI), αποτελούν κρίσιμους παράγοντες για την ταχεία βύθυνση ενός επιφανειακού χαμηλού. Η επίδραση των διαβατικών διεργασιών αποτυπώνεται επίσης χαρακτηριστικά και στη μελέτη των Kuo et al. (1991a) μέσω της κατανομής των κατακόρυφων ταχυτήτων και των μεταβολών αυτών καθ' ύψος κατά τη διάρκεια του σταδίου της ταχείας βύθυνσης του επιφανειακού χαμηλού. Η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας τροποποίησε σημαντικά τη δομή του μετώπου και ενίσχυσε την αδιαβατική κυκλοφορία γύρω από αυτό και σαν αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας, η αδιαβατική συνιστώσα των κατακόρυφων κινήσεων όταν η προσομοίωση έγινε με την ενσωμάτωση των διαβατικών διεργασιών, ήταν τρεις φορές μεγαλύτερη από την αντίστοιχη όταν η προσομοίωση έγινε λαμβάνοντας υπόψη μόνο τις αδιαβατικές διεργασίες.

Οι αριθμητικές προσομοιώσεις του Golding (1984) επιβεβαίωσαν τα αποτελέσματα των προαναφερθέντων εργασιών για τον ρυθμό ανάπτυξης και την ένταση των ανοδικών κινήσεων σε περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης όταν συμπεριλαμβάνονταν η επίδραση της λανθάνουσας θερμότητας.

Ωστόσο στην εργασία του Hoskins (1980) αναφέρεται ότι το convection παίζει σημαντικό ρόλο κατά το πρώτο στάδιο ανάπτυξης ενός εκρηκτικού χαμηλού (*incipient stage*), όπου η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας λόγω της επίδρασης του υετού σε μεγάλη χωρική κλίμακα αλλά και του αντίστοιχου σε μικρή χωρική κλίμακα λόγω ανωμεταφοράς μάζας, είναι σημαντικές για την βύθυνση του χαμηλού. Σε συμφωνία με το συμπέρασμα αυτό, τα αποτελέσματα των MacDonald και Reiter (1988) επιβεβαιώνουν το γεγονός ότι η θέρμανση λόγω συμπύκνωσης σε περιοχές υετού μεγάλης κλίμακας ενισχύεται καθώς το εκρηκτικό χαμηλό πλησιάζει το εκρηκτικό αλλά και το ώριμο στάδιο ανάπτυξής του.

Συνοψίζοντας, οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας, μολονότι θεωρούνται ως σημαντικοί θερμοδυναμικοί μηχανισμοί για την ανάπτυξη εκρηκτικής κυκλογένεσης, δεν φαίνεται να είναι άμεσα υπεύθυνες για την έναρξη αυτής. Αντ' αυτού, προσφέρουν ευνοϊκότερο περιβάλλον στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας το οποίο επιβοηθά την εκρηκτική ανάπτυξη ως ανταπόκριση των χαμηλών στρωμάτων σε ένα δυναμικό αίτιο το οποίο έχει ως πηγή την ανώτερη τροπόσφαιρα. Σε συγκεκριμένες περιόδους του σταδίου της εκρηκτικής βάθυνσης ενισχύουν την κυκλογένεση μέσω της αντίστοιχης ενίσχυσης της βαροκλινικότητας, της μείωσης της στατικής ευστάθειας και του εμπλουτισμού των χαμηλών στρωμάτων της τροπόσφαιρας με ποσά υγρασίας. Ωστόσο η στατιστική ανάλυση των ρυθμών πτώσης της πίεσης σε περιπτώσεις εκρηκτικής και κοινής κυκλογένεσης (Roebber 1989) συνεχίζει να αποτελεί σημείο αναφοράς για τις φυσικές διεργασίες που διέπουν την εκρηκτική κυκλογένεση και την αλληλεπίδραση αυτών. Σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Gyakum et al. (1989), ο χαρακτήρας των στατιστικών κατανομών των ρυθμών πτώσης της πίεσης διέφερε σημαντικά σε περιπτώσεις θαλάσσιας κυκλογένεσης σε σχέση με την αντίστοιχη πάνω από την ξηρά, δίνοντας μια ισχυρότατη ένδειξη για την επίδραση των επιφανειακών ροών θερμότητας.

Οι τυρβώδεις επιφανειακές ροές θερμότητας μέσω της αλληλεπίδρασης θάλασσας αέρα και της συμπύκνωσης των υδρατμών επηρεάζουν το περιβάλλον μιας επιφανειακής κυκλογένεσης με μια ποικιλία τρόπων, ορισμένοι εκ των οποίων είναι άμεσοι και ταχύτατοι όπως στην περίπτωση όπου οι επιφανειακές ροές κοντά στο κέντρο ενός χαμηλού δημιουργούν ενίσχυση του επιφανειακού στροβιλισμού λόγω της αύξησης της οριζόντιας σύγκλισης (Petterssen 1956), ενώ άλλοι είναι έμμεσοι και λειτουργούν σε απόσταση από το κέντρο του χαμηλού, όπως συμβαίνει σε διαστήματα πριν την έναρξη της επιφανειακής κυκλογένεσης. Τα προφανή αποτελέσματα όμως και των δυο παραπάνω τρόπων επίδρασης των επιφανειακών ροών είναι η μειωμένη τριβή και η ελάττωση της στατικής ευστάθειας που παρατηρούνται πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες. Η αυξημένη σχετική υγρασία και η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας είτε λόγω ανωμεταφοράς (convection) είτε λόγω εκδήλωσης υετού σε στρωματομόρφα νέφη, μπορεί επίσης να είναι αυξημένες πάνω από θαλάσσιες περιοχές. Η αλληλεπίδραση αέρα - θάλασσας η οποία δημιουργεί ισχυρές βαροκλινικές ζώνες στα χαμηλά στρώματα, δημιουργεί επίσης ευνοϊκό περιβάλλον για την εκδήλωση της απάντησης της κατώτερης τροπόσφαιρας σε ένα προγενέστερο δυναμικό αίτιο μιας ανώτερης κυκλωνικής διαταραχής.

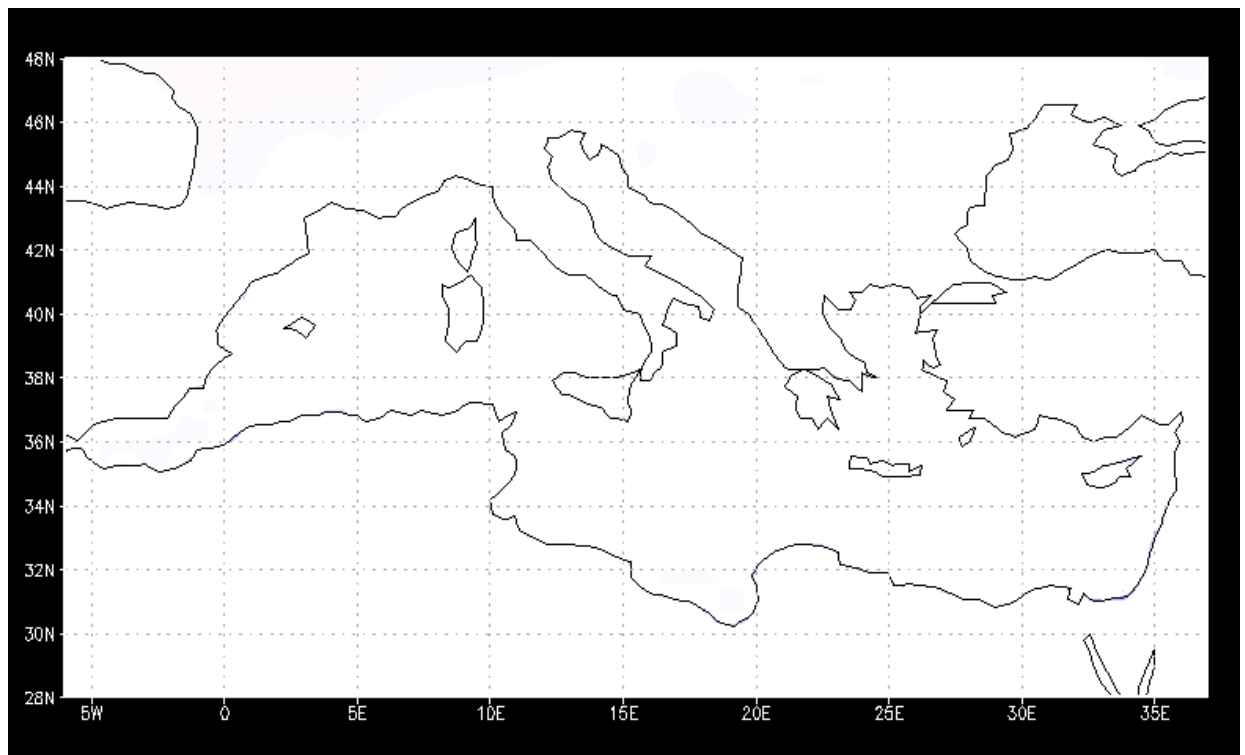
Όλα τα παραπάνω υποδηλώνουν ότι οι επιφανειακές θερμικές ροές θα πρέπει να θεωρούνται ως σημαντικός παράγοντας σε ότι αφορά την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδιαίτερα πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες όπου η δυνατότητα τους να ενισχύουν τις ανοδικές κινήσεις στα χαμηλά στρώματα είναι πολύ μεγαλύτερη από ότι πάνω από την ξηρά. Κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων χρονικών διαστημάτων της βάθυνσης ενός χαμηλού, έχουν τη δυνατότητα να ενισχύουν την κυκλογένεση μέσα από την ενίσχυση της βαροκλινικότητας της ατμόσφαιρας μειώνοντας τη στατική ευστάθεια και εμπλουτίζοντας με υγρασία την περιοχή της κυκλογένεσης. Ωστόσο κάτι τέτοιο εξαρτάται και από τη χωρική κατανομή, δηλαδή τις δημιουργούμενες βαθμίδες θερμοκρασίας και υγρασίας στα χαμηλά στρώματα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Δεδομένα – Μεθοδολογία

3.1 Δεδομένα

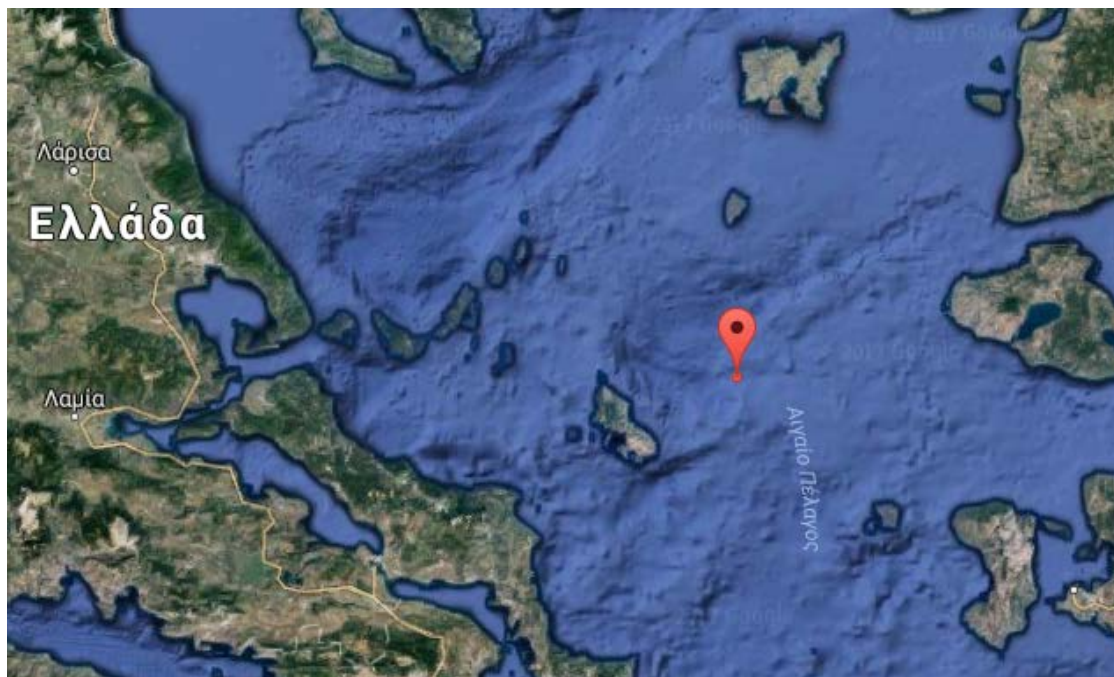
Η περιοχή που μελετήθηκε είναι αυτή της Μεσογείου (Σχήμα 3.1). Τα γεωγραφικά μήκη και πλάτη που χρησιμοποιήθηκαν είναι από -6° E έως 37° E και από 28° N έως 48° N αντίστοιχα, έτσι ώστε να καλύπτεται όλη η Μεσόγειος θάλασσα.



Σχήμα 3.1 «Μεσόγειος Θάλασσα – Σχηματική Απεικόνιση». (OpenGrADS 2.0).

Επίσης μελετήθηκαν ειδικότερα τα εξής δύο σημεία:

Η περιοχή του Αιγαίου Πελάγους με γεωγραφικό μήκος 25° και πλάτος 39° :



Σχήμα 3.2 «Αιγαίο Πέλαγος. Γεωγρ. μήκος 25° και γεωγρ. πλάτος 39° ». (Google Maps).

και η περιοχή του Κόλπου της Γένοβας (μεταξύ Γένοβας και Κορσικής), με γεωγραφικό μήκος 9° και πλάτος 43° :



Σχήμα 3.3 «Κόλπος της Γένοβας. Γεωγρ. μήκος 9° και γεωγρ. πλάτος 43° ». (Google Maps).

Τα δεδομένα ελήφθησαν μέσω της βάσης δεδομένων ERA-INTERIM Reanalysis του ECMWF (Ευρωπαϊκό Μετεωρολογικό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων). Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν μηνιαία προγνωστικά πλεγματικά δεδομένα με διακριτότητα $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ το πρώτο δωδεκάωρο της πρόγνωσης για την επιφανειακή ροή λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας τη χρονική περίοδο 1979-2015.

Ακολουθώντας τη θεώρηση του ECMWF (Ευρωπαϊκό Μετεωρολογικό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων) αναφορικά με το πρόσημο των ροών, με θετικό πρόσημο εκφράζεται η ροή από την ατμόσφαιρα προς τη θάλασσα και με αρνητικό η ροή από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα.

Για τον υπολογισμό της κάθε παραμέτρου αναπτύχθηκαν κατάλληλοι αλγόριθμοι στο λογισμικό GrADS (Grid Analysis and Display System), ενώ το συγκεκριμένο λογισμικό χρησιμοποιήθηκε και για τη χωρική αποτύπωση της κάθε παραμέτρου.

Οι τιμές αισθητής και λανθάνουσας ροής θερμότητας παρουσιάζονται σε μονάδες: $W*s/m^2$. Στα σχήματα χωρικής κατανομής δε αυτές οι τιμές είναι διηρημένες με έναν παράγοντα 10^6 . Γι' αυτόν τον λόγο εκεί παρουσιάζονται σε μονάδες: $10^6 * W*s/m^2$.

3.2 Μεθοδολογία

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκε, όπως προαναφέρθηκε, η ροή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και ειδικότερα για τις επιμέρους περιοχές του Αιγαίου Πελάγους με γεωγραφικό μήκος 25° και γεωγραφικό πλάτος 39° και για την περιοχή του Κόλπου της Γένοβας (μεταξύ Γένοβας και Κορσικής), με γεωγραφικό μήκος 9° και γεωγραφικό πλάτος 43° .

Το πρώτο στάδιο της εργασίας ήταν η μελέτη της χωρικής κατανομής της ροής αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (-6° E έως 37° E και από 28° N έως 48° N).

Αρχικά, βρέθηκε η μηνιαία μέση τιμή για κάθε ροή (αισθητή - λανθάνουσα) για 37 έτη (1979-2015). Έπειτα εξήχθησαν οι μέσες ολοκληρωμένες ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας ($106 * W*s/m^2$) για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για κάθε έναν από τους 12 μήνες, την περίοδο 1979-2015.

Τα αποτελέσματα αυτά αποτυπώνονται στα σχήματα 4.1 έως 4.12 (για τις ροές αισθητής θερμότητας) και στα σχήματα 4.13 έως 4.24 (για τις ροές λανθάνουσας θερμότητας), στο 4^ο κεφάλαιο, στην παραγράφους 4.1 και 4.2.

Το δεύτερο στάδιο της εργασίας ήταν η μελέτη της χρονικής μεταβολής της αισθητής και της λανθάνουσας ροής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για κάθε έναν από

τους 12 μήνες, για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης. Η μελέτη αυτή πραγματοποιήθηκε για τα εξής δύο συγκεκριμένα σημεία:

Την περιοχή του Αιγαίου Πελάγους με γεωγραφικό μήκος 25° και πλάτος 39° και την περιοχή του Κόλπου της Γένοβας (μεταξύ Γένοβας και Κορσικής), με γεωγραφικό μήκος 9° και πλάτος 43° . Αντιπροσωπευτικά της Ανατολικής και Δυτικής Μεσογείου αντίστοιχα.

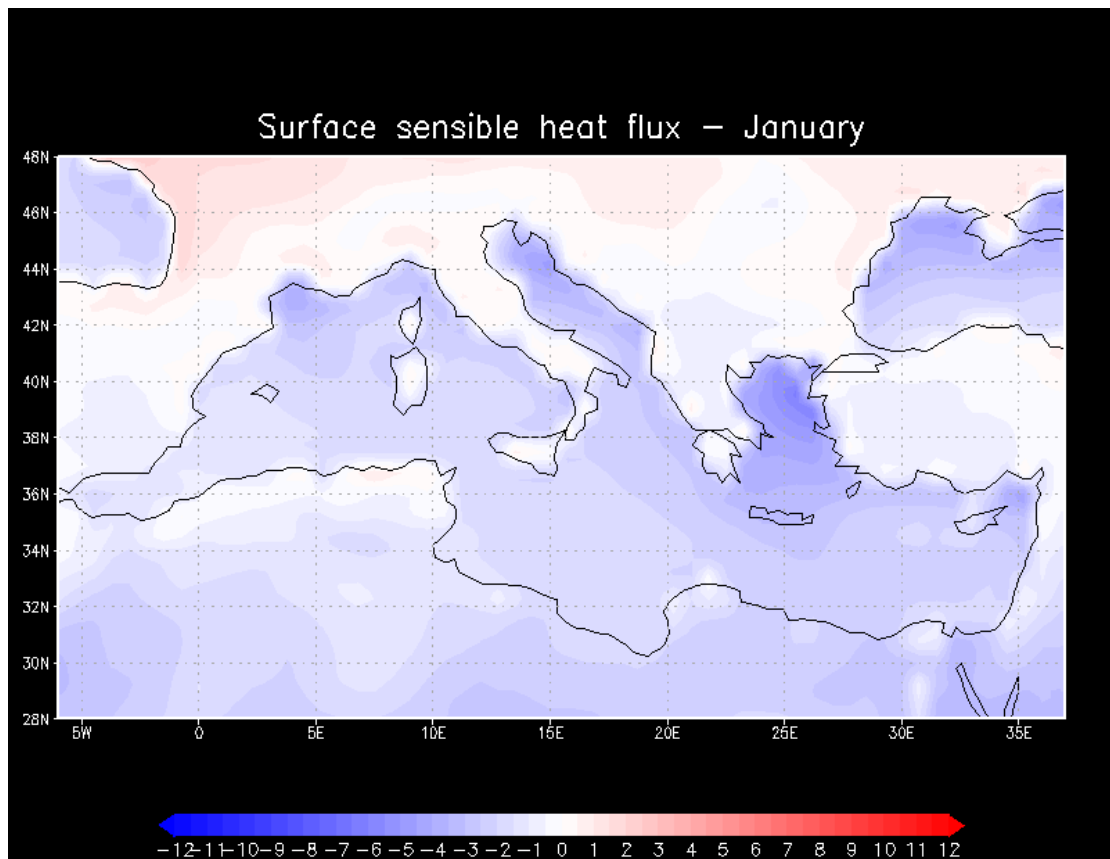
Ακολούθως, εξήχθησαν τα γραφήματα ολοκληρωμένης ροής αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον κάθε έναν από τους 12 μήνες, για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για το καθένα από τα δύο γεωγραφικά σημεία.

Τα αποτελέσματα αυτά αποτυπώνονται γραφικά στα σχήματα 4.25 έως 4.48 (για την περιοχή του Αιγαίου Πελάγους) στο 4ο κεφάλαιο, στην παράγραφο 4.3, στις υποπαραγράφους 4.3.1 (για την αισθητή ροή θερμότητας) και 4.3.2 (για τη λανθάνουσα ροή θερμότητας) και στα σχήματα 4.49 έως 4.72 (για την περιοχή του Κόλπου της Γένοβας), στην παράγραφο 4.4, στις υποπαραγράφους 4.4.1 (για την αισθητή ροή θερμότητας) και 4.4.2 (για τη λανθάνουσα ροή θερμότητας).

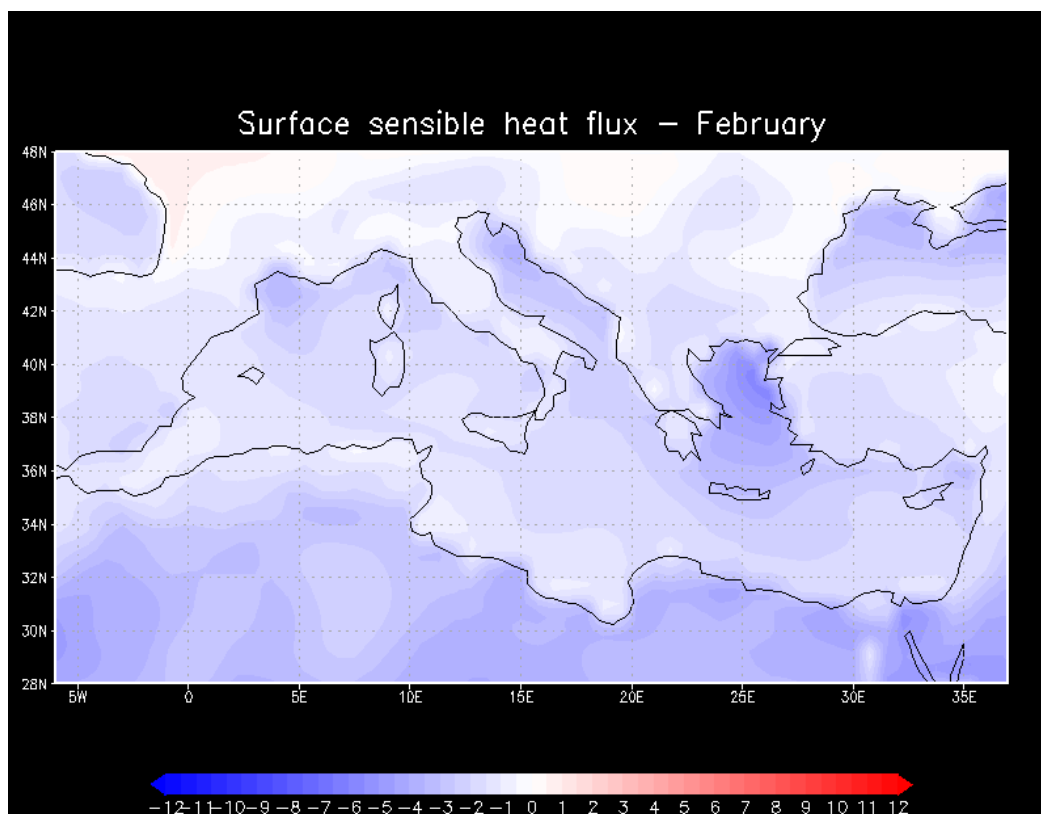
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Αποτελέσματα - Συζήτηση

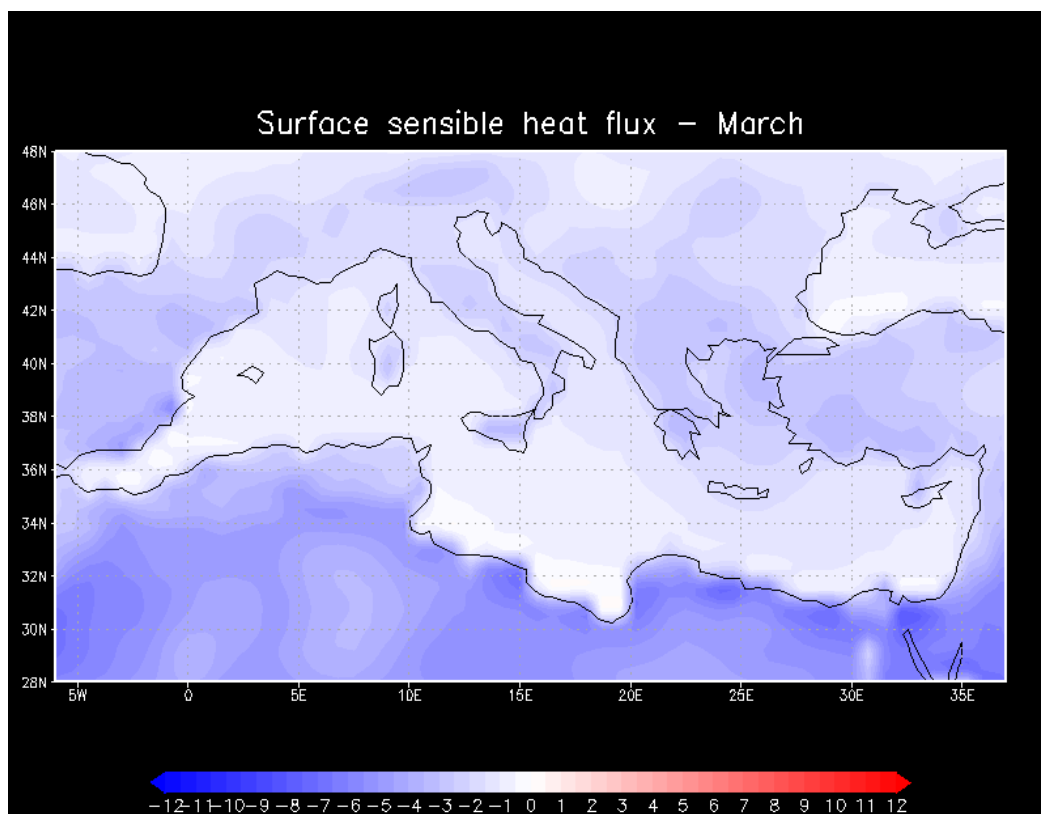
4.1 Χωρική Κατανομή Αισθητής Ροής Θερμότητας



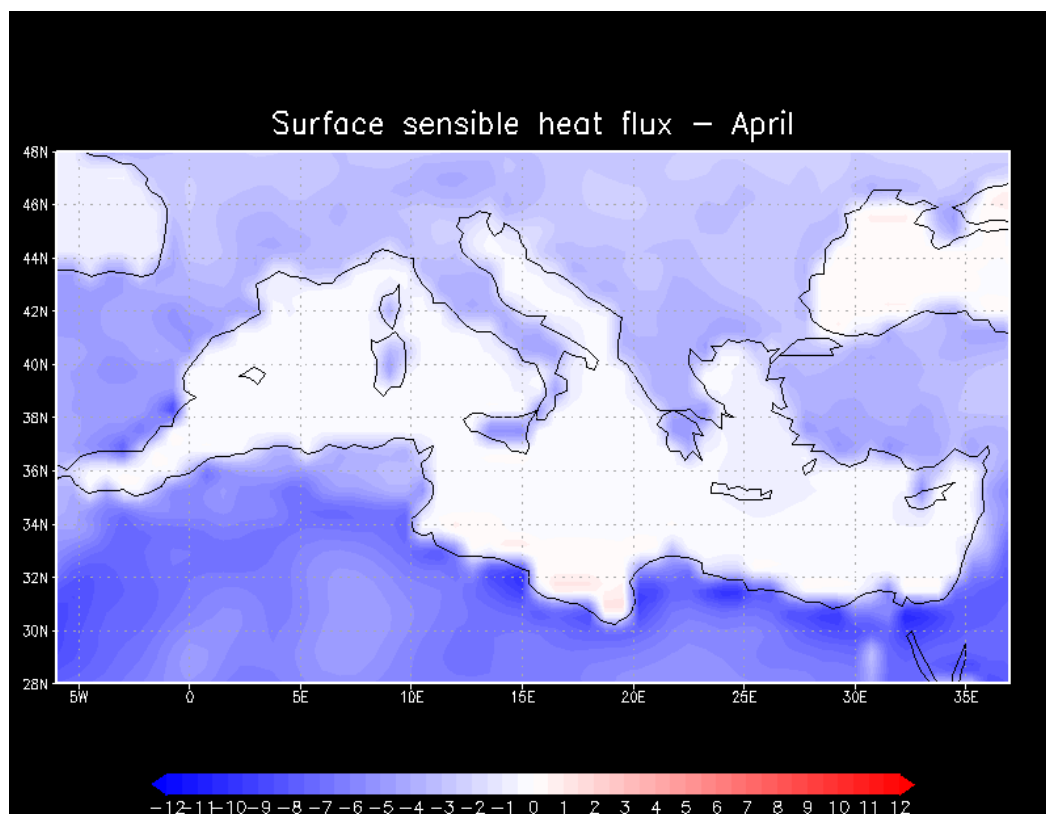
Σχήμα 4.1 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Ιανουάριο, την περίοδο 1979-2015.



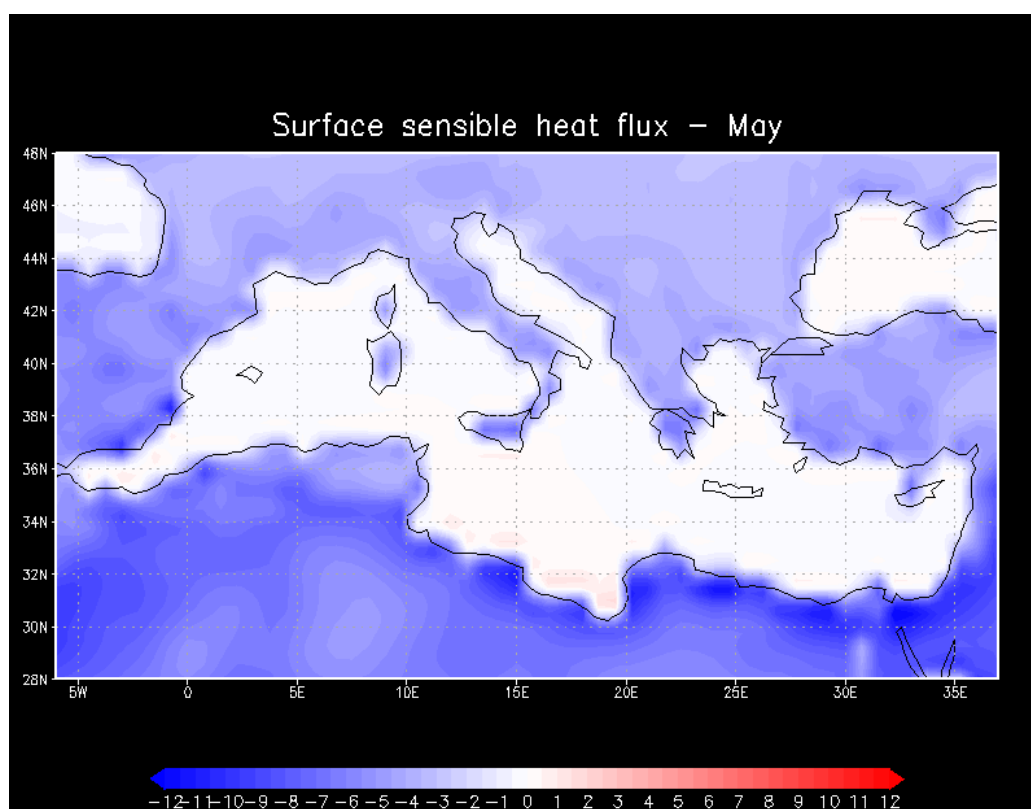
Σχήμα 4.2 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Φεβρουάριο, την περίοδο 1979-2015.



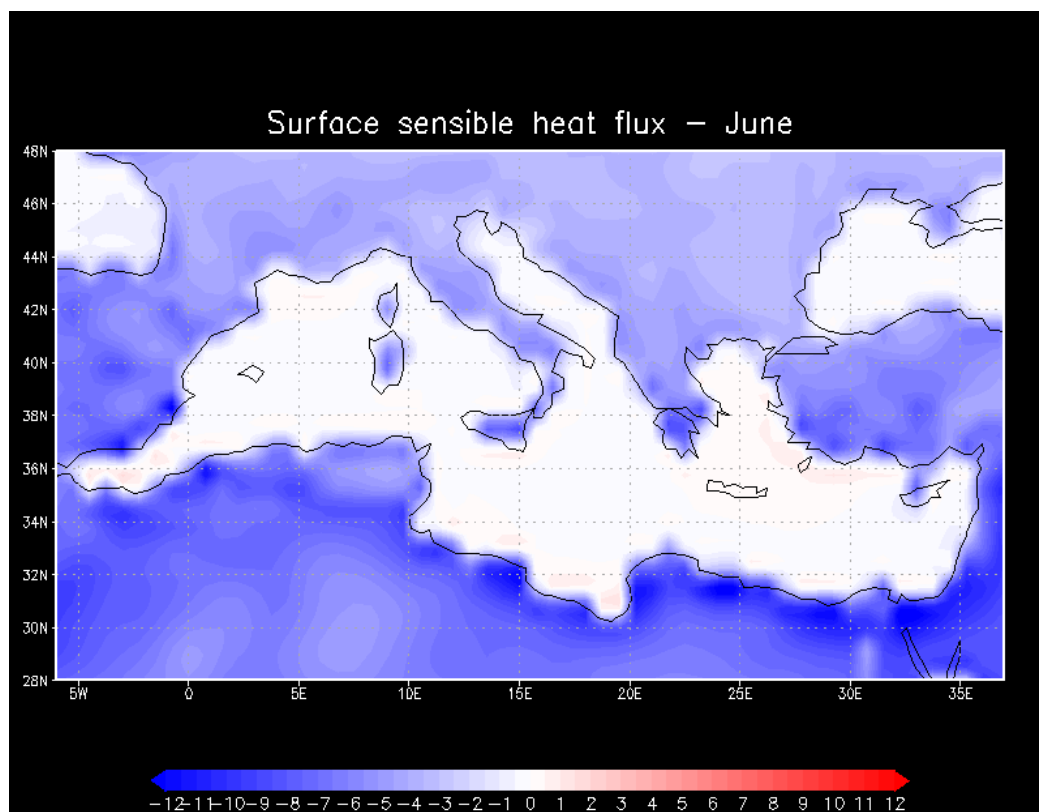
Σχήμα 4.3 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Μάρτιο, την περίοδο 1979-2015.



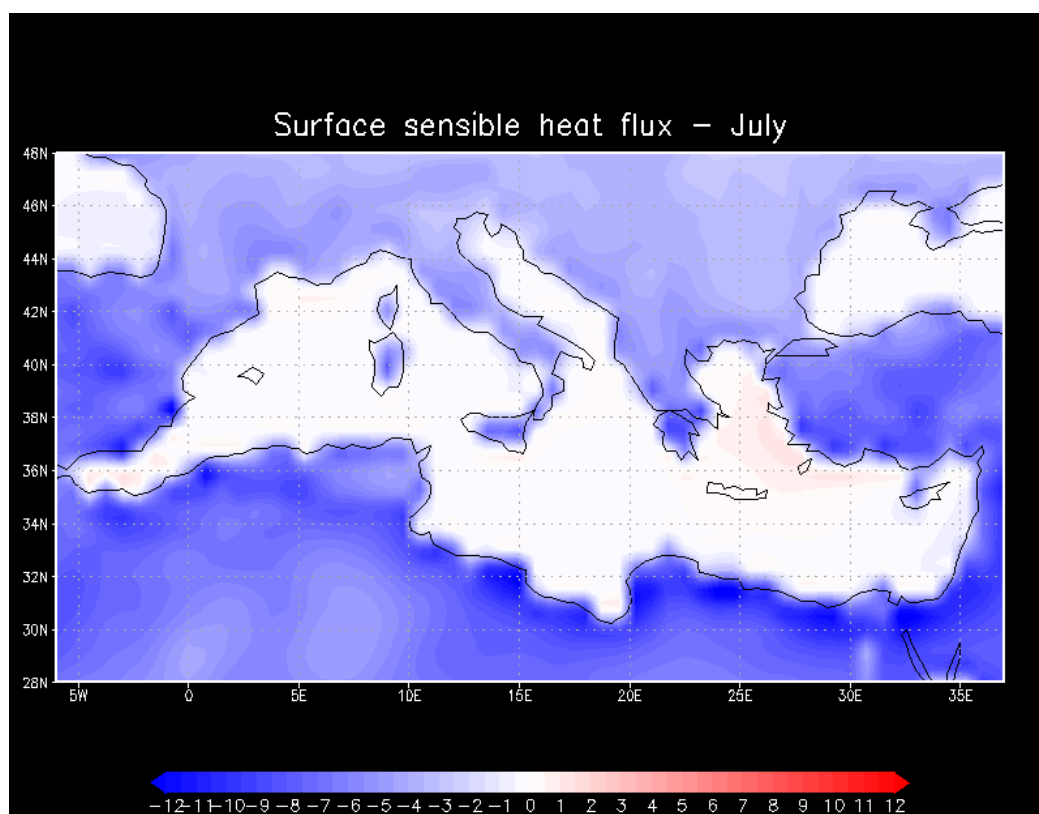
Σχήμα 4.4 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Απρίλιο, την περίοδο 1979-2015.



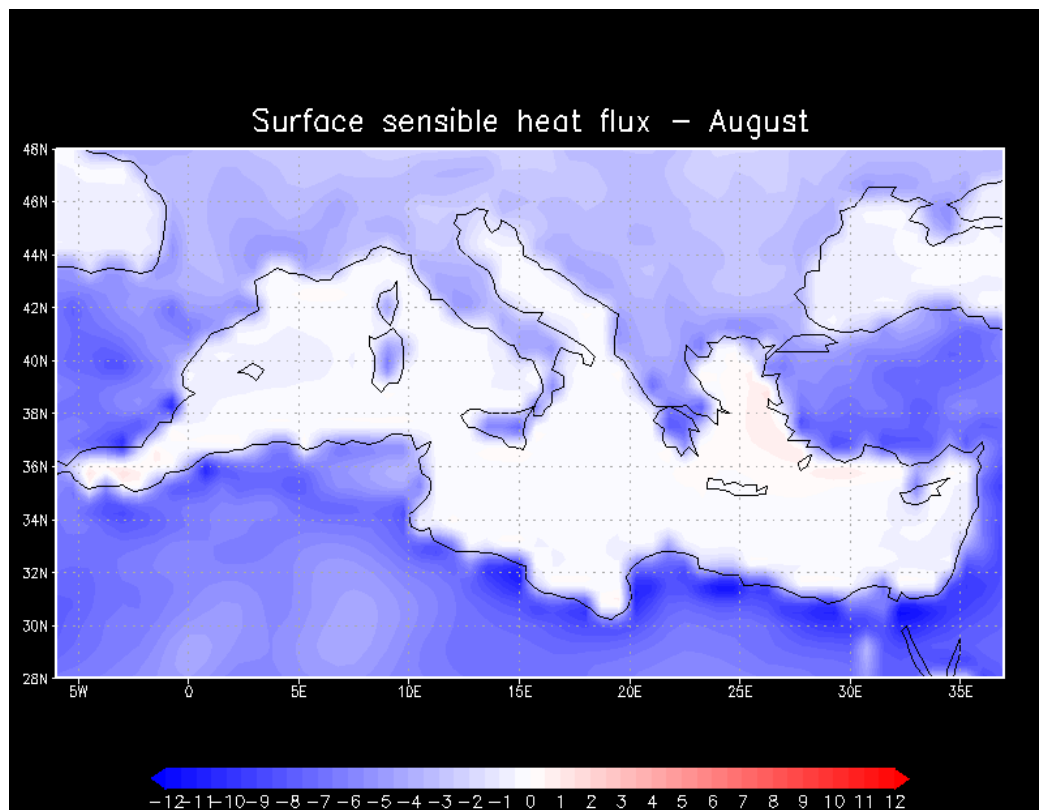
Σχήμα 4.5 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Μάιο, την περίοδο 1979-2015.



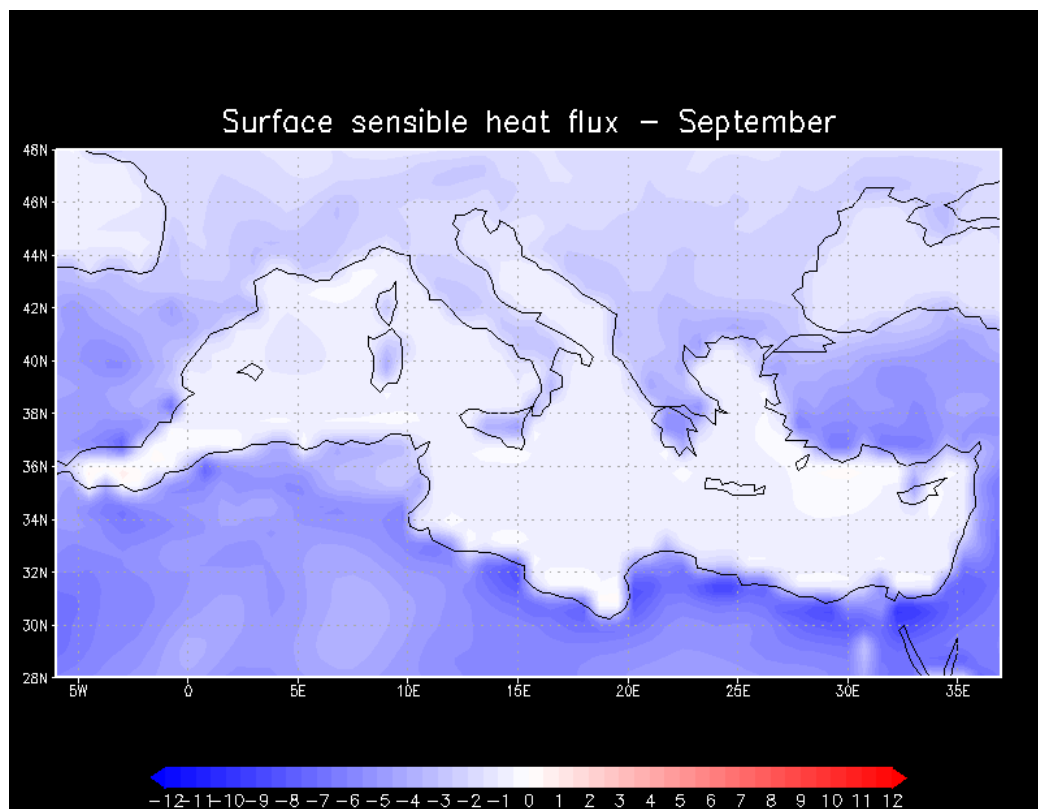
Σχήμα 4.6 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Ιούνιο, την περίοδο 1979-2015.



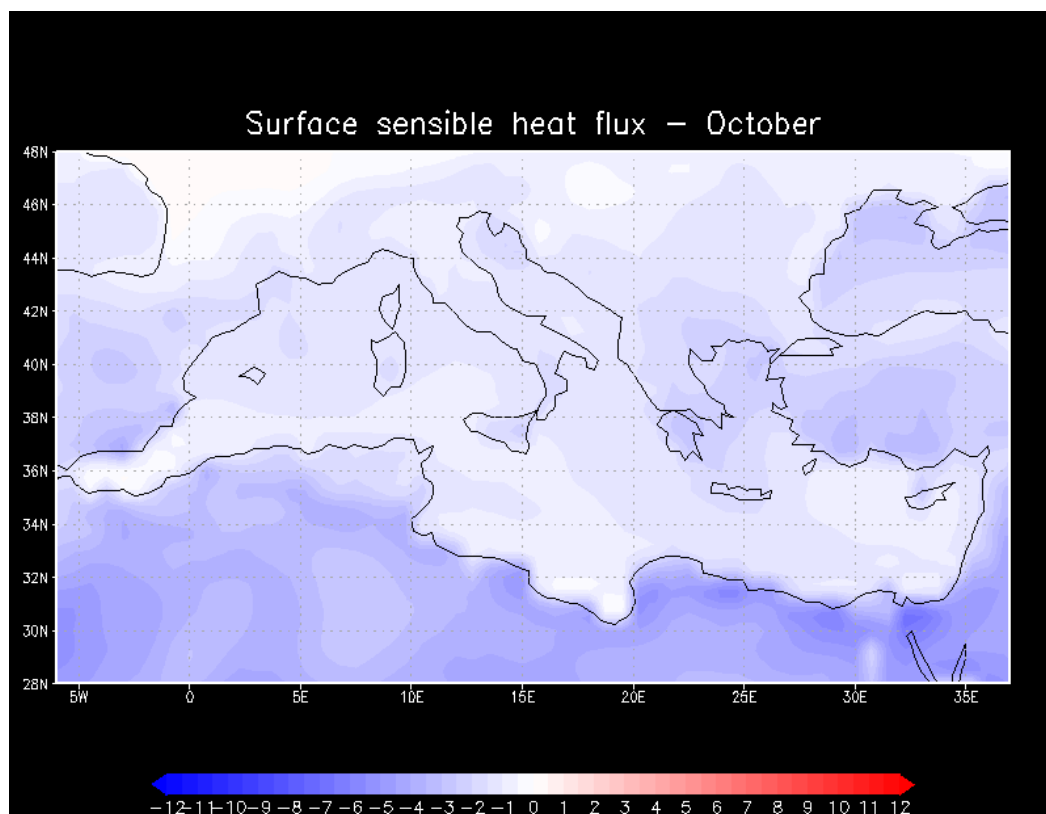
Σχήμα 4.7 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Ιούλιο, την περίοδο 1979-2015.



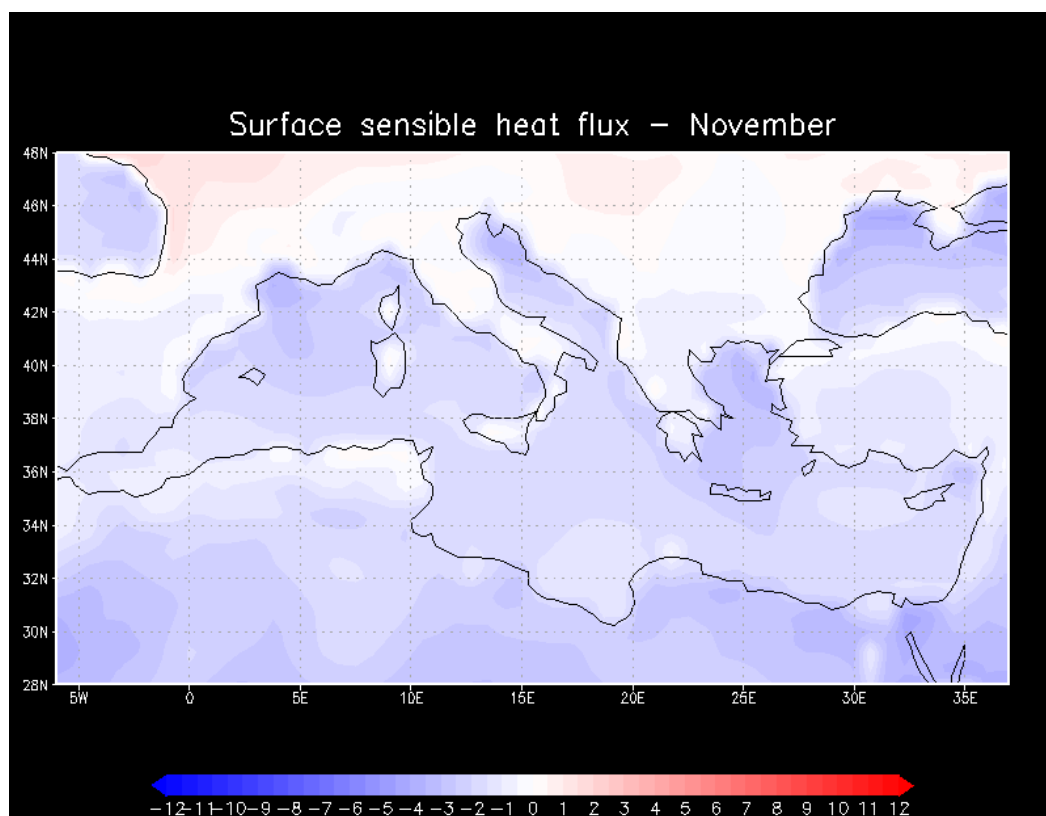
Σχήμα 4.8 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Αύγουστο, την περίοδο 1979-2015.



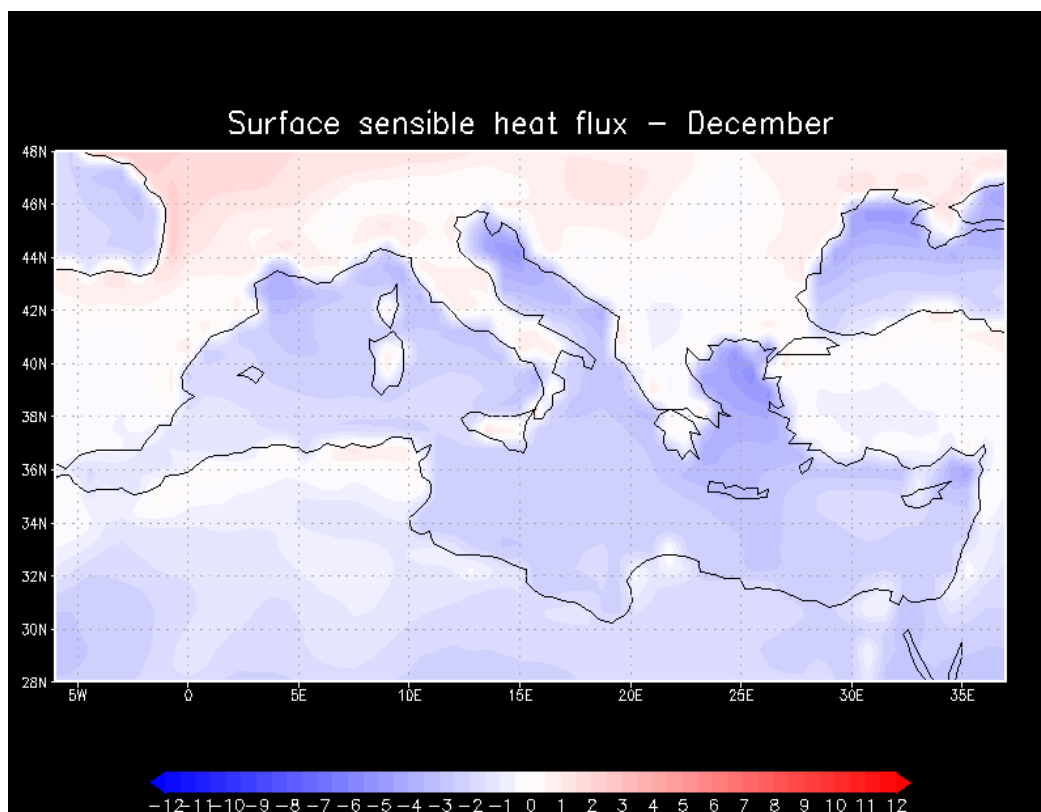
Σχήμα 4.9 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Σεπτέμβριο, την περίοδο 1979-2015.



Σχήμα 4.10 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Οκτώβριο, την περίοδο 1979-2015.



Σχήμα 4.11 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Νοέμβριο, την περίοδο 1979-2015.



Σχήμα 4.12 Μέση ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Δεκέμβριο, την περίοδο 1979-2015.

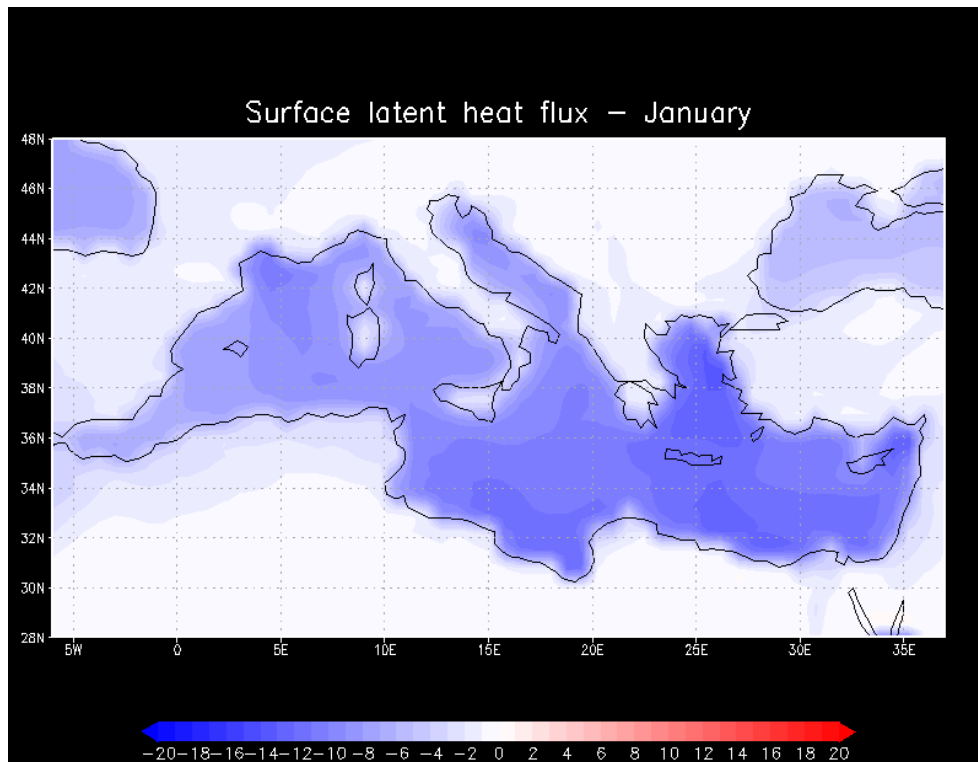
Στα σχήματα 4.1 έως 4.12 παρουσιάζονται οι μέσες ολοκληρωμένες ροές αισθητής θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για όλους τους μήνες του κάθε έτους, από το 1979 έως και το 2015 (37 έτη).

Κατά τους χειμερινούς μήνες: Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο (σχήματα 4.12, 4.1 και 4.2 αντίστοιχα) παρατηρείται αρνητική ροή αισθητής θερμότητας στη βόρεια και κυρίως ανατολική Μεσόγειο, με τις μέγιστες τιμές (κατά απόλυτη τιμή) να παρατηρούνται τον Ιανουάριο, στην περιοχή του βορείου Αιγαίου. Μία περιοχή μάλιστα την οποία μελετάμε ειδικότερα στη συνέχεια, στην παράγραφο 4.3.

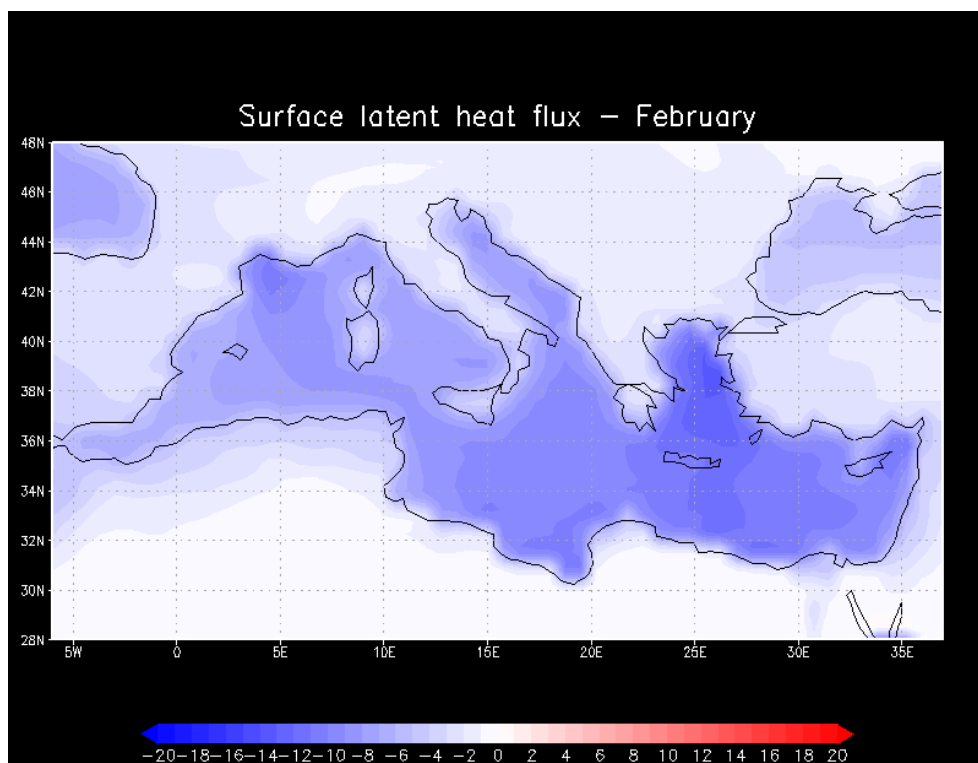
Κατά τους θερινούς μήνες: Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο (σχήματα 4.6, 4.7 και 4.8 αντίστοιχα) παρατηρούμε μία αναστροφή της προηγούμενης εικόνας, έχοντας τώρα θετική ροή αισθητής θερμότητας στην ανατολική μεσόγειο, με τις μέγιστες τιμές να παρατηρούνται τον Ιούλιο, στην περιοχή των Δωδεκανήσων.

Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν ροή αισθητής θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα (καθώς έχουμε αρνητική ροή) σε όλη τη Μεσόγειο. Εξάιρεση αποτελεί η περιοχή των Δωδεκανήσων κατά τους θερινούς μήνες (Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο) καθώς και ο κόλπος της Λιβύης, τον Απρίλιο, Μάιο και Ιούνιο. Οι ροές μεγιστοποιούνται (κατά απόλυτη τιμή) στο ανατολικό τμήμα της Μεσογείου, και κυρίως στην περιοχή του Αιγαίου.

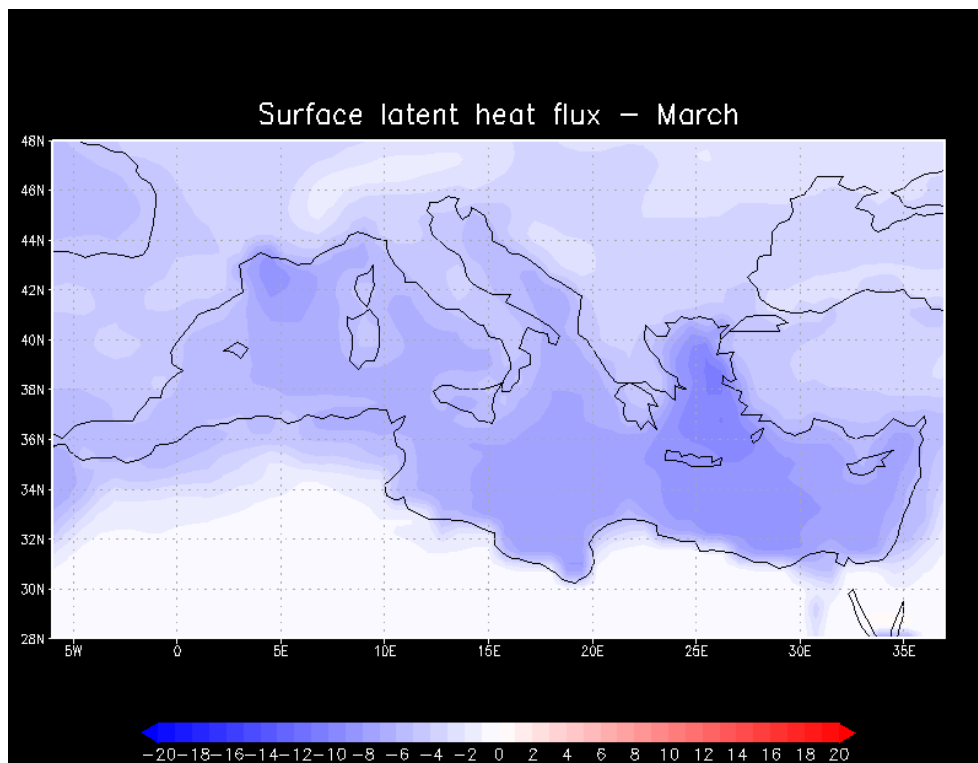
4.2 Χωρική Κατανομή Λανθάνουσας Ροής Θερμότητας



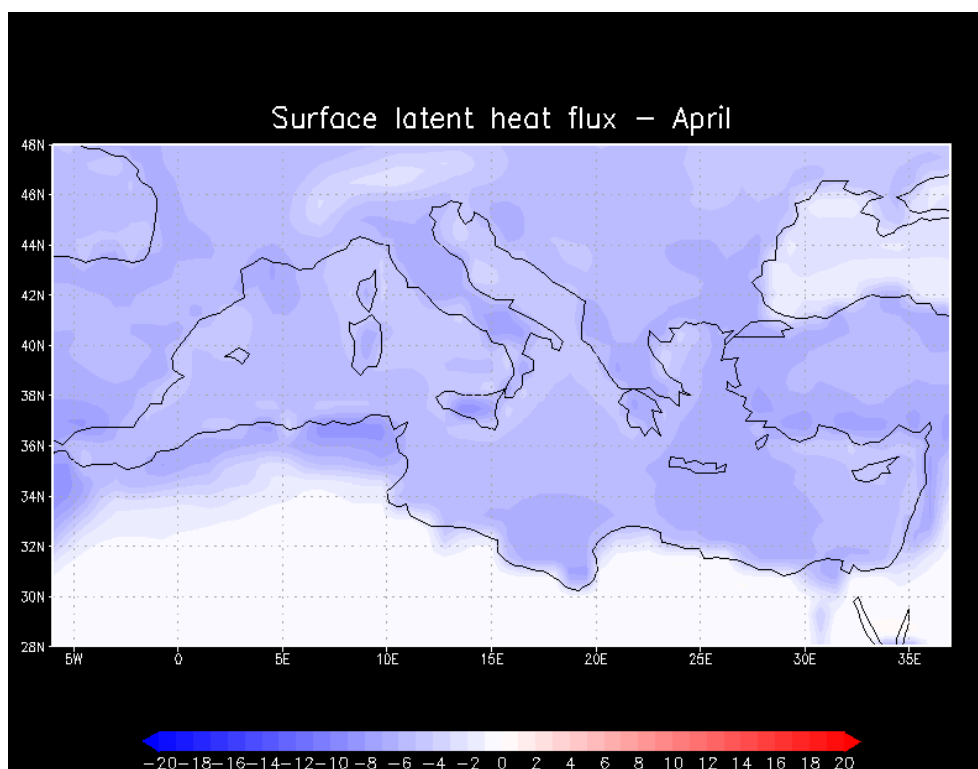
Σχήμα 4.13 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * \text{W*s/m}^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Ιανουάριο, την περίοδο 1979-2015.



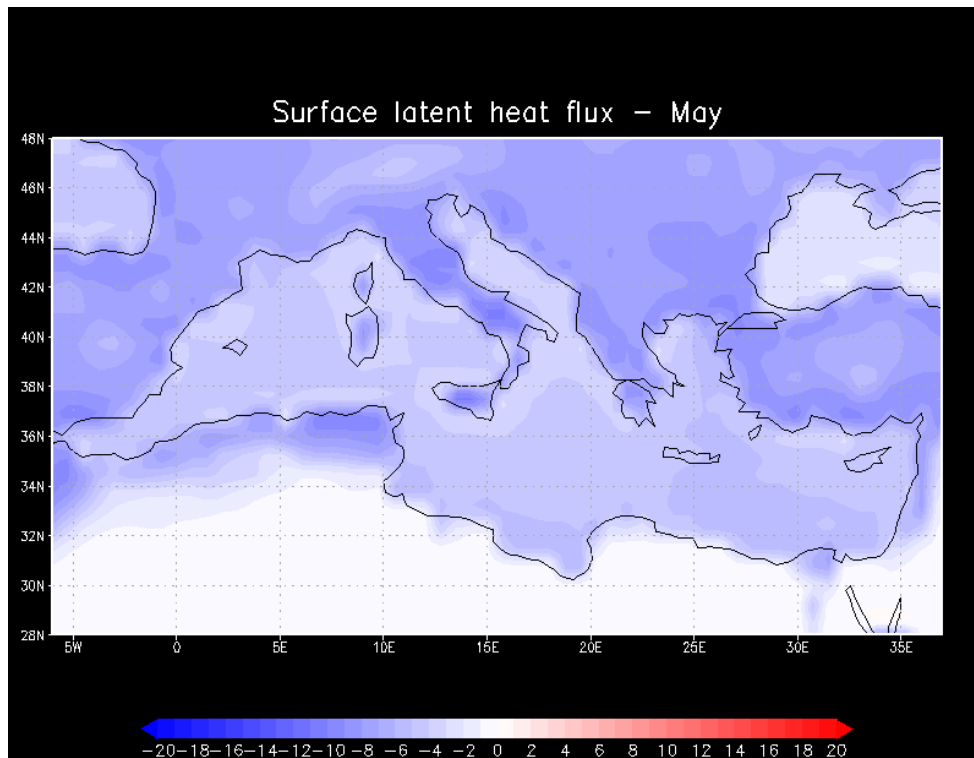
Σχήμα 4.14 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * \text{W*s/m}^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Φεβρουάριο, την περίοδο 1979-2015.



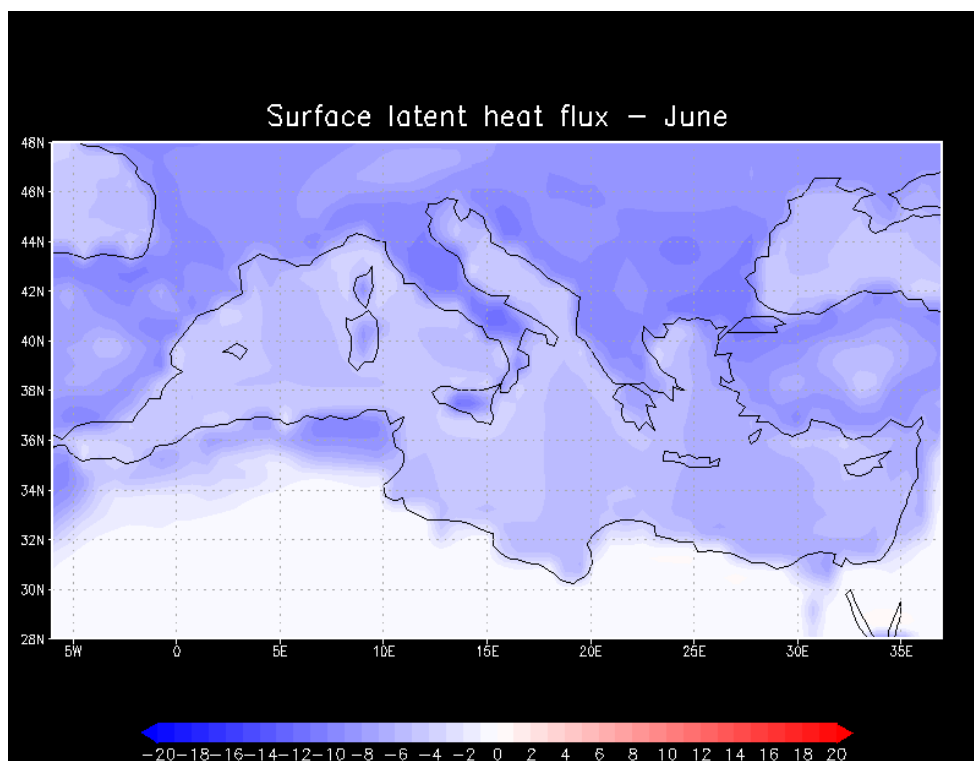
Σχήμα 4.15 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Μάρτιο, την περίοδο 1979-2015.



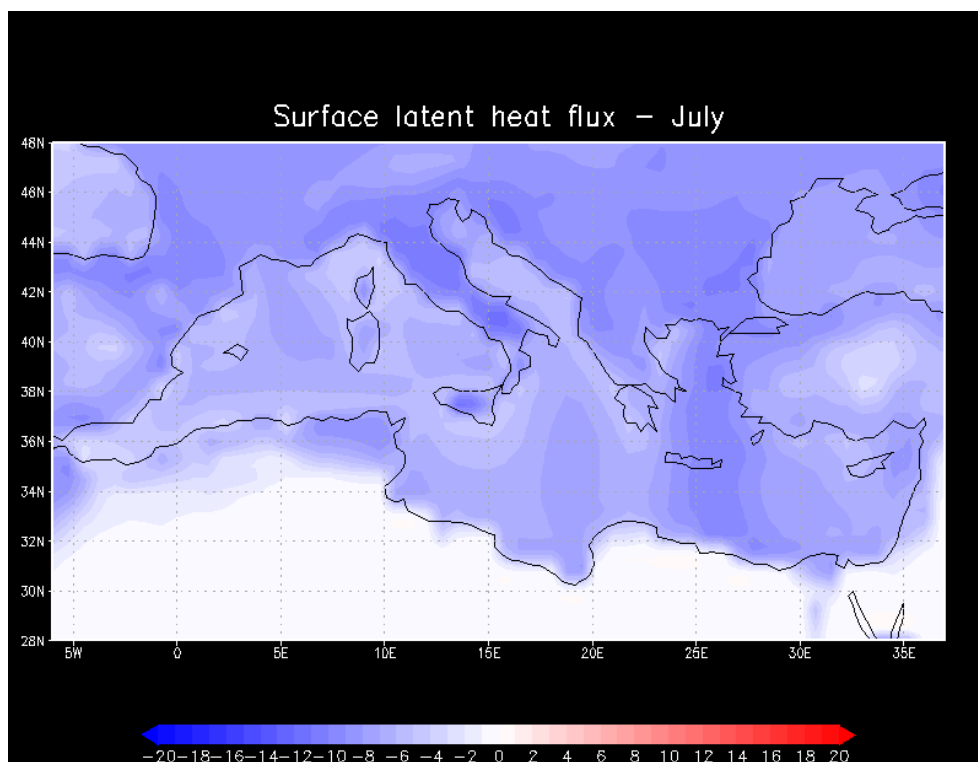
Σχήμα 4.16 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Απρίλιο, την περίοδο 1979-2015.



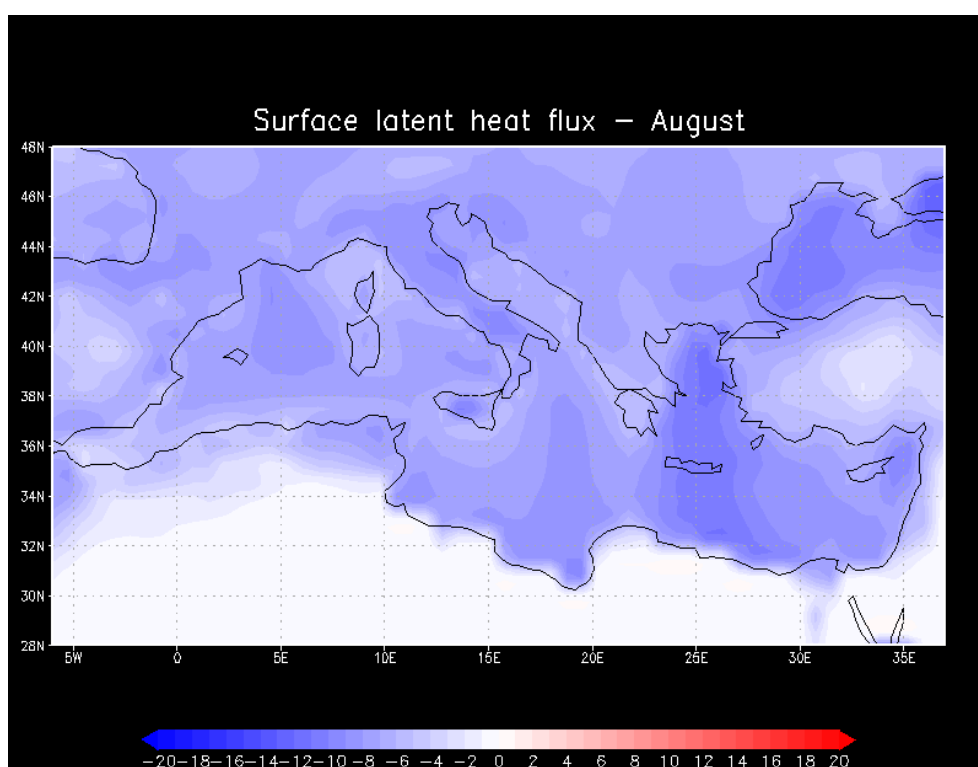
Σχήμα 4.17 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Μάιο, την περίοδο 1979-2015.



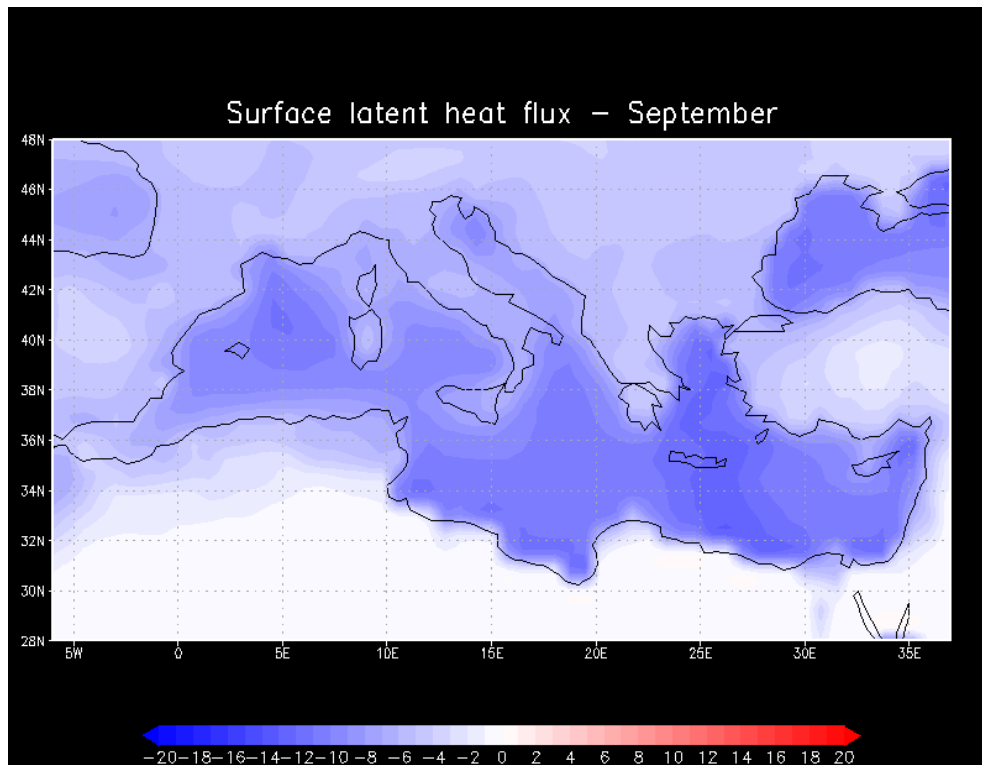
Σχήμα 4.18 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Ιούνιο, την περίοδο 1979-2015.



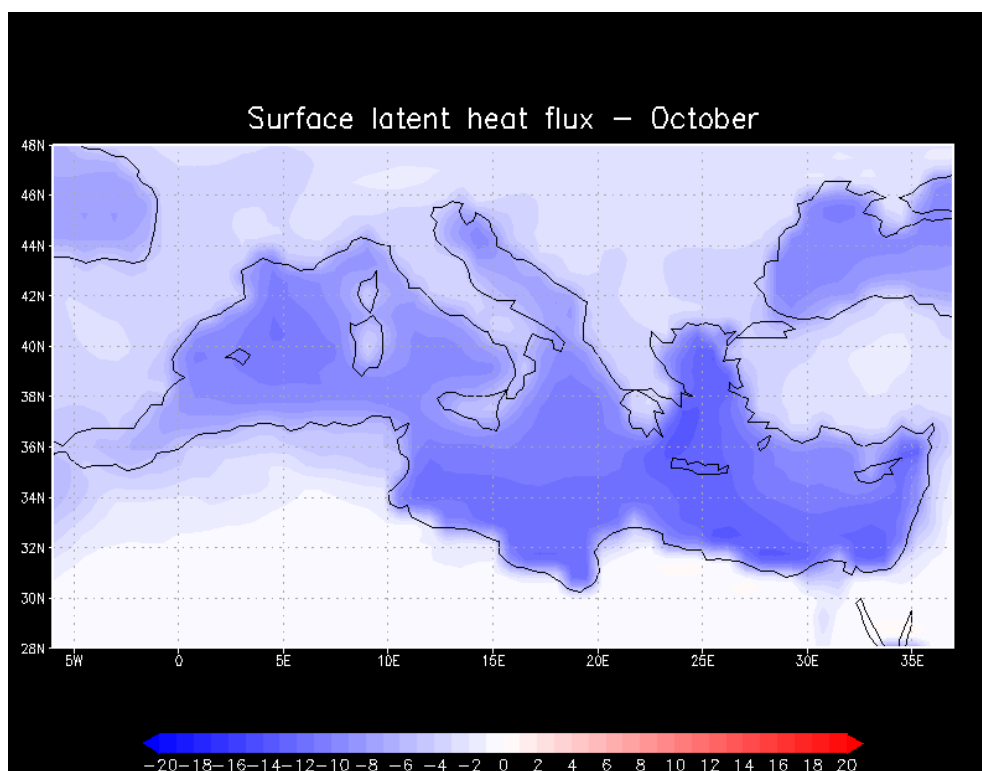
Σχήμα 4.19 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Ιούλιο, την περίοδο 1979-2015.



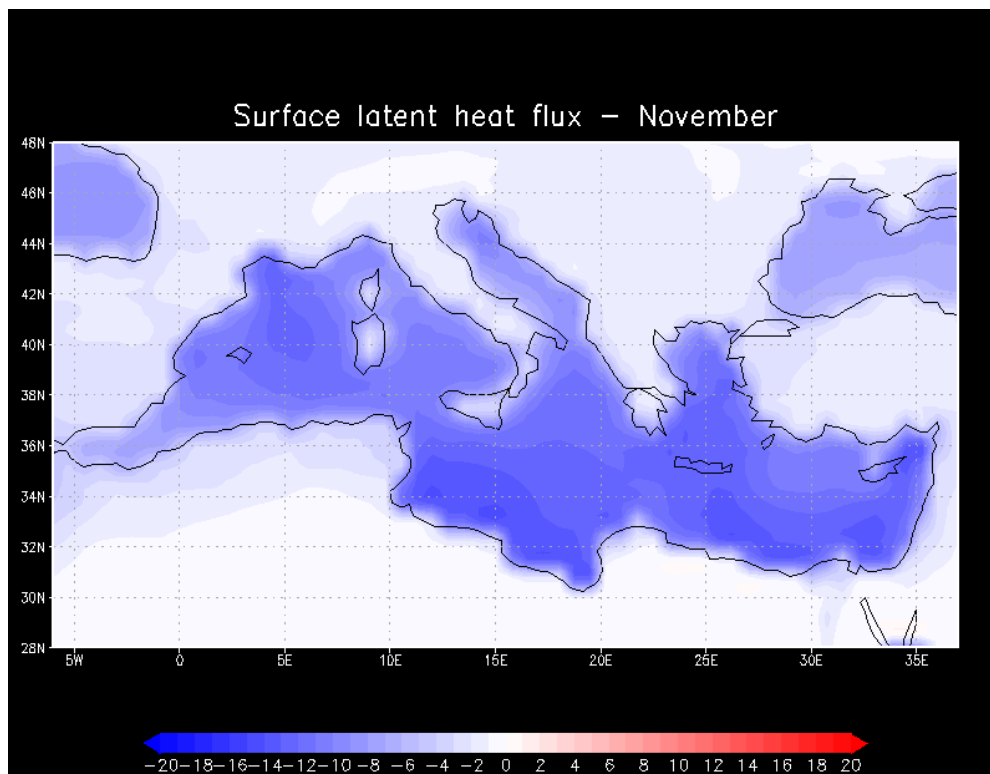
Σχήμα 4.20 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Αύγουστο, την περίοδο 1979-2015.



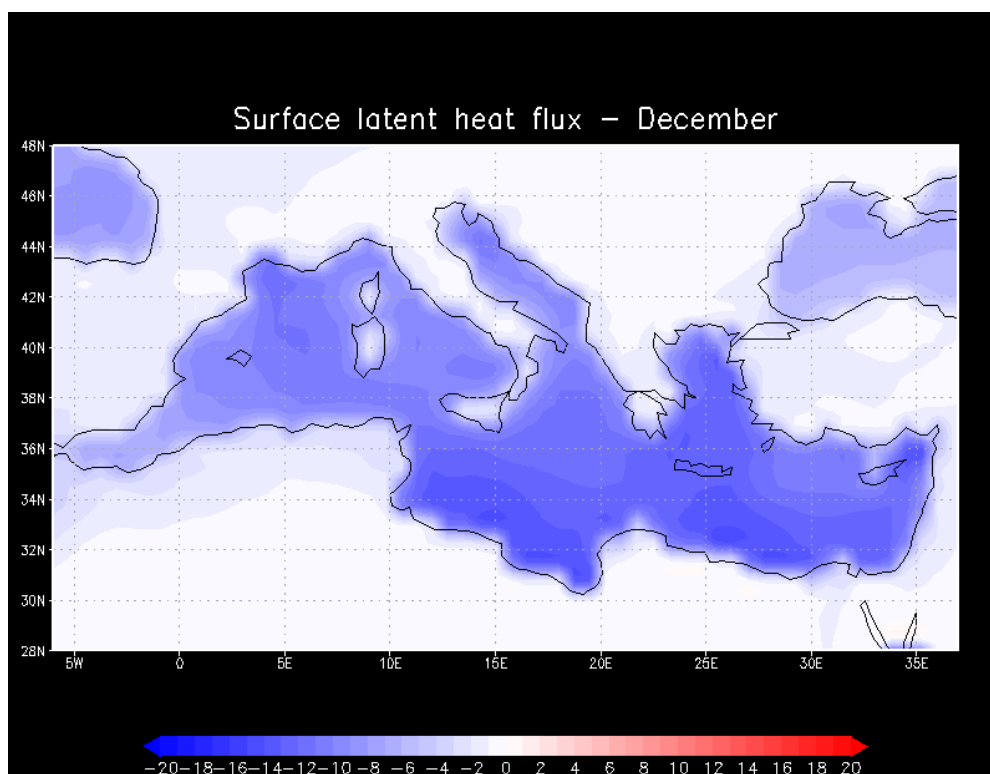
Σχήμα 4.21 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Σεπτέμβριο, την περίοδο 1979-2015.



Σχήμα 4.22 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Οκτώβριο, την περίοδο 1979-2015.



Σχήμα 4.23 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Νοέμβριο, την περίοδο 1979-2015.



Σχήμα 4.24 Μέση ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($10^6 * W*s/m^2$) το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για τον μήνα Δεκέμβριο, την περίοδο 1979-2015.

Στα σχήματα 4.13 έως 4.24 παρουσιάζονται οι μέσες ολοκληρωμένες ροές λανθάνουσας θερμότητας (10^6 *W*s/m^2) για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης για όλους τους μήνες του κάθε έτους, από το 1979 έως και το 2015 (37 έτη).

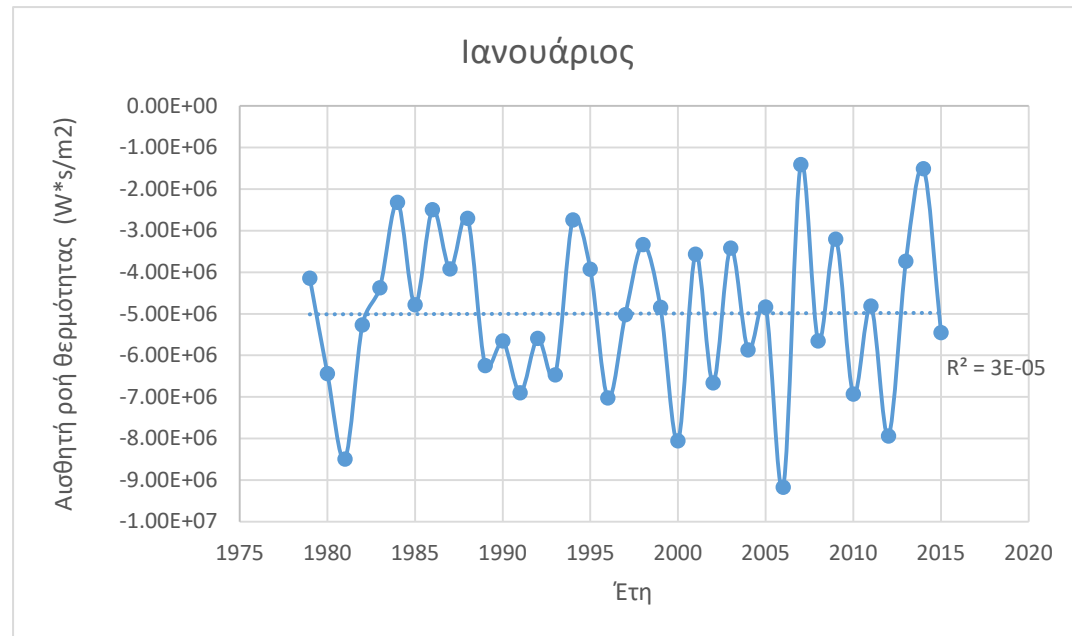
Κατά τους μήνες: Ιανουάριο, Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο (σχήματα 4.13, 4.22, 4.23 και 4.24 αντίστοιχα) παρατηρείται η εντονότερη αρνητική ροή λανθάνουσας θερμότητας στη βόρεια και κυρίως στη νότια και ανατολική Μεσόγειο, με τις μέγιστες τιμές (κατά απόλυτη τιμή) να παρατηρούνται στα παράλια της Λιβύης και της Αιγύπτου, καθώς και στην περιοχή του βορείου Αιγαίου.

Κατά τους θερινούς μήνες: Μάιο, Ιούνιο και Ιούλιο (σχήματα 4.17, 4.18 και 4.19 αντίστοιχα) παρατηρούμε την ηπιότερη ροή λανθάνουσας θερμότητας (και πάλι αρνητική), με τις μέγιστες τιμές να παρατηρούνται στα παράλια της Ιταλίας (και κυρίως στον κόλπο της Γένοβας) καθώς και στα παράλια της δυτικής Ελλάδας.

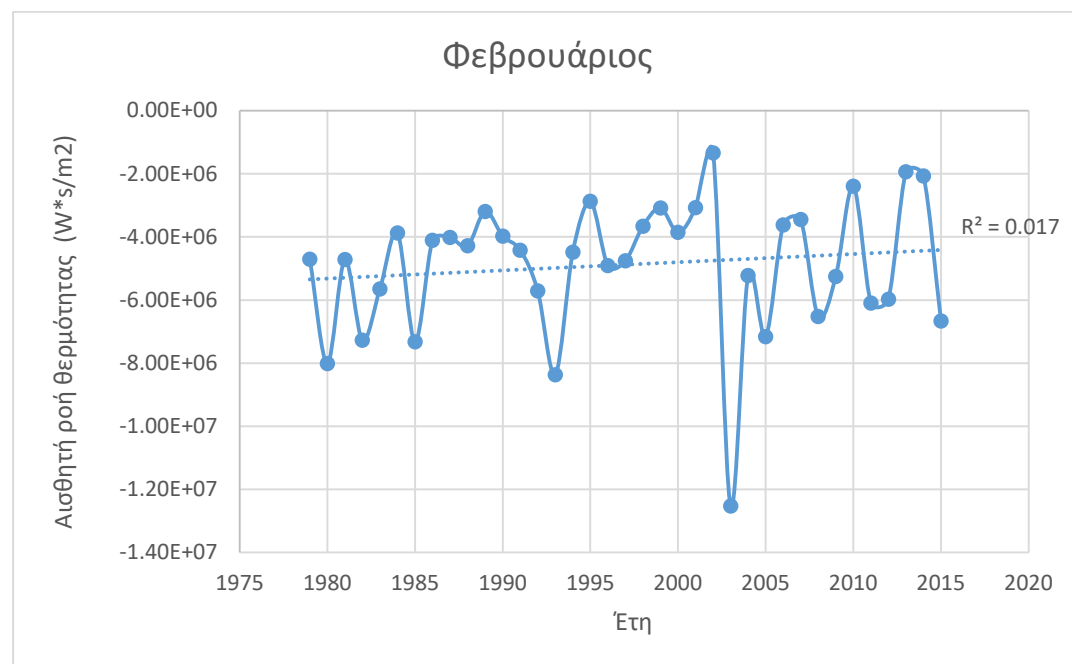
Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν ροή λανθάνουσας θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα σε όλη τη Μεσόγειο (καθώς έχουμε αρνητική ροή) με εξαίρεση τους θερινούς μήνες κατά τους οποίους παρατηρείται ισορροπία στα προαναφερθέντα σημεία.

4.3 Χρονική Μεταβολή στην Ανατολική Μεσόγειο

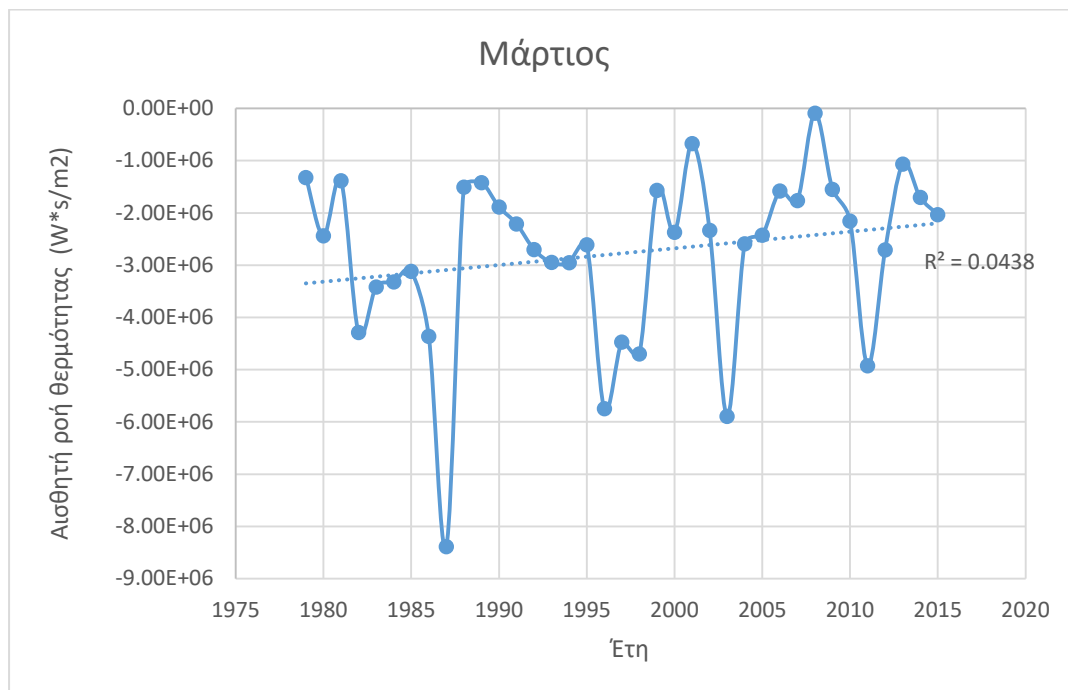
4.3.1 Αισθητή Ροή θερμότητας



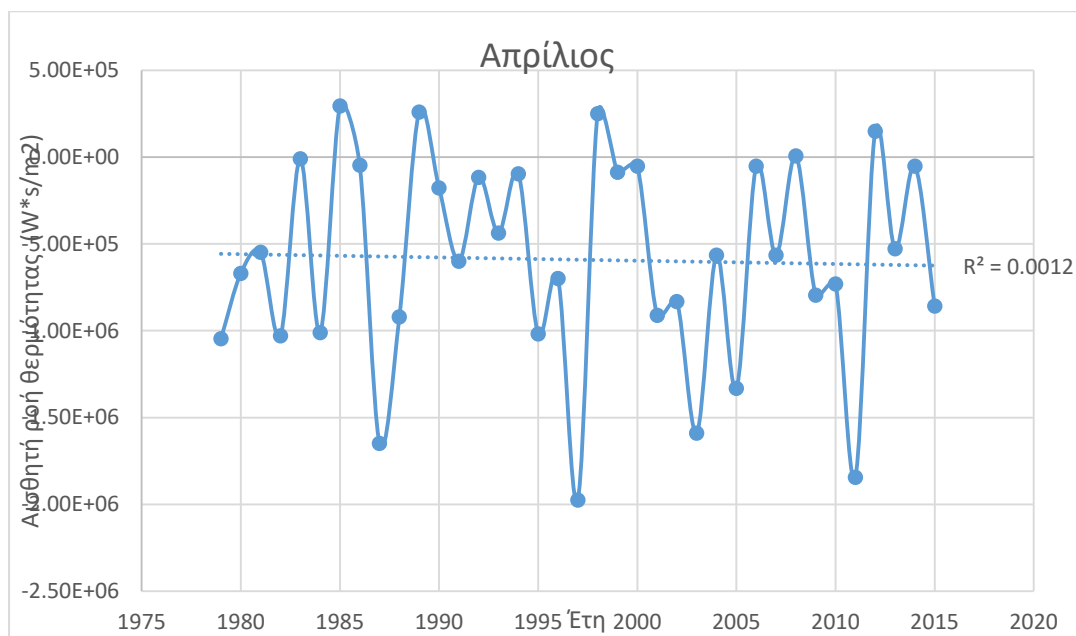
Σχήμα 4.25 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιανουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



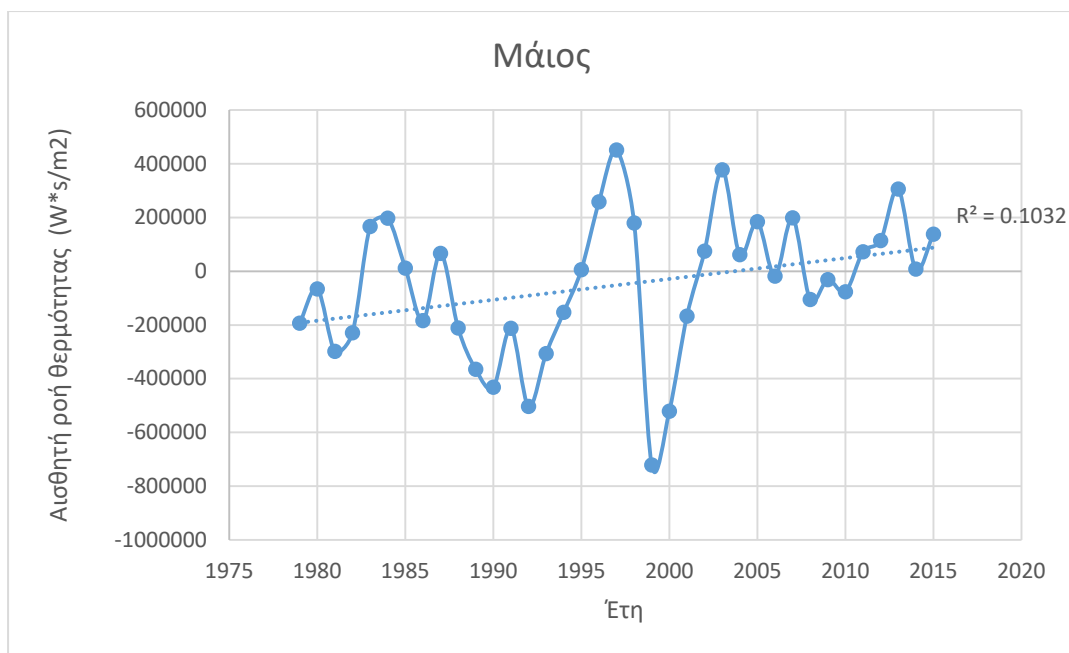
Σχήμα 4.26 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Φεβρουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



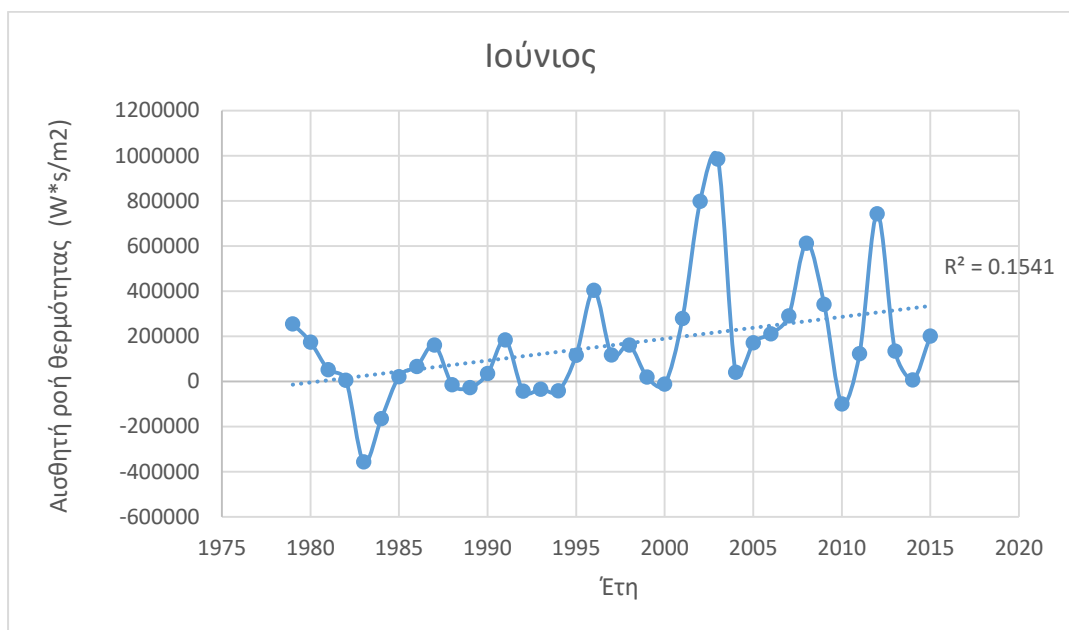
Σχήμα 4.27 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάρτιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



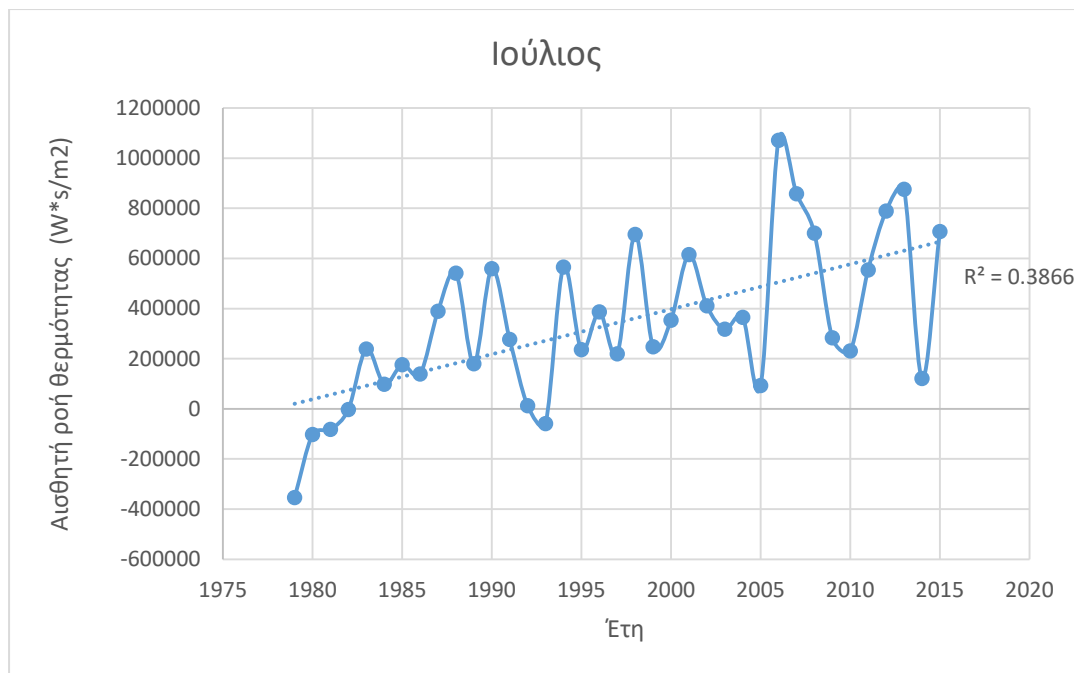
Σχήμα 4.28 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Απρίλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



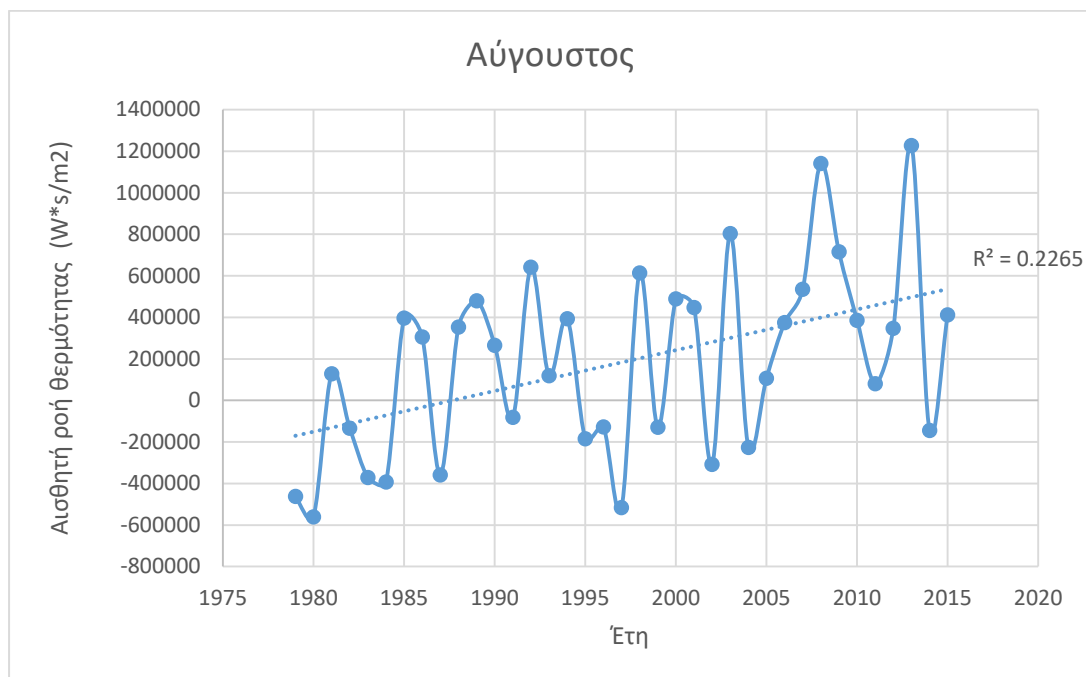
Σχήμα 4.29 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



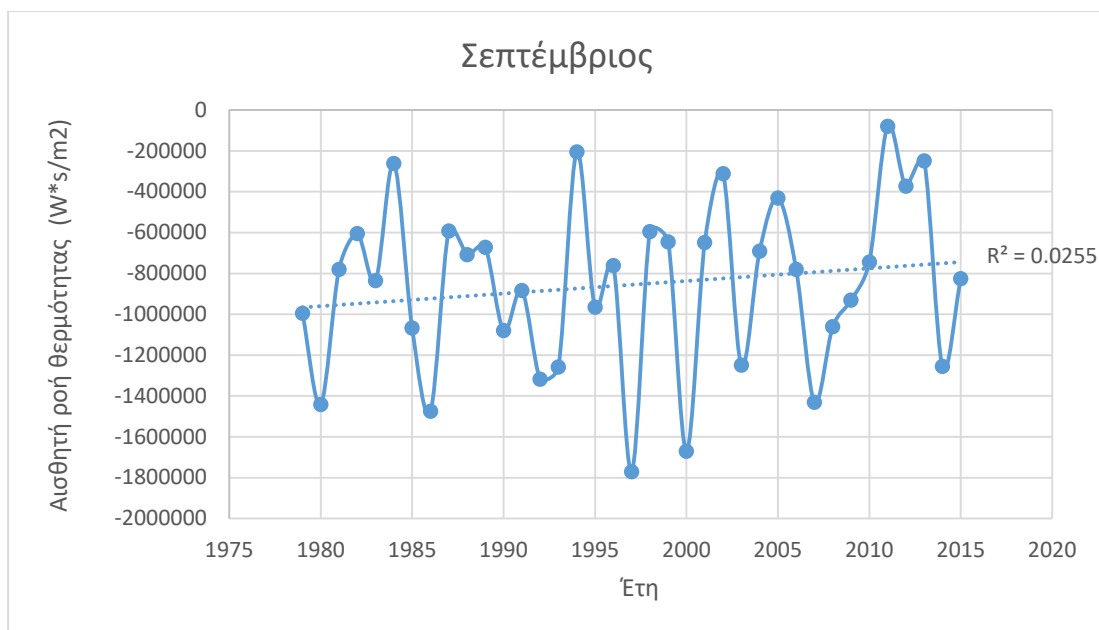
Σχήμα 4.30 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούνιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



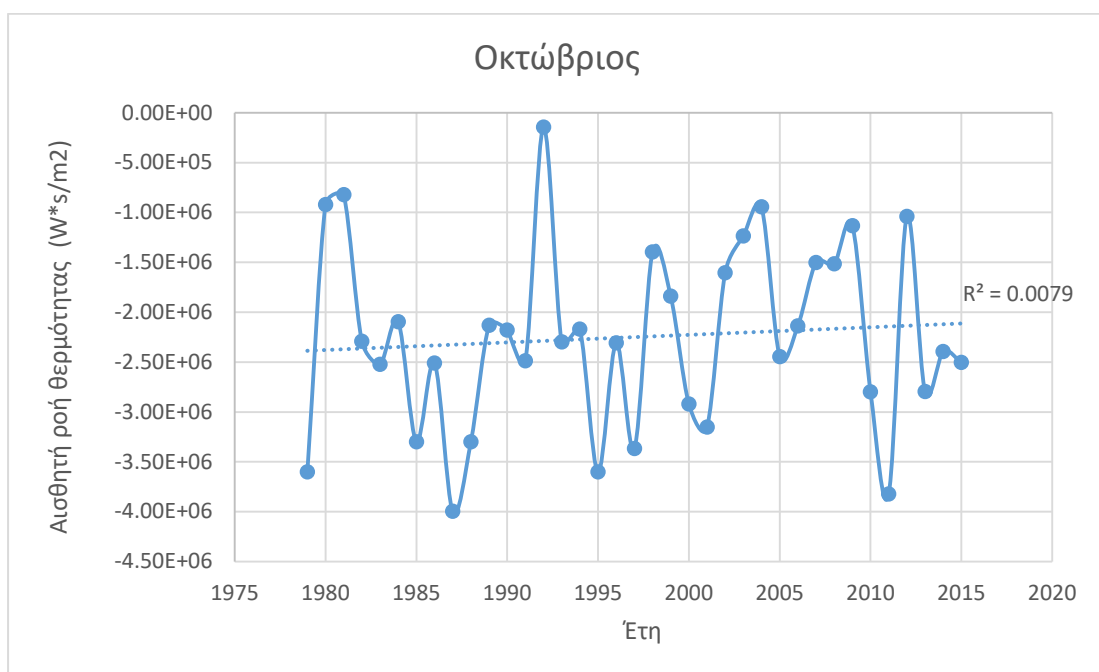
Σχήμα 4.31 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



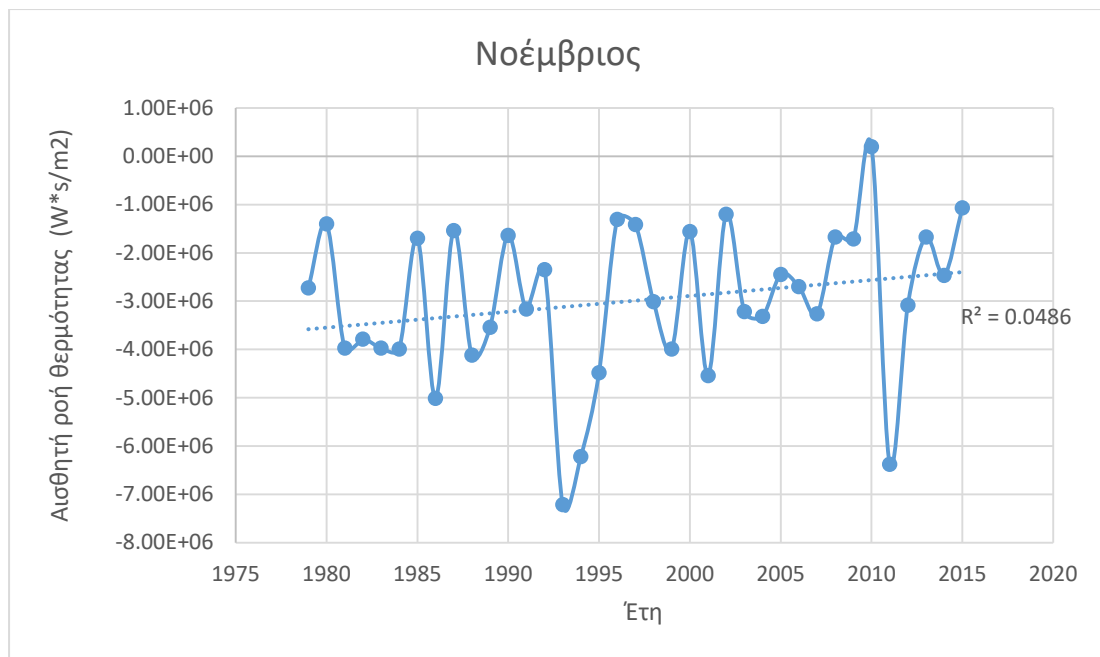
Σχήμα 4.32 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Αύγουστο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.33 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Σεπτέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.34 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Οκτώβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.35 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Νοέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.36 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Δεκέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).

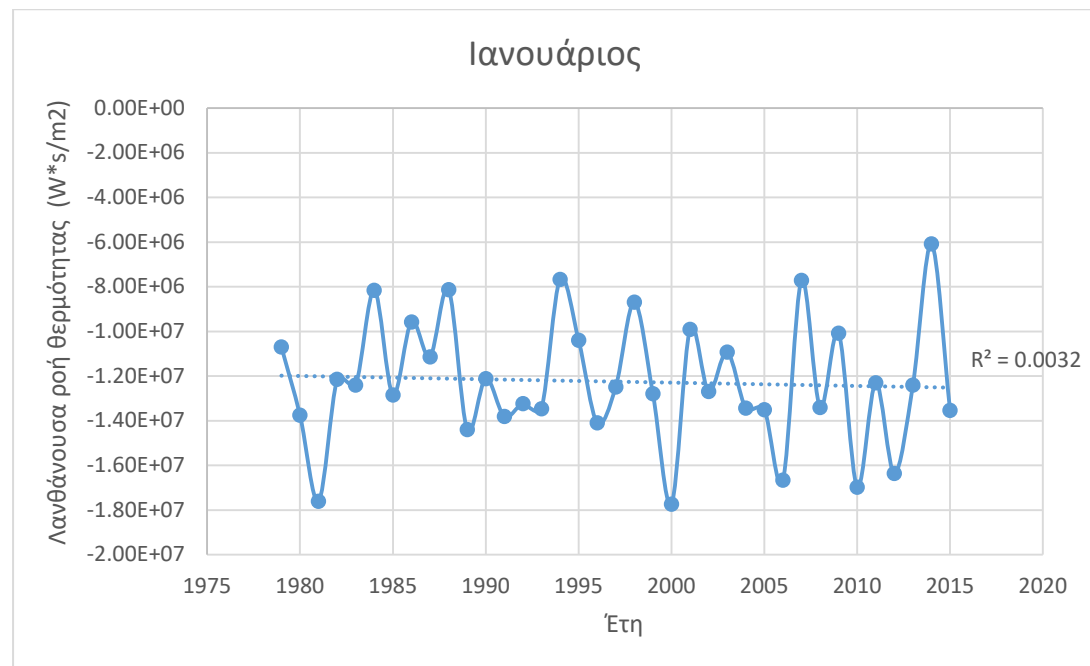
Στα σχήματα 4.25 έως 4.36 παρουσιάζονται οι ολοκληρωμένες ροές αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για κάθε έναν από τους 12 μήνες του έτους, για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης, από το 1979 έως και το 2015 (37 έτη).

Στα παραπάνω σχήματα χρονικής μεταβολής έχει υπολογιστεί η παράμετρος R^2 , που εκφράζει το ποσοστό της διακύμανσης των δεδομένων, το οποίο εξηγείται από τη γραμμή τάσης (ευθεία παλινδρόμησης) που έχει χαραχτεί στο κάθε σχήμα.

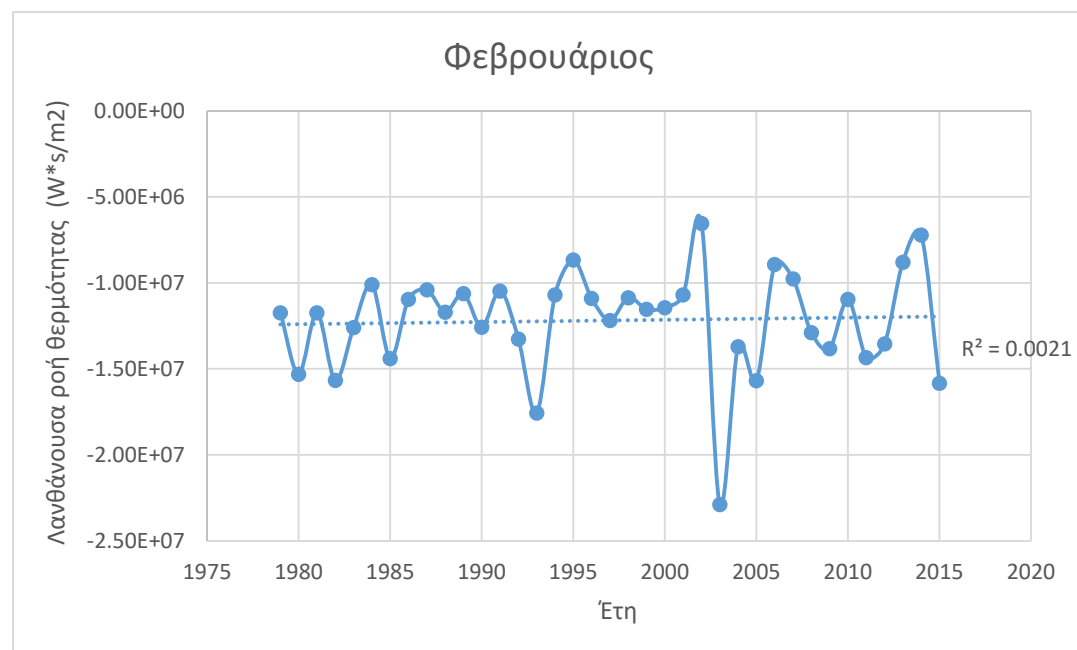
Κατά τους θερινούς μήνες (Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο –σχήματα 4.30, 4.31 και 4.32 αντίστοιχα) παρατηρούμε μία σημαντική αυξητική τάση. Συγκεκριμένα, για τη χρονική μεταβολή της ολοκληρωμένης ροής αισθητής θερμότητας για τον Ιούλιο (σχήμα 4.31), έχουμε τιμή $R^2 = 0.3866$ και η κλίση της ευθείας είναι θετική (αυξάνει δηλαδή με τον χρόνο). Αυτό σημαίνει ότι το 38.66% της διακύμανσης της αισθητής ροής θερμότητας αυξάνεται με την πάροδο του χρόνου. Ένα ιδιαίτερα υψηλό ποσοστό.

Πρέπει να σημειωθεί ότι η παράμετρος R^2 δε σχετίζεται με τη στατιστική σημαντικότητα της γραμμής τάσης.

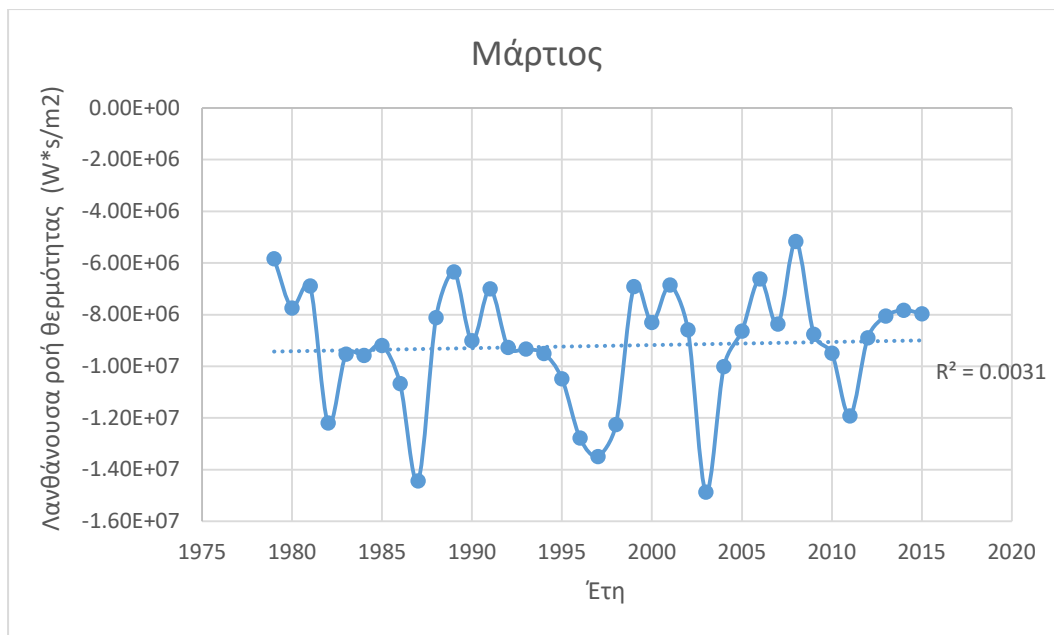
4.3.2 Λανθάνουσα Ροή Θερμότητας



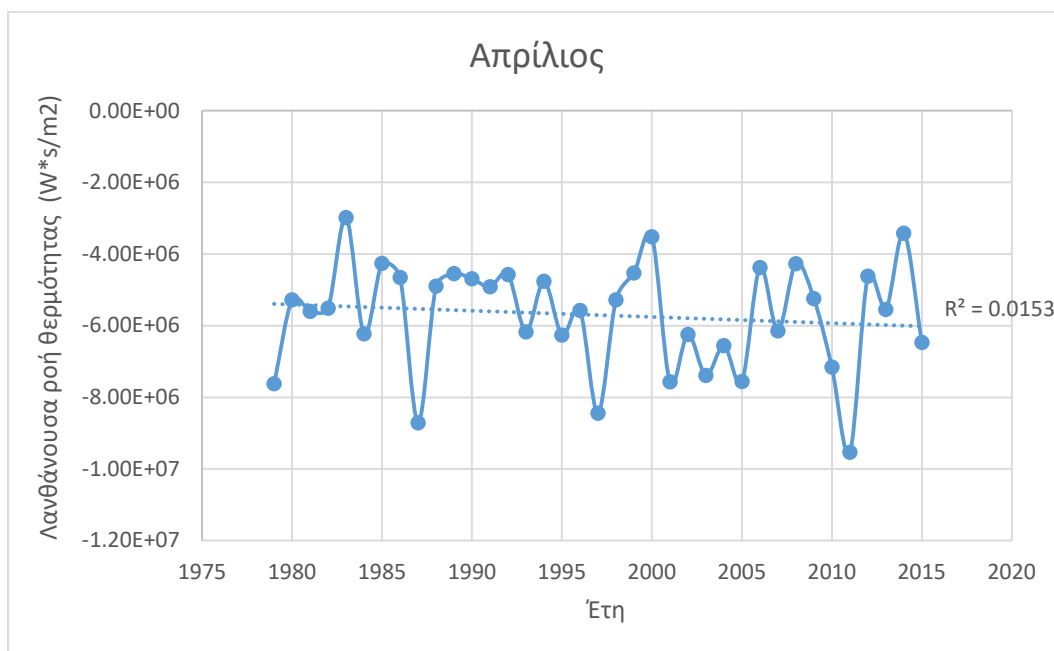
Σχήμα 4.37 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας (W*s/m²) ανά έτος για τον μήνα Ιανουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



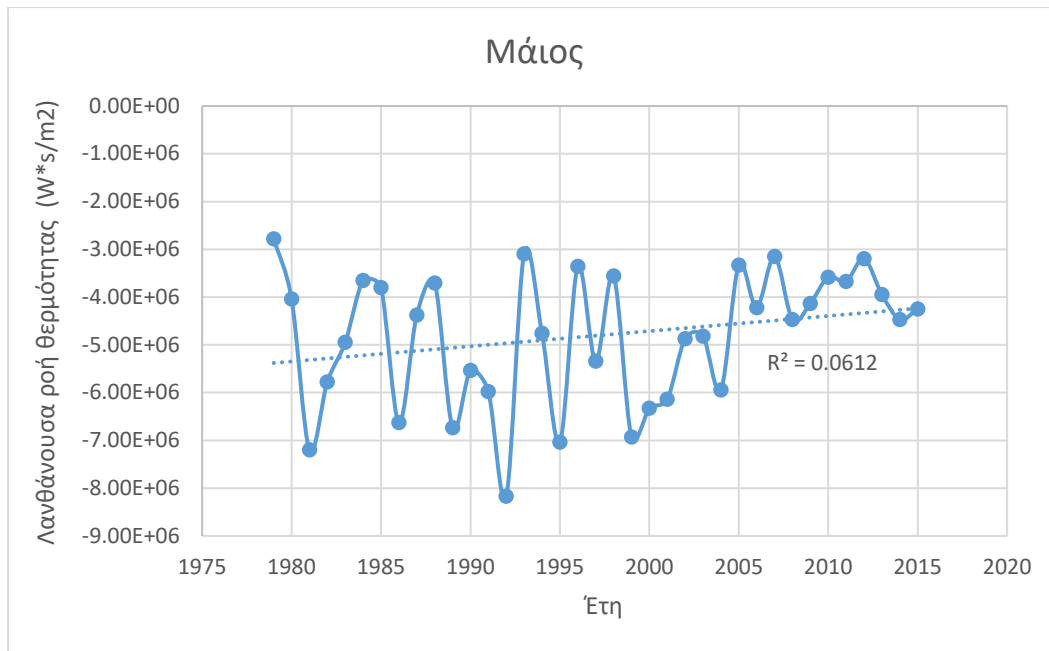
Σχήμα 4.38 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας (W*s/m²) ανά έτος για τον μήνα Φεβρουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



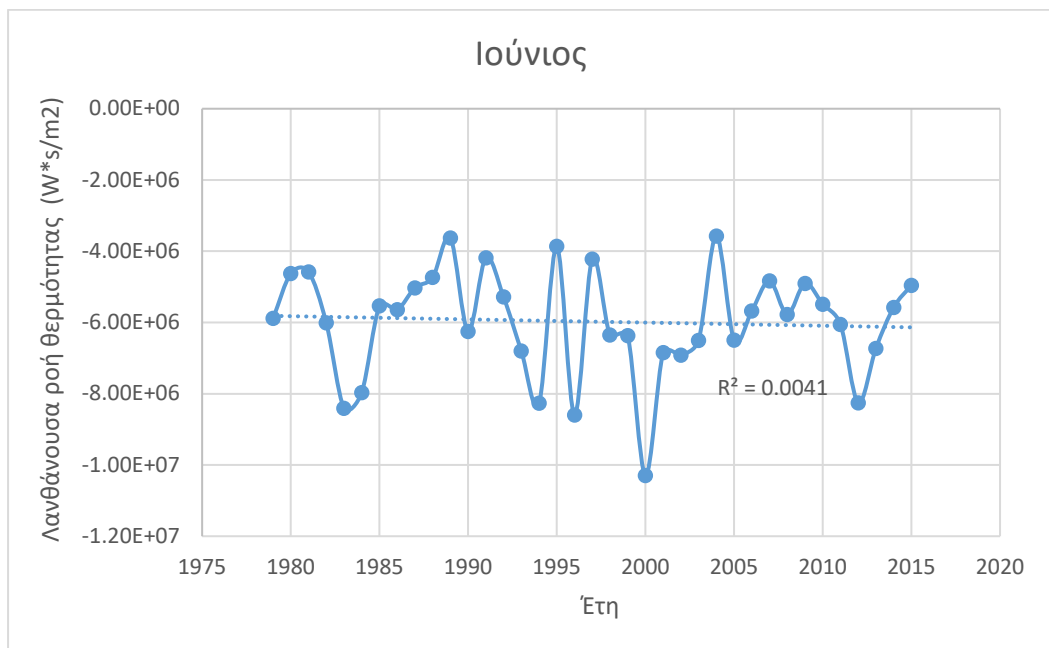
Σχήμα 4.39 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάρτιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



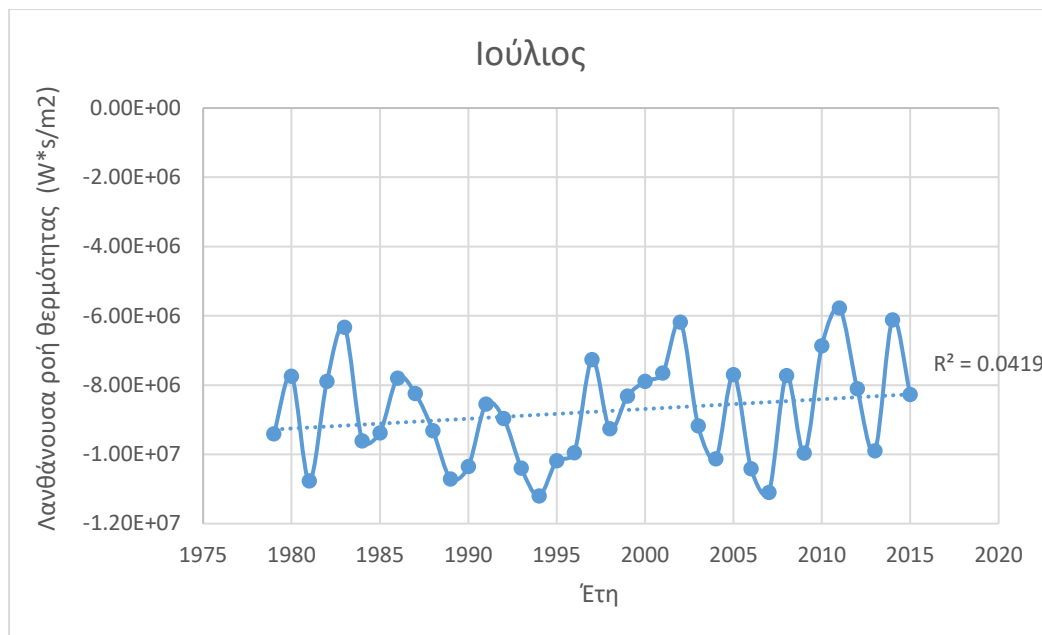
Σχήμα 4.40 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Απρίλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



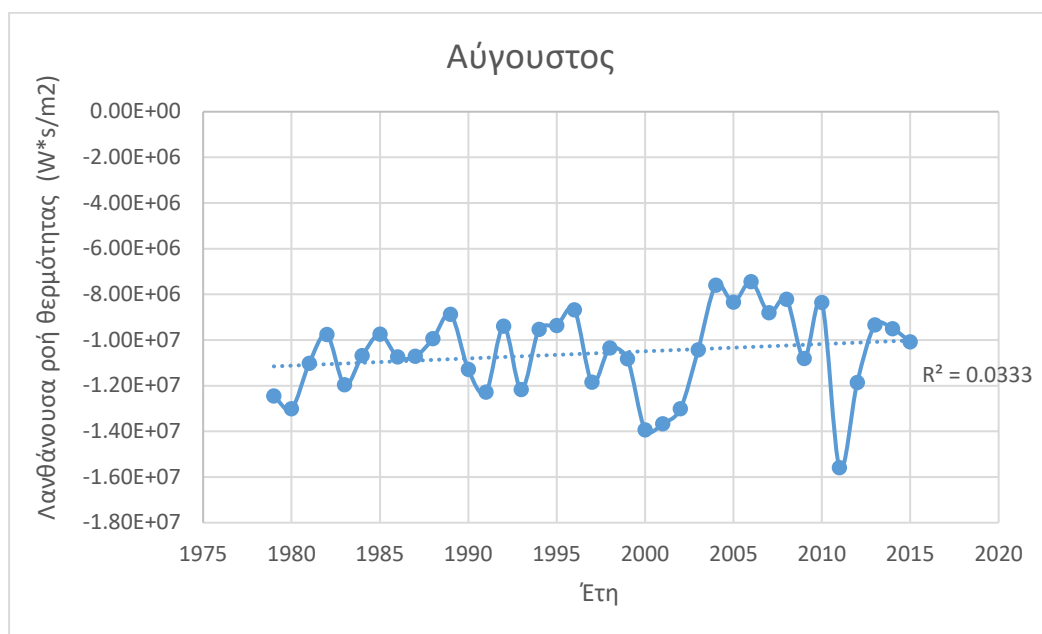
Σχήμα 4.41 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



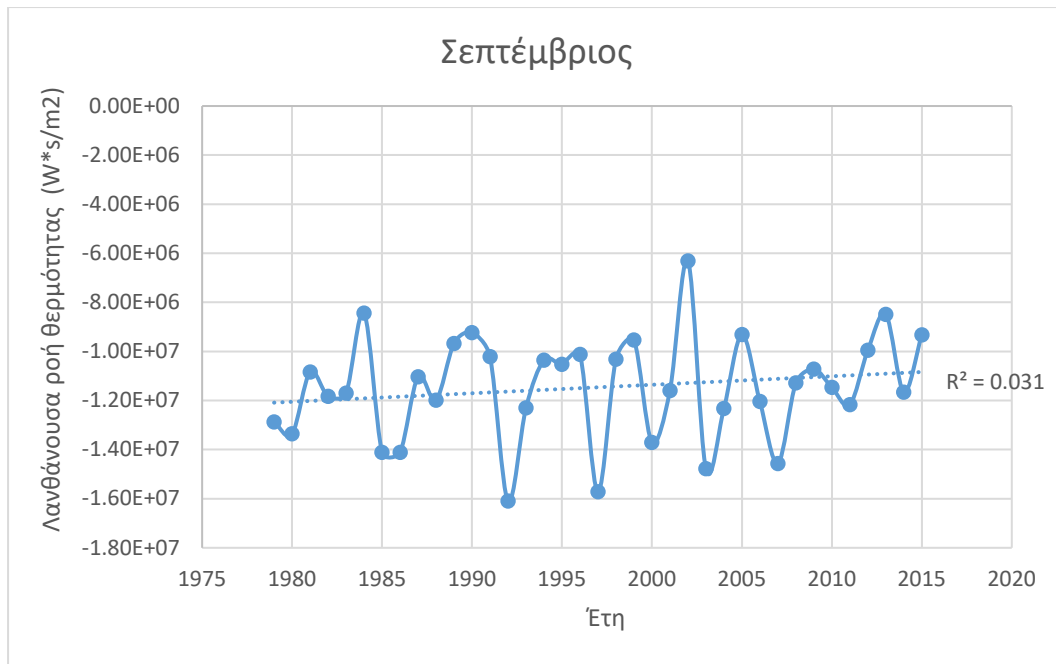
Σχήμα 4.42 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούνιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.43 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



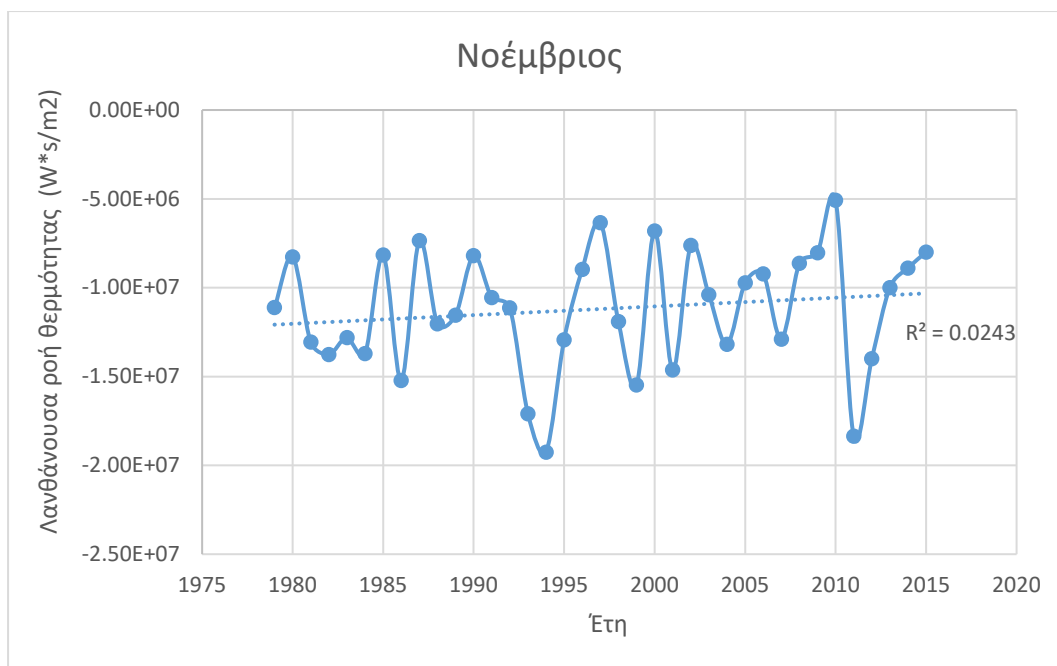
Σχήμα 4.44 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Αύγουστο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.45 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Σεπτέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.46 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Οκτώβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.47 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Νοέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).



Σχήμα 4.48 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Δεκέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στο Αιγαίο (lon 25° East, lat 39° North).

Στα σχήματα 4.37 έως 4.48 παρουσιάζονται οι ολοκληρωμένες ροές λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για κάθε έναν από τους 12 μήνες του έτους, για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης, από το 1979 έως και το 2015 (37 έτη).

Στα παραπάνω σχήματα χρονικής μεταβολής έχει υπολογιστεί η παράμετρος R^2 , που εκφράζει το ποσοστό της διακύμανσης των δεδομένων, το οποίο εξηγείται από τη γραμμή τάσης (ευθεία παλινδρόμησης) που έχει χαραχτεί στο κάθε σχήμα.

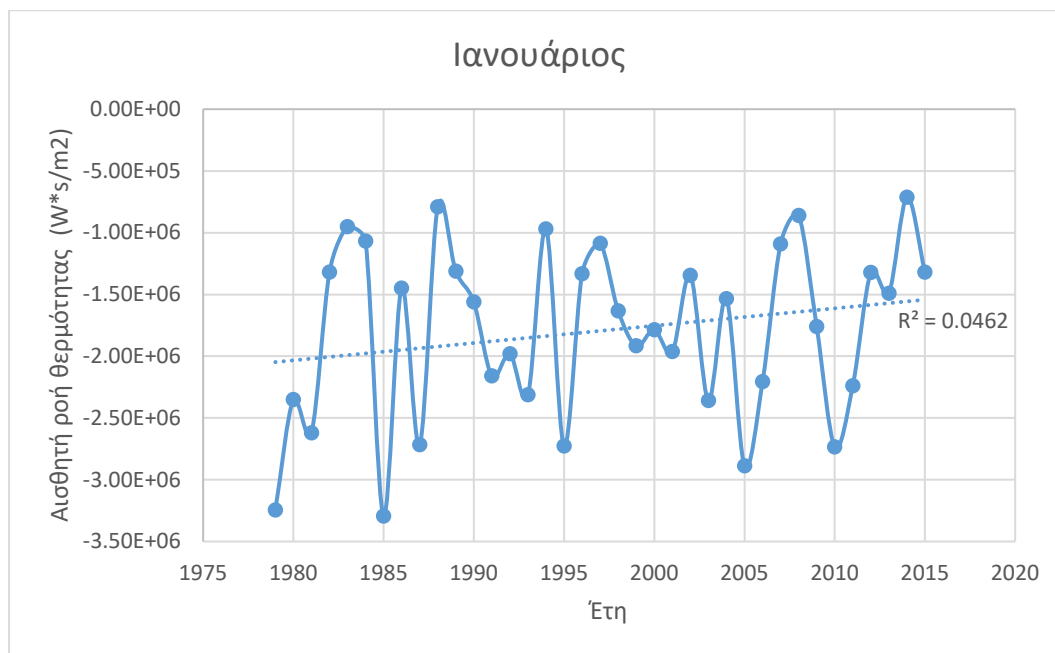
Κατά τους θερινούς μήνες (Ιούλιο και Αύγουστο –σχήματα 4.43 και 4.44) παρατηρούμε μία αυξητική τάση. Συγκεκριμένα, για τη χρονική μεταβολή της ολοκληρωμένης ροής λανθάνουσας θερμότητας για τον Ιούλιο, έχουμε τιμή $R^2 = 0.0419$ και η κλίση της ευθείας είναι θετική (αυξάνει δηλαδή με τον χρόνο). Αυτό σημαίνει ότι το 4.19% της διακύμανσης της λανθάνουσας ροής θερμότητας αυξάνεται με την πάροδο του χρόνου.

Από την άλλη, τον μήνα Δεκέμβριο (σχήμα 4.48) παρατηρούμε την μεγαλύτερη πτωτική τάση, με τιμή της παραμέτρου $R^2 = 0.0199$ και σαφώς αρνητική κλίση της ευθείας (δηλαδή μείωση με την πάροδο του χρόνου). Αυτό μεταφράζεται ως το 1.99% της διακύμανσης της ροής λανθάνουσας θερμότητας μειώνεται με την πάροδο του χρόνου (πάντα αναφερόμενοι στον μήνα Δεκέμβριο).

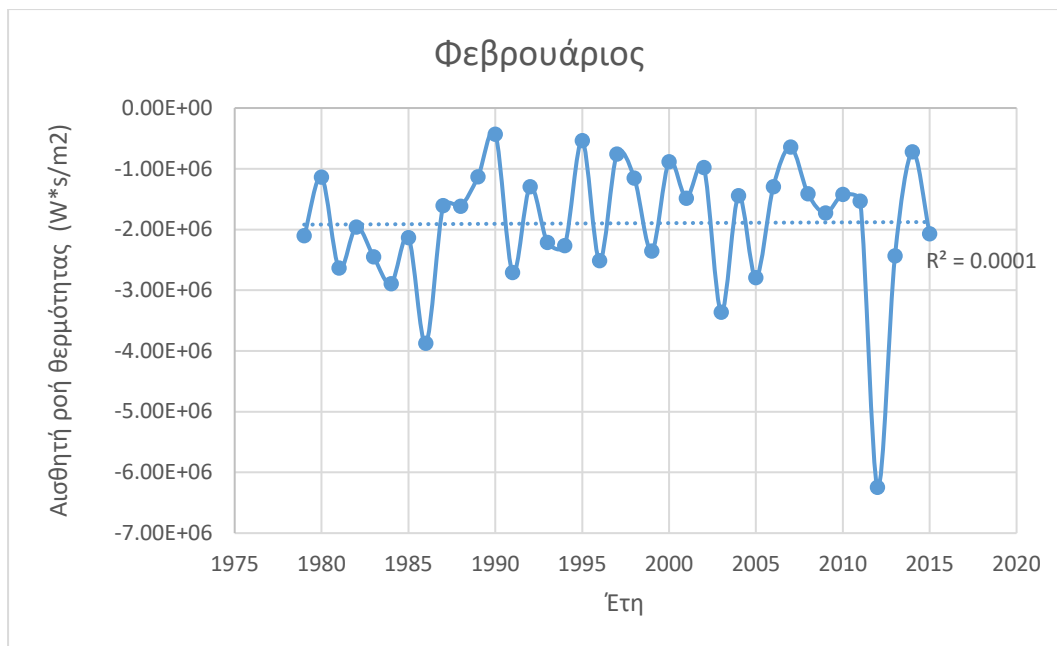
Πρέπει να σημειωθεί, και πάλι, ότι η παράμετρος R^2 δε σχετίζεται με τη στατιστική σημαντικότητα της γραμμής τάσης.

4.4 Χρονική Μεταβολή στη Δυτική Μεσόγειο

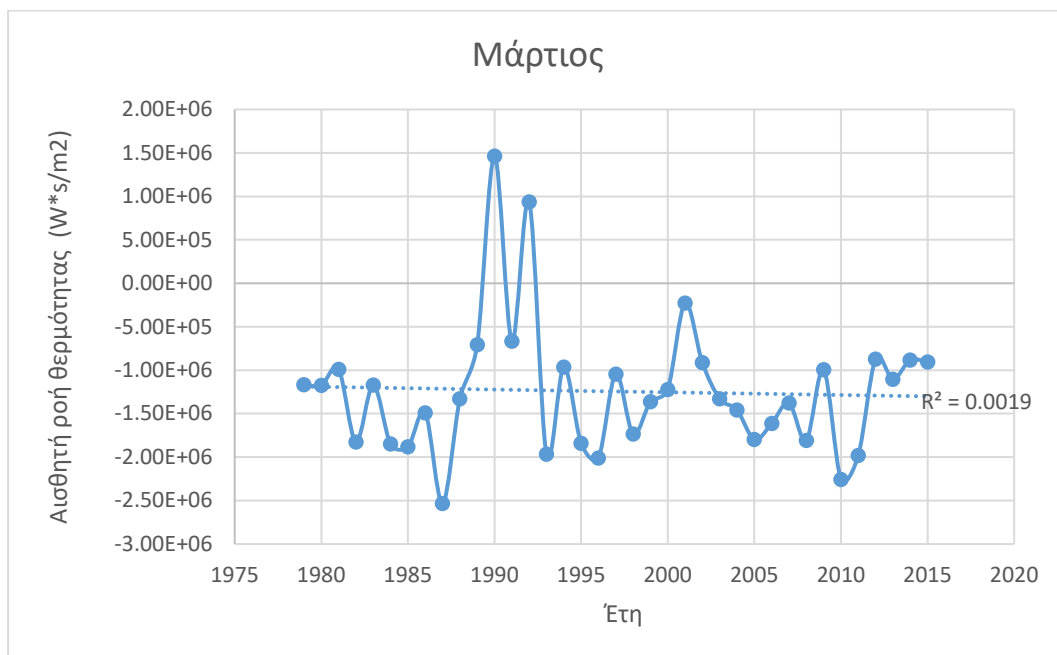
4.4.1 Αισθητή Ροή θερμότητας



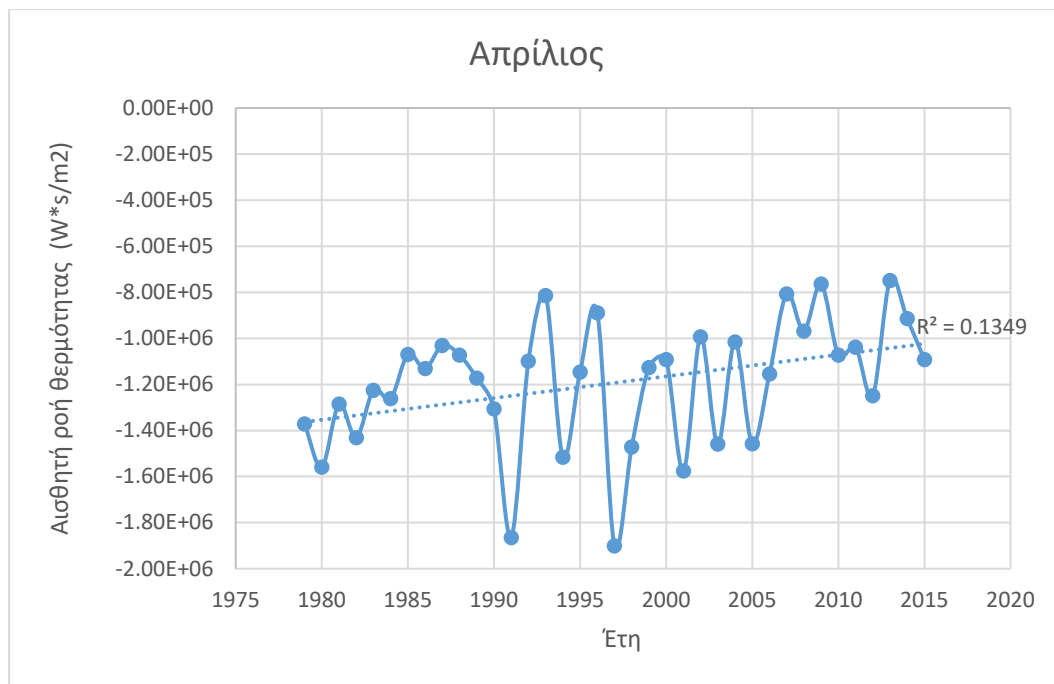
Σχήμα 4.49 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W \cdot s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιανουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



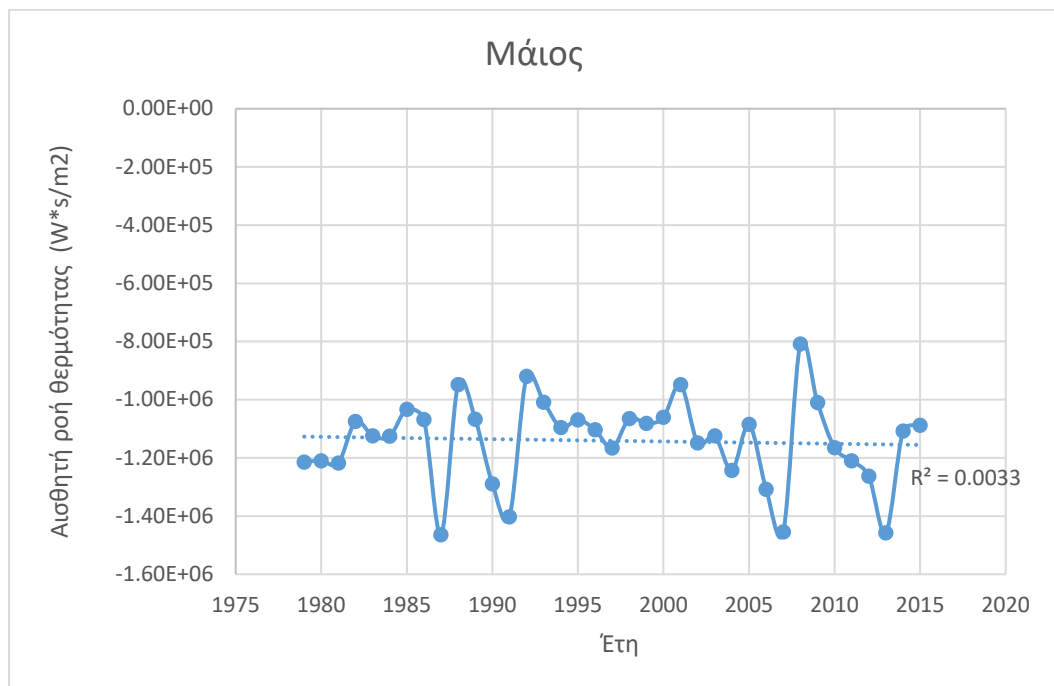
Σχήμα 4.50 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Φεβρουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



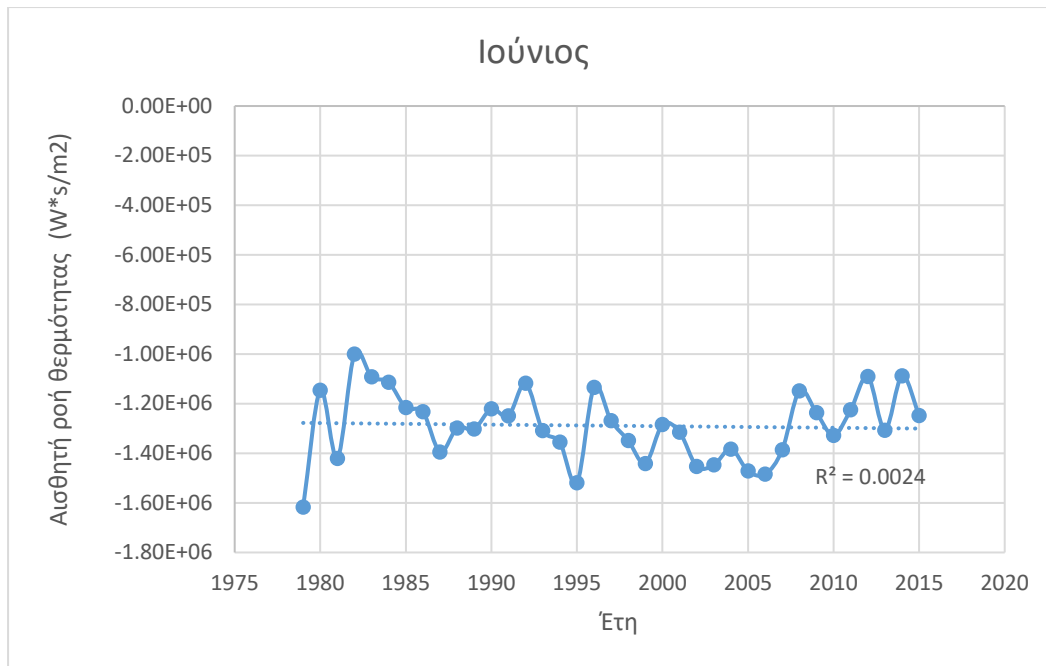
Σχήμα 4.51 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάρτιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



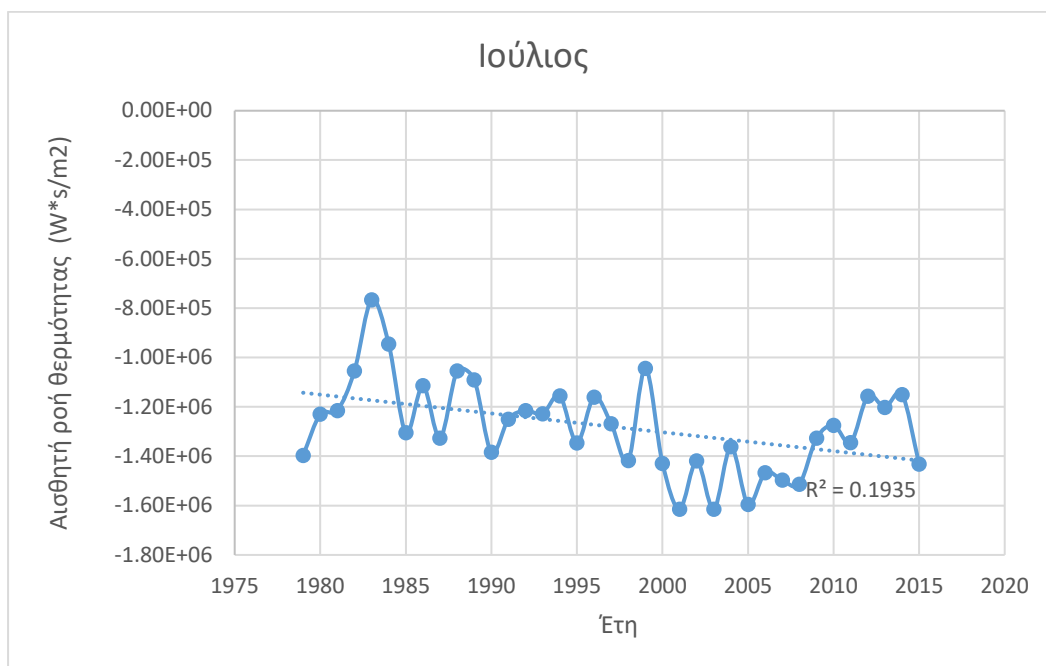
Σχήμα 4.52 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Απρίλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



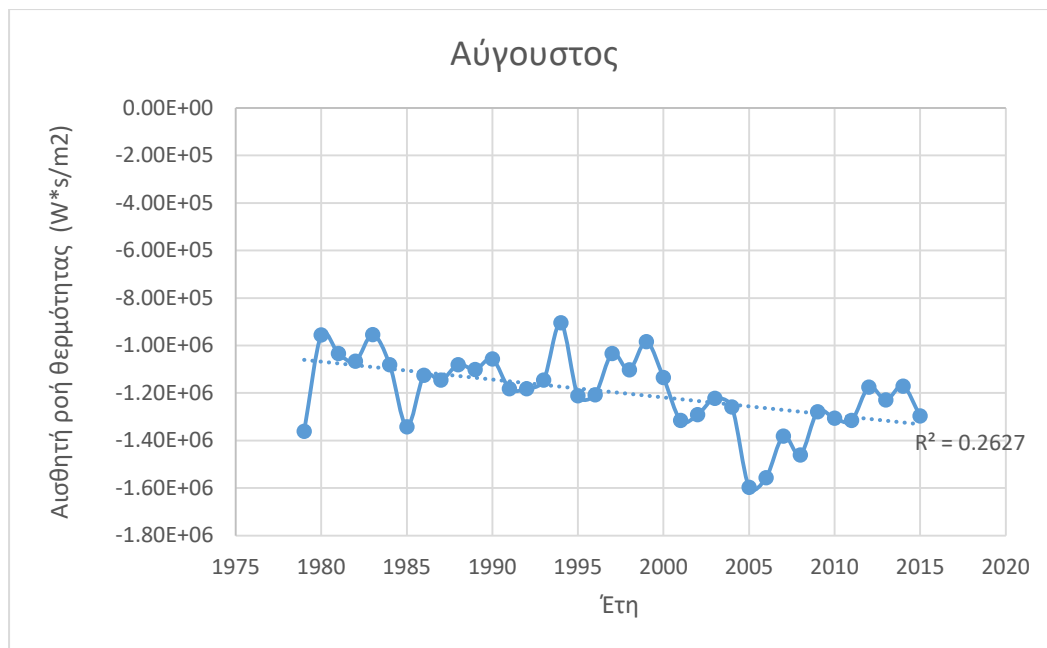
Σχήμα 4.53 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



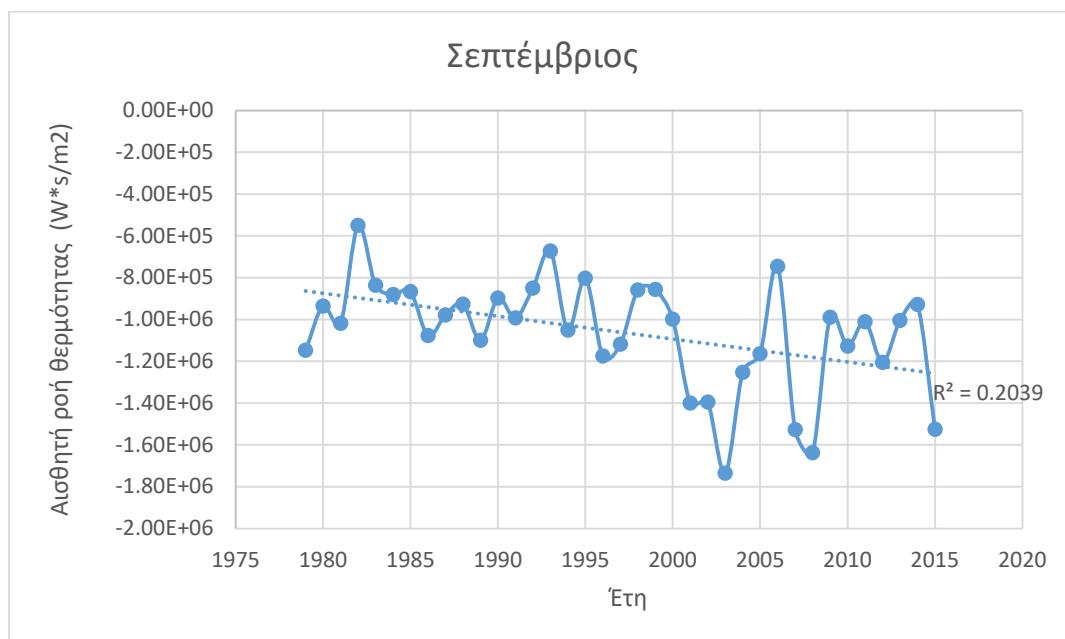
Σχήμα 4.54 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούνιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



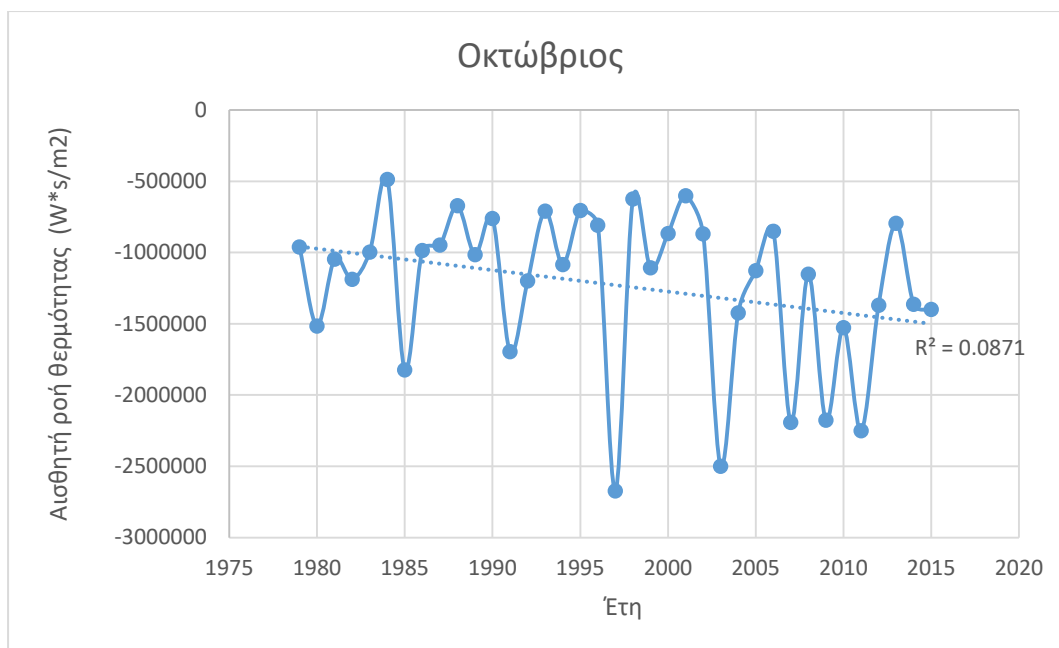
Σχήμα 4.55 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



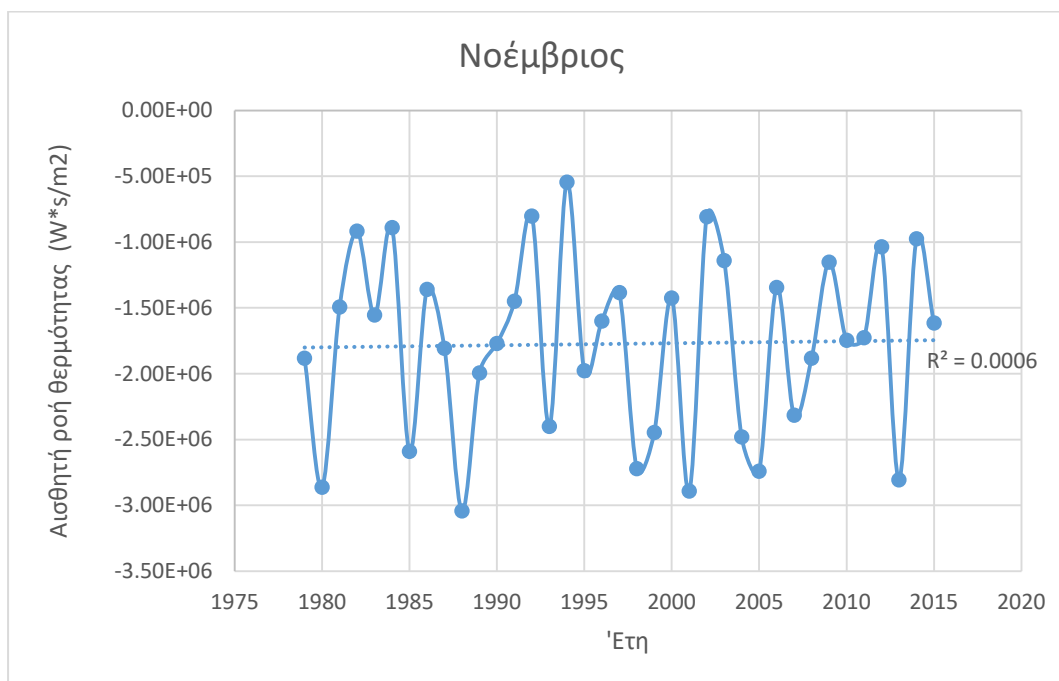
Σχήμα 4.56 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Αύγουστο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



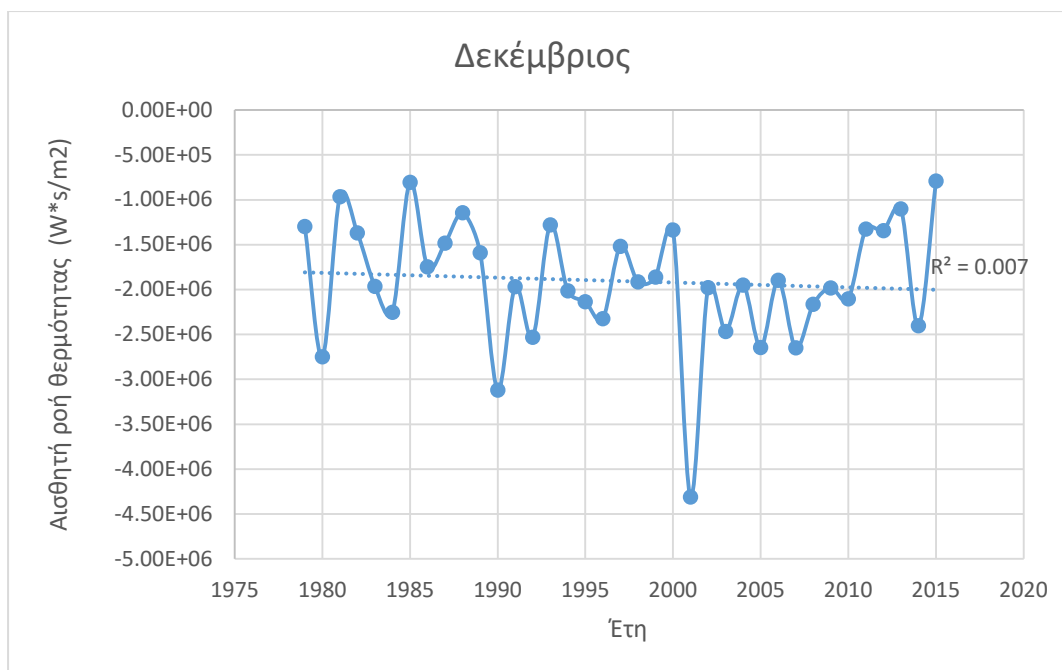
Σχήμα 4.57 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Σεπτέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



Σχήμα 4.58 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Οκτώβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



Σχήμα 4.59 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Νοέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



Σχήμα 4.60 Ολοκληρωμένη ροή αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Δεκέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).

Στα σχήματα 4.49 έως 4.60 παρουσιάζονται οι ολοκληρωμένες ροές αισθητής θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για κάθε έναν από τους 12 μήνες του έτους, για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης, από το 1979 έως και το 2015 (37 έτη).

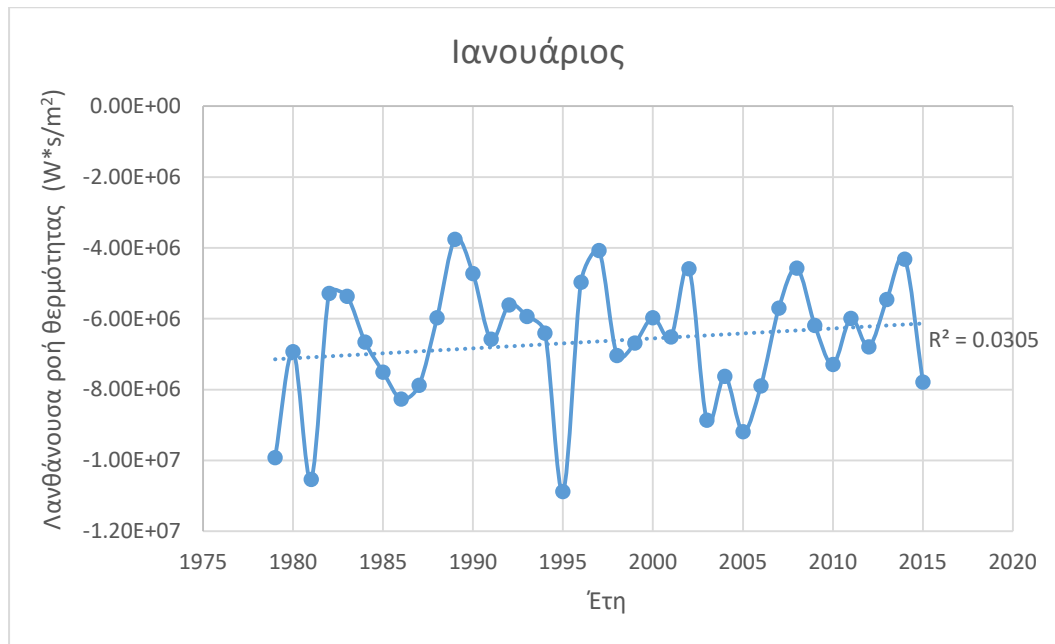
Στα παραπάνω σχήματα χρονικής μεταβολής έχει υπολογιστεί η παράμετρος R^2 που, όπως έχουμε ήδη αναφέρει, εκφράζει το ποσοστό της διακύμανσης των δεδομένων, το οποίο εξηγείται από τη γραμμή τάσης (ευθεία παλινδρόμησης) που έχει χαραχτεί στο κάθε σχήμα.

Κατά τους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο, Σεπτέμβριο και Οκτώβριο (σχήματα 4.55, 4.56, 4.57 και 4.58 αντίστοιχα) παρατηρούμε μία σημαντική πτωτική τάση. Συγκεκριμένα, για τη χρονική μεταβολή της ολοκληρωμένης ροής αισθητής θερμότητας για τον μήνα Αύγουστο, έχουμε τιμή $R^2 = 0.2627$ και η κλίση της ευθείας είναι αρνητική (μειώνεται με τον χρόνο). Αυτό σημαίνει ότι το 26.27% της διακύμανσης της αισθητής ροής θερμότητας μειώνεται με την πάροδο του χρόνου. Ένα αρκετά μεγάλο ποσοστό, αξίζει να σημειωθεί.

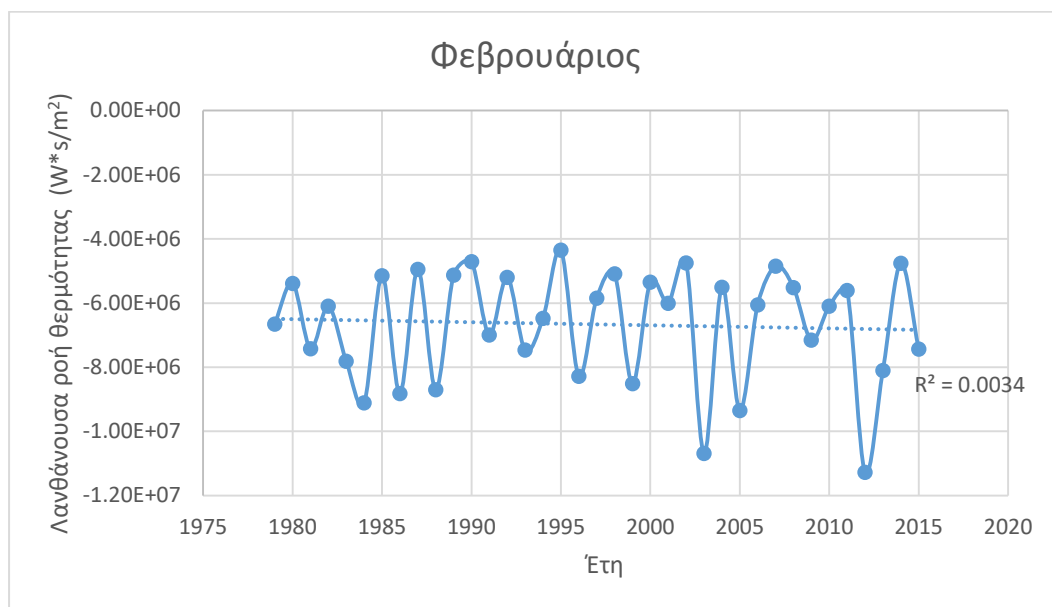
Τη σημαντικότερη αυξητική τάση, παρατηρούμε τον μήνα Απρίλιο, όπου λαμβάνουμε τιμή της παραμέτρου $R^2 = 0.1349$ σε θετική κλίση της ευθείας (αύξηση με τον χρόνο). Αυτό, βέβαια, σημαίνει ότι το 13.49% της διακύμανσης της αισθητής ροής θερμότητας αυξάνεται με την πάροδο του χρόνου.

Πρέπει να σημειωθεί, και εδώ, ότι η παράμετρος R^2 δε σχετίζεται με τη στατιστική σημαντικότητα της γραμμής τάσης.

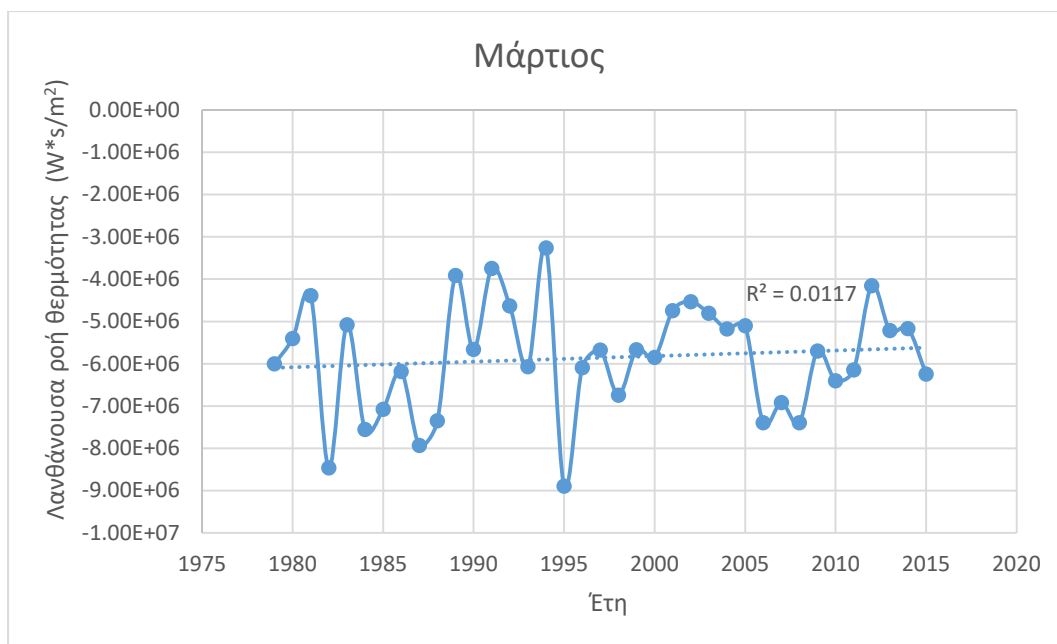
4.4.2 Λανθάνουσα Ροή θερμότητας



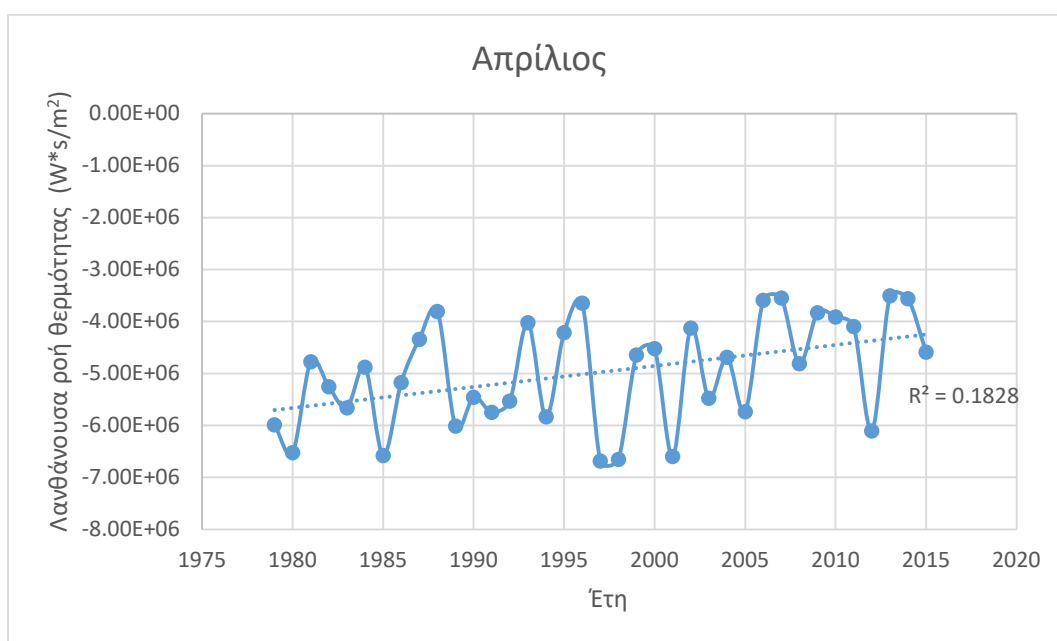
Σχήμα 4.61 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιανουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



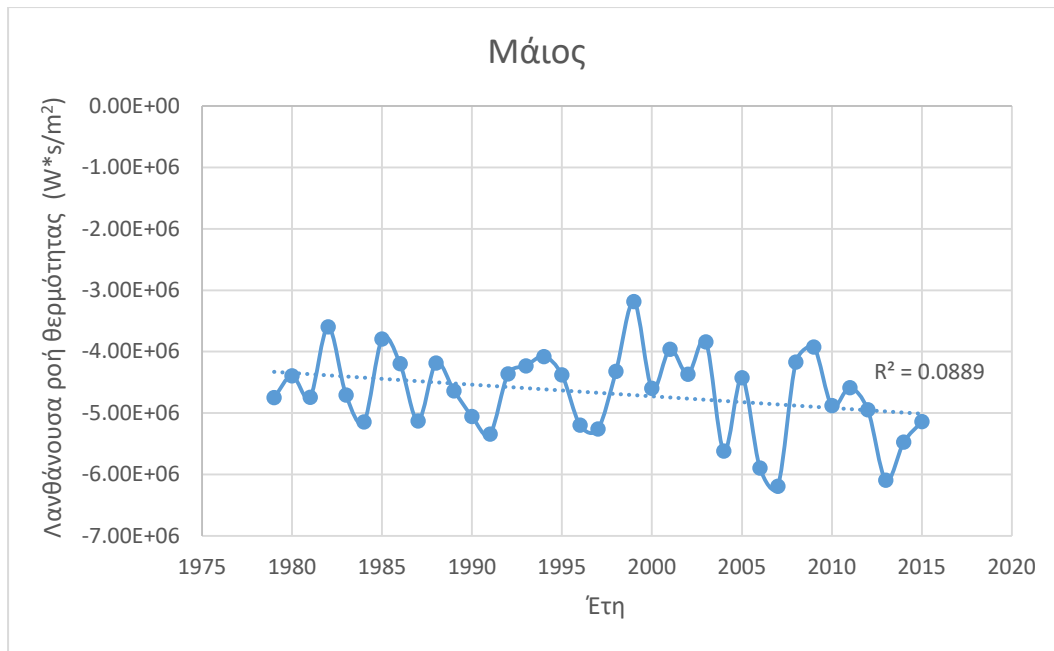
Σχήμα 4.62 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Φεβρουάριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



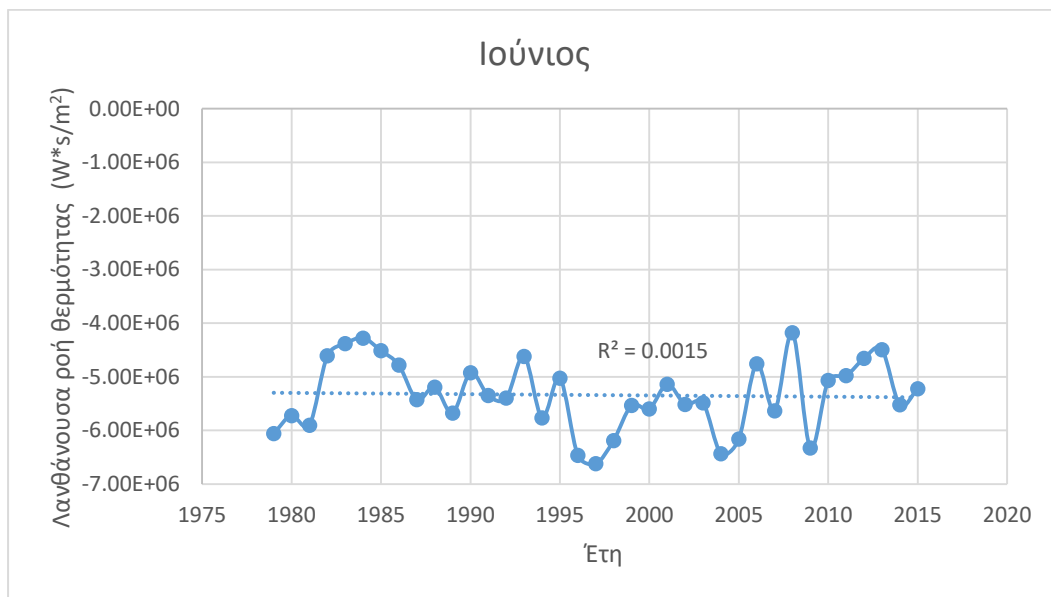
Σχήμα 4.63 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάρτιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



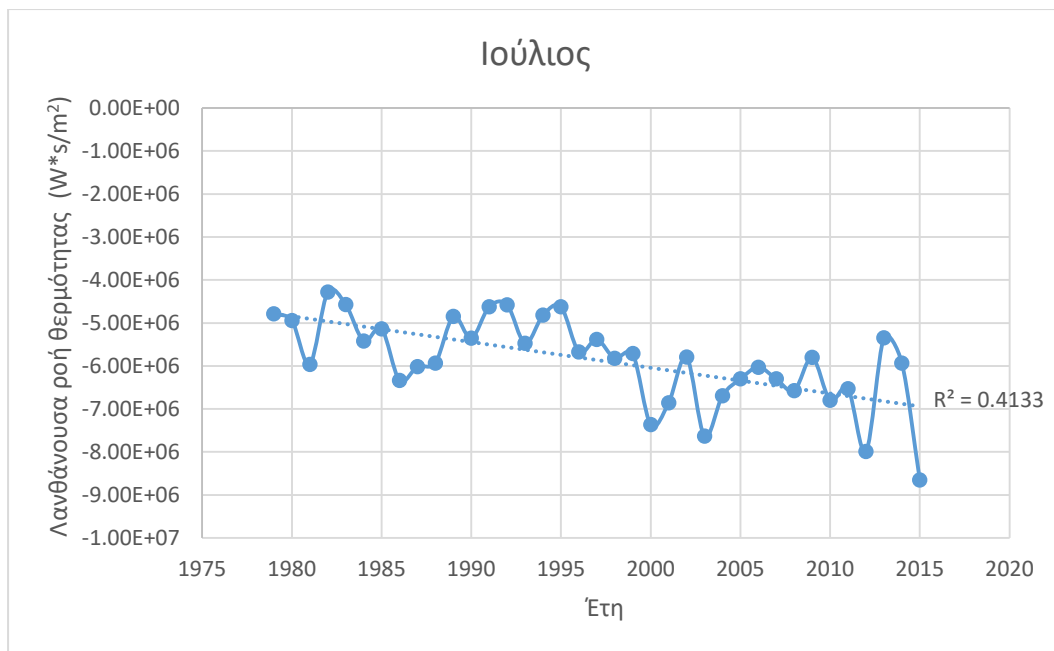
Σχήμα 4.64 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Απρίλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



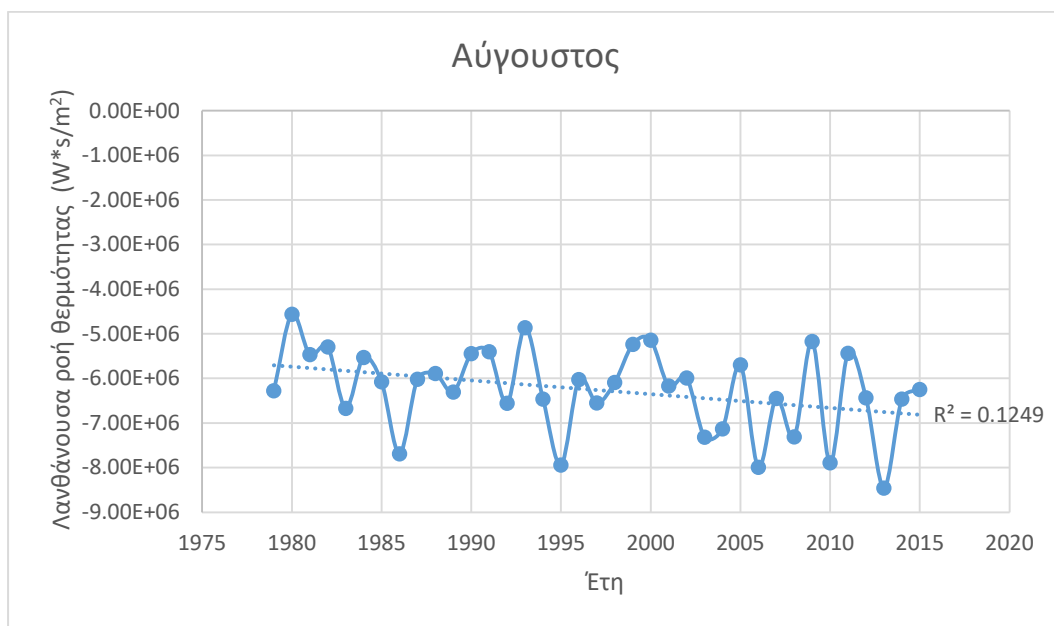
Σχήμα 4.65 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Μάιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



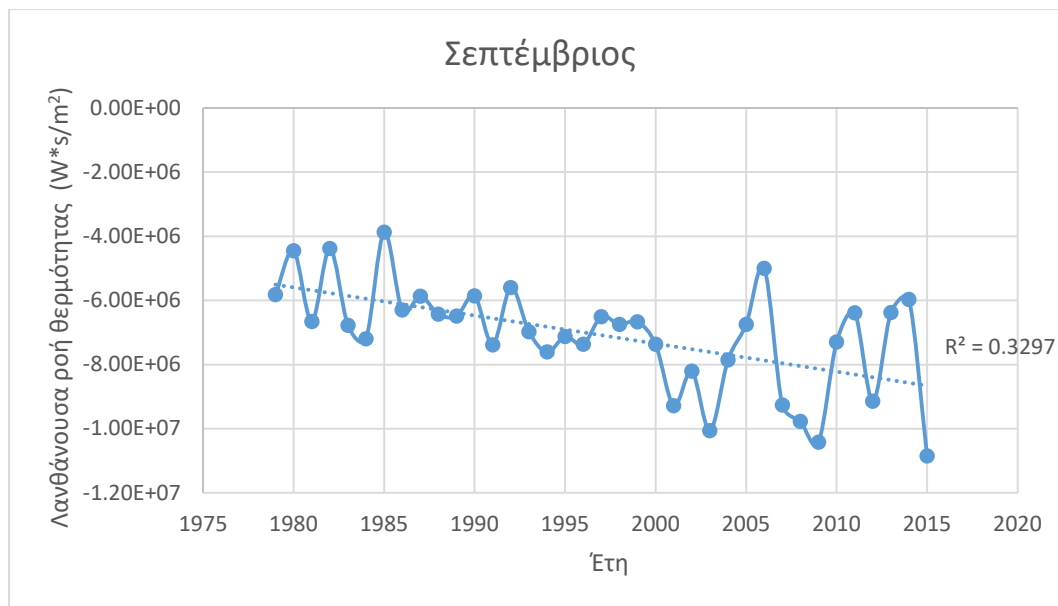
Σχήμα 4.66 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούνιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



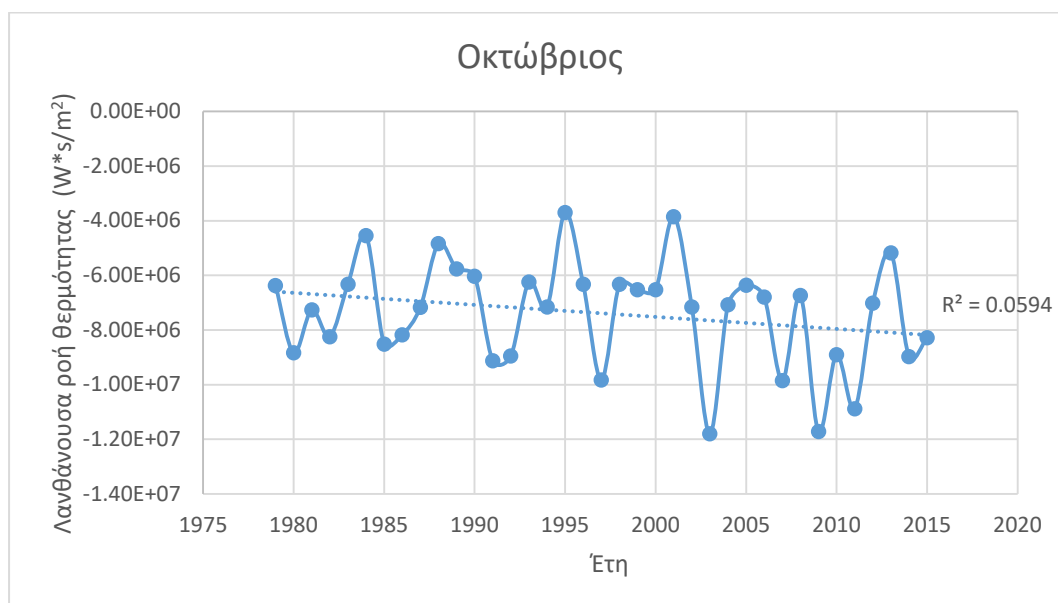
Σχήμα 4.67 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Ιούλιο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



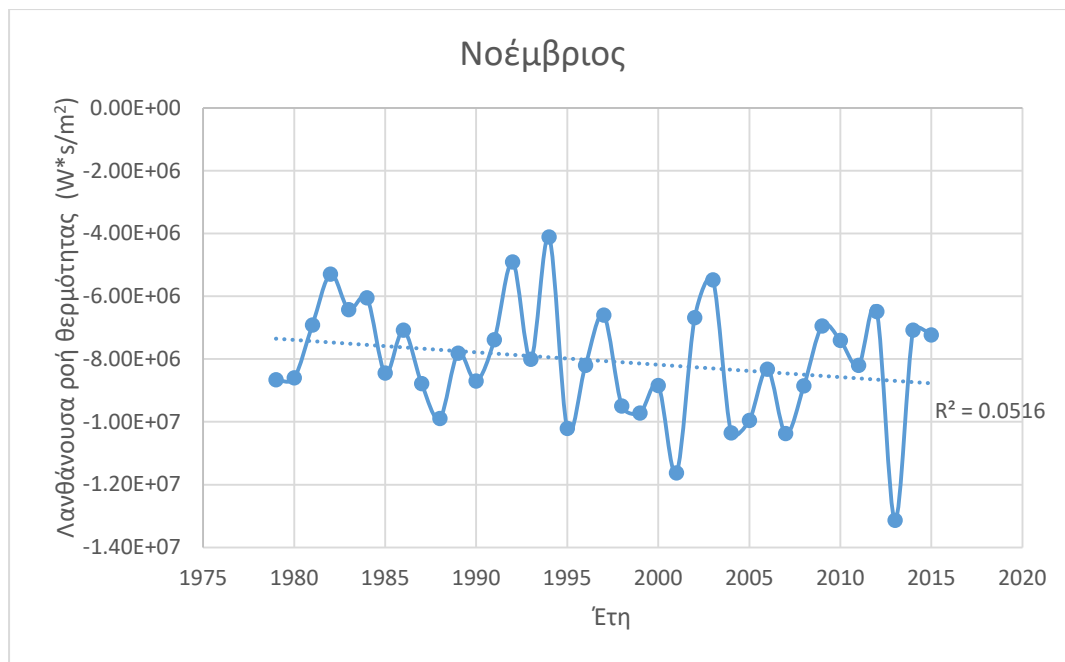
Σχήμα 4.68 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Αύγουστο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



Σχήμα 4.69 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Σεπτέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



Σχήμα 4.70 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Οκτώβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



Σχήμα 4.71 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Νοέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).



Σχήμα 4.72 Ολοκληρωμένη ροή λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για τον μήνα Δεκέμβριο το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης στον κόλπο της Γένοβας (lon 9° East, lat 43° North).

Στα σχήματα 4.61 έως 4.72 παρουσιάζονται οι ολοκληρωμένες ροές λανθάνουσας θερμότητας ($W*s/m^2$) ανά έτος για κάθε έναν από τους 12 μήνες του έτους, για το πρώτο 12ωρο της πρόγνωσης, από το 1979 έως και το 2015 (37 έτη).

Στα παραπάνω σχήματα χρονικής μεταβολής, όπως και σε όλα τα προηγούμενα, έχει υπολογιστεί η παράμετρος R^2 , που εκφράζει το ποσοστό της διακύμανσης των δεδομένων, το οποίο εξηγείται από τη γραμμή τάσης (ευθεία παλινδρόμησης) που έχει χαραχτεί στο κάθε σχήμα.

Κατά τους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο παρατηρούμε μία σημαντική πτωτική τάση. Συγκεκριμένα, για τη χρονική μεταβολή της ολοκληρωμένης ροής λανθάνουσας θερμότητας για τον Ιούλιο, έχουμε τιμή $R^2 = 0.4133$ και η κλίση της ευθείας είναι αρνητική (έχουμε δηλαδή μείωση με τον χρόνο). Αυτό σημαίνει ότι το 41.33% της διακύμανσης της λανθάνουσας ροής θερμότητας μειώνεται με την πάροδο του χρόνου. Αυτό είναι το μεγαλύτερο ποσοστό που έχουμε συναντήσει στην παρούσα μελέτη. Οι τιμές της ροής λανθάνουσας θερμότητας είναι αρνητικές, κάτι που σημαίνει, όπως έχουμε προηγουμένως επισημάνει, ότι πρόκειται για ροή λανθάνουσας θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα. Το ποσοστό, δε, 41.33% που σημειώνεται για την χρονική μεταβολή του μήνα Ιουλίου υποδηλώνει μία σημαντικότερη πτωτική συμπεριφορά. Με άλλα λόγια, η ροή λανθάνουσας θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα ολοένα και αυξάνεται.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκε η χωρική και χρονική κατανομή της ροής αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ ατμόσφαιρας και Μεσογείου θάλασσας, κατά τα έτη 1979-2015 με τη βοήθεια της βάσης δεδομένων ERA Interim Reanalysis του Ευρωπαϊκού Μετεωρολογικού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (ECMWF).

Από την παραπάνω ανάλυση προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

Όσον αφορά τη χωρική κατανομή της ροής αισθητής και, κυρίως, λανθάνουσας θερμότητας, ως μία γενικότερη εικόνα, λάβαμε ότι, ως επί το πλείστον, η ροή ήταν αρνητική. Κάτι που υποδεικνύει ροή θερμότητας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα.

Ένα σημαντικό, λοιπόν, συμπέρασμα που εξάγεται από την προηγούμενη παρατήρηση είναι ότι στη Μεσόγειο θάλασσα υπάρχει απώλεια θερμότητας. Κάτι που ενισχύεται και από τις μετρήσεις της χρονικής μεταβολής της ροής αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας.

Όσον αφορά τις χρονικές μεταβολές, παρατηρήθηκε ότι στη δυτική Μεσόγειο (περιοχή του κόλπου της Γένοβας) η χρονική μεταβολή της ροής αισθητής θερμότητας παρουσίασε κατά τους θερινούς (Ιούλιο και Αύγουστο) και φθινοπωρινούς μήνες (Σεπτέμβριο και Οκτώβριο) μία σημαντική πτωτική τάση. Από την άλλη μεριά, στην ανατολική Μεσόγειο (περιοχή του Αιγαίου) κατά τους μήνες Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο παρατηρήθηκε η αντίστροφη συμπεριφορά. Δηλαδή, η χρονική μεταβολή της ροής αισθητής θερμότητας παρουσίασε μία αυξητική τάση. Ειδικά τον Ιούλιο, όπου σημειώθηκε η μεγαλύτερη τιμή της παραμέτρου $R^2 = 0.3866$.

Όσον αφορά τη χρονική μεταβολή της ροής λανθάνουσας θερμότητας, στις ίδιες περιοχές, είχαμε επίσης μία αντιστρόφως ανάλογη τάση. Στη δυτική Μεσόγειο, κατά τους μήνες Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο, σημειώθηκε η σημαντικότερη πτωτική τάση, φτάνοντας μάλιστα τον Ιούλιο να λάβουμε την τιμή της παραμέτρου $R^2 = 0.4133$. Στην ανατολική Μεσόγειο, αντίστοιχη χρονική μεταβολή κατά τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο παρουσίασε αυξητική τάση.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Davis CA, Emanuel KA (1988) Observational Evidence for the Influence of Surface Heat Fluxes on Rapid Maritime Cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 116: 2649-2659.
- Golding B (1984) A study of the structure of mid-latitude depressions in a numerical model using trajectory techniques. I: Development of ideal baroclinic waves in dry and moist atmospheres. *Q J R Meteorol Soc* 110: 847-879.
- Gyakum JR., Anderson JR, Grumm RH, Gruner EL (1989) North Pacific Cold-Season Surface Cyclone Activity: 1975–1983. *Mon Wea Rev* 117: 1141–1155.
- Gyakum JR, Danielson RE (2000) Analysis of meteorological precursors to ordinary and explosive cyclogenesis in the Western North Pacific. *Mon Wea Rev* 128: 851-863.
- Hoskins BJ (1980) Effect of Diabatic Processes on Transient Midlatitude Waves. ECMWF, Workshop on diagnostics of diabatic processes.
- Intergovernmental Oceanographic Commission – International Bathymetric Chart of the Mediterranean (IBCM).
- Kimball, H.H, 1928 Amount of the solar radiation that reaches the surface of the Earth on the land and on the sea and method by which it is measured. *Monthly Weather Reviews*, 56, 393-399.
- Kuo YH, Reed RJ (1988) Numerical Simulation of an Explosive Deepening Cyclone in the Eastern Pacific. *Mon Wea Rev* 116: 2081-2105.
- Kuo YH, Low-Nam S (1990) Prediction of Nine Explosive Cyclones over the Western Atlantic Ocean with a Regional Model. *Mon Wea Rev* 118: 3–25.
- Kuo YH, Reed RJ, Low-Nam S, Shapiro MA, Donall EG (1991a) The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Mon Wea Rev* 119: 368-384.
- MacDonald BC, Reiter ER (1988) Explosive Cyclogenesis over the Eastern United States. *Mon Wea Rev* 116: 1568-1586.
- Nuss WA, Anthes RA (1987) A Numerical Investigation of Low Level Processes in Rapid Cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 115: 2728-2743.

- Petterssen S (1956) Weather Analysis and Forecasting. Vol. 1, Mc Graw Hill Book Company, pp 428.
- Pyke CB (1965) On the role of air-sea interaction in the development of cyclones. Bull Am Meteorol Soc 46: 4-15.
- Reed RJ, Albright MD (1986) A Case Study of Explosive Cyclogenesis in the East Pacific. Mon Wea Rev 114: 2297-2319.
- Roebber PJ (1989) On the statistical analysis of cyclone deepening rates. Mon Wea Rev 117: 2293-2298.
- Winston JS (1955) Physical Aspects of Rapid Cyclogenesis in the Gulf of Alaska. Tellus 7: 481-500.