



Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Μεταπτυχιακό πρόγραμμα σπουδών ωκεανογραφίας και διαχείρισης θαλάσσιου
περιβάλλοντος

Διπλωματική εργασία

**Η επίδραση της θολερότητας των νερών της Μεσογείου στη δυναμική και
τα χαρακτηριστικά της (με χρήση αριθμητικών προσομοιώσεων).**

Άγγελος Παπανδρέου

Επιβλέπων καθηγητής: Σαράντης Σοφινός

Μάιος 2019

Περίληψη

Στόχος της εργασίας είναι η κατανόηση της επίδρασης της επιφανειακής θολερότητας του νερού στα φυσικά χαρακτηριστικά και στην δυναμική της Μεσογείου θάλασσας, με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου. Το ωκεανογραφικό μοντέλο έχει οριζόντια χωρική ανάλυση $1/12^\circ \times 1/12^\circ$, η οποία είναι αντίστοιχης τάξης με την ακτίνα αποδιαμόρφωσης Rossby στην περιοχή. Για να κατανοήσουμε την επίδραση της θολερότητας στην Μεσόγειο πραγματοποιήθηκαν 2 πειράματα. Στο πρώτο, θεωρούμε ότι η επιφανειακή θολερότητα στην περιοχή μελέτης είναι σταθερή και ίση με την ελάχιστη παρατηρούμενη στον ωκεανό, δηλαδή αυτή που αντιστοιχεί σε watertypeI κατά Jerlov, με μέγιστο βάθος απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας τα 23 m. Στο δεύτερο πείραμα, θεωρούμε ότι η επιφανειακή θολερότητα είναι σταθερή και ίση με την μέγιστη παρατηρούμενη στον ωκεανό, δηλαδή αυτή που αντιστοιχεί σε watertypeIII κατά Jerlov, με μέγιστο βάθος απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας τα 7.9 m. Με βάση τα αποτελέσματα, παρατηρούμε ότι η αύξηση της επιφανειακής θολερότητας οδηγεί σε μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης κατά 11 m σε ετήσια βάση (μείωση ~27%), ενώ τον χειμώνα η μείωση είναι ακόμα μεγαλύτερη, καθώς φτάνει τα 40 m (μείωση ~44%). Η θερμοκρασία του επιφανειακού στρώματος, το οποίο συμπίπτει με το βάθος απόσβεσης για τα watertypeII κατά Jerlov (0-8 m) ελαττώνεται κατά 0.23 °C, η λεκάνη σε ολόκληρο τον όγκο της ψύχεται κατά 0.84 °C, ενώ οι απώλειες θερμότητας ελαττώνονται κατά 1 W/m². Η στρωμάτωση γίνεται εντονότερη, με αποτέλεσμα οι κατακόρυφες κινήσεις να εξασθενούν (μείωση του συντελεστή vertical eddy viscosity κατά 60% τον χειμώνα) και οι οριζόντιες κινήσεις να ενισχύονται. Η εισροή Ατλαντικών νερών μέσω του Γιβραλτάρ αυξάνεται κατά 0.1 Sv (αύξηση ~12%).

Abstract

The goal of this work, is to investigate the effects of surface water turbidity in the physical characteristics and dynamical processes of the Mediterranean Sea, using an ocean numerical model. The spatial resolution of the model is set to $1/12^\circ \times 1/12^\circ$, being able to resolve the Rossby radius of deformation in the region. In this study we carried out two experiments, where in the first one, the water turbidity is minimum and is considered for clear waters in the ocean, i.e. water type I according to Jerlov, with attenuation depth of 23 m and in the second experiment is considered maximum in the ocean, i.e. water type III according to Jerlov, with attenuation depth of 7.9 m. Results show that increased surface waterturbidity has a measurable impact in the Mediterranean Sea dynamics. For instance, the mixed layer depth decreases by about 11 m at an annual basis (decrease of 27%) and by about 40 m (decrease of 44%) during winter. The upper ocean layer of 0-8 m, corresponding also to the attenuation depth for type III waters, becomes colder by 0.23 °C, whilst the whole Mediterranean basin becomes colder by 0.84 °C and the heat loss to the atmosphere is decreased by 1 W/m². Stratification is intensified for the highly turbid experiment, leading to decreased vertical mixing (vertical eddy viscosity decreases by 60% during winter) and increased mean kinetic energy. Inflow of Atlantic waters through the Gibraltar strait increases by 0.1 Sv (increase of ~12%).

Ευχαριστώ τον επιβλέποντα καθηγητή μου Σαράντη Σοφιανό και τους Βασίλη Βερβάτη, Μαριλία Μαυροπούλου, Γιάννη Καραγιώργο, Έμη Αναστασοπούλου, Μαρία Σιδέρη και Βασιλική Μεθενίτη για την βοήθειά τους στην διεκπεραίωση της παρούσας εργασίας.

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκε υπολογιστικός χρόνος από τον υπερυπολογιστή ARIS.

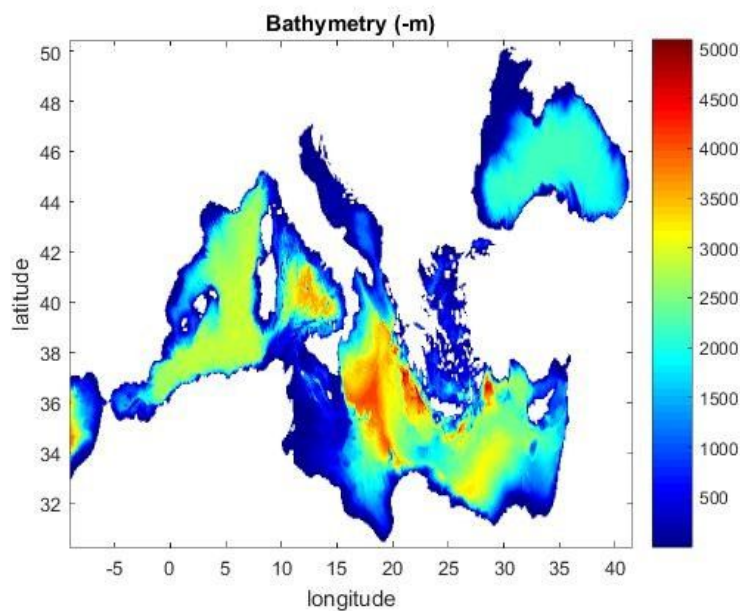
Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή.....	6
1.1 Μεσόγειος Θάλασσα.....	6
1.2 Θολερότητα.....	7
1.2.1 Diffuseattenuationcoefficient.....	8
1.2.2 Ταξινόμησηθολερότητας.....	9
1.2.3 Επιπτώσεις της θολερότητας.....	11
1.2.4 Προηγούμενες μελέτες.....	12
2. Μεθοδολογία.....	13
2.1 Το μοντέλο.....	13
2.2 Αρχικές και οριακές συνθήκες.....	14
2.3 Προσομοίωση θολερότητας.....	15
2.4 Τα πειράματα.....	15
3. Αποτελέσματα.....	16
3.1 Χρονοσειρές ετήσιων μέσων τιμών.....	16
3.1.1 Βάθος στρώματος ανάμιξης.....	16
3.1.2 Θερμοκρασία.....	17
3.1.3 Επιφανειακή ροή θερμότητας.....	21
3.1.4 Επιφανειακή αλατότητα.....	25
3.2 Εποχικός κύκλος τελευταίου έτους τρεξίματος.....	27
3.2.1 Βάθος στρώματος ανάμιξης.....	27
3.2.2 Θερμοκρασία επιφανειακού στρώματος.....	28
3.2.3 Επιφανειακή ροή θερμότητας.....	29
3.2.4 Στρωμάτωση.....	34
3.2.5 Κινητική ενέργεια.....	36
3.3 Χωρική κατανομή των μεταβολών.....	38
3.3.1 Βάθος στρώματος ανάμιξης.....	38
3.3.2 Verticaleddyviscosity.....	41
3.3.3 Θερμοκρασία επιφανειακού στρώματος.....	42
3.3.4 Επιφανειακή ροή θερμότητας.....	43
3.3.5 Επιφανειακή αλατότητα.....	48
4. Συμπεράσματα.....	49
5. Βιβλιογραφία.....	51

1. Εισαγωγή

1.1 Μεσόγειος θάλασσα

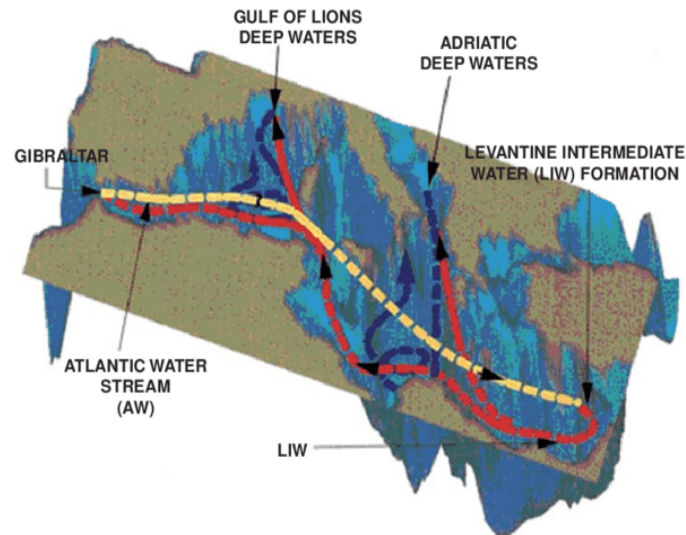
Η Μεσόγειος είναι μια ημίκλειστη θάλασσα, η οποία ενώνεται με τον Ατλαντικό Ωκεανό στα δυτικά μέσω του στενού του Γιβραλτάρ και με την Μαύρη Θάλασσα μέσω του στενού των Δαρδανελλίων, της θάλασσας του Μαρμαρά και του στενού του Βοσπόρου στα βορειοανατολικά. Εκτείνεται στην περιοχή των γεωγραφικών πλατών 30° N - 46° N και των γεωγραφικών μηκών 6° W - 36° E. Καλύπτει μια έκταση 2.5 εκατομμυρίων km^2 και περιέχει νερό όγκου 3.7 εκατομμυρίων km^3 . Έχει μέσο βάθος 1500 m και μέγιστο βάθος 5.2 km στο Ιόνιο Πέλαγος.



Εικόνα 1.1 Η βαθυμετρία που χρησιμοποιήθηκε για τις προσομοιώσεις της παρούσας εργασίας (GEBCO).

Η κυκλοφορία των νερών της Μεσογείου μπορεί να περιγραφεί ως εξής (εικόνα 1.2): Στο Γιβραλτάρ έχουμε εισροή επιφανειακών νερών από τον Ατλαντικό ωκεανό. Τα νερά αυτά, καθώς ταξιδεύουν προς τα ανατολικά, γίνονται πυκνότερα λόγω της εξάτμισης και βυθίζονται στον κυκλώνα της Ρόδου σχηματίζοντας τα Levantine Intermediate Waters (LIW). Στην συνέχεια, τα LIW ταξιδεύουν προς τα δυτικά και εξέρχονται στον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, σε μεγαλύτερο βάθος από τα εισερχόμενα νερά. Τα βαθιά νερά της Δυτικής

Μεσογείου σχηματίζονται στον κόλπο του Λέοντα (WesternMediterraneanDeepWaters), ενώ της Ανατολικής Μεσογείου στην Αδριατική θάλασσα ή στο Αιγαίο Πέλαγος (EasternMediterraneanDeepWaters).



Εικόνα 1.2. Κυκλοφορία των νερών της Μεσογείου (Pinardi & Masetti, 2000)

Η Μεσόγειος χαρακτηρίζεται από μέσες απώλειες θερμότητας 5 W/m^2 προς την ατμόσφαιρα και από απώλειες φρέσκου νερού (εξάτμιση – (βροχόπτωση + απορροές ποταμών)) 0.68 m/year . Οι απώλειες αυτές εξισορροπούνται μέσω των ανταλλαγών στα στενά του Γιβραλτάρ και των Δαρδανελλίων.

1.2 Θολερότητα

Η θολερότητα είναι ένας δείκτης της διαφάνειας του νερού, αφού όσο μεγαλύτερη είναι η θολερότητα τόσο περισσότερο αδιαφανές είναι το νερό. Καθώς η ηλιακή ακτινοβολία διεισδύει στην υδάτινη στήλη, ένα ποσοστό αυτής απορροφάται κοντά στην επιφάνεια, ενώ η υπόλοιπη φτάνει σε μεγαλύτερα βάθη. Η ακτινοβολία σε κάθε βάθος z του ωκεανού δίνεται από την σχέση:

$$I(z) = Q \cdot e^{\frac{-z}{\xi}} (1)$$

όπου Q η ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας και ξ το βάθος απόσβεσης, δηλαδή το βάθος στο οποίο η ακτινοβολία έχει μειωθεί κατά $1/e$ σε σχέση με την Q . Όσο μικρότερο είναι αυτό το βάθος, τόσο μεγαλύτερη είναι η θολερότητα.

Η επιφανειακή θολερότητα του ωκεανού οφείλεται σε κάποια συστατικά του νερού, τα κυριότερα από τα οποία είναι η χλωροφύλλη, η διαλυμένη οργανική ύλη (colored dissolved organic matter: CDOM), τα οργανικά σωματίδια (detritus), και τα ανόργανα σωματίδια. Κάθε ένα από τα προαναφερθέντα επηρεάζει με

διαφορετικό τρόπο την θολερότητα του ωκεανού, αφού απορροφά διαφορετικά μήκη κύματος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας.

1.2.1 Diffuseattenuationcoefficient

Ένας δείκτης της θολερότητας του νερού είναι ο συντελεστής K_d (diffuseattenuationcoefficient). Ο συντελεστής αυτός εκφράζει την εκθετική μείωση της διεισδύουσας στον ωκεανό ηλιακής ακτινοβολίας συγκεκριμένου μήκους κύματος, σε σχέση με το βάθος. Υπολογίζεται από την σχέση:

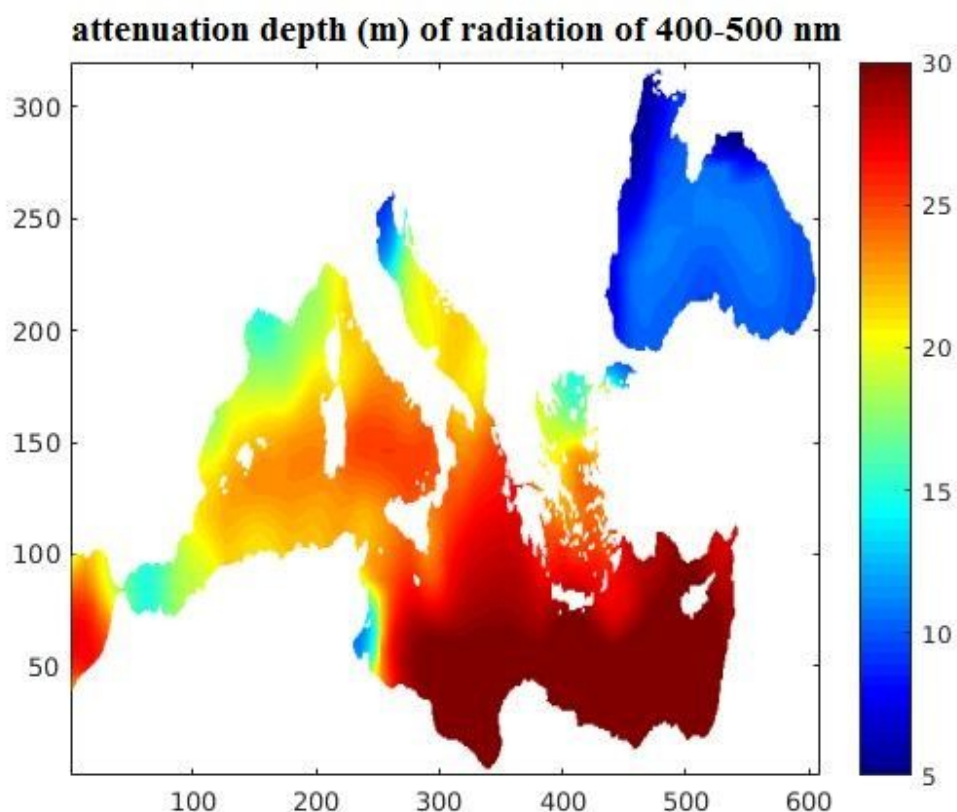
$$K_d(z, \lambda) = \frac{-1}{E_d(\lambda)} \frac{dE_d(z, \lambda)}{dz} = \frac{-d[\ln[E_d(z, \lambda)]]}{dz} \quad (2)$$

όπου E_d η ηλιακή ακτινοβολία και z το βάθος. Μετριέται σε m^{-1} και όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του συντελεστή, τόσο μικρότερο είναι το βάθος απόσβεσης της διεισδύουσας ηλιακής ακτινοβολίας και συνεπώς τόσο μεγαλύτερη είναι η θολερότητα. Ο K_d σχετίζεται με το βάθος απόσβεσης ξ , με την σχέση $K_d=1/\xi$ (εάν για παράδειγμα $K_d=0.1$, τότε το βάθος απόσβεσης είναι $1/K_d=10$ m).

Ο συντελεστής K_d (άρα και το βάθος απόσβεσης) συνδέεται με την συγκέντρωση της χλωροφύλλης για κάθε μήκος κύματος ηλιακής ακτινοβολίας με την σχέση (Morel, 1988):

$$K_d(\lambda) = K_w(\lambda) + \chi_c(\lambda) C^e(\lambda) \quad (3)$$

όπου C_h συγκέντρωση της χλωροφύλλης, ενώ K_w , χ_c και e είναι συντελεστές που εξαρτώνται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας (Morel and Maritorena, 2001). Στην εικόνα 1.3 φαίνεται, υπολογισμένο από την σχέση 3, το βάθος απόσβεσης της ακτινοβολίας που αντιστοιχεί σε μήκη κύματος 400-500 nm (μπλε περιοχή του φάσματος της ορατής ακτινοβολίας), δηλαδή σε μήκη κύματος που διεισδύουν βαθύτερα από όλα τα υπόλοιπα μέσα στον ωκεανό, στην Μεσόγειο.

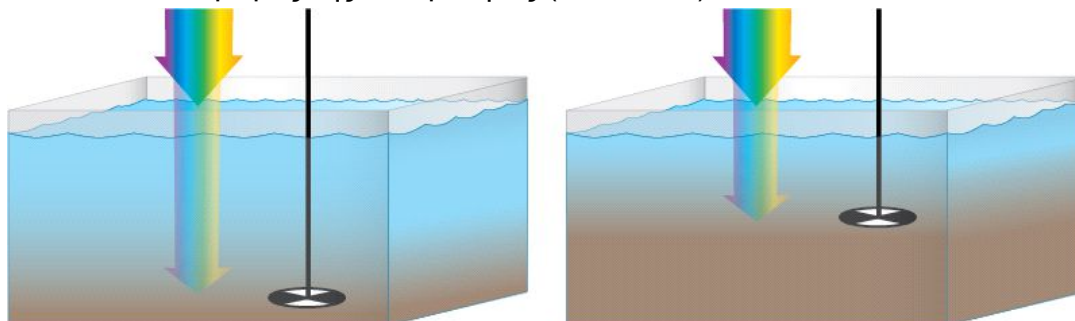


Εικόνα 1.3: Ετήσια μέση τιμή του βάθους απόσβεσης της ακτινοβολίας που αντιστοιχεί σε μήκη κύματος 400-500 nm, στην Μεσόγειο.

(ClimateChangeInitiative, ESA).

1.2.2 Ταξινόμηση θολερότητας

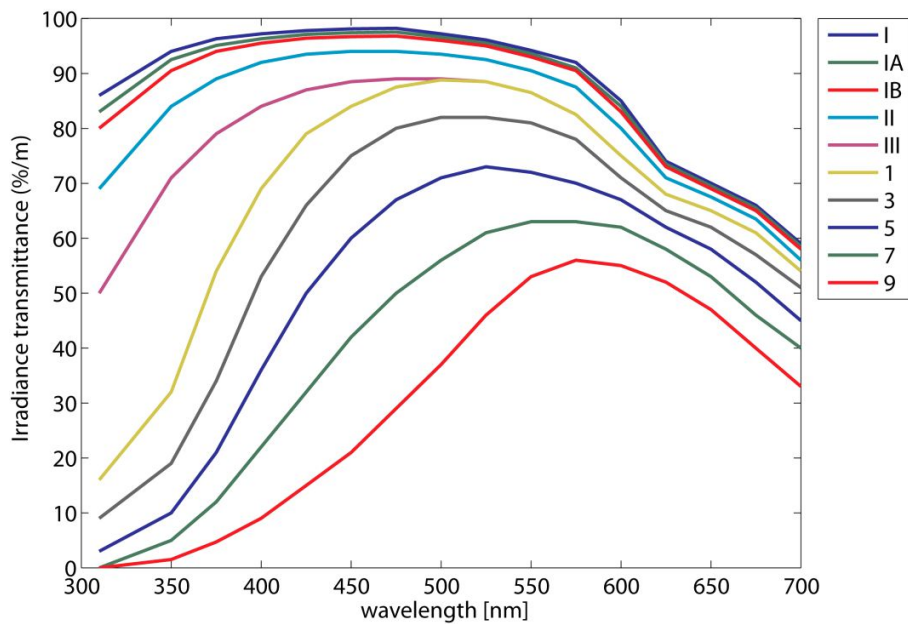
Ο πρώτος που επιχείρησε να ταξινομήσει τις υδάτινες μάζες με βάση την θολερότητά τους, ήταν ο Secchi, ο οποίος κατασκεύασε το 1865 το πρώτο όργανο μέτρησης της θολερότητας: έναν δίσκο, ο οποίος βυθιζόταν στον ωκεανό και αναλόγως του βάθους στο οποίο ήταν ακόμα ορατός από την επιφάνεια, γινόταν ο υπολογισμός της θολερότητας (εικόνα 1.4)



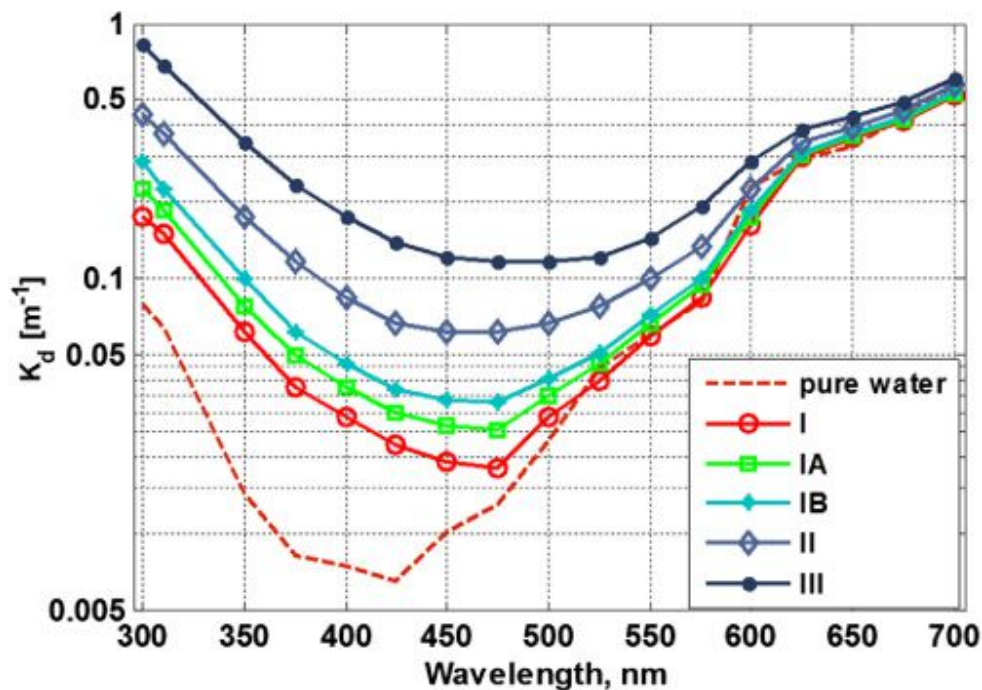
Εικόνα 1.4: Όσο μικρότερο είναι το βάθος στο οποίο ο δίσκος του Secchi παύει να είναι ορατός από την επιφάνεια, τόσο μεγαλύτερη είναι η θολερότητα.

Οι Morel και Prier ταξινόμησαν το 1977 τις υδάτινες μάζες σε τύπου 1, στις οποίες υπάρχει υψηλή συγκέντρωση χλωροφύλλης και σε τύπου 2, στις οποίες υπάρχει υψηλή συγκέντρωση ανόργανων σωματιδίων.

Το 1968, ο Jerlon ταξινόμησε τις υδάτινες μάζες με βάση το βάθος απόσβεσης της ακτινοβολίας, δηλαδή την ποσότητα $1/K_d$, σε 5 τύπους καθαρών ωκεάνιων νερών (I, IA, IB, II, III) και σε 5 τύπους παράκτιων πιο θολών νερών. (εικόνα 1.5)



Εικόνα 1.5: Απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας σε βάθος 1 μέτρου, από τους διαφορετικούς τύπους νερού κατά Jerlon.



Εικόνα 1.6: Ο diffuse attenuation coefficient για τους διάφορους τύπους νερού κατά Jerlov (Sololenko and Mobley, 2015)

1.2.3 Επιπτώσεις της θολερότητας

Όταν η επιφανειακή θολερότητα του ωκεανού είναι υψηλή, η διεισδύουσα ηλιακή ακτινοβολία φτάνει σε μικρότερο βάθος, σε σχέση με πιο διαφανή νερά. Η θολερότητα δηλαδή, επηρεάζει άμεσα την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας του ωκεανού και ιδιαίτερα του ανώτατου τμήματός του. Επίσης, όταν η θολερότητα είναι αυξημένη, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται σε ένα ρηχό επιφανειακό στρώμα, με αποτέλεσμα το στρώμα αυτό να γίνεται αρκετά θερμότερο σε σχέση με βαθύτερα στρώματα. Συνέπεια της διαδικασίας αυτής είναι η ισχυρότερη στρωμάτωση και η δημιουργία έντονης κατακόρυφης ευστάθειας (νερό χαμηλής πυκνότητας βρίσκεται πάνω από νερό υψηλής πυκνότητας). Η έντονη στρωμάτωση δρα ανασταλτικά όσον αφορά την ανάπτυξη κατακόρυφων κινήσεων και τύρβης στο στρώμα ανάμιξης (το επιφανειακό στρώμα του ωκεανού στο οποίο κυριαρχεί η ανάμιξη, βρίσκεται υπό την επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας, χαρακτηρίζεται από σταθερή κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας και συμμετέχει στις θερμικές ανταλλαγές μεταξύ ωκεανού και ατμόσφαιρας) και ενισχύει τις οριζόντιες κινήσεις. Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι η θολερότητα επηρεάζει σε σημαντικό βαθμό την δυναμική του ωκεανού, καθώς και την κυκλοφορία του και την αλληλεπίδρασή του με την ατμόσφαιρα.

1.2.4 Προηγούμενες μελέτες

Πολλές είναι οι μελέτες που έχουν επιχειρήσει να ερευνήσουν την επίδραση που έχει στα χαρακτηριστικά του ωκεανού, η διείσδυση και η απόσβεση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στο νερό. Παρακάτω παρατίθενται οι σημαντικότερες από αυτές, καθώς και τα αποτελέσματά τους.

Σύμφωνα με αρκετές διαφορετικές μελέτες (Denman 1973, Woods 1984, Simpson & Dickey 1981, Charlock 1982, Dickey & Simpson 1983, Martin 1985), η θέρμανση του ανώτατου τμήματος του ωκεανού έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία κατακόρυφης ευστάθειας και την εξασθένηση της τύρβης.

Στις προσομοιώσεις των Kantha και Clayson (1994), η ημερήσια μεταβολή της SST εξαλείφθηκε όταν χρησιμοποιήθηκε σταθερή και ελάχιστη θολερότητα, αντί για μεταβαλλόμενη.

Οι Schneider και Zhu (1998), χρησιμοποίησαν στις προσομοιώσεις τους ένα σταθερό βάθος απόσβεσης, ίσο με 15 m. Έδειξαν σε αυτή την μελέτη ότι το να ληφθεί υπόψη η διείσδυση της ηλιακής ακτινοβολίας στον ωκεανό, έχει μεγάλη σημασία για την ακριβή προσομοίωση του ημι-ετήσιου κύκλου της SST στον ανατολικό ισημερινό Ειρηνικό.

Οι Kara et al (2000a), έδειξαν ότι μεταβολή στην θολερότητα του νερού έχει ως αποτέλεσμα μεταβολή στην κατακόρυφη κατανομή της πυκνότητας στον ωκεανό, καθώς και μεταβολή της τάσης του ανέμου στην επιφάνεια του ωκεανού.

Οι Murtugudde et al. (2002), χρησιμοποίησαν μέσα ετήσια χωρικά μεταβαλλόμενα βάθη απόσβεσης, τα οποία υπολογίστηκαν μέσω της συγκέντρωσης της χλωροφύλλης (με χρήση δορυφόρου). Ο υπολογισμός της SST στις προσομοιώσεις τους ήταν πολύ πιο ακριβής όταν χρησιμοποιήθηκαν τα βάθη αυτά, αντί για την σταθερή τιμή των 17 m.

Σύμφωνα με τον Sweeney (2005), ο οποίος μελέτησε τροπικές και υποτροπικές περιοχές, το βάθος του στρώματος ανάμιξης αυξάνεται από 3 έως 20 m, όταν το βάθος στο οποίο φτάνει η ηλιακή ακτινοβολία αυξάνεται κατά 10-18%.

Όταν η διείσδυση της ηλιακής ακτινοβολίας λήφθηκε υπόψη στις προσομοιώσεις της Bozec (2005), παρατηρήθηκαν σημαντικές αλλαγές στο ετήσιο ισοζύγιο μετασχηματισμού υδάτινων μαζών στην Μεσόγειο.

Σε αυτήν την εργασία, μελετήσαμε την επίδραση της θολερότητας στην Μεσόγειο θάλασσα, χρησιμοποιώντας δύο διαφορετικούς σταθερούς τύπους θολερότητας (ελάχιστης και μέγιστης παρατηρούμενης στον ωκεανό).

2. Μεθοδολογία

2.1 Το αριθμητικό ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO

Για την μελέτη της επίδρασης της θολερότητας στην δυναμική και τα χαρακτηριστικά της Μεσογείου, χρησιμοποιήσαμε το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean, Madec et al., 2012). Το αριθμητικό αυτό μοντέλο αποτελείται από τρεις επί μέρους μηχανές:

Την OPA (Ocean Parallelise), που προσομοιώνει τις δυναμικές και θερμοδυναμικές διεργασίες στον ωκεανό και λύνει τις πρωταρχικές εξισώσεις.

Την LIM (Louvain-la-Neuve Ice Model), που προσομοιώνει τις δυναμικές και θερμοδυναμικές διεργασίες μεταξύ ωκεανού και πάγων.

Την TOP (Tracer in the Ocean Paradigm)/PISCES, που προσομοιώνει τις βιολογικές και βιοχημικές διεργασίες στον ωκεανό.

Οι πρωταρχικές εξισώσεις τις οποίες λύνει το μοντέλο είναι οι εξής:

$$\frac{\partial \vec{U}_h}{\partial t} + \left[(\nabla \times \vec{U}) \times \vec{U} + \frac{1}{2} \nabla (\vec{U}^2) \right]_h = -f \hat{k} \times \vec{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + D^U + F^U \quad (4)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (5)$$

$$\nabla \vec{U} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla (T \vec{U}) + D^T + F^T \quad (7)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla (S \vec{U}) + D^S + F^S \quad (8)$$

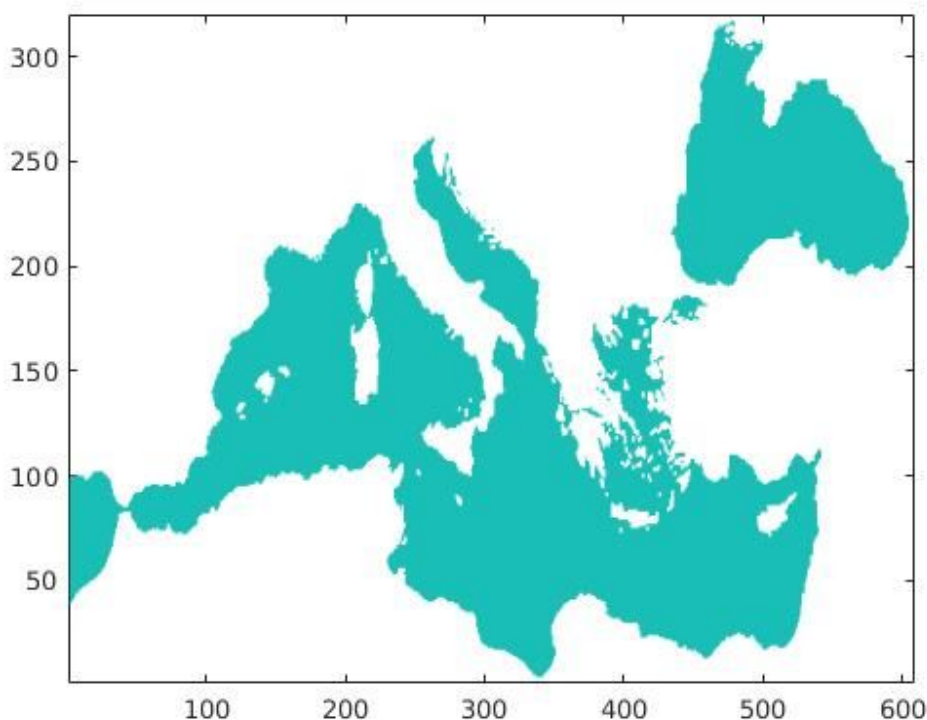
$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (9)$$

Όπου ∇ ο τελεστής της παραγώγου, t ο χρόνος, z η κατακόρυφη συντεταγμένη, ρ η insitu πυκνότητα, ρ_0 μια πυκνότητα αναφοράς, p η πίεση, $f = 2\vec{\Omega} \hat{k}$ η επιτάχυνση Coriolis (με Ω την γωνιακή ταχύτητα της Γης) και g η επιτάχυνση της βαρύτητας. D^U , D^T , D^S είναι οι παραμετροποιήσεις των μικρής κλίμακας φυσικών φαινομένων

για την ορμή, την θερμοκρασία και την αλατότητα αντίστοιχα, ενώ F^U , F^T , F^S είναι όροι επιφανειακού forcing.

2.2 Αρχικές και οριακές συνθήκες

Η περιοχή που προσομοιώνει το μοντέλο, περιλαμβάνει την Μεσόγειο και την Μαύρη Θάλασσα (με ανοιχτά τα στενά Δαρδανελίων και Βοσπόρου) και εκτείνεται μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 30°N - 50.39°N και μεταξύ των γεωγραφικών μηκών 9.07°W - 42.62°E .



Εικόνα 2.1: Η μάσκα του μοντέλου

Το grid που χρησιμοποιείται είναι τύπου ArakawaC, η οριζόντια χωρική ανάλυσή του ρυθμίστηκε στο $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$ και αποτελείται από 609 gridboxes στην διεύθυνση ανατολής-δύσης και από 320 gridboxes στην διεύθυνση βορρά-νότου. Η κατακόρυφη ανάλυση ρυθμίστηκε σε 50 επίπεδα ανομοιομορφου πάχους, ενώ το χρονικό βήμα στα 480 s.

Το δυτικό όριο θεωρήθηκε ανοιχτό, ώστε να είναι δυνατή η ανταλλαγή νερών μεταξύ Μεσογείου και Ατλαντικού μέσω του στενού του Γιβραλτάρ. Για τον υπολογισμό των ροών ορμής και θερμότητας, χρησιμοποιήθηκε η

COREbulkformula(LargeandYeager, 2004), η οποία δέχεται ως input δεδομένα τη μεσημβρινή και την ζωνική συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου σε ύψος 10 m, την θερμοκρασία και την ειδική υγρασία του αέρα σε ύψος 2 m, την εισερχόμενη μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, την βροχόπτωση και την χιονόπτωση. Επίσης, λαμβάνεται υπ όψιν η ροή φρέσκου νερού από ποτάμια.

Τα δεδομένα για το forcing του μοντέλου είναι κλιματολογίες που προέρχονται από τα DRAKKARforcingsets, τα δεδομένα για τις απορροές των ποταμών προέρχονται από την βάση δεδομένων GRDC (GlobalRunoffDatabase) και η βαθυμετρία της λεκάνης από την βάση δεδομένων GEBCO (GeneralBathymetricChartoftheOceans).

2.3 Προσομοίωση θολερότητας

Για την προσομοίωση της επιφανειακής θολερότητας των νερών της Μεσογείου, ακολουθήσαμε την ταξινόμηση κατά Jerlon. Σύμφωνα με τον Jerlon, η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία χωρίζεται σε δύο φάσματα διαφορετικών μηκών κύματος (υπέρυθρη και ορατή), κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από ένα διαφορετικό βάθος απόσβεσης. Η σχέση 1 μετασχηματίζεται στην:

$$E_d(z)=Q[Re^{-z/\xi_0}+(1-R)e^{-z/\xi_1}] \quad (10)$$

όπου R το ποσοστό που καθορίζει πόση από την προσπίπτουσα στην θαλάσσια επιφάνεια ηλιακή ακτινοβολία βρίσκεται στο φάσμα των μεγαλύτερων μηκών κύματος (R) και πόση στο φάσμα των μικρότερων μηκών κύματος (1-R). Τα ξ_0 και ξ_1 είναι τα βάθη απόσβεσης που αντιστοιχούν στα δύο διαφορετικά φάσματα ακτινοβολίας, τα οποία θεωρούνται σταθερά στον χώρο.

2.4 Πειράματα

Στα πλαίσια της παρούσης μελέτης πραγματοποιήσαμε δύο πειράματα. Στο πρώτο πείραμα, τα νερά της Μεσογείου θεωρήθηκαν ως typeI κατά Jerlon, τα οποία αντιστοιχούν σε $R=0.58$, $\xi_0=0.35$ m και $\xi_1= 23$ m. Στο δεύτερο πείραμα, τα νερά της Μεσογείου θεωρήθηκαν ως typeIII κατά Jerlon, τα οποία αντιστοιχούν σε $R=0.78$, $\xi_0=1.4$ m και $\xi_1= 7.9$ m. Από τις τιμές των ξ_0, ξ_1 και R, γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι τα type III είναι πιο θολά από τα typeI νερά. Τα typeI είναι πιο θολά όσον αφορά την ακτινοβολία των πιο μεγάλων μηκών κύματος, αλλά επειδή η ακτινοβολία αυτή απορροφάται σε πολύ μικρό βάθος, η επίδρασή της θεωρείται αμελητέα.

Οι προσομοιώσεις των δυο πειραμάτων είχαν συνολική διάρκεια 40 χρόνια.

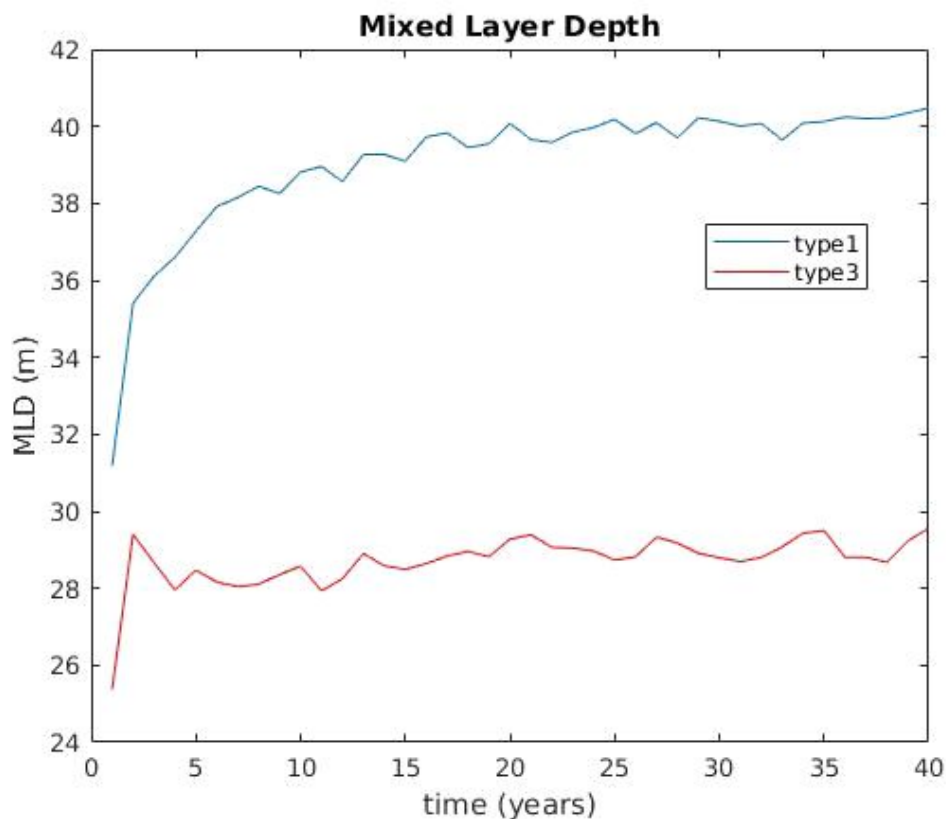
3 Αποτελέσματα

Στο κεφάλαιο αυτό θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα των δυο πειραμάτων και θα γίνει η σύγκριση μεταξύ τους. Ως πείραμα water type I ορίζουμε το πείραμα στο οποίο η επιφανειακή θολερότητα του νερού θεωρήθηκε αυτή που αντιστοιχεί σε watertypeI κατά Jerlov. Το πείραμα στο οποίο η επιφανειακή θολερότητα του νερού θεωρήθηκε αυτή που αντιστοιχεί σε watertypeIII κατά Jerlov, θα καλείται στο εξής 'πείραμα water type III'. Αρχικά, στην παράγραφο 3.1, θα παρουσιαστούν χρονοσειρές των ετήσιων μέσων τιμών και θα συγκριθεί η κατάσταση στην οποία έχει φτάσει το πείραμα water type I στο τελευταίο έτος τρεξίματος, με την αντίστοιχη κατάσταση που έχει φτάσει το πείραμα water type III. Στην παράγραφο 3.2 θα παρουσιαστεί ο εποχικός κύκλος του τελευταίου έτους τρεξίματος, ενώ στην παράγραφο 3.3 θα παρουσιαστούν χάρτες στους οποίους θα φαίνονται οι χωρικές κατανομές των διαφορών μεταξύ των δύο πειραμάτων.

3.1 Χρονοσειρές μέσων ετήσιων τιμών

3.1.1 Βάθος στρώματος ανάμιξης

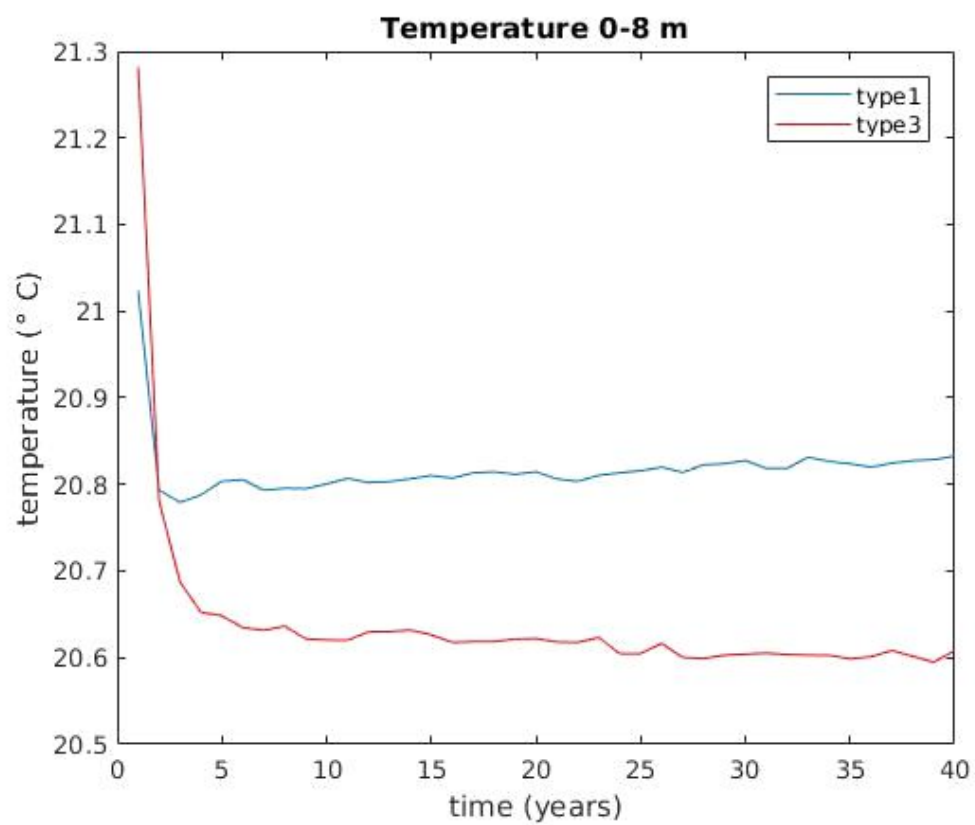
Το στρώμα ανάμιξης είναι το επιφανειακό στρώμα του ωκεανού, στο οποίο κυριαρχούν οι τυρβώδεις κινήσεις και η κατακόρυφη ανάμιξη. Με αύξηση της θολερότητας, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται σε ένα πιο ρηχό επιφανειακό στρώμα, με αποτέλεσμα τη μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης και την ενίσχυση της στρωμάτωσης. Όπως φαίνεται στην εικόνα 3.1, κατά το τελευταίο έτος τρεξίματος, το βάθος του στρώματος ανάμιξης είναι κατά 11m πιο ρηχό (27% μείωση) στο πείραμα watertype III, σε σχέση με το πείραμα water type I.



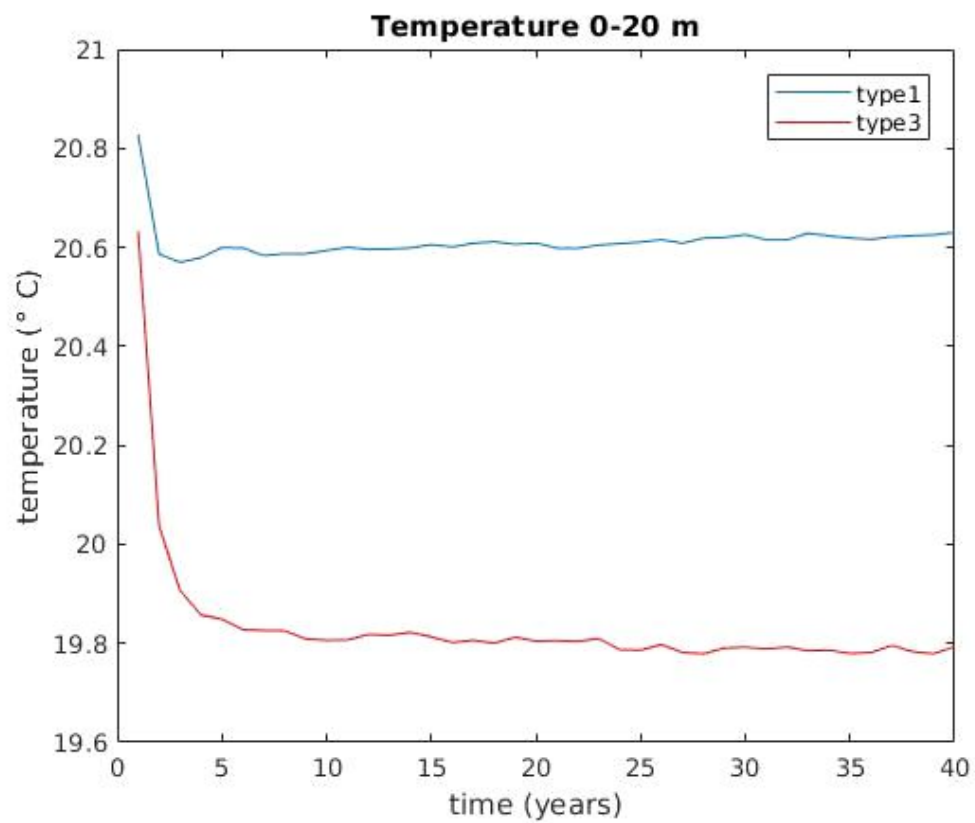
Εικόνα 3.1: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών του βάθους στρώματος ανάμιξης

3.1.2 Θερμοκρασία

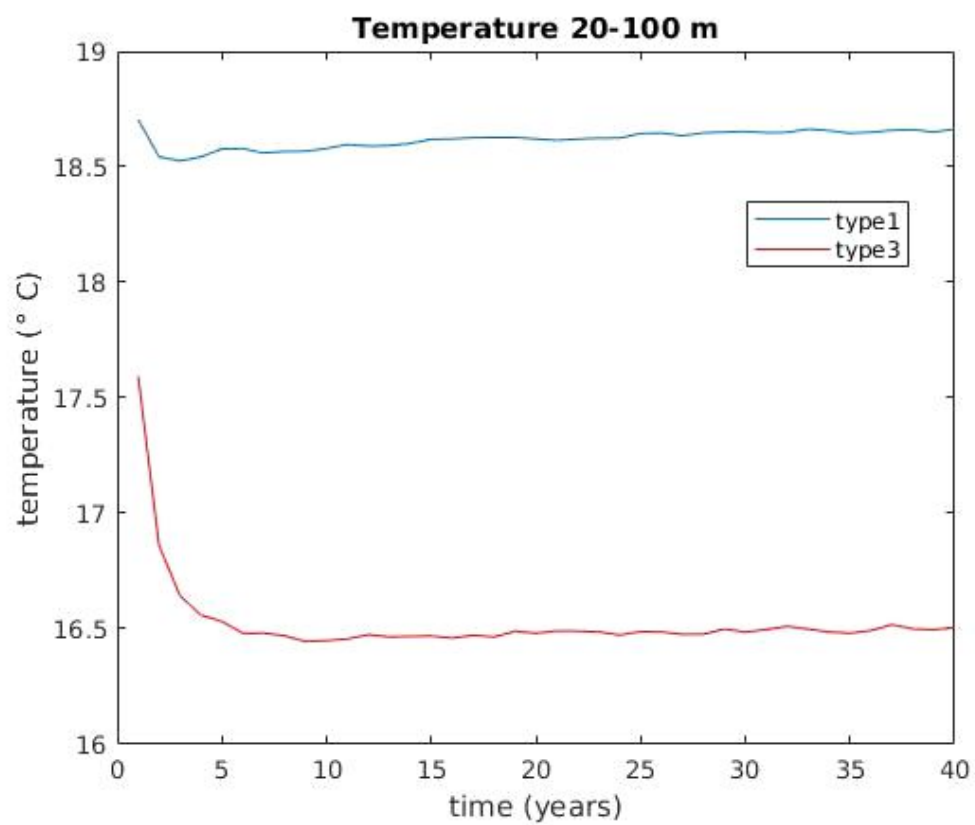
Στο πείραμα water type III, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται στα 8 πρώτα μέτρα της Μεσογείου. Θα περιμέναμε λοιπόν η θερμοκρασία του στρώματος αυτού να είναι μεγαλύτερη, ενώ η θερμοκρασία σε μεγαλύτερα βάθη (στα οποία στο πείραμα water type III δεν φτάνει η ηλιακή ακτινοβολία) να είναι μικρότερη σε σχέση με το πείραμα water type I. Όπως βλέπουμε όμως στην εικόνα 3.2, η θερμοκρασία του στρώματος 0-8 m μειώνεται με αύξηση της θολερότητας, καθώς είναι κατά 0.23°C μικρότερη στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I. Η μείωση αυτή θα εξηγηθεί στην επόμενη παράγραφο, με βάση τον εποχικό κύκλο του βάθους του στρώματος ανάμιξης. Η θερμοκρασία σε μεγαλύτερα βάθη είναι μικρότερη στο πείραμα water type III, όπως αναμενόταν. Το στρώμα 0-20 m (βάθος απόσβεσης για τα type1 νερά), είναι κατά 0.82°C ψυχρότερο (εικόνα 3.3), το στρώμα 20-100 m είναι κατά 2.2°C ψυχρότερο (εικόνα 3.4) και ολόκληρη η λεκάνη της Μεσογείου κατά 0.84°C ψυχρότερη (εικόνα 3.5), σε σχέση με το πείραμα water type I.



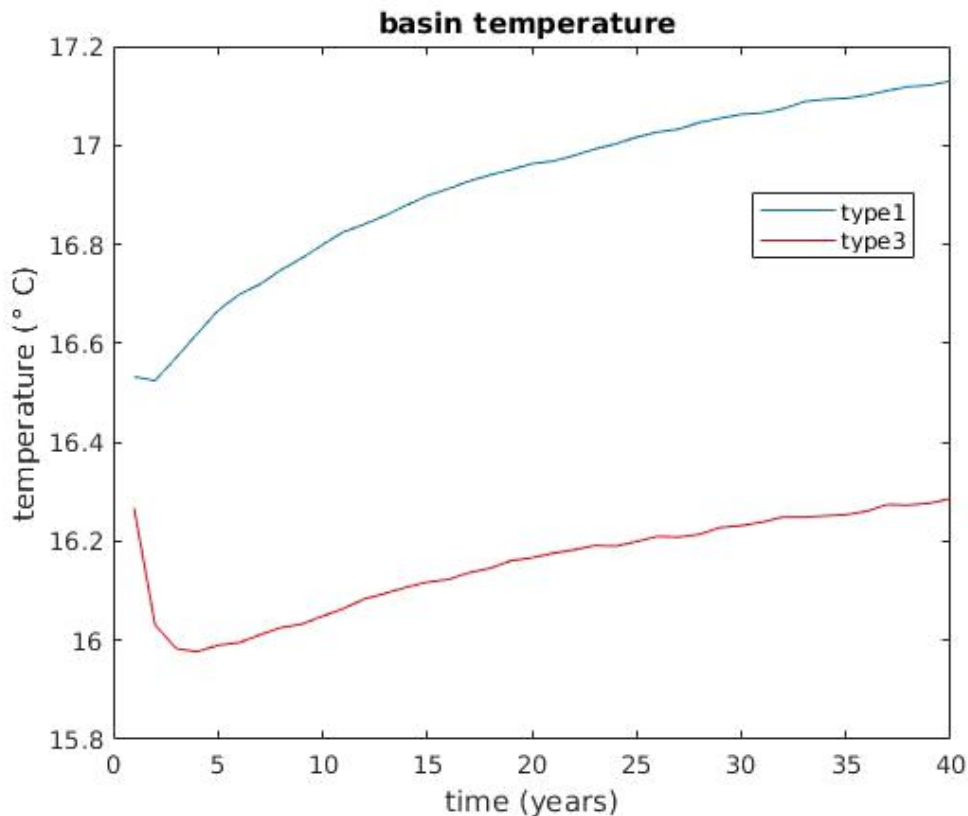
Εικόνα 3.2: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της θερμοκρασίας του στρώματος 0-8 m.



Εικόνα 3.3: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της θερμοκρασίας του στρώματος 0-20 m.



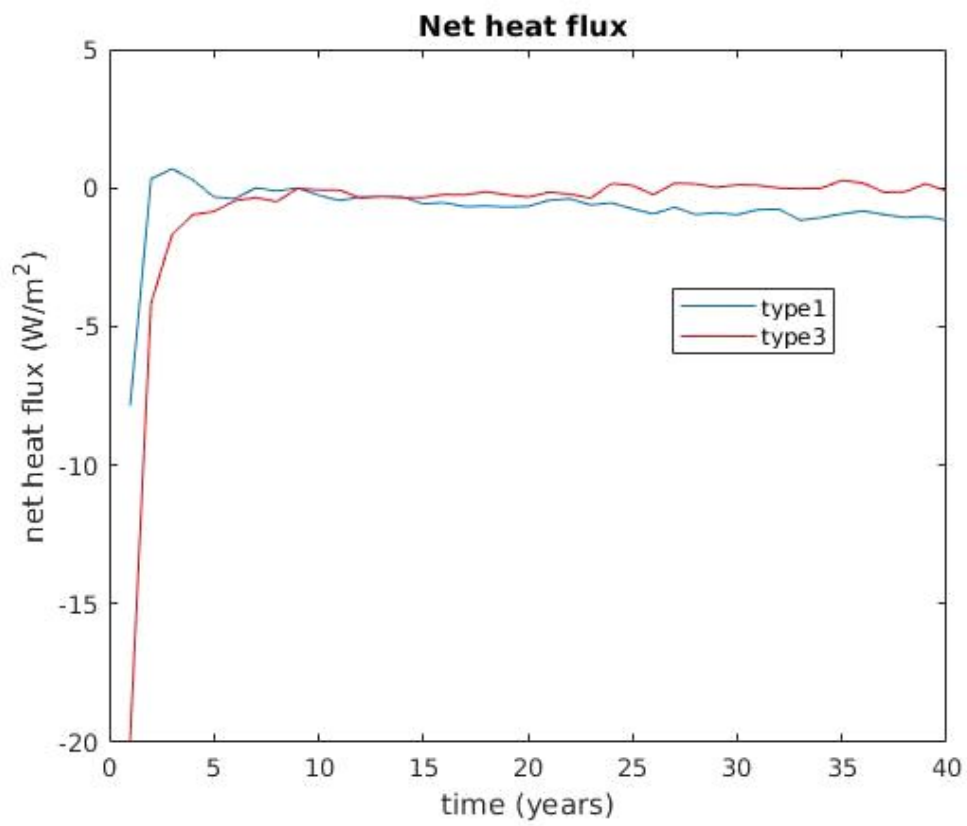
Εικόνα 3.4: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της θερμοκρασίας του στρώματος 20-100 m.



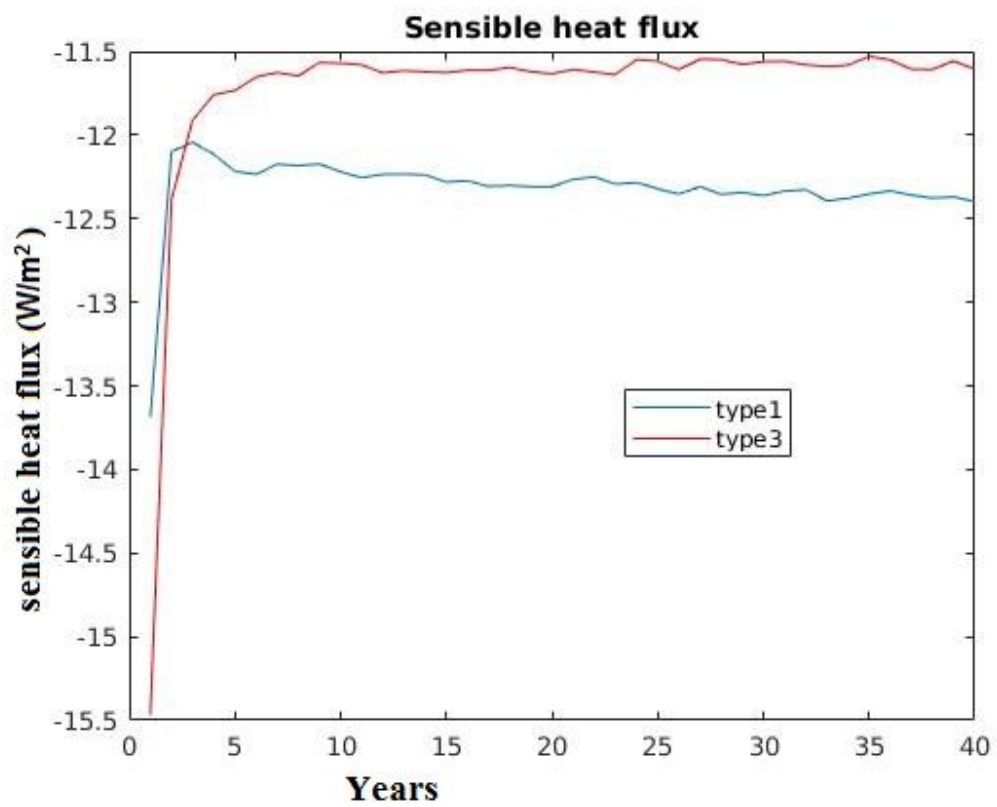
Εικόνα 3.5: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της θερμοκρασίας της λεκάνης της Μεσογείου

3.1.3 Επιφανειακή ροή θερμότητας

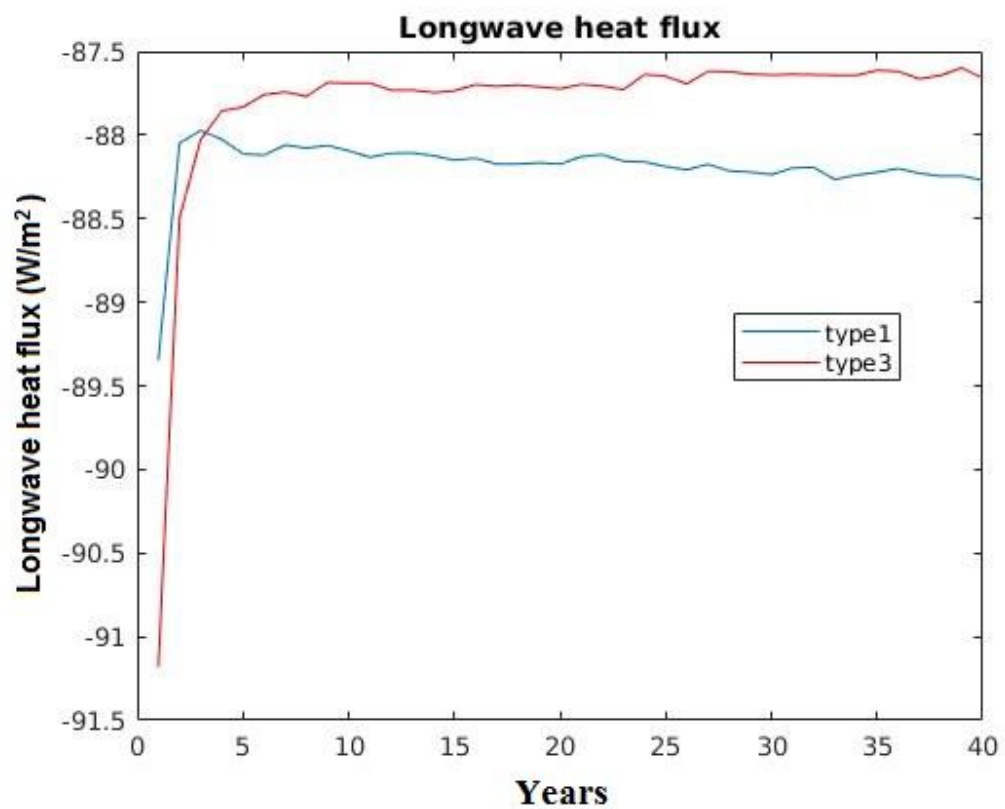
Όπως φαίνεται στην εικόνα 3.6, η συνολική επιφανειακή ροή θερμότητας είναι και για τα δύο πειράματα αρνητική (-1.1 W/m^2 στο πείραμα water type I, -0.1 W/m^2 στο πείραμα water type III), κάτι που σημαίνει ότι η Μεσόγειος αποδίδει θερμότητα προς την ατμόσφαιρα και στις δυο περιπτώσεις. Στο πείραμα water type III, επειδή η θερμοκρασία του επιφανειακού στρώματος είναι μειωμένη σε σχέση με το πείραμα water type I, η επιφάνεια της θάλασσας αποδίδει συνολικά 1 W/m^2 λιγότερη θερμότητα προς την ατμόσφαιρα. Η διαφορά αυτή του 1 W/m^2 , μπορεί να αναλυθεί στις επί μέρους συνιστώσες της ροής ακτινοβολίας ως εξής: Η Μεσόγειος αποδίδει στην ατμόσφαιρα 0.6 W/m^2 ροής αισθητής θερμότητας περισσότερα στο πείραμα water type I (εικόνα 3.7), 0.7 W/m^2 ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας περισσότερα στο πείραμα water type I (εικόνα 3.8) και 0.3 W/m^2 ροής λανθάνουσας θερμότητας περισσότερα στο πείραμα water type III (εικόνα 3.9).



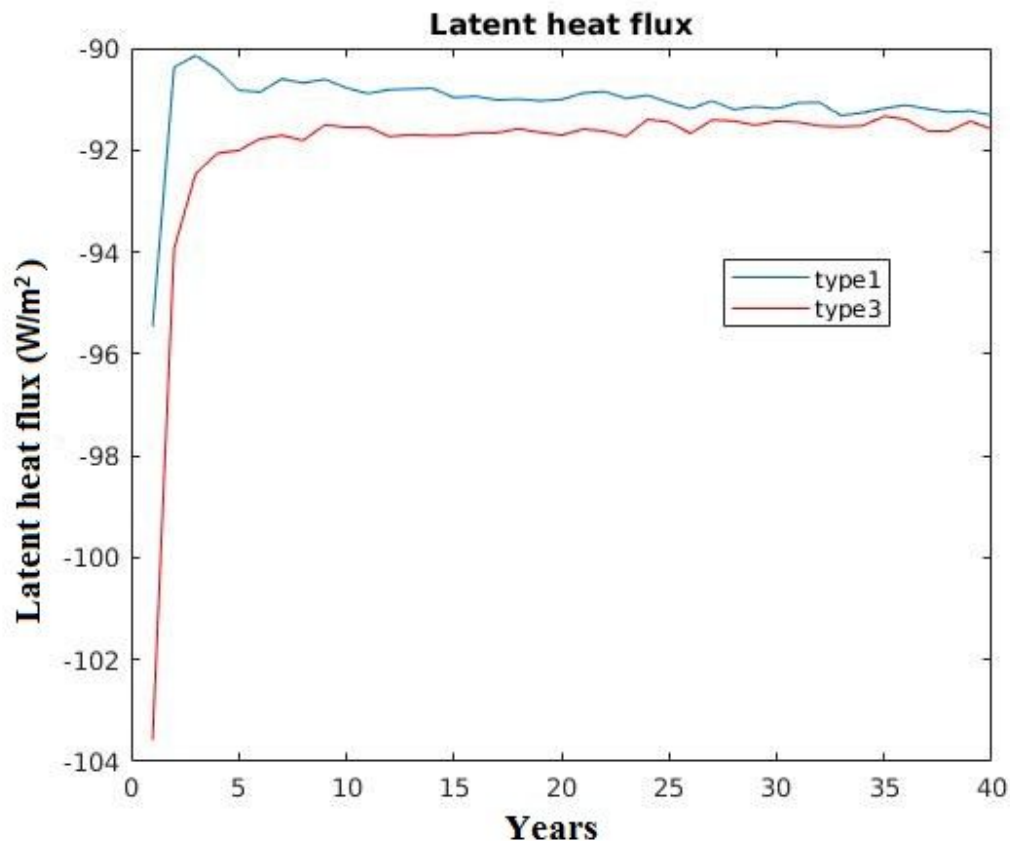
Εικόνα 3.6: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της συνολικής επιφανειακής ροής θερμότητας



Εικόνα 3.7: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της ροής αισθητής θερμότητας



Εικόνα 3.8: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας

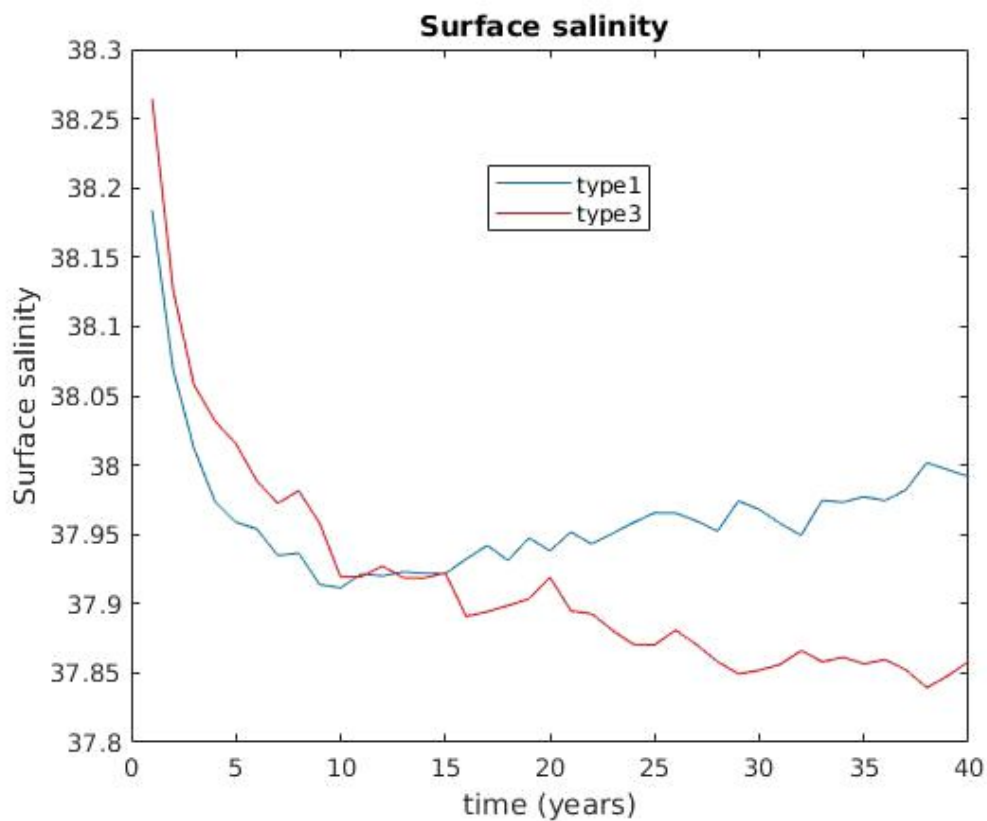


Εικόνα 3.9: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της ροής λανθάνουσας θερμότητας.

3.1.4 Επιφανειακή αλατότητα

Όπως βλέπουμε στην εικόνα 3.10, η επιφανειακή αλατότητα μειώνεται με την αύξηση της θολερότητας, καθώς είναι κατά 0.13‰ μικρότερη στο πείραμα water type III σε σχέση με το πείραμα water type I (0.34% μείωση). Η μικρή αυτή μείωση θα εξηγηθεί στην παράγραφο 3.3.5, με βάση την χωρική κατανομή των διαφορών της επιφανειακής αλατότητας.

Όπως φαίνεται από τις εικόνες 3.1-3.10 και στα δύο πειράματα η Μεσόγειος έχει φτάσει σε μια περίπου σταθερή κατάσταση, στο τελευταίο έτος τρεξίματος.



Εικόνα 3.10: Χρονοσειρά ετήσιων μέσων τιμών της επιφανειακής αλατότητας

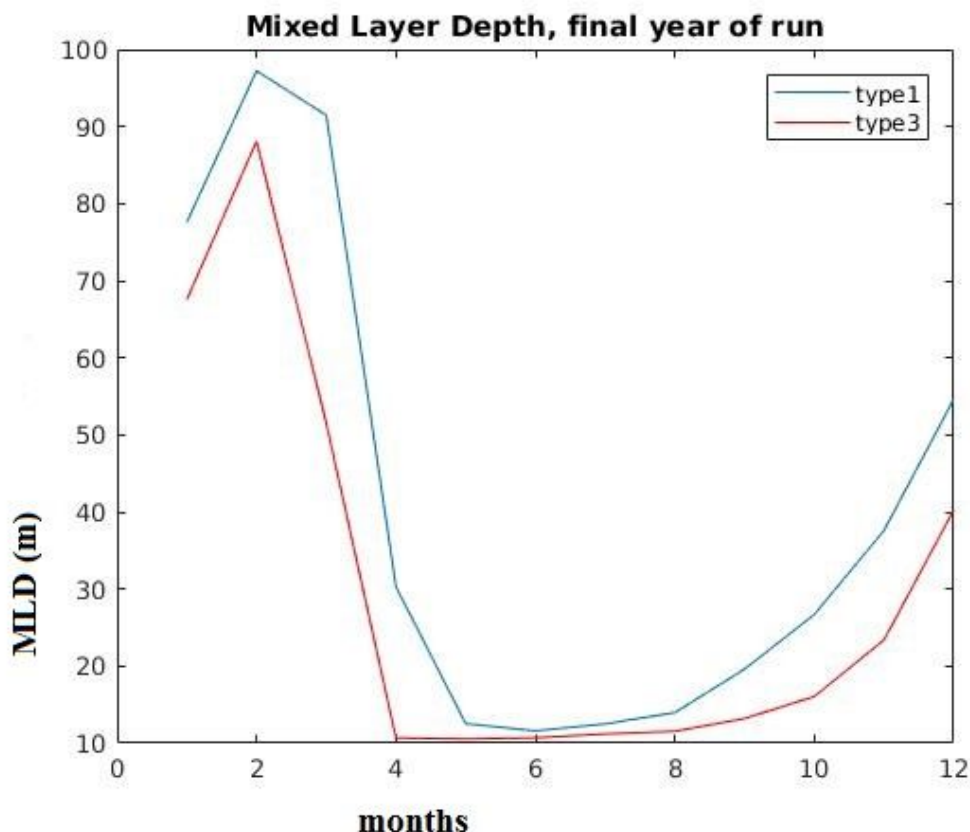
	Type I	Type III	Type III – Type I
MLD (m)	40.5	29.5	-11
Temperature of 0-8 m (°C)	20.83	20.6	-0.23
Temperature of 0-20 m (°C)	20.62	19.8	-0.82
Temperature of 20-100 m (°C)	18.7	16.5	-2.2
Basin temperature (°C)	17.12	16.28	-0.84
Net heat flux (W/m ²)	-1.1	-0.1	-1
Surface salinity	37.99	37.86	-0.13

Πίνακας 3.1: Σύγκριση μεταξύ πειράματος watertypeIII και πειράματος watertypeI (ετήσιες μέσες τιμές, τελευταίο έτος τρεξίματος)

3.2 Εποχικός κύκλος τελευταίου έτους τρεξίματος

3.2.1 Βάθος στρώματος ανάμιξης

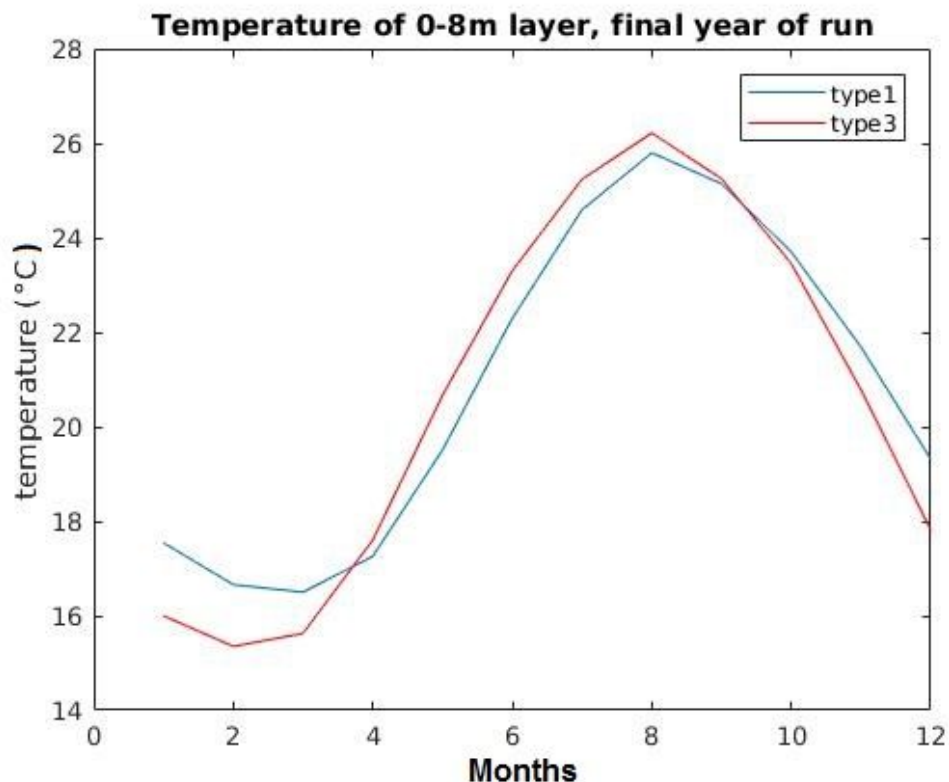
Όπως βλέπουμε στην εικόνα 3.11, το στρώμα ανάμιξης είναι σε όλη την διάρκεια του έτους πιο ρηχό στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I. Κατά τους θερινούς μήνες, το στρώμα ανάμιξης είναι γενικά ρηχό, με το βάθος του να έχει τιμή κοντά σε αυτή του βάθους απόσβεσης των typeIII νερών (~10 m). Τη συγκεκριμένη περίοδο λοιπόν η αύξηση της θολερότητας, δηλαδή η μείωση του βάθους στο οποίο απορροφάται η ηλιακή ακτινοβολία, έχει μικρή επίδραση στο βάθος του στρώματος ανάμιξης. Τους μήνες Μάιο-Αύγουστο, το στρώμα ανάμιξης είναι κατά 1-3 m πιο ρηχό στο πείραμα water type III σε σχέση με το πείραμα water type I (~10% μείωση). Με το πέρας του καλοκαιριού, η επιφάνεια αρχίζει να ψύχεται, με αποτέλεσμα το βάθος του στρώματος ανάμιξης γενικά να αρχίζει να αυξάνεται. Το γεγονός ότι με αύξηση της θολερότητας, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται σε ένα πιο ρηχό επιφανειακό στρώμα, σε σχέση με πιο διαφανή νερά, παίζει σημαντικό ρόλο στο βάθος του στρώματος ανάμιξης. Τους μήνες Οκτώβριο-Μάρτιο, το στρώμα ανάμιξης είναι κατά 10-20 m πιο ρηχό στο πείραμα water type III, ενώ κατά το τέλος του χειμώνα, γίνεται μέχρι και κατά 40 m πιο ρηχό σε σχέση με το πείραμα water type I.



Εικόνα 3.11: Εποχικός κύκλος του βάθους στρώματος ανάμιξης

3.2.2 Θερμοκρασία επιφανειακού στρώματος.

Στο πείραμα water type III, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται κατά ένα μεγάλο ποσοστό (e-folding scale) στο στρώμα 0-8 m, ενώ στο πείραμα water type I ένα μέρος της διεισδύει και βαθύτερα. Για αυτό τον λόγο, όπως φαίνεται και στην εικόνα 3.12, την περίοδο Απρίλιος-Σεπτέμβριος, που η επιφάνεια της θάλασσας θερμαίνεται και το στρώμα ανάμιξης είναι γενικά ρηχό, η θερμοκρασία του στρώματος 0-8 m είναι μεγαλύτερη κατά 0.11°C - 1.16°C στο πείραμα water type III (μέση αύξηση σε σχέση με το πείραμα water type I: 0.61°C). Τον χειμώνα, η επιφάνεια της θάλασσας ψύχεται, λόγω της θερμότητας που αποδίδει το στρώμα ανάμιξης προς την ατμόσφαιρα. Επειδή την περίοδο αυτή, η αύξηση της θολερότητας οδηγεί σε σημαντική μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης, η ψύξη στο πείραμα water type III γίνεται σε μικρότερο όγκο νερού, με αποτέλεσμα να είναι αρκετά εντονότερη σε σχέση με το πείραμα water type I. Κατά την περίοδο Οκτώβριος-Μάρτιος, η θερμοκρασία του στρώματος 0-8 m είναι κατά 0.25°C - 0.54°C μικρότερη στο πείραμα water type III (μέση μείωση σε σχέση με το πείραμα water type I: 1.06°C). Λόγω λοιπόν της μεγάλης μείωσης του βάθους του στρώματος ανάμιξης, η οποία είναι συνέπεια της αύξησης της θολερότητας τον χειμώνα, η μείωση της θερμοκρασίας του επιφανειακού στρώματος την συγκεκριμένη περίοδο, είναι μεγαλύτερη από την αύξηση που παρατηρείται το καλοκαίρι. Εξηγείται λοιπόν έτσι, το γιατί σε ετήσια βάση η αύξηση της θολερότητας οδηγεί στην ελάττωση της θερμοκρασίας του στρώματος 0-8 m.



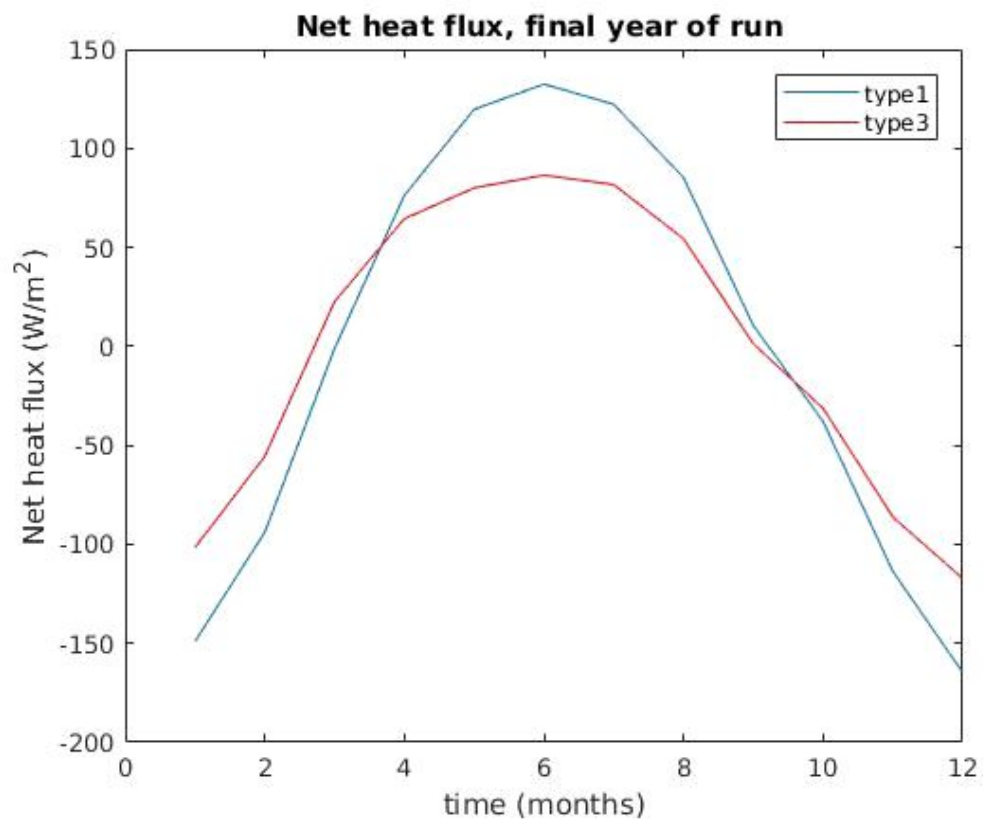
Εικόνα 3.12: Εποχικός κύκλος της θερμοκρασίας του στρώματος 0-8 m

3.2.3 Επιφανειακή ροή θερμότητας

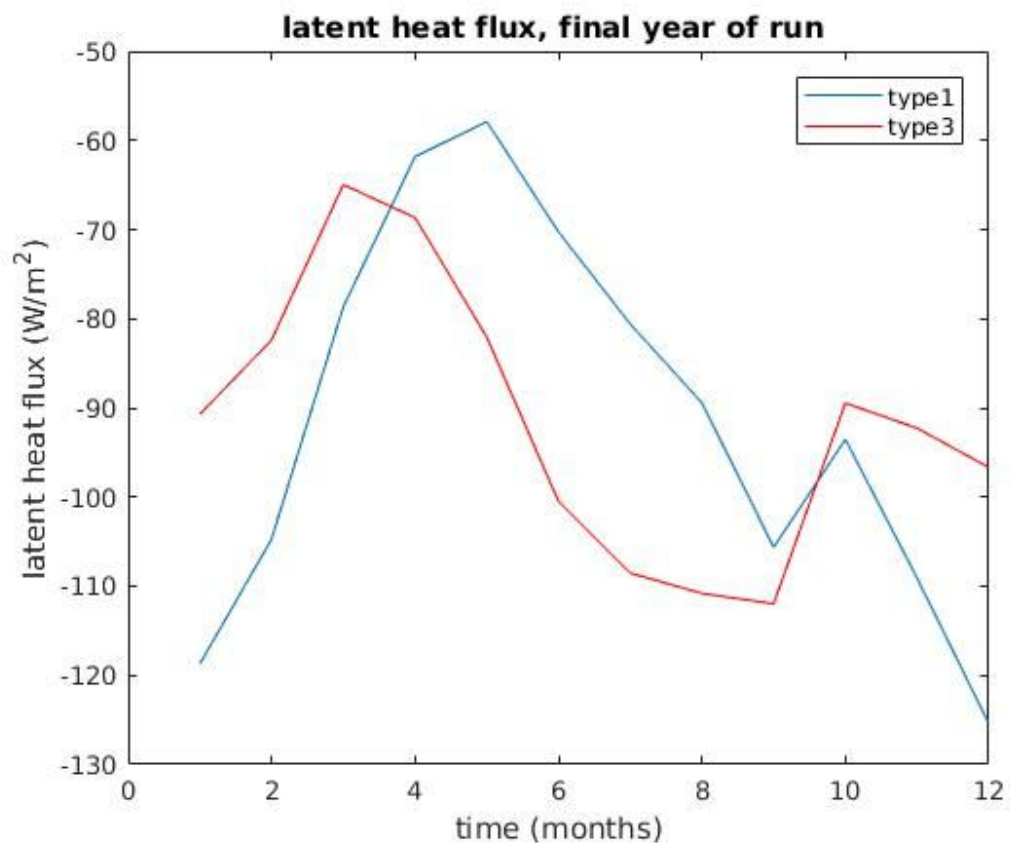
Όπως φαίνεται στην εικόνα 3.13, η εποχική μεταβλητότητα της συνολικής ροής θερμότητας μεταξύ θαλάσσιας επιφάνειας και ατμόσφαιρας, είναι μειωμένη στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I. Η μείωση αυτή, εξηγείται από τον εποχικό κύκλο της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, ο οποίος παρουσιάστηκε στην παράγραφο 3.2.2. Το καλοκαίρι, η επιφανειακή ροή θερμότητας είναι θετική, δηλαδή η ατμόσφαιρα αποδίδει θερμότητα προς την θάλασσα. Αυτήν την περίοδο, η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας αυξάνεται με αύξηση της θολερότητας, επομένως τα ποσά θερμότητας που αποδίδει η ατμόσφαιρα προς την θάλασσα μειώνονται. Τους μήνες Απρίλιο-Σεπτέμβριο, η Μεσόγειος δέχεται στο πείραμα water type III 12-45 W/m² λιγότερα (κατά μέσο όρο 29.7 W/m² λιγότερα, ~30% μείωση), σε σχέση με το πείραμα water type I. Τον χειμώνα, η ροή θερμότητας είναι αρνητική, δηλαδή η θάλασσα αποδίδει θερμότητα προς την ατμόσφαιρα. Αυτήν την περίοδο, η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας μειώνεται με αύξηση της θολερότητας, επομένως θα μειώνονται τα ποσά θερμότητας που αποδίδει η θάλασσα στην ατμόσφαιρα. Κατά τους μήνες Οκτώβριο-Μάρτιο, η Μεσόγειος αποδίδει στο πείραμα water type III 6-47 W/m² λιγότερα, (κατά μέσο όρο 31.8 W/m² λιγότερα, ~35% μείωση) σε σχέση με το πείραμα water type I.

Όσον αφορά τις επί μέρους συνιστώσες της ακτινοβολίας, παρατηρούμε (εικόνες 3.14-3.16) ότι όπως και για την συνολική ροή θερμότητας, το καλοκαίρι που η

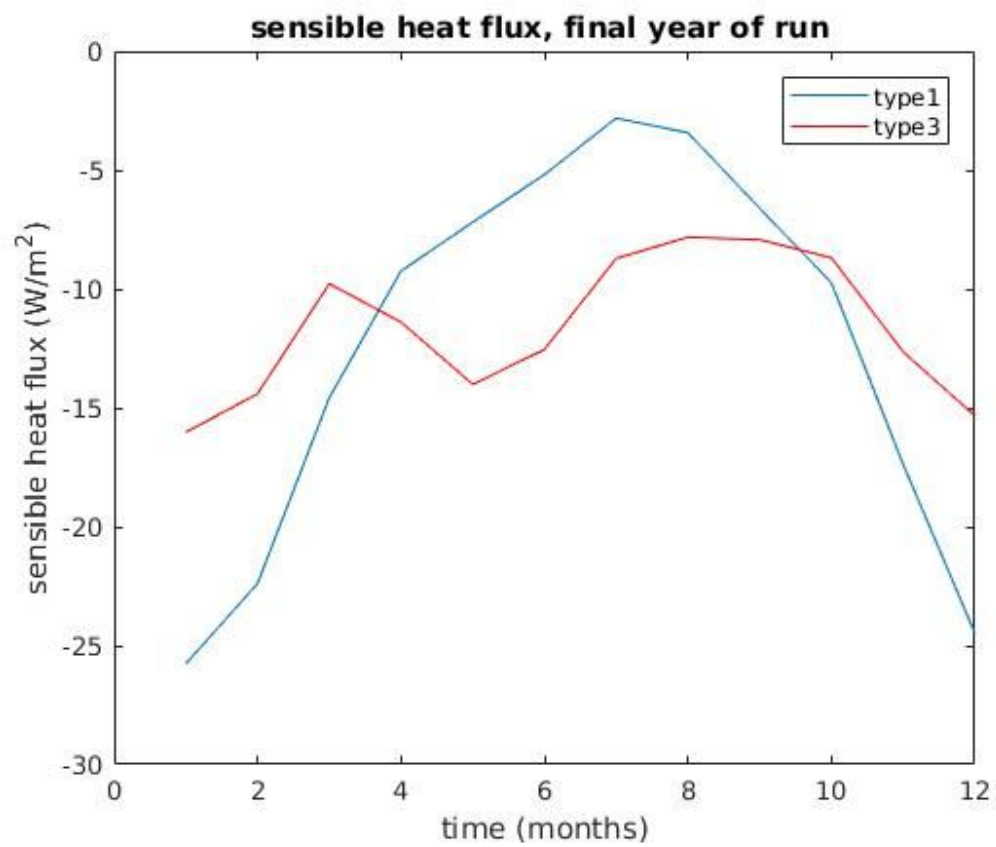
επιφάνεια της θάλασσας είναι πιο θερμή στο πείραμα watertypeIII, οι ροές της λανθάνουσας θερμότητας, της αισθητής θερμότητας και της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας γίνονται με μεγαλύτερη ένταση στο πείραμα αυτό, σε σχέση με το πείραμα watertypeI. Αντίθετα, τον χειμώνα που η επιφάνεια της θάλασσας είναι ψυχρότερη στο πείραμα watertypeIII, οι ροές των επί μέρους συνιστωσών της ακτινοβολίας γίνονται με μικρότερη ένταση, σε σχέση με το πείραμα watertypeI. Κατά την περίοδο Απρίλιος - Σεπτέμβριος, η Μεσόγειος αποδίδει $1.32 - 7.35 \text{ W/m}^2$ αισθητής θερμότητας περισσότερα (κατά μέσο όρο 4.65 W/m^2 περισσότερα, αύξηση κατά 81%) στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I, ενώ κατά την περίοδο Οκτώβριος - Μάρτιος αποδίδει $1.05-9.73 \text{ W/m}^2$ αισθητής θερμότητας λιγότερα (κατά μέσο όρο 6.24 W/m^2 λιγότερα, μείωση κατά 33%) στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I (εικόνα 3.15). Όσον αφορά την ροή λανθάνουσας θερμότητας (εικόνα 3.14), η Μεσόγειος θάλασσα αποδίδει κατά την περίοδο Απρίλιος-Σεπτέμβριος, $6.83-30.2 \text{ W/m}^2$ αισθητής θερμότητας περισσότερα (κατά μέσο όρο 19.48 W/m^2 περισσότερα, αύξηση κατά 25%) στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I, ενώ κατά την περίοδο Οκτώβριος - Μάρτιος αποδίδει $4.07-28.73 \text{ W/m}^2$ λανθάνουσας θερμότητας λιγότερα (κατά μέσο όρο 18.94 W/m^2 λιγότερα, μείωση κατά 18%) στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I. Τέλος, η Μεσόγειος αποδίδει κατά τους μήνες Απρίλιο-Σεπτέμβριο $1.28-7.72 \text{ W/m}^2$ μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας περισσότερα (κατά μέσο όρο 4.71 W/m^2 περισσότερα, αύξηση κατά 6%) στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I, ενώ κατά τους μήνες Οκτώβριο-Μάρτιο αποδίδει $1.34-8.68 \text{ W/m}^2$ μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας λιγότερα (κατά μέσο όρο 5.93 W/m^2 λιγότερα, μείωση κατά 7%) στο πείραμα water type III σε σχέση με το πείραμα water type I (εικόνα 3.16).



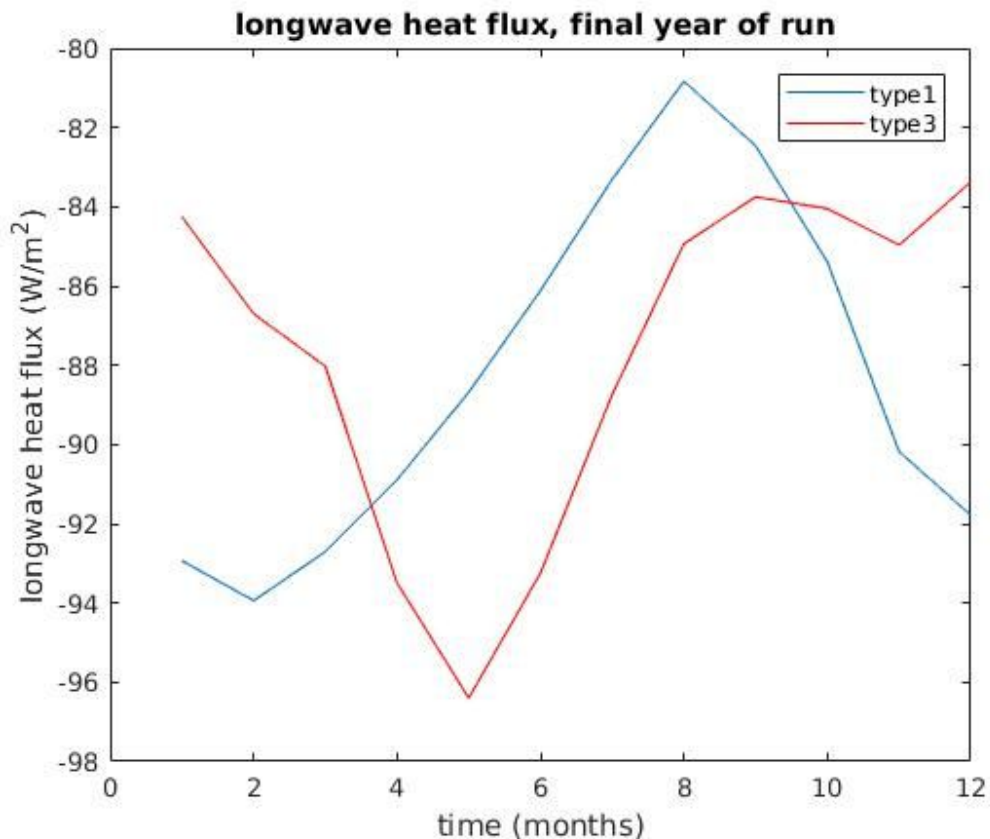
Εικόνα 3.13: Εποχικός κύκλος της συνολικής επιφανειακής ροής θερμότητας (net).



Εικόνα 3.14: Εποχικός κύκλος της επιφανειακής ροής λανθάνουσας θερμότητας.



Εικόνα 3.15: Εποχικός κύκλος της επιφανειακής ροής αισθητής θερμότητας.

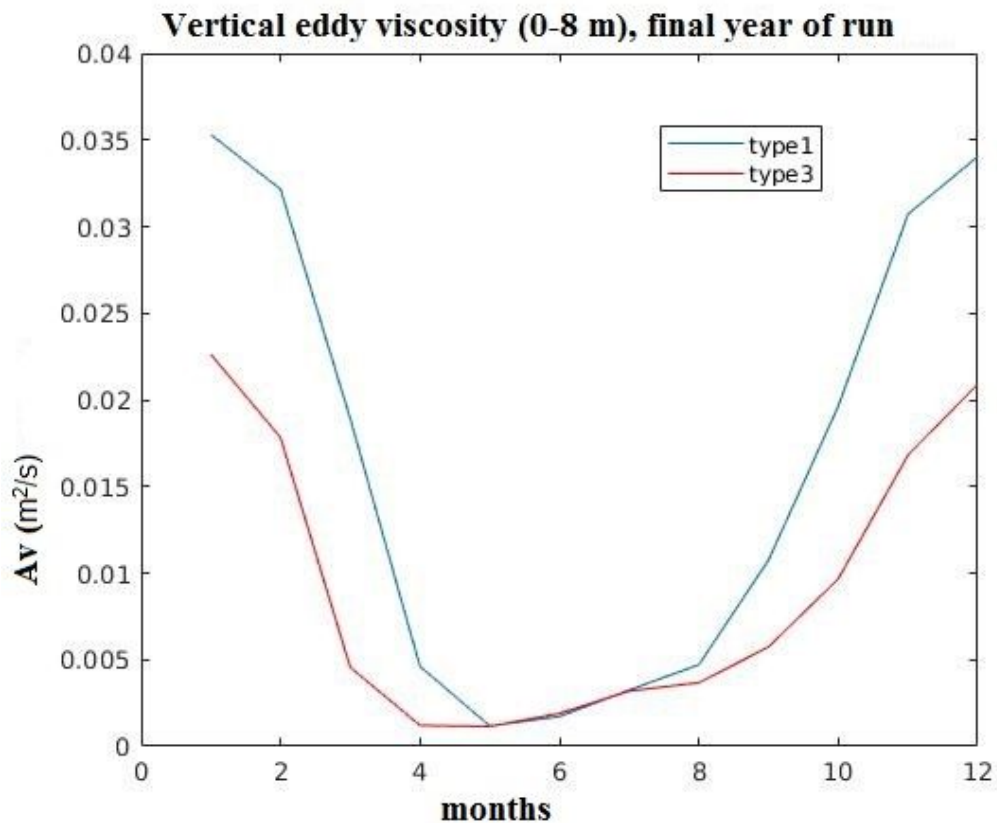


Εικόνα 3.16: Εποχικός κύκλος της επιφανειακής ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας.

3.2.4. Στρωμάτωση

Όταν η επιφανειακή θολερότητα των νερών είναι αυξημένη, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται κατά ένα μεγάλο ποσοστό σε ένα ρηχό επιφανειακό στρώμα. Το στρώμα αυτό θερμαίνεται και η διαφορά της θερμοκρασίας του από αυτή των υποκείμενων στρωμάτων (στα οποία δεν φτάνει η ηλιακή ακτινοβολία), είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη διαφορά, όταν τα νερά είναι διαυγή. Με αύξηση της θολερότητας, έχουμε επομένως κοντά στην επιφάνεια πιο έντονη στρωμάτωση, δηλαδή μεγαλύτερη κατακόρυφη βαθμίδα της πυκνότητας (η οποία εξαρτάται από θερμοκρασία και αλατότητα) των νερών. Επίσης, εξαιτίας της εντονότερης στρωμάτωσης και του πιο ρηχού στρώματος ανάμιξης, οι κατακόρυφες και οι τυρβώδεις κινήσεις εξασθενούν. Ο συντελεστής A_v (vertical eddy viscosity) είναι ένας δείκτης της στρωμάτωσης, καθώς δείχνει την ευκολία με την οποία πραγματοποιούνται οι κατακόρυφες κινήσεις. Όσο μικρότερος είναι ο συντελεστής A_v , τόσο πιο δύσκολα πραγματοποιούνται κατακόρυφες κινήσεις στον ωκεανό, άρα τόσο πιο έντονη είναι η στρωμάτωση. Όπως βλέπουμε στην εικόνα 3.17, ο συντελεστής vertical eddy viscosity για το

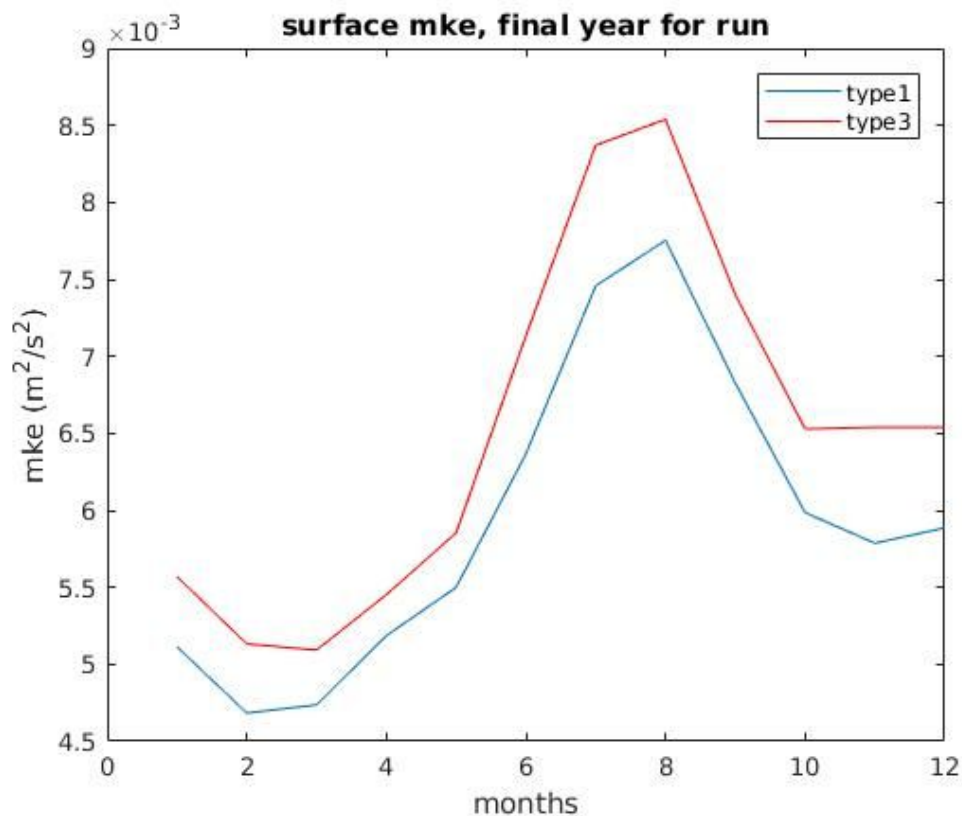
στρώμα 0-8 m, είναι μικρότερος στο πείραμα water type III, σε όλη τη διάρκεια του τελευταίου έτους τρεξίματος. Αυτό σημαίνει ότι η στρωμάτωση κοντά στην επιφάνεια είναι σε όλη την διάρκεια του έτους πιο έντονη, σε σχέση με το πείραμα water type I. Το καλοκαίρι, που το βάθος του στρώματος ανάμιξης είναι γενικά ρηχό και δεν επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την αύξηση της θολερότητας, οι κατακόρυφες κινήσεις γίνονται με δυσκολία και ο συντελεστής A_v έχει την ίδια τιμή και στα δύο πειράματα. Τον χειμώνα, που το βάθος του στρώματος ανάμιξης είναι αρκετά πιο ρηχό στο πείραμα water type III, οι κατακόρυφες κινήσεις γίνονται με μεγαλύτερη δυσκολία, σε σχέση με το πείραμα water type I. Τους μήνες Οκτώβριο-Μάρτιο, ο συντελεστής A_v είναι κατά 0.01 m^2/s μειωμένος (~60% μείωση) στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I.



Εικόνα 3.17: Εποχικός κύκλος του συντελεστή A_v του στρώματος 0-8 m.

3.2.5 Κινητική ενέργεια

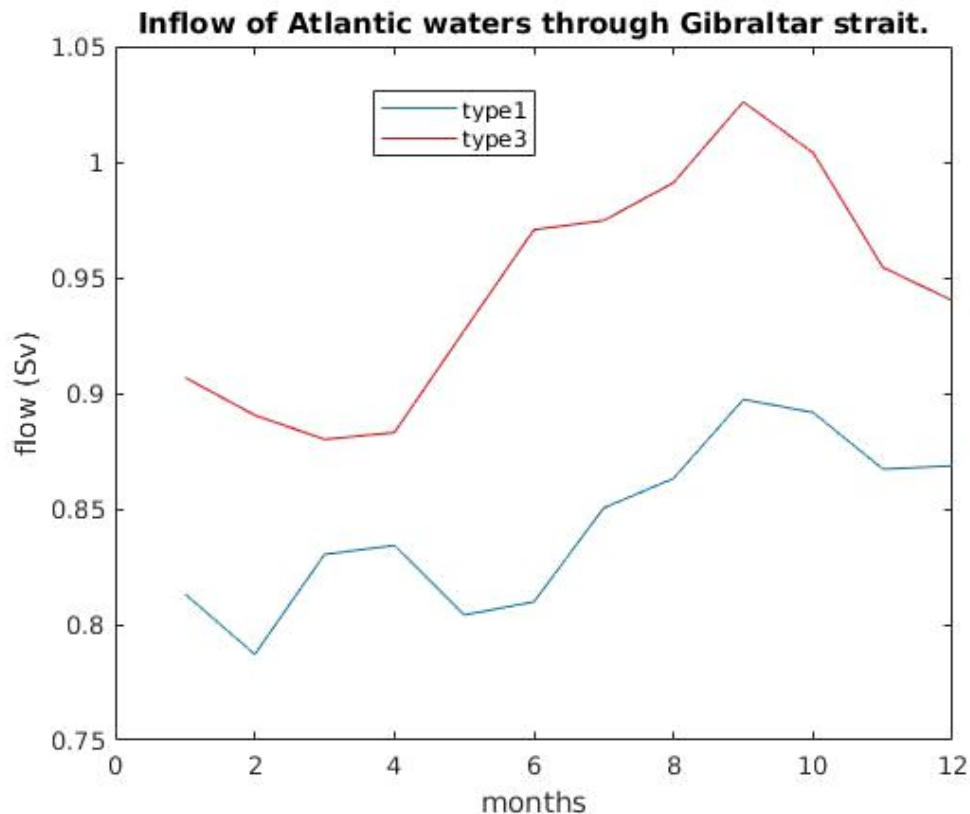
Η αύξηση της επιφανειακής θολερότητας των νερών, έχει ως συνέπεια την ενίσχυση της στρωμάτωσης κοντά στην επιφάνεια. Η πιο έντονη στρωμάτωση, έχει με την σειρά της ως συνέπεια την εξασθένηση των κατακόρυφων κινήσεων και της τύρβης στο στρώμα ανάμιξης, κάτι που φαίνεται από την μείωση του συντελεστή An στο στρώμα 0-8 m. Εξαιτίας της εξασθένησης των κατακόρυφων κινήσεων, περισσότερη από την κινητική ενέργεια που υπάρχει στον ωκεανό διοχετεύεται προς όφελος των οριζόντιων κινήσεων. Όπως λοιπόν φαίνεται και στην εικόνα 3.18, αύξηση της θολερότητας έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της μέσης κινητικής ενέργειας στην επιφάνεια της Μεσογείου. Η μέση κινητική ενέργεια, είναι σε όλη τη διάρκεια του έτους μεγαλύτερη στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I, με την ετήσια μέση τιμή της αύξησης αυτής να είναι $6 \cdot 10^{-4} \text{m}^2/\text{s}^2$ (9.5% αύξηση).



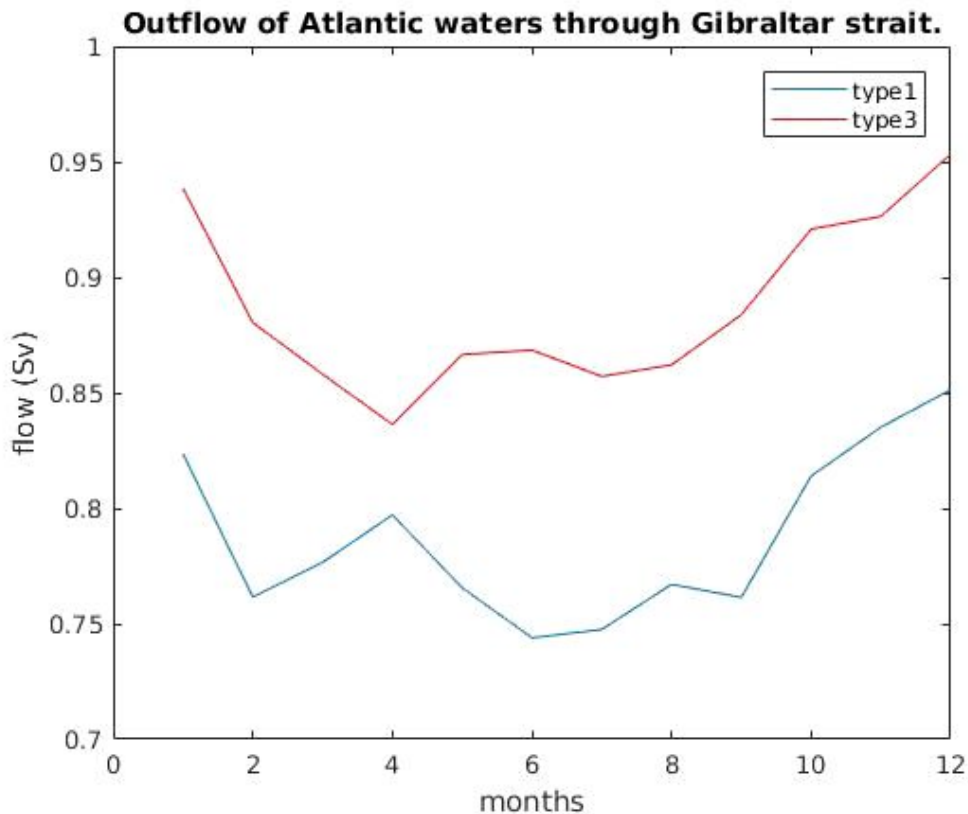
Εικόνα 3.18: Εποχικός κύκλος της επιφανειακής μέσης κινητικής ενέργειας.

Η αύξηση της θολερότητας, έχει ως αποτέλεσμα την ενίσχυση των οριζόντιων κινήσεων, καθώς και την πιο έντονη ροή λανθάνουσας θερμότητας (εικόνα 3.9), άρα και πιο έντονη εξάτμιση. Για αυτό τον λόγο, με αύξηση της θολερότητας,

παρατηρείται αύξηση στις ανταλλαγές νερού μεταξύ Ατλαντικού και Μεσογείου, μέσω του στενού του Γιβραλτάρ. Σε όλη την διάρκεια του έτους, έχουμε στο πείραμα water type III μεγαλύτερη εισροή Ατλαντικών νερών στην Μεσόγειο, σε σχέση με το πείραμα water type I (εικόνα 3.19). Η ετήσια μέση τιμή της αύξησης αυτής είναι 0.1 Sv (12% αύξηση). Λόγω της αρχής διατήρησης της μάζας, η εκροή ενδιάμεσων νερών από την Μεσόγειο προς τον Ατλαντικό είναι και αυτή, σε ετήσια βάση, αυξημένη στο πείραμα water type III, κατά 0.1 Sv (15% αύξηση), σε σχέση με το πείραμα water type I (εικόνα 3.20).



Εικόνα 3.19: Εποχικός κύκλος της εισροής νερών μέσω του στενού του Γιβραλτάρ



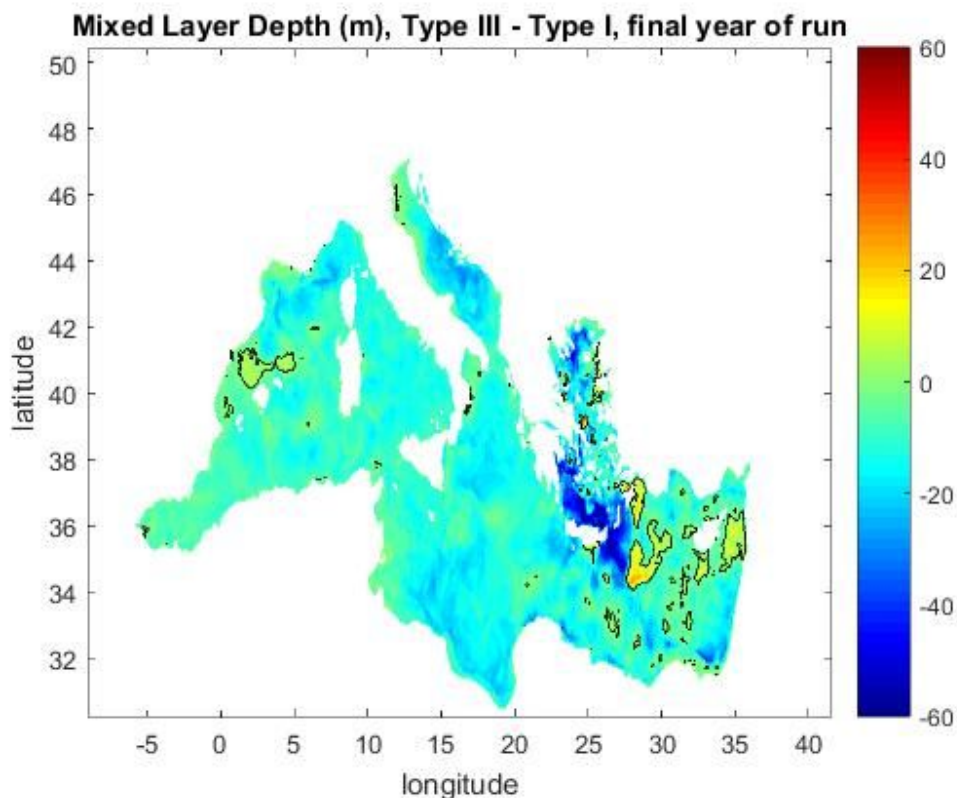
Εικόνα 3.20: Εποχικός κύκλος της εκροής νερών μέσω του στενού του Γιβραλτάρ

3.3 Χωρική κατανομή μεταβολών.

Στις εικόνες της παραγράφου αυτής, παρουσιάζονται χάρτες, στους οποίους φαίνεται η χωρική κατανομή των διαφορών ανάμεσα στα δύο πειράματα.

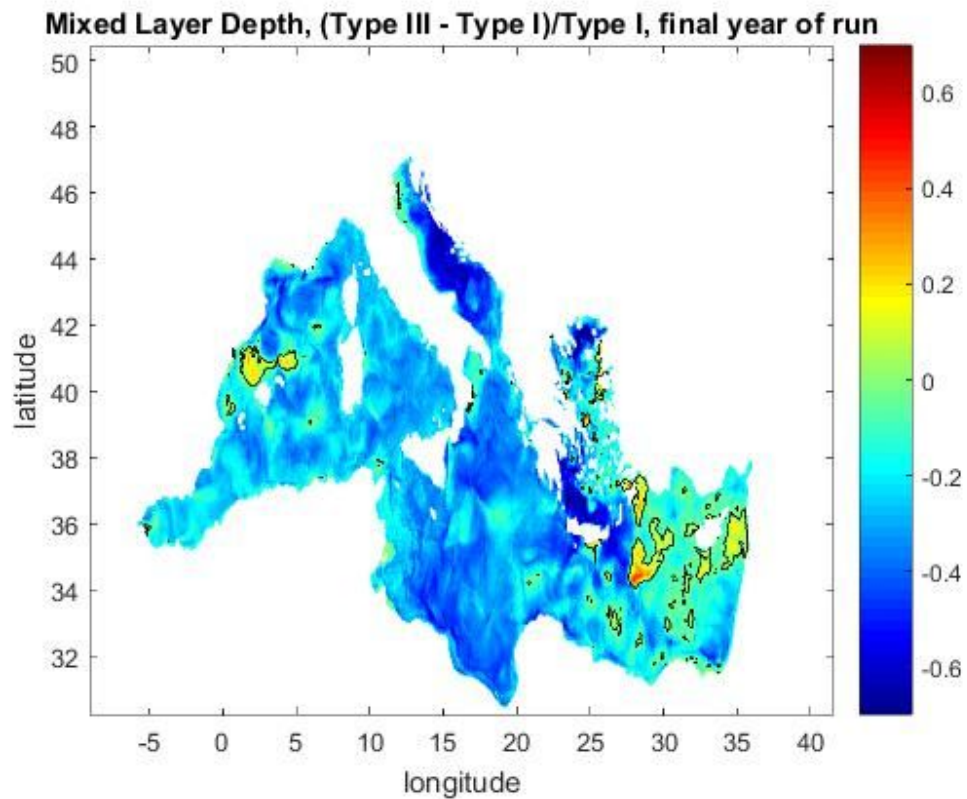
3.3.1 Βάθος του στρώματος ανάμιξης

Όπως βλέπουμε στις εικόνες 3.21, 3.22, σχεδόν σε όλη την έκταση της Μεσογείου, το βάθος του στρώματος ανάμιξης μειώνεται όταν αυξάνεται η θολερότητα. Η μείωση αυτή είναι μεγαλύτερη στην Ανατολική, σε σχέση με την Δυτική Μεσόγειο. Αυτό συμβαίνει διότι τα Ατλαντικά νερά, τα οποία εισέρχονται στην Δυτική Μεσόγειο μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, έχουν χαρακτηριστικά τα οποία είναι σχεδόν τα ίδια στα δύο πειράματα, με αποτέλεσμα στην περιοχή που η παρουσία τους κυριαρχεί, η επίδραση της αυξημένης θολερότητας (πιο ρηχό στρώμα ανάμιξης και εντονότερη στρωμάτωση) να είναι λιγότερο εμφανής, σε σχέση με την περιοχή μακριά από αυτά. Η μέγιστη μείωση παρατηρείται στην Ανατολική Μεσόγειο, βορείως και ανατολικά της Κρήτης (-67 m, -70%), στην Αδριατική (-31 m, -71%) και στο Βόρειο Αιγαίο (-50 m, -77%). Στην Δυτική Μεσόγειο, το βάθος του στρώματος ανάμιξης μειώνεται κατά ~10 m (27% μείωση).

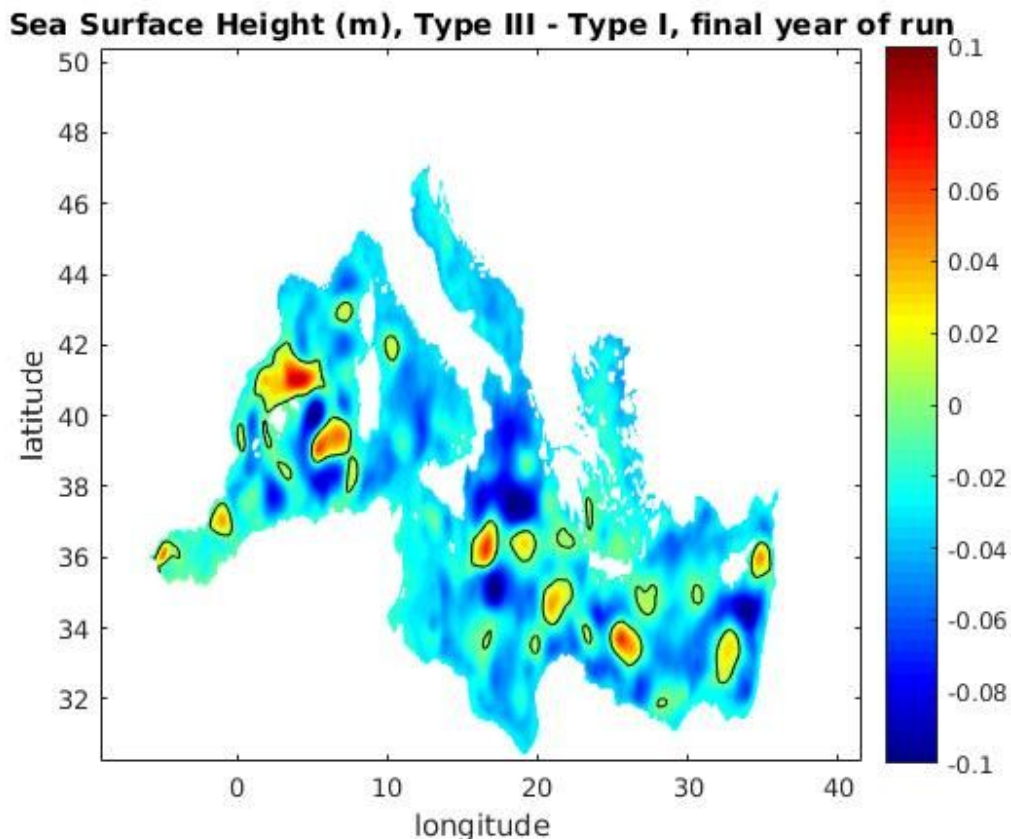


Εικόνα 3.21: Ετήσια χωρική κατανομή διαφορών του βάθους του στρώματος ανάμιξης (type III – type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές του βάθους του στρώματος ανάμιξης είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

Η αύξηση της βάθους του στρώματος ανάμιξης, με αύξηση της θολερότητας σε ορισμένες περιοχές, οφείλεται σε αλλαγές στην κυκλοφορία, οι οποίες προέκυψαν από την ενίσχυση των οριζόντιων κινήσεων. Πιο συγκεκριμένα, στις περιοχές βόρεια της Μαγιόρκα και ανατολικά της Κύπρου, έχει μετακινηθεί μια αντικυκλωνική κυκλοφορία, η οποία χαρακτηρίζεται από μεγάλο βάθος στρώματος ανάμιξης, καθώς και από ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης (εικόνα 3.23). Η αύξηση που υπάρχει νοτιοανατολικά της Κρήτης, οφείλεται στο ότι στο πείραμα water type III, η περιοχή στην οποία συμβαίνει η δημιουργία ενδιάμεσων Λεβαντινών νερών (που χαρακτηρίζεται από βαθύ στρώμα ανάμιξης), μετατοπίζεται προς τα ανατολικά, σε σχέση με το πείραμα water type I. Έτσι, εξηγείται και η μεγάλη μείωση του βάθους στρώματος ανάμιξης στην περιοχή βόρεια και ανατολικά της Κρήτης, περιοχή η οποία βρίσκεται στα δυτικά της περιοχής, όπου παρατηρείται η αύξηση του βάθους του στρώματος ανάμιξης.



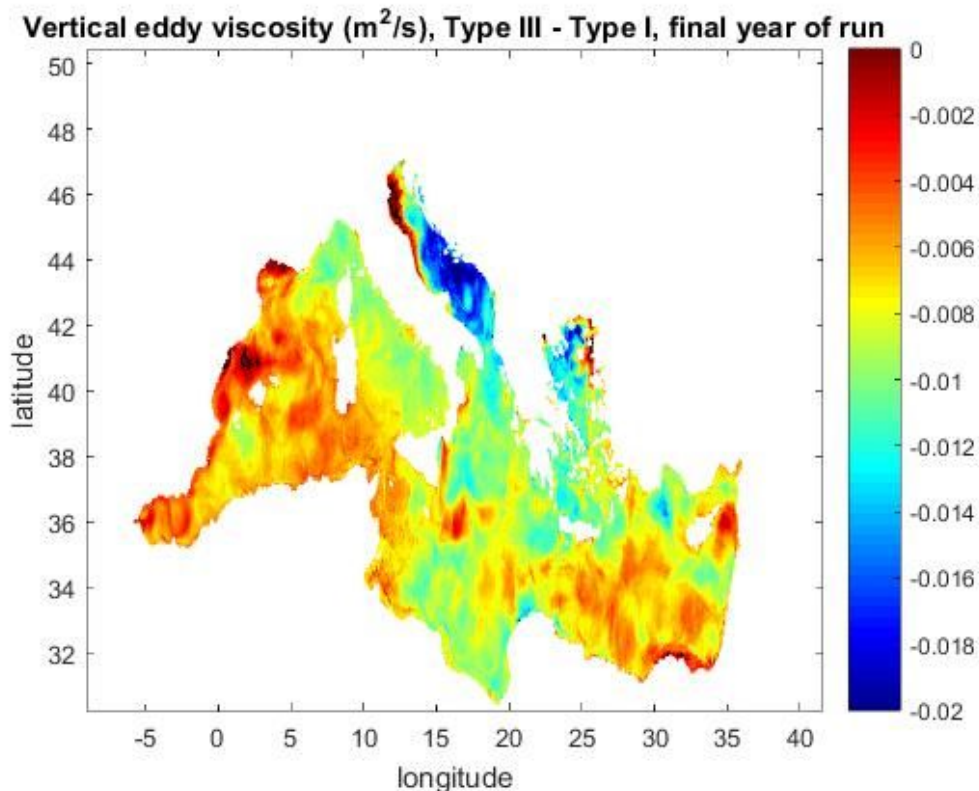
Εικόνα 3.22: Ετήσια χωρική κατανομή των ποσοστιαίων διαφορών του βάθους στρώματος ανάμιξης ((typeIII – type I)/type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού ο τιμές του βάθους του στρώματος ανάμιξης είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.



Εικόνα 3.23: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης (type III – type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

3.3.2 Verticaleddyviscosity

Όπως ειπώθηκε στην παράγραφο 3.2, εξαιτίας της μείωσης του βάθους του στρώματος ανάμιξης, η αύξηση της θολερότητας προκαλεί εξασθένηση των κατακόρυφων και των τυρβωδών κινήσεων. Όπως φαίνεται και στην εικόνα 3.24, ο συντελεστής A_v είναι μικρότερος στο πείραμα water type III σε όλη την έκταση της Μεσογείου, σε σχέση με το πείραμα water type I. Παρατηρούμε επίσης, ότι η χωρική κατανομή των διαφορών του συντελεστή A_v , βρίσκεται σε αντιστοιχία με την αντίστοιχη κατανομή των διαφορών του βάθους στρώματος ανάμιξης. Η μέγιστη μείωση παρατηρείται στην Αδριατική ($-0.024 \text{ m}^2/\text{s}$, -80%) και στο Βόρειο Αιγαίο ($-0.021 \text{ m}^2/\text{s}$, -78%), στις περιοχές δηλαδή στις οποίες έχουμε και την μέγιστη μείωση του βάθους στρώματος ανάμιξης. Στην Δυτική Μεσόγειο αντιθέτως, όπου η αύξηση της θολερότητας δεν συνεπάγεται μεγάλη μείωση του βάθους στρώματος ανάμιξης, η μείωση του συντελεστή A_v είναι μικρότερη ($0.005\text{-}0.009 \text{ m}^2/\text{s}$, $\sim 40\%$ μείωση).

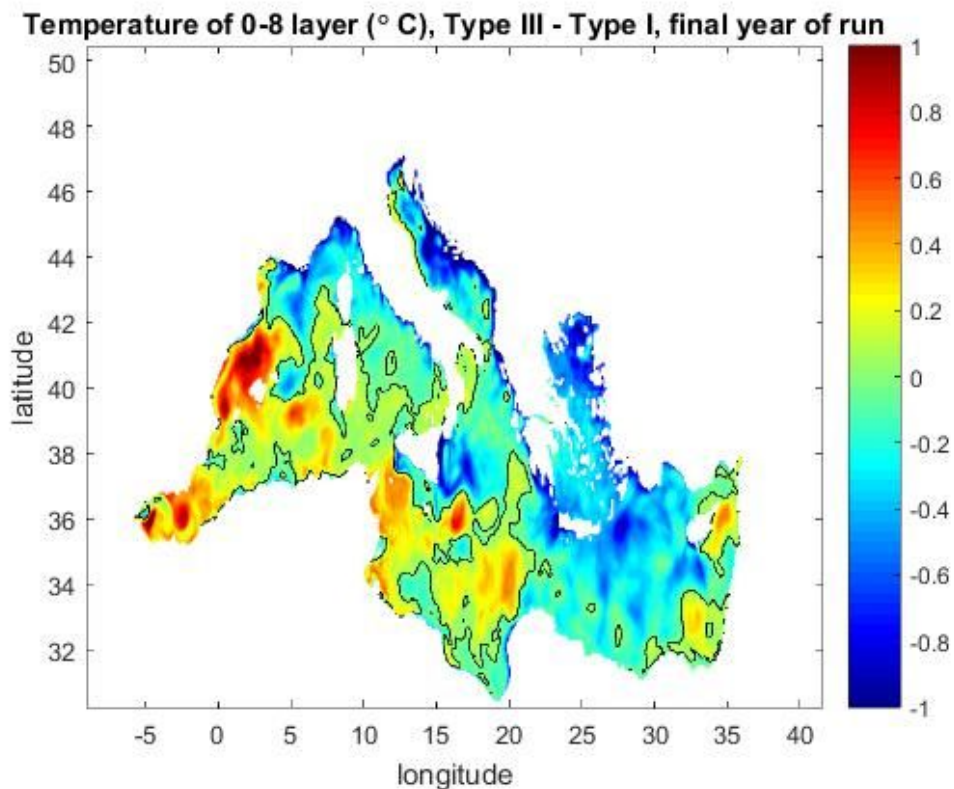


Εικόνα 3.24: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών του συντελεστή $\text{verticaleddyviscosity}$ (typeIII – type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές του $\text{verticaleddyviscosity}$ είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

3.3.3 Θερμοκρασία του στρώματος 0-8 m.

Όπως βλέπουμε στην εικόνα 3.25, με αύξηση της θολερότητας, η θερμοκρασία του στρώματος 0-8 m, αυξάνεται κατά κύριο λόγο στην Δυτική Μεσόγειο. Στην περιοχή αυτή, λόγω της παρουσίας των Ατλαντικών νερών, η επίδραση της θολερότητας στο βάθος του στρώματος ανάμιξης και στην στρωμάτωση δεν είναι μεγάλη. Για αυτόν τον λόγο, η επιφανειακή θερμοκρασία καθορίζεται κυρίως από το γεγονός ότι με αύξηση της θολερότητας, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται σε ένα ρηχό επιφανειακό στρώμα, με αποτέλεσμα να το θερμαίνει περισσότερο, σε σχέση με την περίπτωση που τα νερά έχουν μικρή επιφανειακή θολερότητα. Η μέγιστη αύξηση παρατηρείται στην περιοχή βορείως της Μαγιόρκα (+1.12°C), όπου το στρώμα ανάμιξης βαθαίνει, όταν αυξάνεται η θολερότητα. Στην Ανατολική Μεσόγειο, η αύξηση της θολερότητας έχει ως αποτέλεσμα σημαντική μείωση του στρώματος ανάμιξης, με αποτέλεσμα η επιφανειακή θερμοκρασία να καθορίζεται κυρίως από την μείωση αυτή. Για αυτόν τον λόγο βλέπουμε ότι στην

Ανατολική Μεσόγειο, η θερμοκρασία του στρώματος 0-8 m είναι μικρότερη στο πείραμα water type III, σε σχέση με το πείραμα water type I. Μεγάλη μείωση παρατηρείται στις περιοχές στις οποίες η μείωση του στρώματος ανάμιξης είναι μέγιστη, δηλαδή στην Αδριατική (-2.4°C) και στο βόρειο Αιγαίο (-1.1°C). Επίσης, μεγάλη μείωση παρατηρείται σε παράκτιες περιοχές και στον κυκλώνα της Ρόδου (-1 έως -1.8°C), λόγω της ανάβλυσης που λαμβάνει χώρα τους θερινούς μήνες στις περιοχές αυτές. Το νερό που ανέρχεται στην επιφάνεια από μεγαλύτερα βάθη, είναι πιο κρύο όταν η θολερότητα είναι αυξημένη, με αποτέλεσμα να ρίχνει την θερμοκρασία του επιφανειακού στρώματος. Τέλος, σημαντική μείωση παρατηρείται στην περιοχή ανατολικά της Σικελίας (-2.1°C), λόγω της μετατόπισης κυκλωνικής κυκλοφορίας (η οποία χαρακτηρίζεται από ρηχό στρώμα ανάμιξης και ταπείνωση της θαλάσσιας στάθμης) βορειότερα, σε σχέση με την θέση που είχε στο πείραμα water type I (εικόνα 3.23).



Εικόνα 3.25: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών της θερμοκρασίας του στρώματος 0-8 m. (type III – type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές της θερμοκρασίας του στρώματος 0-8 m είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

3.3.4 Επιφανειακή ροή θερμότητας

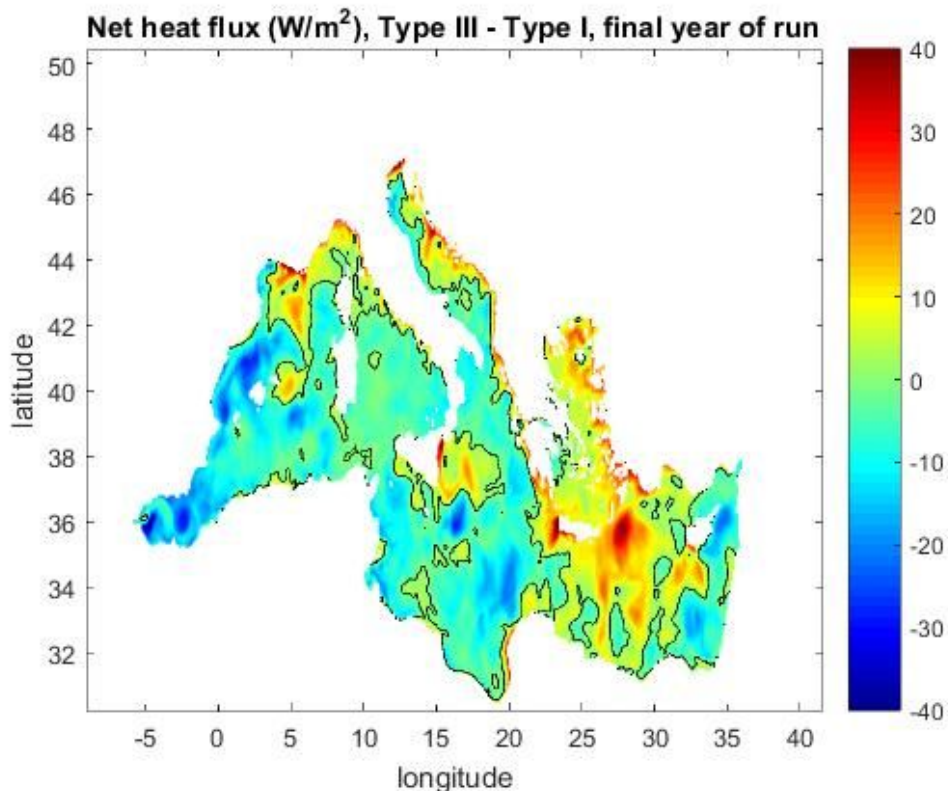
Όπως βλέπουμε στην εικόνα 3.26, η χωρική κατανομή των διαφορών της επιφανειακής συνολικής ροής θερμότητας, συμφωνεί με την αντίστοιχη κατανομή των διαφορών της επιφανειακής θερμοκρασίας (εικόνα 3.25). Στις περιοχές που η αύξηση της θολερότητας προκαλεί μείωση της επιφανειακής θερμοκρασίας,

μειώνονται και οι απώλειες θερμότητας προς την ατμόσφαιρα, ή αυξάνονται τα ποσά ακτινοβολίας που δέχεται η Μεσόγειος, ενώ στις περιοχές που η αύξηση της θολερότητας προκαλεί αύξησης επιφανειακής θερμοκρασίας, η Μεσόγειος αποδίδει μεγαλύτερα ποσά θερμότητας προς την ατμόσφαιρα. Επίσης, στις περιοχές που λόγω της αύξησης της θολερότητας, παρατηρείται η μέγιστη ψύξη της επιφάνειας της θάλασσας, παρατηρούμε ότι υπάρχει μέγιστη αύξηση της ροής ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα προς την Μεσόγειο. Οι περιοχές αυτές είναι οι εξής: Στην περιοχή της Βόρειας Αδριατικής, η Μεσόγειος δέχεται 33 W/m^2 περισσότερα στο πείραμα water type III (+53 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (+20 W/m^2). Στην περιοχή ανατολικά της Σικελίας, η Μεσόγειος δέχεται 41 W/m^2 περισσότερα στο πείραμα water type III (+66 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (+25 W/m^2). Στην περιοχή δυτικά της Κρήτης, η Μεσόγειος δέχεται 54 W/m^2 περισσότερα στο πείραμα water type III (+55 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (+1 W/m^2). Στον κυκλώνα της Ρόδου, η διαφορά στην ροή ακτινοβολίας μεταξύ των δύο πειραμάτων είναι 38 W/m^2 , καθώς στο πείραμα water type III, η Μεσόγειος δέχεται 16 W/m^2 από την ατμόσφαιρα, ενώ στο πείραμα water type I, η Μεσόγειος αποδίδει 22 W/m^2 προς την ατμόσφαιρα.

Στο Ανατολικό Αιγαίο, η διαφορά στην ροή ακτινοβολίας μεταξύ των δύο πειραμάτων, είναι 30 W/m^2 , καθώς στο πείραμα water type III, η Μεσόγειος δέχεται 13 W/m^2 από την ατμόσφαιρα, ενώ στο πείραμα water type I, η Μεσόγειος αποδίδει 17 W/m^2 προς την ατμόσφαιρα.

Αντίθετα, στις περιοχές στις οποίες η αύξηση της θολερότητας οδηγεί σε μέγιστη θέρμανση της επιφάνειας της θάλασσας, υπάρχει μέγιστη αύξηση της ροής ακτινοβολίας από την Μεσόγειο προς την ατμόσφαιρα. Η μέγιστη αυτή αύξηση παρατηρείται βόρεια της Μαγιόρκα, όπου η διαφορά στην ροή της ακτινοβολίας είναι 29 W/m^2 , καθώς εκεί η Μεσόγειος αποδίδει στην ατμόσφαιρα 17 W/m^2 στο πείραμα water type III, ενώ δέχεται από την ατμόσφαιρα 12 W/m^2 στο πείραμα water type I.

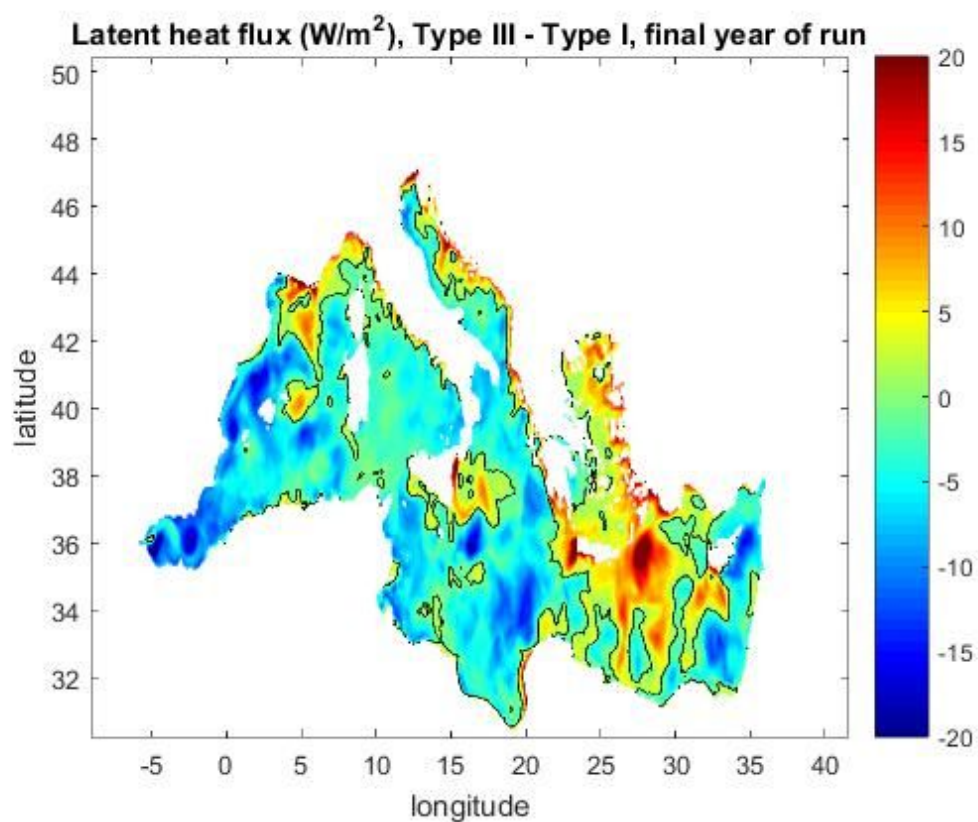
Παρόμοια κατανομή με τις διαφορές της συνολικής ροής θερμότητας έχουν και οι διαφορές των επί μέρους συνιστωσών της ακτινοβολίας, ενώ οι μέγιστες διαφορές στην αύξηση και την μείωση των ροών ακτινοβολίας από την Μεσόγειο προς την ατμόσφαιρα, παρατηρούνται στις ίδιες περιοχές (εικόνες 3.27-3.29).



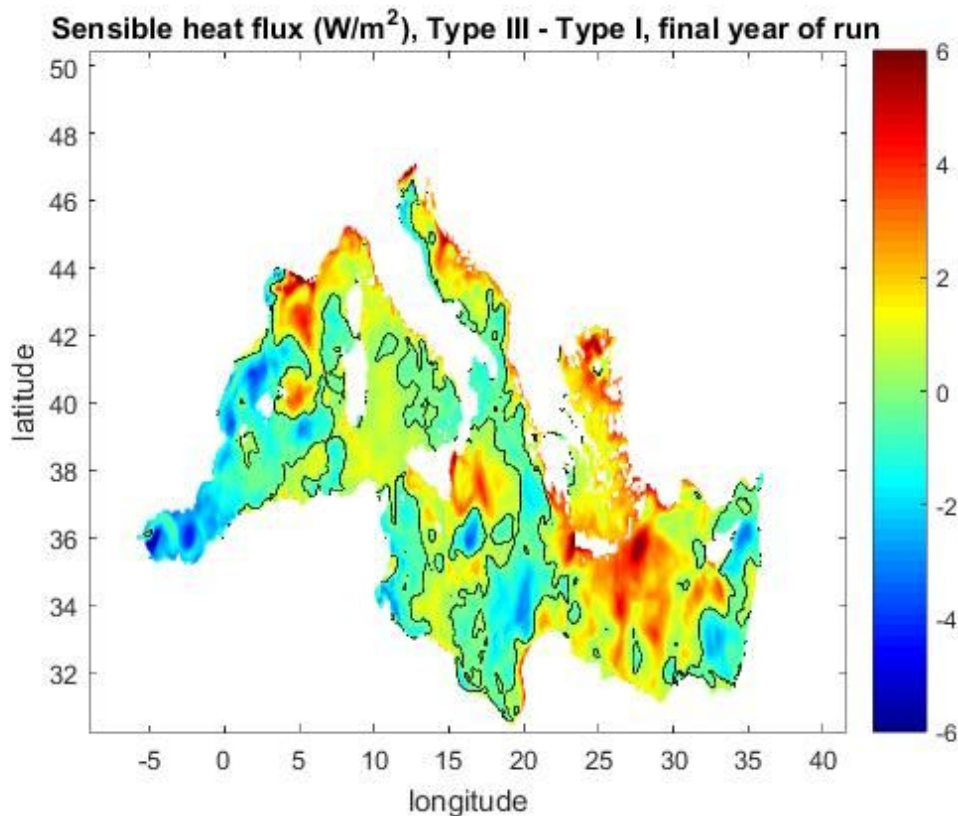
Εικόνα 3.26: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών της συνολικής επιφανειακής ροής θερμότητας (TypeIII – Type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές της συνολικής ροής θερμότητας είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

Χαρακτηριστική περίπτωση περιοχής, στην οποία με αύξηση της θολερότητας, παρατηρείται μεγάλη μείωση των επί μέρους ροών ακτινοβολίας από την Μεσόγειο προς την ατμόσφαιρα, είναι αυτή του κυκλώνα της Ρόδου. Στην περιοχή αυτή, παρατηρείται ελάττωση στην ροή λανθάνουσας θερμότητας κατά 26 W/m^2 στο πείραμα water type III (-100 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (-126 W/m^2), στην ροή αισθητής θερμότητας κατά 6 W/m^2 στο πείραμα water type III (-6 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (-12 W/m^2) και στην ροή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας κατά 5 W/m^2 στο πείραμα water type III (-86 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (-91 W/m^2).

Αντίθετα, χαρακτηριστική περιοχή, στην οποία με αύξηση της θολερότητας παρατηρείται αύξηση των ροών ακτινοβολίας από την θάλασσα προς την ατμόσφαιρα, είναι αυτή βόρεια της Μαγιόρκα. Στην περιοχή αυτή, παρατηρείται αύξηση στην ροή λανθάνουσας θερμότητας κατά 17 W/m^2 στο πείραμα water type III (-90 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (-73 W/m^2), στην ροή αισθητής θερμότητας κατά 4 W/m^2 στο πείραμα water type III (-16 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (-12 W/m^2) και στην ροή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας κατά 6 W/m^2 στο πείραμα water type III (-95 W/m^2), σε σχέση με το πείραμα water type I (-89 W/m^2).



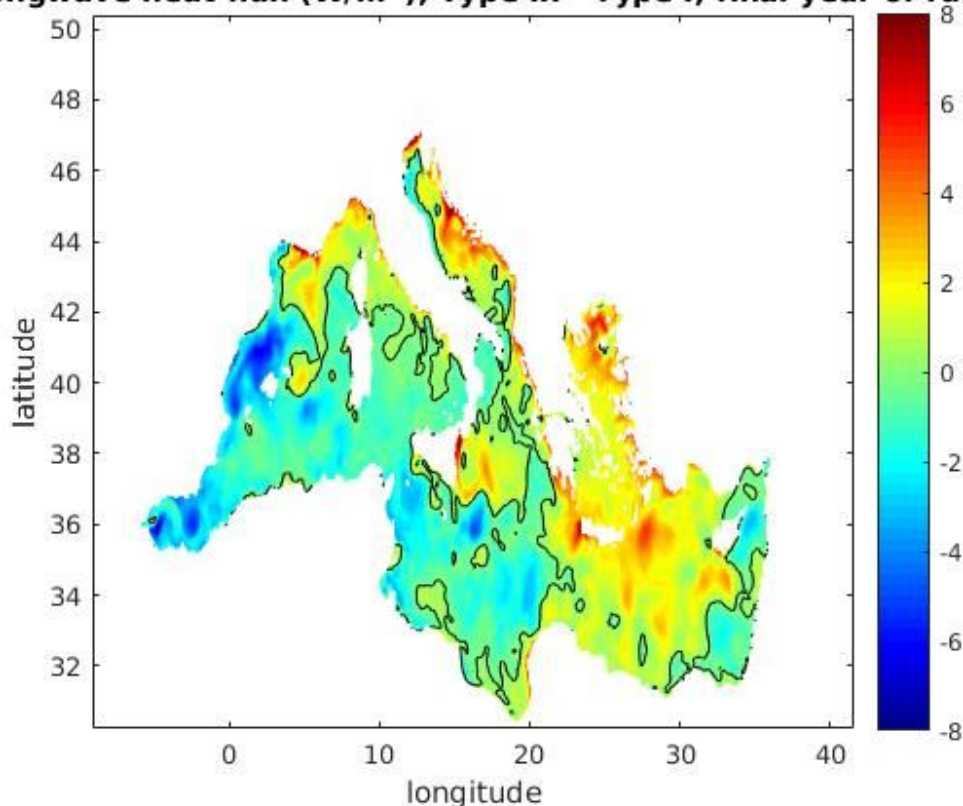
Εικόνα 3.27: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών της επιφανειακής ροής λανθάνουσας θερμότητας (TypeIII – Type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές της ροής λανθάνουσας θερμότητας είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.



Εικόνα 3.28: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών της επιφανειακής ροής αισθητής θερμότητας (Type III – Type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού ο τιμές της ροής αισθητής θερμότητας είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

Σύμφωνα με τις εικόνες 3.21-3.29, φαίνεται ότι οι σημαντικές μεταβολές που επιφέρει στις ροές θερμότητας η αύξηση της θολερότητας, εξαρτώνται από τις μεταβολές στην θερμοκρασία της επιφάνειας της Μεσογείου, οι οποίες με την σειρά τους εξαρτώνται από τις μεταβολές στο βάθος του στρώματος ανάμιξης και στην στρωμάτωση. Συμπεραίνουμε λοιπόν, ότι η κυριότερη συνέπεια της αύξησης της θολερότητας των νερών της Μεσογείου, είναι η μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης και η αύξηση της στρωμάτωσης, αφού από αυτές τις αλλαγές στα δυναμικά χαρακτηριστικά της Μεσογείου, πηγάζουν οι μεταβολές στα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της.

Longwave heat flux (W/m^2), Type III - Type I, final year of run

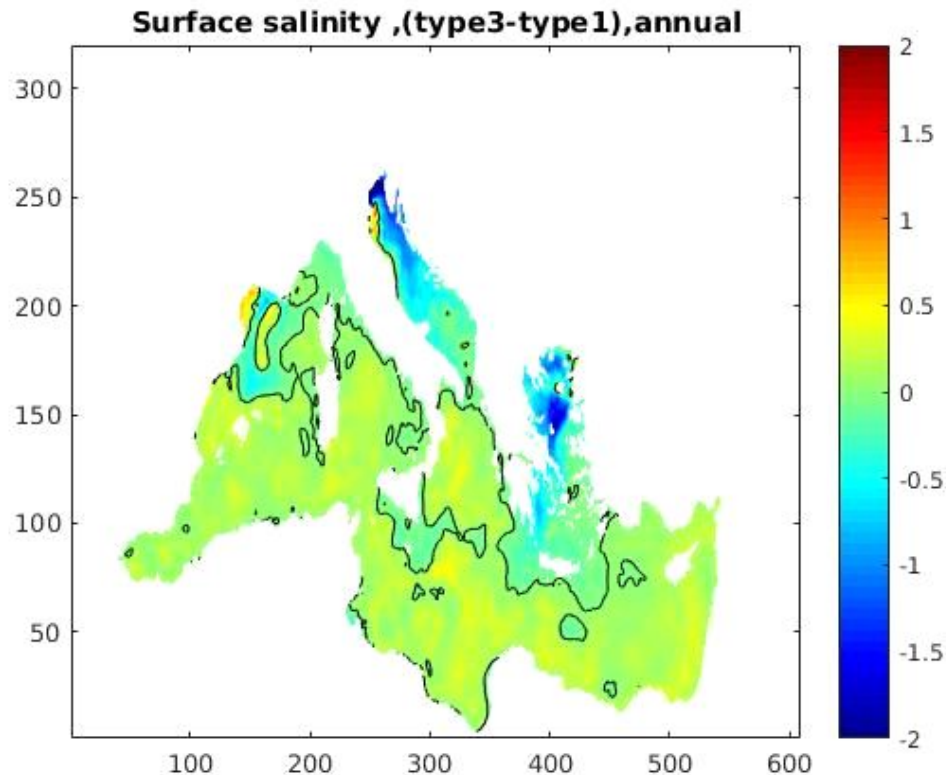


Εικόνα 3.29: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών της επιφανειακής ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας (TypeIII – Type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές της ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

3.3.5 Επιφανειακή αλατότητα

Παρατηρούμε στην εικόνα 3.30, ότι αύξηση της θολερότητας έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της επιφανειακής αλατότητας στο μεγαλύτερο μέρος της έκτασης της Μεσογείου, κατά 0.1-0.2‰. Η αύξηση αυτή είναι αποτέλεσμα της ελαφρώς αυξημένης ροής λανθάνουσας θερμότητας (εικόνες 3.9). Εξαίρεση αποτελούν οι περιοχές του Αιγαίου και της Αδριατικής, στις οποίες παρατηρείται σημαντική μείωση, κατά 1.8‰ και κατά 2.9‰ αντίστοιχα. Η μεγάλη μείωση της επιφανειακής αλατότητας στις συγκεκριμένες περιοχές, οφείλεται στο γεγονός ότι η αύξηση της θολερότητας ενισχύει την στρωμάτωση, εξασθενεί την κατακόρυφη ανάμιξη και εντείνει τις οριζόντιες κινήσεις. Το αποτέλεσμα είναι ότι εξαιτίας των εξασθενημένων κατακόρυφων κινήσεων, τα νερά χαμηλής αλατότητας, τα οποία προέρχονται από την Μαύρη Θάλασσα (στην περίπτωση του Αιγαίου) και από τον ποταμό Πάδο (στην περίπτωση της Αδριατικής) να ‘παγιδεύονται’ στην επιφάνεια και να μην αναμιγνύονται με νερά υψηλότερης αλατότητας, τα οποία βρίσκονται σε βαθύτερα στρώματα. Επίσης, εξαιτίας των ενισχυμένων οριζόντιων κινήσεων, τα νερά χαμηλής αλατότητας εξαπλώνονται με γρήγορο ρυθμό μακριά

από τις πηγές τους (Μαύρη Θάλασσα και Πάδο), κάτι που οδηγεί σε σημαντική μείωση της επιφανειακής αλατότητας στις περιοχές στις οποίες φτάνουν. Εξηγείται με αυτόν τον τρόπο, το ότι η αύξηση της θολερότητας έχει ως αποτέλεσμα την γενική μείωση της επιφανειακής αλατότητας (εικόνα 3.10).



Εικόνα 3.30: Ετήσια χωρική κατανομή των διαφορών της επιφανειακής αλατότητας (TypeIII – Type I). Η μαύρη γραμμή είναι η contourline που αντιστοιχεί στο μηδέν, δείχνει δηλαδή πού οι τιμές της ροής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας είναι ίσες και για τα δύο πειράματα.

4. Συμπεράσματα

Με βάση τα αποτελέσματα των δύο πειραμάτων που πραγματοποιήσαμε, καταλήγουμε στα εξής συμπεράσματα σχετικά με τις αλλαγές που συμβαίνουν στα χαρακτηριστικά και στην δυναμική της Μεσογείου, όταν η επιφανειακή θολερότητα των νερών της αυξάνεται:

Εξαιτίας της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας σε ένα πιο ρηχό επιφανειακό στρώμα, το στρώμα ανάμιξης γίνεται πιο ρηχό, με την μείωση του βάθους του να είναι μέγιστη τον χειμώνα. Η μέγιστη μείωση μεταξύ των δυο πειραμάτων που πραγματοποιήσαμε, φτάνει τα 40 m (-44%). Επίσης, εξαιτίας

της μείωσης του βάθους του στρώματος ανάμιξης, έχουμε μεγαλύτερη διαφορά θερμοκρασίας ανάμεσα στα επιφανειακά ύδατα και στα υποκείμενα στρώματα, με αποτέλεσμα να αυξάνεται η στρωμάτωση της Μεσογείου κοντά στην επιφάνεια. Η μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης και η ενίσχυση της στρωμάτωσης, έχουν ως αποτέλεσμα την εξασθένηση της κατακόρυφης ανάμιξης και της τύρβης, κάτι που φαίνεται από την μείωση του συντελεστή $vertical\ eddy\ viscosity$ (Av). Η μείωση του συντελεστή Av γίνεται μέγιστη (-60% διαφορά μεταξύ των δύο πειραμάτων που εκτελέσαμε), όπως και η αντίστοιχη μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης, κατά την διάρκεια του χειμώνα. Η εξασθένηση των κατακόρυφων κινήσεων, έχει με την σειρά της ως αποτέλεσμα, όλη η ενέργεια που υπάρχει κοντά στην επιφάνεια της Μεσογείου, να διοχετεύεται προς όφελος των οριζόντιων κινήσεων, κάτι που οδηγεί σε αύξηση της επιφανειακής μέσης κινητικής ενέργειας (διαφορά 9.5% μεταξύ των δύο πειραμάτων). Η αύξηση αυτή της οριζόντιας κινητικής ενέργειας, έχει ως αποτέλεσμα την μεγαλύτερη εισροή Ατλαντικών νερών μέσω του στενού του Γιβραλτάρ (12% διαφορά μεταξύ των δύο πειραμάτων). Η εξασθένηση της κατακόρυφης ανάμιξης και η ενίσχυση των οριζόντιων κινήσεων, που προκύπτουν από την εντονότερη στρωμάτωση, έχει ως αποτέλεσμα την σημαντική μείωση της επιφανειακής αλατότητας σε περιοχές που έχουμε εισροή νερών χαμηλής αλατότητας (Βόρειο Αιγαίο, Αδριατική). Τα νερά αυτά, λόγω των μειωμένων κατακόρυφων κινήσεων, παγιδεύονται κοντά στην επιφάνεια χωρίς να αναμιγνύονται με τα υποκείμενα πιο αλμυρά στρώματα, ενώ λόγω των πιο έντονων οριζόντιων κινήσεων, εξαπλώνονται με μεγαλύτερη ταχύτητα γύρω από τις πηγές τους (Μαύρη Θάλασσα, Πάδος) και ρίχνουν την αλατότητα στις περιοχές στις οποίες φτάνουν. Ακόμα, λόγω της ενίσχυσης της μέσης κινητικής ενέργειας, παρατηρούνται αλλαγές στην κυκλοφορία, οι οποίες γίνονται φανερές με την μετατόπιση κυκλωνικών και αντικυκλωνικών δινών.

Η θερμοκρασία σε ολόκληρη την λεκάνη της Μεσογείου μειώνεται ($-0.84^{\circ}C$ διαφορά μεταξύ των δύο πειραμάτων σε ετήσια βάση). Στο επιφανειακό στρώμα στο οποίο γίνεται απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας (0-8 m), η θερμοκρασία επίσης μειώνεται σε ετήσια βάση ($-0.23^{\circ}C$ διαφορά μεταξύ των δύο πειραμάτων). Το καλοκαίρι, που η μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης δεν είναι σημαντική, η θερμοκρασία της επιφάνειας αυξάνεται ($+0.61^{\circ}C$ διαφορά μεταξύ των δύο πειραμάτων). Τον χειμώνα, που το στρώμα ανάμιξης είναι πολύ πιο ρηχό, η ψύξη γίνεται σε μικρότερο όγκο νερού, με αποτέλεσμα να είναι πιο έντονη και η θερμοκρασία της επιφάνειας να μειώνεται ($-1.06^{\circ}C$ διαφορά μεταξύ των δύο πειραμάτων). Η μέγιστη μείωση παρατηρείται στις περιοχές, στις οποίες είναι μέγιστη και η μείωση του βάθους στρώματος ανάμιξης (-1.1 με $-2.4^{\circ}C$ διαφορά μεταξύ των 2 πειραμάτων σε ετήσια βάση) και σε περιοχές που υπάρχει ανάβλυση (-1 με $-1.8^{\circ}C$ διαφορά μεταξύ των 2 πειραμάτων σε ετήσια

βάση).Επίσης, εξαιτίας της παρουσίας των Ατλαντικών νερών (τα οποία έχουν και στα δύο πειράματα που πραγματοποιήσαμε τα ίδια σχεδόν χαρακτηριστικά), η επίδραση της αυξημένης θολερότητας(δηλαδή η μείωση του βάθους του στρώματος ανάμιξης, η εντονότερη στρωμάτωση και το ψυχρότερο επιφανειακό στρώμα), είναι λιγότερο έντονη στην Δυτική Μεσόγειο σε σχέση με την Ανατολική Μεσόγειο.

Τέλος, οι μεταβολές που παρατηρούνται στην θερμοκρασία και τις ροές θερμότητας προκύπτουν λόγω των αλλαγών στο βάθος του στρώματος ανάμιξης και στην στρωμάτωση. Επομένως, η μεταβολή της θολερότητας επηρεάζει με άμεσο τρόπο την δυναμική της Μεσογείου και εμμέσως (μέσω των μεταβολών που υφίστανται τα δυναμικά χαρακτηριστικά της) τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της.

Συμπεραίνουμε λοιπόν, ότι μεταβολές στην επιφανειακή θολερότητα επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό την δυναμική, τα φυσικά χαρακτηριστικά και την κυκλοφορία της Μεσογείου. Συνεπώς, για την καλύτερη προσομοίωση της Μεσογείου, είναι ιδιαίτερα σημαντικό και ενδιαφέρον, να πραγματοποιηθούν στο μέλλον πειράματα στα οποία θα χρησιμοποιηθεί μια πιο ρεαλιστική εκδοχή της επιφανειακής θολερότητας των νερών της. Κάτι τέτοιο μπορεί να επιτευχθεί με την χρήση δεδομένων από δορυφόρο, τα οποία θα αφορούν την επιφανειακή συγκέντρωση της χλωροφύλλης, της διαλυμένης οργανικής ύλης και των άλλων συστατικών του νερού που επηρεάζουν την θολερότητα.

5. Βιβλιογραφία

1. Bozec, A., Boumet-Aubertot, P., Iudicone, D., Crépon, M., 2008. Impact of penetrative solar radiation on the diagnosis of water mass transformation in the Mediterranean Sea. J. Geophys. Res. 113(6), 1–14.
2. Charlock, T. (1982). Mid-latitude model analysis of solar radiation, the upper layers of the sea, and seasonal climate. Journal of Geophysical Research. 87. 10.1029/JC087iC11p08923.
3. Climate Change Initiative, ESA.
4. Denman, K. (1973). A Time-Dependent Model of the Upper Ocean. Journal of Physical Oceanography. 3. 173-184. 10.1175/1520-0485(1973)003<0173:ATDMOT>2.0.CO;2.

5. Dickey, T & Simpson, J. (2010). The influence of optical water type on the diurnal response of the upper ocean. *Tellus B.* 35B. 142 - 154. 10.1111/j.1600-0889.1983.tb00018.x.
6. ERA Interim, ECMWF
7. GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans).
8. Jerlov, N. (1977). Classification in terms of quantum irradiance. *Journal du Conseil.* 37. 281-287. 10.1093/icesjms/37.3.281.
9. Kantha, Lakshmi & Clayson, Carol. (1994). An improved mixed layer model for geophysical applications. *J. Geophys. Res.* 25. 235-266.
10. Kara, A & Rochford, Peter & E. Hurlburt, Harley. (2000). An Optimal Definition for Ocean Mixed Layer Depth. *Journal of Geophysical Research.* 105. 20. 10.1029/2000JC900072.
11. Large, William & Yeager, Stephen. (2004). Diurnal to Decadal Global Forcing for Ocean and Sea-Ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies. 10.5065/D6KK98Q6.
12. Martin, Paul. (1985). Simulation of the Mixed Layer at OWS November and Papa With Several Models. *Journal of Geophysical Research.* 90. 903-916. 10.1029/JC090iC01p00903.
13. Morel, André & Prieur, Louis. (1977). Analysis of Variation in Ocean Color. *Limnology and oceanography.* 22. 709-722. 10.4319/lo.1977.22.4.0709.

14. Morel, André (1988). Optical Modeling of the Upper Ocean in Relation to Its Biogenous Matter Content (Case I Waters), JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 93, NO. C9, PAGES 10,749-10,768, SEPTEMBER 15

15. Morel André, Maritorena Stephane (2001), Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 106, NO. C4, PAGES 7163–7180, APRIL 15, 2001

16. Murtugudde, Raghu & Beauchamp, James & McClain, Charles & Lewis, Marlon & J. Busalacchi, Antonio. (2002). Effects of Penetrative Radiation on the Upper Tropical Ocean Circulation. Journal of Climate - J CLIMATE. 15. 470-486. 10.1175/1520-0442(2002)015<0470:EOPROT>2.0.CO;2.

17. NEMO ocean engine, Madec et al, 2012.

18. Pinardi, N. & Masetti, E. (2000). Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: A review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 158. 153-173. 10.1016/S0031-0182(00)00048-1.

19. Schneider, Edwin & Zhu, Zhengxin. (1998). Sensitivity of the Simulated Annual Cycle of Sea Surface Temperature in the Equatorial Pacific to Sunlight Penetration. Journal of Climate - J CLIMATE. 11. 1932-1950. 10.1175/1520-0442-11.8.1932.

20. Simpson, J & Dickey, T. (1981). The Relationship between Downward Irradiance and Upper Ocean Structure. Journal of Physical Oceanography - J PHYS OCEANOGR. 11. 309-323. 10.1175/1520-0485(1981)011<0309:TRBDIA>2.0.CO;2.

21. Solonenko M. and Mobley, C. "Inherent optical properties of Jerlov water types," *Appl. Opt.* 54, 5392-5401 (2015)
22. Stramska, Malgorzata & Aniśkiewicz, Paulina. (2019). Recent Large Scale Environmental Changes in the Mediterranean Sea and Their Potential Impacts on *Posidonia Oceanica*. *Remote Sensing*. 11. 110. 10.3390/rs11020110.
23. Sweeney, C., Gnanadesikan, A., Griffies, S.M., Harrison, M.J., Rosati A.J., Samuels, B.L., 2005. Impacts of Shortwave Penetration Depth on Large-Scale Ocean Circulation and Heat Transport. *J. Phys. Oceanogr.* 35, 1103–19.
24. Woods, John & Barkmann, W & Horch, A. (1984). Solar heating of the oceans—Diurnal, seasonal and meridional variation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 110. 633 - 656. 10.1002/qj.49711046505.