



Διδρυματικό Πρόγραμμα
Μεταπτυχιακών Σπουδών
Ωκεανογραφία και
Διαχείριση Θαλάσσιου
Περιβάλλοντος
~ Ιδρυθέν το 1974 ~



Πτυχιακή
Εργασία

Επίδραση του κύματος στη δυναμική της θάλασσας με εφαρμογή στη Μεσόγειο και τη Μαύρη Θάλασσα

Σχολή Θετικών Επιστημών – Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
Διδρυματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Ωκεανογραφία και Διαχείριση
Θαλάσσιου Περιβάλλοντος»
Αθήνα, 2023



Παντελής Μανώλης Σαβιολάκης AM 22018

Τριμελής Επιτροπή:

- 1) Αναπλ. Καθ. Σοφιανός Σαράντης, Τμήμα Φυσικής ΕΚΠΑ, Τομέας Φυσικής Περιβάλλοντος
- 2) Καθ. Κατσαφάδος Πέτρος, Τμήμα Γεωγραφίας, Χαροκόπειο Παν. Αθηνών
- 3) Δρ. Βερβάτης Βασίλειος, Τμήμα Φυσικής ΕΚΠΑ, Τομέας Φυσικής Περιβάλλοντος

Περίληψη

Η διεπιφάνεια των δύο πολύ διαφορετικών σε πυκνότητα μέσων, της θάλασσας και της ατμόσφαιρας, δεν είναι στατική αλλά βρίσκεται συνεχώς σε κίνηση εφόσον ο άνεμος επιδρά σε αυτή και δημιουργεί τα κύματα. Ο κυματισμός της θαλάσσιας επιφάνειας επηρεάζει γενικότερα τη δυναμική της θάλασσας και μέσω της παρέκκλισης Stokes, η οποία μπορεί να παρουσιαστεί σαν μία προστιθέμενη ταχύτητα εξαιτίας των κυμάτων στα μόρια του νερού. Η παρέκκλιση Stokes φαίνεται να έχει επίδραση σε όλες τις βασικές ωκεανογραφικές παραμέτρους στην επιφάνεια της θάλασσας όπως η επιφανειακή θερμοκρασία, η επιφανειακή αλατότητα, η ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας, το πάχος του αναμειγμένου στρώματος, η ροή θερμότητας και η κινητική ενέργεια των επιφανειακών ρευμάτων. Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας έγινε συνδυασμός του κυματικού μοντέλου WaveWatch III και του ωκεανογραφικού μοντέλου NEMO στην περιοχή της Μεσογείου και της Μαύρης Θάλασσας για το έτος 2018 τους με σκοπό την μοντελοποίηση της επίδρασης της παρέκκλισης Stokes όπως αυτή προκύπτει από τη σύζευξη των δύο μοντέλων. Μελετήθηκαν οι ετήσιες διαφορές των ωκεανογραφικών παραμέτρων πριν και μετά τη σύζευξη και σύμφωνα με τα αποτελέσματα οι διαφορές είναι μικρές και οφείλονται σε οριζόντια μετατόπιση των επιφανειακών ρευμάτων, καθώς οι φυσικοί αλγόριθμοι που εμπεριέχει το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO προσφέρουν καλή παραμετροποίηση της επίδρασης της παρέκκλισης Stokes κατά βάθος μέσω της Langmuir κυκλοφορίας

Λέξεις κλειδιά: Αλληλεπίδραση θάλασσας Ατμόσφαιρας, σύζευξη ωκεανογραφικού και ατμοσφαιρικού μοντέλου, παρέκκλιση Stokes, επίδραση του κυματισμού στη δυναμική της θάλασσας.

Abstract

The interface of two very different in density mediums, sea and atmosphere, is never static but is in continuous movement as wind interacts with it to the formation of waves. Sea-surface waves have an impact on the sea dynamics mainly through Stokes drift, which can be interpreted as an extra velocity component in water's molecules. Stokes drift affects all the oceanographic parameters in the sea surface namely the sea surface temperature, salinity and height, mixed layer depth, heat flux and kinetic energy of the surface currents. In the frame of this study a combination of the wave model WAVEWATCH III and the oceanographic model NEMO was done in the region of Mediterranean at 2018 in order to model the effect of Stokes drift as it arises from the coupling of the two models. The annual differences of the

abovementioned parameters were studied before and after the coupling. The results show that the differences are relatively small and are due to horizontal swift of the surface currents as NEMO already has physical algorithms which parametrize well the Stokes drift effect in vertical mixing through Langmuir Circulation.

Key words: Air – sea interaction, coupling between oceanographic and atmospheric model, Stokes drift, Impact of sea –state in the sea dynamics

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή	5
Κεφάλαιο 2 – Αλληλεπίδραση Θάλασσας – Ατμόσφαιρας	10
2.1 Σπείρα Ekman	10
2.2 Ροή Αισθητής και Λανθάνουσας Θερμότητας	11
2.3 Το ωκεάνιο αναμεμειγμένο στρώμα.....	11
2.4 Αλληλεπίδραση θαλάσσιων κυμάτων και ρευμάτων	13
Κεφάλαιο 3 – Η θαλάσσια κυκλοφορία στη Μεσόγειο και τη Μαύρη Θάλασσα.....	16
3.1 Η κυκλοφορία στη Μεσόγειο Θάλασσα	16
3.2 Η κυκλοφορία στη Μαύρη Θάλασσα	19
Κεφάλαιο 4 – Αριθμητικά μοντέλα για την μελέτη της αλληλεπίδρασης κυμάτων – ρευμάτων	20
4.1 Το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO (Nucleus for European Modelling of Ocean)	20
4.2 Το κυματικό μοντέλο WAVEWATCH III	21
4.3 Σύζευξη ατμόσφαιρας – κύματος	22
4.4 Σύζευξη ωκεανογραφικού και κυματικού μοντέλου	23
4.5 Το σχήμα κατακόρυφης ανάμιξης που περιέχει το μοντέλο NEMO	24
Κεφάλαιο 5 – Μεθοδολογία και δεδομένα	25
Κεφάλαιο 6 – Ανάλυση Αποτελεσμάτων	27
6.1 Η παρέκκλιση Stokes και η κυκλοφορία των επιφανειακών ρευμάτων	27
6.2 Οι ετήσιες μέσες τιμές των παραμέτρων.....	29
6.3 Συμπεράσματα - Συζήτηση αποτελεσμάτων	35
Βιβλιογραφία	36

Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή

Η αλληλεπίδραση θάλασσας ατμόσφαιρας προκαλεί κυματισμό στη θαλάσσια επιφάνεια, η επίδραση του οποίου αποτυπώνεται σε παραμέτρους όπως είναι η επιφανειακή θερμοκρασία, η επιφανειακή αλατότητα και τα επιφανειακά ρεύματα (Causio et al., 2021). Ο κυματισμός της θαλάσσιας επιφάνειας επηρεάζει γενικότερα τη δυναμική της θάλασσας και μέσω της παρέκκλισης Stokes, η οποία φαίνεται να έχει επίδραση σε όλες τις βασικές ωκεανογραφικές παραμέτρους, όπως η επιφανειακή θερμοκρασία, η επιφανειακή αλατότητα, η ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας, το πάχος του αναμεμειγμένου στρώματος, η ροή θερμότητας και η κινητική ενέργεια των επιφανειακών ρευμάτων. Τα τελευταία χρόνια είναι εφικτή η σύζευξη ωκεανογραφικών, ατμοσφαιρικών και κυματικών μοντέλων με αποτέλεσμα να έχει βελτιωθεί πολύ η φυσική που εμπεριέχει μία μελέτη που αφορά την αλληλεπίδραση θάλασσας – ατμόσφαιρας (Varlas et al., 2020).

Οι Breivik et al. (2015) μελέτησαν την επίδραση των επιφανειακών κυμάτων στην επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε πλέγμα που κάλυπτε όλες τις θαλάσσιες περιοχές της Γης μέσω σύζευξης του ωκεανογραφικού μοντέλου NEMO με το κυματικό μοντέλο ECWAM. Συγκεκριμένα, η έρευνά τους στάθηκε στις εξής τρεις φυσικές διεργασίες που δεν παραμετροποιούνται από το μοντέλο NEMO αλλά εισάγονται από το κυματικό μοντέλο και επιδρούν στην επιφανειακή θερμοκρασία των ωκεανών:

α) η καθαρά προσδιδόμενη τάση στον ωκεανό (τ_{oc}) που ισούται με τη διαφορά της συνολικής τάσης του ανέμου (τ_{tot}) μείον τη ροή ορμής που απορροφάται από το κυματικό πεδίο (τ_{in}) για την ανάπτυξη των κυμάτων (θετική) μείον την ορμή που αποδίδεται στον ωκεανό από το σπάσιμο κύματος (τ_{dis} – αρνητική) όπως φαίνεται στην παρακάτω εξίσωση,

$$\tau_{oc} = \tau_{tot} - (\tau_{in} - \tau_{dis})$$

β) η τυρβώδης κινητική ενέργεια που εισέρχεται στον ωκεανό μέσω του σπάσιμου των κυμάτων και

γ) η δύναμη Stokes – Coriolis που είναι η παρέκκλιση Stokes σε συνδυασμό με την δύναμη Coriolis.

Ειδικότερα, για την περίοδο 1989 έως 2008 υπολόγισαν για κάθε μία από τις προαναφερόμενες διαδικασίες, τις εποχιακές μέσες τιμές των διαφορών της επιφανειακής θερμοκρασίας (μεταξύ μοντέλου NEMO με σύζευξη με το κυματικό μοντέλο και NEMO χωρίς

σύζευξη) για χειμερινή (Δεκέμβρη, Γενάρη, Φλεβάρη) και θερινή περίοδο (Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο).

Για την πρώτη περίπτωση, τη χειμερινή περίοδο οι μεγαλύτερες διαφορές που παρατηρούνται είναι της τάξης των $\pm 0,5$ °C σε ανώτερα γεωγραφικά πλάτη στο βόρειο ημισφαίριο, στη βόρεια Αμερική και στις ακτές της Κίνας. Στη Μεσόγειο θάλασσα τη χειμερινή περίοδο παρατηρούνται μεγαλύτερες διαφορές στο Αιγαίο πέλαγος της τάξης των $-0,5$ °C. Για τη θερινή περίοδο στη Μεσόγειο Θάλασσα παρατηρούνται διαφορές της τάξης των $+0,5$ °C. Με τη δεύτερη διαδικασία παρατηρήθηκαν μεγαλύτερες διαφορές κυρίως σε ανώτερα γεωγραφικά πλάτη σε βόρειο και νότιο ημισφαίριο το χειμώνα και στο βόρειο ημισφαίριο το καλοκαίρι, της τάξης των $\pm 1,8$ °C που σημαίνει ότι η επίδραση του σπάσιμου του κύματος στην επιφανειακή θερμοκρασία μέσω της αύξησης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας είναι μεγαλύτερη ειδικά στα ανώτερα γεωγραφικά πλάτη. Στη Μεσόγειο Θάλασσα οι διαφορές είναι περίπου $-0,45$ για το χειμώνα και $+0,45$ για το καλοκαίρι. Με την εισαγωγή της δύναμης Stokes – Coriolis οι διαφορές είναι μικρότερες τόσο το χειμώνα όσο και το καλοκαίρι $\pm 0,5$ °C και εντοπίζονται στις εξωτροπικές περιοχές. Στη Μεσόγειο θάλασσα οι διαφορές είναι μηδενικές.

Οι Couvelard et al., (2019) εφάρμοσαν σύζευξη του μοντέλου NEMO με το κυματικό μοντέλο WAVEWATCH III. Στην έρευνα τους υπολόγισαν για τη θερινή και χειμερινή περίοδο του έτους 2014 την επίδραση του κύματος στις ακόλουθες παραμέτρους

- α) στην τάση του ανέμου
- β) στην διάχυση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας στην επιφάνεια,
- γ) στο πάχος του αναμειγμένου στρώματος,
- δ) στην επιφανειακή θερμοκρασία και
- ε) στα επιφανειακά ρεύματα και την κινητική ενέργεια

Για την επιφανειακή θερμοκρασία υπολογίστηκαν και οι ετήσιες διαφορές για το ίδιο έτος. Ειδικότερα, για την επίδραση στην τάση του ανέμου, παρουσιάζεται ένα γράφημα στο οποίο απεικονίζεται η διαφορά της παραμέτρου Charnock που υπολογίζεται από το κυματικό μοντέλο και της προκαθορισμένης σταθερής τιμής $\alpha_{ch} = 0.018$ που χρησιμοποιείται από το ωκεανογραφικό μοντέλο. Η παράμετρος Charnock καθορίζει την τραχύτητα της θαλάσσιας επιφάνειας (Jansen 2004) και τείνει να είναι μεγαλύτερη από την καθορισμένη τιμή σε περιοχές που το σημαντικό ύψος κύματος είναι μεγαλύτερο. Ειδικά στο βόρειο ημισφαίριο

παρατηρείται μια ισχυρή εποχικότητα στην οποία αποτυπώνονται μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου από την καθορισμένη τιμή το καλοκαίρι και μικρότερες το χειμώνα. Στην Μεσόγειο θάλασσα οι τιμές της παραμέτρου φαίνεται να είναι μικρότερες από την προκαθορισμένη τιμή τόσο το καλοκαίρι όσο και το χειμώνα. Στην Μαύρη θάλασσα βάσει του γραφήματος οι διαφορές είναι μηδενικές.

Για τη διάχυση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας, έγινε σύγκριση της τιμής της τυρβώδους κινητικής ενέργειας σε βάθος 1 m όπως αυτή υπολογίζεται με το συζευγμένο μοντέλο και το ωκεανογραφικό μοντέλο. Στη συζευγμένη περίπτωση η επιφανειακή οριακή συνθήκη για το κυματικό μοντέλο είναι η συνθήκη Neumann, η οποία δίνεται άμεσα από το κυματικό μοντέλο, ενώ στο ωκεανογραφικό μοντέλο η επιφανειακή οριακή συνθήκη είναι η Dirichlet. Σε περιοχές μέσω γεωγραφικών πλατών η ΤΚΕ είναι μεγαλύτερη με το συζευγμένο μοντέλο. Αύξηση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας συνεπάγεται και αύξηση του πάχους του αναμεμιγμένου στρώματος δεδομένου ότι το μήκος ανάμειξης που υπολογίζεται από το σχήμα κλεισίματος της τύρβης επιτρέπει την διάχυση της επιπλέον τυρβώδους κινητικής ενέργειας σε μεγαλύτερο βάθος στο αναμεμιγμένο στρώμα. Σημαντική αύξηση του πάχους του αναμεμιγμένου στρώματος παρατηρείται στα ανώτερα γεωγραφικά πλάτη με το συζευγμένο μοντέλο. Στη Μεσόγειο και τη Μαύρη θάλασσα οι διαφορές στο πάχος του αναμεμιγμένου στρώματος όπως προκύπτουν από το συζευγμένο μοντέλο και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι μικρές.

Η εγκυρότητα όσον αφορά την αύξηση του πάχους του αναμεμιγμένου στρώματος συγκρίθηκε με in-situ παρατηρήσεις από πλωτήρες ARGO και φαίνεται να είναι ικανοποιητική τουλάχιστον στο βόρειο ημισφαίριο. Η επίδραση της διάχυσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας σε μεγαλύτερο βάθος όπως προαναφέρθηκε και ειδικότερα η Langmuir παραμετροποίηση, είναι ο κύριος παράγοντας για την αύξηση του πάχους του αναμεμιγμένου στρώματος. Η εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes στις πρωταρχικές εξισώσεις δεν φαίνεται να επιδρά σημαντικά στην αύξηση του πάχους του αναμεμιγμένου στρώματος. Για την επίδραση του κύματος στην επιφανειακή θερμοκρασία, αυτή φαίνεται να υπάρχει λόγω της αύξησης της ανάμειξης που προκύπτει από το συζευγμένο μοντέλο. Η μείωση που παρατηρείται σε περιοχές στην παράμετρο Charnock με το συζευγμένο μοντέλο και άρα μείωση της τραχύτητας της θαλάσσιας επιφάνειας και του συντελεστή οπισθέλκουσας, φαίνεται ότι συνδέεται με αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας λόγω της μείωσης της ανταλλαγής θερμότητας μεταξύ θάλασσας ατμόσφαιρας.

Η επίδραση του κύματος στο νότιο ημισφαίριο αποδίδει μείωση 20% της κινητικής ενέργειας όπως προκύπτει από το συζευγμένο μοντέλο που οφείλεται στην μείωση της ταχύτητας των επιφανειακών ρευμάτων. Η εισαγωγή της δύναμης Stokes – Coriolis στις εξισώσεις διατήρησης της ορμής συνεπάγεται μείωση της ταχύτητας των επιφανειακών ρευμάτων σε όλο το επιφανειακό στρώμα. Η εισαγωγή της ανάμιξης λόγω των επιφανειακών κυμάτων και της Langmuir κυκλοφορίας, συνεπάγεται περαιτέρω μείωση της ταχύτητας των επιφανειακών ρευμάτων και αύξηση της ταχύτητας των ρευμάτων κάτω από το επιφανειακό στρώμα.

Οι Causio et al. (2021) μελέτησαν την επίδραση του κύματος στη δυναμική της θάλασσας στη Μαύρη Θάλασσα μέσω σύζευξης του μοντέλου NEMO με το κυματικό μοντέλο WAVEWATCH III για την περίοδο 2014 έως 2019. Οι παράμετροι που μελετήθηκαν είναι η επιφανειακή θερμοκρασία, η αλατότητα και τα επιφανειακά ρεύματα μέσω των εξής προστιθέμενων με τη σύζευξη φυσικών διεργασιών

α) Δύναμη Stokes – Coriolis

β) Ροή ορμής και κατακόρυφη τυρβώδης ανάμιξη μέσω των επιφανειακών κυμάτων

γ) Μετατόπιση Doppler λόγω των ρευμάτων και

δ) παράμετρος ευστάθειας για τον καθορισμό της ανάπτυξης των επιφανειακών κυμάτων

Η σύζευξη έγινε παρέχοντας στο κυματικό μοντέλο την επιφανειακή θερμοκρασία και τα επιφανειακά ρεύματα από το υδροδυναμικό μοντέλο και επιστρέφοντας στο τελευταίο την καθαρή ροή ορμής προς τη θάλασσα, την παρέκκλιση Stokes και την τυρβώδη ανάμιξη λόγω των κυμάτων. Συγκεκριμένα έγιναν 5 πειράματα για την υδροδυναμική και 4 πειράματα για το κυματικό πεδίο. Για την υδροδυναμική το πρώτο πείραμα περιείχε μόνο το μοντέλο NEMO, το δεύτερο το μοντέλο NEMO μόνο με εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes και της δύναμης Stokes – Coriolis, το τρίτο το μοντέλο NEMO και μόνο τη ροή ορμής προς τη θάλασσα, το τέταρτο το μοντέλο NEMO και μόνο την κατακόρυφη ανάμιξη μέσω των κυμάτων και το πέμπτο πείραμα το μοντέλο NEMO με όλα τα προαναφερθέντα μαζί. Από τα κυματικά πειράματα το πρώτο ήταν μόνο το μοντέλο WaveWatch III, το δεύτερο το κυματικό μοντέλο με την επίδραση των ρευμάτων από το μοντέλο NEMO, το τρίτο το κυματικό μοντέλο με την επίδραση των διαφορών θερμοκρασίας μεταξύ θάλασσας – ατμόσφαιρας και το τέταρτο περιέχει και την επίδραση των ρευμάτων και την επίδραση των διαφορών θερμοκρασίας. Με σύγκριση των αποτελεσμάτων με δορυφορικά δεδομένα, δεδομένα από πλωτήρες ARGO και επιφανειακών πλωτήρων τα αποτελέσματα της σύζευξης φαίνεται να

είναι καλύτερα το χειμώνα και την άνοιξη όπου το κυματικό πεδίο είναι ισχυρότερο. Συνολικά όμως το πλήρως συζευγμένο μοντέλο για την περιοχή της Μαύρης θάλασσας, παρήγαγε μία αισθητή καλύτερη προσομοίωση της επιφανειακής θερμοκρασίας, της αλατότητας και των επιφανειακών ρευμάτων.

Οι Staneva et al. (2016) μελέτησαν την απόδοση του συζευγμένου μοντέλου κατά τη διάρκεια δύο καταιγίδων στη Βόρεια Θάλασσα, της καταιγίδας Christian (25-27 Οκτωβρίου 2013) και της καταιγίδας Xaver (5 – 7 Δεκεμβρίου 2013). Συγκεκριμένα, το μοντέλο NEMO τροποποιήθηκε ώστε να συμπεριλάβει τις εξής παραμέτρους.

α) τη δύναμη Stokes – Coriolis

β) την καθαρή ορμή προς τη θάλασσα

γ) τη ροή της τυρβώδους ενέργειας στη θάλασσα

μέσω μονόπλευρης σύζευξης. Έγινε εκτέλεση αρχικά του μοντέλου NEMO χωρίς σύζευξη και ύστερα με σύζευξη με το ECWAM όπου εισάγονται οι ροές ορμής, οι τυρβώδης ανάμιξη και η παρέκκλιση Stokes. Η έρευνα καταλήγει στο συμπέρασμα ότι η σύζευξη των μοντέλων δίνει καλύτερα αποτελέσματα ακόμα και σε ακραίες καιρικές συνθήκες, βελτιώνοντας έτσι την προσομοίωση.

Με βάση τα παραπάνω, σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας αποτελεί η μελέτη της επίδρασης του θαλάσσιου κυματισμού στην θερμοδυναμική κατάσταση της επιφάνειας της Μεσογείου και της Μαύρης Θάλασσας για το έτος 2018. Συγκεκριμένα, θα μελετηθεί για πρώτη φορά σε αυτή την περιοχή η απόκριση της επιφανειακής θερμοκρασίας και αλατότητας, καθώς και άλλων θερμοδυναμικών παραμέτρων, όπως αυτές προκύπτουν από προσομοιώσεις ευαισθησίας με το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO και το κυματικό μοντέλο WaveWatch III.

Στο κεφάλαιο 2 γίνεται θεωρητική αναφορά σε φαινόμενα που οφείλονται στην αλληλεπίδραση θάλασσας – ατμόσφαιρας όπως είναι η σπείρα Ekman, η παρέκκλιση Stokes, η κυκλοφορία Langmuir και η δύναμη Stokes – Coriolis. Στο κεφάλαιο 3 γίνεται αναφορά στην επιφανειακή κυκλοφορία της Μεσογείου και της Μαύρης Θάλασσας. Στο κεφάλαιο 4 δίνονται πληροφορίες για τα μοντέλα που χρησιμοποιούνται και για τη σύζευξη τους. Το κεφάλαιο 5 είναι περιληπτικά η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε, το κεφάλαιο 6 είναι η ανάλυση των δεδομένων και τα αποτελέσματα.

Κεφάλαιο 2 – Αλληλεπίδραση Ατμόσφαιρας-Θάλασσας

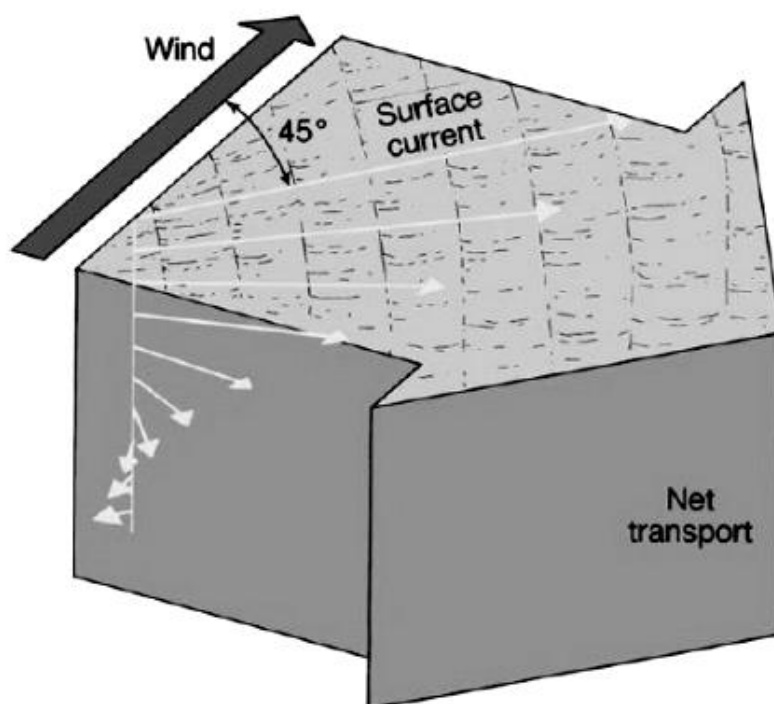
2.1 Σπείρα Ekman

Τα ρεύματα Ekman είναι η απόκριση της θαλάσσιας κυκλοφορίας στη τάση του ανέμου δεδομένου ότι το ρευστό περιστρέφεται λόγω της κίνησης της Γης. Με τις παραδοχές ότι ο ωκεανός είναι απείρου βάθους, χωρίς όρια και με σταθερό συντελεστή τυρβώδους ιξώδους η ισορροπία μεταξύ της δύναμης Coriolis και της διδιάστατης ροής στη θαλάσσια επιφάνεια είναι (Hart-Davis, 2019):

$$\frac{1}{\rho} \frac{\delta \tau_x}{\delta z} = -f u_{ekman} \quad \frac{1}{\rho} \frac{\delta \tau_y}{\delta z} = f v_{ekman}$$

Όπου u_{ekman} και v_{ekman} είναι οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας, τ_x και τ_y οι συνιστώσες της τάσης του ανέμου, ρ η πυκνότητα του υγρού και f η παράμετρος Coriolis.

Στην επιφάνεια το ρεύμα Ekman έχει απόκλιση 45° δεξιά από την τάση του ανέμου στο βόρειο ημισφαίριο και καταβάθος αποκλίνει σταδιακά περισσότερο σχηματίζοντας μια σπείρα που ονομάζεται σπείρα Ekman. Στο σύνολο της στο στρώμα Ekman η μεταφορά είναι 90° δεξιά από την τάση του ανέμου στο βόρειο ημισφαίριο.



Σχήμα 1: (Hart-Davis, 2019) Σχηματική αναπαράσταση της καταβάθος απόκλισης των ρευμάτων στην τάση του ανέμου φαινόμενο γνωστό ως σπείρα Ekman.

2.2 Ροή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας.

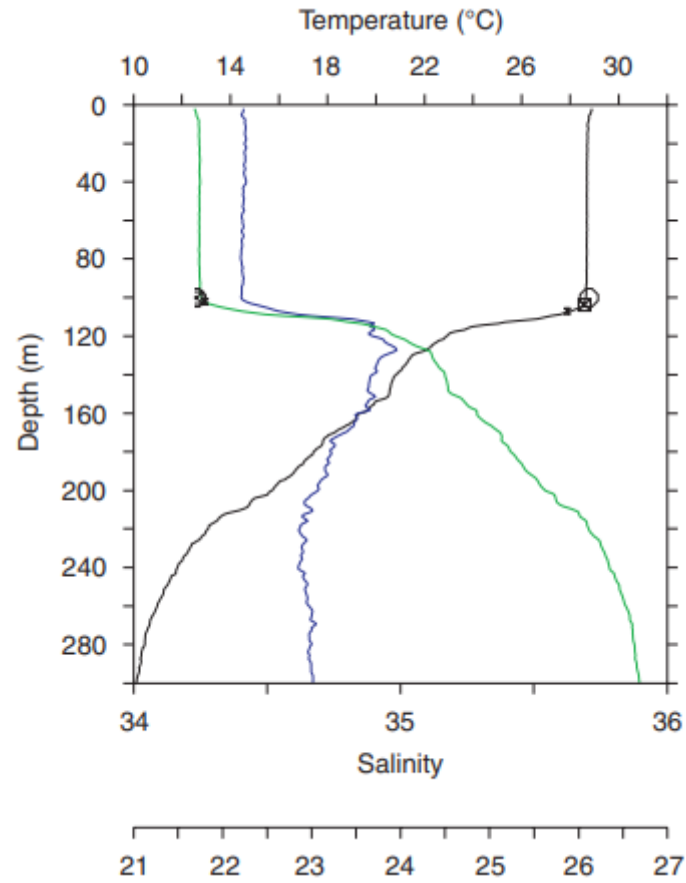
Η επιφάνεια της θάλασσας και η ατμόσφαιρα βρίσκονται συνεχώς σε επαφή με αποτέλεσμα να αλληλεπιδρούν ενεργειακά, ανταλλάσσοντας θερμότητα είτε άμεσα λόγω διαφοράς θερμοκρασίας (ροή αισθητής θερμότητας) είτε έμμεσα μέσω της εξάτμισης και συμπύκνωσης των υδρατμών (λανθάνουσα ροή θερμότητας). Δηλαδή, η θαλάσσια επιφάνεια ψυχραίνεται μέσω της διαδικασίας της εξάτμισης και η θερμότητα που έχουν απορροφήσει οι υδρατμοί αποδίδεται στην υπερκείμενη ατμόσφαιρα με τη διαδικασία της συμπύκνωσης. Η θάλασσα έτσι είναι ρυθμιστής για τον καιρό και το κλίμα μιας περιοχής μέσω αυτών των αλληλεπιδράσεων με χαρακτηριστικό παράδειγμα το κλίμα της βόρειας Ευρώπης το οποίο διαμορφώνεται από το ρεύμα του κόλπου και το εύκρατο μεσογειακό κλίμα της χώρας μας.

Για κάθε 100W ηλιακής ενέργειας που εισέρχεται στη Γη περίπου τα 40W απορροφούνται από τον ωκεανό ποσότητα που είναι 2 φορές περίπου μεγαλύτερη από αυτή που απορροφάται από την ατμόσφαιρα και 3 φορές μεγαλύτερη από αυτή που απορροφάται από την γήινη επιφάνεια (Taylor, 2003). Λόγω της μεγάλης θερμοχωρητικότητας του νερού ο ωκεανός αποτελεί μία τεράστια αποθήκη ενέργειας που τροφοδοτεί τα καιρικά συστήματα.

2.3 Το ωκεάνιο αναμεμειγμένο στρώμα

Το ωκεάνιο αναμεμειγμένο στρώμα είναι μία περιοχή ακριβώς κάτω από την θαλάσσια επιφάνεια πάχους μερικών δεκάδων μέτρων έως λίγων εκατοντάδων μέτρων στην οποία η θερμοκρασία και η αλατότητα και άρα η πυκνότητα είναι ομοιόμορφα κατανομημένες. Το αναμεμειγμένο στρώμα θερμαίνεται από την εισερχόμενη σε αυτό ηλιακή ακτινοβολία ενώ βρίσκεται σε συνεχή αλληλεπίδραση με την υπερκείμενη ατμόσφαιρα ανταλλάσσοντας με αυτή ενέργεια, ορμή, υδρατμούς και θερμότητα παίζοντας έτσι σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος. Το αναμεμειγμένο στρώμα μπορεί να χωριστεί σε τέσσερα μέρη: α) Ένα πολύ λεπτό αλλά μεγάλης σημαντικότητας μοριακό υπόστρωμα πάχους μερικών χιλιοστών, β) το κυματικό υπόστρωμα πάχους περίπου 2 έως 6 μέτρων, γ) το κυρίως μέρος του αναμεμειγμένου στρώματος πάχους 10 έως 40 μέτρων, και δ) το υπόστρωμα εισόδου πάχους 5 έως 10 μέτρων (Kantha and Clayson 2003). Το αναμεμειγμένο στρώμα παρουσιάζει εποχική διακύμανση και είναι λεπτότερο το καλοκαίρι λόγω της θέρμανσης της θαλάσσιας επιφάνειας από την υπερκείμενη ατμόσφαιρα. Η περιοχή κάτω από το αναμεμειγμένο στρώμα στην οποία παρατηρείται απότομη μεταβολή της θερμοκρασίας, της αλατότητας και

της πυκνότητας ονομάζεται θερμοκλινές, αλοκλινές και πυκνοκλινές. Οι περιοχές αυτές και το αναμεμειγμένο στρώμα διακρίνονται στην Εικόνα 2.



Σχήμα 2: (Sprintall et al., 2001): Αναμεμειγμένο Στρώμα, Θερμοκλινές (μαύρη γραμμή), Αλοκλινές (πράσινη γραμμή), Πυκνοκλινές (μπλε γραμμή).

2.4 Αλληλεπίδραση θαλάσσιων κυμάτων και ρευμάτων

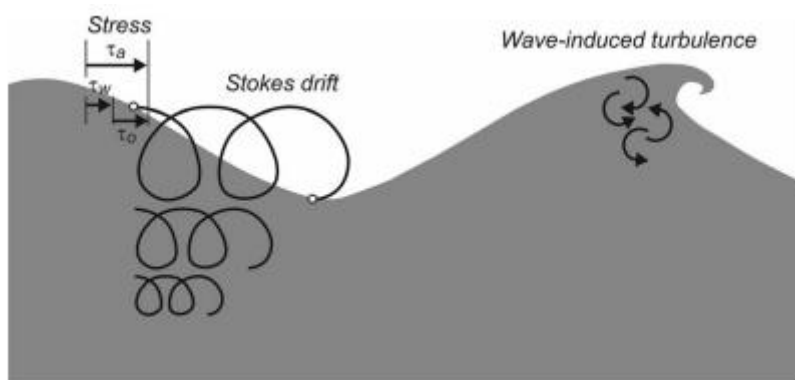
Τα επιφανειακά βαρυτικά κύματα επηρεάζουν τα ρεύματα στα ανώτερα στρώματα της θάλασσας και επομένως τη μεταφορά και το διασκορπισμό των ρυπαντών και του φυτοπλαγκτού. Επιπλέον επηρεάζουν το στρώμα Ekman, τα εσωτερικά κύματα και έμμεσα επιδρούν στη διαμόρφωση του κλίματος όλης της Γης (Suzuki et al., 2016). Συγκεκριμένα τα θαλάσσια ρεύματα επηρεάζονται από τον κυματισμό στην επιφάνεια της θάλασσας μέσα από την αύξηση της τύρβης, την παρέκκλιση Stokes, την κυκλοφορία Langmuir, την πίεση της ακτινοβολίας και έμμεσα με αλλαγή στην τάση του ανέμου.

Παρέκκλιση Stokes (Stokes Drift)

Όταν ένα αντικείμενο επιπλέει στη κυματώδη θαλάσσια επιφάνεια αποκτά μία ταχύτητα στη κατεύθυνση της διάδοσης των κυμάτων ακολουθώντας την κίνηση των μορίων του υγρού. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται παρέκκλιση Stokes και γενικότερα είναι η διαφορά της Lagrangian ταχύτητας του υγρού και της Eulerian ταχύτητάς του (Van den Bremer et al., 2017). Για ένα μονοχρωματικό κύμα η παρέκκλιση Stokes δίνεται από την εξίσωση (Polton et al., 2005):

$$u_s = U_x e^{2kz} \quad \text{και} \quad U_x = (ak)^2 c$$

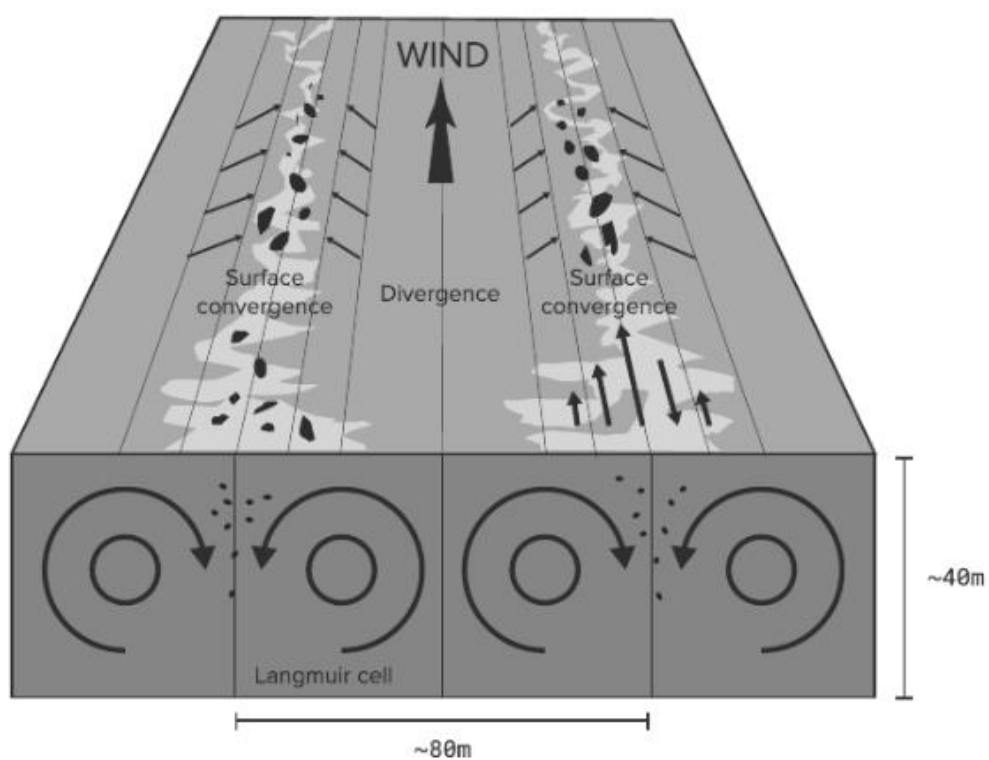
Όπου a είναι το πλάτος του κύματος, k είναι ο κυματαριθμός, c είναι η φασική ταχύτητα, z είναι το βάθος από την επιφάνεια (που είναι μηδέν στη θαλάσσια επιφάνεια και ελαττώνεται με το βάθος).



Σχήμα 3: (Alari et al., 2016) Σχηματική αναπαράσταση της παρέκκλισης Stokes.

Κυκλοφορία Langmuir (Langmuir Circulation)

Η κυκλοφορία Langmuir είναι αντίστροφες δίνες που δημιουργούνται κατά βάθος εξαιτίας της ροής του ανέμου και έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ζωνών σύγκλισης και απόκλισης στην θαλάσσια επιφάνεια που συνεπάγονται την καταβύθιση και την ανάβλυση νερού αντίστοιχα. Η κυκλοφορία Langmuir χαρακτηρίζει το επιφανειακό ανεμειγμένο στρώμα που συνδέει την ατμόσφαιρα με τον βαθύ ωκεανό και επηρεάζει άμεσα τις ροές ορμής, θερμότητας και αερίων μεταξύ αέρα και θάλασσας και επίσης είναι πολύ σημαντικό για την πρωτογενή παραγωγή και τη θαλάσσια ρύπανση (Li et al. 1995).



Σχήμα 4: (Van Sebille et al., 2020) Σχηματική αναπαράσταση της κυκλοφορίας Langmuir

Δύναμη Stokes – Coriolis

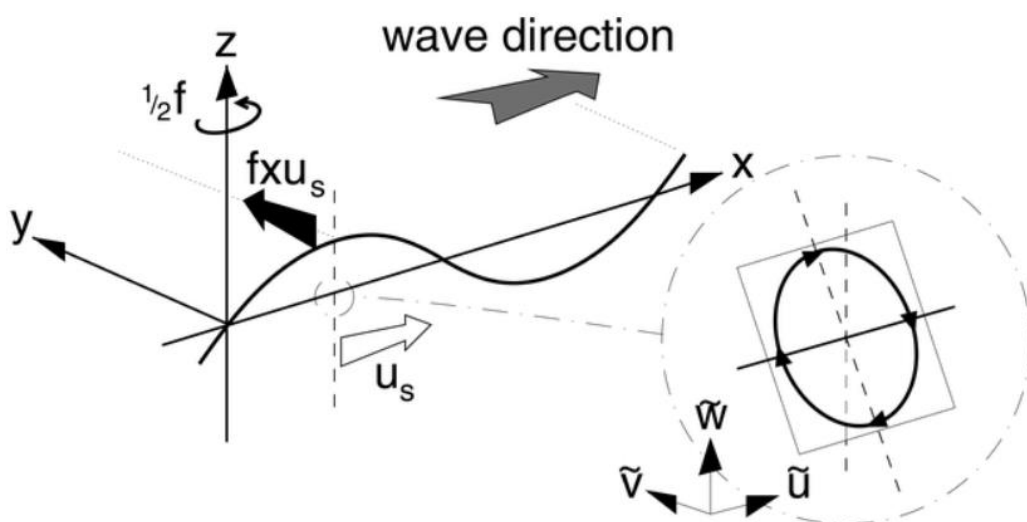
Προκύπτει από την αλληλεπίδραση μεταξύ της δύναμης Coriolis και της παρέκλισης Stokes εξαιτίας των κυμάτων στη θαλάσσια επιφάνεια. Αυτή η αλληλεπίδραση οδηγεί σε κατακόρυφη μεταφορά ορμής, η οποία μπορεί να χαρακτηριστεί ως μία δύναμη στη μέση ροή στην κατεύθυνση των κορυφών των κυμάτων (Polton et al., 2005). Η αλληλεπίδραση μεταξύ του πλανητικού στροβιλισμού (f) και της παρέκλισης Stokes (u_s) εκφράζεται με τον όρο $\rho f \times u_s$ που προστίθεται στην επίδραση της Coriolis $\rho f \times u$ στη μέση ροή (u) όπου ρ η πυκνότητα του θαλασσινού νερού. Η δύναμη αυτή δεν επηρεάζει άμεσα τη συνολική μεταφορά μάζας όμως αλλάζει την κατανομή της ορμής στο σε όλο το βάθος του στρώματος Ekman (Breivik et al., 2015). Ισχύει η σχέση:

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + (u + u_s) \times f\hat{z} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau}{\partial z}$$

Το κατακόρυφο προφίλ της ταχύτητας Stokes υπολογίζεται από της σχέση (Breivik et al., 2015):

$$u_s(z) = 4\pi \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} f k e^{2kz} F(f, \theta) df d\theta$$

όπου k ο κυματαριθμός και $F(f, \theta)$ το κυματικό φάσμα.



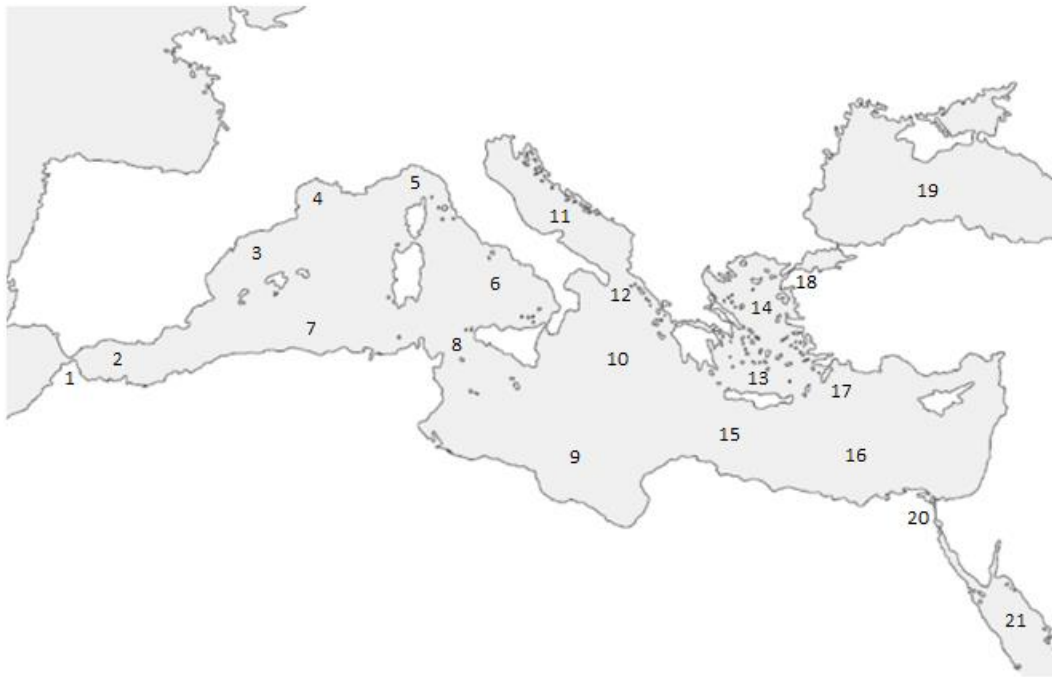
Σχήμα 4: (Polton et al., 2005) Σχηματική αναπαράσταση της επίδρασης της δύναμης Stokes – Coriolis (που αποδίδεται με τον όρο $\rho f \times u_s$) στη διάδοση του κύματος.

Κεφάλαιο 3 - Η θαλάσσια κυκλοφορία στη Μεσόγειο και τη Μαύρη θάλασσα

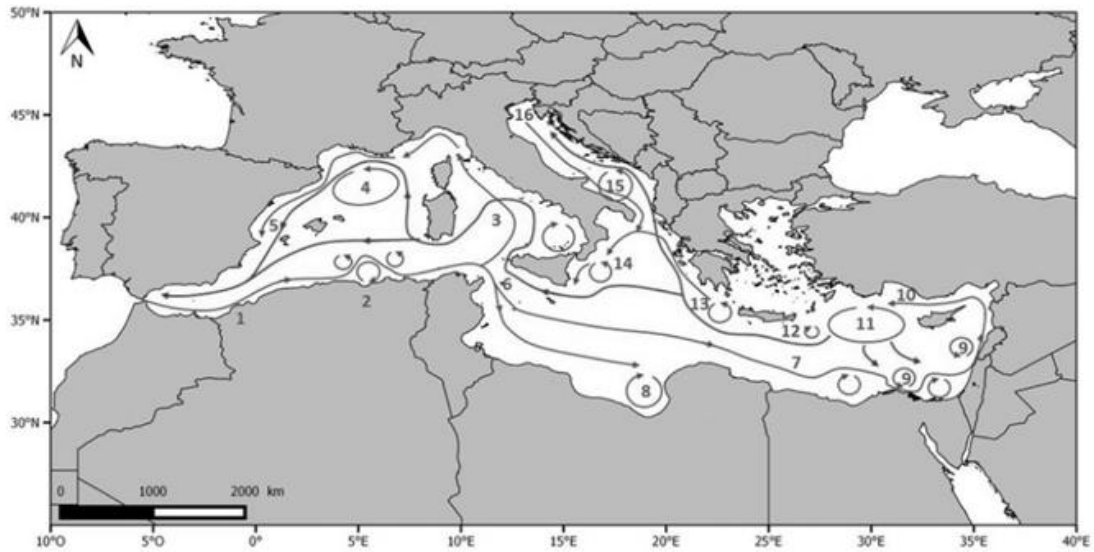
3.1 Η κυκλοφορία στη Μεσόγειο θάλασσα

Η Μεσόγειος θάλασσα εμφανίζει αρνητικό ισοζύγιο μεταξύ του νερού που εισέρχεται σε αυτή από τους ποταμούς και της βροχοπτώσεις και του νερού που εξατμίζεται, γι αυτό και έχει σχετικά υψηλή αλατότητα (38 psu) σε σχέση με τους ωκεανούς (35 psu). Στη Μεσόγειο θάλασσα δηλαδή μετατρέπεται το μικρής πυκνότητας νερό που εισέρχεται επιφανειακά από τον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του ρηχού στενού του Γιβραλτάρ (13 χιλιόμετρα πλάτος και 300 μέτρα βάθος) σε ενδιάμεσο και βαθύ νερό το οποίο εξέρχεται στη συνέχεια πάλι από το στενό του Γιβραλτάρ σχηματίζοντας μια φλέβα νερού που διαδίδεται στο βόρειο Ατλαντικό ωκεανό σε βάθος περίπου 1000 μέτρων (Estournel et al., 2021). Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελείται στην ουσία από δύο υδάτινες λεκάνες, τη δυτική και την ανατολική οι οποίες διαχωρίζονται και επικοινωνούν μέσω του ρηχού στενού της Σικελίας (περίπου 430 μέτρα βάθος). Σε μικρότερη κλίμακα κάθε υδάτινη λεκάνη αποτελείται από επιμέρους υπολεκάνες, που διαχωρίζονται από επιμέρους στενά και από τη θαλάσσια τοπογραφία. Το βόρειο τμήμα των δύο υδάτινων λεκανών (κόλπος του Λέοντα δυτικά, Αδριατική και Νότιο Αιγαίο ανατολικά) είναι υπό την επίδραση ανέμων που προκαλούν ψύξη της θαλάσσιας επιφάνειας ενισχύοντας παράλληλα την εξάτμιση και άρα είναι πηγές ενδιάμεσων και βαθιών νερών σε κυκλωνικούς γύρους. Χαρακτηριστικά παραδείγματα είναι το Αδριατικό πυκνό νερό, το Κρητικό ενδιάμεσο και βαθύ νερό και το Λεβαντινό ενδιάμεσο νερό. Οι κινήσεις των θαλάσσιων μαζών που σχηματίζονται συντηρούν τη θερμοαλατική κυκλοφορία στη Μεσόγειο όπως συμβαίνει και στον παγκόσμιο ωκεανό, αλλά σε μικρότερη κλίμακα. Συνολικά η κυκλοφορία στη Μεσόγειο χαρακτηρίζεται από αντικυκλωνικούς γύρους κατά μήκος της ακτής της Αφρικής και κυκλωνικούς γύρους στα βόρεια τμήματά της που προκαλούν ανάβλυση θρεπτικών συστατικών. Στη δυτική και στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου το ρεύμα της Αλγερίας το Ιονιο-Ατλαντικό ρεύμα και οι Μεσο-μεσογειακοί μαιανδρισμοί προκαλούν αντικυκλωνικούς γύρους. Στην ανατολική Μεσόγειο η αυξημένη εξάτμιση προκαλεί την δημιουργία πυκνών βαθιών νερών και αρχίζει η κυκλοφορία ενδιάμεσων νερών στη λεκάνη της Λεβαντινής. Με την κίνηση του νερού βόρεια και δυτικά δημιουργούνται βαθιά νερά στη Τυρρηνική θάλασσα και στον κόλπο του Λέοντα που οδηγούνται τελικά πίσω στον Ατλαντικό Ωκεανό διαμέσου του στενού του Γιβραλτάρ. Η Μεσόγειος θάλασσα ανταλλάσσει νερά επίσης με τη Μαύρη θάλασσα βορειοανατολικά διαμέσου του στενού των Δαρδανελίων, το Βόσπορο και τη θάλασσα του Μαρμαρά και με την Ερυθρά θάλασσα διαμέσου της διώρυγας του Σουέζ. Η Μεσόγειος θάλασσα είναι μια ολιγοτροφική θάλασσα με διακυμάνσεις στην αλατότητα και στη

θερμοκρασία με αποτέλεσμα η πρωτογενής παραγωγή να μειώνεται προς ανατολάς (Virgili, 2018). Στο σχήμα 3 φαίνονται οι χαρακτηριστικές περιοχές της Μεσογείου και στο σχήμα 4 τα χαρακτηριστικά ρεύματα και οι γύροι της Μεσογειακής κυκλοφορίας.



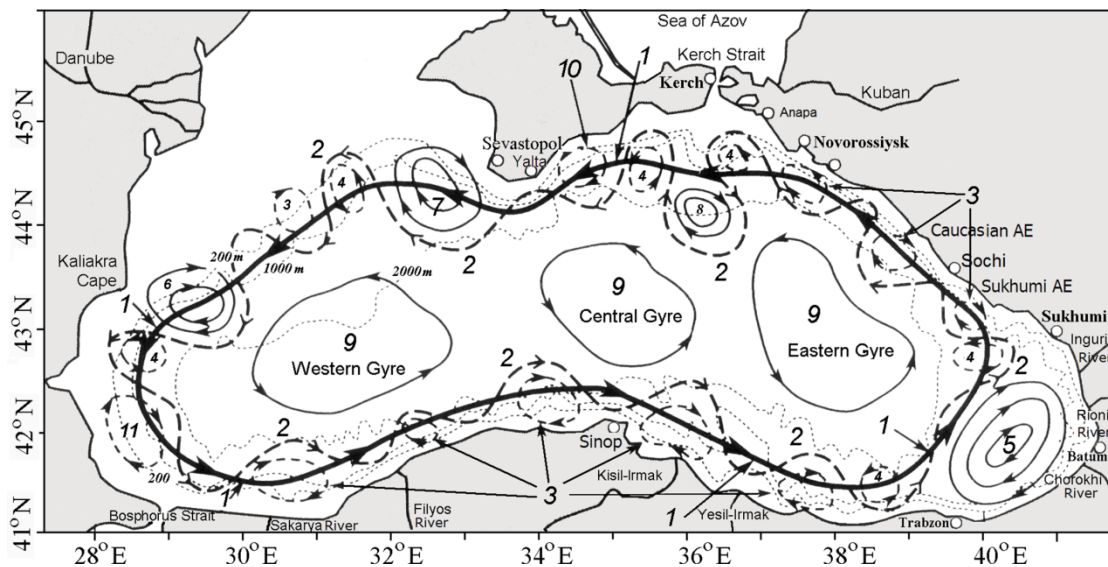
Σχήμα 5: Χαρακτηριστικές περιοχές της Μεσογείου. 1: Στενό του Γιβραλταρ, 2: Θάλασσα του Αλμποράν, 3: Θάλασσα της Καταλονίας, 4: Κόλπος του Λέοντα, 5: Θάλασσα της Λιγουρίας, 6: Τυρρηνική Θάλασσα, 7: Λεκάνη της Αλγερίας, 8: Στενό της Σικελίας, 9: Κόλπος της Σύρτης, 10: Ιόνιο Πέλαγος, 11: Αδριατική Θάλασσα, 12: Στενό του Οτράντο, 13: Κρητικό Πέλαγος, 14: Κρητικό πέρασμα, 15: Κρητικό πέρασμα, 16: Θάλασσα της Λεβαντίνης, 17: Γύρος της Ρόδου, 18: Στενό των Δαρδανελίων, 19: Μαύρη Θάλασσα, 20: Διώρυγα του Σουέζ, 21: Ερυθρά θάλασσα.



Σχήμα 6: (Virgili, 2018) Χαρακτηριστικά ρεύματα της Μεσογείου. Τα μπλε βέλη αντιπροσωπεύουν τα επιφανειακά ρεύματα ενώ τα κόκκινα βέλη την κυκλοφορία των βαθιών νερών. 1: Εισοδος των νερών του Ατλαντικού, 2: Ρεύματα και στρόβιλοι της Αλγερίας, 3: Κυκλωνική κυκλοφορία στην Τυρρηνική Θάλασσα, 4: Κυκλωνικός γύρος στον Κόλπο του Λέοντα, 5: Ρεύμα της Λιγουρίας – Προβηγκίας, 6: Ιονιο-Ατλαντικό ρεύμα, 7: Μεσο-Μεσογειακοί μαιανδρισμοί, 8: Αντικυκλώνας στον Κόλπο της Σύρτης, 9: Γύροι της Σικμόνας και της Μάρσα-Ματρούχ, Ρεύμα της Μικράς Ασίας, 11: Γύρος της Ρόδου, 12: Γύρος της Ιεράπετρας, 13: Γύρος του Πέλοπα, 14: Γύρος του Δυτικού Ιονίου, 15: Νοτιο-Αδριατικός Γύρος, 16: Δυτικό-Αδριατικό παράκτιο ρεύμα

3.2 Η κυκλοφορία στη Μαύρη Θάλασσα

Η Μαύρη θάλασσα παρουσιάζει θετικό ισοζύγιο μεταξύ του νερού που καταλήγει σε αυτή από τους μεγάλους ποταμούς και από τις βροχοπτώσεις και του νερού που εξατμίζεται, γι αυτό και παρουσιάζει μικρή αλατότητα (17 psu) σε σχέση με τους ωκεανούς (35 psu) και τη Μεσόγειο (38 psu). Η Μαύρη θάλασσα επικοινωνεί με τη Μεσόγειο θάλασσα μέσω του στενού των Δαρδανελίων του Βοσπόρου και της θάλασσας του Μαρμαρά. Η μεγάλη διαφορά αλατότητας μεταξύ των νερών της Μεσογείου και της Μαύρης θάλασσας προκαλεί ισχυρή κατακόρυφη στρωμάτωση η οποία περιορίζει την ανάμιξη των θαλάσσιων μαζών έχοντας ως αποτέλεσμα ανοξία των βαθιών νερών. Αυτό έχει ως συνέπεια η ζωή στη Μαύρη θάλασσα να περιορίζεται μέχρι τα πρώτα 150 μέτρα. (Palazon et al., 2019). Η κυκλοφορία στην Μαύρη θάλασσα χαρακτηρίζεται από ένα κύριο κυκλωνικό ρεύμα (Rim current) εσωτερικά του οποίου σχηματίζονται τρεις κυκλωνικές δίνες, η δυτική, η κεντρική και η ανατολική. Περιμετρικά του κύριου ρεύματος όπως φαίνεται στο σχήμα, παρατηρούνται μαιανδρισμοί, αντικυκλωνικές και κυκλωνικές δίνες.



Σχήμα 7: 1: Κύριο κυκλωνικό ρεύμα (Rim Current), 2: μαιανδρισμοί, 3: παράκτιοι αντικυκλωνικοί στρόβιλοι, 4: κυκλωνικοί στρόβιλοι, 5: Αντικυκλωνικός στρόβιλος Μπατούμι, 6: Αντικυκλωνικός στρόβιλος Καλιάκρας, 7: Αντικυκλωνικός στρόβιλος Σεβαστόπολης, 8: Αντικυκλωνικός στρόβιλος Κερτς, 9: Σχεδόν-σταθεροί κυκλωνικοί γύροι, 10: Αντικυκλωνικός στρόβιλος Κριμέας, 11: Αντικυκλωνικός στρόβιλος Βοσπόρου.

Κεφάλαιο 4 – Αριθμητικά μοντέλα για την μελέτη της αλληλεπίδρασης κυμάτων – ρευμάτων

4.1 Το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO (Nucleus for European Modelling of Ocean)

Το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO είναι ένα πολύτιμο εργαλείο για τη μελέτη του ωκεανού και της αλληλεπίδρασής του με άλλους παράγοντες που ρυθμίζουν το κλίμα της Γης (ατμόσφαιρα, παγετώνες, βιογεωχημικές διαδικασίες) σε ένα μεγάλο εύρος χωρικών και χρονικών κλιμάκων. Οι προγνωστικές μεταβλητές είναι οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας, η μη γραμμική ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας, η θερμοκρασία και η απόλυτη αλατότητα. Στο οριζόντιο επίπεδο το μοντέλο χρησιμοποιεί ένα καμπυλόγραμμο ορθογώνιο πλέγμα και στο κατακόρυφο επίπεδο χρησιμοποιεί ζήτα ή σίγμα σύστημα συντεταγμένων ή μίξη αυτών των δύο. Οι μεταβλητές κατανέμονται σε ένα τρισδιάστατο Arakawa C πλέγμα στον οριζόντιο και σε ένα Lorenz πλέγμα στον κατακόρυφο. Στη χρονική διάσταση χρησιμοποιείται σχήμα Leapfrog με ένα τροποποιημένο Robert – Asselin φίλτρο (Couvelard et al., 2020). Οι βασικές εξισώσεις είναι α) η διατήρηση της ορμής, β) η υδροστατική ισορροπία, γ) η εξίσωση του ασυμπίεστου ρευστού, δ) η διατήρηση της θερμότητας και της αλατότητας και ε) η καταστατική εξίσωση

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

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

$$\nabla U = 0$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla(TU) + D^T + F^T$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla(SU) + D^S + F^S$$

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

Όπου $U = U_h + wk$, T η δυνητική θερμοκρασία, S η αλατότητα, ρ η πυκνότητα, p η πίεση, t ο χρόνος, $f = 2\Omega k$ η επιτάχυνση Coriolis, g η επιτάχυνση της βαρύτητας, k το μοναδιαίο διάνυσμα στη z συνιστώσα, D^U, D^T και D^S οι παραμετροποιήσεις των μικρής κλίμακας φαινομένων για την ορμή της θερμοκρασία και την αλατότητα και F^U, F^T και F^S όροι επιφανειακής τάσης

Οι προσεγγίσεις που χρησιμοποιούνται από το μοντέλο είναι α) η προσέγγιση της σφαιρικότητας της Γης δηλαδή οι γεωδυναμικές επιφάνειες θεωρούνται σφαιρικές ώστε η βαρύτητα να είναι παράλληλη στην ακτίνα της Γης, β) η προσέγγιση ότι ο ωκεανός έχει αμελητέο βάθος σε σχέση με την ακτίνα της Γης, γ) η υπόθεση του κλεισίματος της τύρβης, δηλαδή οι τυρβώδεις ροές εκφράζονται σε σχέση με μεγάλης κλίμακας χαρακτηριστικά, δ) η υπόθεση Boussinesq δηλαδή ότι οι τάσεις Reynolds σχετίζονται με το μέσο ρυθμό παραμόρφωσης, ε) η υδροστατική υπόθεση δηλαδή η κατακόρυφη εξίσωση της ορμής περιορίζεται στην ισορροπία μεταξύ της κάθετης βαθμίδας πίεσης και της ανωστικής δύναμης και ζ) η υπόθεση του ασυμπίεστου ρευστού, δηλαδή ότι η τρισδιάστατη απόκλιση του διανύσματος της ταχύτητας είναι μηδέν.

4.2 Το κυματικό μοντέλο WAVEWATCH III

Το κυματικό μοντέλο WAVEWATCH III είναι ένα τρίτης γενιάς πλήρες φασματικό κυματικό μοντέλο. Το κυματικό φάσμα F είναι γενικά συνάρτηση όλων των φασικών παραμέτρων δηλαδή του κυματαριθμού k , της κατεύθυνσης θ , της εσωτερικής και απόλυτης συχνότητας σ και ω αντίστοιχα, της θέσης x και του χρόνου t (Chu et al., 2004). Η σχέση διασποράς των κυμάτων στην επιφάνεια της θάλασσας είναι

$$\sigma^2 = gk \tanh(kd)$$

$$\omega = \sigma + kU$$

όπου d είναι το βάθος από την επιφάνεια και U η ταχύτητα του ρεύματος. Το μοντέλο χρησιμοποιεί την κατεύθυνση του κυματαριθμού (k, θ) ως ανεξάρτητες φασικές μεταβλητές. Χωρίς ρεύματα, η ενέργεια ενός κυματοπακέτου διατηρείται. Με την εισαγωγή ρευμάτων η ενέργεια ενός φασικού παράγοντα δεν διατηρείται αλλά το φάσμα της κυματικής δράσης διατηρείται. Το εξαγόμενο από το μοντέλο είναι το φάσμα συχνότητας – κατεύθυνσης $F(\sigma, u)$ που υπολογίζεται από το φάσμα $F(k, u)$ με Jacobean μετασχηματισμούς.

4.3 Σύζευξη ατμόσφαιρας – κύματος

Η ύπαρξη της κυματώδους θαλάσσιας επιφάνειας επηρεάζει την τραχύτητά της (Breivik et al., 2015). Η ταχύτητα τριβής (u_*) καθορίζεται από την τάση του αέρα (τ_α) και την πυκνότητά του (ρ_α). Ισχύει η εξίσωση

$$u_*^2 = \frac{\tau_\alpha}{\rho_\alpha}$$

Η τραχύτητα της επιφάνειας z_o σχετίζεται με την ταχύτητα τριβής σύμφωνα με τη σχέση

$$z_o = \alpha_{CH} \frac{u_*}{g}$$

Όπου α_{CH} η σταθερά Charnock η οποία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\alpha_{CH} = \frac{\widehat{\alpha}_{CH}}{\sqrt{1 - \frac{\tau_{in}}{\tau_\alpha}}}$$

όπου $\widehat{\alpha}_{CH} = 0,006$ και τ_{in} η τάση που προκαλείται από τον κυματισμό η οποία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\tau_{in} = \rho_w g \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{k}{\omega} S_{in} d\omega d\theta$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του νερού, k ο κυματαριθμός και $\omega = \sigma + kU$ (σ είναι η εσωτερική συχνότητα δηλαδή η συχνότητα που βλέπει ο παρατηρητής κινούμενος με το θαλάσσιο ρεύμα και ω η απόλυτη συχνότητα που σύμφωνα με εξωτερικό παρατηρητή), S_{in} το κυματικό φάσμα που εκφράζει τη μεταφορά ενέργειας και ορμής από τον αέρα στα θαλάσσια κύματα.

Ο συντελεστής οπισθέλκουσας δίνεται από την εξίσωση:

$$C_D = \frac{\kappa^2}{\log^2\left(\frac{10}{z_o}\right)}$$

όπου $\kappa = 0,4$ η σταθερά Von Karman.

Η παράμετρος Charnock επομένως είναι ο κύριος μηχανισμός σύζευξης ατμόσφαιρας – κύματος.

4.4 Σύζευξη ωκεανογραφικού και κυματικού μοντέλου

Η σύζευξη κυματικών και ωκεανογραφικών μοντέλων είναι πολύ σημαντική εφόσον είναι επιστημονικά αποδεκτό ότι οι αλληλεπιδράσεις ανέμου – κυμάτων – ρευμάτων καθορίζουν την ανταλλαγή ορμής και ενέργειας μεταξύ θάλασσας και ατμόσφαιρας και είναι απαραίτητη η καλύτερη κατανόηση τους.

Τα ρεύματα καθορίζονται από την τάση του ανέμου που με τη σειρά της καθορίζεται από την κατάσταση της θαλάσσιας επιφάνειας και το αντίστροφο. Ο βαθμός στον οποίον τα επιφανειακά κύματα επηρεάζονται από τα ρεύματα εξαρτάται από την ταχύτητα των ρευμάτων σε σχέση με την ταχύτητα διαδοσης των κυμάτων. Τα κύματα που διαδίδονται αργά επηρεάζονται περισσότερο από τα ρεύματα. Υψηλής ταχύτητας άνεμοι και δυνατά ρεύματα μπορούν να οδηγήσουν σε συγχώνευση κυμάτων και να δημιουργήσουν μεγάλα κύματα (rogue waves). Επίσης, κύματα που διαδίδονται αντίθετα με τα ρεύματα μπορούν να γίνουν πιο απότομα και επίσης το σπάσιμο του κύματος μπορεί να επηρεαστεί από τα ρεύματα. Το σπάσιμο κύματος επηρεάζει το θαλάσσιο επιφανειακό στρώμα, τόσο τη θερμοκρασία του όσο και τη μεταφορά ορμής και ενέργειας κατά βάθος καθώς τα κύματα απορροφούν ενέργεια από τον άνεμο και με το σπάσιμό τους αυτή η ενέργεια αποδίδεται στο θαλάσσιο επιφανειακό στρώμα. Οι προαναφερθέντες αλληλοεξαρτώμενοι πολύπλοκοι μηχανισμοί μπορούν να μελετηθούν με τη σύζευξη ωκεανογραφικών και κυματικών μοντέλων (Clementi et al., 2017).

Το κυματικό μοντέλο μπορεί να εμπλουτιστεί από το ωκεανογραφικό μοντέλο με την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας και τα επιφανειακά ρεύματα και το ωκεανογραφικό μοντέλο με ένα ουδέτερο συντελεστή οπισθέλκουσας από το κυματικό. Για ένα πλήρως συζευγμένο μοντέλο οι υδροδυναμικές εξισώσεις του ωκεανογραφικού μοντέλου θα πρέπει να περιλαμβάνουν μεταξύ άλλων την παρέκκλιση Stokes, ροή ορμής εξαρτώμενη από την κατάσταση της θαλάσσιας επιφάνειας και παραμετροποίηση κατακόρυφης ανάμιξης από τα κύματα.

Η τάση στη θαλάσσια επιφάνεια δίνεται από τη σχέση (Breivic et al., 2015) :

$$\tau_{oc} = \tau_{\alpha} - \rho_w g \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{k}{\omega} (S_{in} + S_{ds}) d\omega d\theta$$

Όπου S_{ds} η συνεισφορά από το σπάσιμο του κύματος. Οι υπόλοιποι όροι της εξίσωσης έχουν οριστεί στο προηγούμενο υποκεφάλαιο.

4.5 Το σχήμα κατακόρυφης ανάμιξης που περιέχει το μοντέλο NEMO

Στο ωκεανογραφικό μοντέλο χρησιμοποιούνται αλγόριθμοι για την παραμετροποίηση των φυσικών διαδικασιών που καθορίζουν την ωκεάνια κυκλοφορία (Madec et al., 2017). Για την κατακόρυφη ανάμιξη το σχήμα παραμετροποίησης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας εμπεριέχει παραμετροποίηση για την κυκλοφορία Langmuir (Axell 2002) και το σπάσιμο του κύματος (Mellor and Blumberg 2004). Ο προστιθέμενος όρος P_{LC} στην τυρβώδη κινητική ενέργεια δίνεται από τη σχέση:

$$P_{LC} = \frac{w_{LC}^3(z)}{H_{LC}}$$

Όπου $w_{LC}(z)$ είναι το κατακόρυφο προφίλ της ταχύτητας της κυκλοφορίας Langmuir

και H_{LC} είναι το βάθος της κυκλοφορίας Langmuir. Αν δεν υπάρχει πληροφορία για το κυματικό πεδίο η ταχύτητα $w_{LC}(z)$ θεωρείται ανάλογη με την ταχύτητα της παρέκκλισης Stokes:

$$u_s = 0.377|\tau|^{1/2},$$

όπου τ η τάση του ανέμου.

*Η σχέση που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την ταχύτητα της παρέκκλισης Stokes στην επιφάνεια είναι η: (Li and Garrett 1993)

$$u_s = 0.016|U_{10m}|$$

Η ακριβής εξίσωση που συνδέει την ταχύτητα Langmuir με την ταχύτητα της παρέκκλισης Stokes είναι η εξής:

$$w_{LC} = \begin{cases} c_{LC}u_s \sin\left(-\frac{\pi z}{H_{LC}}\right) & \text{για } -z \leq H_{LC} \\ 0 & \text{(όταν δεν ισχύει} \\ & \text{η παραπάνω} \\ & \text{συνθήκη)} \end{cases}$$

Κεφάλαιο 5 – Μεθοδολογία και δεδομένα

Για αυτή την εργασία επιλέχθηκαν το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean) και το κυματικό μοντέλο WaveWatch III. Το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO αποτελεί ένα προηγμένο ωκεανογραφικό μοντέλο για τη δυναμική ωκεανογραφία, την πρόγνωση και την παλαιωκεανογραφία ενώ το μοντέλο WaveWatch III είναι ένα προηγμένο κυματικό μοντέλο που μπορεί να εξάγει το φάσμα και τα χαρακτηριστικά του κύματος όπως το ύψος του κύματος και η μέση διεύθυνση του. Με τη χρήση των δύο μοντέλων το μοντέλο NEMO παρέχει στο κυματικό μοντέλο WaveWatch III τα επιφανειακά ρεύματα και το πεδίο της επιφανειακής θερμοκρασίας, και το μοντέλο WaveWatch III επιστρέφει τον συντελεστή οπισθέλκουσας (Tonani et al., 2014). Η ύπαρξη των κυμάτων προσθέτει στα μόρια του νερού επιπλέον ταχύτητα η οποία φαίνεται να έχει αντίκτυπο σε όλες τις παραμέτρους της επιφάνειας της θάλασσας, κυρίως μέσω της αύξησης της ανάμιξης στο ωκεάνιο επιφανειακό στρώμα (Coulevar et al., 2020). Στην εργασία αυτή μελετώνται οι διαφορές στις τιμές των παραμέτρων: επιφανειακή θερμοκρασία, επιφανειακή αλατότητα, ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας, ροή θερμότητας στην επιφάνεια της θάλασσας, πάχος αναμειγμένου στρώματος και κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας των επιφανειακών ρευμάτων, όπως αυτές προκύπτουν από το μοντέλο NEMO πριν και μετά τη σύζευξη με το κυματικό μοντέλο WaveWatch III.

Τα δύο μοντέλα εκτελέστηκαν με απλή σύζευξη (stand alone offline) οδηγούμενα από ατμοσφαιρικές παραμέτρους δεδομένων τύπου ERA5 (ECMWF Reanalysis v5). Η σύζευξη των μοντέλων ήταν μονής κατεύθυνσης (oneway offline coupling) όπου το μοντέλο NEMO διάβαζε την παρέκκλιση Stokes όπως την υπολόγιζε το κυματικό μοντέλο. Τα μοντέλα έτρεξαν σε κοινό τομέα/πλέγμα $1/12^\circ \times 1/12^\circ$, με 50 κατακόρυφα επίπεδα για το μοντέλο NEMO. Το χρονικό βήμα ήταν 360s για το NEMO και 720 sec για το WaveWatch III ενώ το spin up των μοντέλων ήταν 3 χρόνια και 1 ημέρα αντίστοιχα.

Η περιοχή ολοκλήρωσης των μοντέλων είναι η Μεσόγειος και η Μαύρη θάλασσα. Η Μεσόγειος είναι η μεγαλύτερη 'κλειστή' θάλασσα της Γης που βρίσκεται ανάμεσα σε τρεις Ηπείρους: την Ευρώπη, την Ασία και την Αφρική. Δυτικά η Μεσόγειος Θάλασσα συνδέεται με τον Ατλαντικό Ωκεανό δια του πορθμού του Γιβραλτάρ, ανατολικά με την Ερυθρά Θάλασσα δια της διώρυγας του Σουέζ και με τη Μαύρη Θάλασσα δια των στενών του Ελλησπόντου – Βοσπόρου. Έχει έκταση 2.505.000 τ.χλμ μέση αλατότητα 38 ppt και μέσο βάθος 1500m. Η Μαύρη θάλασσα βρίσκεται στο βορειοδυτικό άκρο της Μεσογείου και χωρίζει την ανατολική Ευρώπη από τη Δυτική Ασία. Σε σύγκριση με τη Μεσόγειο έχει πολύ

μικρότερη αλατότητα, 18ppt, και αυτό γιατί αποτελεί τη λεκάνη απορροής των μεγάλων ποταμών Ντον, Δνείπερου και Δούναβη. Έχει έκταση 436.400 τ.χλμ και μέσο βάθος 1240m.

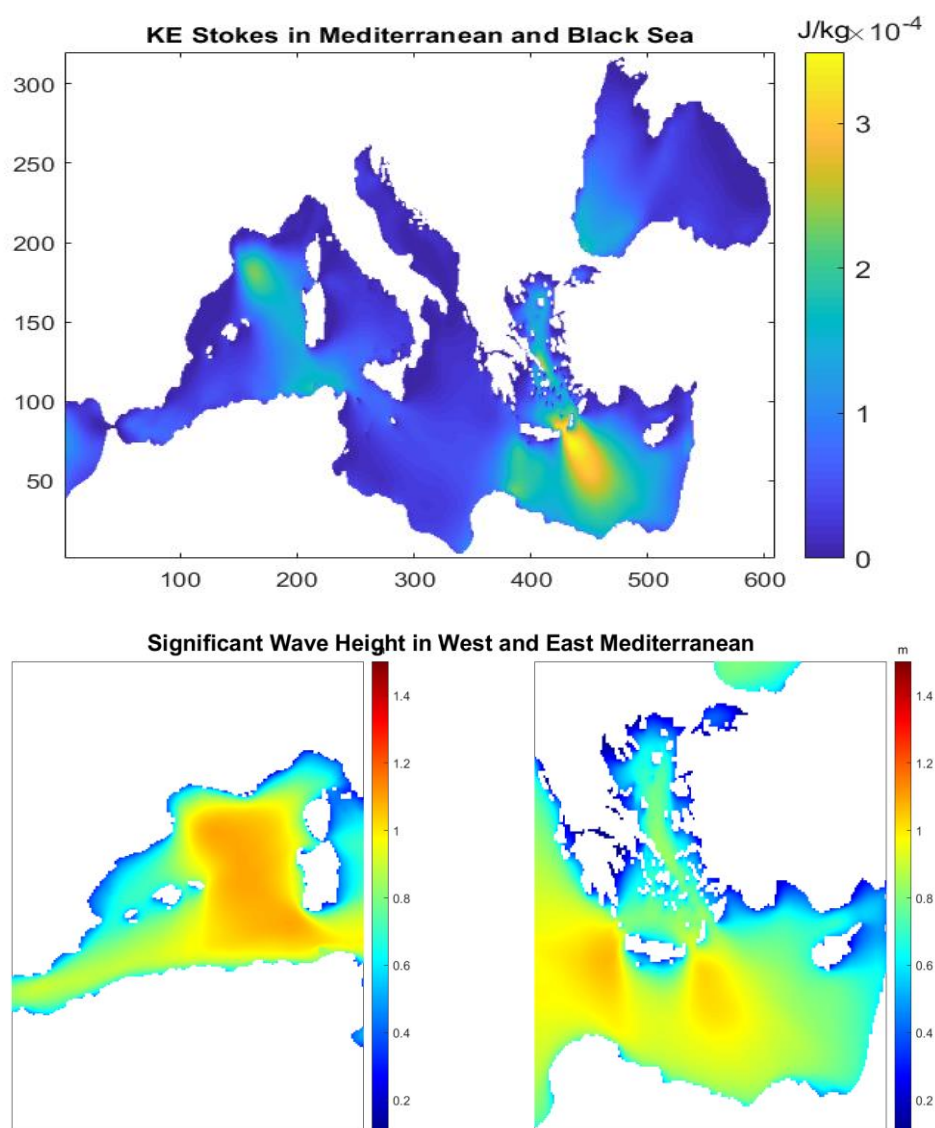
Τα δεδομένα έχουν εξαχθεί ανά ημέρα σε πλέγμα που καλύπτει τη Μεσόγειο και τη Μαύρη θάλασσα για το έτος 2018 , από το NEMO πριν και μετά τη σύζευξη με το WAVEWATCH III. Το 2018 δεν επιλέχθηκε για κάποιο συγκεκριμένο λόγο αλλά αποτελεί ένα έτος για το οποίο υπάρχουν δεδομένα προς ανάλυση.

Με την εντολή `-yearmean` των εργαλείων `cdm` και έπειτα τη χρήση λογισμικού `MATLAB`, εξάγονται τα γραφήματα και οι διαφορές των ετήσιων τιμών των παραμέτρων.

Κεφάλαιο 6 – Ανάλυση αποτελεσμάτων

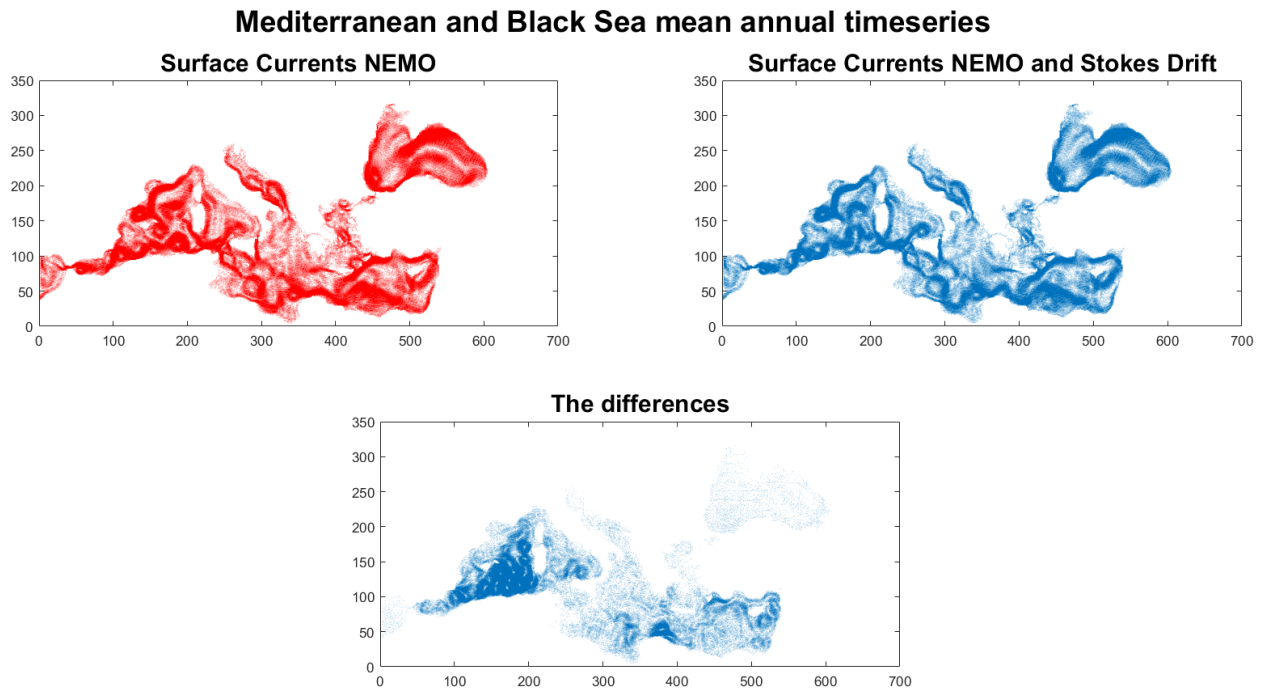
6.1 Η παρέκκλιση Stokes και η κυκλοφορία των επιφανειακών ρευμάτων.

Η παρέκκλιση Stokes αποτελεί μία προστιθέμενη ταχύτητα στην θαλάσσια κυκλοφορία και οφείλεται στην ύπαρξη των επιφανειακών κυμάτων. Στην περιοχή της Μεσογείου και της Μαύρης Θάλασσας η οριζόντια ταχύτητα Stokes υπολογίστηκε μετά την σύζευξη με το μοντέλο WaveWatch III. Στο γράφημα 1α φαίνεται η κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας της ταχύτητας Stokes όπως αυτή προέκυψε από τις ετήσιες μέσες τιμές. Διακρίνονται δύο περιοχές σε δυτική και ανατολική Μεσόγειο όπου η κινητική ενέργεια Stokes λαμβάνει μέγιστες τιμές. Σε αυτές τις περιοχές όπως φαίνεται από το γράφημα 1β το σημαντικό ύψος κύματος εμφανίζει μέγιστες τιμές.



Γράφημα 1 – α) Η κινητική ενέργεια Stokes (ετήσιες μέσες τιμές) σε Μεσόγειο και Μαύρη Θάλασσα. β) Το σημαντικό ύψος κύματος σε Δυτική και Ανατολική Μεσόγειο.

Στο γράφημα 2 φαίνεται η κυκλοφορία των επιφανειακών ρευμάτων πριν και μετά τη σύζευξη και οι διαφορές τους. Στις πυκνότερες γραφικά περιοχές τα ρεύματα είναι ισχυρότερα. Η κυκλοφορία και στα δύο διαγράμματα είναι σχεδόν ίδια παρόλα αυτά εμφανίζει διαφορές όπως φαίνεται στο γράφημα 2c. Οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στη Δυτική Μεσόγειο όπου όπως προαναφέραμε και η κινητική ενέργεια Stokes είναι μεγαλύτερη.

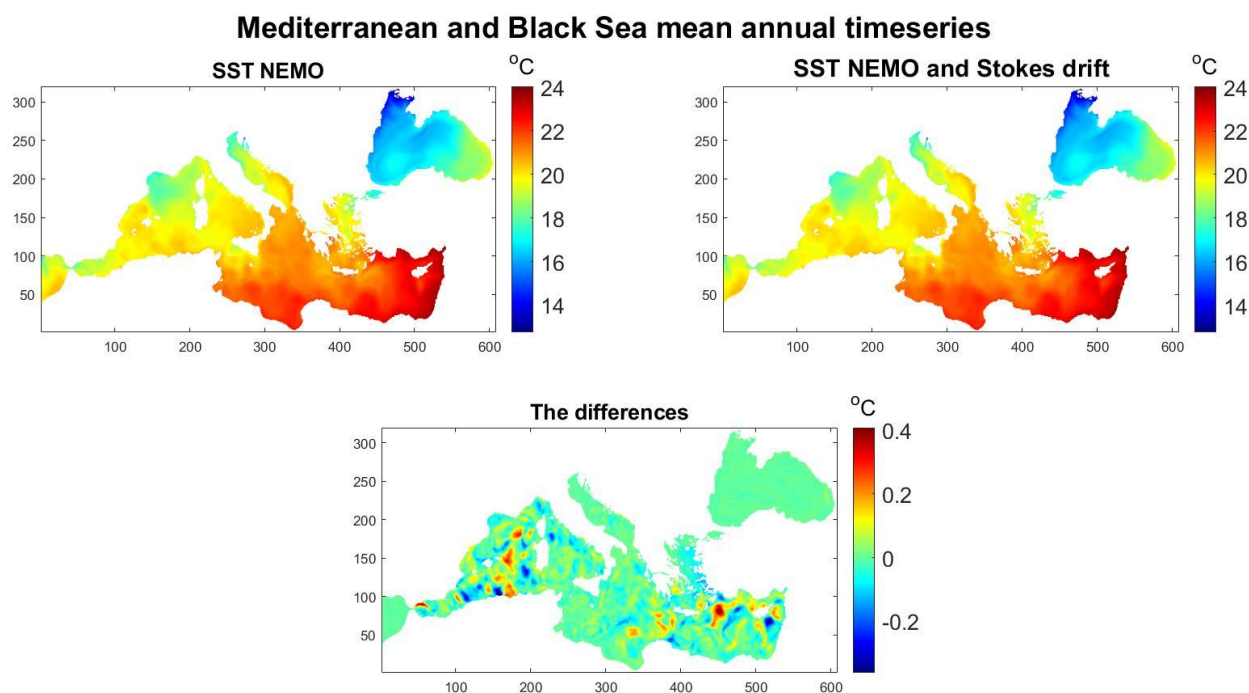


Γράφημα 2 – Η επιφανειακή κυκλοφορία σε Μεσόγειο και Μαύρη Θάλασσα πριν και μετά τη σύζευξη και οι διαφορές τους.

6.2 Οι ετήσιες μέσες τιμές των βασικών παραμέτρων και οι διαφορές τους

Σε αυτό το υποκεφάλαιο της εργασίας παρουσιάζονται οι μέσες ετήσιες τιμές των παραμέτρων επιφανειακή θερμοκρασία, επιφανειακή αλατότητα, ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας, ροή θερμότητας στην επιφάνεια της θάλασσας, πάχος αναμεμιγμένου στρώματος, κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας των επιφανειακών ρευμάτων. Από τις ωριαίες τιμές ανά ημέρα, υπολογίστηκαν αρχικά οι μέσες ημερήσιες τιμές και στη συνέχεια οι ετήσιες μέσες τιμές με τη χρήση των εξειδικευμένων εργαλείων cdo (climatic data operators) σε περιβάλλον Linux. Στη συνέχεια υπολογίστηκε και η μέση τιμή όλου του πλέγματος με την εντολή -fldmean για κάθε παράμετρο και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στους αντίστοιχους πίνακες.

α) Επιφανειακή θερμοκρασία



Γράφημα 3 – Μέσες ετήσιες τιμές της επιφανειακής θερμοκρασίας με NEMO μόνο (πάνω αριστερά) και με εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes (πάνω δεξιά). Οι διαφορές των τιμών Stokes – Nemo (κάτω)

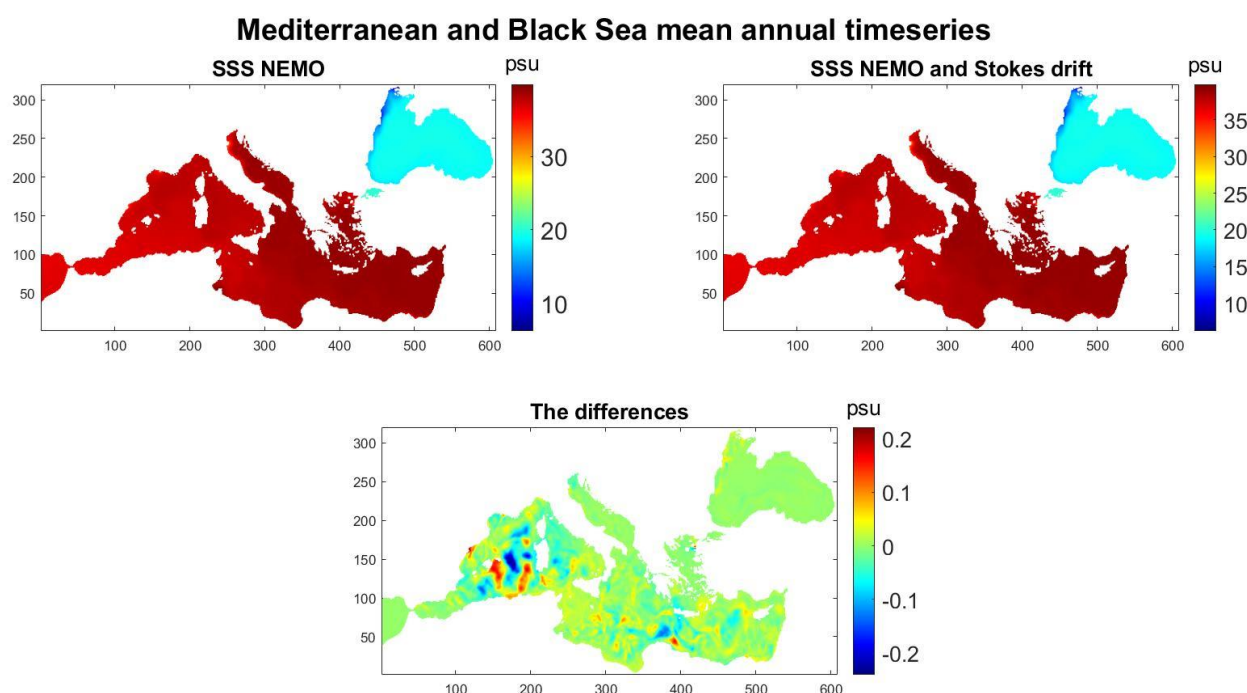
Στο Γράφημα 3 φαίνεται ότι η ετήσια επιφανειακή θερμοκρασία στη Μεσόγειο και τη Μαύρη Θάλασσα πριν και μετά τη σύζευξη έχει την ίδια κατανομή με απόκλιση ± 0.4 °C τοπικά στην ανατολική και δυτική Μεσόγειο. Επειδή το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO παρέχει καταβάθος παραμετροποίηση της κυκλοφορίας Langmuir που είναι ανάλογη με την ταχύτητα της παρέκκλισης Stokes (βλ. υποκεφάλαιο 4.5), οι διαφορές που εντοπίζονται οφείλονται σε οριζόντια μετατόπιση των επιφανειακών ρευμάτων. Συνολικά η μέση τιμή του πλέγματος

στις δύο περιπτώσεις όπως φαίνεται στον παρακάτω πίνακα διαφέρει στο τρίτο δεκαδικό ψηφίο.

Μέση τιμή πλέγματος (°C)	
SST nemo only	19,8762
SST + Wavewatch III	19,8753

Πίνακας 1 – Οι μέση τιμή επιφανειακής θερμοκρασίας σε όλο το πλέγμα πριν και μετά τη σύζευξη

β) Επιφανειακή Αλατότητα



Γράφημα 4– Μέσες ετήσιες τιμές της επιφανειακής αλατότητας με NEMO μόνο (πάνω αριστερά) και με εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes (πάνω δεξιά). Οι διαφορές των τιμών Stokes – Nemo (κάτω)

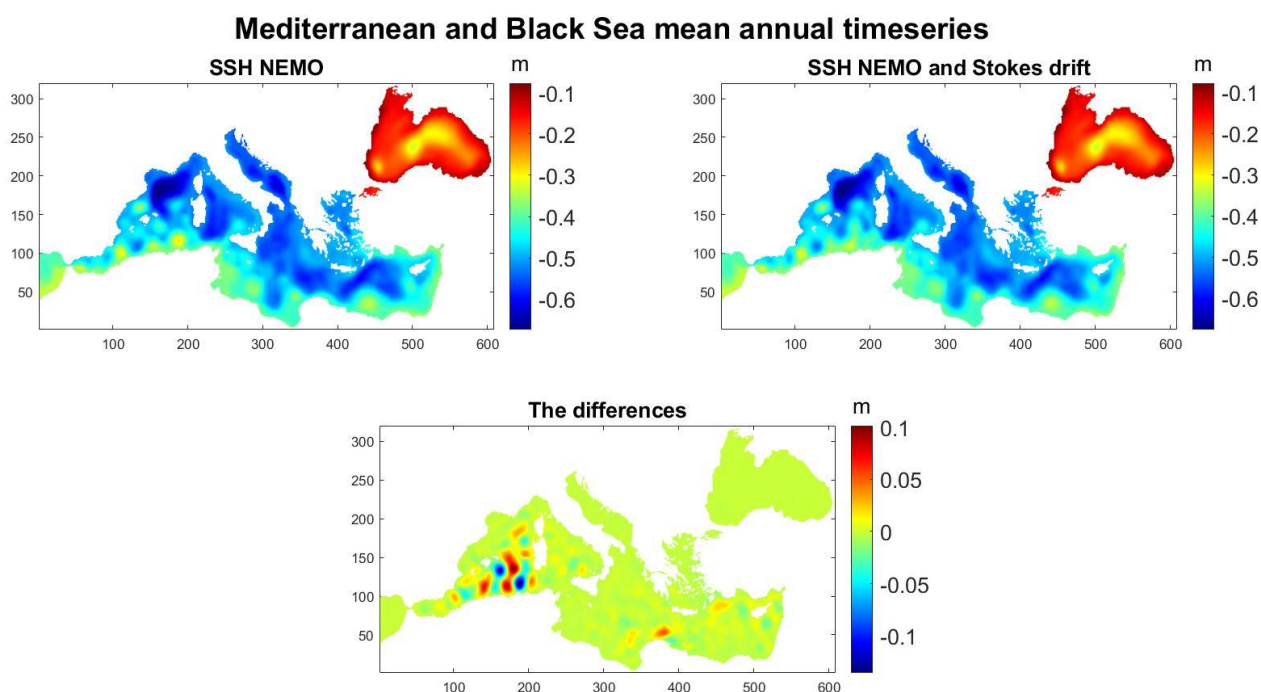
Στο Γράφημα 4 υπολογίστηκαν οι τιμές της επιφανειακής αλατότητας σε όλη τη λεκάνη της Μεσογείου και τη Μαύρη Θάλασσα. Οι διαφορές στην επιφανειακή αλατότητα είναι μικρές της τάξης των ± 0.2 psu και εντοπίζονται στη δυτική Μεσόγειο και στην ανατολική Μεσόγειο στα σημεία όπου η κινητική ενέργεια Stokes είναι μέγιστη. Όπως προαναφέρθηκε το σχήμα κατακόρυφης ανάμιξης που χρησιμοποιεί το μοντέλο NEMO παραμετροποιεί την επίδραση της παρέκκλισης Stokes και έτσι οι διαφορές είναι μικρές και οφείλονται κυρίως στην

οριζόντια μετατόπιση των επιφανειακών ρευμάτων τοπικά. Η μέση τιμή για όλο το πλέγμα πριν και μετά τη σύζευξη διαφέρει και σε αυτή την περίπτωση στο τρίτο δεκαδικό ψηφίο.

Μέση τιμή πλέγματος (psu)	
SSS nemo only	34,1434
SSS + Wavewatch III	34,1422

Πίνακας 2 – Η μέση τιμή της επιφανειακής αλατότητας σε όλο το πλέγμα πριν και μετά τη σύζευξη.

γ) Ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας



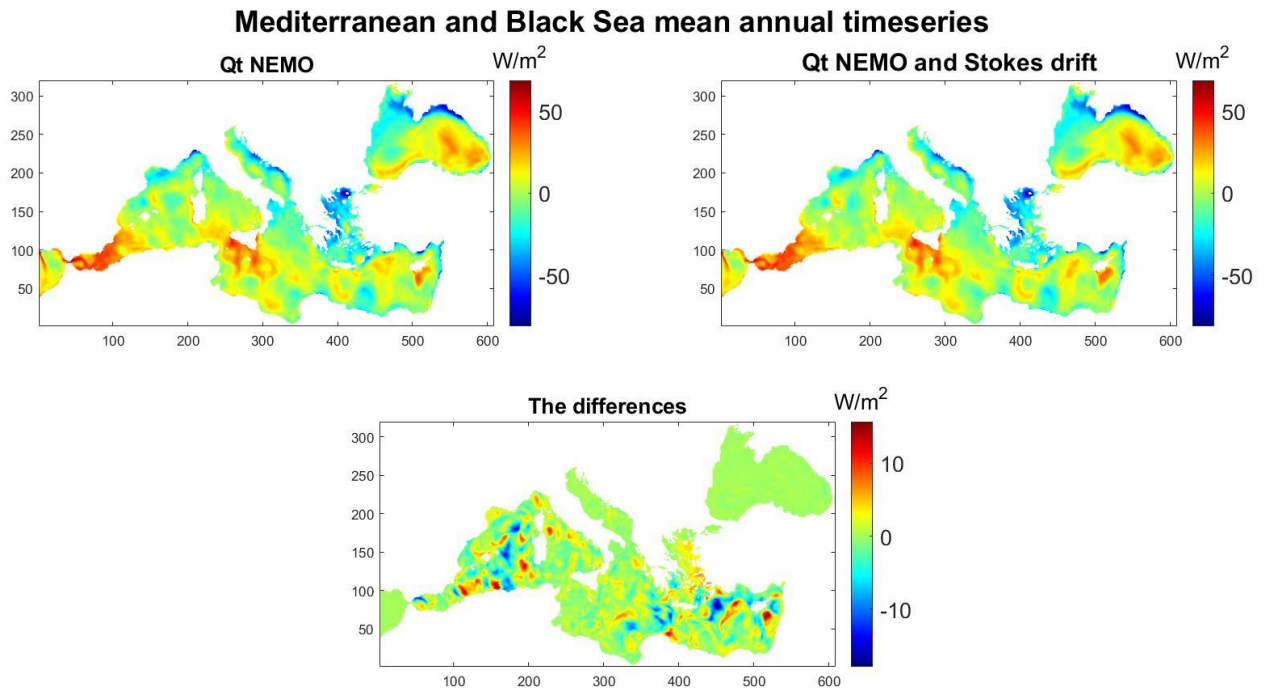
Γράφημα 5– Μέσες ετήσιες τιμές της ανύψωσης της θαλάσσιας επιφάνειας με NEMO μόνο (πάνω αριστερά) και με εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes (πάνω δεξιά). Οι διαφορές των τιμών Stokes – Nemo (κάτω)

Στο γράφημα 5 φαίνεται ότι η μοντελοποίηση της παρέκκλισης Stokes με βάση το μοντέλο WaveWatch III δίνει μικρές διαφορές στην ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας που εντοπίζονται στη δυτική Μεσόγειο και οφείλονται σε οριζόντια μετατόπιση των επιφανειακών ρευμάτων. Το μοντέλο NEMO περιέχει αλγορίθμους για τη παραμετροποίηση της παρέκκλισης Stokes γεγονός που αποτυπώνεται και στις ετήσιες μέσες τιμές των παραμέτρων.

Μέση τιμή πλέγματος (m)	
SSH nemo only	-0,4242
SSH + Wavewatch III	-0,4248

Πίνακας 3 – Η μέση τιμή της ανύψωσης της θαλάσσιας επιφάνειας για όλο το πλέγμα πριν και μετά τη σύζευξη

δ) Ροή ενέργειας στην επιφάνεια της θάλασσας



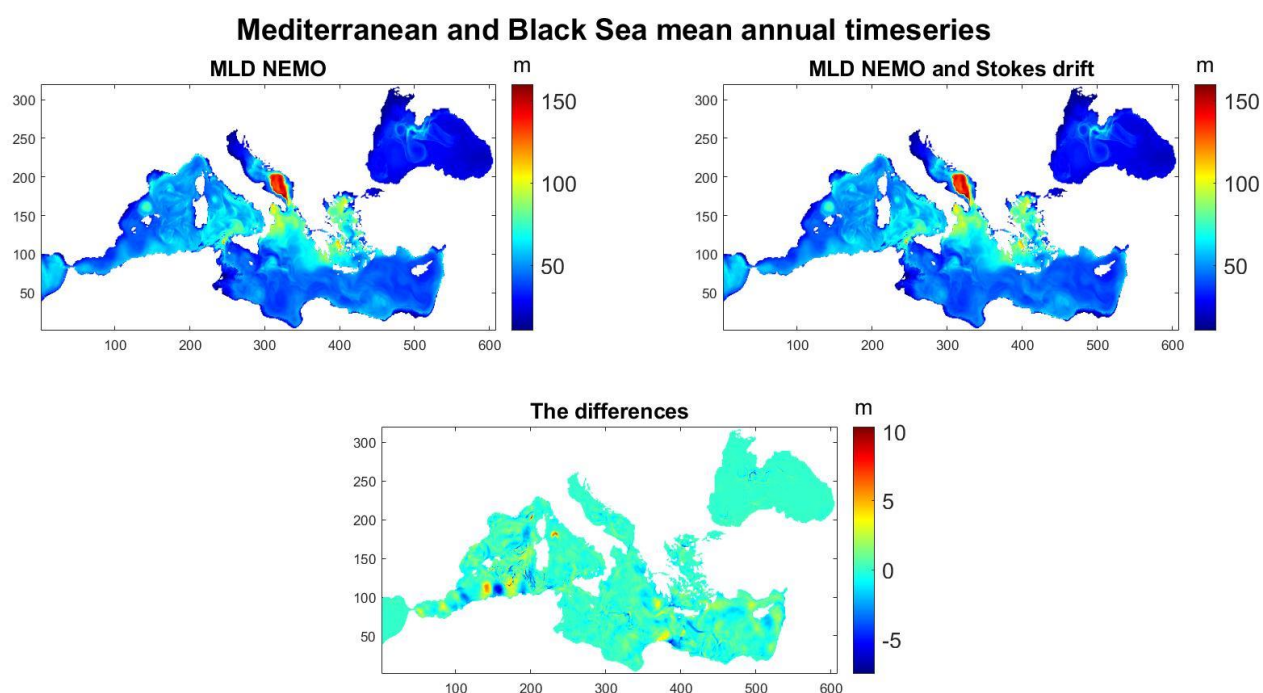
Γράφημα 6– Μέσες ετήσιες τιμές της ροής θερμότητας στην επιφάνεια με NEMO μόνο (πάνω αριστερά) και με εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes (πάνω δεξιά). Οι διαφορές των τιμών Stokes – Nemo (κάτω)

Οι ετήσιες μέσες τιμές της ροής θερμότητας στην επιφάνεια της θάλασσας παρουσιάζουν μικρές διαφορές πριν και μετά τη σύζευξη. Αυτό συμβαίνει λόγω του σχήματος παραμετροποίησης που χρησιμοποιεί το μοντέλο NEMO. Οι διαφορές που εντοπίζονται είναι της τάξης των $\pm 10 \text{ W/m}^2$ σε δυτική και ανατολική κυρίως Μεσόγειο.

Μέση τιμή πλέγματος (σε J)	
Qt nemo only	-0,5778
Qt + Wavewatch III	-0,5573

Πίνακας 4 – Η μέση τιμή της ροής ενέργειας στην επιφάνεια της θάλασσας για όλο το πλέγμα πριν και μετά τη σύζευξη.

ε) Πάχος αναμεμειγμένου στρώματος



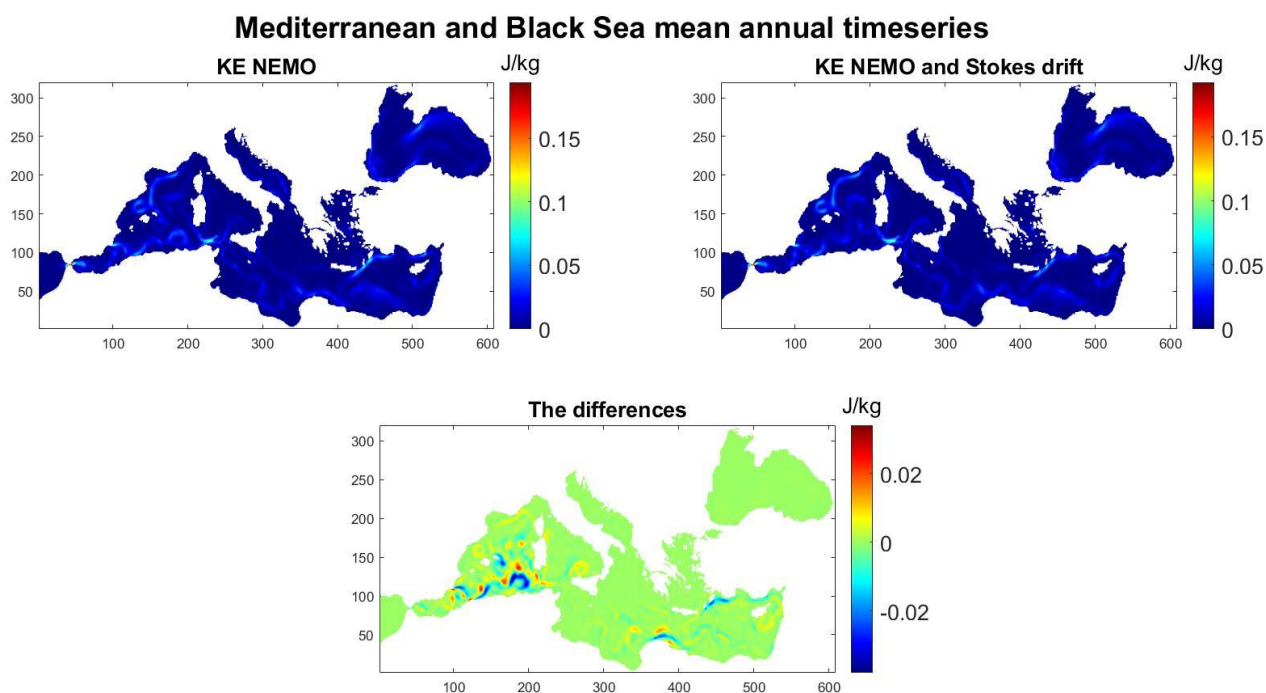
Γράφημα 7– Μέσες ετήσιες τιμές του πάχους του αναμεμειγμένου στρώματος με NEMO μόνο (πάνω αριστερά) και με εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes (πάνω δεξιά). Οι διαφορές των τιμών Stokes – Nemo (κάτω)

Και πριν και μετά τη σύζευξη οι ετήσιες μέσες τιμές για το πάχος του αναμεμειγμένου στρώματος έχουν την ίδια κατανομή σε Μεσόγειο και Μαύρη Θάλασσα. Οι διαφορές είναι μικρές και εντοπίζονται κυρίως στη δυτική Μεσόγειο.

Μέση τιμή πλέγματος (σε m)	
MLD nemo only	45,5490
MLD + Wavewatch III	45,5902

Πίνακας 5 – Η μέση τιμή του πάχους του αναμεμειγμένου στρώματος για όλο το πλέγμα πριν και μετά τη σύζευξη.

ζ) Κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας των επιφανειακών ρευμάτων



Γράφημα 8– Μέσες ετήσιες τιμές της κινητικής ενέργειας ανά μονάδα μάζας με NEMO μόνο (πάνω αριστερά) και με εισαγωγή της παρέκκλισης Stokes (πάνω δεξιά). Οι διαφορές των τιμών Stokes – Nemo (κάτω)

Η κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας δεν φαίνεται να επηρεάζεται σημαντικά από τη σύζευξη των μοντέλων. Οι διαφορές είναι μικρές και εντοπίζονται στη δυτική Μεσόγειο.

Μέση τιμή πλέγματος (σε J/kg)	
KE nemo only	0,0054
KE + Wavewatch III	0,0052

Πίνακας 6 – Η μέση τιμή την κινητικής ενέργειας των επιφανειακών ρευμάτων για όλο το πλέγμα πριν και μετά τη σύζευξη.

5.2 Συμπεράσματα – Συζήτηση αποτελεσμάτων

Σκοπός αυτής της εργασίας ήταν η μελέτη της επίδρασης του θαλάσσιου κυματισμού στην θερμοδυναμική κατάσταση της επιφάνειας της Μεσογείου και της Μαύρης Θάλασσας για το έτος 2018. Συγκεκριμένα, μελετήθηκε για πρώτη φορά σε αυτή την περιοχή η απόκριση της επιφανειακής θερμοκρασίας και αλατότητας, καθώς και άλλων θερμοδυναμικών παραμέτρων, όπως αυτές προκύπτουν από προσομοιώσεις ευαισθησίας με το ωκεανογραφικό μοντέλο NEMO και το κυματικό μοντέλο WaveWatch III.

Αρχικά, υπολογίστηκαν η κινητική ενέργεια της παρέκκλισης Stokes και το σημαντικό ύψος κύματος στην περιοχή μελέτης, όπου παρατηρήθηκαν αναλογίες στις μέγιστες τιμές των παραμέτρων. Δηλαδή τα μέγιστα της κινητικής ενέργειας της παρέκκλισης Stokes συμπίπτουν με τα μέγιστα στο σημαντικό ύψος κύματος.

Στη συνέχεια υπολογίστηκε η μέση ετήσια θαλάσσια κυκλοφορία των επιφανειακών ρευμάτων πριν και μετά τη σύζευξη και φαίνεται ότι οι διαφορές τους εμφανίζουν μέγιστα σε ανατολική και δυτική κυρίως Μεσόγειο, εκεί δηλαδή που είναι μέγιστη η κινητική ενέργεια της παρέκκλισης Stokes.

Παρόμοια συμπεριφορά εμφανίζουν και οι διαφορές των ετήσιων μέσων τιμών πριν και μετά τη σύζευξη όλων των παραμέτρων που μελετώνται (επιφανειακή θερμοκρασία, επιφανειακή αλατότητα, ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας, ροή ενέργειας στην επιφάνεια της θάλασσας, πάχος αναμεμιγμένου στρώματος και κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας των επιφανειακών ρευμάτων). Οι διαφορές είναι μικρές και φαίνεται να οφείλονται σε οριζόντια μετατόπιση των επιφανειακών ρευμάτων τοπικά κατά τη σύζευξη καθώς το μοντέλο NEMO εμπεριέχει σχήμα κατακόρυφης ανάμιξης για την παραμετροποίηση της κυκλοφορίας Langmuir κατά βάθος η οποία είναι ανάλογη με τη παρέκκλιση Stokes.

Τέλος οι μέσες τιμές των παραμέτρων για όλο το πλέγμα (μία τιμή σε όλο το πλέγμα) διαφέρουν ελάχιστα πριν και μετά τη σύζευξη (στο τρίτο δεκαδικό ψηφίο).

Βιβλιογραφία

1. Alari V., J. Staneva, Ø. Breivik, J. R. Bidlot, K. Mogensen, P. Janssen, 2016, **Surface wave effects on water temperature in the Baltic sea: simulations with the coupled NEMO-WAM model**, *Ocean Dynamics*, 66, 917-930.
2. Axell L.,B., 2002, **Wind-driven internal waves and Langmuir circulations in a numerical ocean model of the southern Baltic Sea**, *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 107, Issue C11.
3. Breivik Ø., K. Mogensen, J.-R. Bidlot, M. A. Balmaseda, P. A. E. M. Janssen, 2015, **Surface wave effects in the NEMO ocean model: Forced and coupled experiments**, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 2973–2992.
4. Causio, S., Ciliberti, S.A., Clementi, E., Coppini, G., Lionello, P., 2021, **A Modelling Approach for the Assessment of Wave-Currents Interaction in the Black Sea**. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9, 893.
5. Chu P. C., Y. Qi, Y. Chen, P. Shi, Q. Mao, 2004, **South China sea wind – wave characteristics. Part I: Validation of Wavewatch-III using TOPEX/Poseidon data**, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21, 1718-1733.
6. Clementi E., P. Oddo, M. Drudi, N. Pinardi, G. Korres, A. Grandi, 2017, **Coupling hydrodynamic and wave models: first step and sensitivity experiments in the Mediterranean Sea**, *Ocean Dynamics* 67, 1293–1312
7. Couvelard X., F. Lemarié, G. Samson, J. L. Redelsperger, F. Ardhuin, R. Benshila, G. Madec, 2020, **Development of a 2-way coupled ocean-wave model: assessment on a global NEMO(v3.6)-WW3(v6.02) coupled configuration**, *Geoscientific Model Development, European Geosciences Union*, 13, 3067-3090.
8. Estournel C., P. Marsaleix, C. Ulses, 2021, **A new assessment of the circulation of Atlantic and intermediate waters in the eastern Mediterranean**, *Progress in Oceanography*, 198, 102673.
9. Hart-Davis M., 2019, **Developing ocean particle tracking tools for cross-disciplinary oceanic research with applications in the Agulhas Current region**, 10.13140/RG.2.2.36699.11047.

10. Korotenko K., M. J. Bowman, D. E. Dietrich, 2010, **High – resolution numerical model for predicting the transport and dispersal of oil spilled in the Black sea**, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 21, 103319.
11. Li, M. and C. Garrett., 1993, **Cell merging and the jet/downwelling ratio in Langmuir circulation**, *Journal of Marine Research* 51.4, 737-769.
12. Li M., K. Zahariev, C. Garrett, 1995, **Role of Langmuir Circulation in the Deepening of the Ocean Surface Mixed Layer**. *Science*, 270(5244), 1955–1957.
13. Madec, G., R. Bourdallé-Badie, P.A Bouttier, C. Bricaud, D. Bruciaferri, D. Calvert, J. Chanut, E. Clementi, A. Coward, D. Delrosso, C. Ethé, S. Flavoni, T. Graham, J. Harle, D. Iovino, D. Lea, C. Lévy, T. Lovato, N. Martin, S. Masson, S. Mocavero, J. Paul, C. Rousset, D. Storkey, A. Storto, M. Vancoppenolle, 2017, **NEMO Ocean Engine**, *Notes du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL):* (27). ISSN 1288-1619.
14. Mellor G., Blumberg A., 2004, **Wave Breaking and Ocean Surface Layer Thermal Response**, *Journal of Physical Oceanography*, 34, Issue 3, 693-698.
15. Palazov A., S. Ciliberti, E. Peneva, M. Gregoire, J. Staneva, B. Lemieux-Dudon, S. Masina, N. Pinardi, L. Vandenbulcke, A. Behrens, L. Lima, G. Coppini, V. Marinova, V. Slabakova, R. Lecci, S. Creti, F. Palermo, L. Stefanizzi, N. Valcheva, P. Agostini, 2019, **Black sea observing system**, *Frontiers in Marine Science*, 6.
16. Polton J. A., D. M. Lewis, S. E. Belcher, 2005, **The role of wave-induced Coriolis-Stokes forcing on the wind-driven mixed layer**, *Journal of Physical Oceanography*, 35, 4, 444-457
17. Shapiro G., 2010, **Black Sea Circulation**, *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 401-414. 10.1016/B978-012374473-9.00600-7.
18. Smith, J.A., 2001, **Observations and Theories of Langmuir Circulation: A Story of Mixing**. In: Lumley, J.L. (eds) *Fluid Mechanics and the Environment: Dynamical Approaches. Lecture Notes in Physics*, 566, Springer, Berlin, Heidelberg
19. Sprintall J. and Cronin M. F., 2001, **Upper Ocean Vertical Structure**, *Academic Press*, 3118-3126.
20. Suzuki N., B. Fox-Kemper, 2016, **Understanding Stokes forces in the wave-averaged equations**, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 3579 – 3596.

21. Tonani, M., Oddo P., Korres G., Clementi E., Dobricic S., Drudi M., Pistoia J., Guarnieri A., Romaniello V., Girardi G., Granti A., Bonaduce A., Pinardi N., 2014, **The Mediterranean Forecasting System: recent developments**, EGU General Assembly, 16899.
22. Van den Bremer T. S. and Breivik Ø, 2018, **Stokes drift**, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 376, 2017010420170104
23. Van Sebille E., S. Aliani, K. L. Law, N. Maximenko, J. M. Alsina, A. Bagaev, M. Bergmann, B. Chapron, I. Chubarenko, A. Cózar, P. Delandmeter, M. Egger, B. Fox-Kemper, S. P. Garaba, L. Goddijn-Murphy, B. D. Hardesty, M. J. Hoffman, A. Isobe, C. E. Jongedijk, M. L. A. Kaandorp, L. Khatmullina, A. A. Koelmans, T. Kukulka, C. Laufkötter, L. Lebreton, D. Lobelle, C. Maes, V. Martinez- Vicente, M. A. M. Maqueda, M. Poulain-Zarcos, E. Rodriguez, P. G. Ryan, A. L. Shanks, W. J. Shim, G. Suaria, M. Thiel, T. S. Van den Bremer, D. Wichmann, 2020, **The physical oceanography of the transport of floating marine debris**, *Environmental Research Letters*, 15. 10.1088/1748-9326/ab6d7d.
24. Varlas, G., Spyrou, C., Papadopoulos, A., Korres, G., Katsafados, P., 2020, **One-year assessment of the CHAOS two-way coupled atmosphere-ocean wave modelling system over the Mediterranean and Black Seas**, *Mediterranean Marine Science*, 21(2), 372–385.
25. Virgili A., 2018, **Modelling distributions of rare marine species : the deep-diving cetaceans**, *Agricultural sciences*, Université de La Rochelle.