



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ- ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΦΥΣΙΚΗΣ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ- ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

*Κλιματικές διακυμάνσεις των
χαρακτηριστικών των βαθιών νερών
της Ανατολικής Μεσογείου*

Γεωργίου Σωτηρία

Επιβλέπων Καθηγητής
Σοφιανός Σαράντης

Αθήνα, Ιούλιος 2013

Διπλωματική Εργασία
στα πλαίσια του Π.Μ.Σ
«Φυσικής Περιβάλλοντος –Μετεωρολογίας»

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή:

Σοφιανός Σαράντης (Επιβλέπων)	Λέκτορας, ΕΚΠΑ
Ιακωβίδης Κωνσταντίνος	Αναπληρωτής Καθηγητής, ΕΚΠΑ
Φλόκα Έλενα	Αναπληρώτρια Καθηγήτρια, ΕΚΠΑ

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να εκφράσω την ειλικρινή μου ευγνωμοσύνη σε όλους εκείνους που στάθηκαν αρωγοί στο να ολοκληρωθεί η παρούσα διπλωματική εργασία. Ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή μου κ. Σαράντη Σοφιανό, για την καθοδήγηση, την εμπιστοσύνη και την υποστήριξη που μου έδειξε σε όλη την διάρκεια των σπουδών και της διπλωματικής εργασίας μου. Ευχαριστώ όλα τα μέλη της ομάδας του εργαστηρίου *Φυσικής Ωκεανογραφίας και Αριθμητικών Μοντέλων*¹ για την πολύτιμη βοήθεια που μου προσέφεραν, καθώς επίσης και για το ζεστό περιβάλλον που με πλαισίωσε το διάστημα αυτό. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την Δρ. Αννίτα Μαντζιαφού για τις επιστημονικές συζητήσεις μας και τη συμπαράστασή της που ήταν καθοριστικοί παράγοντες στην εκπόνηση της εργασίας μου, καθώς και τον Δρ. Βασίλη Βερβάτη για τις χρήσιμες προτάσεις και συμβουλές του. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την κ. Έλενα Φλόκα που με τίμησε με την παρουσία της ως μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής και τον κ. Κωνσταντίνο Ιακωβίδη για την ενθάρρυνση και τη συνολική παρουσία του. Τέλος, δε θα μπορούσα να παραλείψω την οικογένεια και τους φίλους μου, τους οποίους και ευχαριστώ για την αμέριστη κατανόηση και ηθική συμπαράσταση που μου παρείχαν.

¹Μαριλία Μαυροπούλου, Μαργαρίτα Μπεκιάρη, Μιχάλης Ραβδός,, Παναγιώτης Αζαόπουλος, Ευρυδίκη Χρυσάγη, Αλέξανδρος Παπαποστόλου και Δήμητρα Δεναζά.

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες	iii
Περιεχόμενα.....	iv
Περίληψη	v
Abstract	vi
1 Εισαγωγή	7
1.1 Αντικείμενο και σκοπός εργασίας.....	7
1.2 Δομή εργασίας.....	7
2 Βιβλιογραφική ανασκόπηση.....	8
2.1 Χαρακτηριστικά Περιοχής μελέτης- Ανατολική Μεσόγειος Θάλασσα	8
2.2 Θερμοαλατική Κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου.....	10
2.3 Επεισόδιο Eastern Mediterranean Transient (EMT).....	15
2.4 Θερμικές Ροές και Ισοζύγιο Νερού -Αλληλεπίδραση με ατμόσφαιρα	18
2.5 Μηχανισμοί δημιουργίας βαθιών νερών	22
3 Μεθοδολογία.....	25
3.1 Ωκεανογραφικά Δεδομένα	25
3.2 Μεθοδολογία ανάλυσης χρονοσειρών για βαθιά νερά.....	27
3.3 Μεθοδολογία ανάλυσης ατμοσφαιρικών δεδομένων στο Αιγαίο	32
4 Αποτελέσματα.....	35
4.1 Διακυμάνσεις στα χαρακτηριστικά των βαθιών και ενδιάμεσων νερών	35
4.1.1 Αιγαίο.....	35
4.1.2 Αδριατική	39
4.1.3 Λεβαντίνη	42
4.1.4 Ιόνιο	46
4.2 Χωρική κατανομή της θερμοκρασίας των βαθιών νερών.....	50
4.3 Μεταβολές ατμοσφαιρικών ροών στο Αιγαίο.....	52
5 Συμπεράσματα	63
Μελλοντική έρευνα.....	66
6 Βιβλιογραφία	67

Περίληψη

Στο πλαίσιο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας μελετώνται και αναλύονται οι διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου κατά την τελευταία 60ετία, χρησιμοποιώντας την πιο ολοκληρωμένη και πλήρη βάση δεδομένων με προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας. Η μεθοδολογία βασίζεται στην ανάλυση χρονοσειρών και οδηγεί στο συμπέρασμα ότι σε όλες τις υπολεκάνες (Αιγαίο, Αδριατική, Λεβαντίνη, Ιόνιο) παρουσιάζονται διακυμάνσεις σε υπερετήσια κλίμακα και κλίμακα δεκαετιών. Το επεισόδιο του EMT είναι το πιο κυρίαρχο και φαίνεται να επηρεάζει τα βαθιά νερά ολόκληρης της Ανατολικής Μεσογείου τις δύο τελευταίες δεκαετίες, καταδεικνύοντας την ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ των υπολεκανών. Οι αλλαγές που προκάλεσε το EMT στα βαθιά νερά ξεπέρασαν ό,τι φαινόμενο είχε ως τότε παρατηρηθεί και αποδεικνύεται ότι η μακροπρόθεσμη εξέλιξη μιας φαινομενικά σταθερής κυκλοφορία σε ένα σύνθετο περιβάλλον μπορεί να αλλάξει δραματικά από σχετικά μικρές διαταραχές. Επιπλέον στόχος της εργασίας είναι η πιθανή σύνδεση ακραίων ατμοσφαιρικών μεταβολών με μεταβολές στα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών στο Αιγαίο συγκρίνοντας ωκεανογραφικά και ατμοσφαιρικά δεδομένα για την περίοδο 1960-2012. Από την ανάλυση των ωκεανογραφικών και ατμοσφαιρικών δεδομένων συμπεραίνεται ότι κατά τη διάρκεια της εξεταζόμενης περιόδου οι διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών του Αιγαίου είναι ιδιαίτερα μεγάλες. Λόγω του μικρού του μεγέθους, το Αιγαίο αντιδρά γρήγορα στις ατμοσφαιρικές μεταβολές και/ή στη μεταβολή των πλευρικών ροών και οι μεταβολές αυτές διαδίδονται στα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά των βαθιών νερών της λεκάνης μέσω των διαδικασιών σχηματισμού των βαθιών νερών. Παρατηρούνται πολλά επεισόδια τα οποία παρουσιάζουν μεγάλη συσχέτιση της ατμόσφαιρας και της θάλασσας κατά τη διάρκεια της εξεταζόμενης περιόδου, με το επεισόδιο του EMT να είναι εκείνο που ξεχωρίζει για ακόμη μια φορά.

Abstract

In the context of the present MSc Thesis the Eastern Mediterranean deep-water variability during the last 60 years, in relation to new water mass sources, is studied and analyzed using a comprehensive and most complete data set of temperature and salinity profiles. The methodology used was based on time series analysis and it leads to the conclusion that interannual to multi-decadal variability is present in all sub-basins (Aegean, Adriatic, Levantine, Ionian) with the Eastern Mediterranean Transient being the most prominent event influencing the deep waters of the whole Eastern Mediterranean in the last two decades, demonstrating the strong interaction between the sub-basins. The changes that have occurred in the deep sea as a result of the EMT event dwarf anything recorded in the observed history of the sea, and illustrate how the long-term evolution of a seemingly stable circulation in a complex environment can be dramatically changed by relatively small perturbations. An additional objective of the thesis is to investigate the variability of the thermohaline characteristics of the deep-water masses in the Aegean Sea and in relation to the regional atmospheric forcing variability, by comparing the available oceanographic and atmospheric datasets for the period 1960-2012. The analysis of the oceanographic and atmospheric dataset concludes that during the examined period the variability of the deep water characteristics of the basin is found to be very large. Due to its small size and being a shelf sea, the Aegean Sea responds rapidly to the meteorological changes and/or the variability of the lateral fluxes and this variability propagates in the thermohaline characteristics of the deep water masses of the basin through deep water formation processes. There are many episodes characterized by a tight coupling of the atmosphere and the ocean during the examined period, but the Eastern Mediterranean Transient (EMT) is the most significant.

1 Εισαγωγή

1.1 Αντικείμενο και σκοπός εργασίας

Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία έγινε στα πλαίσια του μεταπτυχιακού «Φυσικής Περιβάλλοντος- Μετεωρολογίας». Η εργασία έχει ως αντικείμενο τα βαθιά νερά στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου με κύριο σκοπό τη διαχρονική μελέτη των χαρακτηριστικών τους κατά την τελευταία 60ετία και την έρευνα γύρω από τους μηχανισμούς σχηματισμού τους. Δευτερεύων στόχος της εργασίας είναι και η διερεύνηση της ύπαρξης μιας αλληλοσυσχέτισης των ακραίων ατμοσφαιρικών μεταβολών με τις μεταβολές των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών στο Αιγαίο.

1.2 Δομή εργασίας

Η μεταπτυχιακή εργασία αναπτύσσεται στα ακόλουθα κεφάλαια:

Κεφάλαιο Πρώτο: Στο εισαγωγικό αυτό κεφάλαιο περιγράφεται το αντικείμενο, ο σκοπός και η δομή της εργασίας.

Κεφάλαιο Δεύτερο: Παρουσιάζονται τα κύρια χαρακτηριστικά (τοπογραφία, θερμοαλατική κυκλοφορία) της περιοχής μελέτης της Ανατολικής Μεσογείου και της ευρύτερης περιοχής της Μεσογείου, καθώς και το κύριο θεωρητικό υπόβαθρο στο οποίο βασίστηκε η μεθοδολογία της μεταπτυχιακής εργασίας. Συγκεκριμένα, παρουσιάζονται οι βασικές έννοιες όπως οι θερμικές ροές και το ισοζύγιο νερού, οι μηχανισμοί σχηματισμού βαθιών νερών και το επεισόδιο Eastern Mediterranean Transient (EMT) και η επίδρασή του στην Ανατολική Μεσόγειο.

Κεφάλαιο Τρίτο: Περιγράφονται αναλυτικά τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την εξαγωγή των αποτελεσμάτων.

Κεφάλαιο Τέταρτο: Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της ανάλυσης των δεδομένων και της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε.

Κεφάλαιο Πέμπτο: Καταγράφονται τα βασικά συμπεράσματα και οι προτάσεις για περαιτέρω έρευνα.

2 Βιβλιογραφική ανασκόπηση

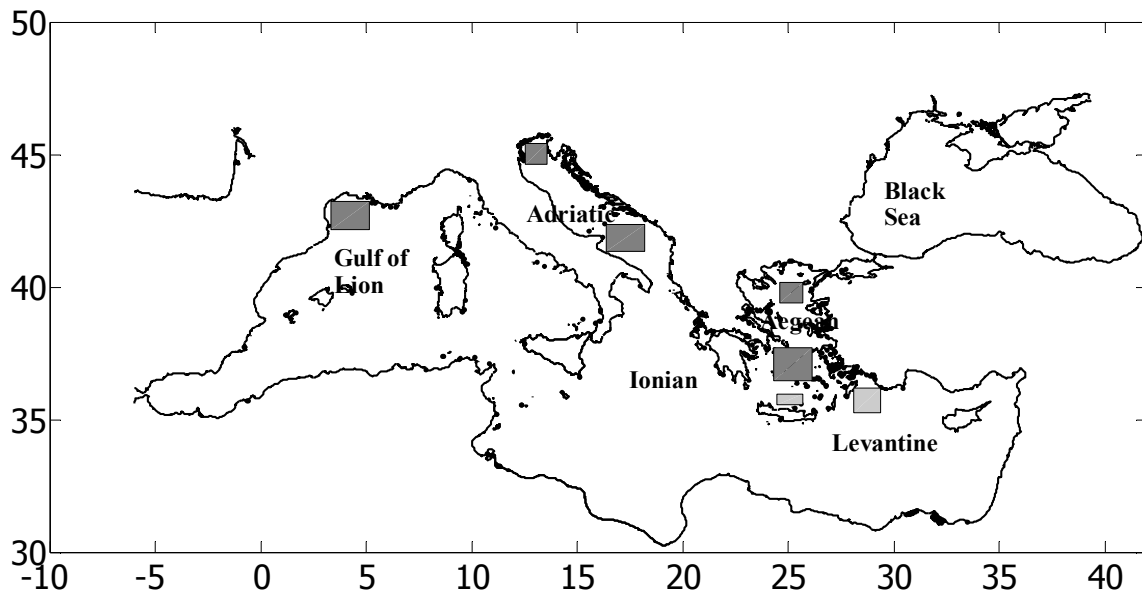
2.1 Χαρακτηριστικά Περιοχής μελέτης- Ανατολική Μεσόγειος Θάλασσα

Η περιοχή που εξετάζεται στο πλαίσιο της μεταπτυχιακής εργασίας είναι η Ανατολική Μεσόγειος Θάλασσα. Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα κύρια χαρακτηριστικά της γνωρίσματα, καθώς και τα χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής της Μεσογείου που αλληλεπιδρούν.

Η Μεσόγειος θάλασσα είναι μια ημίκλειστη λεκάνη που συνδέεται με το Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό μέσω του Στενού του Γιβραλτάρ και με τη Μαύρη Θάλασσα μέσω του Στενού των Δαρδανελίων (Εικόνα 2.1). Χωρίζεται σε δύο υπό-λεκάνες, τη Δυτική (**Western MEDiterranean, WMED**) και την Ανατολική Μεσόγειο (**Eastern MEDiterranean, EMED**), μέσω του ρηχού Στενού της Σικελίας. Χαρακτηρίζεται ως λεκάνη συγκέντρωσης, καθώς η εξάτμιση υπερτερεί της βροχόπτωσης και της απορροής των ποταμών (Hopkins, 1978). Παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω του μεγάλου εύρους των διαδικασιών και αλληλεπιδράσεων που συμβαίνουν σε αυτή. Οι περισσότερες από τις φυσικές διεργασίες που χαρακτηρίζουν την παγκόσμια ωκεάνια κυκλοφορία, πολλές από τις οποίες δεν είναι καν γνωστές ή κατανοητές, συμβαίνουν ακριβώς ή με ανάλογο τρόπο στην περιοχή της Μεσογείου.

Αναφορικά με τις πηγές βαθιών νερών, στη περιοχή της Μεσογείου εμφανίζονται δύο πηγές βαθιών νερών και μια πηγή ενδιάμεσων νερών. Στη Δυτική Μεσόγειο η πηγή των βαθιών νερών βρίσκεται στον κόλπο του Λέοντος, όπου σχηματίζονται τα βαθιά νερά Δυτικής Μεσογείου (**Western Mediterranean Deep Water, WMDW**) με χαρακτηριστικά θερμοκρασίας 12.75-12.90 °C και αλατότητας 38.40-38.48 (Bryden and Stommel, 1982). Τα βαθιά νερά της Ανατολικής Μεσογείου (**Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW**) σχηματίζονται στην Αδριατική θάλασσα με χαρακτηριστικά θερμοκρασίας 13.30-13.5 °C και αλατότητας 38.60-38.70 (Roether and Schlitzer, 1991; Pollak, 1951; Ovchinnikov et al., 1987). Τα ενδιάμεσα νερά δημιουργούνται στη λεκάνη της Λεβαντίνης (**LIW**) στον κυκλώνα της Ρόδου και

χαρκτηρίζονται από υψηλές τιμές αλατότητας (39-39.1) και θερμοκρασίας (15-16 °C) (Lascaratos, 1993; Lascaratos and Nittis, 1998; Korres et al., 2000).



Εικόνα 2.1: Μεσόγειος Θάλασσα. Οι σκιασμένες περιοχές δείχνουν τις περιοχές δημιουργίας βαθιών (σκούρο γκρι) και ενδιάμεσων νερών (ανοιχτό γκρι).

Η Ανατολική Μεσόγειος βρίσκεται ανατολικά του Στενού της Σικελίας και αποτελείται από τη λεκάνη της Λεβαντίνης, την Αδριατική θάλασσα, το Ιόνιο και το Αιγαίο Πέλαγος. Το Ιόνιο Πέλαγος είναι η βαθύτερη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου. Επικοινωνεί με την Αδριατική μέσω του Στενού του Οτράντο και μέσω του Κρητικού περάσματος το Ιόνιο επικοινωνεί με τη λεκάνη της Λεβαντίνης, ενώ το Αιγαίο Πέλαγος συνδέεται με την Ανατολική Μεσόγειο μέσω των Κρητικών Στενών (Theocharis et al., 1993).

Η βαθυμετρία της Ανατολικής Μεσογείου είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη. Το Βόρειο Αιγαίο αποτελείται από πλατιές υφαλοκρηπίδες όπου βαθαινουν απότομα σε βαθιές λεκάνες, ενώ εναλλάσσονται με ρηχά πλατό προς το Κεντρικό Αιγαίο, όπου εκεί κυριαρχεί το τόξο των Κυκλάδων. Το Νότιο Αιγαίο περιλαμβάνει το Κρητικό Πέλαγος και συναντώνται βάθη έως και 2500m. Το Ιόνιο Πέλαγος είναι η βαθύτερη λεκάνη της Μεσογείου με βάθη που ξεπερνούν τα 4000m. Στη λεκάνη της Λεβαντίνης οι βαθύτερες περιοχές συναντώνται στο βόρειο τμήμα της (Φρέαρ της Ρόδου ~4200m) και στο νότιο τμήμα (Λεκάνη του Ηροδότου~3000m). Τέλος, η Αδριατική θάλασσα χαρακτηρίζεται από έντονη τοπογραφία καθώς το ρηχό βόρειο

τμήμα (με μέγιστο βάθος περίπου 250m) εναλλάσσεται με το πολύ βαθύ νότιο τμήμα (μέγιστου βάθους 1200m).

2.2 Θερμοαλατική Κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου

Η θερμοαλατική κυκλοφορία της Μεσογείου προκαλείται από απώλειες θερμότητας και νερού στην επιφάνεια της θάλασσας (Wüst, 1961). Η ροή πλευστότητας B (m^2/s^3) από την επιφάνεια της θάλασσας είναι ο συνδυασμός των απωλειών αυτών και ορίζεται από τη σχέση:

$$B = g c_p^{-1} \rho^{-1} \alpha Q + g \beta (E - P) S \quad (2.1)$$

Όπου,

g : Σταθερά βαρύτητας (m/s^2)

c_p : Ειδική θερμότητα νερού ($J kg^{-1} grad^{-1}$).

α : Συντελεστής θερμικής εκτόνωσης ($grad^{-1}$) $\left[\alpha = \rho^{-1} \frac{\partial \rho}{\partial T} \right]$.

β : Συντελεστής αλατικής συστολής $\left[\beta = \rho^{-1} \frac{\partial \rho}{\partial S} \right]$.

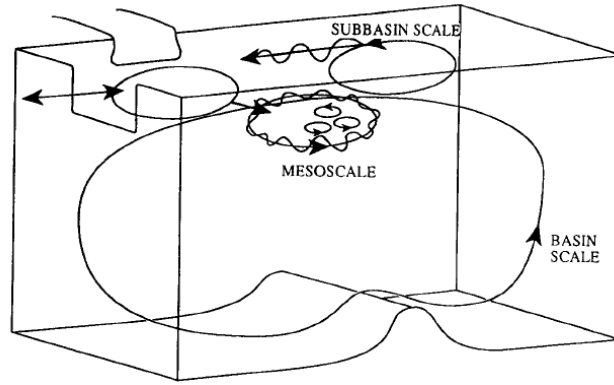
Q : Συνολική ροή θερμότητας (W/m^2).

$E-P$: Εξάτμιση μείον βροχόπτωση, υποδηλώνει τη συνολική ροή γλυκού νερού (m/s).

S : Επιφανειακή αλατότητα

Οι απώλειες πλευστότητας στη Μεσόγειο οδηγούν στην είσοδο των λιγότερο αλμυρών και πιο ζεστών επιφανειακών νερών του Ατλαντικού και στην έξοδο αλμυρών και κρύων ενδιάμεσων νερών της Λεβαντίνης από τα βαθύτερα στρώματα του Στενού του Γιβραλτάρ.

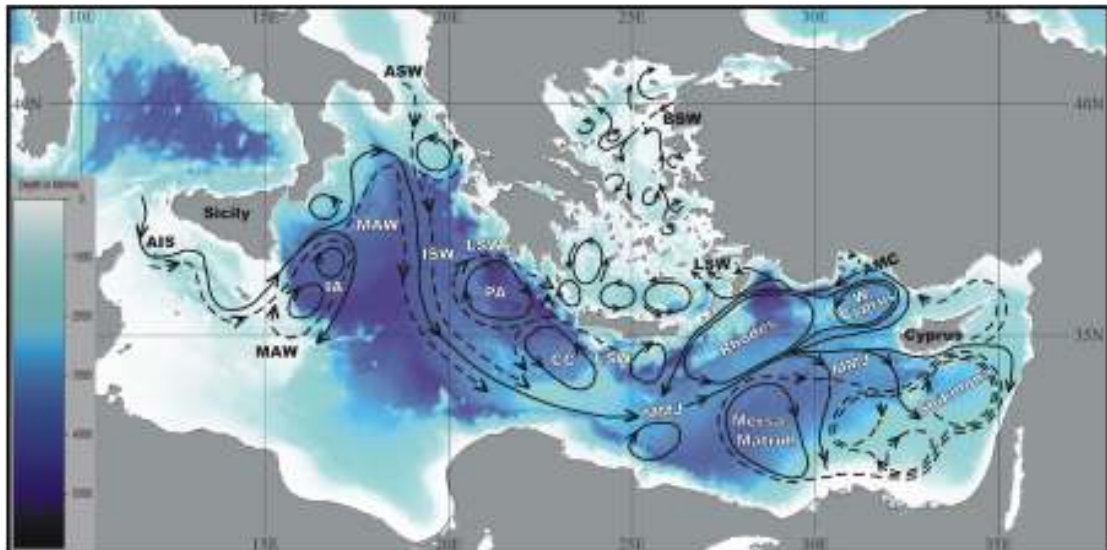
Το πεδίο έρευνας του προγράμματος POEM (1992) κατά την περίοδο 1985-1995 απέδειξε την ύπαρξη τριών κυρίαρχων κλιμάκων που καθορίζουν τη γενική κυκλοφορία στην Ανατολική Μεσόγειο (Εικόνα 2.2). Οι κλίμακες αυτές είναι οι ακόλουθες: η κλίμακα της λεκάνης (*basin scale*), η οποία αναφέρεται στην ενδιάμεση και βαθιά θερμοαλατική κυκλοφορία, η κλίμακα της υπό-λεκάνης (*sub-basin scale*), η οποία χαρακτηρίζει το ανώτερο στρώμα του θερμοκλινούς και η μέση κλίμακα (*mesoscale*) που προσδιορίζει το πεδίο των εσωτερικών δινών.



Εικόνα 2.2: Κλίμακες των μεταβολών και αλληλεπιδράσεων της κυκλοφορίας (POEM, 1992)

Η περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου κυριαρχείται από έντονες ανταλλαγές ορμής, θερμότητας και γλυκού νερού στην επιφάνεια της θάλασσας.

Η πολλών κλιμάκων κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου κυριαρχείται από έντονα ρεύματα καθώς και από κυκλωνικές και αντικυκλωνικές δομές (Εικόνα 2.3). Η κυκλοφορία επηρεάζεται σημαντικά από ανταλλαγές μέσω των διαφόρων στενών και καναλιών της λεκάνης.



Εικόνα 2.3: Σχηματική αναπαράσταση της επιφανειακής θερμοαλατικής κυκλοφορίας στην Ανατολική Μεσόγειο. AIS, Atlantic Ionian Stream; AMC, Asia Minor Current; ASW, Adriatic Surface Water; CC, Cretan Cyclone; IA, Ionian anticyclones; ISW, Ionian Surface Water; LSW, Levantine Surface Water; MAW, Modified Atlantic Water; MIJ, Mid-Ionian Jet; MMJ, Mid-Mediterranean Jet; PA, Pelops anticyclone (Karageorgis et al., 2008)

Η κατακόρυφη θερμοαλατική δομή που προκύπτει περιλαμβάνει κυρίως τα επιφανειακά νερά του Ατλαντικού (AW), τα επιφανειακά νερά της Λεβαντίνης (LSW) και τα νερά της Μαύρης Θάλασσας (BSW) στο επιφανειακό στρώμα, τα ενδιάμεσα νερά της Λεβαντίνης (LIW) και τα ενδιάμεσα νερά του Κρητικού Πελάγους (CIW) και τέλος, τα βαθιά νερά (EMDW). Νερά του Ατλαντικού (**Atlantic Water, AW**), χαμηλής αλατότητας (περίπου 36.5), εισέρχονται μέσω του Στενού του Γιβραλτάρ στη Μεσόγειο (Εικόνα 2.4). Κατά τη κυκλοφορία τους μέσα στη λεκάνη γίνονται πιο αλμυρά και πιο πυκνά λόγω της εξάτμισης που υπερτερεί της ροής γλυκού νερού μέσω της βροχόπτωσης και των εκροών των ποταμών, και καταλήγουν στο Στενό της Σικελίας με τιμές αλατότητας 37.4–37.6 (Astraldi et al., 1999). Η είσοδος των τροποποιημένων νερών του Ατλαντικού (**Modified Atlantic Water, MAW**) στην Ανατολική Μεσόγειο είναι εμφανής στα πρώτα 50 μέτρα, λόγω του ελαχίστου που παρουσιάζει στην αλατότητα (περίπου, 37.5).

Ακολουθώντας την πορεία του δυνατού Ατλαντικού Ιόνιου ρεύματος (AIS), ένα μέρος των MAW κινείται νότια και λόγω των έντονων αντικυκλώνων της περιοχής (αντικυκλώνες Ιονίου, IA) διεισδύει σε μεγαλύτερα βάθη. Το δεύτερο τμήμα του AIS εκτείνεται μέχρι το βορειοανατολικό όριο του Ιονίου, ενώ στη συνέχεια κινείται νότια δημιουργώντας ένα ισχυρό ρεύμα με ονομασία μέσο Ιόνιο ρεύμα (Mid-Ionian Jet). Το MIJ διασχίζει ολόκληρο το Ιόνιο ακολουθώντας μεσημβρινή πορεία, ενώ έπειτα αποκτά ανατολική κατεύθυνση και καταλήγει μέσω του Κρητικού περάσματος στην Ανατολική Λεβαντίνη, όπου πλέον αναφέρεται ως Μέσο Ρεύμα της Μεσογείου (Mid-Mediterranean Jet, MMJ). Το MMJ διαχωρίζει στο σημείο αυτό μια κυκλωνική περιοχή στο βόρειο τμήμα της λεκάνης και μια αντικυκλωνική περιοχή στο νότιο. Η βόρεια κυκλωνική περιοχή περικλείει δύο μόνιμους κυκλώνες, τον Κυκλώνα της Ρόδου και τον Δυτικό Κυκλώνα της Κύπρου, ενώ στη νότια αντικυκλωνική περιοχή ξεχωρίζει ο Αντικυκλώνας Mersa-Matruh και ο ημιμόνιμος Αντικυκλώνας Shikmona.

Ο Κυκλώνας της Ρόδου είναι ο κύριος σχηματισμός που καθορίζει την περιοχή σχηματισμού των ενδιάμεσων νερών της Λεβαντίνης (LIW). Ο κυκλωνικός σχηματισμός επιτρέπει τη δημιουργία πυκνών νερών στην επιφάνεια, λόγω της μόνιμης κλίσης των ισόπυκνων, προς την επιφάνεια, που εμφανίζει στο κέντρο του και η ασθενής στρωμάτωση ευνοεί τη διείσδυση των πυκνών νερών σε ενδιάμεσα βάθη (Νίττης και Λασκαράτος, 1997). Υπάρχουν μελέτες που υποδεικνύουν ότι ο

σχηματισμός των LIW μπορεί να μην περιορίζεται σε μια συγκεκριμένη περιοχή, όπως στον κυκλώνα της Ρόδου, αλλά ενδέχεται να λαμβάνει χώρα σε περισσότερες από μια περιοχές ταυτόχρονα (Klein et al., 1999).

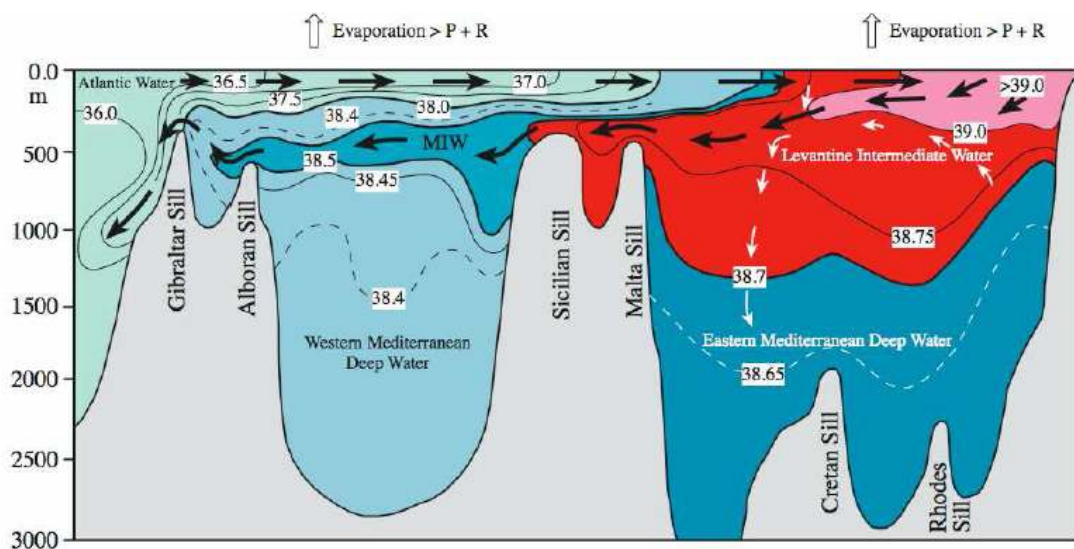
Είναι γνωστό ότι τα LIW σχηματίζονται κατά την διάρκεια του χειμώνα (κυρίως Φεβρουάριο ή Μάρτιο) μέσα από μηχανισμούς βαθιάς ανάμιξης και καταβύθισης που σχετίζονται με φαινόμενα έντονης ψύξης και εξάτμισης, ενώ θεωρούνται ως η κυρίαρχη πηγή των νερών της Μεσογείου που απορρέουν στον Ατλαντικό (POEM, 1992). Στη συνέχεια εξαπλώνονται δυτικά σε ενδιάμεσα βάθη, γεμίζοντας ολόκληρη την Ανατολική Μεσόγειο, ενώ κατά τη πορεία προς τη Δυτική Μεσόγειο τα χαρακτηριστικά τους τροποποιούνται καθώς αναμιγνύονται με τις περιβάλλουσες υδάτινες μάζες (Wu and Haines, 1996). Η εξάπλωσή τους είναι πολύ αργή και ο χρόνος ανανέωσής τους σχετικά μεγάλος (Onchinnikov, 1984), με επακόλουθο να χαρακτηρίζονται από σχετικά χαμηλές τιμές οξυγόνου (Theocharis et al., 1999a).

Η κυκλοφορία των LIW σε όλη τη λεκάνη της Μεσογείου επηρεάζει τη στρωμάτωση στις περιοχές δημιουργίας βαθιών νερών (Αδριατική και Αιγαίο). Εντοπίζονται εύκολα σε όλη την Μεσόγειο και σε όλες τις εποχές από το μέγιστο αλατότητας που εμφανίζεται στα ενδιάμεσα βάθη της λεκάνης (200-500m) διαχωρίζοντας έτσι τα βαθιά νερά (πιο κρύα και μικρότερης αλατότητας) από τα επιφανειακά. Ο μέσος ετήσιος ρυθμός σχηματισμού των LIW υπολογίζεται σε 1.2 Sv (Lascaratos et al., 1993; Tziperman and Speer, 1994).

Τα φυσικά χαρακτηριστικά και το βάθος του πυρήνα των LIW σε κάθε λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζουν διαφορές. Σύμφωνα με τους Lionello et al. (2012) στην περιοχή δημιουργίας τα LIW χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας (15-16°C και 39-39.2 αντίστοιχα). Στο Ιόνιο συναντώνται με θερμοκρασία από 14-15 °C και αλατότητα μεγαλύτερη από 38.8. Στην Αδριατική η είσοδος των LIW γίνεται μέσω του στενού του Ότραντο και καταλαμβάνει τα ενδιάμεσα στρώματα (150-400m). Λόγω των τροποποιημένων χαρακτηριστικών τους ($T \approx 14^\circ\text{C}$ και $S > 38.7$) αναφέρονται ως Τροποποιημένα Ενδιάμεσα Λεβαντινά Νερά (MLIW), ενώ έχει παρατηρηθεί ότι η εισροή τους είναι μέγιστη το καλοκαίρι και το φθινόπωρο (Μαντζιαφού, 2005). Στο Αιγαίο εισέρχονται κυρίως μέσω των ανατολικών Κρητικών στενών και εξαπλώνονται νότια. Έχει αναγνωριστεί ότι στο Κρητικό Πέλαγος μπορεί να σχηματίζονται ενδιάμεσα νερά με

παρόμοια χαρακτηριστικά με τα LIW. Τα ενδιάμεσα νερά που δημιουργούνται στο Κρητικό Πέλαγος (CIW) έχουν μεγαλύτερη πυκνότητα από τα LIW ($14.5-15.5^{\circ}\text{C}$ και $38.95-39.1$) και εντοπίζονται κάτω από αυτά (Astraldi et al., 1999).

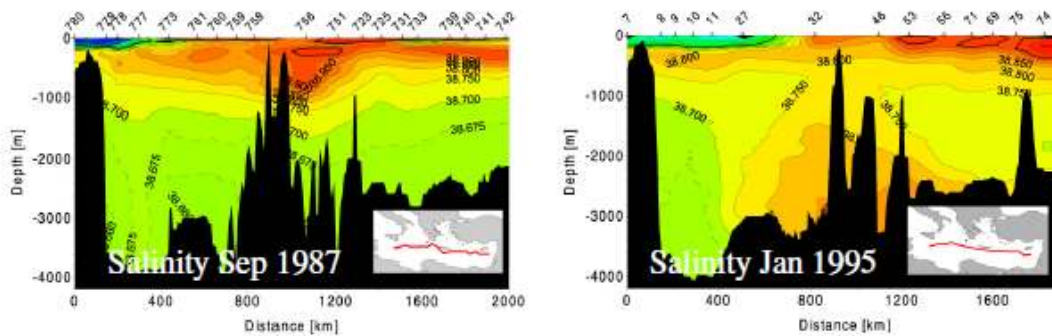
Τα βαθιά νερά της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW) δημιουργούνται στην Αδριατική θάλασσα κατά τη διάρκεια του χειμώνα εξαιτίας των έντονων ανταλλαγών θερμότητας με την ατμόσφαιρα τόσο στο νότιο τμήμα όσο και στο βόρειο. Τα βαθιά νερά της βόρειας Αδριατικής (NAdDW) σχηματίζονται εξαιτίας του μικρού βάθους της υπολεκάνης σε συνδυασμό με τις ισχυρές απώλειες πλευστότητας που δέχεται και χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές πυκνότητας που κυμαίνονται από $29.4-29.9 \text{ kg/m}^3$ (Μαντζιαφού, 2005). Ο όγκος των NAdDW καταλαμβάνει περίπου το 20% των βαθιών νερών της Αδριατικής, ενώ η δημιουργία τους διακόπτεται κάποιες περιόδους. Στη νότια υπολεκάνη της Αδριατικής συναντώνται τα NAdDW με τα LIW όπου αναμιγνύονται και μέσω της βαθιάς κατακόρυφης ανάμιξης που υπόκειται κατά τη διάρκεια του χειμώνα, σχηματίζουν τα βαθιά νερά της νότιας Αδριατικής (SAdDW) με τιμές $T \approx 13.58^{\circ}\text{C}$ και $S \approx 38.6$ που αντιστοιχούν σε πυκνότητες μεγαλύτερες από 29.1 kg/m^3 . Στη συνέχεια τα βαθιά νερά της Αδριατικής διαχέονται στο Ιόνιο και στη Λεβαντίνη όπου ύστερα από έντονη ανάμιξη με τις υπάρχουσες υδάτινες μάζες αποκτούν τις τελικές τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας, περίπου 13.5°C και 38.7 αντιστοίχως (Roether and Schlitzer, 1991). Ο χρόνος ανανέωσης της θερμοαλατικής κυκλοφορίας της Ανατολικής Μεσογείου έχει εκτιμηθεί ότι είναι 100 χρόνια (Roether and Schlitzer, 1991).



Εικόνα 2.4:Θερμοαλατική κυκλοφορία της Μεσογείου.

2.3 Επεισόδιο Eastern Mediterranean Transient (EMT)

Στη βιβλιογραφία πρώτος ο Nielsen (1912) διατύπωσε τη θεωρία ότι τα βαθιά νερά της Ανατολικής Μεσογείου προκύπτουν από τον συνδυασμό των βαθιών νερών της Αδριατικής και του Αιγαίου. Εν τούτοις, για πολλά χρόνια η Αδριατική θάλασσα θεωρείτο ως η μοναδική πηγή βαθιών νερών στην Ανατολική Μεσόγειο (Malanotte-Rizzoli and Hecht, 1988; Pollak, 1951). Αφετηρία πολλών μελετών για το Αιγαίο στάθηκε η εργασία των Roether et al.(1996). Συγκρίνοντας δεδομένα από δύο ωκεανογραφικούς πλόες με το γερμανικό σκάφος F/S Meteor το 1987 και το 1995 νοτίως της Κρήτης, προέκυψε ότι το 1987 η αλατότητα στα βαθύτερα στρώματα ήταν όμοια κατανεμημένη, ενώ το 1995 τα βαθιά νερά κοντά στη Κρήτη παρουσίασαν αυξημένες τιμές αλατότητας (Εικόνα 2.5).



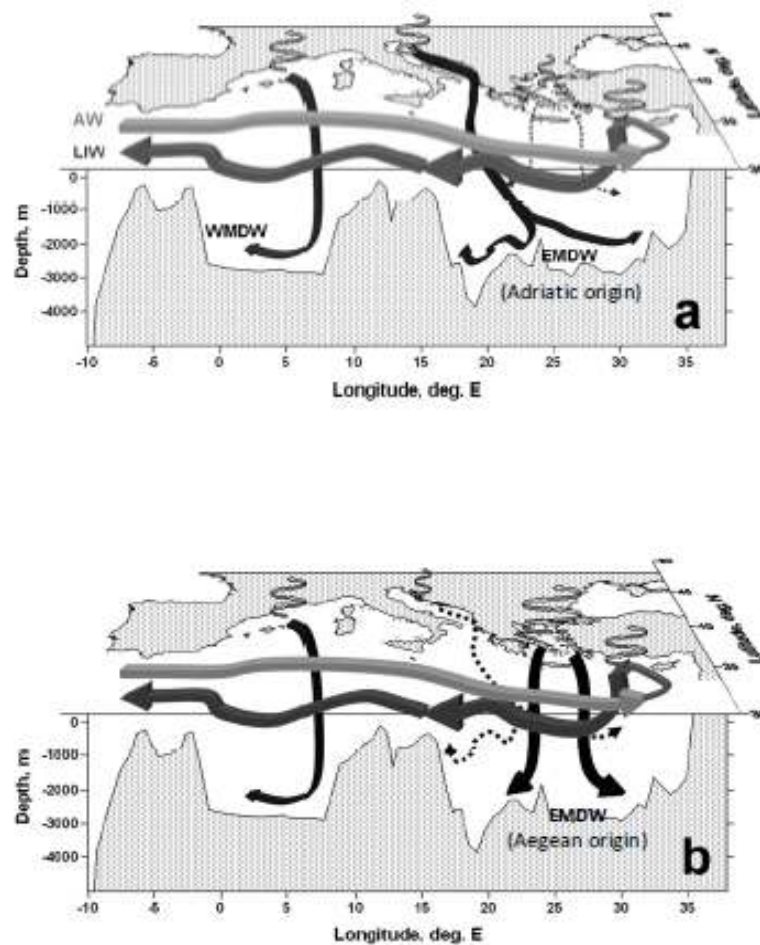
Εικόνα 2.5: Διατομή αλατότητας νοτίως της Κρήτης, για τους δύο ωκεανογραφικούς πλόες του σκάφους F/S Meteor για το Σεπτέμβριο του 1987 και τον Ιανουάριο του 1995 (Roether et al., 1996)

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων 15 χρόνων, παρατηρήσεις έδειξαν ότι το Αιγαίο Πέλαγος συνδράμει ως πηγή των βαθιών νερών της Ανατολικής Μεσογείου και μάλιστα μπορεί κάτω από ορισμένες συνθήκες να είναι μεγαλύτερη από την πιο γνωστή πηγή στη Νότια Αδριατική (Roether et al., 1996; Klein et al., 1999).

Το Αιγαίο Πέλαγος στο τέλος της δεκαετίας του 1980 (έναρξη περιόδου του επεισοδίου EMT) έγινε πιο ενεργή πηγή βαθιών νερών από την Αδριατική θάλασσα παράγοντας πιο πυκνά νερά, με σ_θ μέχρι και 29.4 kg/m^3 , (Cretan Deep Water, CDW) και μάλιστα με μεγαλύτερους ρυθμούς δημιουργίας (Roether et al., 1996; Lascaratos et al., 1999). Την περίοδο 1988-1995 παρατηρήθηκε μαζική εκροή CDW μέσω των Κρητικών Στενών τόσο στο Ιόνιο Πέλαγος όσο και στη λεκάνη της Λεβαντίνης με αποτέλεσμα τα υφιστάμενα βαθιά νερά (πυκνότητας $\sim 29.18 \text{ kg/m}^3$), με προέλευση

την Αδριατική θάλασσα, να ανυψωθούν και να επηρεάσουν τις ανταλλαγές υδάτινων μαζών μεταξύ του Αιγαίου και των γειτονικών λεκανών με την εισροή της Μεταβατικής Υδάτινης Μάζας της Μεσογείου (**Transitional Mediterranean Water, TMW**). Η μάζα αυτή υπήρχε πριν την περίοδο του EMT μεταξύ των LIW και των βαθιών νερών EMDW με προέλευση την Αδριατική σε όλη τη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου με αλατότητα 38.75. Στα πρώτα στάδια του EMT το TMW ήταν εμφανές σε βάθη 200-600m (Theocharis et al., 1999b).

Η πυκνότητα των νέων βαθιών νερών με προέλευση το Αιγαίο χαρακτηρίζεται από τιμές μεγαλύτερες από 29.2 kg/m^3 . Αξίζει να σημειωθεί ότι το 1987 ανιχνεύτηκαν ενδιάμεσα Κρητικά νερά (CIW) πυκνότητας περίπου 29.16 kg/m^3 εκτός των Κρητικών στενών και νότια της Κρήτης σε βάθη 700-1100m (Schlitzer et al., 1991). Μετά το 1990, παρατηρήθηκε ο σχηματισμός μιας νέας ενδιάμεσης υδάτινης μάζας με χαρακτηριστικά παρόμοια με τα LIW (ελαφρώς πιο πυκνά) στο νότιο Αιγαίο, ενώ η ονομασία CIW διατηρήθηκε για τη νέα αυτή μάζα (Theocharis et al., 1999a). Η εκροή του CIW από το 1991 γίνεται μέσω των δυτικών Κρητικών στενών και εντοπίζεται στο Ιόνιο στα βάθη των LIW, εμποδίζοντας τη δυτική πορεία των LIW (Malanotte-Rizzoli et al., 1999). Ο μέγιστος ρυθμός παραγωγής πυκνών νερών στο Αιγαίο, περίπου 3Sv (Roether et al., 2007), εμφανίστηκε το 1991-1992, ενώ μαζική παραγωγή με μικρότερο ρυθμό ($\sim 1\text{Sv}$) φαίνεται να έγινε για πρώτη φορά το 1987 (Zervakis et al., 2004).



Εικόνα 2.6: Σχηματική παρουσίαση της θερμοαλατικής κυκλοφορίας της Μεσογείου πριν (1987, επάνω σχήμα) και κατά τη διάρκεια (1995, κάτω σχήμα) του EMT (Tsimplis et al., 2006).

Η θερμοαλατική κυκλοφορία της Ανατολικής Μεσογείου δε μπορεί πλέον να θεωρηθεί σταθερή, καθώς η κύρια πηγή των βαθιών νερών εναλλάσσεται μεταξύ της Αδριατικής και του Αιγαίου, παράγοντας νερά διαφορετικών χαρακτηριστικών και με διαφορετικούς ρυθμούς. Οι μηχανισμοί που οδήγησαν στην εμφάνιση του EMT έχουν ερευνηθεί από πλειάδα μελετητών με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων αλλά και από υδρογραφικές μελέτες. Οι κύριες αιτίες που ενεργοποίησαν το φαινόμενο του EMT σύμφωνα με τους Beuvier et al. (2010) φαίνεται να είναι οι έντονες ατμοσφαιρικές ροές θερμότητας και οι ισχυροί άνεμοι που επικρατούσαν τους χειμώνες 1991-1992 και 1992-1993.

Βιβλιογραφικά έχουν καταγραφεί πολλοί μηχανισμοί που έχουν προταθεί ως μηχανισμοί ενεργοποίησης του EMT. Οι Samuel et al. (1999) υποστήριξαν ότι παρόλο που οι ατμοσφαιρικές ροές παρουσιάζουν μεγαλύτερη ψύξη πάνω από το

Αιγαίο το χειμώνα του 1987 και μικρότερη στην Αδριατική, οι μεγάλες αλλαγές στην ανεμογενή κυκλοφορία είναι εκείνες που οδήγησαν στην αλλαγή της θερμοαλατικής κυκλοφορίας. Οι Boscolo and Bryden (2001) πρότειναν ότι η αύξηση της αλατότητας συνέβη λόγω της μείωσης των ποταμών που εκβάλλουν στη Μαύρη θάλασσα και οδήγησαν στη μείωση της εισροής του BSW στο Αιγαίο γεγονός που παρατηρήθηκε και από τους Zervakis et al. (2000). Κατά τη διάρκεια των χειμώνων 1992 και 1993 ο Josey (2003) διέκρινε ότι κυριαρχούσαν αφύσικα υψηλές απώλειες πλευστότητας στην επιφάνεια του Αιγαίου. Οι Theocharis et al. (1999b) παρατήρησαν μείωση της βροχόπτωσης στο Αιγαίο την περίοδο 1989-1993, που υποστηρίζουν ότι προκάλεσε την αύξηση της αλατότητας. Οι Malanotte-Rizzoli et al. (1999) έχουν επισημάνει ότι η εκδήλωση του EMT ξεκίνησε πριν από το 1991, δηλαδή πριν από τις ισχυρές απώλειες θερμότητας που πραγματοποιήθηκαν το 1992-93 (Josey, 2003), και ότι αλλαγές στην κυκλοφορία επηρέασαν την εισροή του AW και των LIW στο Αιγαίο, αλλοιώνοντας έτσι το ισοζύγιο του αλατιού. Τέλος, οι Ashkenazy et al. (2011) με τη χρήση box-model για την Ανατολική Μεσόγειο συνέδεσαν το EMT με τις εναλλαγές πολλαπλών καταστάσεων του μη γραμμικού συστήματος δημιουργώντας αστάθειες στο Αιγαίο, όπως η απότομη αύξηση και μείωση της αλατότητας και της θερμοκρασίας αντίστοιχα.

Οι επιδράσεις του EMT σταδιακά ελαττώθηκαν, υποδεικνύοντας έτσι το μεταβατικό του χαρακτήρα (Theocharis et al., 2002a). Μόνο μετά το 2003 η Αδριατική θεωρείται ξανά ως η κυρίαρχη πηγή των βαθιών νερών της Ανατολικής Μεσογείου Hainbucher et al. (2006), ενώ οι Rubino and Hainbucher, (2007) πρότειναν ότι τα βαθιά αυτά νερά είναι πιο θερμά και μεγαλύτερης αλατότητας από αυτά που είχαν παρατηρηθεί στο παρελθόν. Δεν είναι ακόμα σαφές, εάν το EMT είναι ένα μοναδικό επεισόδιο το οποίο συνέβη είτε λόγω ασυνήθιστων τοπικών συνθηκών, είτε υπό την επίδραση εσωτερικών ή/και εξωτερικών διακυμάνσεων.

2.4 Θερμικές Ροές και Ισοζύγιο Νερού -Αλληλεπίδραση με ατμόσφαιρα

Η συνολική ροή θερμότητας (Q_{net}) είναι το άθροισμα της μικρού μήκους ακτινοβολίας (shortwave, SW), της μεγάλου μήκους ακτινοβολίας (long-wave, LW),

της λανθάνουσας θερμότητας (latent heat, LH) και τέλος, της αισθητής ροής θερμότητας (sensible heat, SH):

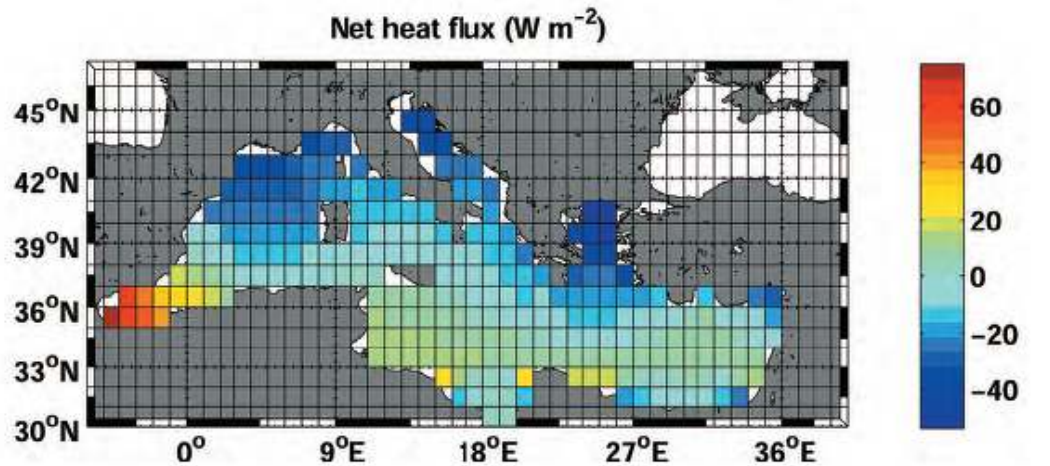
$$Q_{\text{net}} = SW + LW + LH + SH \quad (2.2)$$

Η αισθητή και η λανθάνουσα θερμότητα αποτελούν όρους τύρβης, ενώ η μικρού μήκους και η μεγάλου μήκους ακτινοβολία αποτελούν όρους ακτινοβολίας. Σε διάφορες χρονικές κλίμακες, οι τυρβώδεις όροι της ροής θερμότητας επηρεάζονται έντονα από τις εκάστοτε τοπικές καιρικές συνθήκες, καθώς εξαρτώνται τόσο από τις βαθμίδες θερμοκρασίας και υγρασίας που επικρατούν κοντά στην επιφάνεια όσο και από την ταχύτητα του ανέμου, η οποία εξαρτάται από τη γενική ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Σφοδρά επεισόδια επιφανειακής ψύξης θεωρούνται ως θεμελιώδης μηχανισμός προετοιμασίας και ενεργοποίησης της βαθιάς κατακόρυφης μεταφοράς στη Μεσόγειο (Beuvier et al., 2010; Herrmann and Somot, 2008).

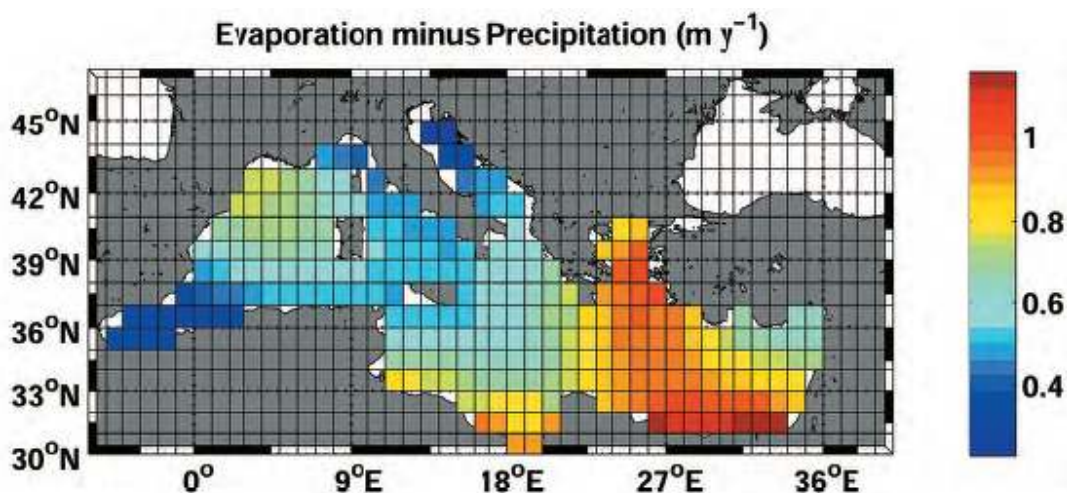
Η κυκλοφορία της Μεσογείου καθορίζεται από τις ανταλλαγές θερμότητας και νερού μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας καθώς επίσης και από το καθεστώς του ανέμου που επικρατεί στη λεκάνη. Μέσες ετήσιες κλιματολογικές τιμές από τη βάση δεδομένων UWM/COADS για την περίοδο 1945-1993 (da Silva et al., 1994) για το πεδίο ανέμου και των ροών θερμότητας και γλυκού νερού φαίνονται στην Εικόνα 2.7. Όσον αφορά τη ροή θερμότητας (Q_{net}) στην Ανατολική Μεσόγειο εμφανίζει μια βαθμίδα με κατεύθυνση βορρά-νότου με ισχυρές απώλειες θερμότητας στο βόρειο τμήμα της λεκάνης και ισχυρές απολαβές στο νότιο. Σύμφωνα με τον Vernatis (2013), η βαθμίδα αυτή αντανakλά αρχικά τη μείωση της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας με την αύξηση του γεωγραφικού πλάτους και κατά δεύτερον την εντονότερη απώλεια λανθάνουσας θερμότητας στην Αδριατική και το Αιγαίο. Στις περιοχές αυτές, οι διαδικασίες σχηματισμού βαθιών νερών είναι πιθανές εφόσον οι απώλειες θερμότητας μπορεί να φτάσουν έως και 200 W/m^2 κατά την διάρκεια του χειμώνα Josey (2003). Η μέση τιμή του ισοζυγίου της ροής θερμότητας είναι περίπου -4 W/m^2 .

Η μέση τιμή του ισοζυγίου νερού (E-P, εξάτμιση μείον βροχόπτωση) για την Ανατολική Μεσόγειο έχει υπολογιστεί από τα UWM/COADS περίπου 0.7 m/y , ενώ καθορίζεται κυρίως από την εξάτμιση εφόσον η βροχόπτωση είναι σχετικά ασθενής

σε όλη τη λεκάνη. Οι μέγιστες τιμές του ισοζυγίου παρατηρούνται στο Αιγαίο και στη Λεβαντίνη, ενώ οι μικρότερες στην Αδριατική (Εικόνα 2.8).



Εικόνα 2.7: Κλιματολογία (1945-1993) ισοζυγίου ροών θερμότητας από τη βάση δεδομένων UWM/COADS (SoHelME, 2005).



Εικόνα 2.8: Κλιματολογία (1945-1993) ισοζυγίου γλυκού νερού (εξάτμιση μείον βροχόπτωση) από τη βάση δεδομένων UWM/COADS (SoHelME, 2005).

Στην Αδριατική έχει υπολογιστεί ότι το θερμικό ισοζύγιο είναι αρνητικό, με μέση ετήσια ροή θερμότητας (Q_{net}) περίπου -20 W/m^2 . Η εισροή γλυκού νερού γίνεται μέσω αρκετών ποταμών με την κυριότερη εκροή να προέρχεται από τον Πάδο ποταμό στη βόρειο-δυτική πλευρά της Αδριατικής. Ο ποταμός Πάδος αποτελεί το 30% της συνολικής εκροής του συνόλου των ποταμών (Gačić et al., 1997) και έχει μέση ετήσια εκροή της τάξης των $47.17 \text{ km}^3/\text{y}$ (Cozzi and Giani, 2011). Οι εκροές των ποταμών είναι υπεύθυνες για το καθαρό κέρδος γλυκού νερού στη λεκάνη. Παρόλα

αυτά, η μέση τιμή του ισοζυγίου νερού (E-P, χωρίς τα ποτάμια) είναι της τάξης των 0.43 m/y (SoHelME, 2005).

Οι Poulos et al. (1997), χρησιμοποιώντας τη βάση δεδομένων COADS, εκτίμησαν τη μέση ετήσια συνολική ροή θερμότητας για το Αιγαίο ίση με -26 W/m^2 και οι Nittis et al. (2003) υπολόγισαν τη μέση τιμή της εξάτμισης μείον της βροχόπτωσης ίση με 0.59 m/y. Η αρνητική τιμή της Q_{net} υποδηλώνει ότι κατά μέσο όρο η επιφάνεια της θάλασσας χάνει θερμότητα, ενώ θα η απώλεια αυτή πρέπει να αντισταθμίζεται με μεταφορά θερμότητας μέσω των Κρητικών στενών. Στο Αιγαίο Πέλαγος η ποσότητα νερού που εισέρχεται από τη Μαύρη Θάλασσα μέσω των Δαρδανελλίων έχει υπολογιστεί σε $300 \text{ km}^3/\text{y}$, ενώ παρουσιάζει εποχιακές και υπερετήσιες μεταβολές με μέγιστες εκροές να εμφανίζονται κατά το τέλος της άνοιξης και το καλοκαίρι. Επίσης, στο Αιγαίο εκρέουν αρκετοί ποταμοί, οι οποίοι μαζί με τις πρόσθετες ροές νερού έχει υπολογιστεί ότι η συνολική ποσότητα που εισέρχεται στο Αιγαίο ανέρχεται περίπου σε $20 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{y}$ (Poulos et al., 1997).

Στη λεκάνη της Λεβαντίνης και του Ιονίου η συνολική ροή θερμότητας οδηγεί σε κέρδος θερμότητας της τάξης των 2 W/m^2 και 1 W/m^2 , αντίστοιχα, και το ισοζύγιο νερού έχει υπολογιστεί για τις δύο λεκάνες περίπου ίσο με 0.89 και 0.69 m/y (SoHelME, 2005).

Η επίδραση της μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στις επιφανειακές ανταλλαγές με την ατμόσφαιρα έχει αναγνωριστεί από πολλούς ερευνητές. Οι Gündüz and Özsoy (2005) περιέγραψαν την επίδραση του NCP (North Sea-Caspian Sea Pattern) στις μεταβλητές πάνω από τη Μεσόγειο και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το NCP επηρεάζει περισσότερο τη Λεβαντίνη, το Αιγαίο και τη Μαύρη θάλασσα από ότι το NAO (North Atlantic Oscillation). Οι Tsimplis and Josey (2001) συσχέτισαν τις μεταβολές στην επιφάνεια της Μεσογείου την περίοδο 1988-1993 με τη αλλαγή στο ισοζύγιο του γλυκού νερού, το οποίο συνδέεται με τις υψηλές τιμές του δείκτη NAO την ίδια περίοδο. Αργότερα, ο Josey (2003) αναλύοντας ροές πλευστότητας πάνω από το Αιγαίο προσδιόρισε ότι οι έντονες απώλειες πλευστότητας τους χειμώνες 1992 και 1993 δεν συσχετίζονται με τον δείκτη NAO, αλλά πιθανόν να συνδέονται με το EA (East Atlantic Mode).

2.5 Μηχανισμοί δημιουργίας βαθιών νερών

Σε συνθήκες ευστάθειας η πυκνότητα της υδάτινης στήλης στον ωκεανό αυξάνεται με το βάθος. Εξαίρεση αποτελεί το επιφανειακό στρώμα, όπου έντονα φαινόμενα ανάμιξης, λόγω της επίδρασης του ανέμου και των κυμάτων, δημιουργούν ένα καλά αναμιγμένο στρώμα ανάμιξης. Η ύπαρξη του ωκεάνιου στρώματος ανάμιξης και η ύπαρξη του θερμοκλινούς έχουν σαν αποτέλεσμα την απομόνωση των βαθιών νερών από τις διεργασίες στην επιφάνεια της θάλασσας. Κάτω από έντονες ατμοσφαιρικές επιδράσεις, που προκαλούν αύξηση της πυκνότητας στην επιφάνεια της θάλασσας μέσω απώλειας θερμότητας ή εξάτμισης, μπορεί να αυξηθεί αισθητά το βάθος του στρώματος ανάμιξης. Σε συγκεκριμένες περιοχές, που χαρακτηρίζονται από ισχυρές απώλειες πλευστότητας προς την ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα την καταστροφή του θερμοκλινούς, επιτυγχάνεται δημιουργία βαθιών νερών (Marshall and Schott, 1999).

Οι μηχανισμοί δημιουργίας βαθιών νερών σε αυτές τις περιοχές είναι κυρίως δύο. Ο πρώτος μηχανισμός αφορά ρηχές περιοχές πάνω σε υφαλοκρηπίδες. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα οι περιοχές αυτές μπορεί να υποστούν ισχυρές απώλειες πλευστότητας και είναι δυνατό να ομογενοποιηθεί η υδάτινη στήλη με σημαντική αύξηση πυκνότητας, ώστε να βυθιστεί σε μεγαλύτερα βάθη ακολουθώντας την πορεία της λεκάνης (deep water formation on the continental shelf) (Μαντζιαφού, 2005). Ένα πρότυπο παράδειγμα του συγκεκριμένου μηχανισμού σύμφωνα με την Malanotte-Rizzoli (1991) είναι η βόρεια Αδριατική.

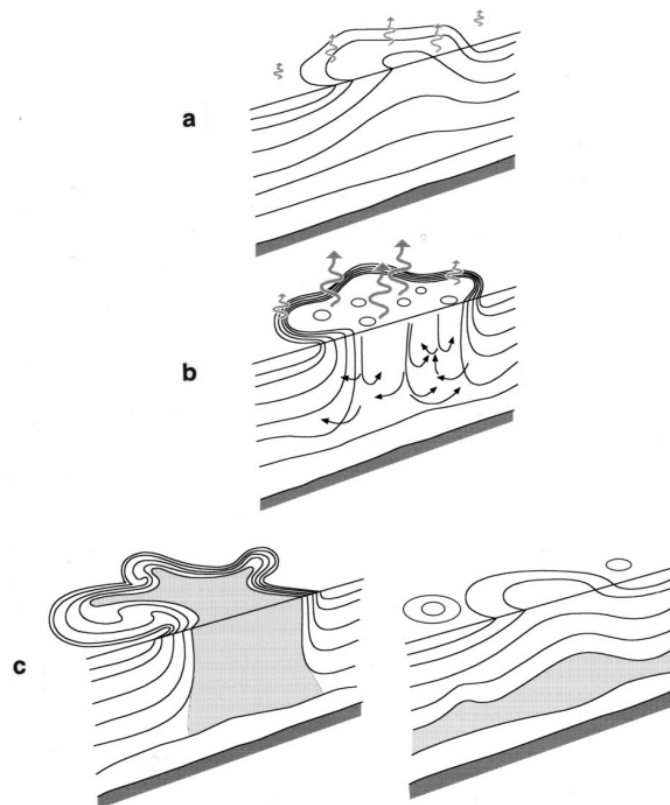
Ο δεύτερος μηχανισμός δημιουργίας βαθιών νερών ονομάζεται βαθιά κατακόρυφη μεταφορά ανοικτού ωκεανού (open ocean deep convection) και αποτελείται από τρία στάδια: τη φάση δημιουργίας κατάλληλων συνθηκών (*pre-conditioning phase*), τη φάση έντονης ανάμιξης (*violent mixing–entrainment*) και τη φάση της βύθισης και της πλευρικής διάδοσης (*sinking and spreading*) που παρουσιάζονται στην Εικόνα 2.9. Οι δύο τελευταίες φάσεις δεν συμβαίνουν απαραίτητως διαδοχικά.

Η φάση δημιουργίας κατάλληλων συνθηκών χαρακτηρίζεται από τη μετατόπιση των ισόπυκνων προς την επιφάνεια λόγω της ύπαρξης κυκλωνικής κυκλοφορίας. Είναι ιδιαίτερα σημαντική καθώς αποδυναμώνοντας τη στρωμάτωση ευννοείται η κατακόρυφη μεταφορά, η οποία ενεργοποιείται με έντονες ροές θερμότητας κατά τη διάρκεια του χειμώνα που οδηγούν σε απώλεια πλευστότητας στην επιφάνεια και

ιδιαίτερα στο κέντρο του κυκλώνα. Η διάρκεια αυτής της φάσης είναι της τάξης μερικών μηνών.

Στη συνέχεια εάν ακολουθήσουν επεισόδια ψύξης ξεκινά η φάση της έντονης ανάμιξης (Εικόνα 2.9b). Η απώλεια πλευστότητας στα επιφανειακά νερά μπορεί να οδηγήσει σε πυκνότητες μεγαλύτερες των υποκείμενων στρωμάτων και σε απότομη κατακόρυφη μεταφορά, κατά την οποία ένα σημαντικό μέρος της υδάτινης στήλης αποτελείται πλέον από πολλά πλούμια που κατανέμουν τα πυκνά επιφανειακά νερά στην κατακόρυφο. Όπως αναφέρουν οι Marshall and Schott (1999), το σύνολο των πλουμίων δημιουργεί μια «καμινάδα» μεγάλου βάθους και διαμέτρου από μερικές δεκάδες έως εκατοντάδες χιλιόμετρα.

Τέλος, ακολουθεί η φάση της βύθισης και της πλευρικής διάδοσης. Καθώς η ψύξη αποδυναμώνεται, η καλά αναμιγμένη μάζα διαχέεται στο οριζόντιο επίπεδο υπό την επίδραση της βαρύτητας και της περιστροφής, ενώ λόγω βαροκλινικής αστάθειας αναμειγνύεται με τα επιφανειακά νερά, με αποτέλεσμα τη σταδιακή αποκατάσταση της στρωμάτωσης. Η βαροκλινική αστάθεια προκαλεί τη δημιουργία ισχυρών γεωστροφικών ρευμάτων και τη διαμόρφωση βαροκλινικών στροβίλων. Ο ρόλος των βαροκλινικών στροβίλων είναι η μεταφορά πλευστότητας από την περιφέρεια της «καμινάδας» στο κέντρο της, με επακόλουθο τη μείωση του βάθους ανάμιξης. Ουσιαστικά, οι βαροκλινικοί αυτοί στροβίλοι καθορίζουν την έκταση και τη διάρκεια του φαινομένου δημιουργίας των βαθιών νερών (Μαντζιαφού, 2005).



Εικόνα 2.9: Σχηματικό διάγραμμα με των τριών φάσεων της βαθιάς κατακόρυφης μεταφοράς: α) τη φάση δημιουργίας κατάλληλων συνθηκών , b) τη φάση έντονης ανάμιξης και c) τη φάση της βύθισης και της πλευρικής διάδοσης. Η ροή πλευστότητας στην επιφάνεια αναπαριστάται με τεθλασμένα βέλη και η προϋπάρχουσα στρωμάτωση με συνεχείς γραμμές. Ο όγκος του νερού, που αναμιγνύεται με κατακόρυφη ανάμιξη είναι γραμμοσκιασμένος (Marshall & Schott, 1999).

Η διαδικασία δημιουργίας πυκνών νερών είναι ιδιαίτερα σημαντική για τον παγκόσμιο ωκεανό καθώς επιτρέπει την ανταλλαγή φυσικών και βιοχημικών ιδιοτήτων, όπως οξυγόνο και θρεπτικά συστατικά, μεταξύ των επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων. Η μελέτη των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών παρέχει πληροφορίες για παλαιότερες κλιματικές μεταβολές που έχει υποστεί η επιφάνεια της θάλασσας, σε κλίμακες μεγέθους ανάλογα με την κλίμακα του χρόνου ανανέωσης της λεκάνης που συγκεκριμένα για τη Μεσόγειο είναι δεκαετίες έως αιώνες (Lascaratos et al., 1999).

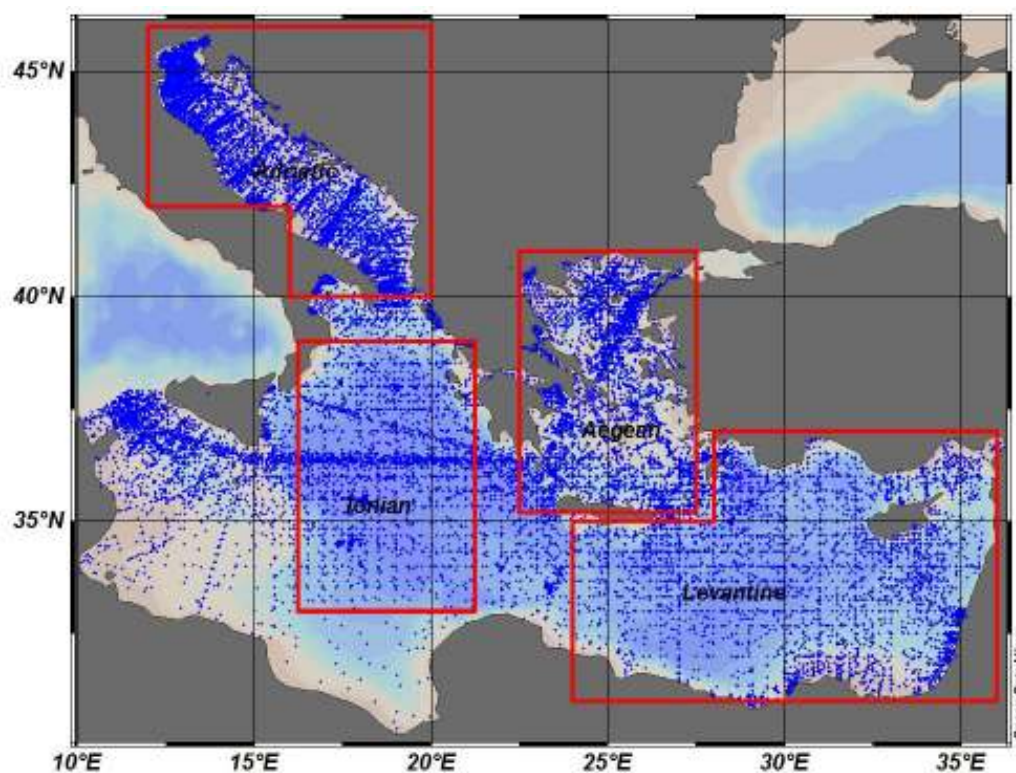
3 Μεθοδολογία

3.1 Ωκεανογραφικά Δεδομένα

Για τη μελέτη των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών της Ανατολικής Μεσογείου είναι αναγκαία η σύσταση μιας ολοκληρωμένης βάσης δεδομένων θερμοκρασίας και αλατότητας της υδάτινης στήλης, τόσο σε χρονική όσο και σε χωρική κλίμακα. Η γνώση της κατανομής της θερμοκρασίας και της αλατότητας προέρχεται κυρίως από μετρήσεις που διεξάγονται από ωκεανογραφικά σκάφη σε ‘υδρογραφικούς σταθμούς’, σε θέσεις δηλαδή όπου το πλοίο σταματά, καθορίζει τις συντεταμένες του και διεξάγει δειγματοληψία και μετρήσεις. Στο πλαίσιο της εργασίας αυτής, έγινε προσπάθεια συλλογής της πιο ολοκληρωμένης βάσης μετρήσεων θερμοκρασίας και αλατότητας από ωκεανογραφικούς πλόες στην Ανατολική Μεσόγειο.

Μια ολοκληρωμένη βάση (1912-2010) παραχωρήθηκε από το εθνικό ινστιτούτο ωκεανογραφίας του Ισραήλ (IOLR) και συγκεκριμένα από το κέντρο θαλασσίων δεδομένων του Ισραήλ (ISRAMAR) (Özsoy et al., 2013). Η βάση αυτή (θα αναφέρεται ως *SESAME* στο εξής) και συνίσταται από τη βάση δεδομένων του ερευνητικού προγράμματος MEDAR/MEDATLAS II (<http://www.ifremer.fr/medar>), η οποία αποτελεί και την πιο ενημερωμένη και ποιοτικά ελεγμένη (quality control) βάση δεδομένων για τα προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας ολόκληρης της Μεσογείου, και από τα δεδομένα που παραχωρήθηκαν από το ερευνητικό πρόγραμμα MATER (<http://www.ifremer.fr/sismer/program/mater/>). Επίσης, η βάση του ISRAMAR επαυξήθηκε σημαντικά με την προσθήκη ωκεανογραφικών πλόων του προγράμματος POEM (1985-1991) καθώς επίσης και των Σοβιετικών πλόων (1987-1990) που πραγματοποιήθηκαν στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου (Hecht & Gertman, 2001). Στο πλαίσιο του ερευνητικού προγράμματος SESAME EU πραγματοποιήθηκαν ωκεανογραφικοί πλόες, ενώ τα δεδομένα τους καθώς επίσης και δεδομένα από πλωτήρες Argo από διάφορες διαθέσιμες ωκεανογραφικές βάσεις δεδομένων όπως WOD05 (http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD05/pr_wod05.html), Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org>) και ICES (<http://ocean.ices.dk>) συμπεριλήφθηκαν στη βάση δεδομένων του ISRAMAR. Επιπλέον, προστέθηκαν δεδομένα από δύο Ωκεανογραφικούς πλόες που πραγματοποιήθηκαν τους χειμώνες

του 2005 και 2006 με το ωκεανογραφικό σκάφος R/V Αιγαίο στην περιοχή του Αιγαίου (Vervatis et al., 2009). Τέλος, η βάση εμπλουτίστηκε με δεδομένα των τελευταίων ετών από το Εθνικό Ωκεανογραφικό Κέντρο Δεδομένων (NODC) (<http://www.nodc.noaa.gov>) των Η.Π.Α. Δεδομένα από φιάλες νερού (Bottle), συσκευές CTD και πλωτήρες ARGO θεωρήθηκαν αποδεκτά για ανάλυση, ενώ δεδομένα από μετρήσεις XBT (eXpendable Bathe Thermograph) απορρίφθηκαν λόγω της σχετικά χαμηλής ακρίβειάς τους, η οποία είναι συγκρίσιμη με τη μεταβλητότητα σε βαθιά στρώματα. Τέλος, δημιουργήθηκε ένα σύνολο αποδεκτών υδρογραφικών σταθμών κατανεμημένο σε όλα τα γεωγραφικά μήκη και πλάτη της Ανατολικής Μεσογείου (Εικόνα 3.1). Οι υδρογραφικοί σταθμοί που περιλαμβάνει η βάση είναι 59772 εκ των οποίων στους 40409 χρησιμοποιήθηκαν φιάλες νερού για τη λήψη των μετρήσεων, ενώ στους 19363 όργανα CTD και οι σταθμοί που προστέθηκαν από τη βάση δεδομένων NODC είναι 459.



Εικόνα 3.1: Υδρογραφικοί σταθμοί της Ανατολικής Μεσογείου από τη βάση SESAME και υπολεκάνες. Η απεικόνιση έγινε με το λογισμικό Ocean Data View (ODV).

3.2 Μεθοδολογία ανάλυσης χρονοσειρών για βαθιά νερά

Η βάση SESAME περιέχει σε συγκεκριμένη μορφή (format) τα αναλυτικά στοιχεία για τα χαρακτηριστικά του υδρογραφικού σταθμού (όνομα σταθμού, ημερομηνία, κτλ) και τις μετρήσεις των παρακάτω φυσικών παραμέτρων: πίεση (P), θερμοκρασία («in situ», T) και αλατότητα (S) με τις αντίστοιχες τιμές των quality flags. Τα στοιχεία που περιγράφουν τα χαρακτηριστικά του κάθε υδρογραφικού σταθμού βρίσκονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.1).

Πίνακας 3.1: Χαρακτηριστικά υδρογραφικών σταθμών της βάσης SESAME

Cruise	Όνομα Ωκεανογραφικού πλου
Station	Όνομα του σταθμού λήψης μέτρησης
Type	Τύπος οργάνου μέτρησης (B-Bottle, C-CTD)
Date	Ημερομηνία διεξαγωγής της μέτρησης (Μήνας και Μέρα, MM DD)
Time	Ωρα λήψης της μέτρησης (εάν είναι γνωστή έχει τη μορφή HH MM, σε αντίθετη περίπτωση αναγράφονται με μηδενικές τιμές)
Longitude	Γεωγραφικό Μήκος του σημείου λήψεως της μέτρησης (σε μοίρες ανατολικά)
Latitude	Γεωγραφικό Πλάτος του σημείου λήψεως της μέτρησης (σε μοίρες βόρεια)
Bottom Depth	Το βάθος του πυθμένα στο σημείο μέτρησης (m)

Σε πρώτο στάδιο, έγινε αλλαγή της μορφής της βάσης (format), όπως εκείνη δόθηκε από το ινστιτούτο ISRAMAR, με σκοπό να είναι πιο εύχρηστη για την περαιτέρω ανάλυσή της (Εικόνα 3.2).

14	792.0 0	13.700 0	38.690 0 1				
15	992.0 0	13.620 0	38.650 0 1				
16	1192.0 0	13.610 0	38.650 0 1				
EAST00000 MEDIT/249090 B 1966 8 26 13 0 34.00 34.00 2000.00 16							
1	0.0 0	28.080 0	39.340 0 1				
2	10.0 0	27.470 0	39.310 0 1				
3	20.0 0	25.850 0	39.180 0 1				
4	30.0 0	20.770 0	38.800 0 1				
5	50.0 0	18.720 0	38.830 0 1				
6	75.0 0	17.800 0	38.960 0 1				
7	100.0 0	17.290 0	38.970 0 1				
8	148.0 0	16.620 0	38.960 0 1				
9	197.0 0	15.900 0	38.920 0 1				
10	294.0 0	14.990 0	38.880 0 1				
11	486.0 0	14.060 0	38.750 0 1				
12	583.0 0	13.860 0	38.710 0 1				
13	779.0 0	13.720 0	38.700 0 1				
14	876.0 0	13.660 0	38.630 0 1				
15	1174.0 0	13.610 0	38.630 0 1				
16	1474.0 0	13.620 0	38.620 0 1				
EAST00000 MEDIT/249100 B 1966 8 26 19 0 33.50 34.38 1005.00 13							
1	0.0 0	27.790 0	39.440 0 1				
2	10.0 0	27.740 0	39.430 0 1				
3	20.0 0	27.510 0	39.410 0 1				
4	29.0 0	20.680 0	38.970 0 1				
5	48.0 0	18.950 0	38.970 0 1				
6	73.0 0	17.910 0	38.980 0 1				
7	96.0 0	17.490 0	39.000 0 1				

Εικόνα 3.2: Τμήμα της βάσης δεδομένων SESAME

Συγκεκριμένα, στην πρώτη γραμμή κάθε υδρογραφικού σταθμού αναγράφονται τα στοιχεία που τον χαρακτηρίζουν, δηλαδή το όνομα του σταθμού, ο τύπος οργάνου που χρησιμοποιήθηκε, η ημερομηνία και οι συντεταγμένες της μέτρησης, το βάθος του πυθμένα στο σημείο μέτρησης και τέλος ο αριθμός των επιπέδων όπου έγιναν οι μετρήσεις (κατά βάθος). Στη συνέχεια, ακολουθούν οι μετρήσεις πίεσης, θερμοκρασίας και αλατότητας σε στήλες. Η πρώτη στήλη είναι ο αύξων αριθμός των επιπέδων μέτρησης, στη δεύτερη στήλη παρατίθεται η μέτρηση της πίεσης του επιπέδου, στην τρίτη στήλη ο έλεγχος της μέτρησης της πίεσης, στην τέταρτη στήλη η αναγράφεται η μέτρηση της θερμοκρασία σε °C, στην πέμπτη ο αντίστοιχος έλεγχος, στην έκτη η μέτρηση της αλατότητας, στην έβδομη ο έλεγχος της μέτρησης και τέλος στην όγδοη αναγράφεται η τιμή 1 ή 0 ανάλογα με το αν όλες οι τιμές των παραμέτρων σε κάθε επίπεδο είναι δεκτές ή όχι αντίστοιχα. Σε κάθε παράμετρο η αποδεκτή τιμή του ελέγχου πρέπει να είναι μικρότερη από 2. Σε αντίθετη περίπτωση η μέτρηση είναι αμφίβολη και δεν περιλαμβάνεται στα αποτελέσματα.

Η ανάγνωση, η περαιτέρω στατιστική ανάλυση της βάσης SESAME και η δημιουργία των κατάλληλων χρονοσειρών αναλύονται στις επόμενες παραγράφους.

Η συμπίεστικότητα του νερού που επικρατεί στα μεγάλα ωκεάνια βάθη, προκαλεί φαινόμενα θέρμανσης και ψύξης όταν συμπιέσκει ή εκτονωθεί αντίστοιχα. Έτσι όταν όγκος νερού βυθιστεί σε μεγάλα βάθη, η αύξηση της πίεσης προξενεί αύξηση της μετρούμενης θερμοκρασίας. Η θερμοκρασία που μετράται κατά βάθος είναι η «in situ» θερμοκρασία. Η θερμοκρασία και η πυκνότητα του νερού σε βάθος z που θα είχε εάν μεταφερόταν αδιαβατικά στην επιφάνεια από το βάθος αυτό ονομάζονται αντίστοιχα «δυναμική» θερμοκρασία (potential temperature, Θ) και πυκνότητα (potential density, σ_θ) και δίνουν την εικόνα της υδάτινης στήλης απαλλαγμένη από την επίδραση της πίεσης. Για τον υπολογισμό των Θ και σ_θ καθώς επίσης και για τη μετατροπή της πίεσης (db) σε βάθος (m) χρησιμοποιήθηκαν οι αντίστοιχες υπορουτίνες από τη βιβλιοθήκη SEA-WATER του ινστιτούτου θαλασσίων ερευνών CSIRO (<http://www.cmar.csiro.au/>).

Για τη μελέτη των χαρακτηριστικών των **βαθιών νερών** της Ανατολικής Μεσογείου ήταν απαραίτητος ο διαχωρισμός της σε υπολεκάνες (Εικόνα 3.1). Τα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών και το βάθος στο οποίο συναντώνται διαφέρει σε κάθε υπολεκάνη λόγω τόσο της περίπλοκης τοπογραφίας όσο και της θερμοαλατικής κυκλοφορίας που επικρατεί στην Ανατολική Μεσόγειο. Ο Πίνακας 3.2 παρουσιάζει τις συντεταγμένες των ορίων κάθε υπολεκάνης καθώς επίσης και το βάθος που θεωρήθηκε ως οριοθέτηση των βαθιών νερών. Κάτω από τα βάθη αυτά ελαχιστοποιείται η άμεση επίδραση των επιφανειακών ανταλλαγών και της ανάμιξης μετά ενδιάμεσα νερά.

Πίνακας 3.2: Συντεταγμένες των υπολεκανών και χαρακτηριστικό βάθος των βαθιών νερών.

	Γεωγραφικό Μήκος (°)	Γεωγραφικό Πλάτος (°)	Βάθος (m)
Αιγαίο	22.5-27.5	35.2-41	800
Λεβαντίνη	24-28	30-35	2000
	28-36	30-37	
Ιόνιο	16-21	33-39	2000

	Γεωγραφικό Μήκος (°)	Γεωγραφικό Πλάτος (°)	Βάθος (m)
Αδριατική	12-16	42-46	700
	16-20	40-46	

Για τη μελέτη της εξέλιξης των βαθιών νερών είναι απαραίτητη η δημιουργία χρονοσειρών των φυσικών παραμέτρων. Η διαδικασία που ακολουθήθηκε είναι η ακόλουθη: Αρχικά, ο κάθε σταθμός ταξινομήθηκε ανάλογα με τις συντεταγμένες του στην αντίστοιχη υπολεκάνη. Στο επόμενο βήμα αξιολογήθηκε εάν το βάθος κάθε επιπέδου της μέτρησης είναι μεγαλύτερο ή ίσο από την τιμή του βάθους που τέθηκε ως όριο στη συγκεκριμένη περιοχή. Για κάθε επίπεδο με βάθος μεγαλύτερο ή ίσο από το εκάστοτε όριο ακολούθησε η εξακρίβωση των τιμών του ποιοτικού ελέγχου (quality flags) των παραμέτρων του, ώστε να απομονωθούν μόνο τα επίπεδα με αποδεκτές τιμές των παραμέτρων. Εν συνεχεία, αποθηκεύθηκαν σε ένα νέο αρχείο οι αποδεκτές τιμές της πίεσης, της αλατότητας, της «in situ» θερμοκρασίας, της δυνητικής θερμοκρασίας και της δυνητικής πυκνότητας των βαθιών νερών κάθε σταθμού καθώς επίσης και η ημερομηνία του. Για κάθε υπολεκάνη δημιουργήθηκε ένα αρχείο με αποδεκτές τιμές, οι οποίες και ταξινομήθηκαν κατά χρονολογική σειρά. Οι μέσες ετήσιες τιμές όλων των φυσικών παραμέτρων των βαθιών νερών υπολογίστηκαν στη συνέχεια, λαμβάνοντας υπόψη τις τιμές όλων των επιπέδων μέτρησης που έχουν γίνει το αντίστοιχο έτος. Για παράδειγμα αν θεωρηθούν δύο υδρογραφικοί σταθμοί στη λεκάνη της Λεβαντίνης οι οποίοι μετρούν το ίδιο έτος, ανά 1db πίεσης από τη επιφάνεια έως τα 2000db και 2500db, αντίστοιχα, την κατά βάθος θερμοκρασία και την αλατότητα, τότε στο αρχείο θα αποθηκευτούν οι τιμές των παραμέτρων μόνο για το επίπεδο των 2000db για τον πρώτο σταθμό, ενώ για τον άλλο θα αποθηκευτούν όλες οι τιμές των επιπέδων από τα 2000 έως τα 2500db (501 επίπεδα). Η μέση τιμή των παραμέτρων για το συγκεκριμένο έτος θα υπολογιστεί από την ολοκλήρωση των τιμών στα 502 επίπεδα μετρήσεων (ένα επίπεδο από τον πρώτο σταθμό και 501 επίπεδα από τον άλλο).

Για τον έλεγχο στατιστικής σημαντικότητας της μέσης τιμής των μεταβλητών με επίπεδο εμπιστοσύνης 95% (επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0.05$), χρησιμοποιήθηκε ο έλεγχος Student's t-test (Emery and Thomson, 2001). Η σχέση που χρησιμοποιήθηκε είναι η παρακάτω:

$$\bar{x} \pm t\left(\frac{\alpha}{2}, v\right) \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \quad (3.1)$$

όπου, $\bar{x}$ η μέση τιμή παραμέτρων (Θ , T , S , σ_θ), t η τιμή της t-κατανομής για επίπεδο σημαντικότητας $\alpha=0.05$ (για επίπεδο εμπιστοσύνης 95%) και βαθμών ελευθερίας $v=N-1$, με N το σύνολο των επιπέδων που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της μέσης τιμής και σ η τυπική απόκλιση των παραμέτρων. Με αυτόν τον έλεγχο μετρήθηκε η αξιοπιστία του εύρους της εκτιμώμενης μέσης τιμής κάθε παραμέτρου σε συνάρτηση με τον αριθμό των μετρήσεων. Έτσι, όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των παρατηρήσεων τόσο μικρότερο είναι το σφάλμα στον υπολογισμό της μέσης τιμής. Έτη με τιμές μικρής στατιστικής σημαντικότητας, δηλαδή με μεγάλες τιμές σφάλματος, δεν συμπεριληφθήκαν στα αποτελέσματα.

Η περίοδος 1960-2012 θεωρήθηκε ως η καταλληλότερη για την ανάλυση των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών. Ο κυριότερος λόγος που επιλέχτηκε η συγκεκριμένη χρονική περίοδος είναι για το συνδυασμό των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών με τις ατμοσφαιρικές παραμέτρους, οι οποίες όπως αναφέρεται παρακάτω αντιστοιχούν στην περίοδο 1961-2011. Επιπρόσθετα, οι μετρήσεις από το 1912 μέχρι το 1960 περιέχουν μεγάλα χρονικά κενά και αντιστοιχούν σε πολύ μικρό αριθμό σταθμών.

Όσον αφορά στα **ενδιάμεσα νερά** της Λεβαντίνης (LIW), αυτά εμφανίζονται σε ολόκληρη την EMED σε ενδιάμεσα βάθη και είναι διακριτά λόγω του μεγίστου που παρουσιάζουν στην αλατότητα. Ο ρόλος τους στη δημιουργία πυκνών νερών είναι ιδιαίτερα σημαντικός, καθώς αποτελούν θετικό παράγοντα στη γρήγορη ανάπτυξη του στρώματος ανάμιξης. Η μελέτη των μεταβολών των χαρακτηριστικών του «πυρήνα» (core) του LIW πραγματοποιήθηκε αναζητώντας σε όλους τους διαθέσιμους σταθμούς το βάθος του υποεπιφανειακού μεγίστου της αλατότητας, ενώ έγινε η καταγραφή των τιμών της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της πυκνότητας

σε αυτό το βάθος. Στη συνέχεια ακολούθησε ο έλεγχος των μετρήσεων των σταθμών που παρουσίασαν υποεπιφανειακό μέγιστο στην αλατότητα. Ο έλεγχος έγινε ανά λεκάνη κοιτάζοντας τα προφίλ αλατότητας, δυνητικής θερμοκρασίας και δυνητικής πυκνότητας ξεχωριστά, καθώς επίσης και τη θέση του σταθμού. Πιο αναλυτικά, γνωρίζοντας από τη βιβλιογραφία το εύρος τιμών των S , Θ και σ_θ των LIW σε κάθε λεκάνη καθώς και το βάθος που συναντώνται, όπως έχει αναφερθεί στο θεωρητικό μέρος, ελέγχθηκε αν το μέγιστο της αλατότητας που είχε βρεθεί καθόριζε πράγματι τα LIW ή αν οφειλόταν σε λάθη στις μετρήσεις ή ακόμα σε διαφορετικές μάζες νερού. Έτσι συλλέχτηκαν για κάθε λεκάνη της EMED οι μετρήσεις που αφορούν τα χαρακτηριστικά των LIW και στη συνέχεια δημιουργήθηκαν οι αντίστοιχες χρονοσειρές.

3.3 Μεθοδολογία ανάλυσης ατμοσφαιρικών δεδομένων στο Αιγαίο

Στην παρούσα μεταπτυχιακή εργασία πραγματοποιήθηκε, επιπρόσθετα, το εγχείρημα σύνδεσης των έντονων ατμοσφαιρικών συνθηκών με τις μεταβολές που εντοπίζονται στα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών στο Αιγαίο. Το Αιγαίο επιλέχθηκε για τη συγκεκριμένη ανάλυση, καθώς αφενός αποτελεί την τοποθεσία έναρξης του επεισοδίου EMT και, αφετέρου, διότι μορφολογικά και τοπογραφικά καθίσταται ιδιαίτερα ευαίσθητο στις ατμοσφαιρικές δράσεις.

Για την επίτευξη της σύνδεσης αυτής κρίθηκε απαραίτητη η ανάλυση ατμοσφαιρικών δεδομένων. Δεδομένου ότι οι μετρήσεις των ατμοσφαιρικών παραμέτρων πάνω από τη θάλασσα είναι πρακτικά δύσκολο να συγκεντρωθούν για μια τόσο μεγάλη χρονική περίοδο, ως εκ τούτου, παραχωρήθηκαν τα αποτελέσματα από την προσομοίωση του μοντέλου NEMOMED8 από τη Météo-France/CNRM (Sevault et al., 2009). Πρόκειται για ένα συζευγμένο ατμοσφαιρικό-ωκεανογραφικό μοντέλο για την περιοχή της Μεσογείου βασισμένο στα μοντέλα ARPERA, NEMO-v2, με οριζόντια ανάλυση $1/8^\circ$ (~9-12 km) και αναλύεται σε 160x394 σημεία. Τα αποτελέσματα περιελάμβαναν μέσες ημερήσιες τιμές των ατμοσφαιρικών παραμέτρων για όλη τη Μεσόγειο.

Οι ατμοσφαιρικές παράμετροι που αξιοποιήθηκαν για την εξαγωγή των επιθυμητών συμπερασμάτων είναι οι εξής:

- Η καθαρή ροή θερμότητας σε W/m^2 (Q_{net}).
- Η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας σε $^{\circ}C$ (SST).
- Η επιφανειακή αλατότητα της θάλασσας (SSS).
- Οι εκροές των ποταμών (R).
- Η ροή γλυκού νερού σε m/y (E-P-R, εξάτμιση (E) μείον τη βροχόπτωση (P) και τις εκροές των ποταμών (R)).

Αξίζει να σημειωθεί ότι στο συγκεκριμένο μοντέλο η εκροή των νερών της Μαύρης Θάλασσας στο Αιγαίο θεωρείται σαν ποτάμι και συνεπώς περιλαμβάνεται στις τιμές των εκβολών των ποταμών (R).

Μια πολύ σημαντική παράμετρος για τη μελέτη των φαινομένων δημιουργίας βαθιών νερών, όπως έχει ήδη αναφερθεί στο θεωρητικό μέρος, είναι η ροή πλευστότητας. Θετικές τιμές της ροής πλευστότητας ($B > 0$) αντιστοιχούν σε απώλεια πλευστότητας από την επιφάνεια της θάλασσας που προκαλεί αύξηση στην πυκνότητα των επιφανειακών νερών, συμβάλλοντας έτσι στην τροποποίηση των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών τους και στον ενδεχόμενο σχηματισμό πυκνών νερών. Αρνητικές ροές πλευστότητας ($B < 0$) αντικατοπτρίζουν κέρδος της πλευστότητας στην επιφάνεια, η οποία καθιστά την στρωματοποίηση της στήλης του νερού πιο ισχυρή, με αποτέλεσμα ο σχηματισμός βαθιών νερών να είναι απίθανο να συμβεί. Ο υπολογισμός της ροής πλευστότητας έγινε σύμφωνα με τη σχέση (2.1), όπου η επιφανειακή αλατότητα, η συνολική ροή θερμότητας και γλυκού νερού είναι γνωστές από τα δεδομένα του NEMOMED8. Οι συντελεστές θερμικής εκτόνωσης και αλατικής συστολής παίρνουν τις τιμές $\alpha = 2.49 \times 10^{-4} K^{-1}$ και $\beta = 7.45 \times 10^{-4}$ αντίστοιχα και τέλος, η ειδική θερμότητα νερού είναι ίση με $3990 J kg^{-1}K^{-1}$. Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι μέσες ετήσιες τιμές των ροών θερμότητας και γλυκού νερού, της επιφανειακής θερμοκρασίας και αλατότητας και των απωλειών πλευστότητας για την εξαγωγή των αντίστοιχων χρονοσειρών για την περίοδο 1961-2011 (Georgiou et al., 2013).

Οι διαδικασίες δημιουργίας βαθιών νερών εμφανίζονται κυρίως το χειμώνα λόγω υψηλών απωλειών θερμότητας (και κατά τη διάρκεια ακραίων επεισοδίων), καθώς

και από ισχυρές απώλειες πλευστότητας προς το τέλος του χειμώνα (Bryden & Stommel, 1984). Προκειμένου να εντοπιστούν τα ακραία αυτά επεισόδια στις ροές θερμότητας η ανάλυση επικεντρώθηκε στη διάρκεια του χειμώνα και συγκεκριμένα την περίοδο από Ιανουάριο έως Μάρτιο. Για το λόγο αυτό, υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές των ημερών μεταξύ της περιόδου Ιανουαρίου-Μαρτίου όλων των ατμοσφαιρικών ροών και παραμέτρων της επιφάνειας της θάλασσας (SST, SSS) και παρουσιάζονται σε χρονοσειρές στο κεφάλαιο των αποτελεσμάτων καθώς επίσης παρουσιάζονται και οι χρονοσειρές των ημερήσιων τιμών της ροής θερμότητας μόνο για τους χειμερινούς μήνες.

Δεδομένου ότι δεν υπάρχει ορισμός στην βιβλιογραφία για τον προσδιορισμό των ακραίων απωλειών θερμότητας, ορίζουμε ως ακραία επεισόδια τις ημέρες του χειμώνα (Ιανουάριος-Μάρτιος) που χαρακτηρίζονται από απώλειες θερμότητας μεγαλύτερες από μια οριακή τιμή. Για το Αιγαίο Πέλαγος η τιμή αυτή τέθηκε ίση με 350 W/m^2 . Η τιμή αυτή επιλέχτηκε έτσι ώστε τα ακραία επεισόδια να αντιστοιχούν σε λιγότερο από το 30% της διακύμανσης των απωλειών θερμότητας ($\bar{Q}_{\text{net}} \pm 1.25 \sigma$) κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Για κάθε έτος της περιόδου που μελετάται, αθροίστηκε ο αριθμός των ημερών ακραίων επεισοδίων και παρουσιάζεται στο αντίστοιχο ραβδόγραμμα στο κεφάλαιο των αποτελεσμάτων.

4 Αποτελέσματα

4.1 Διακυμάνσεις στα χαρακτηριστικά των βαθιών και ενδιάμεσων νερών

Στην ενότητα που ακολουθεί παρουσιάζονται οι χρονοσειρές των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών των βαθιών για κάθε λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου και η ανάλυσή τους για την περίοδο 1960-2012. Για την πιθανή σύνδεση των μεταβολών στα βαθιά νερά με μεταβολές στα ενδιάμεσα νερά της Λεβαντίνης θεωρήθηκε απαραίτητη και η ανάλυση των χρονοσειρών των χαρακτηριστικών των LIW. Ο σχηματισμός των βαθιών νερών επηρεάζεται σημαντικά από την παρουσία των LIW πριν από την έναρξη των επεισοδίων δημιουργίας, όπως έδειξαν οι Wu and Haines (1996), καθώς συμβάλλει στην αύξηση του περιεχόμενου αλατιού που είναι αναγκαίο για τη δημιουργία βαθιών νερών.

4.1.1 Αιγαίο

Οι χρονοσειρές των μέσων ετήσιων τιμών των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών (800 μέχρι τον πυθμένα) στη λεκάνη του Αιγαίου (Εικόνα 4.1) παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις. Οι διακυμάνσεις αυτές μπορεί να συνδεθούν με το μικρό μέγεθος και την πολύπλοκη τοπογραφία της λεκάνης αλλά και με τις ανταλλαγές του Αιγαίου με τις λεκάνες της Λεβαντίνης και του Ιονίου.

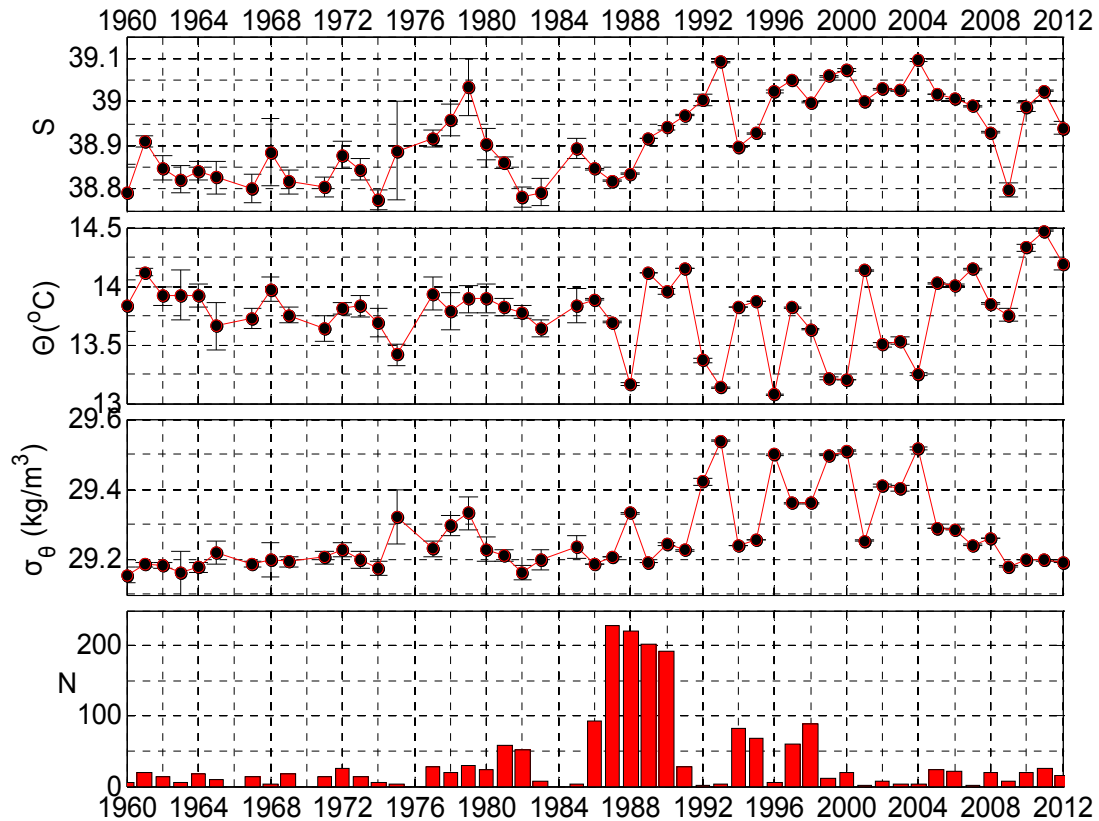
Στη χρονοσειρά της αλατότητας (S) παρατηρούνται σημαντικές υπερετήσεις έως και δεκαετείς διακυμάνσεις. Συνεχής αύξηση της αλατότητας παρατηρείται τις περιόδους 1974-1979 και 1987-1993 (περίοδος EMT) της τάξης των 0.3 μονάδων αλατότητας, με την τελευταία να είναι η πιο σημαντική εφόσον τότε η αλατότητα παίρνει τη μέγιστη τιμή (39.1), που εμφανίζεται σε όλη την εξεταζόμενη περίοδο. Αξίζει να σημειωθεί ότι την περίοδο πριν το επεισόδιο του EMT (1960-1986) η μέση τιμή της αλατότητας είναι 38.86, ενώ κατά τη διάρκεια του EMT και την μετέπειτα περίοδο (1987-2012) η μέση τιμή είναι 38.99. Η μετατόπιση της μέσης τιμής των βαθιών νερών του Αιγαίου οφείλεται κυρίως στην νέα βαθιά υδάτινη μάζα που δημιουργήθηκε την περίοδο του EMT στη λεκάνη, η οποία χαρακτηρίζεται από υψηλότερες τιμές αλατότητας από τα προϋπάρχοντα βαθιά νερά. Μετά την περίοδο

του EMT, η αλατότητα παραμένει σε υψηλές τιμές και μόνο μετά το 2004 εμφανίζεται μείωση, αλλά γενικά παραμένει σε υψηλότερες τιμές από εκείνες που είχε πριν το EMT.

Η θερμοκρασία (Θ) των βαθιών νερών παρουσιάζει μικρές διακυμάνσεις μέχρι τα μέσα του 1980 με εύρος της τάξης των $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Στη συνέχεια, η χρονοσειρά της Θ χαρακτηρίζεται από μεγάλες μεταβολές πλάτους περίπου $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Τα πιο σημαντικά επεισόδια ψύξης σημειώθηκαν τα τέλη του 1980, τα οποία συνοδεύτηκαν με αύξηση στην αλατότητα και οδήγησαν σε ιδιαίτερα υψηλές τιμές πυκνότητας. Οι υψηλές αυτές τιμές στην πυκνότητα των βαθιών νερών στο Αιγαίο έχουν συνδεθεί με το EMT (Theocharis et al., 1999b). Μετά το 2004, η θερμοκρασία παρουσιάζει αυξητική τάση, ενώ στο τέλος της εξεταζόμενης περιόδου φτάνει στις μέγιστες τιμές της.

Όσον αφορά την πυκνότητα (σ_{θ}) των βαθιών νερών στο Αιγαίο, φαίνεται ότι η χρονοσειρά της ακολουθεί κυρίως τις μεταβολές της θερμοκρασίας. Οι τιμές της σ_{θ} κυμαίνονται στα 29.2 kg/m^3 , εκτός από τις δύο περιόδους του 1975-1979 και 1992-2004 που η μέση τιμή της είναι περίπου 29.3 kg/m^3 και 29.4 kg/m^3 αντίστοιχα. Είναι εμφανές και στη χρονοσειρά της σ_{θ} ότι οι μέγιστες τιμές εμφανίζονται κατά το τέλος του EMT και στην αρχή της περιόδου μετά από αυτό.

Για όλη την περίοδο μελέτης τόσο η αλατότητα όσο και η θερμοκρασία εμφανίζουν αυξητική τάση της τάξης των 0.004 το χρόνο για την αλατότητα και $0.0003\text{ }^{\circ}\text{C}$ το χρόνο για τη θερμοκρασία. Παρόλα αυτά, από το 1960 έως τα μέσα του 1980 (προ-EMT) η θερμοκρασία χαρακτηρίζεται από αρνητική τάση με μείωση περίπου $-0.009\text{ }^{\circ}\text{C}$ το χρόνο και από μια απότομη τάση αύξησης της θερμοκρασίας περί των $0.04\text{ }^{\circ}\text{C}$ το χρόνο κατά τη μετά-EMT περίοδο (1994-2012). Οι παραπάνω τάσεις στη θερμοκρασία σε συνδυασμό με την αυξητική τάση στην αλατότητα σε όλη την υπό εξέταση περίοδο, οδήγησαν σε μια αυξητική τάση στην πυκνότητα της τάξης των 0.006 kg/m^3 το χρόνο την πρώτη περίοδο (1960-2004) και σε μια τάση μείωσης περίπου -0.02 kg/m^3 το χρόνο την περίοδο 2005-2012.



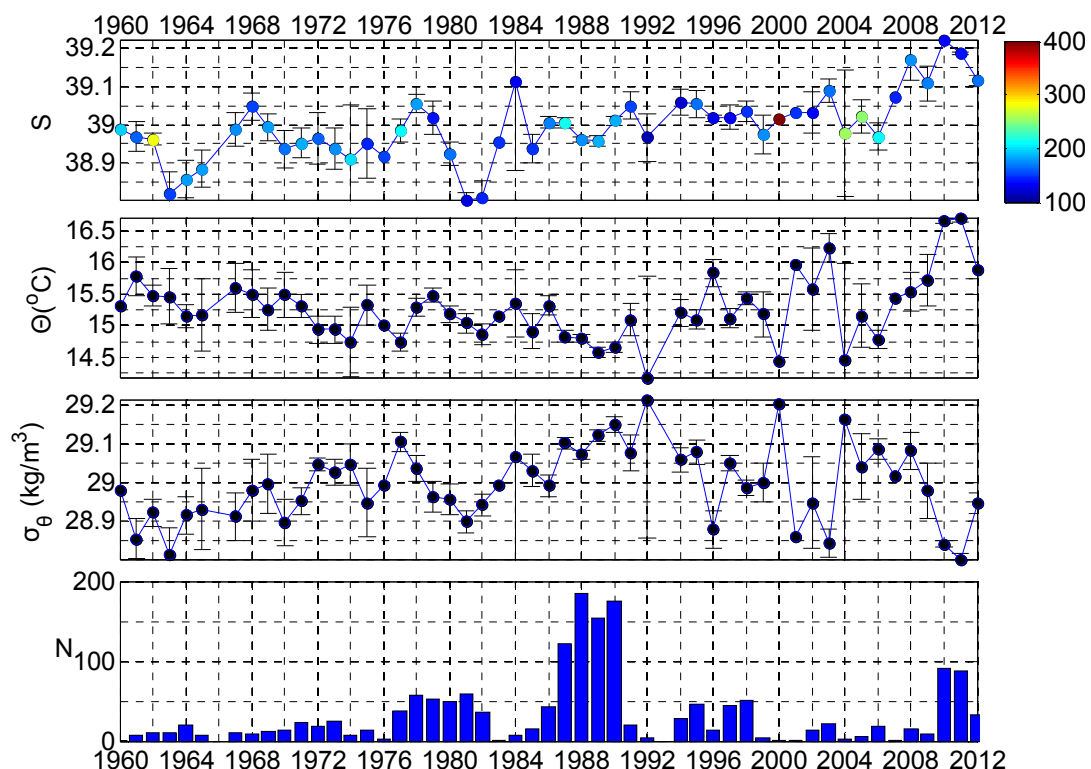
Εικόνα 4.1: ΑΙΓΑΙΟ- Χρονοσειρές της αλατότητας (S), της δυναμικής θερμοκρασίας (Θ), της δυναμικής πυκνότητας (σ_θ) για τα βαθιά νερά του Αιγαίου (βάθη μεγαλύτερα των 800m) και ραβδόγραμμα του αριθμού των βαθιών παρατηρήσεων (N) στο Αιγαίο.

Οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή των χρονοσειρών που σχετίζονται με το μέγιστο αλατότητας στο Αιγαίο την περίοδο 1960-2012 είναι συνολικά 1442 (Εικόνα 4.2). Στο Αιγαίο παρουσιάστηκαν οι περισσότερες δυσκολίες για την ανίχνευση των LIW ως μέγιστο αλατότητας στα προφίλ των παρατηρήσεων. Αυτό συνέβη για το λόγο ότι μετά τα τέλη του '80 δημιουργούνται και στο Αιγαίο ενδιάμεσες υδάτινες μάζες (CIW, Lascaratos et al., 1993) με παρόμοια πυκνότητα με εκείνη των LIW αλλά με ελαφρώς μεγαλύτερη αλατότητα και θερμοκρασία. Έτσι η ανάλυση των παρακάτω χρονοσειρών δεν αναφέρεται μόνο στον πυρήνα LIW, αλλά και στις εξίσου πυκνές ενδιάμεσες μάζες που δημιουργούνται στο Αιγαίο. Το μέσο βάθος του πυρήνα των LIW είναι περίπου στα 200m, όπως φαίνεται στη χρονοσειρά της αλατότητας.

Καθ' όλη την περίοδο μελέτης (1960-2012) τα χαρακτηριστικά των LIW (S, Θ και σ_θ) εμφανίζουν αυξητική τάση της τάξης των 0.004, 0.007 $^{\circ}\text{C}$ και 0.001 kg/m^3 το χρόνο, αντίστοιχα.

Παρά τη γενικά αυξητική τάση που χαρακτηρίζει τη Θ , αξίζει να σημειωθεί ότι από την αρχή της περιόδου μέχρι τις αρχές του '90 παρουσιάζει σταδιακή μείωση, ενώ παίρνει και την ελάχιστη τιμή (14.2 $^{\circ}\text{C}$). Στην επόμενη περίοδο η Θ παρουσιάζει αύξηση και εμφανίζει τις μέγιστες τιμές ολόκληρης της χρονοσειράς.

Τοπικά μέγιστες τιμές αλατότητας εμφανίζονται το 1968, 1978, 1984 και το 2010 με την τελευταία τιμή να χαρακτηρίζει το μέγιστο όλης της χρονοσειράς. Η αλατότητα παρουσιάζει ελάχιστες τιμές στα μέσα της δεκαετίας του '60 και στις αρχές του 1980, που συμπίπτουν με τα ελάχιστα που εμφανίζει η πυκνότητα των LIW. Επίσης, η μεγαλύτερη τιμή της πυκνότητας των ενδιάμεσων νερών στο Αιγαίο εμφανίζεται το 1992 ($\sigma_\theta \sim 29.2 \text{ kg}/\text{m}^3$). Στο τέλος της περιόδου (1991-2008) φαίνεται ότι μεγαλύτερη επίδραση στην πυκνότητα έχει η θερμοκρασία που προκαλεί τη σταδιακή μείωσή της.



Εικόνα 4.2: ΑΙΓΑΙΟ- Μέσες ετήσιες τιμές της αλατότητας (S), της θερμοκρασίας (Θ), της δυνητικής πυκνότητας (σ_θ) στο βάθος όπου η αλατότητα είναι μέγιστη και ραβδόγραμμα του αριθμού των αντίστοιχων υδρογραφικών σταθμών (N). Η χρωματική κλίμακα αντιπροσωπεύει το βάθος (m) που εντοπίζεται το μέγιστο της αλατότητας.

4.1.2 Αδριατική

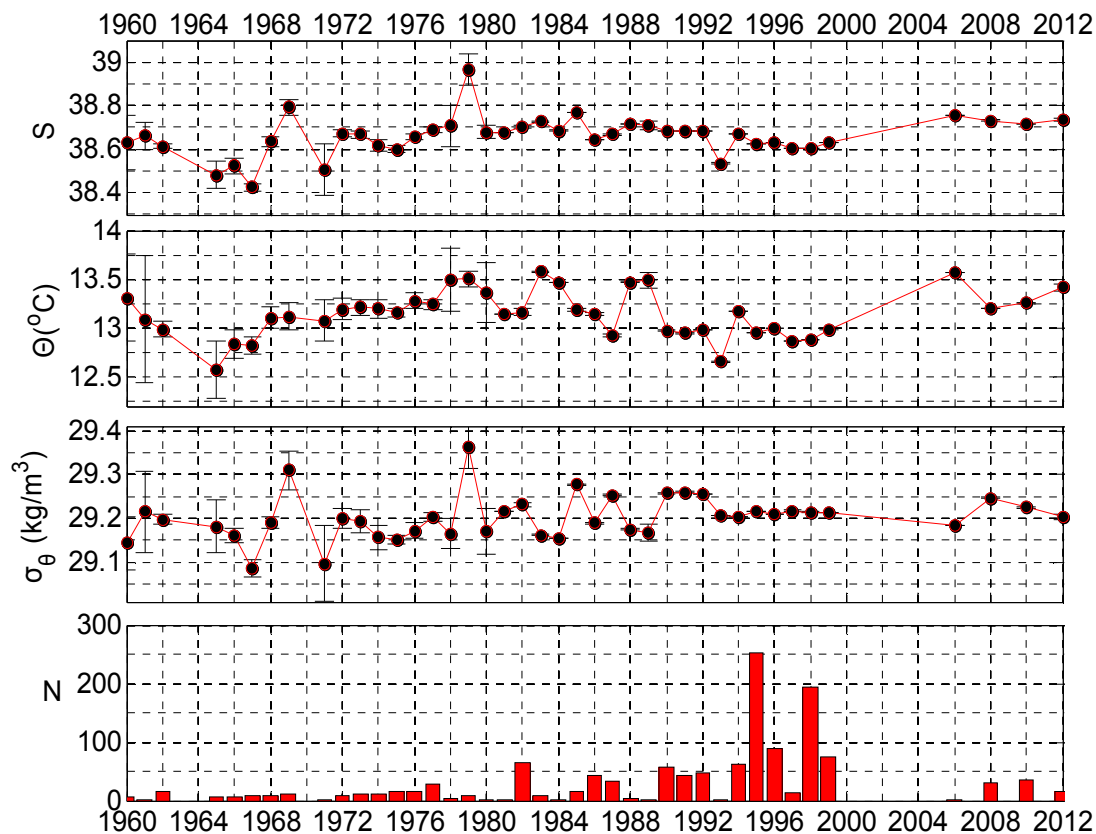
Τα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών στην Αδριατική (σε βάθη μεγαλύτερα από 700m) παρουσιάζουν υπερετήσεις έως δεκαετίες ταλαντώσεις (Εικόνα 4.3), αλλά αρκετά μικρότερες από εκείνες που παρατηρούνται στο Αιγαίο. Όπως και στο Αιγαίο έτσι και στην Αδριατική οι έντονες διακυμάνσεις συνδέονται με το μικρό μέγεθος της λεκάνης και με τη γρήγορη απόκριση της λεκάνης στις επιφανειακές αλληλεπιδράσεις με την ατμόσφαιρα. Η περιοχή δειγματοληψίας αναφέρεται ουσιαστικά στο νότιο βαθύτερο τμήμα της λεκάνης, όπου συναντώνται βάθη μεγαλύτερα των 700m.

Στη χρονοσειρά της θερμοκρασίας εμφανίζονται μεγάλες ταλαντώσεις πλάτους περίπου 0.5°C . Παρατηρείται σταδιακή αύξηση περίπου 0.05°C το χρόνο, με διάρκεια περίπου είκοσι ετών (1963-1983), την επόμενη δεκαετία (1983-1993) παρατηρείται αρνητική τάση περίπου -0.06°C το χρόνο, ενώ την τελευταία δεκαετία φαίνεται να υπάρχει αυξητική τάση της τάξης των 0.03°C το χρόνο. Επεισόδια ψύξης παρουσιάζονται από τα μέσα του 1980 έως τα μέσα του 1990 με το ελάχιστο να παρατηρείται το 1993. Το ελάχιστο της Θ του 1993 δεν είναι αντιπροσωπευτικό της λεκάνης καθώς προέρχεται από μια παρατήρηση CTD. Αξίζει να σημειωθεί ότι η μέση τιμή της Θ την περίοδο 1968-1989 είναι περίπου στους 13.3°C , ενώ την περίοδο 1990-1999 είναι $\sim 13^{\circ}\text{C}$ και στο τέλος της εξεταζόμενης περιόδου (2006-2012) είναι 13.4°C .

Η αλατότητα των βαθιών νερών της Αδριατικής, αν και οι παρατηρήσεις στην αρχή της περιόδου είναι λίγες και τα συμπεράσματα είναι αμφίβολα, χαρακτηρίζονται από μεγάλες διακυμάνσεις μέχρι τα τέλη του 1970 με πλάτος περίπου 0.4. Μέγιστο της αλατότητας εμφανίζεται το 1979 (~ 39). Στη συνέχεια, από τα μέσα της δεκαετίας του 1980 μέχρι τα τέλη του 1990 οι διακυμάνσεις είναι μικρότερες (~ 0.1) και παρουσιάζεται τάση μείωσης, περίπου -0.009 το χρόνο.

Στη χρονοσειρά της πυκνότητας των βαθιών νερών (σ_{θ}) στην Αδριατική (Εικόνα 4.3) είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι η διακύμανση την περίοδο 1993-1999 είναι σχεδόν αμελητέα, καθώς οι μεταβολές των S και Θ αλληλοεξουδετερώνονται. Το παραπάνω, πιθανόν συνδέεται με τις αλλαγές στη θερμοαλατική κυκλοφορία λόγω του EMT. Μέγιστες τιμές της πυκνότητας εμφανίζονται με διαφορά μιας δεκαετίας το 1969 και 1979.

Οι τάσεις ολόκληρης της περιόδου και για τις τρεις παραμέτρους παρουσιάζουν πολύ μικρή αύξηση ανά χρόνο της τάξης των 0.002 για την αλατότητα, 0.002 °C για τη θερμοκρασία και 0.001 kg/m³ για την πυκνότητα. Το γεγονός ότι δεν παρουσιάζεται σταδιακή αύξηση στην αλατότητα ή στην πυκνότητα των βαθιών νερών της Αδριατικής όμοια με εκείνη στο Αιγαίο, την περίοδο του EMT, ενισχύει το συμπέρασμα ότι η συνεισφορά των νερών της Αδριατικής στα βαθιά νερά της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW) είναι ελάχιστη, καθώς για να συμβεί κάτι τέτοιο θα έπρεπε να υπάρχει άμεση σχέση με τις διακυμάνσεις αυτές. Γενικά, φαίνεται ότι στο τέλος της περιόδου η αλατότητα και η θερμοκρασία των βαθιών νερών παρουσιάζουν ελαφρώς υψηλότερες τιμές όπως διαπιστώνεται και από τους Rubino and Hainbucher (2007).



Εικόνα 4.3: ΑΔΡΙΑΤΙΚΗ- Χρονοσειρές της αλατότητας (S), της δυνητικής θερμοκρασίας (Θ), της δυνητικής πυκνότητας (σ_θ) για τα βαθιά νερά της Αδριατικής (βάθη μεγαλύτερα των 700m) και ραβδόγραμμα του αριθμού των βαθιών παρατηρήσεων (N) στην Αδριατική.

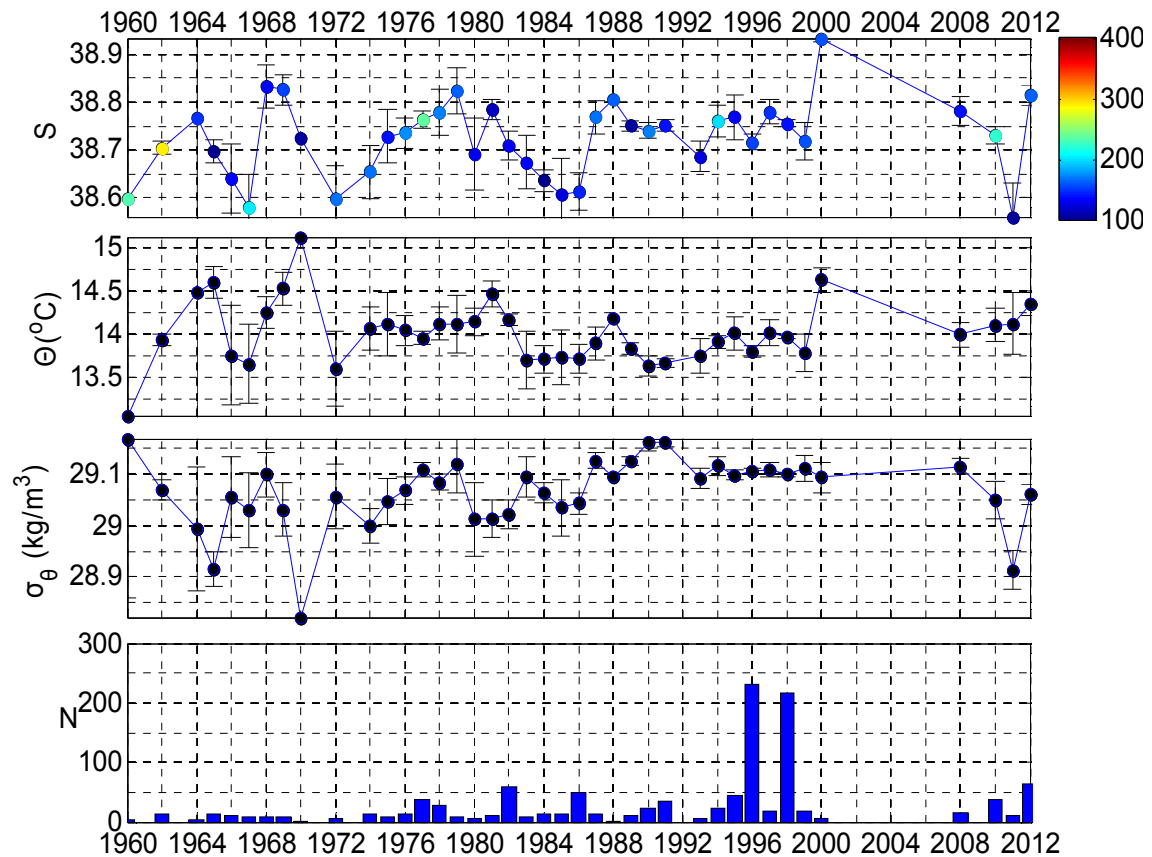
Οι παρατηρήσεις των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για τις χρονοσειρές των χαρακτηριστικών των LIW στη λεκάνη της Αδριατικής την περίοδο 1960-2012 είναι

οι λιγότερες από όλες τις λεκάνες και είναι συνολικά 1007 (Εικόνα 4.4). Μέχρι και τις αρχές της δεκαετίας του 1970 οι διακυμάνσεις στα χαρακτηριστικά των LIW είναι αμφίβολες λόγω του μικρού αριθμού των παρατηρήσεων την περίοδο αυτή.

Μείωση στη θερμοκρασία και στην αλατότητα των LIW παρατηρείται την περίοδο 1988-1993. Η περίοδος αυτή συμπίπτει με την περίοδο του EMT και επικαλύπτει την περίοδο 1988-1997 της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στο Ιόνιο, όπου παρατηρείται μείωση της αλατότητας στην Αδριατική (Gačić et al., 2010). Επίσης, η θερμοκρασία των LIW στην Αδριατική παρουσιάζει μεταβολή από την περίοδο 1974-1982, όπου η μέση τιμή της ήταν περίπου $14.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, ενώ στην περίοδο 1983-1999 με τη μέση τιμή στους $13.8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Τοπικά μέγιστα στη χρονοσειρά της αλατότητας εμφανίζονται τις χρονιές/περιόδους 1968-1969, 1979, 1988 και το ολικό μέγιστο το 2000 (~ 38.9). Όσον αφορά την πυκνότητα των LIW στην Αδριατική παρουσιάζει ταλαντώσεις γύρω από την τιμή των 29.07 kg/m^3 με πλάτος 0.1 kg/m^3 περίπου. Η σημαντικότερη μεταβολή εμφανίζεται την περίοδο 1980-1992, όπου εμφανίζεται σταδιακή αύξηση μέχρι τη μέγιστη τιμή της το 1992 (29.16 kg/m^3).

Για όλη την περίοδο μελέτης τόσο η αλατότητα όσο και η πυκνότητα εμφανίζουν αυξητική τάση της τάξης των 0.001 και 0.001 kg/m^3 το χρόνο αντίστοιχα. Αντίθετα, η θερμοκρασία παρουσιάζει γενικά αρνητική τάση της τάξης των $-0.005\text{ }^{\circ}\text{C}$ το χρόνο. Το μέσο βάθος του πυρήνα των LIW στην Αδριατική σύμφωνα με τις παρατηρήσεις είναι περίπου 155m.



Εικόνα 4.4: ΑΔΡΙΑΤΙΚΗ- Μέσες ετήσιες τιμές της αλατότητας (S), της θερμοκρασίας (Θ), της δυναμικής πυκνότητας (σ_θ) στο βάθος όπου η αλατότητα είναι μέγιστη και ραβδόγραμμα του αριθμού των αντίστοιχων υδρογραφικών σταθμών. Η χρωματική κλίμακα αντιπροσωπεύει το βάθος (m) που εντοπίζεται το μέγιστο της αλατότητας.

4.1.3 Λεβαντίνη

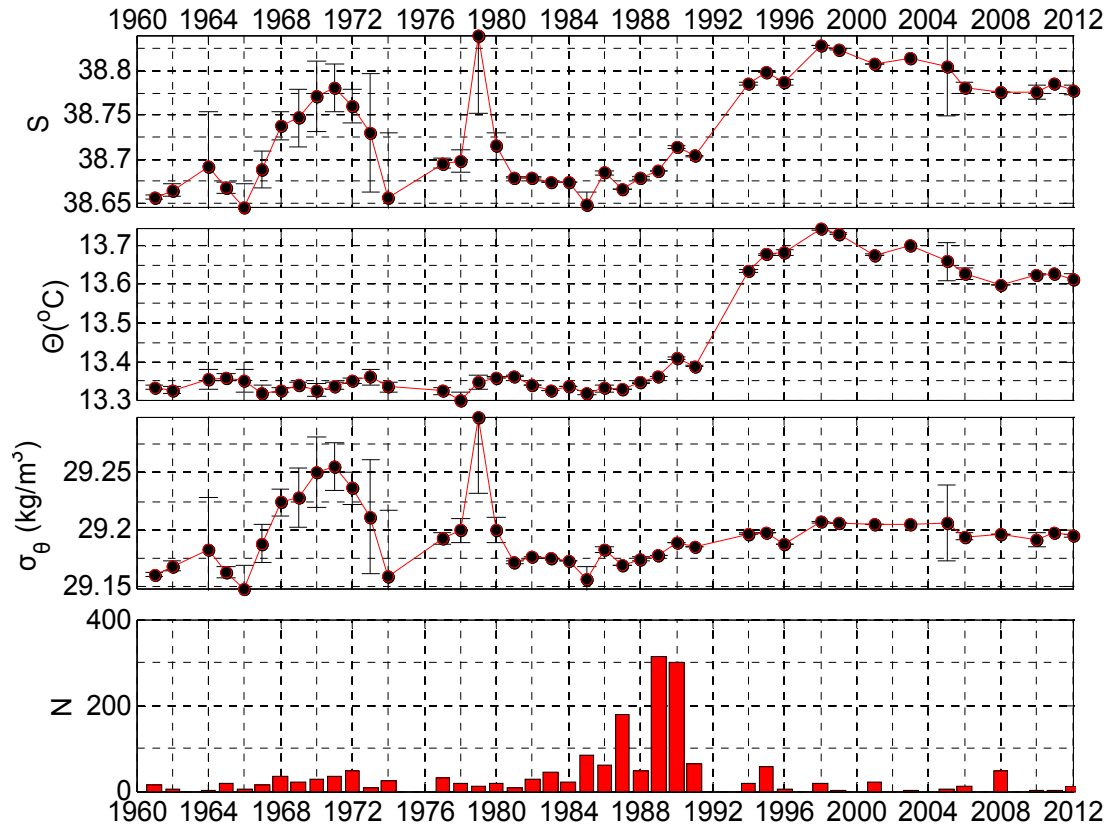
Οι χρονοσειρές των μέσων ετήσιων τιμών των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών στη Λεβαντίνη (2000 μέχρι τον πυθμένα) παρουσιάζονται στην Εικόνα 4.5. Οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας και της αλατότητας παρουσιάζουν μέγιστες τιμές κατά τη διάρκεια του EMT, ενώ η αύξηση των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών ξεκινά στα τέλη του 1980.

Σημαντική αύξηση της αλατότητας (κατά ~ 0.12) παρατηρείται από τα μέσα της δεκαετίας του 1960 έως τις αρχές του 1970 μαζί με μια αρκετά μικρότερη αύξηση στη Θ και αύξηση της πυκνότητας μεγαλύτερη από 0.05 kg/m^3 . Το επεισόδιο αυτό έχει αναγνωρισθεί επίσης από τους Theocharis et al. (2002b) και Manca et al. (2004).

Στα τέλη του 1970, συγκεκριμένα το 1979, εμφανίζεται ακόμη ένα μέγιστο στη χρονοσειρά της αλατότητας που οδηγεί σε εξαιρετικά υψηλή πυκνότητα της τάξης των 29.3 kg/m^3 . Το μέγιστο αυτό πιθανόν συνδέεται με τις αντίστοιχες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών των LIW στη Λεβαντίνη (Εικόνα 4.6) με την πυκνότητα (σ_θ) να παίρνει τις μέγιστες τιμές της χρονοσειράς. Η μεταβολή αυτή εμφανίζει τοπικό χαρακτήρα και πιθανά οφείλεται σε μεταβολή στη δημιουργία βαθιών νερών.

Σταδιακή αύξηση της αλατότητας εμφανίζεται την περίοδο 1986-1998 (με αύξηση περίπου 0.01 το χρόνο), ενώ την επόμενη περίοδο 1999-2012 σημειώνεται μικρή τάση μείωσης (-0.004 το χρόνο) με τη μέση τιμή της αλατότητας την περίοδο αυτή να παραμένει σε υψηλά επίπεδα (38.8).

Μέχρι τις αρχές του 1990, η μέση θερμοκρασία των βαθιών νερών είναι περίπου 13.3°C , ενώ από τα μέσα του 1990 μέχρι το τέλος της εξεταζόμενης περιόδου παραμένει σε υψηλότερες τιμές της τάξης των 13.7°C και την ίδια περίοδο εμφανίζεται, συγκεκριμένα το 1998, το μέγιστο της θερμοκρασίας με 13.74°C . Η μεταβολή αυτή της μέσης τιμής της θερμοκρασίας πιθανό να συνδέεται με την εισροή των θερμότερων και αλμυρότερων βαθιών νερών με προέλευση το Αιγαίο (CDW).



Εικόνα 4.5: ΛΕΒΑΝΤΙΝΗ- Χρονοσειρές της αλατότητας (S), της δυνητικής θερμοκρασίας (Θ), της δυνητικής πυκνότητας (σ_θ) για τα βαθιά νερά της Λεβαντίνης (βάθη μεγαλύτερα των 2000m) και ραβδόγραμμα του αριθμού των βαθιών παρατηρήσεων (N) στη Λεβαντίνη.

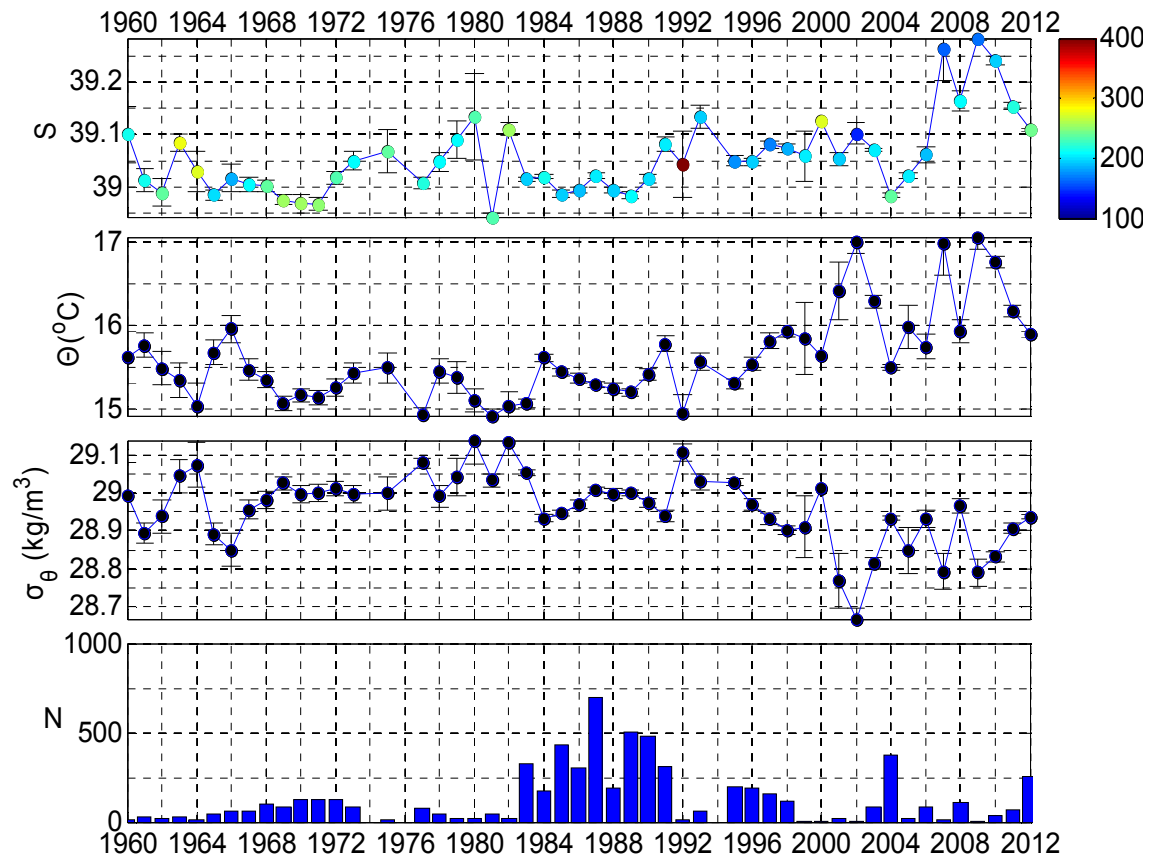
Το μέγιστο της αλατότητας, το οποίο αναφέρεται στον πυρήνα των LIW, ήταν εύκολα ανιχνεύσιμο στις παρατηρήσεις στη λεκάνη της Λεβαντίνης καθώς είναι η περιοχή δημιουργίας των LIW και έτσι η μεταβολή των χαρακτηριστικών τους, μέσω ανάμιξης, κατά την κυκλοφορία τους στη λεκάνη είναι μικρή. Το σύνολο των παρατηρήσεων από τις οποίες δημιουργήθηκαν οι χρονοσειρές των χαρακτηριστικών των LIW (Εικόνα 4.6) είναι 6010. Το μέσο βάθος του πυρήνα των LIW είναι περίπου στα 220m, όπως φαίνεται στη χρονοσειρά της αλατότητας.

Η αλατότητα του «πυρήνα» των LIW παρουσιάζει αυξημένες τιμές το 1980, το 1993 και την περίοδο 2007-2010. Γενικά, η μέση τιμή της αλατότητας του πυρήνα των LIW μέχρι το 2006, παρά κάποιες μικρές διακυμάνσεις, κυμαίνεται στο επίπεδο των 39, ενώ στο τέλος της περιόδου (2007-2012) «εκτοξεύεται» στο επίπεδο των 39.2. Η μέση τιμή της θερμοκρασίας του από τα τέλη του '90 παρουσιάζει αύξηση κατά 1 °C περίπου ενώ στο τέλος της περιόδου παρουσιάζει υπερβολικά υψηλές τιμές (~17 °C).

Οι παραπάνω μεταβολές αντανακλούνται και στην πυκνότητα, όπου η μέση τιμή της μειώνεται κατά 0.2 kg/m^3 .

Σημαντικές μεταβολές στα χαρακτηριστικά των LIW συμβαίνουν μετά τις αρχές του 1992 με τη θερμοκρασία του πυρήνα να έχει αυξητική τάση μέχρι το τέλος της περιόδου ($+0.08 \text{ }^\circ\text{C}$ ανά έτος) και διακυμάνσεις της τάξης των $1.5 \text{ }^\circ\text{C}$, ενώ στην πυκνότητα είναι εμφανής μια αρνητική τάση (-0.03 kg/m^3 ανά έτος) μέχρι το 2001. Στην αλατότητα η σταδιακή αύξηση ξεκινά από το 2004 και μαζί με τη συνεχή αύξηση της θερμοκρασίας οι μεταβολές αλληλοαναιρούνται και επομένως η πυκνότητα δεν συνεχίζει την πτωτική τάση, αλλά παραμένει σε χαμηλά επίπεδα ($\sim 28.8 \text{ kg/m}^3$). Η διαδικασία δημιουργίας LIW φαίνεται να μεταβάλλεται στην τελευταία περίοδο της μελέτης.

Παρατηρείται, επίσης, μείωση του βάθους που εμφανίζεται ο πυρήνας των LIW την τελευταία δεκαετία κατά περίπου 30m (ενώ το μέσο βάθος του πυρήνα των LIW ολόκληρης της περιόδου είναι περίπου 220m). Επιπλέον, το γεγονός ότι το 1992 το μέσο βάθος των LIW φτάνει στα επίπεδα των 400m αντιπροσωπεύει την αστάθεια της υδάτινης στήλης την περίοδο του EMT.



Εικόνα 4.6: ΛΕΒΑΝΤΙΝΗ- Μέσες ετήσιες τιμές της αλατότητας (S), της θερμοκρασίας (Θ), της δυναμικής πυκνότητας (σ_θ) στο βάθος όπου η αλατότητα είναι μέγιστη και ραβδόγραμμα του αριθμού των αντίστοιχων υδρογραφικών σταθμών (N). Η χρωματική κλίμακα αντιπροσωπεύει το βάθος (m) που εντοπίζεται το μέγιστο της αλατότητας.

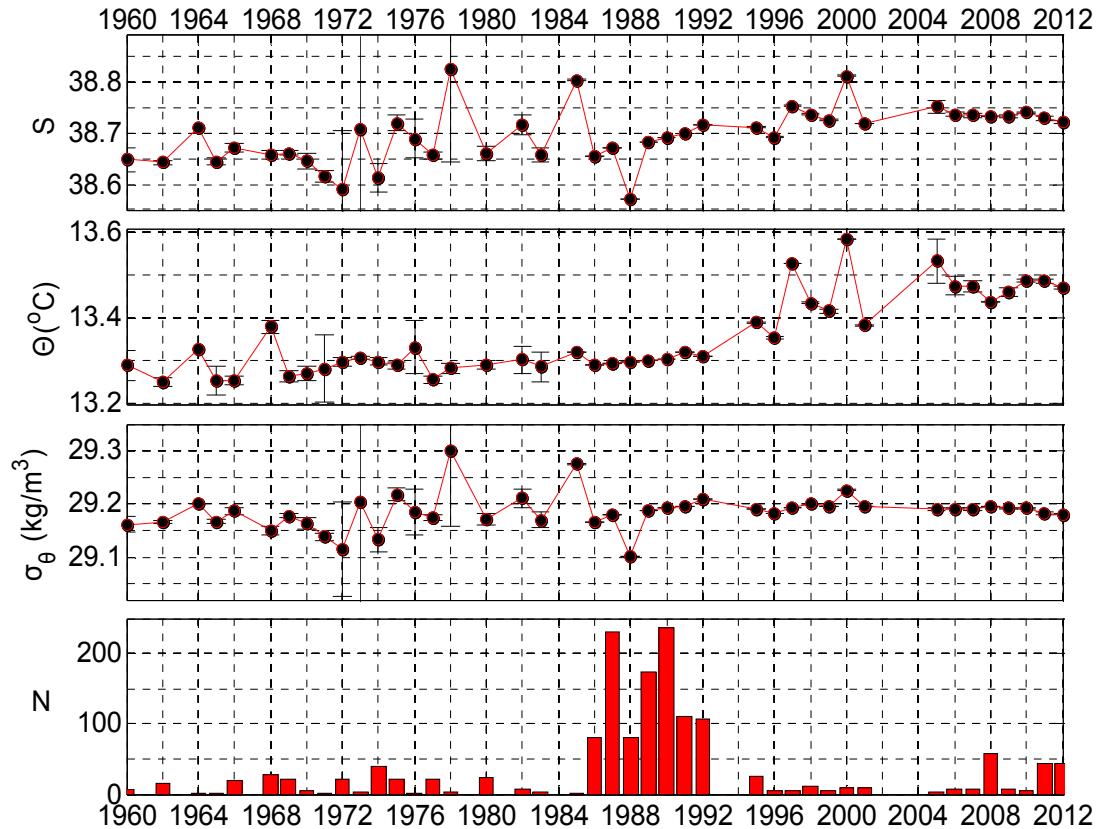
4.1.4 Ιόνιο

Οι χρονοσειρές των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών στο Ιόνιο παρουσιάζονται στην Εικόνα 4.7.

Στα βάθη μεγαλύτερα από 2000m η θερμοκρασία των νερών παρουσιάζει διακυμάνσεις της τάξης των 0.1°C και μέση τιμή 13.3°C μέχρι τις αρχές του 1990. Στη συνέχεια, ακολουθούν μεγάλες διακυμάνσεις, της τάξης 0.3°C , με τη μορφή υπερετήσιων ταλαντώσεων με σταδιακή αύξηση της θερμοκρασίας, η οποία φαίνεται να επηρεάζει τη λεκάνη για τις επόμενες δύο δεκαετίες. Μέγιστο της θερμοκρασίας εμφανίζεται την περίοδο 1997-2000 ($\sim 13.6^\circ\text{C}$), ενώ ακολούθως η θερμοκρασία μειώνεται ελαφρά. Η επίδραση του EMT είναι εμφανής και στη λεκάνη του Ιονίου, αλλά οι μεταβολές παρουσιάζουν μικρή υστέρηση.

Μέγιστα στην αλατότητα παρατηρούνται το 1978 (ολικό μέγιστο ~38.8), το 1985 χωρίς να συνδυάζονται με αύξηση στη θερμοκρασία και το μέγιστο του 2000. Οι παραπάνω μεταβολές στην αλατότητα είτε σχετίζονται με την εισροή κάποιας υδάτινης μάζας με διαφορετικά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά από τις γειτονικές λεκάνες είτε με σφάλματα κατά τη διάρκεια των παρατηρήσεων. Σταδιακή αύξηση της αλατότητας παρατηρείται την περίοδο 1988-2000 με ρυθμό αύξησης περίπου 0.01 το χρόνο.

Στη χρονοσειρά της πυκνότητας φαίνεται ότι οι διακυμάνσεις της ακολουθούν κυρίως τις μεταβολές της αλατότητας και ξεχωρίζουν τα μέγιστα του 1978 και 1985 (~29.3 kg/m³) και το ελάχιστο το 1988 (29.1 kg/m³). Το μέγιστο του 2000 συνοδεύεται με ταυτόχρονη αύξηση στη θερμοκρασία με αποτέλεσμα η πυκνότητα του βαθύτερου στρώματος να μην παρουσιάζει έντονη μεταβολή. Γενικά, η πυκνότητα του βαθύτερου στρώματος του Ιονίου κυμαίνεται στα 29.2 kg/m³ και χαρακτηρίζεται από μικρές διακυμάνσεις, της τάξης 0.05 kg/m³ εκτός από τις προαναφερόμενες χρονιές όπου παρατηρήθηκαν διακυμάνσεις των 0.2 kg/m³.

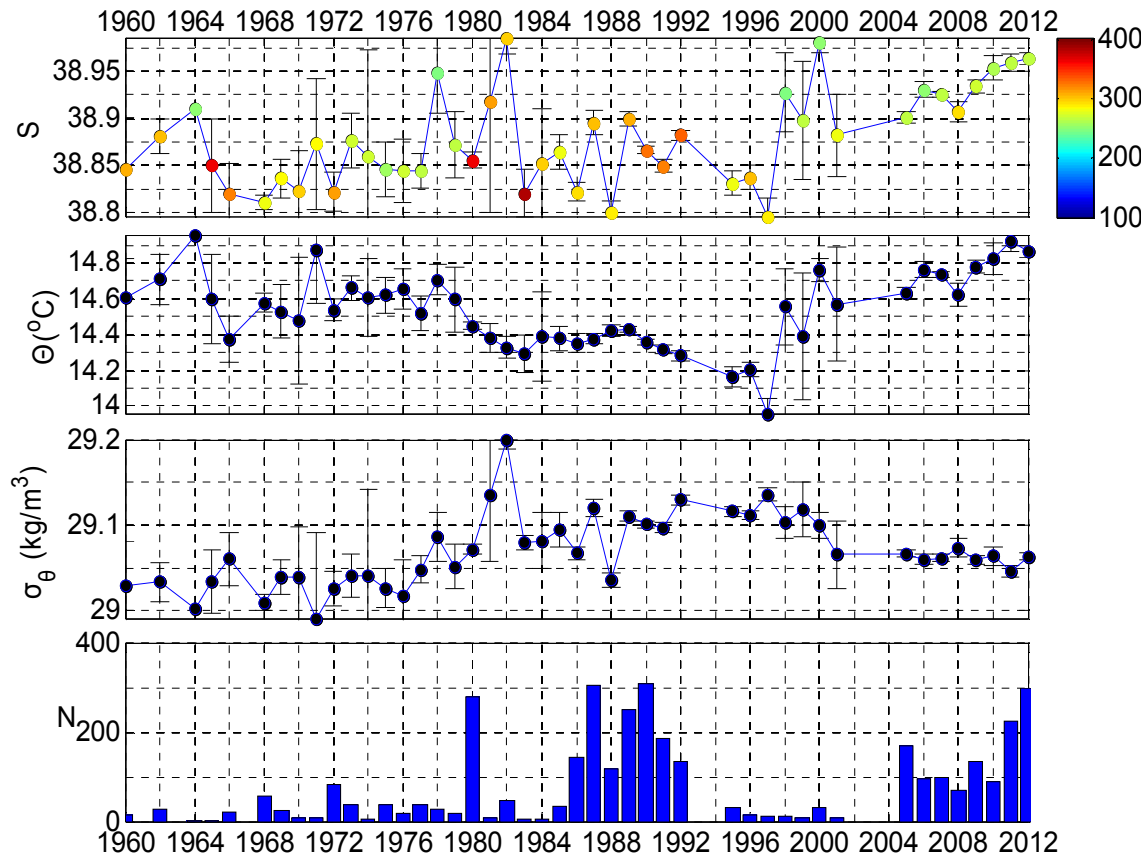


Εικόνα 4.7: IONIO- Χρονοσειρές της αλατότητας (S), της δυνητικής θερμοκρασίας (Θ), της δυνητικής πυκνότητας (σ_θ) για τα βαθιά νερά του Ιονίου (βάθη μεγαλύτερα των 2000m) και ραβδόγραμμα του αριθμού των βαθιών παρατηρήσεων (N) στο Ιόνιο.

Το σύνολο των παρατηρήσεων από τις οποίες δημιουργήθηκαν οι χρονοσειρές των χαρακτηριστικών των LIW στο Ιόνιο (Εικόνα 4.8) είναι 2441. Το μέσο βάθος του πυρήνα των LIW στο Ιόνιο είναι περίπου στα 300m, όπως φαίνεται στη χρονοσειρά της αλατότητας.

Παρατηρείται συνεχής μείωση της θερμοκρασίας από το 1980 φτάνοντας στην ελάχιστη τιμή ολόκληρης της περιόδου το 1997 ($\sim 14^\circ\text{C}$), ενώ το ίδιο παρατήρησαν (τάση ψύξης των LIW) και από την κλιματολογική τους ανάλυση, οι Painter και Tsimplis (2003). Το εύρος των τιμών της θερμοκρασίας κυμαίνεται από $14\text{--}15^\circ\text{C}$ και η αλατότητα είναι μεγαλύτερη από 38.8, που συμφωνούν με τις τιμές της βιβλιογραφίας. Στην αλατότητα παρουσιάζονται υπερετήσιες μεταβολές, με ταλαντώσεις πλάτους περίπου 0.1. Μέγιστες τιμές στην αλατότητα εμφανίζονται τις χρονιές 1978, το 1982 (ολικό μέγιστο) και το 2000.

Σημαντική αύξηση παρατηρείται στην πυκνότητα των LIW έως τις αρχές της δεκαετίας του '80 που παίρνουν τη μέγιστη τιμή (29.2 kg/m^3). Το μέγιστο οφείλεται κυρίως στην αύξηση της αλατότητας την ίδια χρονιά αλλά και στο γεγονός ότι η θερμοκρασία των LIW συνεχίζει να μειώνεται. Κάποιες από τις παρατηρούμενες διακυμάνσεις πιθανώς να οφείλονται στην επίδραση του CIW στα ενδιάμεσα στρώματα.



Εικόνα 4.8: IONIO- Μέσες ετήσιες τιμές της αλατότητας (S), της θερμοκρασίας (Θ), της δυναμικής πυκνότητας (σ_θ) στο βάθος όπου η αλατότητα είναι μέγιστη και ραβδόγραμμα του αριθμού των αντίστοιχων υδρογραφικών σταθμών (N). Η χρωματική κλίμακα αντιπροσωπεύει το βάθος (m) που εντοπίζεται το μέγιστο της αλατότητας.

Η μέση τιμή της θερμοκρασίας και της αλατότητας των βαθιών νερών σε όλες τις υπολεκάνες της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 4.1). Οι μεγαλύτερες τιμές αλατότητας και πυκνότητας όσο αφορά τα βαθύτερα στρώματα παρατηρούνται στη λεκάνη του Αιγαίου που εν μέρει αντισταθμίζονται από τιμές της θερμοκρασίας, οι οποίες είναι σχετικά υψηλότερες από τις άλλες περιοχές. Οι μέγιστες τιμές σ_θ παρατηρούνται στο Αιγαίο που

υπερβαίνουν τις αντίστοιχες τιμές στην Αδριατική. Στην Αδριατική παρατηρούνται τα πιο ψυχρά βαθιά νερά με τιμές σ_θ να παραμένουν μεγαλύτερες από εκείνες των βαθιών νερών του Ιονίου και της Λεβαντίνης.

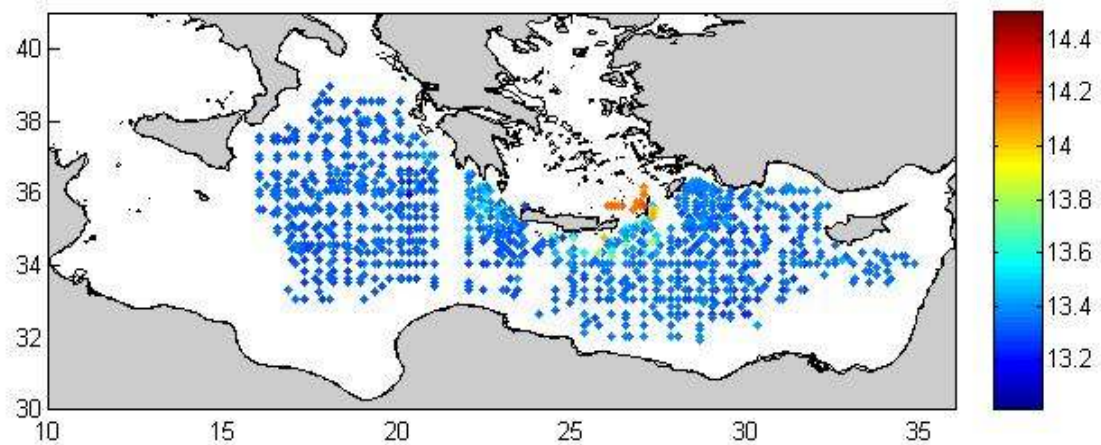
Πίνακας 4.1: Μέση τιμή των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών για την περίοδο 1960-2012 σε όλες τις λεκάνες της Ανατολικής Μεσογείου.

Μέση τιμή της περιόδου 1960-2012	Αιγαίο	Λεβαντίνη	Ιόνιο	Αδριατική
Δυναμική Θερμοκρασία (Θ , °C)	13.18	13.44	13.36	13.15
Αλατότητα (S)	38.92	38.73	38.69	38.66
Δυναμική πυκνότητα (σ_θ , kg/m ³)	29.27	29.19	29.18	29.2

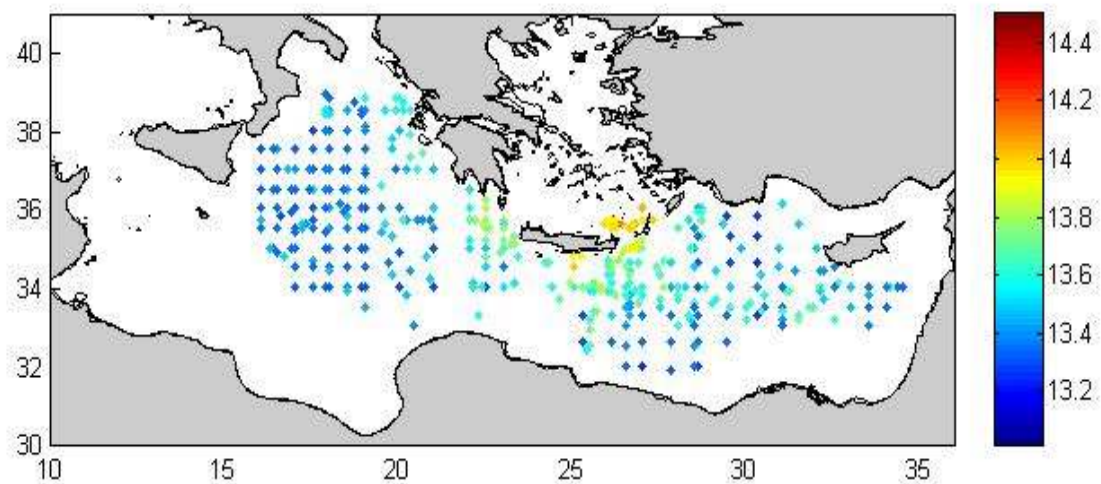
4.2 Χωρική κατανομή της θερμοκρασίας των βαθιών νερών

Ανάλυση σε οριζόντια χωρικές κατανομές των ιδιοτήτων για οποιαδήποτε χρονικό διάστημα πιθανόν να μην είναι αξιόπιστη από δεδομένα παρατηρήσεων άνισης χωρικής και χρονικής κατανομής. Παρόλα αυτά, γίνεται η προσπάθεια παρουσίασης των κυριότερων μεταβολών μεταξύ των δύο περιόδων αυτών, υπολογίζοντας από όλες τις παρατηρήσεις τη μέση τιμή της θερμοκρασίας στα 2000m σε κάνναβο (grid) των $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, για τις περιόδους πριν (Εικόνα 4.9) και μετά (Εικόνα 4.10) το επεισόδιο του EMT (1970-1990 και 1990-2012 αντίστοιχα).

Οι θερμοκρασίες στα 2000m στο Ιόνιο και στη Λεβαντίνη φαίνεται ότι είναι μικρότερες κατά την περίοδο πριν το EMT (Εικόνα 4.9) και διαφέρουν αρκετά από εκείνες στο Κρητικό Πέλαγος. Είναι ενδιαφέρον ότι οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες εμφανίζονται στα στενά της Κάσου (ανατολικά Κρητικά στενά), ενώ μετά το EMT (Εικόνα 4.10) φαίνεται η επίδρασή τους στη θερμοκρασία των βαθιών νερών τόσο της Λεβαντίνης όσο και του Ιονίου. Αυτό ενισχύει το συμπέρασμα των Roether et al. (2007) ότι τα πιο θερμά και πιο αλμυρά CDW εξαπλώνονται μέσω των στενών της Κάσου στις γειτονικές λεκάνες. Επίσης, διαπιστώνεται ότι η αύξηση της θερμοκρασίας των βαθιών νερών του Ιονίου γίνεται πιο αισθητή στο ανατολικό τμήμα του Ιονίου.



Εικόνα 4.9: Θερμοκρασία στο βάθος των 2000m. Ο υπολογισμός της μέσης θερμοκρασίας έγινε ανά $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ του γεωγραφικού πλάτους και μήκους, για την περίοδο 1970-1990.

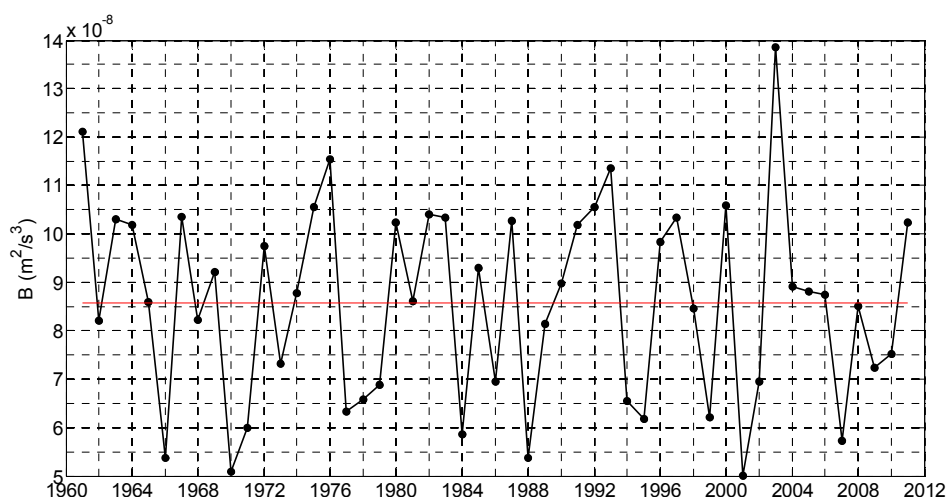


Εικόνα 4.10: Θερμοκρασία στο βάθος των 2000m Ο υπολογισμός της μέσης θερμοκρασίας έγινε ανά $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ του γεωγραφικού πλάτους και μήκους, για την περίοδο 1990-2012.

4.3 Μεταβολές ατμοσφαιρικών ροών στο Αιγαίο

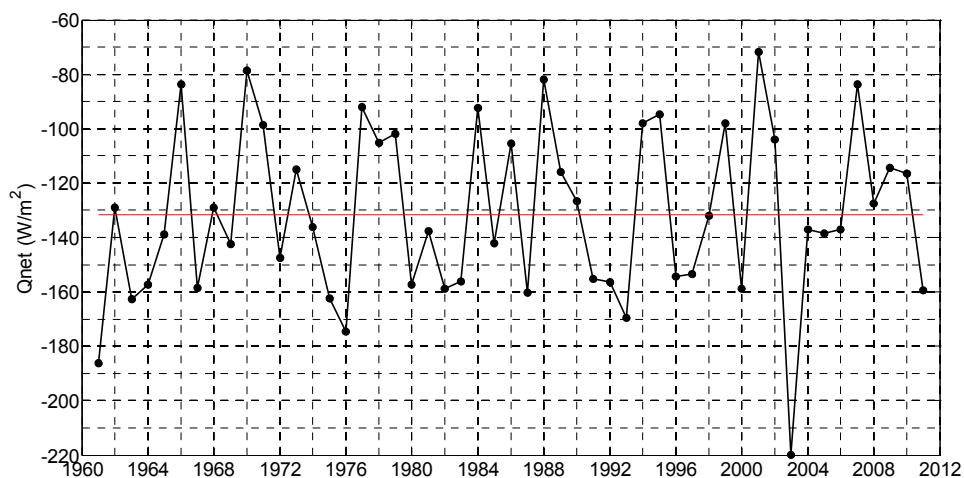
Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζονται οι υπερετήσιες μεταβολές των ατμοσφαιρικών ροών στο Αιγαίο. Το Αιγαίο επιλέχθηκε για τη συγκεκριμένη ανάλυση, καθώς αφενός αποτελεί την τοποθεσία έναρξης του επεισοδίου EMT και, αφετέρου, διότι μορφολογικά και τοπογραφικά καθίσταται ιδιαίτερα ευαίσθητο στις ατμοσφαιρικές δράσεις. Η πιθανή σύνδεση των μεταβολών των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών στο Αιγαίο με τις μεταβολές των τοπικών ατμοσφαιρικών δράσεων στην επιφάνεια της θάλασσας, ίσως οδηγήσει στην κατανόηση των μηχανισμών δημιουργίας βαθιών νερών.

Οι ροές πλευστότητας (B) κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Εικόνα 4.11) δείχνουν ότι η επιφάνεια του Αιγαίου υφίσταται σημαντικές απώλειες πλευστότητας κάθε χειμώνα, αλλά με μεγάλη διακύμανση με εύρος 0.5 έως $1.4 \text{ m}^2/\text{s}^3$. Κατά τη διάρκεια της περιόδου έναρξης του EMT (1988-1993) η απώλεια πλευστότητας το χειμώνα αυξάνεται συνεχώς και αυτό οδηγεί σε συνεχή αστάθεια της στήλης νερού με αποτέλεσμα οι συνθήκες σχηματισμού βαθιών νερών να είναι ευνοϊκότερες. Υπάρχουν επίσης, περίοδοι με απώλειες πλευστότητας μεγαλύτερες από το κανονικό, όπως το 1963-1964, 1975-1976 και 1982-1983. Η μέγιστη απώλεια πλευστότητας της εξεταζόμενης περιόδου παρατηρήθηκε το 2003, όπου σημειώθηκε αύξηση της ροής πάνω από $7 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}^3$ σε σχέση με τον προηγούμενο χειμώνα.

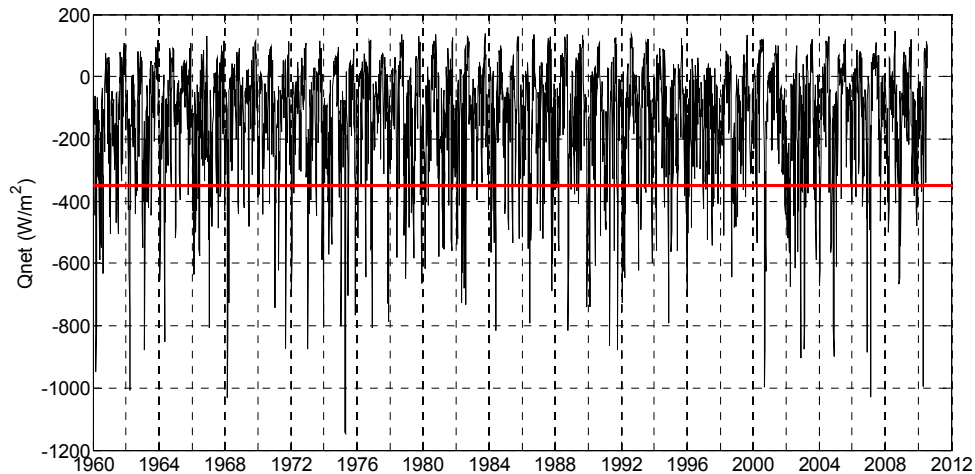


Εικόνα 4.11: ΑΙΓΑΙΟ-Μέση τιμή της απώλειας πλευστότητας (m^2/s^3) για το χειμώνα (Μέση τιμή των ημερήσιων τιμών από τον Ιανουάριο έως και το Μάρτιο). Με κόκκινο, η μέση τιμή της χρονοσειράς.

Σημαντικές διακυμάνσεις από χρόνο σε χρόνο (πάνω από 150 W/m^2) διαφαίνονται στη χρονοσειρά της μέσης ροής θερμότητας των ημερών του χειμώνα (Q_{net} , Εικόνα 4.12) με τη μέγιστη απώλεια θερμότητας να εμφανίζεται το 2003, και η χρονοσειρά ακολουθεί τις διακυμάνσεις της απώλειας πλευστότητας. Οι περίοδοι με αυξημένη απώλεια θερμότητας ταυτίζονται με εκείνες που παρατηρήθηκε αύξηση στην απώλεια πλευστότητας, οι οποίες είναι 1973-1976, 1988-1993 (περίοδος EMT), 2001-2003. Έντονη μεταβλητότητα παρουσιάζουν οι ημερήσιες τιμές της ροής θερμότητας τους χειμώνες της εξεταζόμενης περιόδου (Εικόνα 4.13). Οι μεγαλύτερες απώλειες θερμότητας παρατηρούνται κατά τη διάρκεια του Φεβρουαρίου και οι μέγιστες τιμές κέρδους θερμότητας που λαμβάνει η επιφάνεια του Αιγαίου το χειμώνα παρατηρούνται στα τέλη Μαρτίου, ενώ ακραία επεισόδια απώλειας θερμότητας μπορεί να συμβούν σε όλη τη διάρκεια του χειμώνα. Αξίζει να σημειωθεί ότι το επεισόδιο του EMT δεν χαρακτηρίζεται τόσο από ακραίες απώλειες θερμότητας, αλλά μάλλον από πιο συχνά επεισόδια μέτριας έντασης (όπως οι χειμώνες 1991-1993).

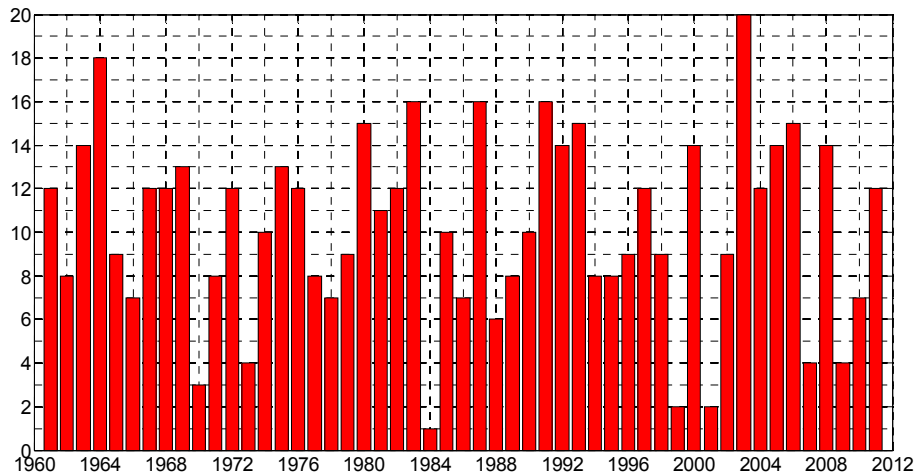


Εικόνα 4.12: ΑΙΓΑΙΟ-Μέση τιμή της απώλειας θερμότητας (W/m^2) για το χειμώνα (Μέση τιμή των ημερήσιων τιμών από τον Ιανουάριο έως και το Μάρτιο). Με κόκκινο, η μέση τιμή της χρονοσειράς.



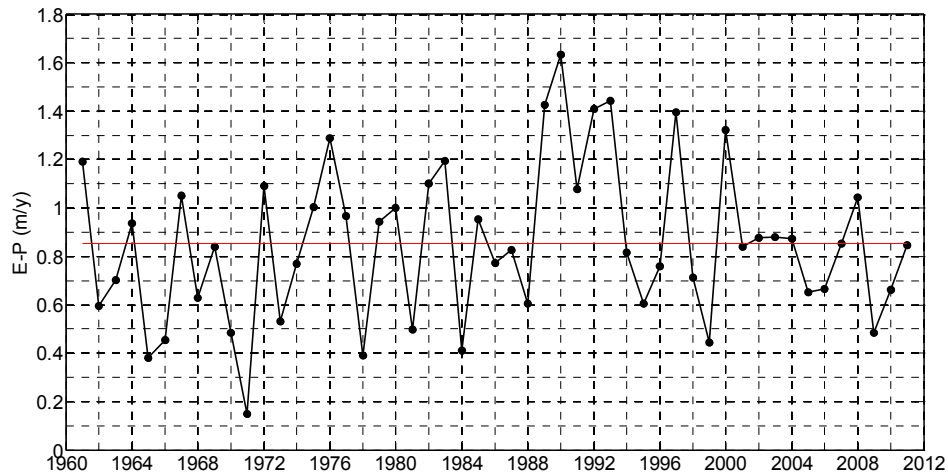
Εικόνα 4.13: ΑΠΓΑΙΟ-Ημερήσιες τιμές της ροής θερμότητας (W/m^2) κατά τη διάρκεια κάθε χειμώνα (Ιανουάριος-Μάρτιος). Η κόκκινη γραμμή δείχνει απώλεια θερμότητας ίση με 350 W/m^2 .

Στη συνέχεια, εξετάζεται η πιθανή σύνδεση των ακραίων επεισοδίων, όπως έχουν οριστεί στην παρούσα εργασία, με τις διακυμάνσεις στα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών. Στην παρουσίαση του συνόλου των ημερών με ασυνήθιστες τιμές απώλειας θερμότητας (Εικόνα 4.14) είναι εμφανές ότι οι περίοδοι χειμώνων με μεγάλο αριθμό ακραίων επεισοδίων επαναλαμβάνονται ανά δεκαετία. Μερικές από αυτές τις περιόδους (ή έτη) σχετίζονται με τις μεταβολές των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών (π.χ. 1983, 1992-1993), ενώ άλλες φαίνεται να ακολουθούν με διαφορά ένα έτος (π.χ. 1964, 1987 και 2003). Το τελευταίο πιθανώς να οφείλεται στην αραιή δειγματοληψία στο χώρο και το χρόνο που καθιστά αδύνατη την ανίχνευση των μεταβολών, όταν λαμβάνουν χώρα, αλλά μάλλον όταν το σήμα έχει εξαπλωθεί στη λεκάνη.



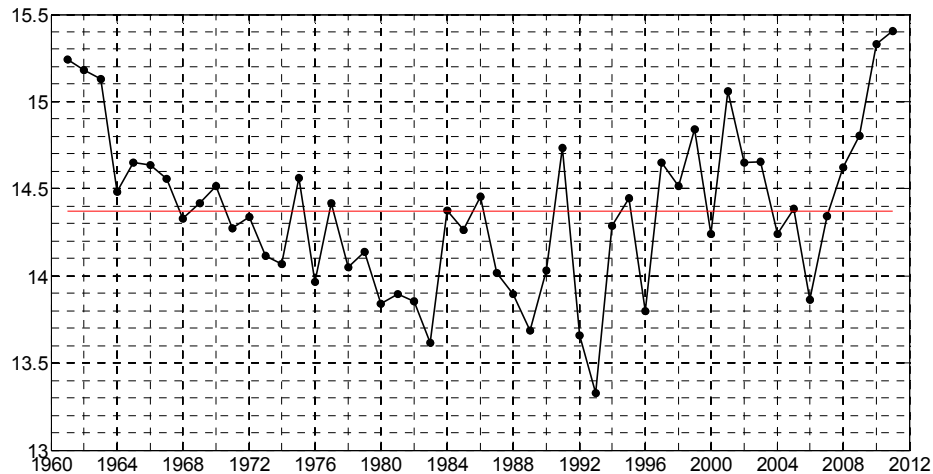
Εικόνα 4.14: ΑΙΓΑΙΟ-Σύνολο ημερών ανά έτος, με απώλειες θερμότητας μεγαλύτερες από 350 W/m^2 (ακραία επεισόδια).

Η μέση καθαρή ροή γλυκού νερού (E-P) των χειμώνων της περιόδου πριν το EMT είναι περίπου 0.8 m/y (Εικόνα 4.15), ενώ τους χειμώνες από την έναρξη μέχρι και την κορύφωση του EMT (1989-1993) είναι ιδιαίτερα αυξημένη (περίπου 1.4 m/y , ενώ στη συνέχεια παρουσιάζει τάση μείωσης. Συγκρίνοντας τη μέση E-P των χειμερινών μηνών με την απώλεια πλευστότητας την ίδια περίοδο, παρατηρούνται περίπου όμοιες μεταβολές στο πρώτο μισό της εξεταζόμενης περιόδου (μέχρι τα μέσα του 1980), ενώ στο δεύτερο μισό παρουσιάζονται σημαντικές διαφορές, με σπουδαιότερη το 2003, δείχνοντας ότι, την περίοδο αυτή, είναι εκείνες που καθορίζουν τις ροές πλευστότητας στο Αιγαίο. κυρίως οι ροές θερμότητας



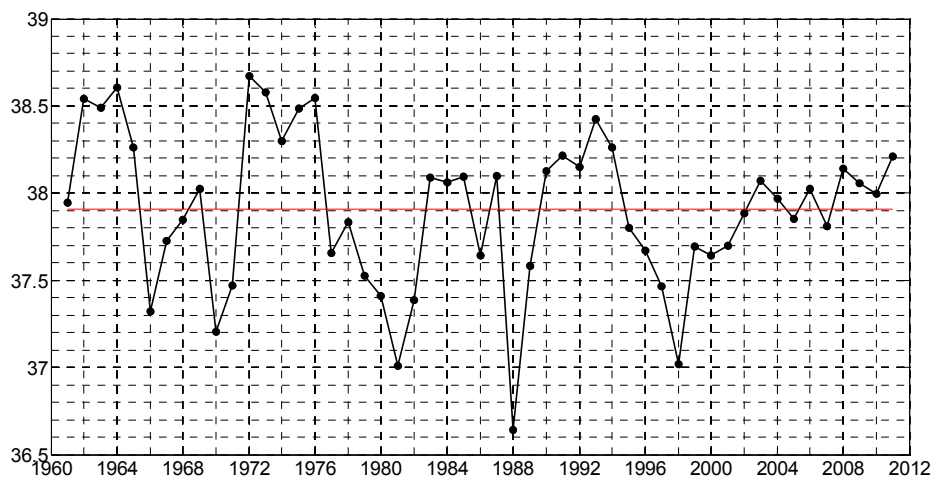
Εικόνα 4.15: ΑΙΓΑΙΟ-Μέση τιμή της καθαρής ροής γλυκού νερού (E-P, mm/y) για το χειμώνα (Μέση τιμή των ημερήσιων τιμών από τον Ιανουάριο έως και το Μάρτιο). Με κόκκινο, η μέση τιμή της χρονοσειράς.

Η μέση χειμερινή επιφανειακή θερμοκρασία (SST, Εικόνα 4.16) του Αιγαίου, εμφανίζει περιόδους όπου οι διακυμάνσεις της SST μοιάζουν με εκείνες της θερμοκρασίας των βαθιών νερών. Συγκεκριμένα, η SST παρουσιάζει τάση μείωσης από το 1961 μέχρι τα μέσα του 1980 ($-0.06^{\circ}\text{C}/\text{y}$, προ-EMT περίοδος), μεγάλες διακυμάνσεις από χρόνο σε χρόνο την περίοδο του EMT και αυξητική τάση ($+0.05^{\circ}\text{C}/\text{y}$) στο τέλος της εξεταζόμενης περιόδου (1993-2012). Είναι ενδιαφέρον να παρατηρηθεί ότι η μεταβολή της SST είναι μικρή μέχρι τις αρχές της δεκαετίας του '80 και γίνεται όλο και μεγαλύτερη στη συνέχεια. Μια πτώση της τάξης των 2°C παρατηρείται από το χειμώνα του 1991 έως το χειμώνα 1992, ένδειξη των δραματικών αλλαγών στην περιοχή. Αυτό το χαρακτηριστικό, καθώς και η συνεχής αύξηση της SST μετά το 2004 αντανακλάται επίσης στη θερμοκρασία και την πυκνότητα των βαθιών νερών. Τα παραπάνω δεν αιτιολογούνται μόνο από τις αλληλεπιδράσεις της επιφάνειας του Αιγαίου με την ατμόσφαιρα, αλλά θα πρέπει να αποδοθούν και στις πλευρικές ανταλλαγές υδάτινων μαζών με τις γειτονικές λεκάνες.



Εικόνα 4.16: ΑΙΓΑΙΟ-Μέση τιμή της επιφανειακής θερμοκρασίας (°C) για το χειμώνα (Μέση τιμή των ημερήσιων τιμών από τον Ιανουάριο έως και το Μάρτιο). Με κόκκινο, η μέση τιμή της χρονοσειράς

Αυξημένη επιφανειακή αλατότητα (SSS, Εικόνα 4.17) παρουσιάζεται τους χειμόνες των περιόδων 1962-1965, 1972-1976 και 1990-1994 με τις υψηλότερες τιμές να εμφανίζονται στις δύο πρώτες περιόδους. Μετά το 1997 η SSS αυξάνεται σταδιακά μέχρι το τέλος της περιόδου, όπου σχεδόν φτάνει στα επίπεδα της περιόδου του EMT.



Εικόνα 4.17: ΑΙΓΑΙΟ-Μέση τιμή της επιφανειακής αλατότητας για το χειμώνα (Μέση τιμή των ημερήσιων τιμών από τον Ιανουάριο έως και το Μάρτιο). Με κόκκινο, η μέση τιμή της χρονοσειράς.

Η σύγκριση δεδομένων ατμοσφαιρικής δράσης με δεδομένα από παρατηρήσεις των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών δεν οδηγεί πάντα σε ασφαλή συμπεράσματα. Η διαφορετική χρονική και χωρική κλίμακα των δύο βάσεων δεδομένων είναι ακόμη

ένα εμπόδιο για την εξαγωγή άμεσων συμπερασμάτων. Ωστόσο, κάποια στοιχεία πιθανής σύνδεσής τους μπορούν να παράξουν ενδιαφέροντα συμπεράσματα. Η παρακάτω ανάλυση εστιάζεται στις περιόδους εκείνες που χαρακτηρίζονται από μεγάλο αριθμό ακραίων επεισοδίων, καθώς η δημιουργία βαθιών νερών συμβαίνει κυρίως κατά τη διάρκεια επεισοδίων υψηλής απώλειας θερμότητας. Η αναφορά στα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών του Αιγαίου απεικονίζεται στην Εικόνα 4.1.

Στη διάρκεια των χειμώνων 1963-1964 καταγράφηκαν πολλά ακραία επεισόδια (Εικόνα 4.14) με ταυτόχρονα υψηλή απώλεια πλευστότητας (Εικόνα 4.11). Η ατμοσφαιρική διακύμανση συμπίπτει με μια μικρή αύξηση στην πυκνότητα (σ_θ) και μια μείωση στη θερμοκρασία των βαθιών νερών το 1965. Το γεγονός ότι δεν παρατηρείται καμία σημαντική μεταβολή στην αλατότητα υποδεικνύει ότι η μεταβολή της πυκνότητας έγινε κυρίως λόγω της μείωσης της θερμοκρασίας και ότι η επίδραση των ροών γλυκού νερού είναι αμελητέα. Τα επόμενα χρόνια (1967-1971) η θερμοκρασία και η αλατότητα παρουσιάζουν μικρές διακυμάνσεις, οι επιδράσεις τους όμως στην πυκνότητα αλληλοεξουδετερώνονται με αποτέλεσμα η πυκνότητα τη συγκεκριμένη περίοδο να είναι σχετικά σταθερή.

Η επόμενη περίοδος που εξετάζεται είναι οι χειμώνες των 1972-1979. Η περίοδος αυτή χαρακτηρίζεται από μεγάλο αριθμό ακραίων επεισοδίων με μέγιστο αριθμό το 1975 (Εικόνα 4.14), υψηλές τιμές απώλειας πλευστότητας συγκριτικά με τις τιμές της προηγούμενης περιόδου (Εικόνα 4.11) και υψηλές τιμές απώλειας γλυκού νερού (Εικόνα 4.15). Στα βαθιά νερά παρατηρούνται ασυνήθιστες τιμές πυκνότητας ($\sigma_\theta \sim 29.3 \text{ kg/m}^3$), αλλά οι επιδράσεις της θερμοκρασίας και της αλατότητας είναι εκτός φάσης, με το επεισόδιο ψύξης να συμβαίνει το 1975 και το επεισόδιο αύξησης αλατότητας να γίνεται μέγιστο το 1979. Το επεισόδιο ψύξης του 1975 αναφέρεται ουσιαστικά στο βόρειο Αιγαίο δεδομένου ότι οι διαθέσιμοι σταθμοί τη χρονιά αυτή βρίσκονται στην περιοχή αυτή. Ο Vervatis (2013) πρότεινε ότι στο βόρειο-κεντρικό Αιγαίο στα μέσα της δεκαετίας του 1970 σχηματίστηκαν βαθιά νερά κάτω από έντονες απώλειες θερμότητας καθώς και ο Josey (2003) διέκρινε υψηλότερους ρυθμούς δημιουργίας. Οι τοπικοί μηχανισμοί δράσης στο βόρειο Αιγαίο φαίνεται ότι αποτελούν σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό βαθιών νερών.

Μετά από την περίοδο μεγάλων διακυμάνσεων, η μέση ετήσια απώλεια του γλυκού νερού και μέση επιφανειακή αλατότητα μειώνεται (Εικόνα 4.19). Αντίστοιχα η

αλατότητα των βαθιών νερών την περίοδο 1980-1983 παρουσιάζει μείωση. Η μείωση αυτή πιθανόν να συνδέεται με την αυξημένη εισροή BSW που παρατηρήθηκε την περίοδο 1975-1980 (Beuvier et al., 2008), λαμβάνοντας υπόψη ότι αύξηση της εισροής του BSW θα μπορούσε να σταματήσει (με την απομόνωση της υδάτινης στήλης, δημιουργώντας ένα γλυκό και αραιό στρώμα στην επιφάνεια) ή τουλάχιστον να ελαχιστοποιήσει την πιθανότητα σχηματισμού βαθιών νερών στο βόρειο Αιγαίο (Tsimplis et al., 2006). Η αυξητική τάση του αριθμού των ακραίων επεισοδίων σχετίζεται με τη μείωση της θερμοκρασίας των βαθιών νερών. Ταυτόχρονα η αρνητική τάση της αλατότητας αντισταθμίζει αυτή την αλλαγή μέχρι το 1985, όταν παρατηρείται μικρή αύξηση θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας.

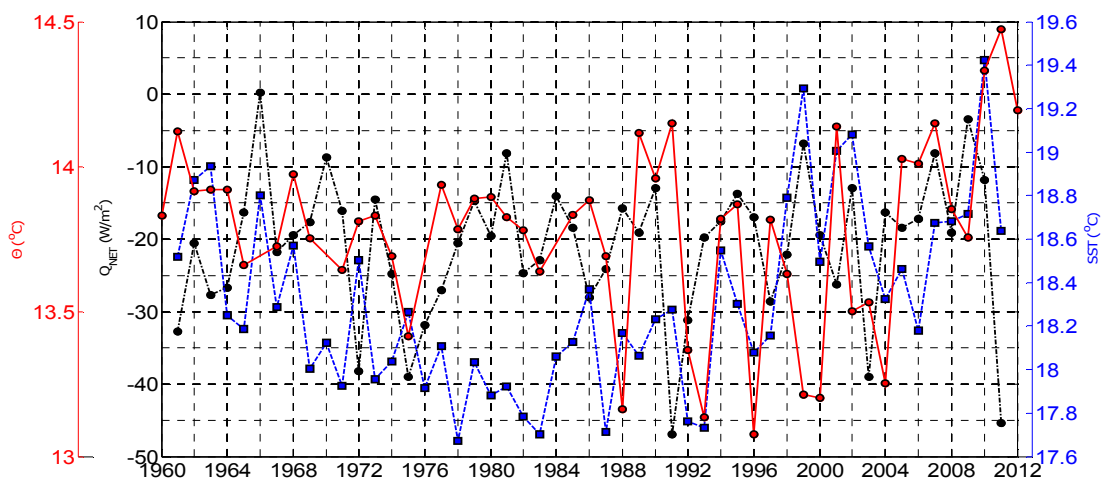
Κατά τη διάρκεια της επόμενης περιόδου (1987-1993), η οποία αναφέρεται ως η έναρξη του κλιματικού επεισοδίου EMT, λαμβάνουν χώρα οι πιο συνταρακτικές μεταβολές. Οι ατμοσφαιρικές παράμετροι (Εικόνα 4.11, Εικόνα 4.14 και Εικόνα 4.15) παρουσιάζουν σχεδόν όμοια διακύμανση με την περίοδο 1972-1976, αλλά τα ακραία επεισόδια είναι πιο έντονα και μεγαλύτερης διάρκειας συγκριτικά με άλλες περιόδους. Επιπλέον, η μέση ετήσια απώλεια θερμότητας φθάνει τη μέγιστη τιμή της (Εικόνα 4.12) και η μέση επιφανειακή θερμότητα το χειμώνα, το 1993 είναι ελάχιστη (Εικόνα 4.16). Συνεχής αύξηση της αλατότητας σε συνδυασμό με επεισόδια ελάχιστης θερμοκρασίας, που οδηγούν σε μέγιστα στην πυκνότητα των βαθιών νερών, παρατηρούνται το 1992-1993. Παρατηρείται ότι ο αριθμός των ακραίων τιμών απώλειας θερμότητας δεν παίζει τον πιο σημαντικό ρόλο στη δημιουργία βαθιών νερών. Είναι μάλλον ο συνδυασμός της φάσης της προετοιμασίας κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου, μαζί με τον αριθμό των ακραίων επεισοδίων που ακολουθούν στη διάρκεια του χειμώνα, τα οποία δεν επιτρέπουν την επαναφορά της στρωμάτωσης στην περιοχή σχηματισμού των πυκνών νερών. Στη διάρκεια του EMT, ο αριθμός των ακραίων αυτών επεισοδίων είναι μεγάλος, ειδικά την περίοδο 1991-1993, συγκριτικά με άλλες περιόδους. Συμπεραίνεται ότι οι ακραίες ατμοσφαιρικές μεταβολές έχουν σημαντική επίδραση στο σχηματισμό βαθιών νερών στο Αιγαίο κατά την εμφάνιση του EMT (Theocharis et al., 1999b; Sofianos et al., 2013). Οι Beuvier et al. (2010) εκτίμησαν ότι οι ετήσιοι ρυθμοί σχηματισμού των πυκνών νερών στο Αιγαίο κατά την περίοδο 1972-1976 ήταν σημαντικά υψηλοί, αλλά δύο φορές μικρότεροι από εκείνους στο EMT.

Στα επόμενα έτη 1994-1995 φαίνεται ότι οι ατμοσφαιρικές αλλαγές έχουν αντίκτυπο στις θερμοαλατικές ιδιότητες των βαθιών νερών. Η μείωση της επιφανειακής αλατότητας και της απώλειας πλευστότητας το χειμώνα σε συνδυασμό με τον μικρό αριθμό των ακραίων επεισοδίων (Εικόνα 4.11, Εικόνα 4.14 και Εικόνα 4.15) συνδέεται με αύξηση της θερμοκρασίας και μείωση της αλατότητας και της πυκνότητας των βαθιών νερών.

Το 2003 ο αριθμός των ακραίων επεισοδίων (Εικόνα 4.14), η μέση απώλεια πλευστότητας το χειμώνα (Εικόνα 4.11) και η μέση απώλεια θερμότητας το χειμώνα (Εικόνα 4.12) παίρνουν τις μέγιστες τιμές στην υπό εξέταση περίοδο. Σύμφωνα με τους Zervakis et al. (2009) οι χειμώνες του 2003 και του 2008 θεωρούνται ως πιθανές περίοδοι σχηματισμού βαθιών νερών στο βόρειο Αιγαίο. Ωστόσο, οι μεταβολές στα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών παρατηρούνται τον επόμενο χρόνο (2004), όπου συνέβη ισχυρό επεισόδιο ψύξης με σημαντική αύξηση στην αλατότητα και στην πυκνότητα. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στην άνιση κατανομή των δεδομένων των παρατηρήσεων. Οι παρατηρήσεις το 2003 βρίσκονται κυρίως στο νότιο Αιγαίο, συγκεκριμένα στο Κρητικό Πέλαγος, έτσι οποιαδήποτε δημιουργία βαθιών νερών στο βόρειο ή στο κεντρικό Αιγαίο θα καταγραφόταν με χρονική υστέρηση. Επίσης, επισημαίνεται ότι οι υπόλοιπες παρατηρήσεις, που βρίσκονται στο βόρειο-κεντρικό Αιγαίο, πραγματοποιήθηκαν τον Ιανουάριο και τον Φεβρουάριο, πιθανά πριν ολοκληρωθεί ο μηχανισμός δημιουργίας βαθιών νερών.

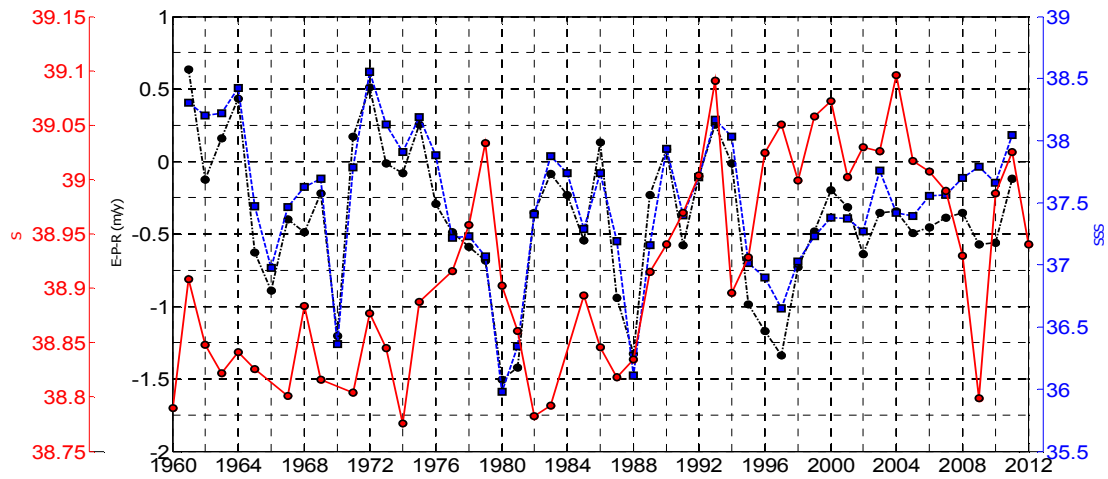
Είναι ενδιαφέρουσα η σύγκριση της διακύμανσης της επιφανειακής ροής θερμότητας (Q_{net}) και γλυκού νερού (E-P-R) με την εξέλιξη της θερμοκρασίας και της αλατότητας στην επιφάνεια (SST, SSS) και στα βαθύτερα στρώματα (Θ , S). Οι χρονοσειρές της μέσης ετήσιας επιφανειακής θερμοκρασίας (SST), της μέσης ετήσιας (Q_{net}) και της δυνητικής θερμοκρασίας των βαθιών νερών (Θ) παρουσιάζονται συνδυασμένες στην Εικόνα 4.18. Φαίνεται ότι η χρονοσειρά της επιφανειακής θερμοκρασίας και της ροής θερμότητας βρίσκονται στην ίδια φάση στην αρχή και στο τέλος της περιόδου που εξετάζεται, ενώ υπάρχουν χρονιές όπου η ροή θερμότητας καθορίζει τις διακυμάνσεις της SST. Αντίθετα, υπάρχουν περίοδοι, ειδικότερα στο ενδιάμεσο τμήμα της περιόδου, όπου οι δύο χρονοσειρές βρίσκονται εκτός φάσης (με την έννοια ότι περίοδοι μειωμένης απώλειας θερμότητας προς την ατμόσφαιρα συμπίπτουν με χαμηλές τιμές SST).

Η συσχέτιση μεταξύ της επιφανειακής ροής θερμότητας και τη θερμοκρασία των βαθιών νερών έχει παρόμοια συμπεριφορά. Κατά τη διάρκεια της πρώτης περιόδου (1961-1972) η μεταβλητότητα των δύο παραμέτρων είναι εκτός φάσεως, ενώ τα επόμενα έτη (1973-1980) σε φάση. Πριν το EMT και κατά την εξέλιξή του (1982-1994) οι παράμετροι έχουν την ίδια διακύμανση, αλλά με χρονική υστέρηση 1-2 ετών, με τη ροή θερμότητας να συνδέεται άμεσα με τη θερμοκρασία των βαθιών νερών. Από τα παραπάνω είναι εμφανής τόσο η πολυπλοκότητα της διάδοσης του σήματος στην επιφάνεια προς τα βαθιά στρώματα μέσω των διαδικασιών σχηματισμού βαθιών νερών όσο και ο σημαντικός ρόλος των πλευρικών ανταλλαγών στο Αιγαίο από τα Κρητικά στενά και τα Δαρδανέλια.



Εικόνα 4.18: ΑΙΓΑΙΟ-Μέση ετήσια ροή θερμότητας (μαύρη γραμμή), δυνητικής θερμοκρασίας βαθιών νερών (κόκκινη γραμμή, βάθος>800m) και επιφανειακής αλατότητας (μπλε διακεκομμένη γραμμή).

Η πολυπλοκότητα των διαδικασιών και η επίδραση των πλευρικών ανταλλαγών στον καθορισμό των χαρακτηριστικών θερμοαλατικών χαρακτηριστικών είναι εντονότερη στην περίπτωση των μεταβολών της αλατότητας στο Αιγαίο. Η μέση ετήσια ροή γλυκού νερού (E-P-R, περιλαμβάνοντας την εισροή του BSW), η μέση ετήσια επιφανειακή αλατότητα και η αλατότητα των βαθιών νερών παρουσιάζονται στην Εικόνα 4.19. Οι πρώτες δύο παράμετροι (E-P-R και SSS) έχουν καλή συσχέτιση σε όλη τη διάρκεια της περιόδου (1961-2011) κυρίως λόγω της επιρροής του BSW στην επιφανειακή αλατότητα του Αιγαίου. Ωστόσο, οι διακυμάνσεις του ισοζυγίου γλυκού νερού και της αλατότητας των βαθιών νερών δεν παρουσιάζουν εμφανή συσχέτιση.



Εικόνα 4.19: ΑΙΓΑΙΟ-Μέση ετήσια ροή γλυκού νερού (E-P-R, μαύρη γραμμή), αλατότητας βαθιών νερών (κόκκινη γραμμή, βάθος>800m) και επιφανειακής αλατότητας (μπλε διακεκομμένη γραμμή).

5 Συμπεράσματα

Στόχος της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας είναι η μελέτη των διακυμάνσεων των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου κατά την τελευταία 60ετία. Ως δευτερεύων στόχος τέθηκε η πιθανή σύνδεση των ακραίων ατμοσφαιρικών μεταβολών με τις μεταβολές στα χαρακτηριστικά των βαθιών νερών στο Αιγαίο για την ίδια περίοδο. Για την επίτευξη των παραπάνω στόχων χρησιμοποιήθηκαν δύο βάσεις δεδομένων, οι οποίες περιελάμβαναν ωκεανογραφικά δεδομένα από το πιο ολοκληρωμένο και ποιοτικά ελεγμένο σύνολο παρατηρήσεων για την Ανατολική Μεσόγειο (Özsoy et al., 2013) και ατμοσφαιρικά δεδομένα από την αριθμητική προσομοίωση του μοντέλου NEMOMED8 (Sevault et al., 2009; Herrmann and Somot 2008). Υπολογίστηκαν οι κλιματολογικές μέσες ετήσιες τιμές των χαρακτηριστικών των βαθιών και ενδιάμεσων νερών για όλες τις λεκάνες της Μεσογείου καθώς επίσης οι μέσες χειμερινές (Ιανουάριος-Μάρτιος) και ετήσιες τιμές των ατμοσφαιρικών ροών και παραμέτρων της επιφάνειας της θάλασσας για το Αιγαίο (Georgiou et al., 2013).

Οι μεγαλύτερες μεταβολές παρατηρούνται στις λεκάνες του Αιγαίου και της Αδριατικής, που αποτελούν τις περιοχές δημιουργίας των βαθιών νερών της Ανατολικής Μεσογείου, ενώ συμβαίνουν σε υπερετήσιες με δεκαετείς κλίμακες. Οι παραπάνω μεταβολές συνδέονται με το μικρό μέγεθος των λεκανών και με τη γρήγορη απόκρισή τους στις αλληλεπιδράσεις με την ατμόσφαιρα. Αξίζει να σημειωθεί ότι παρατηρώντας τις διακυμάνσεις των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών των βαθιών νερών της Αδριατικής και του Αιγαίου, από το γεγονός ότι δεν παρουσιάζουν όμοιες μεταβολές, διαπιστώνεται ότι είναι ασυσχέτιστες μεταξύ τους. Συγκεκριμένα, οι μεγάλες διακυμάνσεις που συμβαίνουν στις τελευταίες δύο δεκαετίες στο Αιγαίο δεν παρατηρούνται στα βαθιά νερά της Αδριατικής και αυτό πιθανόν να σηματοδοτεί την εναλλαγή των ρόλων τους ως κύριες πηγές των βαθιών νερών στην Ανατολική Μεσόγειο.

Από την ανάλυση των μέσων κλιματολογικών τιμών των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών παρατηρείται ότι στην Ανατολική Μεσόγειο, την περίοδο 1960-2012, υπάρχουν σημαντικές διακυμάνσεις σε υπερετήσια κλίμακα και κλίμακα δεκαετιών.

Το Eastern Mediterranean Transient (EMT) είναι το εξέχον επεισόδιο σχηματισμού βαθιών νερών ολόκληρης της περιόδου που εξετάζεται. Οι αλλαγές που προκάλεσε στα βαθιά νερά ξεπέρασαν ό,τι είχε ως τότε παρατηρηθεί και αποδεικνύεται ότι η εξέλιξη μιας φαινομενικά σταθερής κυκλοφορίας σε ένα σύνθετο περιβάλλον μπορεί να αλλάξει δραματικά από σχετικά μικρές διαταραχές. Εκτός από το επεισόδιο του EMT παρατηρούνται και άλλες σημαντικές διακυμάνσεις διαφορετικών εντάσεων σε όλες τις υπολεκάνες της Ανατολικής Μεσογείου. Η εμφάνιση κάποιων μεταβολών την ίδια περίοδο σε όλες τις λεκάνες (όπως το μέγιστο της αλατότητας την περίοδο 1978-1980) υποδηλώνει ότι για την κατανόηση των μεταβολών των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών είναι αναγκαίο να λάβουμε υπόψη, εκτός από τις αλληλεπιδράσεις με την ατμόσφαιρα, και την αλληλεπίδραση των πλευρικών ανταλλαγών. Επίσης, η αύξηση της αλατότητας και της πυκνότητας που παρατηρείται στις αρχές του 1970, σχεδόν σε όλες τις λεκάνες, φαίνεται να έχει προέλευση τη Λεβαντίνη, καθώς εκεί παρουσιάζονται οι μεγαλύτερες μεταβολές, όπως πρότειναν και οι Theocharis et al. (2002b).

Στο Αιγαίο Πέλαγος, το σημαντικότερο χαρακτηριστικό των χρονοσειρών των βαθιών νερών είναι η σταθερή αύξηση της αλατότητας από τα μέσα της δεκαετίας του 1980 μέχρι τις αρχές του 1990 που αποδίδεται σε διάφορους μηχανισμούς (Malanotte-Rizzoli et al., 1999; Boscolo and Bryden, 2001; Zervakis et al., 2000; Theocharis et al., 1999b). Τα αποτελέσματα των παρατηρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, οδηγούν σε μια αύξηση της μέσης αλατότητας κατά 0.3 για τη συγκεκριμένη περίοδο, η οποία συμφωνεί με εκείνη που πρότειναν οι Theocharis et al. (1999b) για την ίδια περίοδο. Αυτή η απότομη αύξηση της αλατότητας και πυκνότητας με αντίστοιχη μείωση της θερμοκρασίας αποτυπώνει το επεισόδιο του EMT που ξεκινά στα τέλη της δεκαετίας του 1980. Το διάστημα αυτό παρατηρείται επίσης αύξηση στην πυκνότητα των ενδιάμεσων νερών στο Αιγαίο, επιφέροντας αύξηση της αστάθειας στην στήλη νερού με αποτέλεσμα την ενίσχυση των διαδικασιών σχηματισμού βαθιών νερών.

Μελέτες που έχουν γίνει τις περιόδους πριν και μετά το EMT έδειξαν ότι η στρωμάτωση του Αιγαίου και των γειτονικών λεκανών (Ιόνιο και Λεβαντίνη) επηρεάζεται από τις ανταλλαγές ροών από τα Κρητικά στενά (Zodiatis, 1992). Το παραπάνω ενισχύει το συμπέρασμα που εξήχθει από τη σύγκριση της οριζόντιας

χωρικής κατανομής των θερμοκρασιών στα 2000m πριν και μετά το επεισόδιο του EMT. Συμπερασματικά, προτείνεται ότι η εκροή των CDW στις γειτονικές λεκάνες συμβαίνει κυρίως από τα στενά της Κάσου (ανατολικά Κρητικά στενά).

Στη λεκάνη της Λεβαντίνης η αύξηση της θερμοκρασίας και της αλατότητας των βαθιών νερών από τα τέλη της δεκαετίας του 1980 στις αρχές του 1990 είναι σαφώς συσχετισμένα με το επεισόδιο του EMT, ενώ στο Ιόνιο το σήμα του EMT φαίνεται από το 1997 και μετά όπου σημειώνεται αύξηση της αλατότητας και σημαντική αύξηση της θερμοκρασίας. Η χρονική υστέρηση πιθανόν να οφείλεται στη διάδοση του σήματος όπως προτάθηκε από τους Roether et al. (2007) η οποία ακολουθεί πορεία βόρεια και δυτικά της Ελληνική Τάφρου.

Από διάφορες μελέτες φαίνεται ότι οι τιμές της πυκνότητας των βαθιών νερών στο Αιγαίο μετά το επεισόδιο EMT επανήλθαν (μειώθηκαν) στα επίπεδα των τιμών πριν το επεισόδιο, ενώ η θερμοκρασία και η αλατότητα των βαθιών νερών στη Λεβαντίνη και στο Ιόνιο διατηρήθηκαν στις τιμές που απέκτησαν από το επεισόδιο του EMT (Theocharis et al., 1999b; Konačević et al., 2012). Στην Αδριατική οι ιδιότητες των βαθιών νερών παρουσιάζουν ελαφρώς υψηλότερες τιμές μετά το EMT (Rubino and Hainbucher, 2007).

Η αύξηση της θερμοκρασίας των ενδιάμεσων νερών στο Αιγαίο, τη Λεβαντίνη και το Ιόνιο μετά το επεισόδιο του EMT συνδέεται με το γεγονός ότι το Αιγαίο σχηματίζει πλέον μεγαλύτερης θερμοκρασίας και αλατότητας ενδιάμεσα νερά (Theocharis et al., 2002a). Το παραπάνω δεν μπορεί να αποτελέσει συμπέρασμα για τη λεκάνη της Αδριατικής διότι, παρόλο την αύξηση της θερμοκρασίας που παρατηρείται το 2000, η έλλειψη των παρατηρήσεων τα επόμενα επτά έτη το καθιστά αδύνατο.

Η μελέτη της συσχέτισης των ακραίων ατμοσφαιρικών μεταβολών με τις μεταβολές των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών στο Αιγαίο δείχνει να υπάρχει άμεση συσχέτιση της ατμοσφαιρικής δράσης και των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών, ιδιαίτερα σε περιόδους ή έτη με ακραίες τιμές απώλειας πλευστότητας, που σχετίζονται με ισχυρή απώλεια θερμότητας ή/και απώλεια γλυκού νερού. Όμως, ο ρόλος των ακραίων επεισοδίων στη δημιουργία πυκνών νερών και στις μεταβολές των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών δεν είναι ξεκάθαρος. Παρά το γεγονός ότι η επίδρασή τους είναι σημαντική κατά τη διάρκεια πολλών περιόδων /ετών, η διάρκεια

και η ένταση είναι τα χαρακτηριστικά εκείνα των ακραίων επεισοδίων που φαίνεται να παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαδικασία δημιουργίας βαθιών νερών.

Η μεταβλητότητα των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από τις πλευρικές ροές στα ανοιχτά όρια του Αιγαίου. Αυτό είναι πιο έντονο στις διακυμάνσεις της αλατότητας των βαθιών νερών. Η αλατότητα στο Αιγαίο εμφανίζεται να επηρεάζεται περισσότερο από την εισροή BSW και υδάτινων μαζών από τη Λεβαντίνη, παρά από την τοπική ατμοσφαιρική δράση.

Μελλοντική έρευνα

Η βάση δεδομένων θα μπορούσε να ενισχυθεί με επιπλέον ωκεανογραφικές μετρήσεις σε χωρικό και χρονικό επίπεδο, που να πληρούν τις υπό εξέταση αναγκαίες συνθήκες για ένα ευρύτερο πλήθος μετρήσεων.

Η συνέχιση της διερεύνησης των χαρακτηριστικών των βαθιών νερών τα επόμενα χρόνια καθίσταται σημαντική για τη μελέτη της προσαρμογής της Ανατολικής Μεσογείου στην μετά-EMT εποχή, καθώς και στην κατανόηση των κλιματικών επεισοδίων.

Τέλος, προτείνεται η αποτύπωση του φαινομένου δημιουργίας βαθιών νερών στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων συνδυάζοντας τις ροές θερμότητας και γλυκού νερού με τις αλλαγές στα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά των βαθιών νερών.

6 Βιβλιογραφία

- Artegiani, A., Paschini, E., Russo, A., Bregant, D., Raicich, F., Pinardi, N., 1997. The Adriatic Sea General Circulation. Part I: Air-Sea Interactions and Water Mass Structure. *Journal of Physical Oceanography*, 27, pp. 1492-1514.
- Ashkenazy, Y., Stone, P. and Malanotte-Rizzoli, P., 2011. Box modelling of the Eastern Mediterranean Sea. *Physics A*, 391, pp. 1519-1531.
- Astraldi, M., Balopoulos, S., Cantela, J., Font, J., Gacic, M., Gasparini, G.P., Manca, B., Theocharis, A., Tintore, J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. *Prog., Oceanogr.*, 44, pp. 65-108.
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K. and S. Somot., 2010. Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961–2000: Focus on the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Geophysical Research*, 115, C08017
- Beuvier, J., Sevault, F. and Somot, S., 2008. Modélisation de la variabilité interannuelle de la mer Méditerranée sur la période 1960-2000 à l'aide de NEMOMED8. *Note de centre n°105, Groupe de Météorologie de Grande Echelle et Climat, CNRM, Toulouse, France.*
- Boscolo, R. and Bryden, H., 2001. Causes of long term changes in Aegean Sea deep water. *Oceanologica Acta*, 24, pp. 519-527.
- Bryden, H. L. and Stommel, H. M., 1982. Origin of the Mediterranean outflow. *Journal of Marine Research*, 40, pp. 55-71.
- Bryden, H. and Stommel, H., 1984. Limiting Processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 7, 3, pp. 289-296.
- Cozzi, S. and Giani, M., 2011. River water and nutrient discharges in the Northern Adriatic Sea: Current importance and long term changes. *Continental Shelf Research*, doi:10.1016/j.csr.2011.08.010.
- da Silva, A., Young, C. and Levitus, S., 1994. Atlas of surface marine data, 1994, Vol.1: Algorithms and Procedures, NOAA Atlas NECDIS 6, U.S. Dept. of Commerce, Washington, DC, 83.

- Emery, W. J. and Thomson, R. E., 2001. In: *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, 2nd Edition, Elsevier Science, 654.
- Gačić, M., G.L.E Borzelli, G Civitarese, V Cardin, and Yari, 2010. Can internal processes sustain reversals of the ocean upper circulation? The Ionian Sea example. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L09608, doi:10.109/2010GL043216.
- Gačić, M., Marullo, S., Santoleri, R. and Bergamasco, A., 1997. Analysis of the seasonal and interannual variability of the sea surface temperature field in the Adriatic Sea from AVHRR data. *Journal of Geophysical Research* 102, pp. 22,937-22,946.
- Georgiou S., Mantziafou A., Sofianos S., Gertman I., Özsoy E., Somot S. and Vervatis V., 2013. Climate Variability and Deep Water Mass Characteristics in the Aegean Sea. *Journal of Atmospheric Research* (submitted).
- Gertman, I., Pinardi, N., Popov, Y. and Hecht, A., 2006. Aegean Sea water masses during the early stages of the Eastern Mediterranean Climatic Transient (1988-1990). *Journal of Physical Oceanography* 36, pp. 1841-1859.
- Gündüz, M. and Özsoy, E., 2005. Effects of the North Sea Caspian pattern on surface fluxes of Euro-Asian-Mediterranean seas. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21701, doi:10.1029/2005GL024315.
- Hainbucher, D., Rubino, A. and Klein, B., 2006. Water mass characteristics in the deep layers of the western Ionian Basin observed during May 2003. *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL025318.
- Hecht, A. and Gertman, I., 2001. Physical Features of the Eastern Mediterranean resulting from integration of POEM data with Russian Mediterranean Cruises. *Deep Sea Research. Part I, Vol 48/8*, pp. 1874-1876.
- Herrmann, M. and Somot, S., 2008. Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the North-western Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L04607, doi: 10.1029/2007GL032442.
- Josey, S., 2003. Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 3237, doi:10.1029/2003JC001778.

- Karageorgis, A., Gardner, W.D., Georgopoulos, D., Mishonov, A.V., Krasakopoulou, E., Anagnostou, Ch., 2008. Particle dynamics in the Eastern Mediterranean Sea: A synthesis based on light transmission, PMC, and POC archives (1991-2001). *Deep-Sea Research I*, 55, pp. 177-202.
- Killworth, P., 1983. Deep convection in the World Ocean. *Review of Geophysics and Space Physics* 21 (1), pp. 1-26.
- Klein, B., Roether, W., Manca, B. B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., and A. Luchetta, 1999. The large deep water transient in the eastern Mediterranean. *Deep Sea Res. I*, 46, pp. 371-414.
- Korres, G., Pinardi, N. and Lascaratos, A., 2000. The Ocean Response to Low-Frequency Interannual Atmospheric Variability in the Mediterranean Sea. Part I: Sensitivity Experiments and Energy Analysis. *Journal of Climate*, 13, pp. 705-731.
- Kovačević, V., Manca, B., Ursella, L., Schroeder, K., Cozzi, S., Burca, M., Mauri, E., Gerin, R., Notarstefano, G. and Deponete, D., 2012. Water mass properties and dynamic conditions of the Eastern Mediterranean in June of 2007. *Progress in Oceanography*, 104, pp. 59-79.
- Lascaratos, A., 1993. Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research II*, Vol 40, No 6, pp. 1327-1332.
- Lascaratos, A. and Nittis, K., 1998. A high resolution three-dimensional numerical study of intermediate water formation in the Levantine Sea. *Journal of Geophysical Research*, 103, C9, pp. 497-18 511.
- Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K. and Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Progress in Oceanography Vol. 44*, Pergamon,, pp. 5-36.
- Lascaratos, A., Williams, R. and Tragou, E., 1993. A Mixed Layer Study of the formation of Levantine Intermediate Water. *JGR*, Vol.98, No.C8, pp. 739-749.
- Lionello, P., Abrantes, F., Congedi, L., Dulac, F., Gacic, M., Gomis, D., Goodess, C., Hoff, H., Kutiel, H., Luterbacher, J., Planton, S., Reale, M., Schröder, K., Struglia, M., Toreti, A., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E., 2012. Mediterranean Climate-Background Information. *The Climate of the Mediterranean Region. From the Past to the Future* .Elsevier Inc., pp. xxxv-xc.

- Malanotte-Rizzoli, P., 1991. The Northern Adriatic Sea as a Prototype of Convection and Water Mass Formation on the Continental Shelf. *Deep Convection and deep water formation in the Ocean, Elsevier Pub. Editors P.C.Chu, J.C. Garcard.*
- Malanotte-Rizzoli, P., 2001. Currents Systems in the Mediterranean Sea. *Encyclopedia of ocean sciences, Academic Press., San Diego, CA.,* pp. 605-612.
- Malanotte-Rizzoli, P. and Hecht, A., 1988. Large scale properties of the Eastern Mediterranean: a review. *Oceanologica Acta, 11(4),* pp. 323-335.
- Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B., d'Alcala, M., Theocharis, A., Brenner, A., Budillon, G. and E. Özsoy, 1999. The Eastern Mediterranean in the 80s and 90s: the big transition in the intermediate and deep circulations. *Dyn. Atmos. Oceans, 29 ,* pp. 365-395.
- Manca, B., Burca, M., Giorgetti, A., Coatanoan, C., Garcia, M.-J., and A. Iona, 2004. Physical and biochemical averaged vertical profiles in the Mediterranean regions: an important tool to trace the climatology of water masses and to validate incoming data from operational oceanography, *J. Marine Syst., 48,* pp. 83–116.
- Marshall, J. and Schott, F., 1999. Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Review of Geophysics, 37(1),* pp. 1-64.
- Nielsen, J. N., 1912. Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters, In Report of the Danish Oceanographic Expedition 1908-1910 to the Mediterranean and Adjacent Waters, Vol 1. *J. Schmidt Andr. Fred Høst & Søn: Copenhagen.,* pp.72-191.
- Nittis, K., Lascaratos, A. and Theocharis, A., 2003. Dense water formation in the Aegean Sea: numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Geophys. Res. 108,* pp. 8102.
- Ovchinnikov, I., 1984. The Formation of Intermediate Water in the Mediterranean. *Oceanology, 24,* pp. 168-173.
- Ovchinnikov, I. M. Zats, V. I., Krivosheya, V. G., Nemiroski, M. S., and Udodov, A. I., 1987. Winter convection in the Adriatic Sea and formation of deep eastern Mediterranean waters. *Annales Geophysicae Series B, 5,* pp. 89-92.
- Özsoy, E., Sofianos, S., Gertman, I., Mantziafou, A., Aydoğdu, A., Georgiou, S., Tutsak E., Lascaratos, A., Hecht, A. and M. A. Latif, 2013. Deep water variability and inter-basin interactions in the Eastern Mediterranean Sea. *Rizzoli, P. (ed.), The*

Mediterranean Sea: Temporal Variability and Spatial Patterns, American Geophysical Union.

Painter, S.C. and M.N. Tsimplis, 2003. Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from the MEDATLAS dataset. *Continental Shelf Research*, 23, 16, pp. 1507-1522

POEM, G., 1992. General Circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth-Sci. Rev.* 32, pp. 285-308.

Pollak, M. I., 1951. The sources of the deep water in the Eastern Mediterranean Sea. *Journal of Marine Research*, 10, pp. 128-152.

Poulos, S., Drakopoulos, P. and Collins, M., 1997. Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *Journal of Marine Systems* 13, pp. 225-244.

Roether, W., Klein, B., Manca, B., Theocharis, A. and S. Kioroglou, 2007. Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to the massive dense-water output from the Aegean Sea in the 1990's. *Progr. Oceanogr.*, 74, pp. 540-571

Roether, W., Manca, B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V. and A. Luchetta, 1996. Recent changes in the Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, 271, pp. 333-335.

Roether, W. and Schlitzer, R., 1991. Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and tritium data. *Dynamics of atmosphere and oceans*, 15, pp. 333-354.

Rubino, A. and Hainbucher, D., 2007. A large abrupt change in the abyssal water masses of the eastern Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2007GL031737.

Samuel, S., Haines, K., Josey, S. and Myers, P., 1999. Response of the Mediterranean Sea thermohaline circulation to observed changes in the winter wind stress field in the period 1980-1993. *J. Geophys. Res.*, 104, pp. 7771-7784.

Schlitzer, R., Roether, W., Oster, H., Junghans, H.-G., Hausmann, H., Johannsen, H. and A. Michelato, 1991. Chlorofluoromethane and oxygen in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Res.*, 38(12), pp. 1531-1551.

- Sevault, F., Somot, S. and Beuvier, J., 2009. A regional version of the NEMO ocean engine on the Mediterranean Sea: NEMOMED8 user's guide. *Note de centre n°107, GMGEC. CNRM, Toulouse, France.*
- Sofianos, S., Vervatis, V., Skliris, N., Somot, S., Lascaratos, A. and A. Mantziafou, 2013. Climate Variability and water mass formation in the Eastern Mediterranean. *Advances in Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, pp. 729-735.
- SoHelME, 2005. State of Hellenic Marine Environment. *HCMR, Publ.360.*
- Theocharis, A., Georgopoulos, D., Lascaratos, A. and Nittis, K., 1993. Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean, 1986-1987. *Deep Sea Res.* 40, pp. 1121-1142.
- Theocharis, A., Balopoulos, E., Kioroglou, S., Kontoyannis, K. and Iona, A., 1999a. A synthesis of the circulation and hydrography of the South Aegean Sea and the Straits of the Cretan Arc (March 1994-January 1995). *Progr. Ocean.* 44, pp. 469-509.
- Theocharis, A., Nittis, K., Kontoyiannis, H., Papageorgiou, E. and E. Balopoulos 1999b. Climatic changes in the Aegean influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1987). *Geophys. Res. Lett.* 26, pp. 1617-1620.
- Theocharis, A., Klein, B., Nittis, K. and Roether, W., 2002a. Evolution and Status of the Eastern Mediterranean Transient (1997-1999). *J. Mar. Syst.* 33-34, pp. 91-116.
- Theocharis, A., Lascaratos, A. and Sofianos, S., 2002b. Variability of sea water properties in the Ionian, Cretan and Levantine seas during the last century. *CIESM Workshop Series, vol. 16*, pp. 73– 76.
- Tsimplis, M. and Josey, S., 2001. Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters* 28, pp. 803-806.
- Tsimplis, M., Zervakis, V., Josey, S., Peneva, E., Struglia, M., Stanev, E., Theocharis, A., Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Artale, V., Tragou, E., and T. Oguz , 2006. Changes in the Oceanography of the Mediterranean Sea and their Link to Climate Variability. *Mediterranean Climate Variability, Elsevier B. V., 1–26*, pp. 227-282.
- Tziperman, E. and Speer, K., 1994. A study of water mass transformation in the Mediterranean Sea: Analysis of climatological data and a simple 3-box model. *Dyn. of Atmos. Oceans*.pp. 53-82

Vervatis, V., 2013. THE DYNAMICS OF THE AEGEAN-LEVANTINE SEAS AND THEIR CLIMATIC IMPLICATIONS. *Dissertation, National and Kapodistrian University of Athens, Athens.*

Vervatis, V., Sofianos, S. and Theocharis, A., 2009. Water Mass structure and its evolution in the Aegean and Levantine basins from direct observations. *Proceedings of the 9th National Symposium of Oceanography and Fisheries*, pp. 399-404.

Wu, P. and Haines, K., 1996. Modelling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep water formation. *J. Geophys. Res.*, 101(C3), pp. 6591-6607.

Wüst, G., 1961. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research* 66, pp. 3261-3271.

Zervakis, V., Georgopoulos, D. and Drakopoulos, P., 2000. The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *Journal of Geophysical Research* 105, pp. 26,103-26,116.

Zervakis, V., Georgopoulos, D., Karageorgis, A. and Theocharis, 2004. On the response of the Aegean Sea to climatic variability: a review. *International Journal of Climatology*, 24, pp. 1845-1858.

Zervakis, V., Krasakopoulou, E., Tragou, E., Kontoyiannis, H. and S. Kioroglou (2009). Interannual Variability of the deep layers in the North Aegean. *Proceedings of the 9th National Symposium of Oceanography and Fisheries* , pp. 462-467.

Zodiatis, G., 1992. On the seasonal variability of the water masses circulation in the NW Levantine Basin-Cretan Sea and flows through the eastern Cretan Arc Straits. *Ann. Geophysicae* 10, pp. 12-24.

Μαντζιαφού, Α., 2005. Μελέτη της γενικής κυκλοφορίας και του φαινομένου δημιουργίας βαθιών νερών στην Αδριατική θάλασσα με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου. *Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα.*

Νίττης, Κ. και Λασκαράτος, Α., 1997. Αριθμητική προσομοίωση σχηματισμού του ενδιάμεσου νερού της Λεβαντίνης. *Πρακτικά 5ου Πανελλήνιου Συμπόσιου Ωκεανογραφίας & Αλιείας, ΤΟΜΟΣ Ι*, σελ. 173-176.