

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ
& ΖΩΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ
Αριθ. Πρωτοκ. 28
Ημερομηνία 28-8-1995

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ
& ΖΩΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ
Αριθ. Πρωτοκ. 61
Ημερομηνία 5/6/1997

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΤΟΥ

Τσιλίκα Παναγιώτη υπό τον τίτλο:

ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΥΔΑΤΙΝΩΝ

ΜΑΖΩΝ

ΣΤΟ ΚΡΗΤΙΚΟ

ΠΕΛΑΓΟΣ



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗΣ & ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»

Αριθ. Εισ.: 1440/1

Ημερ. Εισ.: 22-10-2003

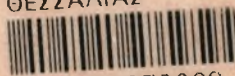
Δωρεά:

Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ ΓΦΖΠ

1995

ΤΣΙ

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000070268

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

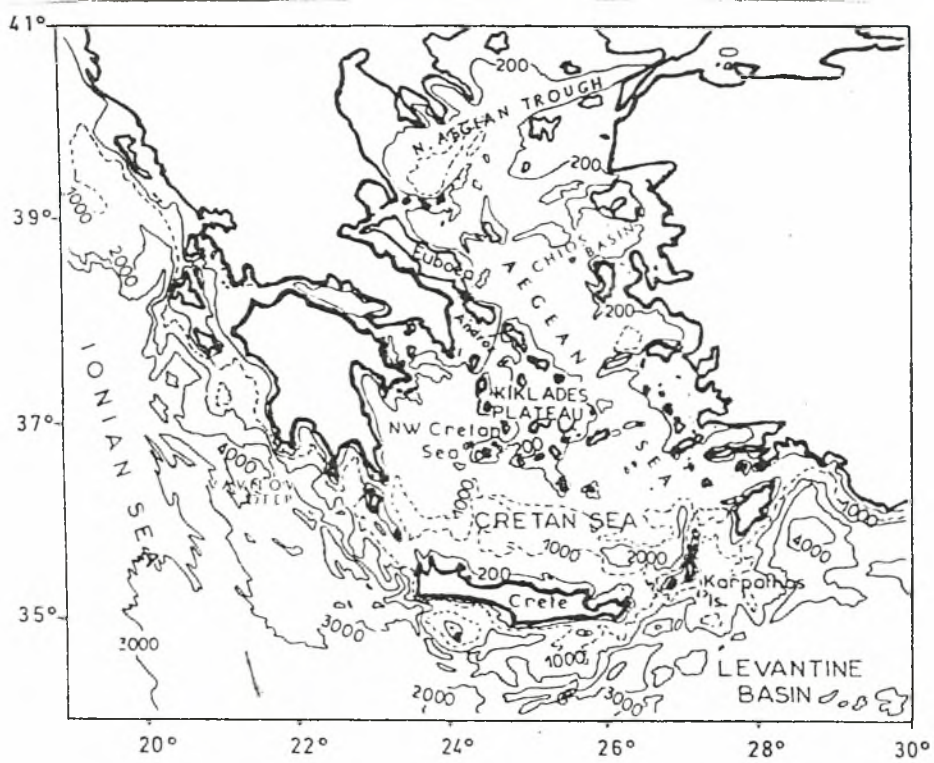
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΡΕΥΝΑΣ.....	12
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ-ΣΥΖΗΤΗΣΗ.....	15
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	39
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το Κρητικό Πέλαγος , το οποίο αποτελεί το μεγαλύτερο τμήμα της θάλασσας του νοτίου Αιγαίου, κείται μεταξύ των Κυκλάδων νήσων και των νήσων του Κρητικού τόξου (σχήμα 1) . Η Κρητική Θάλασσα εκτείνεται μεταξύ των μεσημβρινών $23^{\circ} 00'$ ανατολικά και $27^{\circ} 30'$ βόρεια. Η μορφολογία του πυθμένα χαρακτηρίζεται από βαθιές υφαλαύλακες με βάθη μεγαλύτερα από τα 1000 m στο δυτικό τμήμα, ενώ στο ανατολικότερο τμήμα, κοντά στο νησί της Καρπάθου, έχουμε και βάθη μεγαλύτερα από τα 2500m (σχήμα 1). Ο όγκος της Κρητικής θάλασσας είναι 45000 km^3 (Gertman and Poron 1989), σχεδόν ο μισός από τον συνολικό όγκο της θάλασσας του Αιγαίου.

Το Κρητικό Πέλαγος επικοινωνεί στα ανατολικά με την Λεβαντινή λεκάνη μέσω των στενών της Κάσου (μέγιστο βάθος 350 m, πλάτος 67 km) και της Ρόδου (350m, 17km) (σχήμα 2). Στα δυτικά συνδέεται με την νοτιοανατολική θάλασσα του Ιονίου μέσω των στενών των Αντικυθήρων, Κυθήρων και Ελαφονήσου. Στα βόρεια το οροπέδιο των Κυκλάδων περιορίζει την ανταλλαγή νερού μεταξύ της Κρητικής θάλασσας και της βόρειας Λεκάνης του Αιγαίου .

Στο Κρητικό Πέλαγος, βόρειοι άνεμοι πνέουν με την μέγιστη συχνότητα, ακολουθούμενοι από νοτίους, ενώ ανατολικά και δυτικοί πνέουν με πολύ μικρότερες συχνότητες. Κρύοι ψυχροί βόρειοι άνεμοι, με χαμηλή σχετικά υγρασία επικρατούν κατά την διάρκεια του Χειμώνα πάνω από την θάλασσα του Αιγαίου προκαλώντας μια έντονη εξάτμιση που υπερβαίνει την υγροποίηση. Το χειμώνα, λόγω των συχνών ψυχρών και βορείων ανέμων, το Κρητικό χαρακτηρίζεται από χαμηλότερη θερμοκρασία και υγρασία αέρα σε σχέση με το Ιόνιο. Επίσης, στο Κρητικό η εξάτμιση είναι μεγαλύτερη



Σχήμα 1: Βυθομετρικός χάρτης του Αιγαίου Πελάγους και των θαλασσών που το περιβάλλουν.

από το σύνολο των χερσαίων απορροών και των βροχοπτώσεων (Κατσούλης, 1970). Το θέρος κυριαρχούν βόρειοι άνεμοι, γνωστοί ως ετησίες ή μελτέμα, οι οποίοι μερικές φορές γίνονται θυελλώδεις. Οι άνεμοι είναι βορειοανατολικοί ή βορειοδυτικοί, όταν ένα Αρκτικό μέτωπο μετακινείται από την νότια προς την κεντρική Ευρώπη. Αυτή η Αρκτική αέρια μάζα διαπερνά την περιοχή της θάλασσας του Αιγαίου βορειοανατολικά, από την περιφέρεια του ευρωασιατικού Αντικυκλώνα (Ovchinnikov et al 1976).

Στην Κρητική θάλασσα κατά την διάρκεια του χειμώνα, η έντονη ανάμιξη του επιφανειακού νερού συμβαίνει σαν αποτέλεσμα από την επίδραση της επιφάνειας της θάλασσας και της ατμόσφαιρας. Έτσι έχουμε τον σχηματισμό και την μεταφορά των διαφορετικών υδάτινων μαζών που καταλαμβάνουν την Κρητική θάλασσα .

Η NW Λεβαντινή λεκάνη χαρακτηρίζεται σε όλη την διάρκεια του έτους από έντονες υδροδυναμικές ενέργειες του κυκλωνικού γύρου της Ρόδου, και ο οποίος είναι τοποθετημένος στην περιοχή κατάπτωσης της Ρόδου (σχήμα 1). Η μέγιστη οριζόντια διάσταση αυτού του μεγάλου κυκλωνικού Γύρου είναι κατά προσέγγιση 180*120 miles (Ovchinnikov 1984). Οι κύριες υδάτινες μάζες που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας είναι [1] LIW με μέγιστη αλατότητα [2] NAW με ελάχιστη αλατότητα . Η περιοχή του Γύρου της Ρόδου θεωρήθηκε ότι είναι η κύρια πηγή σχηματισμού του LIW λόγω της ανάμιξης κατά την διάρκεια του Χειμώνα (Anati 1984, Ochinnikov 1984, Unluata 1986). Από την περιοχή σχηματισμού της αυτή η υδάτινη μάζα βυθίζεται κάτω από τα 400m ($S_{max}=39.1$ και $T=15^{\circ}$ C) και μετά εξαπλώνεται δυτικά σε όλη την έκταση της θάλασσας της

Μεσογείου, όπου διατηρεί την μέγιστη αξία της υποεπιφανειακής αλατότητας (Ochinnikov and Plakhin 1984). Το καλοκαίρι το NAW μεταφέρεται ανατολικά με το κέντρο Μεσογειακό Ρεύμα, από την δυτικότερη Μεσογειακή θάλασσα και κατά μήκος της βόρειας Αφρικανικής ακτής . Αυτό έχει χαμηλή αλατότητα (38.6) ακόμα και στην περιοχή νότια της Κρήτης (Oren , 1971). Κατά την διάρκεια του Χειμώνα το NAW σχεδόν εξαφανίζεται από την Λεβαντινή Λεκάνη καθώς η εισροή στη Μεσόγειο θάλασσα μειώνεται και η πορεία ανάμιξης τείνει να ομογενοποιήσει το επιφανειακό στρώμα (Lacombe , 1975). Σε πείσμα αυτού, το NAW βρέθηκε στη Λεβαντινή Λεκάνη κατά την διάρκεια του Χειμώνα (Rosentroub et al, 1985). Επίσης κατά την ίδια περίοδο αναφέρθηκε ότι το NAW ρέει ανατολικά, νότια της Κρήτης, φθάνοντας στην ανατολική Μεσογειακή ακτή (Ochinnikov et al, 1976). Τα νερά της Ανατολικής Κρητικής θάλασσας έχουν παρόμοια χαρακτηριστικά με εκείνα των επιφανειακών και υποεπιφανειακών υδάτινων μαζών της NW Λεβαντινής λεκάνης , ενώ τα Κρητικά βαθεία νερά είναι ζεστότερα ($T=14.24-14.4$), ακόμα και κατά την διάρκεια του Χειμώνα, και αλμυρότερα ($S=38.84-38.94$) (Zodiatis , 1991 a, b) από εκείνα της Λεβαντινής λεκάνης ($T= 13.6^{\circ}C$, $S=38.7$) (Miller, 1963).

Τώρα αναφέρουμε ορισμένα στοιχεία για τις υδάτινες μάζες κατά την περίοδο του τέλους του Χειμώνα του 1987. Το τροποποιημένο επιφανειακό νερό που πηγάζει στην Μαύρη θάλασσα, ρέει από το βορειοδυτικότερο τμήμα της θάλασσας του Αιγαίου μέσω του στενού που υπάρχει μεταξύ των νησιών Ευβοίας και Άνδρου (σχήμα 1) (Lacombe et al, 1958). Αυτό εξαπλώνεται στο βορειοδυτικότερο τμήμα της Κρητικής θάλασσας με αλατότητα $S=38.85$ (Gertman and Popov, 1989). Ο όγκος αυτής της υδάτινης

μάζας στην περιοχή που μας ενδιαφέρει είναι μικρότερος τον Χειμώνα από ότι το Καλοκαίρι .

Μια επιφανειακή ομογενοποιημένη υδάτινη μάζα με θερμοκρασία 15.8-16.1^o C και μια περισσότερο αλμυρή (39.03-39.08) υδάτινη μάζα (Gertman and Popov , 1989) ρέει στην λεκάνη της Κρητικής θάλασσας κυρίως μέσω των στενών της Ρόδου (T=16.04^o C , S= 39.07, και επιφανειακή πυκνότητας = 29.00) (Theocharis et al , 1987), Καρπάθου και Κάσου . Αυτή η υδάτινη μάζα κατανέμεται προς τα δυτικά γιατί επηρεάζεται από την Χειμωνιάτικη κυκλοφορία (Gertman and Popov, 1989).

Στο νοτιότερο τμήμα της Κρητικής θάλασσας , βόρεια της Κρήτης , είναι παρούσες επιφανειακές ενδιάμεσες υδάτινες μάζες που πηγάζουν στην Κρητική θάλασσα. Αυτές σχηματίστηκαν ύστερα από έντονη ανάμιξη που προκάλεσε την ομογενοποίηση ενός στρώματος πάχους 100-250m (T=15.15^o C, S=38.97-39.02 , σ_{θ} = 29.00) (Georgopoulos et al, 1989).

Ενώ κατά την διάρκεια της Καλοκαιρινής περιόδου (Zodiatis, 1989) ένα υποεπιφανειακό βόρειο Ατλαντικό νερό (NAW) με ελάχιστη αλατότητα καταλαμβάνει την είσοδο της Κρητικής θάλασσας , το Χειμώνα το NAW σχεδόν εξαφανίζεται κυρίως λόγω της Χειμωνιάτικης ανάμιξης.

Bruce and Charnock (1965) and Lacombe and Tchernie (1972) έδειξαν ότι μια ενδιάμεση αλμυρή υδάτινη μάζα μπορεί να σχηματιστεί στη Κρητική θάλασσα κατά την διάρκεια της κατακόρυφης πορείας ανάμιξης . Η κεντρική Κρητική θάλασσα δείχθηκε από Ozturgut(1976) ότι είναι μια περιοχή σχηματισμού του LIW (T=15^o C, S=38.95) κατά την διάρκεια του Χειμώνα, όταν η ανάμιξη φθάνει στο μέγιστο βάθος των 200 m. Οι μηχανισμοί που είναι υπεύθυνοι για τον σχηματισμό των ενδιάμεσων

αλμυρών υδάτινων μαζών ($T=15.25-15.30^{\circ}$ C, $S=38.99-39.01$) στον νοτιοανατολικό ύφαλο της Κρήτης κατά την διάρκεια του Χειμώνα του 1986 έχουν αναφερθεί στην εργασία του Georgopoulos et al (1989).

Η πηγή των Κρητικών βαθιών υδάτινων μαζών προτάθηκε (Gertman et al, 1990 b) να είναι η ανοιχτή θάλασσα στο κέντρο των κυκλωνικών γύρων, κυρίως στο δυτικότερο τμήμα της θάλασσας, κατά την διάρκεια δριμών καιρικών συνθηκών. Επίσης αναφέρθηκε (Gertman and Popov, 1989) ότι το Κρητικό βαθύ νερό ($T=14.05-14.3$, $S=38.88-39.03$) επηρεάζεται από το πυκνό νερό που γλιστράει από την υφαλική ζώνη των βορείων νησιών των Κυκλάδων προς τους βαθειούς υφαλούλακες της δυτικότερης Κρητικής θάλασσας. Μια άλλη πηγή των Κρητικών βαθιών υδάτινων μαζών θεωρείται ότι είναι η Λεκάνη της Χίου από όπου βαθιά νερά γλιστράνε στους βαθειούς υφαλούλακες της βόρειας Κρητικής λεκάνης μετά το περασμά τους από τον βαθύτερο υφαλούλακα του οροπεδίου των Κυκλάδων. Ochinnikov (1965) and Miller (1974) έδειξαν ότι η Κρητική θάλασσα είναι μια περιοχή όπου σχηματίζεται το βαθύ νερό. Επίσης στα βάθη μεταξύ 500-800 m παρατηρήθηκαν υδάτινες μάζες που προέρχονται από τα μεγάλα βάθη της Μεσογείου και το νερό αυτό χαρακτηρίζεται ως βαθύ Μεσογειακό νερό. Αυτό το νερό εισέρχεται στην Κρητική θάλασσα (Pollak, 1951 Lacombe et al, 1958) μέσω των στενών της Κάσου και των Αντικυθήρων. Ακόμα οι παραπάνω υδάτινες μάζες εξέρχονται από την Κρητική λεκάνη μέσω του βαθύτερου υφαλούλακα των στενών των Αντικυθήρων και της Κάσου (Gertman and Popov 1989). Η εισροή αυτού του νερού είναι πιο έντονη το Χειμώνα σε σχέση με το Καλοκαίρι, παρουσιάζει δηλαδή εποχικότητα

γεγονός στο οποίο οφείλεται η μικρότερη αλατότητα των βαθιών νερών του Κρητικού πελάγους το Χειμώνα σε σχέση με το Καλοκαίρι .

Τώρα θα εξετάσουμε ορισμένα στοιχεία που αφορούν τις υδροδυναμικές συνθήκες και την κυκλοφορία στην Κρητική θάλασσα κατά το τέλος του Καλοκαιριού του 1987. Κατά την Καλοκαιρινή περίοδο οι κύριες υδάτινες μάζες της Κρητικής θάλασσας είναι [1] Βόρειο Ατλαντικό υποεπιφανειακό νερό ελάχιστης αλατότητας (NAW).

[2] Λεβαντινό ενδιάμεσο νερό μέγιστης αλατότητας .

[3] Βαθύ νερό της Κρητικής θάλασσας .

Το υποεπιφανειακό NAW εισέρχεται στην Κρητική θάλασσα από την NW Λεβαντινή θάλασσα. Υποεπιφανειακά NAW με ελάχιστη αλατότητα (38.80) στο στενό της Κάσου και με (38.90) στο στενό της Ρόδου παρατηρήθηκε από τους Bruce and Charnock (1965) κατά την διάρκεια του φθινοπώρου σε βάθος 75m .

Υποεπιφανειακό NAW με αλατότητα μεταξύ 38.68-38.77 παρατηρήθηκε σε όλη σχεδόν την λεκάνη εισόδου σε βάθη 30-50 m (Lacombe et al, 1958). Τα σχετικά αδιάλυτο NAW που πηγάζει από την θάλασσα του Ιονίου εισέρχεται στην Κρητική θάλασσα μέσω του στενού των Κυθήρων (Lascaratos 1986, Ozturgut 1976). Ο Lacombe 1958 πρότεινε ότι το διπλό σύστημα εισόδου του NAW μέσω των SW και SE στενών του Κρητικού τόξου σχηματίζει ένα κυκλωνικό γύρο στα δυτικά και ένα αντικυκλωνικό γύρο στα ανατολικά.

Η πιο πιθανή πηγή του LIW θεωρείται ότι είναι περιοχή του γύρου της Ρόδου (Lacombe and Tchernia 1960 , Ovchinnikov 1984, Thecharis et al, 1986 , Gertman et al, 1987). Τα χαρακτηριστικά των πυρήνων του LIW στην

Ανατολική Μεσόγειο θάλασσα ποικίλλουν στην αλατότητα μεταξύ 38.95-39.30 και στην θερμοκρασία μεταξύ 15.0-16.6^o C (Ovchinnikov et al, 1976). Κατά την διάρκεια της εξάπλωσης του προς τα δυτικά , το LIW εισέρχεται στην Κρητική θάλασσα μέσω των ανατολικών στενών του Κρητικού τόξου (Ozturgut 1976, Theocharis et al, 1986, 1987). Οι Bruman and Oren (1970, Ozturgut (1976) ανέφεραν την Κρητική θάλασσα σαν μιά δεύτερη πηγή του LIW. Το ανατολικότερο τμήμα του υφάλου της Κρήτης δείχθηκε από τον (Georgopoulos et al, 1987) σαν μιά περιοχή σχηματισμού του ενδιάμεσου νερού κάτω από ευνοϊκές μετεωρολογικές συνθήκες ενώ η αλατότητα κυμαίνεται από 38.99-39.01 .

Η βαθιές υδάτινες μάζες της Νότιας θάλασσας του Αιγαίου βρέθηκαν να είναι περισσότερο αλμυρές (38.95) και ζεστές (13.9-14.5^o C) (Theocharis , 1983) από τις βαθιές υδάτινες μάζες της θάλασσας της Ανατολικής Μεσογείου. Επίσης κατά την διάρκεια των καλοκαιρινών περιόδων οι βαθιές υδάτινες μάζες βρέθηκαν να είναι περισσότερο αλμυρές και ζεστές σε σχέση με τις χειμερινές περιόδους (Lacombe et al, 1958, Miller , 1974 El-Gindy and El- Din, 1986). Έως τώρα , υπάρχουν μόνο οριακές αποδείξεις (Ovchinnikov , 1965, El-Gindy and El-Din ,1986) οι οποίες επιβεβαιώνουν τις προτάσεις προηγούμενων ερευνητών (Wust , 1961 Miller 1963, 1974) ότι η Κρητική θάλασσα είναι μιά περιοχή σχηματισμού του βαθιού νερού. Η μεταφορά του βαθιού νερού μεταξύ της Κρητικής θάλασσας και της Ανατολικής θάλασσας της Μεσογείου περιορίζεται κάπως στα βαθύτερα επίπεδα από τον περίπλοκο και σχετικά αβαθή τοπογραφικά πυθμένα των στενών του Κρητικού τόξου.

Τώρα θα αναφέρουμε ορισμένα στοιχεία για την ροή μέσω των στενών του Ανατολικού Κρητικού Τόξου και για τα κυρίαρχα ρεύματα που υπάρχουν. Τόσο στην NW Λεβαντινή λεκάνη όσο και στην Ανατολική Κρητική θάλασσα το κύριο σύστημα ρεύματος που επιδρά είναι το ελάχιστο Ασιατικό Ρεύμα, το οποίο ρέει κατά μήκος της περιφέρειας της κυκλωνικής περιοχής της Ρόδου (Ozturgut 1976) και εισέρχεται στην θάλασσα του Αιγαίου . Στην Κρητική θάλασσα το κύριο ελίσσόμενο ρεύμα αντιστρέφεται εποχιακά. Το Χειμώνα μετακινείται από την Ανατολή προς την Δύση ενώ το Καλοκαίρι από την Δύση προς την Ανατολή. Η NW Λεβαντινή Λεκάνη επικοινωνεί με την Ανατολική Κρητική θάλασσα (SE θάλασσα του Αιγαίου) μέσω των τριών ανατολικών στενών του Κρητικού Τόξου - Κάσος , Κάρπαθος και Ρόδος(σχήμα 2).

Πρόσφατα, ερευνητές (Lacombe et al, 1958 , Burman and Oren 1970, Onchinnikov et al, 1976) ανέφεραν την συνεισφορά των στενών του Κρητικού Τόξου στις ανταλλαγές νερού μεταξύ των δύο παραπάνω Λεκανών. Οι ροές μεταξύ των στενών εξαρτιόντουσαν εποχιακά από τις περιοχές όπου μεταβαλλόταν η κυκλοφορία μέσης κλίμακας. Onchinnikov et al(1976), χρησιμοποιώντας τις μετρήσεις του ρευματομέτρου και τους γεωστροφικούς υπολογισμούς, βρήκε πολύ δυνατή εισροή (πάνω από 60 cm/sec) μέσω των στενών της Ρόδου η οποία αντιστράφηκε κοντά στο πυθμένα κατά το Φθινόπωρο. Παρόμοια χαρακτηριστικά βρέθηκαν από τους Accerboni and Grancini (1972) and Theocharis et al, (1987). Τα άλλα δύο στενά αναφέρθηκε ότι έχουν ένα περισσότερο πολύπλοκο σύστημα εισόδου-εξόδου, με ταυτόχρονη εισροή και εκροή στο ίδιο επίπεδο κατά μήκος των στενών και σημαντικές ταχύτητες στα επιφανειακά και

υπόεπιφανειακά στρώματα. Οποσδήποτε , η επικοινωνία μεταξύ των βαθύτερων υδάτινων μαζών της Λεβαντινής Λεκάνης και της Νότιας θάλασσας του Αιγαίου δεν έχει μελετηθεί επαρκώς. Onchinnikov et al, (1976) ανέφερε ότι αλμυρό ($S=38.85-39.00$), ζεστό ($T=14.08-14.20^{\circ}C$) και πυκνό (29.20) βαθύ νερό ρέει από τα στενά του Κρητικού Τόξου στην Λεβαντινή λεκάνη μέσω του στενού της Κάσου. Έτσι συνεισφέρει στο σχηματισμό του βαθιού νερού της Ανατολικής Μεσογείου. Χρησιμοποιώντας την % αναλογία για την υδάτινη μάζα της Κρητικής θάλασσας, El-Gindy and El-Din (1986) βρήκαν ότι αλμυρότερα και ζεστότερα νερά από εκείνα της Ανατολικής Μεσογείου εξέρχονται μέσω των ανατολικών στενών του Κρητικού τόξου κατά την διάρκεια του Καλοκαιριού.

Το βαθύ νερό της Ανατολικής Μεσογείου βρίσκεται σε βάθη μεγαλύτερα των 700 m και χαρακτηρίζεται από θερμοκρασία $13.6^{\circ}C$ και αλατότητα 38.7 ppt. Κατά τον Pollak et al, (1951) πηγή του νερού αυτού είναι η Νότια Αδριατική . Οι Lacombe et al, (1958) διαπίστωσαν έξοδο των νερών του Αιγαίου μέσω των στενών των Αντικυθήρων αλλά και της Κάσου . Οι Lacombe and Tchernia (1960) θεώρησαν ότι το EMDW είναι μίγμα βαθιού νερού της Αδριατικής και του LIW σε αναλογία 7:8 και 1:8 αντίστοιχα . Κατά τον Miller (1974) το EMDW είναι μίγμα βαθιών νερών προερχόμενων από την Αδριατική και από το Κρητικό. Την έξοδο βαθιών νερών από το τελευταίο παρατήρησε τόσο στο στενό της Κάσου όσο και στο στενό της Καρπάθου. Στη συνέχεια η εκροή αυτή βαθιών νερών του Κρητικού βυθίστηκε σε βάθη 1200 περίπου μέτρων της Ανατολικής Μεσογείου. Ο Hopkins (1978) αποδέχεται ως γεγονός τις εκροές βαθιού

νερού από το Κρητικό, όμως πιστεύει ότι είναι επεισοδιακές , και δεν αποτελούν σημαντική εισφορά στο σχηματισμό του βαθιού νερού της Ανατολικής Μεσογείου. Αυτό δημιουργείται με αυτόν τον τρόπο, από την ανάμιξη πυθμενικών νερών της Αδριατικής με LIW του βόρειου Ιονίου Πελάγους σε αναλογία 3:1 .

Συνοψίζοντας :

Ο Pollak (1951) διαπίστωσε επιφανειακή εισροή νερών στο Κρητικό από την Μεσόγειο , μέσω των στενών Κάσου και Καρπάθου , το Χειμώνα , αλλά όχι εκροή νερών στην αντίθετη κατεύθυνση .

Οι Lacombe et al, (1958) διαπίστωσαν , κατά το θέρος, μιά επαλληλία τεσσάρων ρευμάτων στα στενά των Αντικυθήρων και στο δυτικό τμήμα των στενών της Κάσου :[1] μιά επιφανειακή εκροή (κυρίως στο στενό της Κάσου, [2] μια υποεπιφανειακή εισροή , σε βάθος 50 μέτρων , αποτελούμενη κυρίως από NAW , [3] μιά εκροή μεγάλης αλατότητας νερού (LIW) σε βάθος 200 μέτρων, και [4] μια ασθενή εισροή κοντά στο βαθύτερο σημείο του πυθμένα.

Οι Bruce and Charnock (1965) βρήκαν, κατά το τέλος του Χειμώνα με την αρχή της άνοιξης, και σε βάθος 250 μέτρων, μια εισροή στο δυτικό τμήμα του στενού της Καρπάθου και μια εκροή στο ανατολικό τμήμα των ίδιων στενών .

Οι Burman and Oren (1970) διαπίστωσαν επιφανειακή εισροή μεταξύ Κρήτης και Καρπάθου και την είσοδο στο Αιγαίο ισχυρού ρεύματος (51cm/sec) μέσω της διόδου μεταξύ Ρόδου και Τουρκίας . Στην τελευταία περίπτωση, η ροή σε βάθος 500 μέτρων περίπου άλλαζε διεύθυνση. Η

βαθεία αυτή εκροή βορειανατολικά της Ρόδου επιβεβαιώθηκε και από ρευματομετρήσεις .

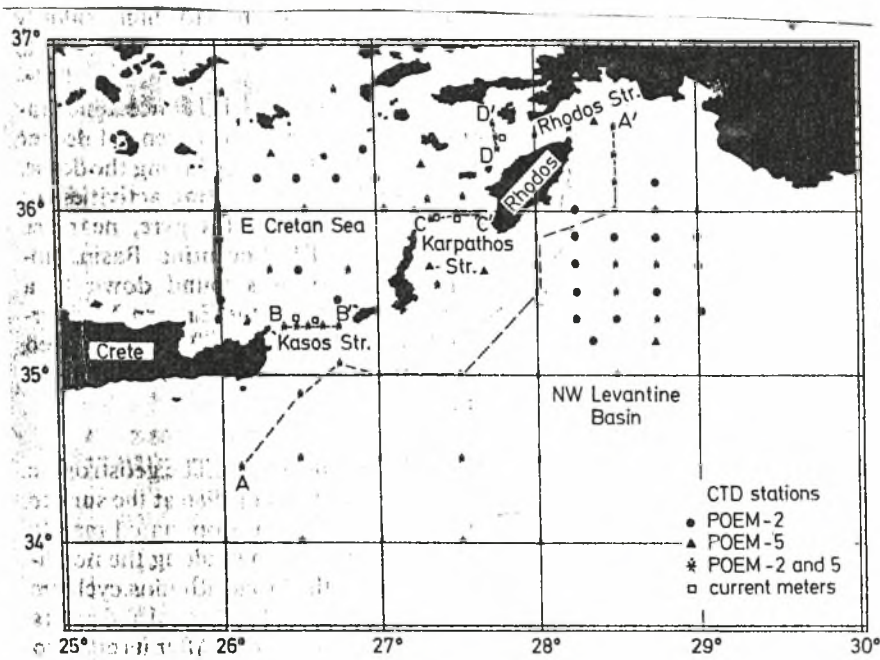
Οι Mosseti et al, (1972) διαπίστωσαν εκροή μέσω των Κυθήρων και Αντικυθήρων , όπως επίσης και μέσω του δυτικού τμήματος του στενού της Κάσου και εισροές μέσω των στενών Καρπάθου και Ρόδου -Τουρκίας .

Εναι σαφές ότι τα παλαιότερα αποτελέσματα υποδεικνύουν την ανάγκη συστηματικής μελέτης, τόσο της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών του Κρητικού, όσο και των ανταλλαγών τους με την Ανατολική Μεσόγειο. Αυτοί υπήρξαν και οι στόχοι των νεότερων ερευνητικών προσπαθειών μελέτης στα πλαίσια των προγραμμάτων P.O.E.M. , που πραγματοποιήθηκε μεταξύ 1986-1987.

ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΡΕΥΝΑΣ

Είναι σαφές, ότι τα παλαιότερα αποτελέσματα υποδεικνύουν την ανάγκη συστηματικής μελέτης, τόσο της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών του Κρητικού, όσο και των ανταλλαγών τους με την Ανατολική Μεσόγειο. Αυτοί υπήρξαν και οι στόχοι των νεότερων ερευνητικών προσπαθειών μελέτης του Κρητικού στα πλαίσια του προγράμματος P.O.E.M. (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean), που πραγματοποιήθηκε μεταξύ 1986-1987, όσο και του Pelagos που άρχισε πρόσφατα (Φεβρουάριος 1994).

Κατά την διάρκεια του P.O.E.M.-2 μεταξύ 11 Μαρτίου και 10 Απριλίου 1986 και του P.O.E.M.-5 από 30/9-17/10 του 1987 οι μετρήσεις του C.T.D. (αγωγιμότης, θερμοκρασία, βάθος) συλλέχθησαν από τον Ω/Κ Αιγαίο, από ένα κιγκλίδωμα 78 (τέλος Χειμώνα 1986) και 59 (τέλος Καλοκαιριού 1987) υδρογραφικών σταθμών στην Ανατολική Κρητική θάλασσα και στην ΝW Λεβαντινή Λεκάνη (σχήμα 2). Οι μετρήσεις έγιναν με το αυτογραφικό όργανο CTD-SBE-9. Τα δεδομένα του CTD δοκιμάστηκαν σε συχνότητα 33 Hz και είχαν κατά μέσο όρο 1 δεδομένο για κάθε αρχικό δευτερόλεπτο με μείωση της τιμής του CTD γύρω στα 0.75m/sec. Τα δεδομένα παρεμβλήθηκαν σε κλίμακα 1dbar και ύστερα για περισσότερη υδροδυναμική κατεργασία, αναπτύχθηκαν προγράμματα στο Εθνικό Κέντρο θαλάσσιας Έρευνας τα οποία χρησιμοποιήθηκαν. Οι αισθητήρες που χρησιμοποιήθηκαν στο CTD, ρυθμίσθηκαν πρίν από κάθε ταξίδι. Οι συγκρίσεις μεταξύ των δειγμάτων, που μετρήθηκαν από το AUTOSAL σαλινόμετρο (Guildline Inc., Ontario, Canada) και το CTD, για τις τιμές της αλατότητας έδειξαν μια διαφορά γύρω στα 0.02 για το POEM-2 και 0.01 για το POEM-5. Επίσης υπολογίσθηκαν οι γεωστροφικές

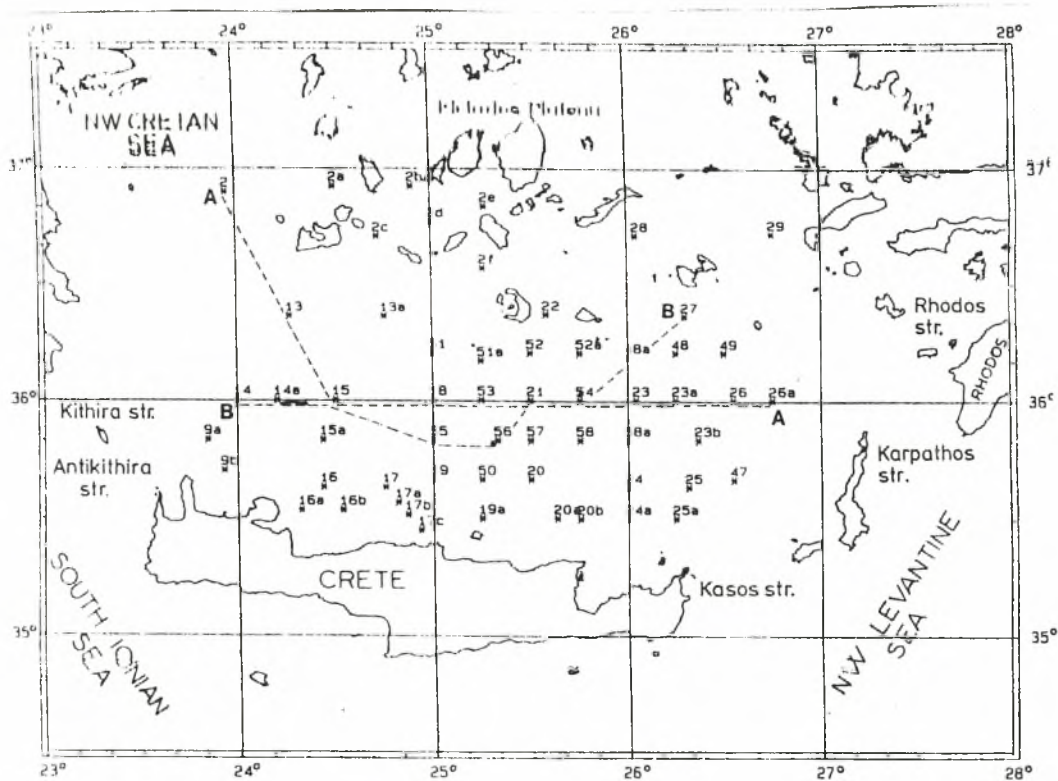


Σχήμα 2: Η περιοχή που μελετάται με την τοποθέτηση των ωκεανογραφικών σταθμών , στο τέλος του Χειμώνα 1986 και στο τέλος του Καλοκαιριού 1987. Ακόμα διακρίνουμε τις υδροδυναμικές κατευθύνσεις AA' , BB' , CC' και DD' με τις διακεκομμένες γραμμές

ταχύτητες κατά μήκος των στενών, χρησιμοποιώντας ως επίπεδο αναφοράς το μέγιστο παρατηρηθέν βάθος για κάθε στενό, και ύστερα συγκρίθηκαν με τις μετρήσεις των ρευματομέτρων. Είχαν τοποθετηθεί πέντε σειρές, κάθε μία με τρία Aanderaa RCM 4S ρευματομέτρα, στα ανατολικότερα στενά του Κρητικού Τόξου και σε βάθη 50,300 και 700m με μια δεκάλεπτη καταγραφόμενη απόσταση και για μια περίοδο μεγαλύτερη του ενός μηνός. Μια σειρά ήταν τοποθετημένη στο στενό της Ρόδου, 2 στο στενό της Καρπάθου και 2 στο στενό της Κάσου (σχήμα 2). Ένα 24ωρο χαμηλό φιλτράρισμα εφαρμόστηκε στα δεδομένα των μέσων όρων των ρευματομέτρων για να μετατοπιστεί η ημερήσια παλίρροια. Αυτά τα δεδομένα, χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μέσων ημερήσιων τιμών των ρευματομέτρων (Zotiadis et al 1990). Οι χάρτες του πεδίου των ταχυτήτων σχεδιάστηκαν με την εφαρμογή της δυναμικής μεθόδου, θεωρώντας το βάθος των 500 m ως το επίπεδο αναφοράς. Αυτό το επίπεδο θεωρείται ότι είναι ικανοποιητικό για την περιοχή έρευνας, έχοντας υπόψιν:

[1] Την αποφασιστικότητα αυτού του βάθους από τον Onchinnikov et al (1976) ο οποίος έδειξε ότι για αυτή την περιοχή το επίπεδο αναφοράς της ταχύτητας ποικίλει μεταξύ 500-750m. [2] Την κατά βάθος κατανομή των υδρολογικών χαρακτηριστικών .

Στα πλαίσια του προγράμματος POEM-4 τα δεδομένα του CTD συλλέχθηκαν από ένα κιγκλίδωμα 60 σταθμών (σχήμα 3) από το Ω/Κ Αιγαίο, κατά την διάρκεια μιάς περιόδου δειγματοληψείας από τις 17-27/3/87, χρησιμοποιώντας το αυτογραφικό όργανο CTD-CBE-9. Η απόλυτη ακρίβεια της θερμοκρασίας ήταν της τάξης του $\pm 0.01^{\circ} \text{C}$ για κάθε 6 μήνες, ενώ το μεγαλύτερο όριο σταθερότητας της είναι $\pm 0.004^{\circ} \text{C}$ για κάθε έτος. Η



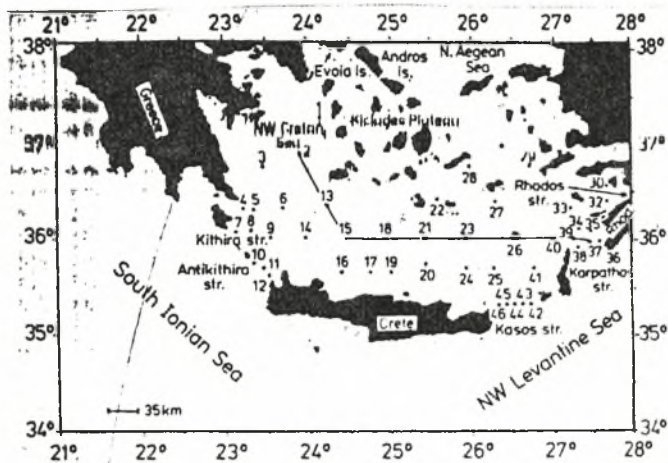
Σχήμα 3: Στην περιοχή που μελετάται , φαίνεται η τοποθέτηση των ωκεανογραφικών σταθμών , κατά το Μάρτη του 1987. Οι διακεκομμένες γραμμές μας δείχνουν τις υδρολογικές κατευθύνσεις AA και BB

απόλυτη ακρίβεια για την αγωγιμότητα είναι της τάξης των 0.001S/m για κάθε έτος, ενώ το πραγματικό μεγαλύτερο όριο σταθερότητας είναι 0.01 S/m για κάθε έτος. Η ακρίβεια της πίεσης, με αντιστάθμιση της θερμοκρασίας πάνω από τον ωκεάνειο ρυθμό θερμοκρασίας, είναι περίπου 0.02% της πλήρους κλίμακας .

Η συχνότητα των μετρήσεων ήταν 33Hz , με μέση μείωση της ταχύτητας 0.75m/sec, και με μέσο όρο 1 δεδομένο για κάθε αρχικό δευτερόλεπτο. Οι τιμές των T,S παρεμβλήθηκαν σε επίπεδα με κλίμακα 1dbar, και χρησιμοποιήθηκαν για την επιπλέον επεξεργασία των δεδομένων με προγράμματα που αναπτύχθηκαν στο εθνικό κέντρο θαλάσσιας έρευνας. Οι τιμές αλατότητας του CTD, από το νερό της δειγματοληψίας συγκρίθηκαν με τις τιμές αλατότητας του AUTOSAL σαλινομέτρου. Οι διαφορές τους ήταν της τάξης των 0.02 ή και μικρότερες.

Στα πλαίσια του προγράμματος POEM-5 απο 23/9-20/10/87 συλλέχθηκαν δεδομένα από ένα κυκλίσωμα 46 σταθμών οι οποίοι κάλυπταν την Κρητική θάλασσα (σχήμα 4). Οι μετρήσεις των υδρολογικών χαρακτηριστικών του έγιναν με την χρήση του αυτογραφικού οργάνου CTD SBE-9 με το Ω/Κ Αιγαίο.

Μια σύγκριση μεταξύ των δειγμάτων νερού, της αλατότητας που μετρήθηκε από το CTD και αυτής που μετρήθηκε από το AUTOSAL αλατόμετρο κατά την διάρκεια της κρουαζιέρας, έδειξε μια πολλή στενή ομοιότητα μεταξύ αυτών των δύο. Οι διαφορές ήταν της τάξης των 0.01 ή και μικρότερες .

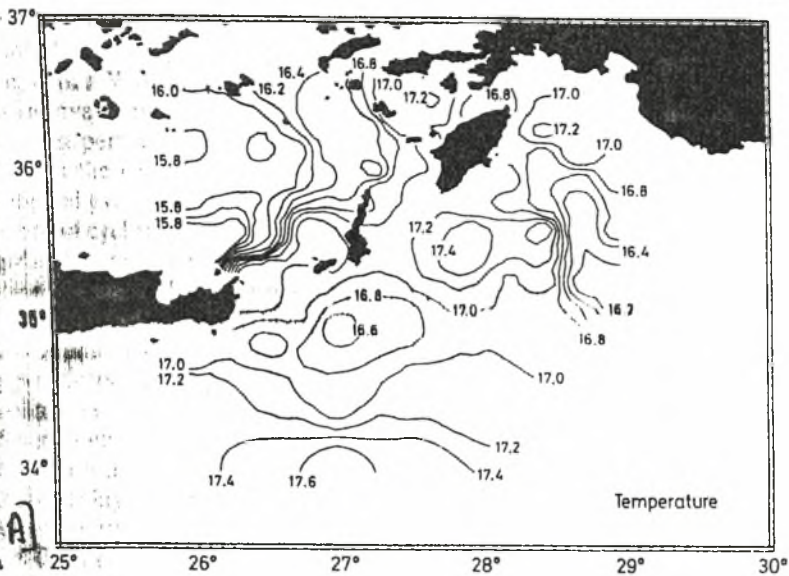


Σχήμα 4: Η περιοχή που μελετάται , και είναι τοποθετημένοι οι ωκεανογραφικοί σταθμοί κατά τον Σεπτέμβριο - Οκτώβριο 1986.

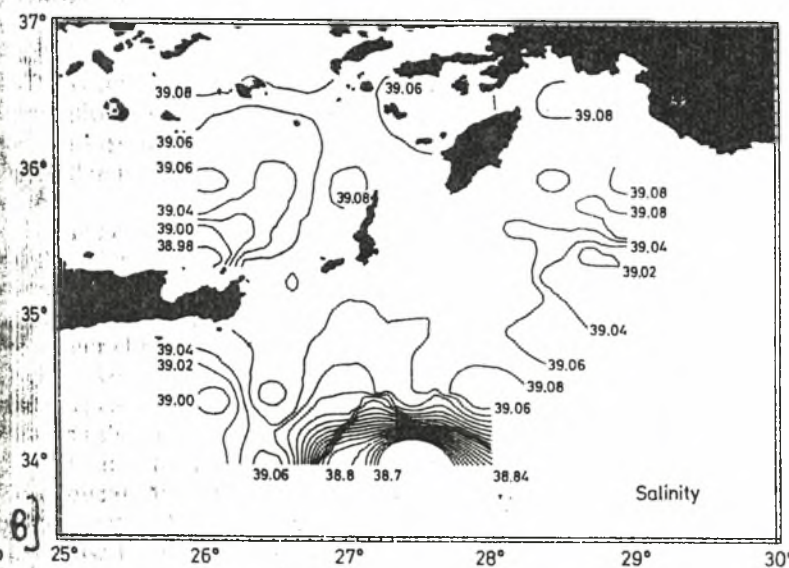
Αποτελέσματα - Συζήτηση

Στο τέλος του χειμώνα του 1986 η οριζόντια κατανομή των επιφανειακών υδρολογικών χαρακτηριστικών (σχήμα 5) δείχνει ότι NW Λεβαντινή Λεκάνη καταλαμβάνονταν από ζεστότερο νερό ($16.8-17.6^{\circ}\text{C}$) από ότι η Ανατολική Κρητική θάλασσα ($15.4-16.8^{\circ}\text{C}$). Πιο κρύο νερό (16.2°C) παρατηρήθηκε στη κέντρο του γύρου της Ρόδου, που είναι η κύρια περιοχή σχηματισμού του LIW στην Ανατολική Μεσόγειο θάλασσα κατά την διάρκεια του Χειμώνα, ψυχραίνοντας το επιφανειακό νερό. Επιπλέον, βόρεια του στενού της Κάσου στην ανατολική Κρητική θάλασσα μια δυνατή οριζόντια κλίση της θερμοκρασίας παρατηρήθηκε, σαν αποτέλεσμα της επιρροής των ψυχρών Ανατολικών Κρητικών νερών και των ζεστών επιφανειακών νερών από την NW Λεβαντινή λεκάνη. Ολόκληρη η περιοχή χαρακτηρίζονταν από πολύ αλμυρά επιφανειακά νερά ($39.00-39.08$) εκτός από την νοτιοανατολική περιοχή της Κρήτης στον 34° παράλληλο, όπου λιγότερο αλμυρά επιφανειακά νερά από την πηγή του NAW μεταφέρονταν από το Κέντρο Μεσογειακό Ρεύμα, σχηματίζοντας μια ισχυρή κλίση της αλατότητας. Η βορειοανατολική υφαλική ζώνη της Κρήτης, μια από τις περιοχές σχηματισμού του LIW στην Κρητική θάλασσα, καταλαμβάνονταν από ένα ελαφρώς λιγότερο αλμυρό ($S_{\min}=38.97$) και κρύο (15.15°C) επιφανειακό νερό το οποίο παρατηρήθηκε στην περιοχή εισόδου μετά από έρευνα.

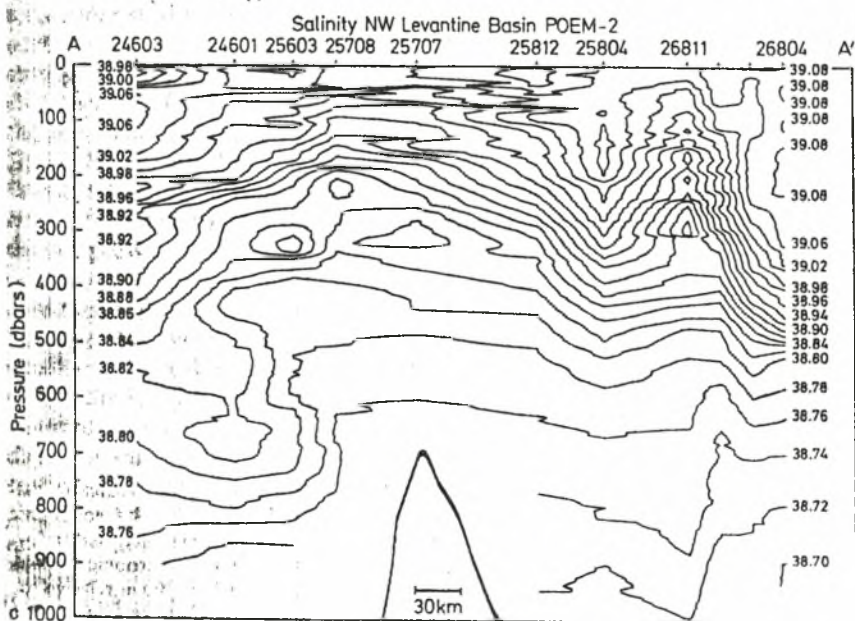
Το υποεπιφανειακό NAW με ελάχιστη αλατότητα, που συνήθως βρισκόταν κατά την διάρκεια του Καλοκαιριού, είχε σχεδόν εξαφανιστεί από την περιοχή που μας ενδιέφερε. Αυτό έγινε επειδή η πορεία ανάμιξης, η οποία τείνει να ομογενοποιήσει τα επιφανειακά και υποεπιφανειακά



Σχήμα 5α: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) στην βορειοδυτική Λεβαντινή λεκάνη - ανατολική Κρητική θάλασσα.



Σχήμα 5β: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής αλατότητας στη Βορειοδυτική Λεβαντινή λεκάνη - ανατολική Κρητική θάλασσα.

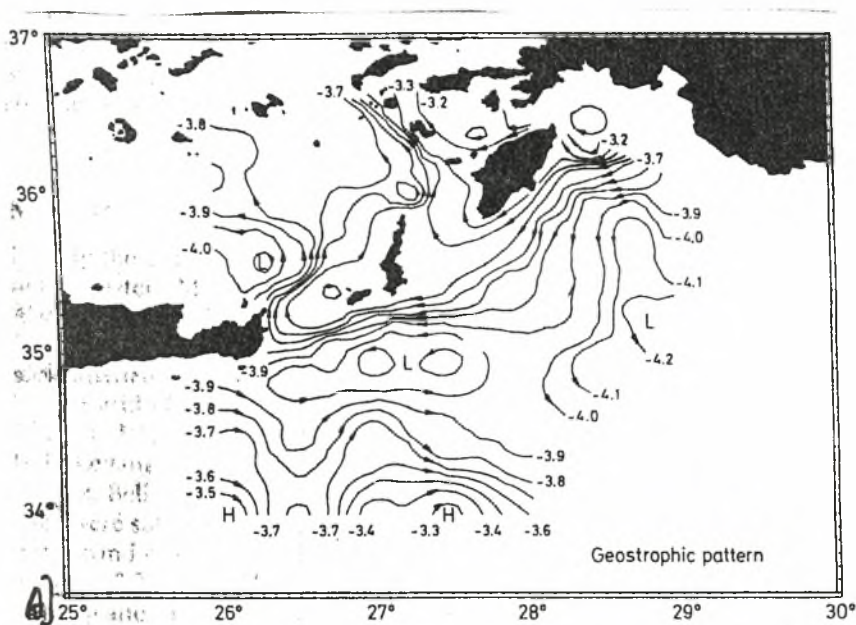


Σχήμα 5γ : Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης ΑΑ' στη Βορειοδυτική Λεβαντινή λεκάνη, όλα στο τέλος του Χειμώνα του 1986.

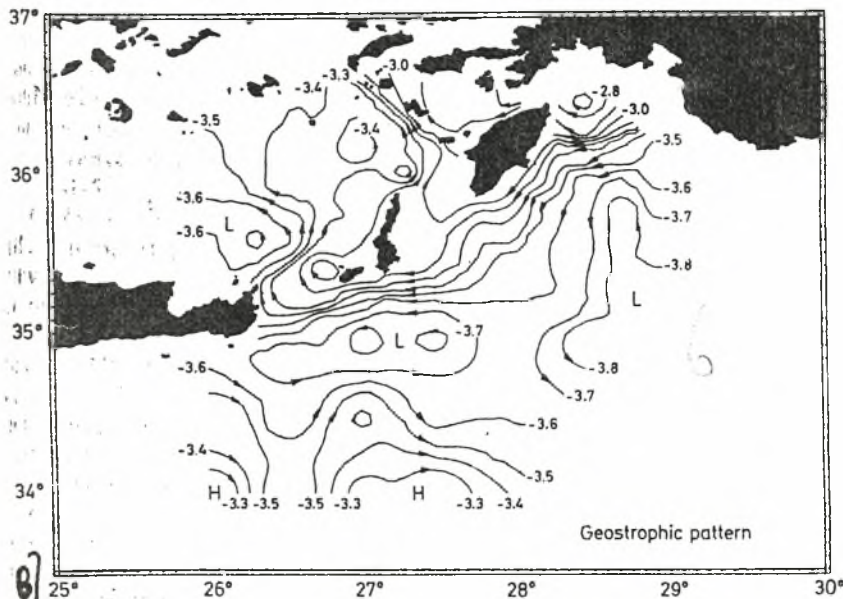
στρώματα, σχηματίζει νερά υψηλής αλατότητας. Λιγότερο αλμυρά υποεπιφανειακά νερά παρατηρήθηκαν στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής, γύρω από την περιοχή των επιφανειακών και υποεπιφανειακών νερών της πηγής του NAW (σχήμα 5γ).

Λόγω της χειμωνιάτικης πορείας ανάμιξης στο γύρω της ρόδου αυτή η περιοχή σχηματισμού του LIW είχε υψηλή αλατότητα (>39.00) και βρέθηκε σε όλη την περιοχή κάτω από τα μεσολαβούσα βάθη. Ο θόλος του εμφάνισε καλή ανάπτυξη με σχετικά υψηλές οριζόντιες θερμοαλατικές κλίσεις στις εσωτερικές περιοχές λόγω της κυριαρχίας των βαθύτερων υδάτινων στα ανώτερα στρώματα. Το LIW βυθίζεται κατά μήκος του θόλου, σε βάθη γύρω στα 200-300 m λόγω των διαδικασιών ανάμιξης. Στη βορειότερη περιφέρεια του γύρου της Ρόδου, κοντά στη βορειοδυτική ακτή της NW Λεβαντινής λεκάνης, ομογενοποιημένο LIW (39.06-39.08) βρέθηκε σε βάθος κάτω από τα 400m. Το βαθύ νερό της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας, με αλατότητα 38.70, παρατηρήθηκε κάτω από το βάθος των 900m στην περιοχή κατάπτωσης της Ρόδου.

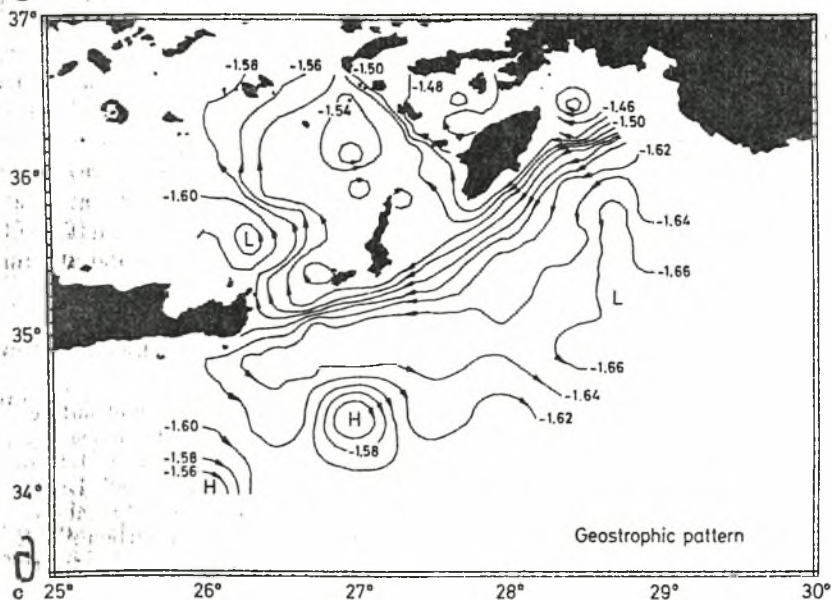
Κυκλοφορία και ροή μέσω των στενών . Στο τέλος του Χειμώνα του 1986, το γεωστροφικό κυκλοφοριακό υπόδειγμα στα επιφανειακά και υποεπιφανειακά στρώματα (σχήμα 6α, β) είχε κυριαρχηθεί κυρίως από το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα το οποίο ρέει κατά μήκος της βόρειας και της δυτικής περιφέρειας του μεγάλου κυκλωνικού γύρου της Ρόδου (με γεωστροφικές ταχύτητες 30cm/sec) και εισέρχεται στη Κρητική θάλασσα μέσω του στενού της Κάσου. Μετά την είσοδό του στη θάλασσα του Αιγαίου αυτό το ρεύμα διαχωρίζεται σε δύο κλάδους. Ο ένας ρέει δυτικώς και συνεισφέρει στη γέννηση της κυκλωνικής ροής στην περιοχή



Σχήμα 6α: επιφανειακή γεωστροφική κυκλοφορία σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2).



Σχήμα 6β: Γεωστροφική κυκλοφορία στην επιφάνεια των 50m σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2)



Σχήμα 6γ: Γεωστροφική κυκλοφορία στην επιφάνεια των 300m σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2), όλα στο τέλος του Χειμώνα 1986.

βορειοδυτικά του στενού της Κάσου. Ο άλλος αντιστρέφεται και ρέει προς τα βορειοανατολικά. Αυτός είναι σχεδόν παράλληλος με το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα το οποίο ρέει νοτιοδυτικά, πρίν την είσοδό του στη θάλασσα του Αιγαίου στην NW Λεβαντινή λεκάνη. Αυτός ο αντιστρεφόμενος κλάδος του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος μεταφέρει αλμυρά και σχετικά ζεστά νερά (από την πηγή της NW Λεβαντινής) προς το νοτιοανατολικό μέρος της Λεκάνης της Χίου. Ένας κλάδος του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος, ο οποίος επίσης εισέρχεται μέσω του στενού της Καρπάθου μεταφέρει αλμυρά και ζεστά νερά στην βόρειο και στην νοτιοανατολική λεκάνη της Χίου. Ολόκληρη η κυκλωνική περιοχή του γύρου της Ρόδου, μαζί με έναν δυτικο-ανατολικό προσανατολισμό, επεκτείνεται νοτιοανατολικά της Κρήτης. Η παραπάνω κυκλωνική περιοχή χωρίζεται σε δύο γύρους. Ο ένας είναι μόνιμος, και είναι ανατολικά της Ρόδου, και είναι το κέντρο του γύρου της Ρόδου και ο δεύτερος γύρος επιμηκύνεται νότια της Καρπάθου. Νότια ολόκληρης της κυκλωνικής περιοχής του γύρου της Ρόδου, το κέντρο μεσογειακό ρεύμα ελλίσεται ανατολικά και μεταφέρει λιγότερο αλμυρά επιφανειακά και υποεπιφανειακά νερά από την πηγή του NAW.

Στα ενδιάμεσα στρώματα των 300 m (σχήμα 6γ) η γεωστροφική κυκλοφορία ακολουθεί γενικά τα ανώτερα στρώματα, εκτός από αυτό των δύο παραπάνω γύρων που γίνονται ένας ολόκληρος κυκλωνικός γύρος. Το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα φαίνεται να εισέρχεται στη θάλασσα του Αιγαίου μέσω του στενού της Καρπάθου με την ίδια δύναμη όπως μέσω του στενού της Κάσου. Στα βαθύτερα στρώματα, ένα λιγότερο έντονο ρεύμα ρέει κατά

μήκος της βορειοδυτικής περιφέρειας του γύρου της Ρόδου προς την Ανατολική Κρητική θάλασσα μέσω του στενού της Κάσου.

Κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου η υπολογιζόμενη παραμόρφωση των εσωτερικών ακτινών του Rossby για την NW Λεβαντινή λεκάνη είναι γύρω στα 14 km, σύμφωνα με αδημοσίευτα δεδομένα. Αυτή η μικρή παραμόρφωση μας δείχνει ότι πρέπει να υπάρχουν ορισμένα χαρακτηριστικά (στρόβιλλοι, κεραυνοί) στο κυκλοφοριακό υπόδειγμα.

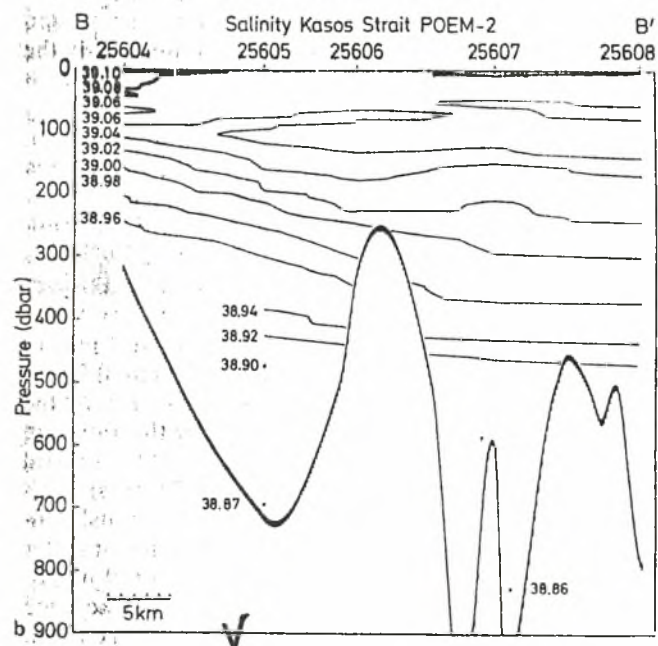
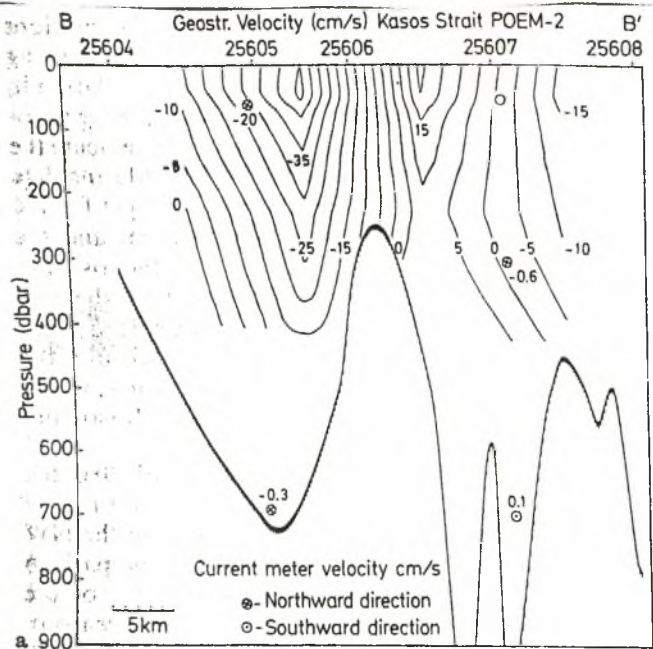
Οι μετεωρολογικές συνθήκες πάνω από τη θάλασσα του Αιγαίου και την Λεβαντινή λεκάνη κατά το τέλος του Χειμώνα του 1986 ήταν παρόμοιες με εκείνα τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά των καιρικών συνθηκών του Χειμώνα της Ανατολικής Μεσογείου. Οι Χειμωνιάτικες κλιματολογικές συνθήκες σημαίνουν έντονη κατανομή του αέρα. Ακόμα έχουμε στροφή του αέρα ανατολικά προς την Λεβαντινή λεκάνη, όταν έχει μέγιστη ένταση και ελλίσεται από τη βόρεια θάλασσα του Αιγαίου κατά μήκος της δυτικής ακτής της θάλασσας του Αιγαίου και της Κρήτης. Η συχνή εισβολή των Ατλαντικών κυκλωνικών συστημάτων στη δυτική Μεσόγειο και η ανατολική τους μετακίνηση προκαλεί την ποικιλία των κατευθύνσεων του αέρα.

Κατά την διάρκεια του Μαρτίου του 1986, οι καιρικές συνθήκες στην περιοχή μελέτης χαρακτηρίζονταν από ένα βόρειο πεδίο ανέμων, το οποίο διακοπτόταν περιοδικά από ανατολικούς και βόρειους ανέμους κατά τη διάρκεια της ανατολικής μετακίνησης του κυκλωνικού συστήματος από την δυτική Μεσόγειο. Κατά την διάρκεια των 10 πρώτων ημερών του Μαρτίου, ασθενείς βόρειοι άνεμοι πάνω από την Κρητική θάλασσα άλλαξαν σε ασθενείς ανατολικούς το οποίο οφείλεται στο πέρασμα του παραπάνω

κυκλωνικού συστήματος. Η προέκταση του Siberian αντικυκλώνα προς τα Βαλκάνια και η χαμηλή πίεση πάνω από τη Μέση Ανατολή προκάλεσε την αύξηση των βορείων ανέμων (>20 m/sec πάνω από την περιοχή έρευνας) κατά την διάρκεια των δεύτερων 10 ημερών το Μάρτη του 1986. Οι τελευταίες 10 ημέρες χαρακτηρίζονταν από ήρεμο καιρό με ασθενείς βόρειους ανέμους. Ξανά το πέρασμα του κυκλωνικού συστήματος στη νότιο Μεσόγειο άλλαξε τους ανέμους σε νότιους. Στο τέλος των 10 πρώτων ημερών του 1986 αυτό το κυκλωνικό σύστημα συνέχισε την ανατολική του μετακίνηση πάνω από την ανατολική Μεσόγειο και οι ασθενείς βόρειοι άνεμοι άλλαξαν σε δυνατούς ανατολικούς και ύστερα σε βορειοανατολικούς. Αυτές οι επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες πάνω από το Αιγαίο και την Λεβαντινή θάλασσα αποτελούν ισχυρές αποδείξεις ότι η κύρια οδηγούσα δύναμη της κυκλοφορίας σε αυτή την περιοχή είναι το έντονο πεδίο ανέμων. Τα αποτελέσματα για την βαροτροπική κυκλοφορία με την τοπογραφική επίδραση δείχνουν ότι η γέννηση των κυριότερων χαρακτηριστικών τους παρατηρήθηκε κατά την διάρκεια του τέλους του Χειμώνα του 1986, όπως ο μεγάλος κυκλωνικός γύρος για την εποχή του Χειμώνα, το Κέντρο Μεσογειακό ρεύμα και το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα που περιβάλλει το γύρο της Ρόδου. Το περιοδικό πέρασμα των κυκλωνικών συστημάτων από την δύση στην ανατολή, πάνω από την νοτιοανατολική Μεσόγειο, συνοδευόταν από νότια και ανατολικά πεδία ανέμων προκαλώντας την απόκλιση του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος προς τα βόρεια, όπου αυτό εισέρχεται έντονα στη θάλασσα του Αιγαίου μέσω των στενών της Κάσου και της Καρπάθου.

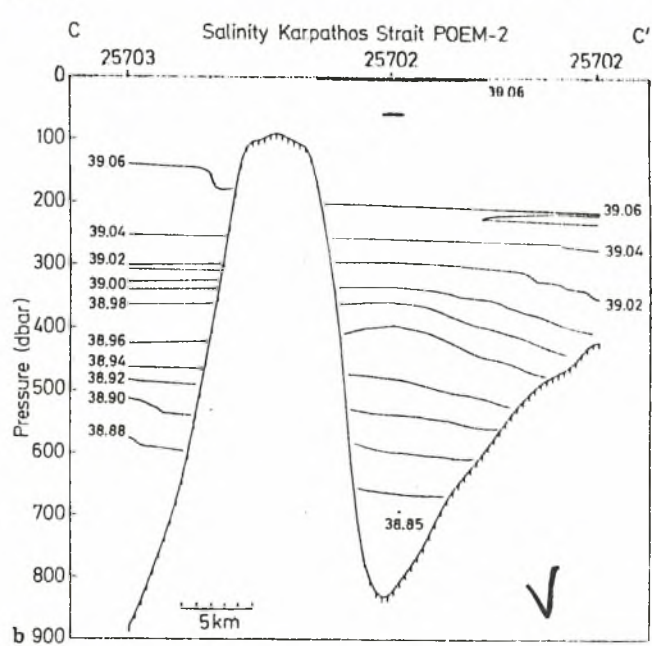
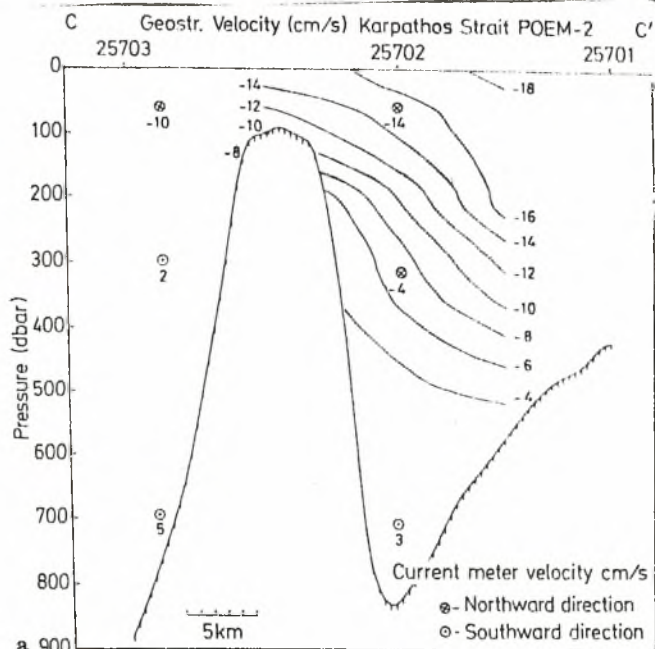
Είναι αξιοσημείωτο ότι στο τέλος του Χειμώνα του 1986, το γεωστροφικό υπόδειγμα έδειξε τον λιγότερο σημαντικό ρόλο του στενού της Ρόδου για τις ανταλλαγές υδάτων μεταξύ της NW Λεβαντινής λεκάνης και της Ανατολικής Κρητικής θάλασσας σε σύγκριση με άλλες εποχές. Η μετανάστευση από το κέντρο του γύρου της Ρόδου προς τα νοτιανατολικά σε σχέση με άλλες εποχές, επηρεάζει την γεωστροφική περιοχή του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος. Έτσι το οδηγεί να ρέει νότια κατά μήκος της μετακινούμενης βόρεια περιφέρειας του γύρου της Ρόδου. Συνεπώς το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα, με την μέγιστη αξία νερού, οδηγείται κατά μήκος της Ανατολικής ακτής του νησιού της Ρόδου, οπότε αποφεύγει το πέρασμα του μέσω του στενού της Ρόδου. Οποσδήποτε ο βόρειος κλάδος του κλάδος του ρεύματος εισέρχεται στη Κρητική θάλασσα μέσω του νοτιότερου στενού της Ρόδου.

Ένα δυνατό κατακόρυφο ψαλίδισμα της ταχύτητας μαζί με την επικράτηση των βορειότερων προεξοχών βρέθηκε στο στενό της Κάσου (σχήμα 7) επιφανειακά υποεπιφανειακά (κάτω από τα 300 m) νερά της λεβαντινής πηγής του NW με υψηλή αλατότητα (39.00-39.10), εισέρχονται στην Ανατολική Κρητική θάλασσα μέσω του δυτικού τμήματος του στενού της Κάσου με μέγιστη ταχύτητα (45cm/sec), βρέθηκαν κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου στα ανατολικά στενά του Κρητικού τόξου. Στο πιο ανατολικό μέρος του στενού βρέθηκε μία εισροή (με ελάχιστη ταχύτητα 15 cm/sec) ενώ στο κεντρικό μέρος μία εκροή ήταν της τάξης των 20cm/sec. Αυτό φαίνεται να μεταφέρει τα ίδια νερά τα οποία προηγουμένως εισέρχονταν από το ανατολικό μέρος του στενού. Ο ρευματομετρητής τοποθετήθηκε δυτικώς σε βάθος 50 m, μετρώντας βόρειες -



Σχήμα 7α) Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/sec) κατά μήκος της κατεύθυνσης BB' στο στενό της Κάσου . Το "-" δείχνει Βόρειες προεξοχές .

Σχήμα 7β) Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης BB' της Κάσου , κ' τα 2 στο τέλος του Χειμώνα 1986.



Σχήμα 8α) Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/sec) κατά μήκος της κατεύθυνσης cc' στο στενό της Καρπάθου .

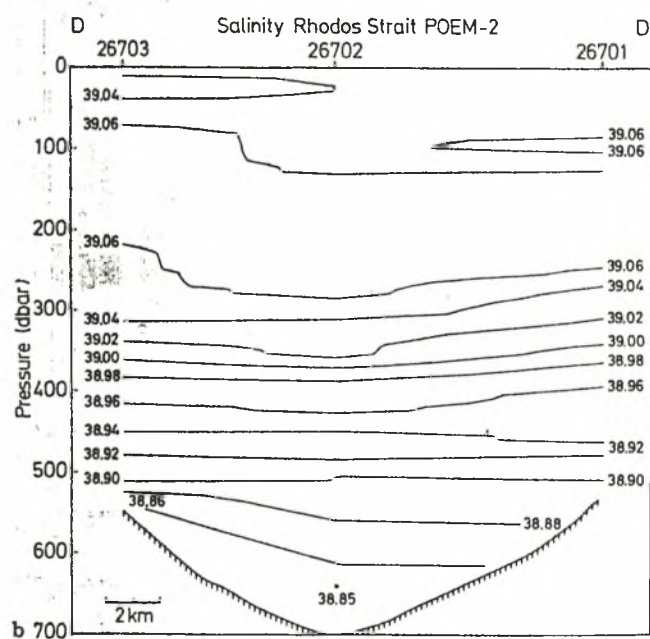
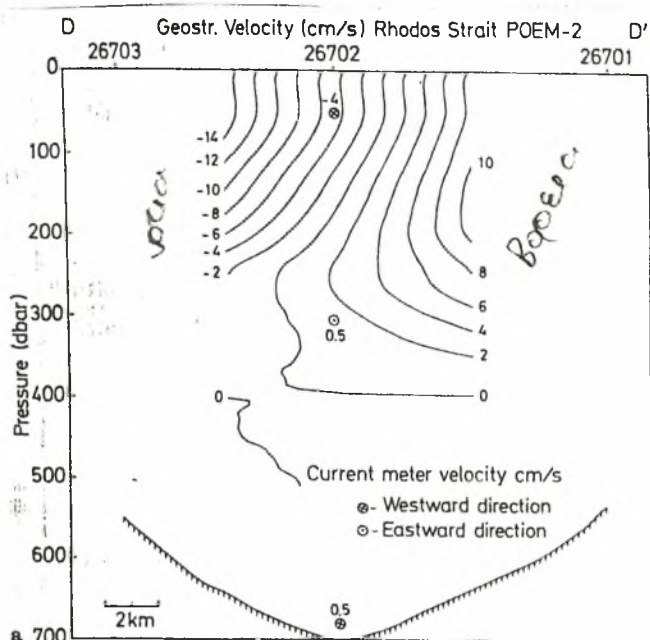
Σχήμα 8β) Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης cc' στο στενό της Καρπάθου , κ' τα 2 στο τέλος του Χειμώνα 1986.

βορειοανατολικές εισροές του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος, με την ίδια δύναμη όπως οι γεωστροφικές ταχύτητες. Ο ανατολικός ρευματομετρητής στο κεντρικό μέρος του στενού επηρεάστηκε από τη νότια περιφέρεια του κυκλωνικού γύρου, και σαν αποτέλεσμα αυτός έδειξε την επικράτηση δυτικότερων προεξοχών. Στα ενδιάμεσα βάθη, ο δυτικός ρευματομετρητής έδειξε ασθενή νότια ροή, σε συμφωνία με τις γεωστροφικές ταχύτητες, στο πιο δυτικό τμήμα του στενού. Η παρατηρηθείσα ισχυρή εισροή μέσω του δυτικού τμήματος του στενού είναι αποτέλεσμα του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος, το οποίο εισέρχεται στη θάλασσα του Αιγαίου κυρίως μέσω αυτού του τμήματος του στενού της Κάσου. Η εναλλαγή εισροής- εκροής στο ανατολικό τμήμα του στενού συνδέεται με την μικρή ενέργεια στροβιλισμού που σχηματίζεται από την γενική κυκλοφορία του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος γύρω από την περιοχή του στενού της Κάσου. Σε μεγαλύτερα βάθη κατά μήκος του στενού από τα 500 m έως κάτω από τα 840 m παρατηρήθηκε ότι το νερό με αλατότητα 38.96-38.90 χαρακτηρίζεται σαν το περαστικό νερό της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας. Αυτή η υδάτινη μάζα εισέρχεται κυρίως μέσω του δυτικότερου τμήματος, ακολουθώντας το γενικό κυκλοφοριακό υπόδειγμα του ανώτερου στρώματος. Οι μετρήσεις των δύο ρευματογράφων στα 700 m έδειξαν ασθενή βορειοανατολική εισροή παροδικών νερών μέσω του δυτικού τμήματος και σχεδόν μηδενική ταχύτητα στο ανατολικό τμήμα.

Μέσω του στενού της Καρπάθου, υπάρχει σχετικά έντονη εισροή με ταχύτητα 17cm/sec. Αυτό βρέθηκε στο ανατολικό της τμήμα, από την επιφάνεια ως το βάθος κάτω από τα 400m, ενώ στο δυτικό τμήμα κάτω από τα 250m, αυτό παρουσιάζει λιγότερο έντονη εισροή με ταχύτητα 8-14cm/sec

(σχήμα 8α) . Αυτή η εισροή είναι ένας κλάδος του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος το οποίο ρέει μέσω αυτού του στενού προς τη βόρεια και την νοτιοανατολική λεκάνη της Χίου και μεταφέρει τα αλμυρά επιφανειακά και υποεπιφανειακά νερά (39.00-39.06) της βορειοδυτικής Λεβαντινής (σχήμα 8β). Ο ρευματομετρητής που είναι τοποθετημένος δυτικά σε βάθος 50m δείχνει σημαντική ταχύτητα, σε σύγκριση με τις γεωστοφικές ταχύτητες, με την βορειοανατολική εισροή των ανατολικών νερών. Ο ανατολικός ρευματομετρητής δείχνει την επικράτηση των ανατολικότερων προεξοχών, με τις βορειότερες προεξοχές να συμπίπτουν με αυτές των γεωστροφικών κυκλοφοριών. Στα 300m , η εισρέουσα ταχύτητα (στην βόρειο-βορειοδυτική κατεύθυνση) συνδιάζεται με το γενικό κυκλοφοριακό υπόδειγμα. Βαθύτερα το βαθύ νερό, (500-700m) με αλατότητα 38.85-38.90, της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας βρέθηκε να είναι παρών σε αυτό το στενό. Και οι δύο ρευματογράφοι κατέγραψαν ασθενή εκροή αυτού του παροδικού νερού το οποίο προηγουμένως έμοιαζε να μεταφέρεται, από το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα, στην Ανατολική Κρητική θάλασσα μέσω του στενού της Κάσου.

Κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου, στο στενό της Ρόδου , υπήρχε ένα κατακόρυφο ψαλίδισμα της ταχύτητας με μία εισροή $>14\text{cm/sec}$ μέσω το νοτιότερου τμήματος, και μία εκροή 10cm/sec μέσω του βορειότερου τμήματος (σχήμα 9α) . Αυτή η εναλλακτική εισροή - εκροή μοιάζει να είναι το αποτέλεσμα της μετανάστευσης των συνόρων του κέντρου του γύρου της Ρόδου, η οποία επηρέασε την ροή του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος μέσω του στενού. Στα βαθύτερα στρώματα ($>500\text{m}$) το παροδικό νερό (38.85-38.90) της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας παρατηρήθηκε με μηδενική ταχύτητα (σχήμα 9). Γι' αυτό θεωρείται ότι αυτή η υδάτινη μάζα, μετά την



Σχήμα 9α) Κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/sec) κατά μήκος της κατεύθυνσης DD' στο στενό της Ρόδου.

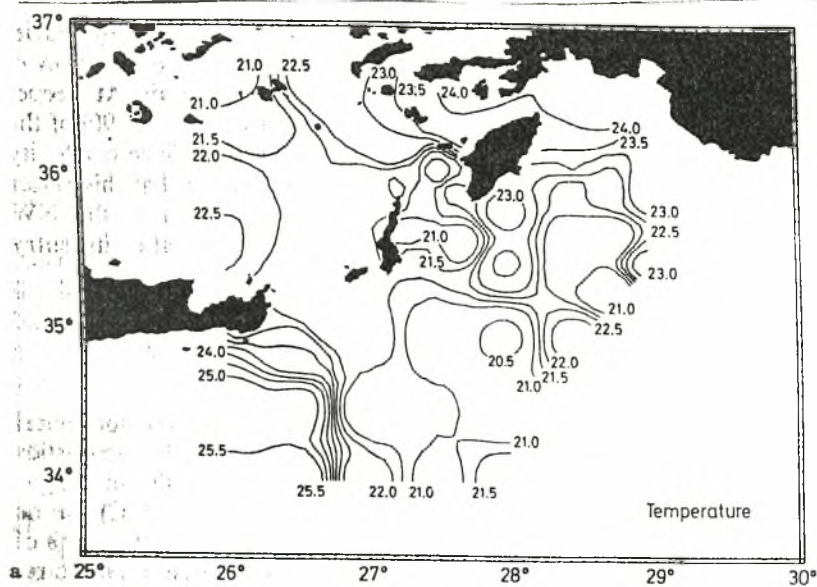
9β) Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης DD' στο στενό της Ρόδου, και τα 2 στο τέλος του Χειμώνα 1986.

είσοδό της μέσω του στενού της Κάσου, ρέει κατευθείαν από την NW Λεβαντινή ή από την Ανατολική Κρητική θάλασσα.

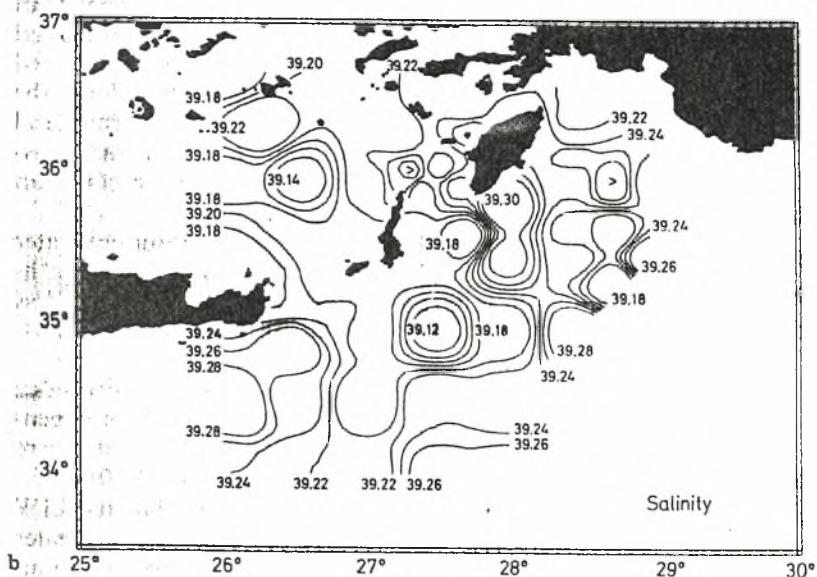
Στο τέλος του Καλοκαιριού του 1987, η οριζόντια κατανομή των επιφανειακών υδρολογικών χαρακτηριστικών (σχήμα 10α,β), έδειξε ότι ολόκληρη η περιοχή έρευνας καταλαμβάνονταν από ένα ζεστό ($20.46-26.55^{\circ}\text{C}$) και αλμυρό ($39.11-39.33$) υδάτινο στρώμα από την επιφάνεια έως το βάθος των 30-40m. Νοτιοανατολικά της Κρήτης, όπου υπήρχε μιά αντικυκλωνική περιοχή, το νερό ήταν περισσότερο αλμυρό και ζεστό από ότι εκείνο στην περιοχή του γύρου της Ρόδου. Η θερμοκρασία και η αλατότητα διαφέρει μεταξύ αυτών των δύο περιοχών σχηματίζοντας ισχυρές οριζόντιες θερμοαλατικές κλίσεις. Κατά μήκος της βόρειας περιφέρειας του γύρου της Ρόδου το ζεστότερο και αλμυρότερο νερό της Ανατολικής Λεβαντινής λεκάνης μεταφερόταν από το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα προς την Ανατολική Κρητική θάλασσα, κυρίως μέσω του στενού της Ρόδου.

Μεταξύ των 40-130m για λιγότερο υποεπιφανειακή υδάτινη μάζα παρατηρήθηκε. Στις βόρειες και δυτικές περιφέρειες του γύρου της Ρόδου αυτά τα λιγότερο αλμυρά υποεπιφανειακά νερά ($38.86-38.89$) φαίνεται ότι μεταφέρονται από το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα (σχήμα 10γ) .

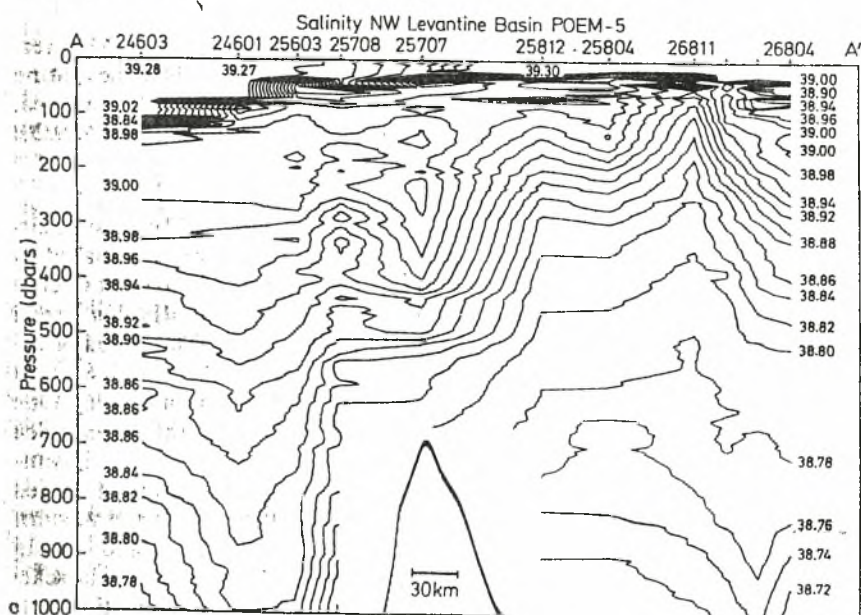
Το υποεπιφανειακό στρώμα μαζί με μιά μέγιστη τιμή αλατότητας (της πηγής του LIW), παρατηρήθηκε σε διαφορετικά βάθη, εξαρτώμενο από την απόσταση από το κέντρο του γύρου της Ρόδου (σχήμα 10γ). Σε αυτή την περιοχή του γύρου ο πυρήνας του LIW (39.00) βρέθηκε σε βάθος 25-40m, ενώ το LIW που εξαπλωνόταν δυτικά βρέθηκε να είναι σε ένα μέγιστο βάθος (300m). Στην Ανατολική Κρητική θάλασσα το LIW με αλατότητα μεγαλύτερη από (39.00) παρατηρήθηκε σε βάθος κάτω από 500m .



Σχήμα 10α: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας ($^{\circ}\text{C}$) στη Βορειοδυτική Λεβαντινή λεκάνη-ανατολική Κρητική θάλασσα.



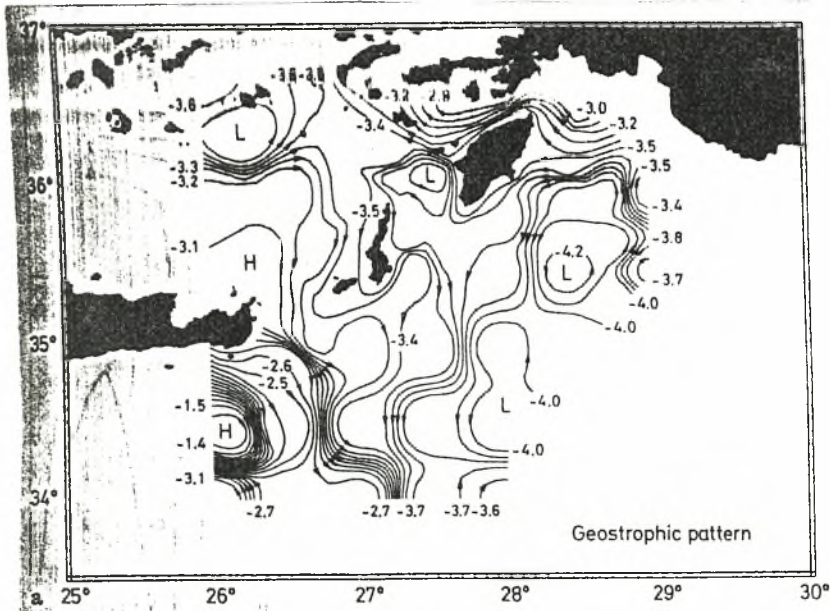
Σχήμα 10β: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής αλατότητας στη Βορειοδυτική Λεβαντινή λεκάνη - ανατολική Κρητική θάλασσα.



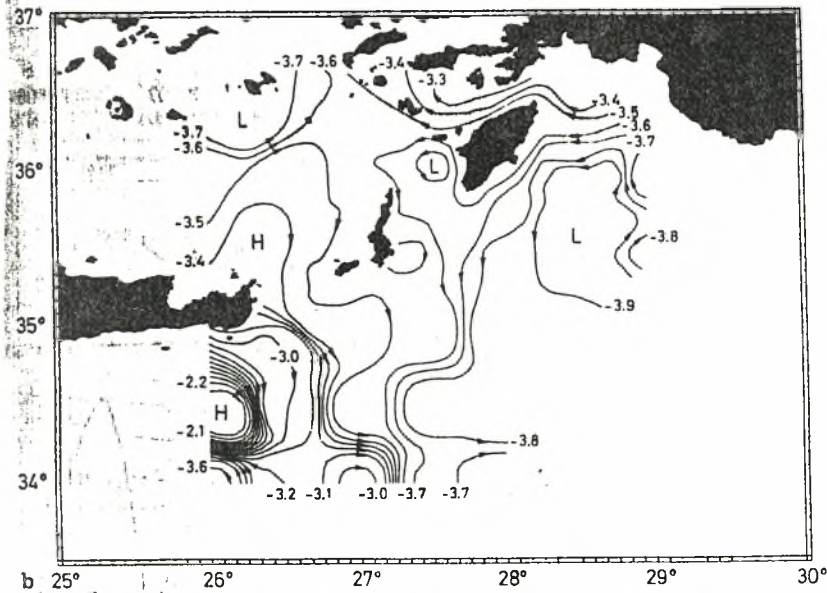
Σχήμα 10γ: Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης AA' στη Βορειοδυτική Λεβαντινή λεκάνη, όλα στο τέλος Καλοκαιριού του 1987.

Κάτω από τα 1000m, το βαθύ νερό της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσα . Στην ανατολική Κρητική θάλασσα ζεστότερο (14.5^o C) , αλμυρότερο (38.92) και πυκνότερο (29.20) νερό παρατηρήθηκε .

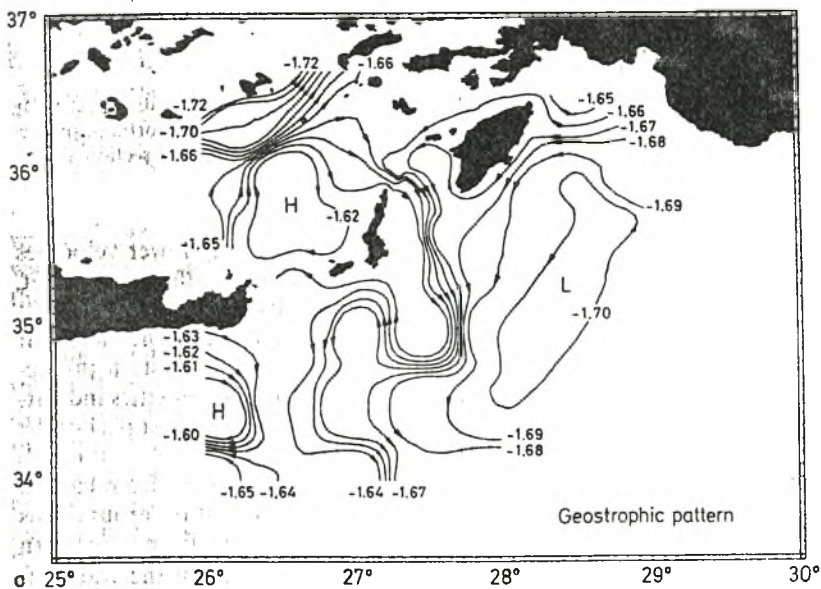
Κυκλοφορία και ροή μέσω των στενών. Το γενικό κυκλοφοριακό υπόδειγμα στην επιφάνεια (σχήμα 11) κυριαρχήθηκε από δύο αντικυκλωνικούς γύρους οι οποίοι εμφανίστηκαν στην Ανατολική Κρητική θάλασσα νότιοανατολικά της Κρήτης και από τον ευρύ κυκλωνικό γύρο της Ρόδου ήταν συνδεδεμένος στις βορειότερες και δυτικότερες περιφέρειες με το ελάχιστο ελισσόμενο Ασιατικό ρεύμα. Ένας κλάδος του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος εισέρχεται στην θάλασσα του Αιγαίου μέσω του στενού της Ρόδου και εξαπλώνει τα βόρειο-δυτικά Λεβαντινά νερά προς την νοτιοανατολική λεκάνη της Χίου. Ο άλλος κλάδος , ο οποίος ρέει κατά μήκος της δυτικής περιφέρειας του γύρου της Ρόδου, εισερχόταν και εξερχόταν μέσω του στενού της Καρπάθου σχηματίζοντας ένα μικρό κυκλωνικό γύρο (σχήμα 11α). Το περιπλεκόμενο κυκλοφοριακό υπόδειγμα στην περιοχή του στενού της Καρπάθου είναι αποτέλεσμα της ενέργειας του αντικυκλωνικού γύρου νοτιοανατολικά της Κρήτης, το οποίο οδηγεί το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα προς την ανατολή. Ένα έντονο ρεύμα με γεωστροφικές ταχύτητες >28cm/sec, υπάρχει μεταξύ της νοτιοδυτικής περιφέρειας του κυκλωνικού γύρου της Ρόδου και του αντικυκλωνικού γύρου νοτιοανατολικά της Κρήτης όπου παρατηρήθηκε μια ισχυρή οριζόντια θερμοαλατική κλίση (σχήμα 10α, β). Αυτό το ρεύμα δέχεται τα Κρητικά θαλάσσια ύδατα , μετά την έξοδό τους μέσω του στενού της Κάσου και τα μεταφέρει προς την Λεβαντινή λεκάνη (σχήμα 11α) .



Σχήμα 11α: Υπόδειγμα της επιφανειακής γεωστροφικής κυκλοφορίας σε σχέση με τα 500 m (m^2/S^2).



Σχήμα 11β: Γεωστροφικό κυκλοφοριακό υπόδειγμα στην επιφάνεια των 50 m σε σχέση με τα 500 m (m^2/S^2).



Σχήμα 11γ: Γεωστροφικό κυκλοφοριακό υπόδειγμα στην επιφάνεια στην επιφάνεια των 300m σε σχέση με τα 500 m (m^2/S^2), όλα στο τέλος του Καλοκαιριού του 1987.

Στα υποεπιφανειακά στρώματα 50, 300m (σχήμα 11β, γ) το υπόδειγμα της γεωστροφικής κυκλοφορίας σχεδόν ακολουθεί εκείνο της επιφάνειας, με εξαίρεση την δυτική ελίσσόμενη ροή στο στενό της Κάσου. Βαθύτερα (700m), το νερό ρέει αντικυκλωνικά γύρω από το νησί της Καρπάθου.

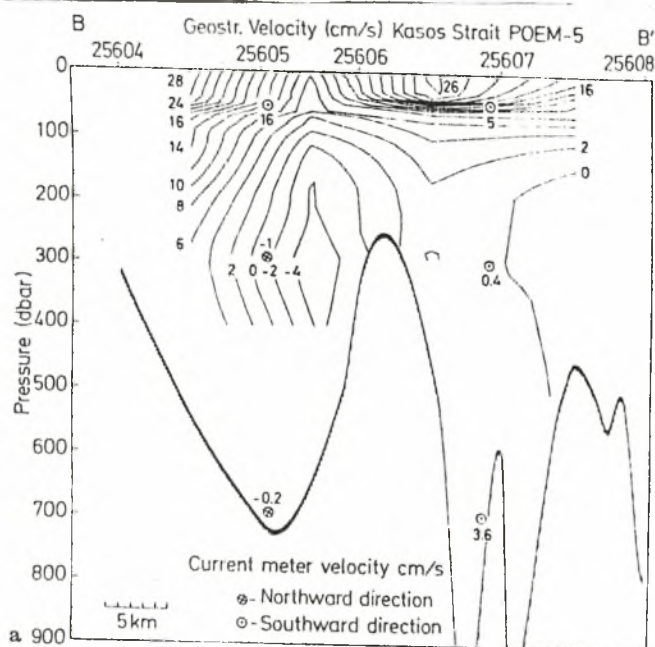
Η θερινή στρωμάτωση της στήλης του νερού, είχε ως αποτέλεσμα μια αύξηση της παραμόρφωσης της Rossby ακτής γύρω στα 17 km. Οπωσδήποτε, είναι αρκετά δύσκολο να δειχθεί αυτό κατά την διάρκεια αυτής της εποχής, όπου η μεσοκλίμακα χαρακτηρίζει αποφασιστικά τα κύρια χαρακτηριστικά του υποδείγματος της περιοχής .

Κατά την διάρκεια του τέλους του Καλοκαιριού του 1987, οι μετεωρολογικές συνθήκες στην περιοχή έρευνας χαρακτηρίζονταν από βόρειους και βορειο-δυτικούς ανέμους, που περιοδικά διακόπτοταν από ήρεμο καιρό. Αυτές οι καιρικές συνθήκες είχαν παρόμοια χαρακτηριστικά με την καλοκαιρινή κλιματολογική μέση ένταση του αέρα πάνω από την περιοχή που είχε κυριαρχηθεί από την ενέργεια των ετήσιων ανέμων, με μια ελίσσόμενη επέκταση από τη βόρεια θάλασσα του Αιγαίου και κατά μήκος της Ανατολικής ακτής της θάλασσας του Αιγαίου, προς την περιοχή των ανατολικών στενών του Κρητικού Τόξου, όπου εκεί στρίβει προς την Λεβαντινή Λεκάνη. Οι μετεωρολογικές συνθήκες πάνω από την περιοχή κατά την διάρκεια του Σεπτεμβρη-Οκτώβρη 1987, αρχικά χαρακτηριζόταν από ήρεμο καιρό και ύστερα από βόρειους, βορειοδυτικούς και βορειοανατολικούς ανέμους. Στο τέλος Σεπτεμβρίου το πεδίο πιέσεων ήταν επίπεδο, χωρίς σημαντικά καιρικά φαινόμενα, εκτός από τις τελευταίες μέρες του μήνα όπου ήταν έντονα εξαιτίας των βόρειων ανέμων. Κατά την διάρκεια των 10 πρώτων ημερών του Οκτώβρη, ο αντικυκλώνας πάνω από

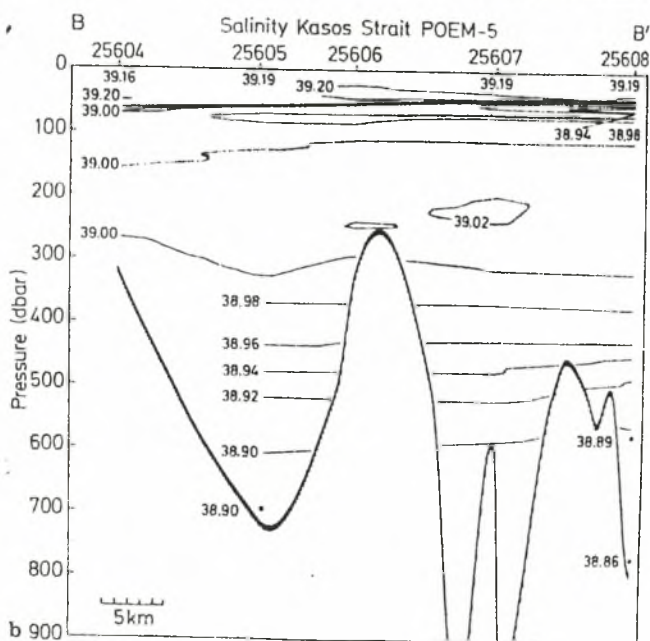
την Ανατολική Ευρώπη σχημάτισε βόρειους ανέμους πάνω από την περιοχή έρευνας. Επιπλέον όταν μια αντικυκλωνική κορυφή μετακινήθηκε πάνω από τα Βαλκάνια, ο καιρός έγινε ήμερος. Στα μέσα του Οκτώβρη του 1987, ο τυπικός καιρός ήταν ένας συνδυασμός υψηλής πίεσης πάνω από τα Βαλκάνια και χαμηλών τιμών πάνω από την ανατολική Μεσόγειο, σχηματίζοντας τους βόρειους και βορειοανατολικούς ανέμους .

Οι επικρατούσες καιρικές συνθήκες κατά την διάρκεια του Καλοκαιριού του 1987, όπως και η θεωρητική υπόθεση των ανέμων οδηγών, δείχνει ότι η κύρια οδηγούσα δύναμη της κυκλοφορίας στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας είναι το έντονο πεδίο ανέμων, το οποίο μερικές φορές αντιστρέφει ολόκληρο το κυκλοφοριακό υπόδειγμα από την μία εποχή στην άλλη. Οι έντονοι ετήσιοι άνεμοι πάνω από τη μεγάλη περιοχή του στενού της Κάσου σχηματίζει την έντονη αντικυκλωνική περιοχή ροής στην νοτιοανατολική Κρητική θάλασσα και τον έντονο αντικυκλωνικό γύρο, νοτιοανατολικά της Κρήτης. Αυτές οι δραστηριότητες επηρεάζουν το κυκλοφοριακό υπόδειγμα όπως δείχθηκε παραπάνω.

Στο στενό της Κάσου (σχήμα 12α, β) το επιφανειακό νερό και το NAW ρέει βόρεια με μέγιστες γεωστροφικές ταχύτητες $>28\text{cm/sec}$. Οι μετρήσεις των ρευματογράφων στα 50m συγκρίνονται πολύ καλά με τις γεωστροφικές ταχύτητες. Στο δυτικότερο τμήμα του στενού, το LIW ρέει προς τη βορειοδυτική λεκάνη με σχετικά χαμηλότερες ταχύτητες από ότι στην επιφάνεια. Στο κεντρικό μέρος του παραπάνω στενού και στο ίδιο βάθος, το LIW παρατηρήθηκε να εισέρχεται στην Ανατολική Κρητική θάλασσα ενώ εξέρχεται από τα ανατολικά. Οι ρευματογράφοι στα 300m έδειξαν την επικράτηση των δυτικών προεξοχών με ασθενείς ταχύτητες. Οι



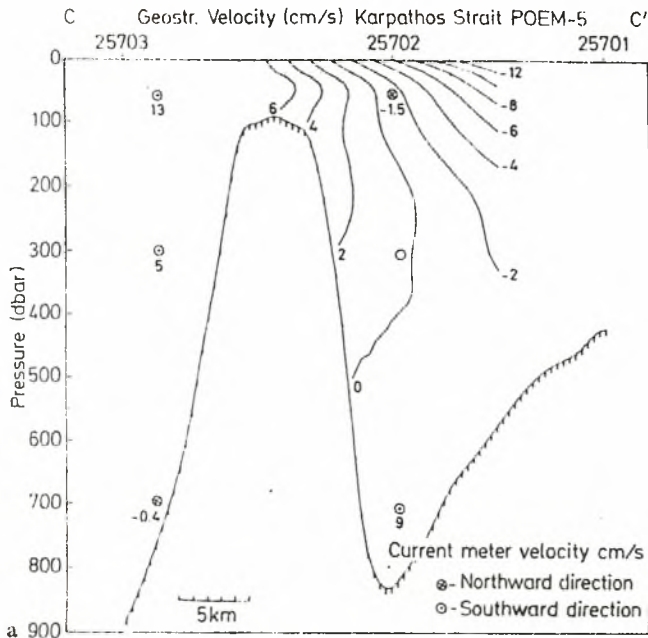
Σχήμα 12α: Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/s) κατά μήκος της κατεύθυνσης BB' στο στενό της Κάσου. Το "-" δείχνει βόρειες προεξοχές.



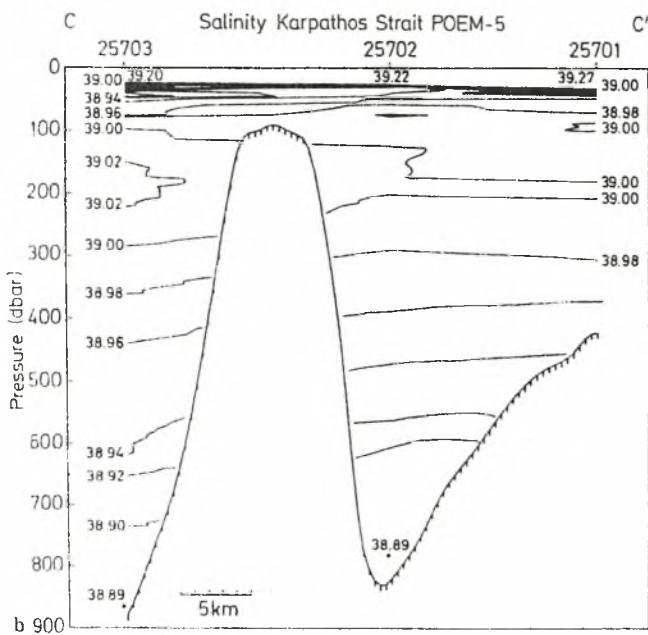
Σχήμα 12β: Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης BB' στο στενό της Κάσου, και οι δύο στο τέλος του Καλοκαιριού του 1987.

γεωστροφικές ταχύτητες έδειξαν ασθενή εναλλακτική εισροή-εκροή στο δυτικότερο τμήμα του στενού. Οι γεωστροφικές και ρευματογραφικές ταχύτητες είναι σε συμφωνία με την ελίσσόμενη κίνηση από την ανατολή στην δύση της γενικής γεωστροφικής κυκλοφορίας γύρω από αυτό το στενό (σχήμα 11γ). Σε μεγαλύτερα βάθη (700m), από το ανατολικό τμήμα του στενού, παρατηρήθηκε η πολύ ασθενής είσοδος του παροδικού νερού (38.86-38.89) της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας. Στο δυτικότερο τμήμα του στενού της Κάσου, και στο ίδιο βάθος, ο ρευματογράφος κατέγραψε σχεδόν μηδενική ταχύτητα.

Το στενό της καρπάθου (σχήμα 13) δείχνει μιά έντονη εισροή (15cm/sec) μέσω του ανατολικού του τμήματος από την επιφάνεια έως κάτω από τα 400m. Στο δυτικότερο τμήμα, λιγότερο έντονη εκροή (8cm/sec) από τη θάλασσα του Αιγαίου παρατηρήθηκε. Οι ρευματογράφοι στα 50 και 300m, οι οποίοι τοποθετήθηκαν στο δυτικότερο τμήμα, επίσης έδειξαν εκροή. Η ανατολική παράταξη των ρευματογράφων ήταν τοποθετημένη στα σύνορα μεταξύ εισροής και εκροής, και οι καταγραφόμενες ταχύτητες ήταν ασήμαντες (σχεδόν μηδέν). Η παραπάνω δυναμική κατασκευή του στενού της Καρπάθου ήταν αποτέλεσμα του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος, το οποίο εισέρχεται στην Κρητική θάλασσα μέσω του ανατολικού τμήματος του στενού και ύστερα εξέρχεται από το δυτικό του τμήμα. Βαθύτερα (700-800m) παρατηρήθηκε το παροδικό νερό ($T=14.22^{\circ} C$, $S= 38.89$) της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας. Οι ρευματογράφοι σε αυτό το στρώμα κατέγραψαν μια εκροή της τάξης των 10cm/sec στο ανατολικό τμήμα του στενού ενώ στο δυτικό τμήμα η ταχύτητα ήταν κοντά στο μηδέν .



Σχήμα 13α: Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm /s) κατά μήκος της κατεύθυνσης $c-c'$ στο στενό της Καρπάθου. (Το "-" δείχνει δυτικές προεξοχές).



Σχήμα 13β: Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης $c-c'$ στο στενό της Καρπάθου, και οι δύο στο τέλος του Καλοκαιριού του 1987.

Κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου ο κύριος όγκος του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος εισέρχεται στην Κρητική θάλασσα μέσω του στενού της Ρόδου. Τα επιφανειακά νερά υψηλής θερμοκρασίας και αλατότητας, όπως και το υποεπιφανειακό NAW (38.90) εισέρχεται στην Κρητική θάλασσα μέσω του στενού της Ρόδου με υψηλή ταχύτητα (>40cm/sec στο νοτιότερο τμήμα) (σχήμα 14). Το LIW ρέει στην ίδια κατεύθυνση αλλά το επικαλύπτουν οι υδάτινες μάζες, με μικρότερη ταχύτητα (11cm/sec). Στο βόρειο τμήμα του στενού, μεταξύ 300 και 550m, το παροδικό νερό (14.20-14.60° C, S=38.88) της Ανατολικής Μεσογειακής θάλασσας φεύγει από την Κρητική θάλασσα. Αυτό το παροδικό νερό εισέρχεται στην Ανατολική Κρητική θάλασσα μέσω του στενού της Καρπάθου και ύστερα ρέει προς την περιοχή του στενού της Ρόδου.

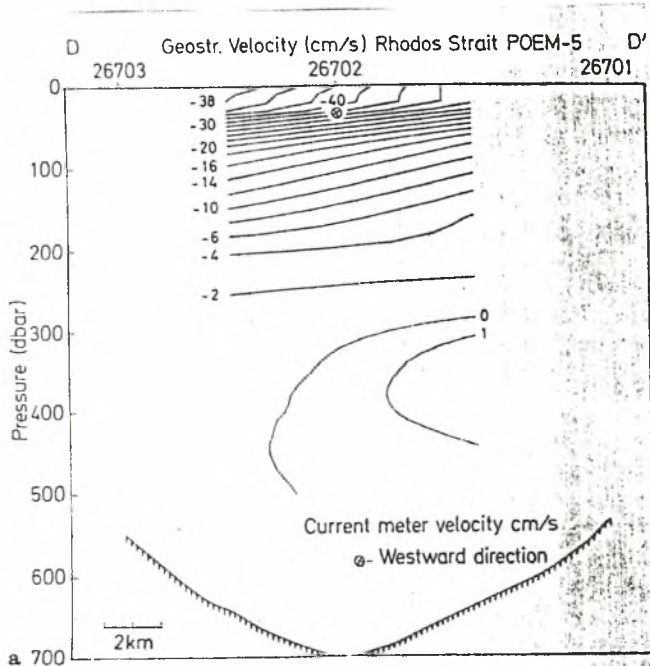
Στος τέλος του Καλοκαιριού του 1987 τέσσερες διαφορετικές υδάτινες μάζες παρατηρήθηκαν στην περιοχή μελέτης:

1) Το BSW(38.85-38.90), το οποίο εισχώρησε από την βορειοδυτική Κρητική θάλασσα προς τα νότια , μακριά από το στενό των αντικυθήρων .

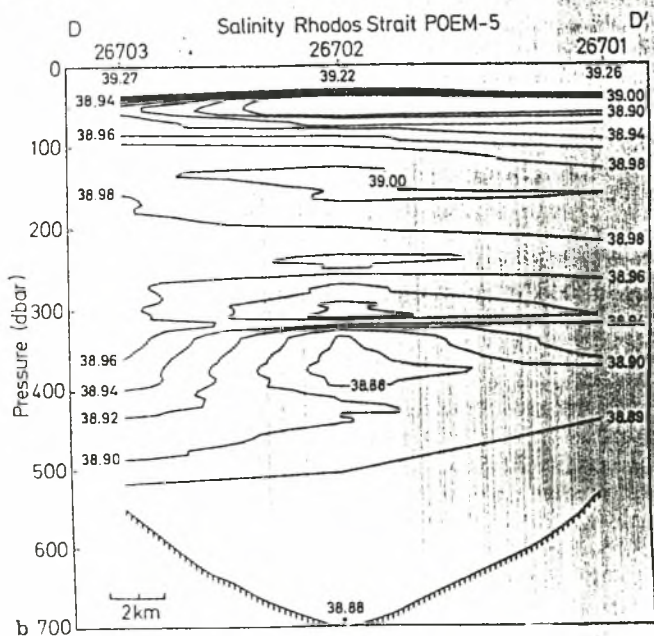
2) Το αλμυρό Κρητικό νερό (39.10-39.16) κάτω από τα 40 μέτρα .

3) Το βόρειο Ατλαντικό νερό, το οποίο εμφανίζεται περισσότερο τροποποιημένο σε σύγκριση με το χειμώνα του 1987 (ένας από τους πιθανούς λόγους είναι η μετακίνηση του κέντρο - μεσογειακού ρεύματος προς τα νότια) .

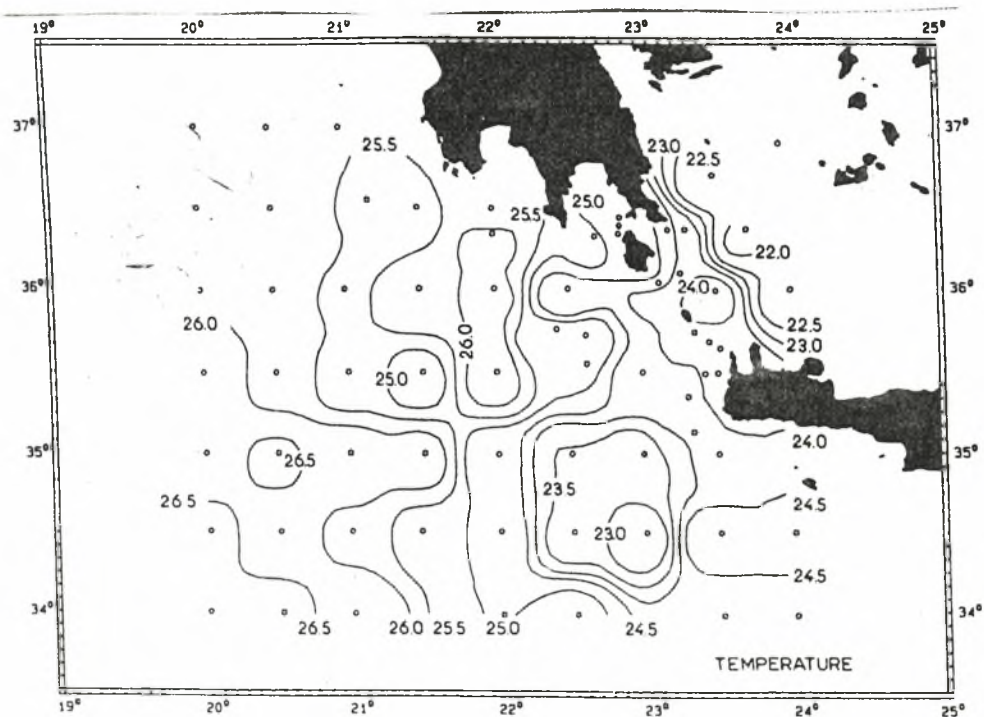
4) Τα αλμυρά νερά της Λεβαντινής και του κεντρικού Ιονίου. Η κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας (σχήμα15β) αποκάλυψε μία αξιοσημείωτη οριζόντια θερμική κλίση μεταξύ των σχετικά πιο κρύων



Σχήμα 14α: Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/s) κατά μήκος της κατεύθυνσης DD' στο στενό της Ρόδου . (Το "-" δείχνει δυτικές προεξοχές)



Σχήμα 14β: Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας κατά μήκος της κατεύθυνσης DD' στο στενό της Ρόδου , και οι δύο στο τέλος του Καλοκαιριού του 1987.



Σχήμα 15β: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας (°C) στις λεκάνες του νοτιοανατολικού Ιονίου και της δυτικής Κρήτης, τέλος Καλοκαιριού 1987.

Κρητικών νερών ($T=22-24^{\circ} \text{C}$) και των πιο ζεστών νερών της νοτιοανατολικής θάλασσας του Ιονίου.

Όσο αφορά τη ροή μπορούμε να διακρίνουμε:

1) Το γύρο Πέλοπα , νότια της Ελλάδας.

2) Το κέντρο μεσογειακό ρεύμα.

3) Τον περίπου μόνιμο αντικυκλωνικό στρόβιλλο την περιοχή των στενών των Κυθήρων και Αντικυθήρων .

4) Τον μεγάλης κλίμακας κυκλωνικό γύρο νοτιοδυτικά της Κρήτης, ο οποίος ήταν περισσότερο έντονος από ότι στο τέλος του χειμώνα του 1987.

5) Την καλά ανεπτυγμένη κυκλωνική ροή στη δυτική Κρητική θάλασσα .

6) Τη βόρεια ροή στη δυτικότερη περιοχή μελέτης.

Ο γύρος Πέλοπα εμφανίστηκε περισσότερο έντονος από ότι το χειμώνα του 1987, και περιβαλλόταν από τα βόρεια και τα δυτικά από μια βόρεια ροή της κεντροανατολικής θάλασσας του Ιονίου. Αυτή η ροή μετέφερε επιφανειακά αλμυρά και ζεστά νερά προς τα βόρεια. Το κέντρο - μεσογειακό ρεύμα μετακινήθηκε ανατολικά κατά μήκος του 34° παράλληλου (σχήμα 16α) μεταφέροντας το βόρειο Ατλαντικό νερό στη Λεβαντινή λεκάνη. Ο καλά ανεπτυγμένος κυκλωνικός νοτιοδυτικά της Κρήτης μετέφερε τα αλμυρά επιφανειακά Λεβαντινά νερά προς τη νοτιοανατολική θάλασσα του Ιονίου. Στη βορειότερη περιφέρεια αυτού του γύρου, η υπάρχουσα δυτική ροή, κοντά στη νοτιοδυτική ακτή της Κρήτης, ήταν προς δύο κατευθύνσεις. Ο ένας κλάδος έρεε προς τα δυτικά ενώ ο δεύτερος εισερχόταν στη δυτική Κρητική θάλασσα μέσω των στενών των Κυθήρων και μετά στρεφόταν προς τα νοτιοανατολικά κάτω από την επίδραση της

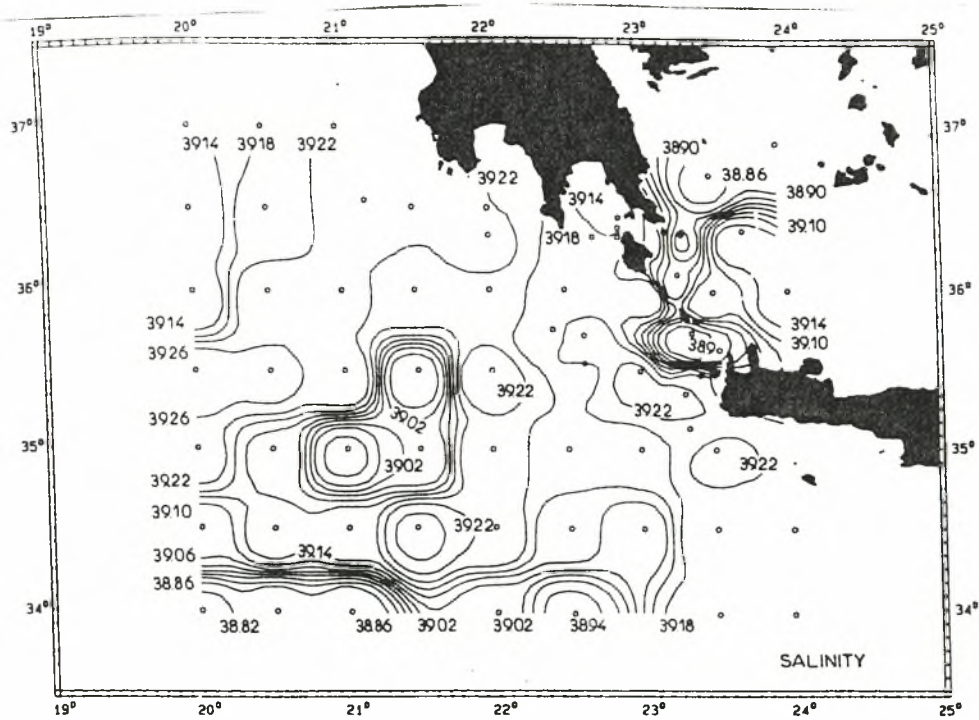
δυτικής κυκλωνικής κίνησης (σχήμα 16α). Η αντιστροφή αυτής της ροής σχημάτισε ένα αντικυκλωνικό στρόβιλλο γύρω από τα Αντικύθηρα. Τελικά μια περιορισμένη ποσότητα αυτού του νερού παγιδεύθηκε στη περιοχή του στενού των Αντικυθήρων (σχήμα 15α, 16α). Τα δυναμικά χαρακτηριστικά στο βάθος των 50 μέτρων (σχήμα 16β) είναι παρόμοια με εκείνα της επιφάνειας, εκτός από τη νότια ροή στη δυτική περιοχή.

Μια διαφορετική εικόνα υπήρχε στο ενδιάμεσο βάθος των 300 μέτρων όπου:

1) Ο αντικυκλωνικός στρόβιλλος γύρω από τα Αντικύθηρα και ο κυκλωνικός γύρος στη δυτική Κρητική θάλασσα εξαφανίστηκε κάτω από τα 80 μέτρα.

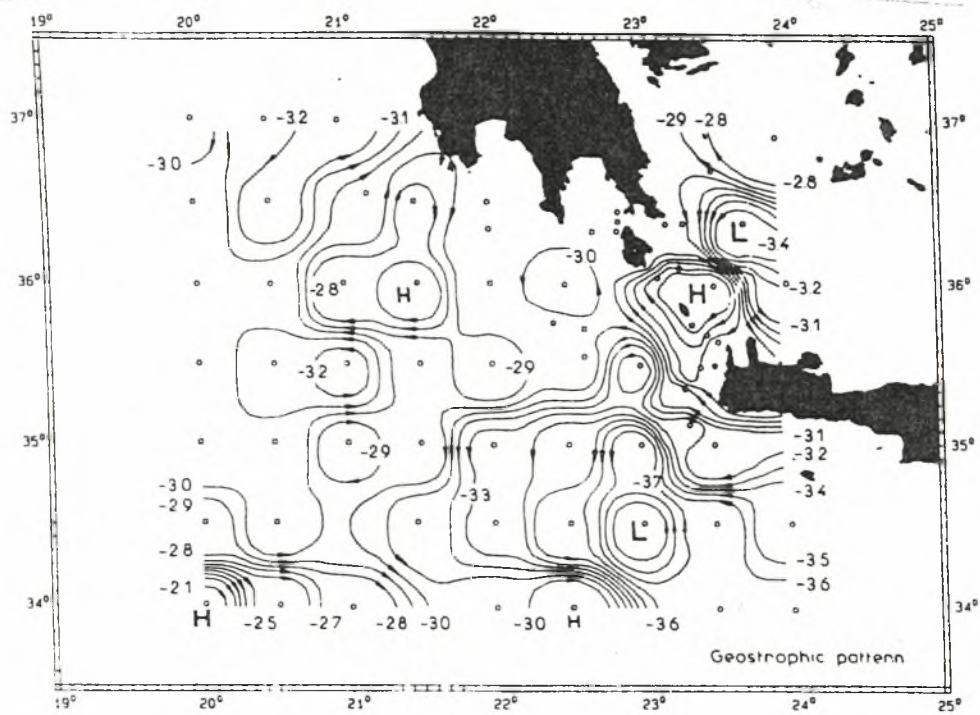
2) Ο κυκλωνικός γύρος νοτιοδυτικά της Κρήτης αντικαθίσταται από μία αργή κυκλική κίνηση (σχήμα 16γ).

Εκροή του BSW (38.86) και του υποεπιφανειακού νερού του NAW (38.72) παρατηρήθηκε στα στενά των Αντικυθήρων σαν ένα αποτέλεσμα της αντικυκλωνικής κίνησης γύρω από τα Αντικύθηρα. Οι γεωστροφικοί υπολογισμοί και οι μετρήσεις των ρευματογράφων στο βάθος των 50 μέτρων έχουν παρόμοιες τιμές ταχύτητας (12-15cm/sec) και κατευθύνσεις (σχήμα17). Η δυναμική κατασκευή αυτού του στενού, κάτω από το βάθος των 80 μέτρων, έδειξε εισροή του LIW (8cm/sec στο βάθος των 100 μέτρων). Οι μετρήσεις των ρευματογράφων στο βάθος των 300m έδειξαν εισροή του LIW με μέση ταχύτητα 5.5cm/sec, η οποία είναι σε συμφωνία με τις τιμές της γεωστροφικής κυκλοφορίας. Σε σχέση με τις Χειμωνιάτικες ολικές ροές μέσω των στενών των Αντικυθήρων, οι υπολογιζόμενες ολικές ροές του καλοκαιριού ήταν πολύ μικρές. Υπολογίσαμε ότι η εκροή (0-100m) του

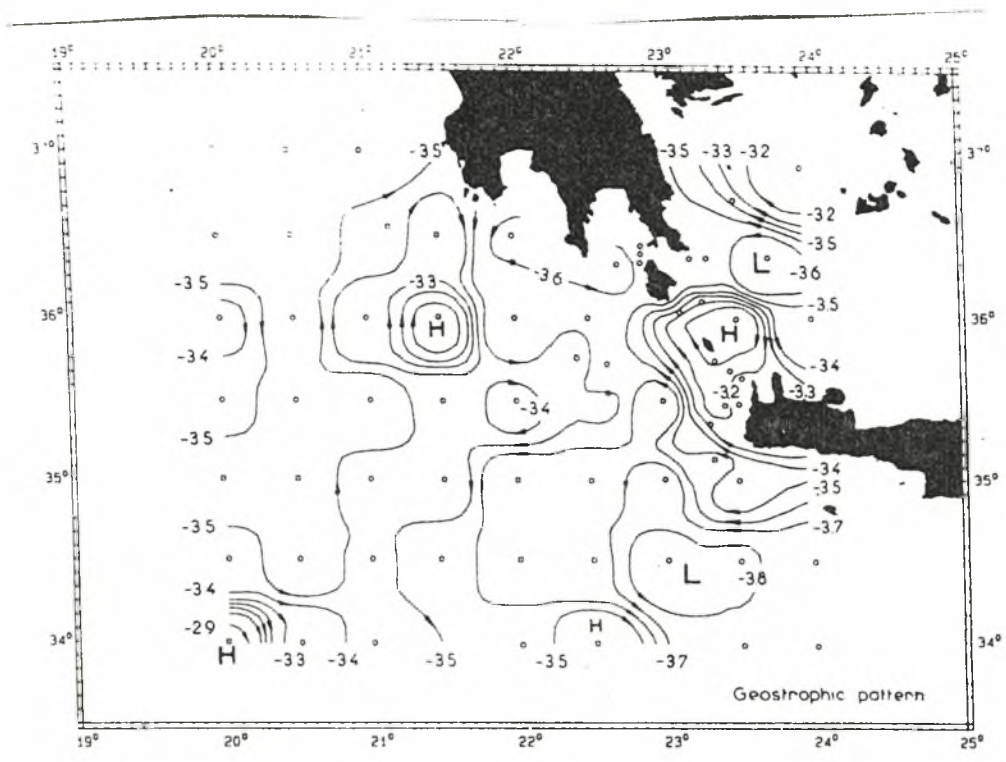


Σχήμα 15α: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής αλατότητας στις λεκάνες του νοτιοανατολικού Ιονίου και της δυτικής Κρήτης, τέλος Καλοκαιριού 1987.

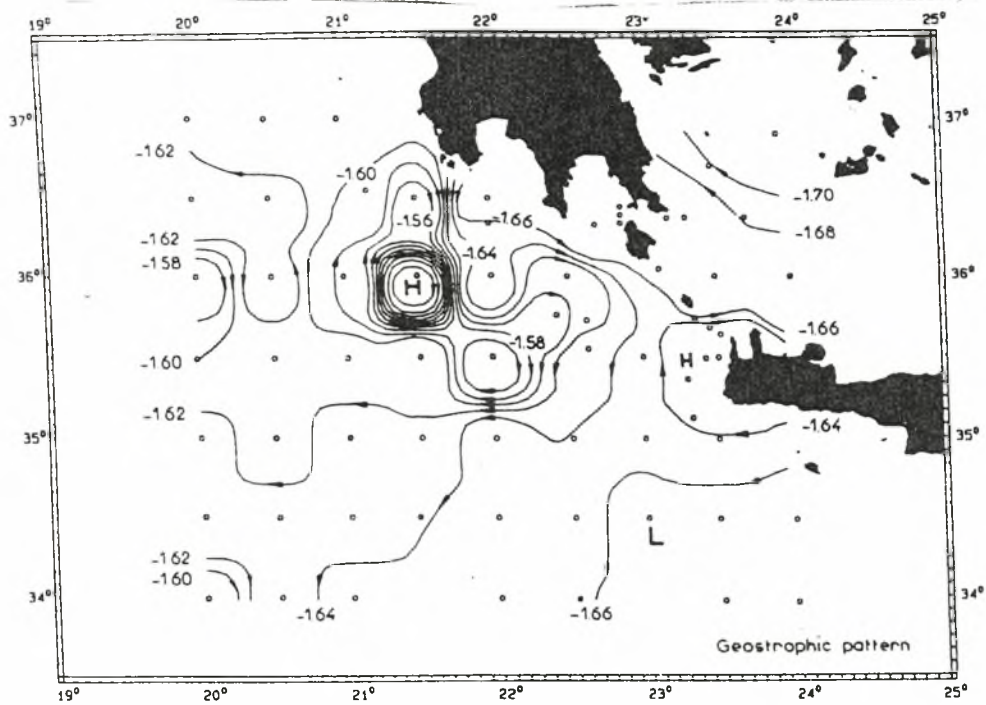




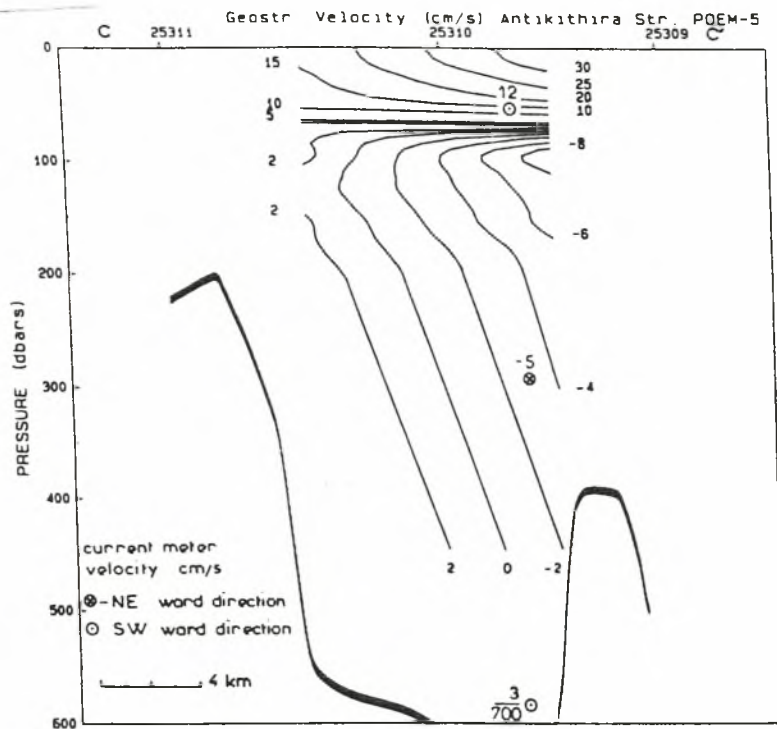
Σχήμα 16α: Υπόδειγμα της επιφανειακής γεωστροφικής κυκλοφορίας σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2), τέλος καλοκαιριού 1987.



Σχήμα 16β: Υπόδειγμα της γεωστροφικής κυκλοφορίας στα 50m σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2), τέλος Καλοκαιριού 1987.



Σχήμα 16γ: Υπόδειγμα γεωστροφικής κυκλοφορίας στα 300m σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2), τέλος Καλοκαιριού 1987.



Σχήμα 17: Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/sec) κατά μήκος της κατεύθυνσης cc' στο στενό των Αντικυθήρων, τέλος Καλοκαιριού 1987. Το "-" δείχνει Βορειοανατολικές προεξοχές ενώ το "+" δείχνει νοτιοδυτικές προεξοχές.

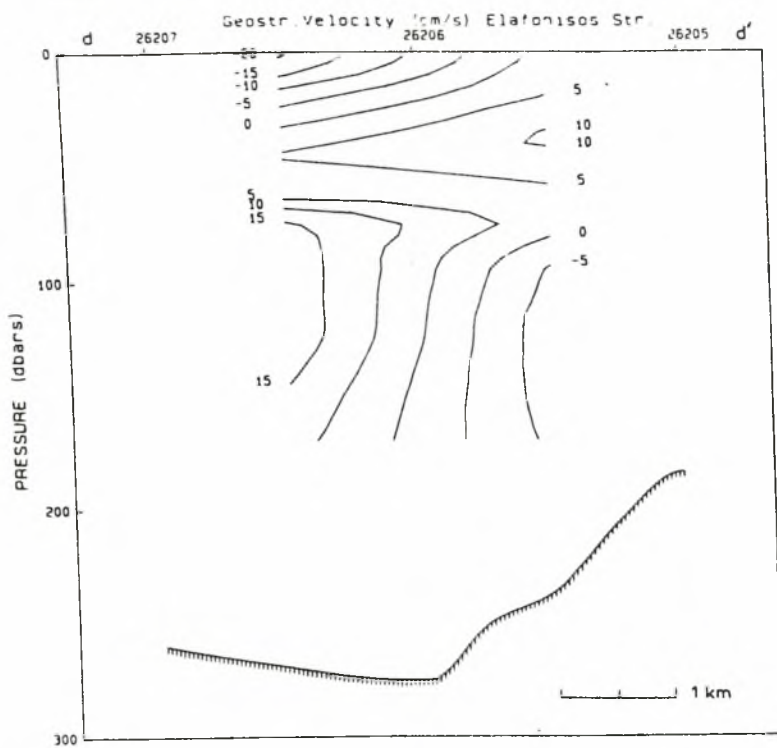
BSW και του NAW από τη δυτική Κρητική θάλασσα ήταν 0.25v ενώ η εισροή (100-500m) του LIW στη δυτική Κρητική θάλασσα ήταν μόνο 0.15v. Οι μετρήσεις των ρευματογράφων και οι τιμές υψηλής αλατότητας (38.95) στα 700m έδειξαν ότι μια ασθενή υπερχειλίση των Κρητικών βαθειών νερών συνέβη στο κεντρικό τμήμα αυτού του στενού. Το ανώτερο στρώμα του ανατολικού Μεσογειακού βαθειού νερού εισέρχεται στη Κρητική θάλασσα μέσω του νοτιοανατολικού τμήματος του στενού των Αντικυθήρων.

Το στενός της Ελαφονήσου έπαιξε ένα λιγότερο σημαντικό ρόλο στην ανταλλαγή νερού μεταξύ των δύο λεκανών κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου. Επίσης έχουμε την ύπαρξη εκροής (20cm/sec) από την επιφάνεια έως κάτω από τα 25m (σχήμα 18). Αυτή έρεε στην αντίθετη κατεύθυνση από εκείνη που ανακαλύφθηκε στο τέλος του χειμώνα του 1987.

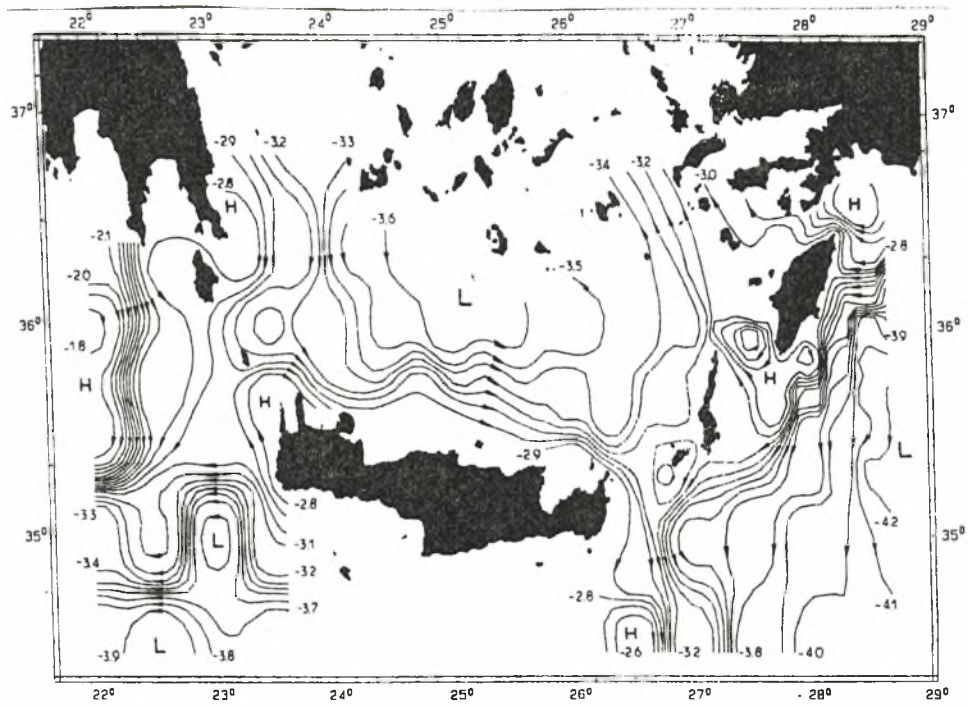
Επίσης εποχιακές μεταβολές στα επιφανειακά και υποεπιφανειακά στρώματα παρατηρήθηκαν κυρίως στην περιοχή των στενών των Κυθήρων και Αντικυθήρων.

Τώρα θα εξετάσουμε την κυκλοφορία και τη ροή κατά το Φθινόπωρο του 1986. Σε αυτή τη περίοδο τα κύρια στοιχεία της Κρητικής θάλασσας ήταν:

- 1) η μεγάλη κυκλωνική περιοχή ροής στο κεντρικό τμήμα
- 2) η βόρεια περιοχή ροής στα ανατολικό τμήμα
- 3) ο αντικυκλωνικός στρόβιλλος στη περιοχή του στενού της Καρπάθου
- 4) δύο μικρής κλίμακας αντικυκλωνικές περιοχές ροής στο δυτικό τμήμα (σχήμα 19α).



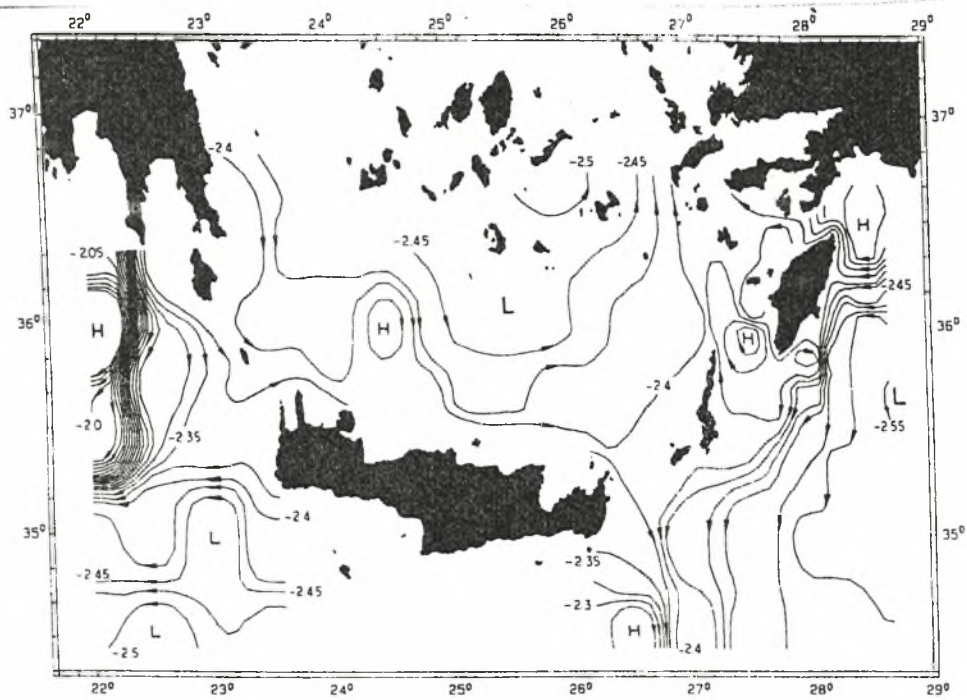
Σχήμα 18: Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/sec) κατά μήκος της κατεύθυνσης DD' στο στενό της Ελαφονήσου, τέλος Καλοκαιριού 1987. Το "-" δείχνει δυτικές προεξοχές, ενώ το "+" δείχνει ανατολικές προεξοχές.



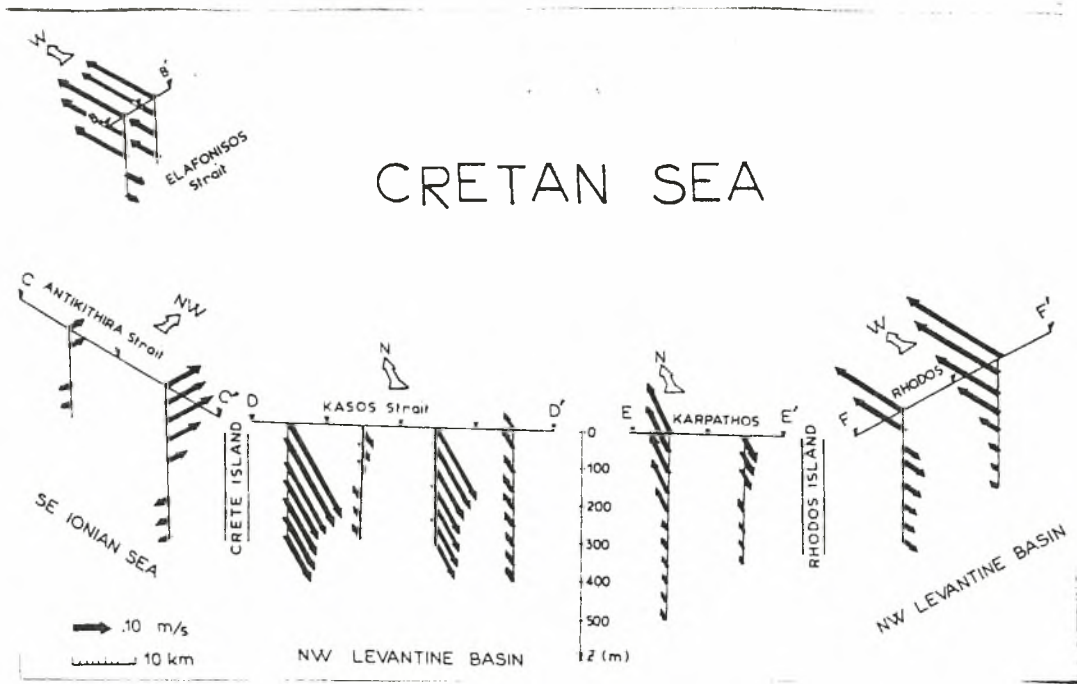
Σχήμα 19α: Η τοπογραφία του επιφανειακού δυναμικού ύψους στα 2m σε σχέση με τα 500 $m(m^2/S^2)$, Φθινόπωρο 1986.

Επίσης έχουμε τον μεγάλης κλίμακας αντικυκλωνικό γύρο νότια της Ελλάδας, την κυκλωνική περιοχή ροής νοτιοδυτικά της Κρήτης, τον κυκλωνικό γύρο της Ρόδου νότια των ανατολικών στενών του Κρητικού τόξου και το κύριο Ασιατικό ρεύμα κατά μήκος της περιφέρειας του γύρου της Ρόδου. Αυτοί οι κυκλωνικοί και αντικυκλωνικοί γύροι συνεισφέρουν στην τροποποίηση της κυκλοφορίας στη Κρητική θάλασσα . Ένα παρόμοιο σύστημα για τη βορειοδυτική Λεβαντινή λεκάνη βρέθηκε κατά τη διάρκεια του Οκτώβρη - Νοέμβρη 1985. Το BSW από τη βορειοδυτική Κρητική θάλασσα μεταφερόταν από τις δυτικές και νότιες περιφέρειες της μεγάλης κυκλωνικής περιοχής ροής της Κρητικής θάλασσας ανατολικά προς την περιοχή του στενού της Κάσου (σχήμα 19α) . Ένας λιγότερος σημαντικός κλάδος αυτής της νότιας μετακίνησης ρέει μέσω του στενού των Κυθήρων στη νοτιοανατολική θάλασσα που Ιονίου. Αυτός εισέρχεται στη Κρητική λεκάνη μέσω του στενού των Αντικυθήρων και τελικά μετακινείται ανατολικά κατά μήκος της βόρειας ακτής της Κρήτης. Βόρεια του στενού της Κάσου , το τελευταίο ανατολικό ρεύμα διχάζεται . Ο ένας κλάδος ρέει στη Λεβαντινή λεκάνη , ενώ ο άλλος μετακινείται κυκλωνικά προς τη νοτιοανατολική λεκάνη της Χίου . Η ασθενής αντικυκλωνική περιοχή ροής, κατά μήκος της δυτικής ακτής της Κρήτης , μεταφέρει ζεστότερο και πιο αλμυρό νερό από τη Λεβαντινή πηγή μέσω του νοτιοανατολικού τμήματος του στενού των Αντικυθήρων . Νερό από την ίδια πηγή μεταφερόταν στη περιοχή του στενού της ρόδου, από τον αντιστρεφόμενο κλάδο του ελάχιστου Ασιατικού ρεύματος , το οποίο σχημάτισε έναν μικρής κλίμακας αντικυκλωνικό στρόβιλο στην ίδια είσοδο αυτού του στενού. Ακολούθως αυτό το νερό της λεβαντινής πηγής ρέει προς τη νοτιοανατολική λεκάνη της

Χίου. Ο μόνιμος αντικυκλωνικός γύρος νότια της Ελλάδας μετακινιόταν προς τα νοτιοανατολικά , σε σύγκριση με τις ροές των άλλων εποχών . Η επιρροή αυτού του γύρου ήταν ασήμαντη στη φθινοπωρινή κυκλοφορία της Κρητικής θάλασσας , λόγω της εκροής του BSW μέσω των δυτικότερων στενών του Κρητικού τόξου. Το υποεπιφανειακό κυκλοφοριακό υπόδειγμα στα 50m επαναλαμβάνει τις δυναμικές λειτουργίες της επιφάνειας . Τα κύρια ρεύματα στα ενδιάμεσα βάθη των 200 και 300m ακολούθησαν τα βασικά κυκλοφοριακά σχέδια των ανωτέρω στρωμάτων . Ο αντικυκλωνικός στρόβιλος στο κεντρικό τμήμα της δυτικής Κρητικής θάλασσας (σχήμα 19β) θα γίνει ένα από τα κυριότερα χαρακτηριστικά της ροής το χειμώνα του 1987. Το Φθινόπωρο το μικρότερο από τα στενά της Ελλαφονήσου παίζει σημαντικό ρόλο στις ανταλλαγές νερού μεταξύ της Κρητικής θάλασσας και του Ιονίου. Η έντονη εκροή (0.25-0.30m/sec) του BSW από την επιφάνεια έως κάτω από τα 125m (σχήμα 20) επηρεαζόταν από την αντικυκλωνική περιοχή ροής στη δυτική Κρητική θάλασσα. Μια λιγότερο σημαντική εισροή μεταξύ 150-200m ήταν το αποτέλεσμα της παραπάνω ασθενούς αντικυκλωνικής ροής. Κάτω από τα 250m υπάρχει ασθενής εκροή, η οποία επηρεάζεται από την νοτιοδυτική περιφέρεια της κυκλωνικής κίνησης της θάλασσας της Κρήτης . Δυνατή εκροή (0.3m/sec) επικράτησε από την επιφάνεια έως κάτω από τα 300m μέσω του στενού της Κάσου. Μια αντιστρεφόμενη εισροή παρατηρήθηκε σε σύγκριση με το Καλοκαίρι , στο στενό της Κάσου ως αποτέλεσμα του στρόβιλου στο στενό (σχήμα 19, 20). Μια σημαντική εισροή (0.16m/sec) υπήρχε στο δυτικότερο τμήμα του στενού , ενώ μια ασθενής εκροή (0.06m/sec) υπήρχε στα ανατολικό τμήμα , ενώ το λεβαντινό νερό συνέχιζε να ρέει μέσω του στενού της Ρόδου. Επίσης η



Σχήμα 19β: Η τοπογραφία του δυναμικού ύψους στην επιφάνεια των 200m σε σχέση με τα 500m (m^2/S^2) , Φθινόπωρο 1986.



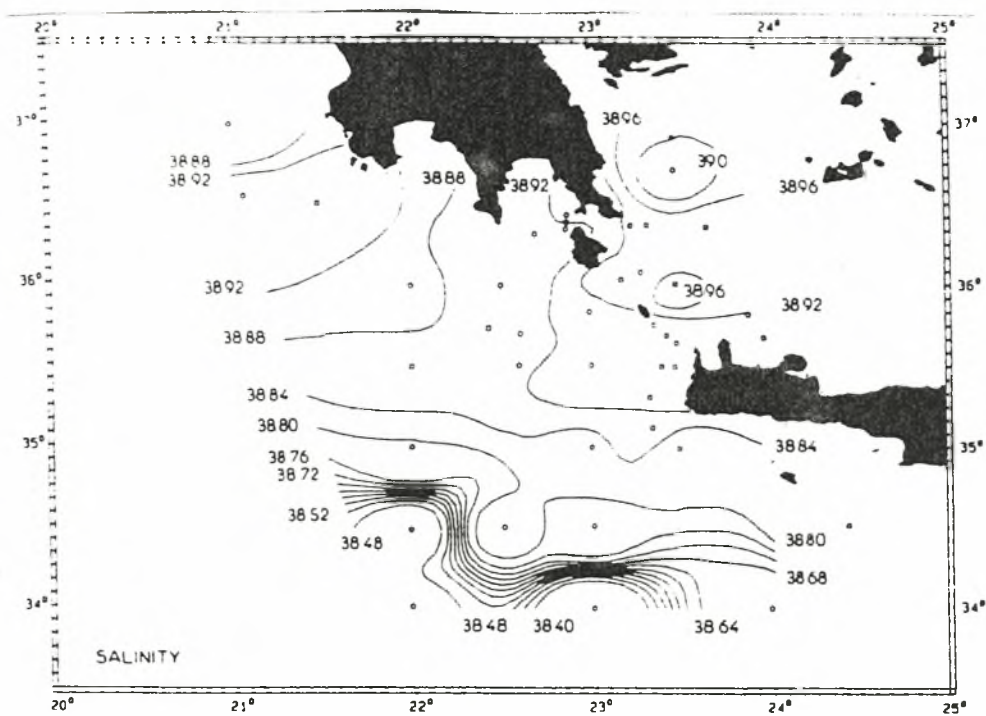
Σχήμα 20: Σκίτσο των γεωστροφικών ταχυτήτων κατά μήκος των στενών του Κρητικού Τόξου, Φθινόπωρο 1986.

μετανάστευση των συνόρων του γύρου της Ρόδου και η ύπαρξη της βόρειας εισροής, βόρεια του στενού της Καρπάθου, προκάλεσε της εκροή (0.07m/sec) μέσω του νοτίου τμήματος αυτού του στενού από τα 50m έως τον πυθμένα.

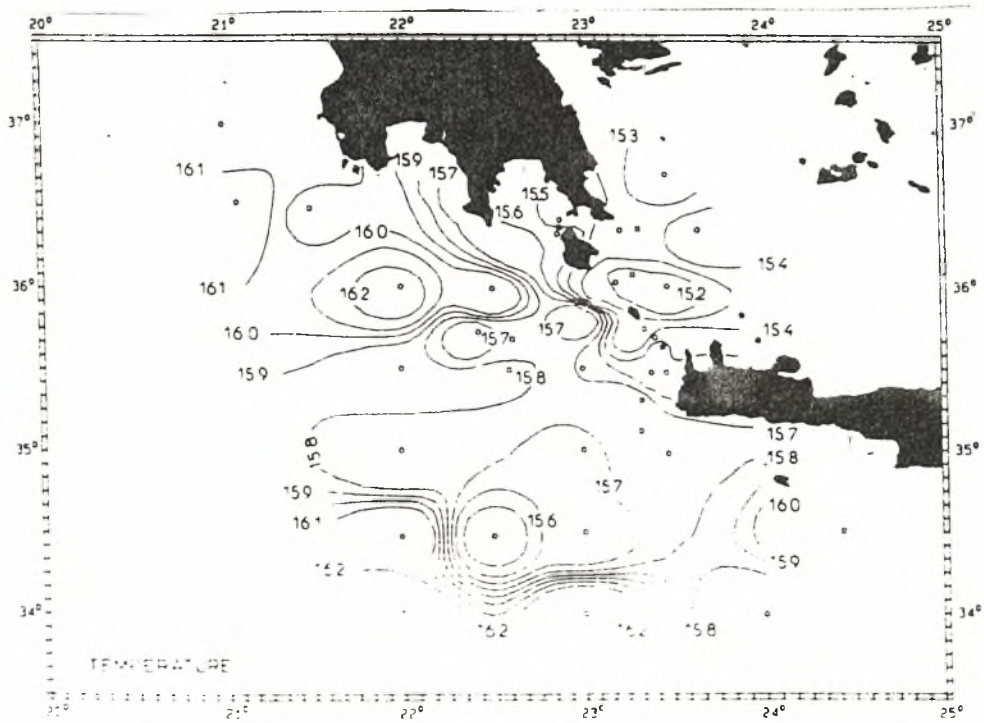
Κατά το Χειμώνα του 1987 η επιφανειακή κατανομή της αλατότητας στη νοτιοανατολική θάλασσα του Ιονίου δείχνει διείσδυση του NAW σχηματίζοντας μια αξιοσημείωτη κλίση της αλατότητας (σχήμα 21α). Το NAW (30.48-38.86) σε αυτή τη περιοχή εκτείνεται κάτω από το βάθος των 130-150m, ενώ το νερό γίνεται αλμυρότερο (38.80-38.90) κάτω από το βάθος των 70-100m. Αυτό αποτελεί ισχυρή απόδειξη ότι το NAW από τη δυτική Μεσόγειο μεταφέρεται προς την νοτιοανατολική θάλασσα του Ιονίου από το κέντρο-μεσογειακό ρεύμα, κατά το τέλος του Χειμώνα του 1987. Οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας (σχήμα 21β) δείχνουν σχετικά υψηλές τιμές (15.9-16.3) στις περιοχές νότια της Ελλάδας και κατά μήκος του τριακοστού τετάρτου παράλληλου, και χαμηλότερες τιμές (15.4-15.7) νοτιοδυτικά της Κρήτης.

Η δυτικότερη Κρητική θάλασσα καταλαμβάνονταν στην επιφάνεια από τροποποιημένο NAW που έρχεται από τη θάλασσα του Ιονίου, και χαρακτηριζόταν από σχετικά χαμηλή αλατότητα και θερμοκρασία, ενώ στα υποεπιφανειακά και ενδιάμεσα στρώματα (κάτω από το βάθος των 700m) παρατηρήθηκαν αλμυρά νερά (38.394-38.98) με παρόμοια χαρακτηριστικά με το LIW. Το LIW βρέθηκε (38.90-38.94) κάτω από το NAW, μεταξύ 100-300m, σε ολόκληρη την περιοχή της νοτιοανατολικής θάλασσας του Ιονίου .

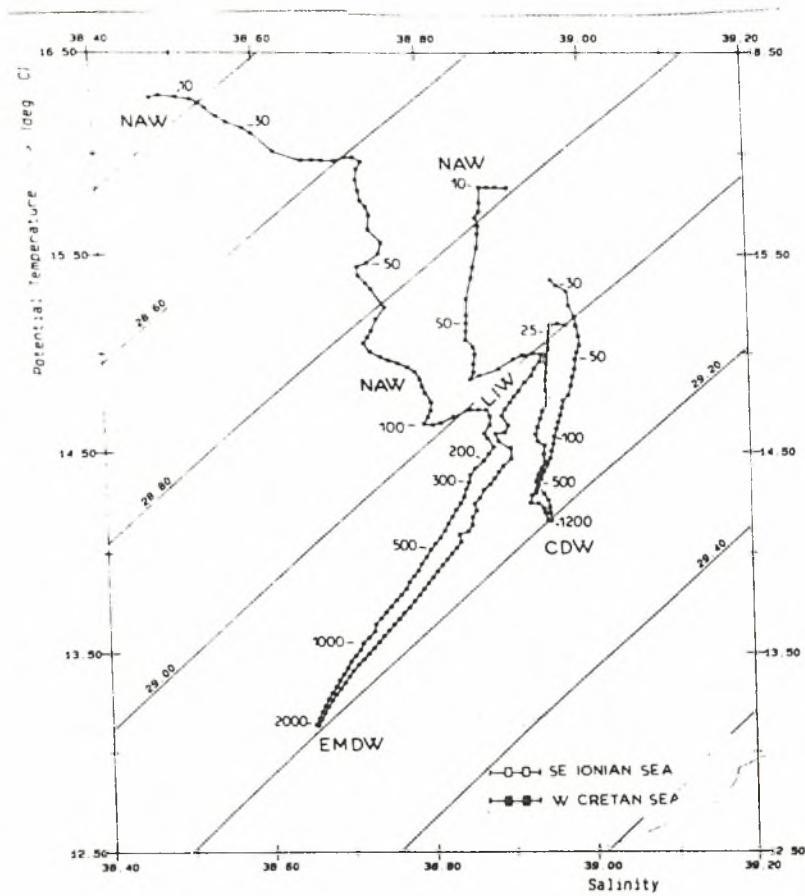
Από το διάγραμμα Θ/S (σχήμα 21γ) βλέπουμε την ύπαρξη διαφόρων μεταξύ των αλμυρών και ζεστών Κρητικών βαθιών νερών και των



Σχήμα 21α: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής αλατότητας στις λεκάνες του νοτιοανατολικού Ιονίου κ' της δυτικής Κρήτης, τέλος Χειμώνα 1987.



Σχήμα 21β: Οριζόντια κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας (°C) στις λεκάνες του νοτιοανατολικού Ιονίου κ' της δυτικής Κρήτης, τέλος Χειμώνα 1987.



Σχήμα 21γ : Η σχέση μεταξύ της δυναμικής θερμοκρασίας και της αλατότητας για τους σταθμούς που χαρακτηρίζουν τις υδάτινες μάζες των λεκανών του νοτιοανατολικού Ιονίου και της δυτικής Κρήτης, στο τέλος του Χειμώνα του 1987.

ανατολικών μεσογειακών βαθιών νερών. Τα ανώτερα στρώματα των τελευταίων υδάτινων μαζών παρατηρήθηκαν κάτω από το βάθος των 700m στη νοτιοανατολική θάλασσα του Ιονίου, ενώ στη περιοχή νότια της Ελλάδας βρέθηκε βαθύτερα από τα 1200m. Οι ανταλλαγές νερού μεταξύ του Ιονίου και της Κρητικής θάλασσας γίνεται μέσω:

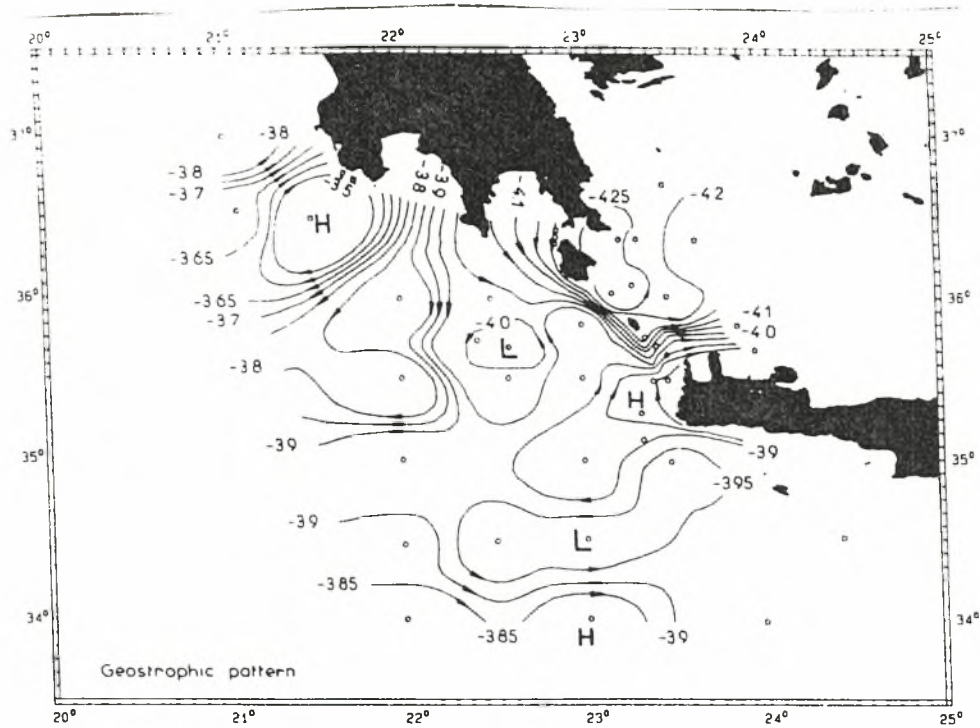
- 1) του στενού των Αντικυθήρων
- 2) του αβαθούς στενού των Κυθήρων
- 3) του στενού της Ελαφονήσου

Όσο αφορά τη ροή μπορούμε να διακρίνουμε τα εξής:

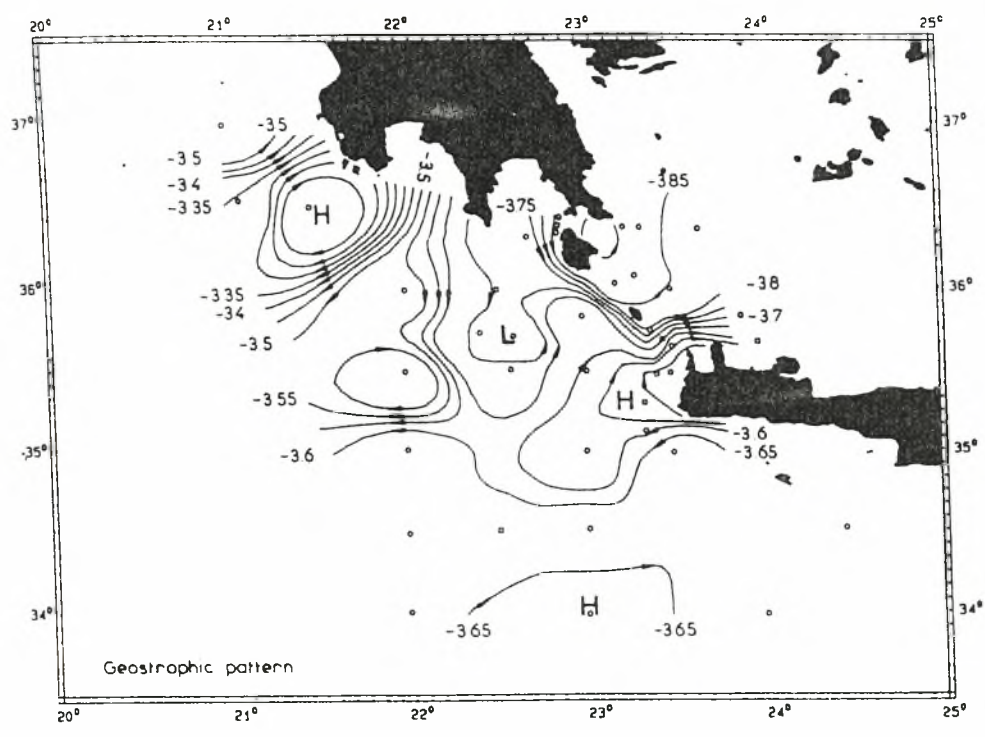
- 1) ένα αντικυκλωνικό γύρο νότια της Ελλάδας , τον γύρο του Πέλοπα
- 2) μια αντικυκλωνική ροή κατά μήκος της δυτικής ακτής της Κρήτης
- 3) την βορειότερη περιφέρεια του κέντρο-μεσογειακού ρεύματος
- 4) την κυκλωνική ροή κατά μήκος της δυτικότερης ακτής των

Κυθήρων και Αντικυθήρων.

Δύο ροές συγκλίνουν στην είσοδο του στενού των Αντικυθήρων (σχήμα 22α): Η κυκλωνική η οποία είναι κατά μήκος της δυτικής ακτής των Κυθήρων και Αντικυθήρων και η αντικυκλωνική που είναι γύρω από τη δυτικότερη ακτή της Κρήτης. Ύστερα αυτές οι ροές εισέρχονται στη νοτιοδυτική Κρητική θάλασσα μέσω του νοτιοανατολικού τμήματος αυτού του στενού. Το κέντρο-μεσογειακό ρεύμα εμφανίζεται κοντά στη περιοχή του τριακοστού τετάρτου παραλλήλου. Αυτό το ελλισόμενο ανατολικό ρεύμα μεταφέρει το επιφανειακό υποεπιφανειακό NAW. Ο γύρος του Πέλοπα είναι καλά ανεπτυγμένος κάτω από τα 50 και 300m, με γεωστροφικές ταχύτητες 12 και 7cm/sec. Το κυκλοφοριακό υπόδειγμα στο στρώμα των 50m (σχήμα 22β), περιέχει τις βασικές λειτουργίες του



Σχήμα 22α: Υπόδειγμα της επιφανειακής γεωστροφικής κυκλοφορίας σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2), τέλος Χειμώνα 1987.

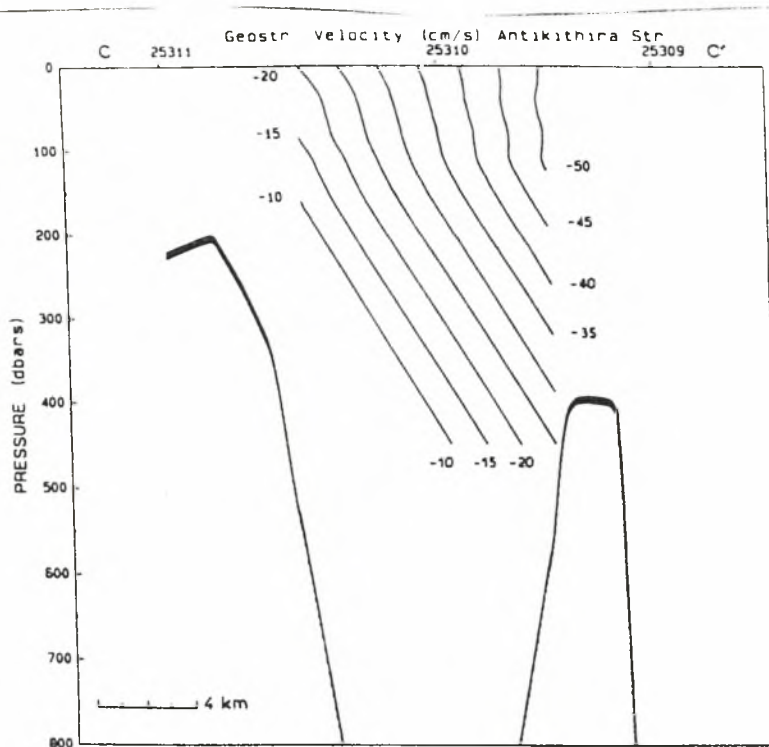


Σχήμα 22β: Υπόδειγμα της γεωστροφικής κυκλοφορίας στα 50m σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2), τέλος Χειμώνα 1987.

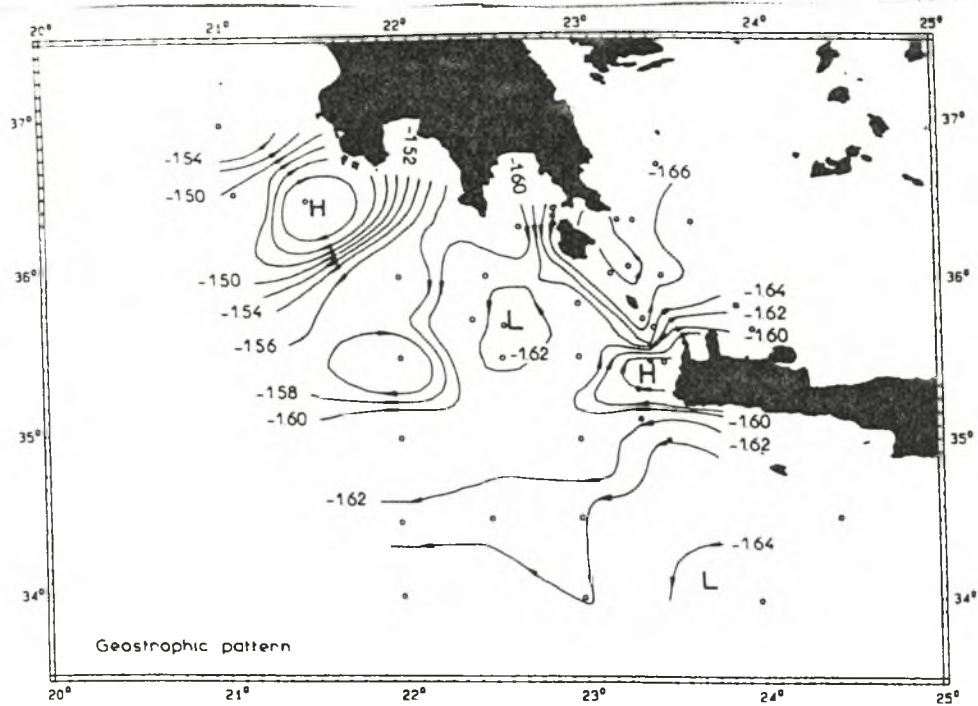
επιφανειακού στρώματος, εκτός από την ασθενή κλίση του κέντρο-μεσογειακού ρεύματος. Μια παρόμοια εικόνα βλέπουμε και στο ενδιάμεσο βάθος των 300m (σχήμα 22γ) με τη διαφορά ότι το κέντρο - μεσογειακό ρεύμα αντικαθίσταται από μια ασθενή δυτική ροή του LIW.

Το ρεύμα κατά μήκος του στενού των Αντικυθήρων (σχήμα 23) δείχνει δυνατή εισροή (35-50cm/sec) των νοτιοανατολικών νερών του Ιονίου στη Κρητική θάλασσα ως αποτέλεσμα της ροής που αναφέραμε παραπάνω. Το μεταφερόμενο LIW (38.90-38.91) ρέει στη νοτιοδυτική Κρητική θάλασσα και σε βάθος 300m. Το λιγότερο αλμυρό νερό της νοτιοανατολικής θάλασσας του Ιονίου εισέρχεται στη Κρητική θάλασσα μέσω του νοτιοανατολικού τμήματος αυτού του στενού και σε βάθος από 400-700m. Μια ασθενής εκροή αλμυρότερου (38.94-38.95), ζεστότερου και πυκνότερου νερού (29.19) της Κρητικής είχε καταγραφεί μέσω του βορειοδυτικού μέρους του στενού των Αντικυθήρων (κάτω από τα 500m) προς τη περιοχή κοντά στη δυτικότερη ακτή της Κρήτης .


Η συνεισφορά του στενού της Ελλαφονήσου στις ανταλλαγές νερού μεταξύ του Ιονίου και της Κρητικής λεκάνης είναι ασήμαντη σε σύγκριση με τα άλλα στενά. Η δυναμική κατασκευή του δείχνει ταυτόχρονη ανατολική και δυτική ροή στο ίδιο επίπεδο βάθους. Μια λιγότερο αλμυρή εκροή τροποποιημένου NAW (38.84-38.88) στη Κρητική θάλασσα, βρέθηκε από το επιφανειακό στρώμα έως κάτω από τα 25m. Βαθύτερα τα ρεύματα κατευθύνονταν στη Κρητική θάλασσα μέσω του ανατολικότερου τμήματος αυτού του στενού, ενώ μια ασθενής εκροή παρατηρήθηκε μέσω του ανατολικότερου τμήματος αυτού του στενού .




Σχήμα 23: Κατακόρυφη κατανομή των γεωστροφικών ρευμάτων (cm/sec) κατά μήκος της κατεύθυνσης cc' στο στενό των Αντικυθήρων , τέλος Χειμώνα 1987. Το "-" δείχνει Βορειοανατολικές κατευθύνσεις , ενώ το "+" δείχνει νοτιοδυτικές κατευθύνσεις.



Σχήμα 22γ: Υπόδειγμα γεωστροφικής κυκλοφορίας στα 300m σε σχέση με τα 500m (m^2/s^2), τέλος Χειμώνα 1987.

Ο υπολογισμός της γεωστροφικής κυκλοφορίας κατά το τέλος του καλοκαιριού του 1987 δείχνει ένα πολύπλοκο υπόδειγμα ροής στη νότια θάλασσα του Αιγαίου. Για τους γεωστροφικούς υπολογισμούς επιλέχθηκε το βάθος των 500m ως επίπεδο αναφοράς της ταχύτητας. Το επιφανειακό κυκλοφοριακό υπόδειγμα (), αναφέρει την ύπαρξη 2 κυκλωνικών και 3 αντικυκλωνικών περιοχών ροής. Οι κυκλωνικοί γύροι είναι τοποθετημένοι βορειοδυτικά και βορειοανατολικά, στην αριστερή πλευρά της κύρια ανατολικής ροής, και οι αντικυκλωνικοί γύροι είναι στη δεξιά πλευρά. Το παραπάνω σύστημα ροής επιβεβαιώθηκε από την επιφανειακή οριζόντια κατανομή της θερμοκρασίας και της πυκνότητας (σχήμα 23γ) . Το υπόδειγμα ροής ερμηνεύει ολόκληρη τη μεταφορά των διαφορετικών επιφανειακών και υποεπιφανειακών υδάτινων μαζών στη Κρητική θάλασσα . Για παράδειγμα τα πολύ αλμυρά νερά της βορειοδυτικής λεβαντινής θάλασσας στρέφονται βόρεια μετά την είσοδο τους στην ανατολική Κρητική θάλασσα μέσω του στενού της Ρόδου.

Στα βαθύτερα στρώματα, ο αντικυκλωνικός γύρος στη περιοχή του στενού των Κυθήρων εξαφανίζεται , ενώ η απομένουσα κυκλοφορία σχεδόν ακολουθεί το επιφανειακό κυκλοφοριακό υπόδειγμα με 2 κυκλωνικούς και 2 αντικυκλωνικούς γύρους . Μια ένδειξη του υποεπιφανειακού υποδείγματος ροής μπορεί να βρεθεί επίσης στο υπόδειγμα της επιφανειακής περιφέρειας με $T=15^{\circ}\text{C}$ το οποίο δείχνει την παραπάνω αναφερόμενη ενέργεια του στροβίλλου () και τον καλά ανεπτυγμένο κυκλωνικό γύρο στα δυτικά και σε βάθος γύρω στα 100m .

Οι παρατηρηθείς κυκλωνικοί γύροι χαρακτηρίζονται από μια επιφανειακή οριζόντια θερμοαλατική διαφορά της τάξης των $2-3.5^{\circ}\text{C}$ για

την θερμοκρασία, και >0.35 για την αλατότητα, και από μια ισχυρή κατακόρυφη κλίση της θερμοκρασίας στο θερμοκλινές. Η γεωστροφική ταχύτητα επιφανειακής ροής στη περιφέρεια των ελιγμών ποικίλλει μεταξύ 14 και 18cm/sec στα ανατολικά και κεντρικά μέρη της Κρητικής θάλασσας και είναι $>$ από 25cm/sec στα SW. Κάτω από το θερμοκλινές η γεωστροφική ταχύτητα γίνεται ασθενής . Η εσωτερική παραμέρφωση της Rossby ακτής. Όπως εξηγήθηκε από τη γεωστροφική ροή οι στρόβιλλοι περιστρέφονται στην ίδια κατεύθυνση με την επικρατούσα ανατολική ελλισόμενη ροή. Αυτός ο σχηματισμός της στροβιλλώδους κυκλοφορίας δείχνει ότι οι κυκλωνικοί και αντικυκλωνικοί στρόβιλλοι είναι οι μοναδικοί που οδηγούν την κύρια ανατολική ελλισόμενη ροή. Η κύρια οδηγούσα δύναμη που σχηματίζει τον κυκλωνικό και αντικυκλωνικό στρόβιλλο είναι το σύστημα εισόδου και εξόδου μέσω των στενών του Κρητικού τόξου και κατά μήκος της ισχυρής θερμοαλατικής κλίσης .

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα κυριότερα δυναμικά χαρακτηριστικά της βορειοδυτικής λεβαντινής λεκάνης τα οποία διατηρούνται από τη μια εποχή έως την άλλη είναι ο κυκλωνικός γύρος της Ρόδου και το ελάχιστο Ασιατικό ρεύμα . Οι εποχιακές μεταβολές στο κυκλοφοριακό υπόδειγμα και την αντιστροφή του συστήματος εισόδου εξόδου μέσω των στενών, που παρατηρήθηκαν κατά την διάρκεια των παραπάνω πλεύσεων, οφείλονται εν μέρει στην εποχιακή μετανάστευση των συνόρων του κέντρου του γύρου της Ρόδου. Η μετανάστευση αυτή ήταν ακτά προσέγγιση 20-30 km προς τα νοτιοανατολικά κατά τη διάρκεια του τέλους του χειμώνα του 1986. Αυτή μπορεί να συγκριθεί με εκείνη την τοποθεσία του Καλοκαιριού του 1987.

Στο τέλος του χειμώνα του 1987 , έχουμε την ομογενοποίηση των επιφανειακών υδάτινων μαζών και στο βάθος των 400-700m, έχουμε και το σχηματισμό νερών με χαρακτηριστικά αλατότητας του LIW. Η παρατηρούμενη βαθεία ανάμιξη μοιάζει να συμβαίνει κατά την διάρκεια δριμών καιρικών συνθηκών και με χαμηλές θερμοκρασίες αέρα. Το γεωστροφικό κυκλοφοριακό υπόδειγμα της Κρητικής θάλασσας προτείνει ότι το κύριο ελισσόμενο ρεύμα ρέει από τα ανατολικά προς τα βορειοδυτικά. Αυτή η παρατηρούμενη εποχιακή αντιστροφή της κυκλοφορίας της Κρητικής θάλασσας εξαρτάται από την εποχιακή επίδραση του κυρίου ρεύματος της βορειοδυτικής λεβαντινής θάλασσας .

Το καλοκαίρι του 1987 οι υδροδυναμικές συνθήκες της Κρητικής θάλασσας αποτελούν απόδειξη της επικρατούσας ελισσόμενης ροής, που μετακινείται από τα βορειοδυτικά προς τα ανατολικά, και της εποχιακής αντιστροφής του κυρίου ρεύματος της Κρητικής θάλασσας. Το περίπλοκο

σύστημα εισόδου και εξόδου, μέσω των στενών του Κρητικού τόξου συνεισφέρει στη γέννηση των 2 κυκλωνικών και των 3 αντικυκλωνικών περιοχών ροής στη Κρητική θάλασσα κατά την διάρκεια του καλοκαιριού. Κατά το Φθιν'όπωρο του 1986 έγινε φανερό ότι η επικρατούσα επιφανειακή - υποεπιφανειακή υδάτινη μάζα εμφανίστηκε να είναι λιγότερο αλμυρό νερό που πηγάζει στη Μαύρη θάλασσα, και το οποίο καλύπτει το βορειοδυτικό και το νότιο τμήμα της θάλασσας. Το κυκλοφοριακό υπόδειγμα της Κρητικής θάλασσας, όπως και οι γειτονικές λεκάνες αποτελούν από κυκλωνικούς και αντικυκλωνικούς στροβίλλους και γύρους με διαφορετικές οριζόντιες κλίμακες. Τέλος, κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου η εικόνα της εισροής της Κρητικής θάλασσας ήταν κυριαρχημένη από το μεγάλο κυκλωνικό γύρο στα δυτικά και από το βόρειο ρεύμα στο ανατολικό τμήμα της Κρητικής θάλασσας .

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Bourkov V.A. and Moroshkin K.V.: 1965: *The reduction of dynamic heights to a uniform level*. *Oceanology*, 5, 548-553.
- El-Gindy A.A.H. and El-Din S.H.S.: 1986: *Water masses and circulation patterns in the deep layer of the Eastern Mediterranean*. *Oceanologica Acta*, 9, 3, 239-248.
- Frassetto R.: 1965: *A study of the turbulent flow and character of the water masses over the Sicilian ridge in both summer and winter*. *Saclantcen-TM-93*, 9.
- Gertman I.E. and Popov Y.I.: 1989: *Analysis and genesis of the Aegean Sea water in a dense grid of stations-winter 1988*. *VINITI*, B89, 1201, Sevastopol.
- Grillaki-Steiert D. and Amoroso V.: 1988: *Analysis systems for the mesoscale thermal variability in the Greenland Iceland Norwegian Sea*. *Saclantcen Memorandum-212*, La Spezia, SACLANT Undersea Research Centre.
- Hopkins T.S.: 1987: *Physical processes in the Mediterranean basins*. In: *Estuarine Transport Processes*, B. Kjerfve editor, Univ. South Carolina Press, Columbia, pp. 269-309.
- Lacombe H., Tchernia P. and Benoist G.: 1958: *Contribution a l'etude hydrologique de la mer Egee en periode d'este*. *Bulletin d'Information Comite Central d'Océanographie d'Etude des Cotes*, 8, 454-468.
- Lavenia A., Mosetti F. and Bregant D.: 1983: *Some results and remarks on the Ionian Sea hydrology*. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, 1, 18-48.
- Malanotte-Rizzoli P. and Bergamasco A.: 1991: *The wind and thermally driven circulation of the Eastern Mediterranean Sea*. *Dyn. Atmos. Oceans*, 15, 355-420.
- Miller A.R.: 1974: *Deep convection in the Aegean Sea*. In: *Processus de formation des eaux oceaniques profonds*. Colloque International du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris 215, 1-9.
- Morel A.: 1971: *Caracteres hydrologiques des eaux echangees entre le bassin oriental et le bassin occidental de la Mediterranee*. *Cahiers Oceanographiques*, 23, 329-342.
- Moskalenko L.V. and Ovchinnikov I.M.: 1965: *The water masses of the Mediterranean Sea*. In: *Basic features of the geological structure, hydrological regimes and biology of the Mediterranean*, L.M. Fomin editor, Translation of the Institute for Modern Languages for the USN Oceanogr. office, 202-218a.
- Oren O.H.: 1971: *The Atlantic water in the Levant Basin and on the shores of Israel*. *Cahiers Oceanographiques* 23, 291-297.
- Ovchinnikov I.M. and Fedoseyev A.F.: 1965: *The horizontal circulation of the water of the Mediterranean Sea during the summer and winter seasons*. In: *Basic features of the geological structure, hydrological regimes and biology of the Mediterranean*, L.M. Fomin editor, Translation of the Institute for Modern Languages for the USN Oceanogr. office, pp. 185-201.
- Ovchinnikov I.M. and Plakhin Y.A.: 1966: *Formation of deep water masses in the Mediterranean Sea*. *Oceanology*, 5, 40-47.
- Ovchinnikov I.M., Plakhin Y.A., Moskalenko L.V., Neglyad K.V., Osadchiy A.S., Fedoseyev A.F., Krivosheya V.G. and Voytova K.V.: 1976: *Hydrology of the Mediterranean Sea*. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Ovchinnikov I.M.: 1984: *The formation of the intermediate water in the Mediterranean*. *Oceanology*, 24, 168-173.
- Ozturgut E.: 1976: *The sources and spreading of the Levantine intermediate water in the Eastern Mediterranean*. *Saclant ASW Research Center, Memorandum SM-92*, La Spezia, Italy, 45.
- Theocharis A., Papageorgiou E. and Zodiatis G.: 1990: *Flows and water mass exchanges between the Aegean and Ionian seas through the straits of Kithira and Antikithira (late summer 1987)*. *Rapp. Comm. int. Mer Medit.*, 32, 1, 174.
- Thompson R.: 1983: *Low pass filters to suppress internal and tidal frequencies*. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1077-1083.
- Wüst G.: 1961: *On the vertical circulation of the Mediterranean Sea*. *J. Geophys. Res.*, 66, 3261-3271.
- Zodiatis G.: 1991a: *The hydrological conditions and the circulation in the Cretan Sea during late summer 1987*. *Annales Geophysicae*, 9, 233-238.
- Zodiatis G.: 1991b: *Water masses and deep convection in the Cretan Sea during late winter 1987*. *Annales Geophysicae*, 9, 367-376.
- Zodiatis G.: 1992a: *On the seasonal variability of the water masses circulation in the NW Levantine Basin-Cretan Sea and flows through the eastern Cretan Arc straits*. *Annales Geophysicae*, 10, 12-24.
- Zodiatis G.: 1992b: *Lens formation in the SE Ionian Sea and double diffusion*. *Annales Geophysicae*, 10, 935-942.
- Zore-Armanda M.: 1969: *Water exchange between the Adriatic and the Eastern Mediterranean*. *Deep Sea Res.*, 16, 171-178.
- POEM GROUP (1992) General circulation of the eastern Mediterranean. *Earth Science Reviews*, 32, 285-309.
- ROBINSON A. R., M. GOLNARAGHI, W. G. LESLIE, A. ARTEGIANI, A. HECHT, E. LAZZONI, A. MICHELATO, E. SANSONE, A. THEOCHARIS and Ü. ÜNLÜATA (1991) The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 215-240.
- ROETHER W. and R. SCHLITZER (1991) Eastern Mediterranean deep water renewal on the basis of chlorofluoromethane and tritium data. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 333-354.
- SCHLITZER R., W. ROETHER, H. OSTER, H.-G. JUNGHANS, M. HAUSMANN and A. MICHELATO (1991) Chlorofluoromethane and oxygen in the eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research*, 38(12), 1531-1551.
- THEOCHARIS A. and D. GEORGOPOULOS (1993) Dense water formation over the Samothraki and Limnos Plateaux in the North Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 13, 919-939.
- THEOCHARIS A., D. GEORGOPOULOS and G. ZODIATIS (1988) *Late winter hydrological characteristics and circulation of the Cretan Sea (S. Aegean)*. EGS XIII General Assembly, Bologna, Italy, March 1988. *Annales Geophysicae, Special Issue 70*.
- WÜST G. (1961) On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research*, 16, 171-178.

- ANATI D. A. (1984) A dome of cold water in the Levantine Basin. *Deep-Sea Research* 31(10), 1251-1257.
- CARTER E. F. and A. R. ROBINSON (1987) Analysis models for the estimation of ocean fields. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4(1), 49-74.
- GEORGOPOULOS D., A. THEOCHARIS and G. ZODIATIS (1989) Intermediate Water formation in the Cretan Sea (S. Aegean Sea). *Oceanologica Acta*, 12(4), 353-359.
- HOPKINS T. S. (1978) Physical processes in the Mediterranean basins. In: *Estuarine Transport Processes*. B. KJERFVE, editor, University of South Carolina Press, pp. 269-310.
- MALANOTTE-RIZZOLI P. and A. R. ROBINSON (1988) POEM Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean. *EOS, The Oceanography Report*, 69(14), 194-203.
- MALANOTTE-RIZZOLI P. and A. HECHT (1988) Large-scale properties of the eastern Mediterranean: A review. *Oceanologica Acta*, 11(4), 323-335.
- MANZELLA G. M. R., G. P. GASPARINI and M. ASTRALDI (1988) Water exchange between the eastern and western Mediterranean through the Strait of Sicily. *Deep-Sea Research*, 45(6), 1021-1035.
- MORCOS S. A. (1972) Sources of Mediterranean Intermediate water in the Levantine Sea. In: *Studies in physical oceanography: A tribute to G. Wüst on his 80th birthday*, A. L. GORDON, editor, New York, Gordon Breach, pp. 185-206.
- ÖZSOY E., A. HECHT and Ü. ÜNLÜATA (1989) Circulation and hydrography of the Levantine Basin. Results of POEM coordinated experiments 1985-1986. *Progress in Oceanography*, 22, 125-170.
- ÖZSOY E., A. HECHT, Ü. ÜNLÜATA, S. BRENNER, T. ÖGÜZ, J. BISHOP, M. A. LATIF and Z. ROZENTRAUB (1991) A Review of the Levantine Basin circulation and its variability during 1985-1988. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 421-456.
- ÖZTURGUT E. (1976) *The source and spreading of the Levantine Intermediate Water in the eastern Mediterranean*. Saclant ASW Research Center Memorandum SM-92, La Spezia, Italy, 45 pp.
- PHILIPPE M. and L. HARANG (1982) Surface temperature fronts in the Mediterranean Sea from infrared satellite imagery. In: *Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas*, J. C. J. NIHOUL, editor, Elsevier, Amsterdam, pp. 91-128.

- Anati, D.A. 1977. Topics in the Physics of Mediterranean Seas, Ph.D. Thesis, Weizmann Institute of Science, Rehovot, Israel, 43 pp.
- Carter, E.F. and Robinson, A.R. 1987. Analysis models for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 4: 49-74.
- Fofonoff, N.P. and Millard, Jr. R.C. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of sea water. UNESCO Technical Paper in Marine Science, No. 44.
- Gregg, M.C., 1979. The effects of bias error and system noise on parameters computed from C, T, P and V profiles. *J. Phys. Oceanogr.*, 9: 199-217.
- Hecht, A., Pinardi, N. and Robinson, A.R. 1988. Currents, water masses, eddies and jets in the Mediterranean Levantine Basin. *J. Phys. Oceanogr.*, 18: 1320-1353.
- Lacombe, H. and Tchermia, P. 1972. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, pp. 25-36.
- Malanotte-Rizzoli, P. and Hecht, A. 1988. Large-scale properties of the eastern Mediterranean: A review. *Oceanologica Acta*, 11: 323-335.
- Malanotte-Rizzoli, P. and Robinson, A.R. 1988. POEM: Physical oceanography of the eastern Mediterranean. *EOS, The Oceanography Report*, 69: 194-203.
- Michelato, A. 1985. Report of the POEM Workshop on Common Procedures for Data Acquisition, Treatment and Intercalibration. OGS (Trieste) Rel/85-115.
- Milliff, R.F. 1989. Quasigeostrophic ocean flows in the coastal domains. Harvard Open Ocean Model Reports, 34. Reports in Meteorology and Oceanography, Cambridge, MA. (Ph.D. Thesis, carried out at Harvard for University of California, Santa Barbara.)
- Ovchinnikov, I.M. 1966. Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology*, 24: 168-173.
- Özsoy, E., Hecht, A. and Ünlüata, Ü. 1989a. Circulation and hydrology of the Levantine Basin. Results of POEM Coordinated Experiments 1985-1986. *Prog. Oceanography*, 22: 125-170.
- Özsoy, E., Theocharis, A. and Nittis, K. 1989b. POEM Activity Report. Harvard University, Cambridge, MA.
- Pinardi, N. 1988. Report of the POEM mapping group: August/September 1987. General Circulation Survey Data Set Preparation. Technical Report No. 1-88.

