

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΖΩΙΚΗΣ
ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ

Γ. Α. ΑΡΒΑΝΙΤΗΣ

ΑΝΑΛΥΣΗ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΙ
ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΤΗ
ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΤΟΥ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ
ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΙΟΝΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

ΒΟΛΟΣ 2003



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

Αριθ. Εισ.: 638/1
Ημερ. Εισ.: 01-07-2003
Δωρεά:
Ταξιθετικός Κωδικός: Δ
577.738 6
ΑΡΒ

ΑΝΑΛΥΣΗ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΙ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΤΗ
ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΤΟΥ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΙΟΝΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

Τριμελής Επιτροπή:

Επιβλέπων Καθηγητής Α. Ι. Θεοδώρου, Τμήμα Γεωπονίας Ζωικής Παραγωγής και Υδάτινου Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας

Μέλη Αναπληρωτής Καθηγητής Κ. Κουτσικόπουλος, Τμήμα Βιολογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών

Λέκτορας Γ. Παπαθεοδώρου, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών

Θα ήθελα στο σημείο αυτό να ευχαριστήσω τους γονείς μου, για την συμπαράστασή τους στα χρόνια της φοίτησης μου, τους καθηγητές μου κ.κ. Κ. Κουτσικόπουλο και Γ. Παπαθεοδώρου και ιδιαίτερα τον επιβλέποντα μου κ. Α. Ι. Θεοδώρου, για την βοήθεια και τις υποδείξεις στην ολοκλήρωση της διατριβής μου, αλλά και για την κατανόηση που έδειξαν απέναντι στο πρόσωπό μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Εισαγωγή	σελ. 7
Μέρος I: Σύνοψη βιβλιογραφικών δεδομένων της περιοχής μελέτης	9
Κεφάλαιο 1. Γεωμορφολογία Ιονίου Πελάγους	9
Κεφάλαιο 2. Βιολογικά χαρακτηριστικά Ιονίου	15
Μέρος II: Μετρήσεις και μέθοδοι επεξεργασίας τους	21
Κεφάλαιο 3. Δεδομένα – Περιοχή μελέτης	21
Κεφάλαιο 4. Μέθοδοι επεξεργασίας	23
- Διαγράμματα T-S και ανάλυση υδάτινων μαζών με τη μέθοδο των τριγώνων ανάμιξης (μέθοδος Mamayev)	23
- Χρήση των διαγραμμάτων T-S	24
- Η γεωστροφική μέθοδος	25
- Ανάλυση ισόπυκνων επιφανειών	26
Μέρος III: Συζήτηση αποτελεσμάτων	28
Κεφάλαιο 5. Φαινομενολογία και κυκλοφορία Ανατολικού Ιονίου Πελάγους	28
5.1. Υδρολογία	28
- Οριζόντιες κατανομές	28
- Εγκάρσιες τομές	64
5.2. Ανάλυση υδάτινων μαζών	105
- Διαγράμματα T-S	105
- Εγκάρσιες κατανομές	126
- Παράκτια κατανομή	129
5.3. Ισοπυκνική ανάλυση	142
5.4. Γεωστροφικές ροές	178
Μέρος IV: Βιολογία Ανατολικού Ιονίου Πελάγους	183
Κεφάλαιο 6. Δομή και λειτουργία οικοσυστήματος Ανατολικού Ιονίου Πελάγους	183
Μέρος V: Συμπέρασμα.....	190
Κεφάλαιο 7. Συμπερασματικά σχόλια.....	190

Παραρτήματα.....σελ.	192
Παράρτημα 1: Δημιουργία οριζόντιων κατανομών με το Surfer.....»	193
Παράρτημα 2: Δημιουργία εγκάρσιων τομών με το Surfer.....»	201
Παράρτημα 3: Ανάλυση υδάτινων μαζών.....»	208
Παράρτημα 4: Ισοπυκνική ανάλυση.....»	214
Παράρτημα 5: Υπολογισμός ταχύτητας γεωστροφικών ρευμάτων και μεταφορών όγκων νερού.....»	217
Παράρτημα 6: Κυριότερα φυτοπλαγκτονικά είδη της περιοχής μελέτης...»	220
Βιβλιογραφία.....»	226

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το Ιόνιο Πέλαγος βρίσκεται στο κέντρο περίπου της λεκάνης της Μεσογείου και αποτελεί την μεγαλύτερη επιμέρους λεκάνη της. Η σημασία του Ιονίου για την υδρογραφία της Μεσογείου είναι μεγάλη, καθώς εντός των ορίων του μετακινούνται και τροποποιούνται υδάτινες μάζες που χαρακτηρίζουν ολόκληρη την Μεσόγειο. Παρόλα αυτά, μέχρι το δεύτερο μισό της δεκαετίας του '80, καμία προσπάθεια ανάλυσης της πλήρους κατάστασης που χαρακτηρίζει την υδρογραφία του Ιονίου Πελάγους δεν είχε πραγματοποιηθεί. Τότε έγινε και η συντονισμένη προσπάθεια έρευνας που αφορούσε γενικά στην Αν. Μεσόγειο POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean), η οποία χρηματοδοτήθηκε από την UNESCO, την IOC και τις συμμετέχουσες χώρες. Στην παρούσα εργασία τα δεδομένα που αφορούν την υδρογραφία του Ιονίου Πελάγους προέρχονται από το πρόγραμμα POEM, συγκεκριμένα από την πέμπτη περίοδο του προγράμματος, η οποία και πραγματοποιήθηκε μεταξύ 30 Σεπτεμβρίου και 17 Οκτωβρίου του 1987, περιλαμβάνοντας στην περιοχή μελέτης ένα δίκτυο από 57 σταθμούς.

Ο σκοπός της παρούσης εργασίας είναι διπλός, καθώς, πέρα από την ανάλυση των υδρογραφικών μετρήσεων και την απεικόνιση της φαινομενολογίας και της κυκλοφορίας του Ανατολικού Ιονίου Πελάγους για την χρονική περίοδο που αντιστοιχεί στην δειγματοληψία (τέλος καλοκαιριού - αρχή φθινοπώρου), επιχειρείται και η συσχέτιση των ανωτέρω με τη δομή και τη λειτουργία του οικοσυστήματος της περιοχής μελέτης, κυρίως όσον αφορά τις σχέσεις της παραγωγικότητας και των οργανισμών που εμφανίζονται κατά κύριο λόγο στη στήλη του νερού με τα φυσικά χαρακτηριστικά του Ιονίου πελάγους καθώς και τυχόν συσχετίσεις αυτών.

Η παρούσα εργασία είναι χωρισμένη σε πέντε μέρη. Στο πρώτο μέρος, δίνεται μια σύνοψη των γνώσεων υποβάθρου για την περιοχή μελέτης, όσον αφορά τα γεωμορφολογικά και φυσικά χαρακτηριστικά της περιοχής, τις κύριες υδάτινες μάζες της και την κυκλοφορία τους, καθώς και τα κύρια βιολογικά και

οικολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής, την παραγωγικότητα της και τις κύριες ομάδες κατοίκων της.

Στο δεύτερο μέρος της εργασίας γίνεται αναφορά στα δεδομένα και τις μεθόδους επεξεργασίας, καθώς και στο θεωρητικό υπόβαθρο των μεθόδων αυτών.

Στο τρίτο μέρος της εργασίας γίνεται η επεξεργασία των δεδομένων και ο σχολιασμός των αποτελεσμάτων. Συγκεκριμένα, γίνεται αναφορά στα φυσικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης και παρουσιάζονται οι κατανομές τους στο χώρο, γίνεται ανάλυση των υδάτινων μαζών με εύρεση του ποσοστού συμμετοχής της κάθε υδάτινης μάζας σε κάθε σταθμό και βάθος και απεικόνιση των αποτελεσμάτων σε εγκάρσιες τομές. Με την βοήθεια των διαγραμμάτων T-S και του συνολικού διαγράμματος Θ-S της περιοχής, γίνεται η ισοπυκνική ανάλυση με τις κατανομές των συντηρητικών χαρακτηριστικών της περιοχής, αλλά και των ποσοστών εμφάνισης των υδάτινων μαζών πάνω σε ισόπυκνες επιφάνειες, και υπολογίζονται οι γεωστροφικές ροές και παροχές της περιοχής παράλληλα με μια απεικόνιση των κυρίων κυκλοφορικών χαρακτηριστικών της περιοχής μελέτης.

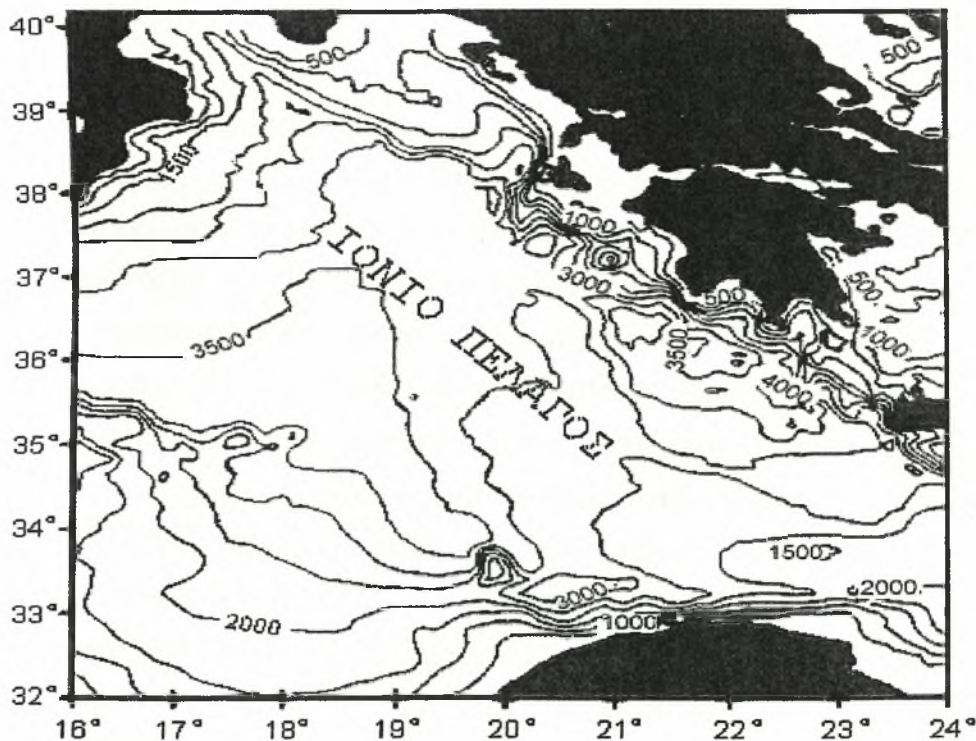
Στο τέταρτο μέρος της εργασίας γίνεται αναφορά στη δομή και τη λειτουργία του οικοσυστήματος της περιοχής μελέτης, σε συσχέτιση με τα φυσικά χαρακτηριστικά αυτής καθώς και με την κυκλοφορία των υδάτινων μαζών στην περιοχή μελέτης.

Τέλος, το πέμπτο μέρος της εργασίας αποτελείται από την συζήτηση των αποτελεσμάτων και τα συμπερασματικά σχόλια, ενώ στο παράρτημα παρουσιάζονται λεπτομερώς οι τρόποι επεξεργασίας των δεδομένων για την εξαγωγή των αποτελεσμάτων της εργασίας.

ΜΕΡΟΣ Ι: ΣΥΝΟΨΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ – ΔΕΔΟΜΕΝΑ - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΙΟΝΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

Το Ιόνιο πέλαγος βρίσκεται στην κεντρική Μεσόγειο και εκτείνεται από τις ακτές της Λιβύης και της Τυνησίας έως το νότιο μέρος της Ιταλίας και την νοτιοδυτική Ελλάδα (Εικ.1). Συνολικά το Ιόνιο καλύπτει έκταση περίπου 616.000 km² και φτάνει σε μέγιστο βάθος 5.016 m στην Ελληνική τάφρο, νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου, σημείο που είναι το βαθύτερο σε ολόκληρη την Μεσόγειο. Είναι η μεγαλύτερη σε όγκο λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου, με όγκο περίπου ένα εκατομμύριο km³. Επικοινωνεί με την δυτική Μεσόγειο διαμέσου του στενού της Σικελίας (πλάτος 135km με μέγιστο βάθος 330m), στα ανατολικά με τη Λεβαντινή λεκάνη μέσω του Κρητικού τόξου (300km πλάτος, μέσο βάθος 2000m) και στα βόρεια με την Αδριατική θάλασσα μέσω του στενού του Οτράντο (75km πλάτος, μέσο βάθος 300m, μέγιστο βάθος 750m). Τέλος, επικοινωνεί με το Αιγαίο πέλαγος μέσα από το στενό των Κυθήρων (70km πλάτος με μέγιστο βάθος 700m).



Εικόνα 1. Το Ιόνιο Πέλαγος

Στο Ιόνιο βρίσκεται η μεγαλύτερη αβυσσαία πεδιάδα της ανατολικής Μεσογείου, η οποία όμως διαχωρίζεται σε επιμέρους μικρότερες από υποθαλάσσια όρη και υψίπεδα.

Η Μεσόγειος γενικά είναι ένα σύστημα λεκανών συγκέντρωσης, δηλαδή η εξάτμιση είναι μεγαλύτερη της βροχόπτωσης και των διάφορων εκροών και απορροών. Στο σύστημα αυτό των λεκανών της Μεσογείου λαμβάνουν χώρα πολλές φυσικές μεταφορικές λειτουργίες. Το κύριο βάρος όμως πρέπει να δοθεί στην θερμοαλατική κυκλοφορία της Μεσογείου, η οποία είναι αποτέλεσμα του σχηματισμού νερού μεγάλης πυκνότητας στην Μεσόγειο. Η εσωτερική συσσώρευση αυτού του νερού μεγάλης πυκνότητας δημιουργεί δυνάμεις βαροκλιτικής πιέσεως οι οποίες οδηγούν στην εισροή επιφανειακού νερού στη λεκάνη της Μεσογείου και στην εκροή απ' αυτή υποεπιφανειακού νερού. Έτσι, η διατήρηση της μάζας και των συντηρητικών χαρακτηριστικών της Μεσογείου επιτυγχάνεται με την εισροή του ψυχρότερου και χαμηλής αλατότητας Ατλαντικού νερού (Atlantic Water, AW, 15°C, 36.2 psu) και την εκροή του θερμότερου και μεγαλύτερης αλατότητας νερού της Μεσογείου από το στενό του Γιβραλτάρ. Το στενό της Σικελίας παίζει για την ανατολική Μεσόγειο τον ίδιο ρυθμιστικό ρόλο με το στενό του Γιβραλτάρ για ολόκληρη την Μεσόγειο. Όμως, λόγω της τοπογραφίας των στενών της Σικελίας, η ανατολική λεκάνη της Μεσογείου δεν μπορεί να δεχθεί όλη την ποσότητα του Ατλαντικού νερού που φτάνει στο ανατολικότερο τμήμα της δυτικής Μεσογείου. Το Ατλαντικό νερό που διέρχεται από το στενό της Σικελίας είναι τροποποιημένο και οι χαρακτηριστικές τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας είναι μεγαλύτερες των 16°C και 38.35 psu αντίστοιχα, και το σήμα του στην πορεία του κατά μήκος της Αφρικανικής ακτής (Lacombe and Tchernia, 1960), ακόμη και μέχρι την Λεβαντινή λεκάνη, είναι ένα υποεπιφανειακό ελάχιστο αλατότητας (Ozsoy et al., 1989), το βάθος του οποίου αυξάνει προς τα ανατολικά. Το χαρακτηριστικό αυτό αναπτύσσεται καλά μόνο το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, όταν το βάθος της ελάχιστης αλατότητας βρίσκεται από τα 20 έως τα 75m (Morcos, 1972).

Οι Morcos and Moustafa-Hassan (1977) παρατήρησαν ότι το φθινόπωρο το κύριο στρώμα AW έξω από την Αίγυπτο είναι βαθύτερο (75-100m) και υψηλότερης αλατότητας από το καλοκαίρι, καλύπτει όμως το ίδιο πεδίο τιμών πυκνότητας (27.8-28.4 στ) καθώς ψύχεται το φθινόπωρο.

Ο τρόπος διασποράς του AW στην ανατολική Μεσόγειο δεν έχει καταγραφεί μέχρι σήμερα με σαφή τρόπο. Ο Onchinnikov (1966) υποστηρίζει ότι τον χειμώνα, κατά την είσοδο του AW στο Λεβαντινό πέλαγος, αυτό αλλάζει πορεία έξω από τις ακτές της Αφρικής και ενώ μια ποσότητα AW ενσωματώνεται στην αντικυκλώνα του Λεβαντινού πελάγους, το υπόλοιπο αποσπάται και μέσω της κυκλωνικής κυκλοφορίας κινείται προς τα νοτιοδυτικά της Κρήτης και εισέρχεται στο Ιόνιο. Περαιτέρω απόδειξη του γεγονότος αυτού είναι ότι οι ισοαλατικές καμπύλες στην επιφάνεια της θάλασσας εκτρέπονται προς το Ιόνιο κατά τη διάρκεια του χειμώνα, αλλά όχι και το καλοκαίρι (Zore-Armanda, 1969; Ogen, 1971), κάτι που επιβεβαιώνει ότι η διακλάδωση αυτή στην ροή του AW εμφανίζεται μόνο τον χειμώνα (Lacombe and Tchernia, 1972).

Στο Ιόνιο το σήμα του Ατλαντικού νερού αναμένεται να είναι ιδιαίτερα ισχυρό κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, όταν η εξάτμιση είναι έντονη και η ανάμιξη ασθενής. Παρόλο όμως που η παρουσία του AW στο Ιόνιο αναφέρεται στη βιβλιογραφία (Georgopoulos et al., 1986; Theodorou et al., 1988; Artegiani et al., 1988), είναι γνωστό ότι η παρουσία του είναι διαλείπουσα (Hopkins, 1978). Όταν αυτό υπάρχει στο Ιόνιο, υπέρκειται του μεγαλύτερης αλατότητας Λεβαντινού ενδιάμεσου νερού (Wüst, 1961). Περιστασιακά, το AW επικαλύπτεται τοπικά από το σχετικά θερμότερο και μεγαλύτερης αλατότητας επιφανειακό νερό. Η διασπορά του AW στο Ιόνιο προς βορρά, ειδικά όταν επικρατούν στην περιοχή ισχυροί νότιοι άνεμοι, εκτείνεται έως το στενό του Οτράντο (Hopkins, 1978), ενώ εισέρχεται στην Αδριατική σαν επιφανειακή εισροή μέσω της ανατολικής πλευράς του στενού κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Onchinnikov, 1966).

Μια άλλη χαρακτηριστική υδάτινη μάζα του Ιονίου πελάγους και γενικότερα της Μεσογείου είναι το **Λεβαντινό Ενδιάμεσο**

Νερό (Levantine Intermediate Water, **LIW**). Το LIW είναι μια υδάτινη μάζα υψηλής αλατότητας, της οποίας η επιρροή είναι αισθητή σε ολόκληρη την Μεσόγειο σε βάθη από 200 έως 600m. Το σήμα του LIW στο Ιόνιο είναι ένα μέγιστο αλατότητας που συναντάται σε βάθη ενδιάμεσα, κάτω από το βάθος επιρροής του AW. Το LIW δημιουργείται το Φεβρουάριο και το Μάρτιο, κυρίως στη βόρειο Λεβαντινή θάλασσα (Nielsen, 1912), κοντά στα νότια παράλια της Τουρκίας (Ünlüata, 1986) και στα ανατολικά της Ρόδου (Wüst, 1961). Ακόμη, σε μικρότερο βαθμό, σαν σημείο δημιουργίας του μπορεί να θεωρηθεί και ένα τμήμα της νοτίου Λεβαντινής λεκάνης, κοντά στα παράλια της Αιγύπτου (Morcos, 1972). Διεργασίες μέσης κλίμακας παίζουν τον κυριότερο ρόλο στη δημιουργία και την εξάπλωση του LIW (Özsoy et al., 1989), από τις πηγές του, όπου έχει χαρακτηριστικές τιμές $T=15.5^{\circ}\text{C}$, $S=39.1$ psu, έως και το Γιβραλτάρ, μέχρι το οποίο εξαπλώνεται ισοπυκνικά ($\sigma_t=29.05$, Wüst, 1961). Στην περιοχή του Γιβραλτάρ το LIW παρουσιάζει τις χαρακτηριστικές του τιμές τροποποιημένες ($T=13.0^{\circ}\text{C}$, $S=38.4$ psu). Η πορεία του LIW προς τα δυτικότερα σημεία εξάπλωσης του δεν είναι ευθεία, αλλά σχηματίζει μαιάνδρους, καθώς συμμετέχει σε διάφορα κλειστά κυκλοφοριακά συστήματα της ανατολικής Μεσογείου (Ovchinnikov, 1966).

Η παρουσία του LIW στο βόρειο Ιόνιο έχει αναφερθεί από τους Lavenia et al. το 1983, ενώ μερικές πλευρές της υδρολογίας και της κυκλοφορίας του βορειοανατολικού Ιονίου έχουν συζητηθεί (Theodorou et al., 1988). Η είσοδος του LIW στο νοτιοανατολικό Ιόνιο έγινε δυνατή λόγω της μεγάλης μεταβλητότητας της κυκλοφορίας του Ιονίου και της ύπαρξης μιας καλά αναπτυγμένης θερμοαλατικής δομής στην περιοχή, καθώς γνωρίζουμε ότι νερά από τα βαθύτερα στρώματα ωθήθηκαν προς τα ανώτερα στρώματα. Η είσοδος όμως του LIW στην περιοχή του Ιονίου προκάλεσε την απομόνωση ενός μικρού όγκου ψυχρού και χαμηλής αλατότητας νερού προερχόμενου από τα βαθύτερα στρώματα, δημιουργώντας έναν “φακό” νερού μικρότερης αλατότητας (Zodiatis, 1992).

Τέλος, η τρίτη χαρακτηριστική υδάτινη μάζα της περιοχής του Ιονίου είναι το **Βαθύ Νερό της Ανατολικής Μεσογείου** (Eastern

Mediterranean Deep Water, **EMDW**), η οποία υπόκειται του LIW. Η υδάτινη αυτή μάζα χαρακτηρίζεται από αλατότητα 38.7 psu και θερμοκρασία 13.6°C. Σαν πηγές του EMDW έχουν προταθεί κατά καιρούς διάφορες περιοχές, όπως το νότιο Αιγαίο και το δυτικό Ιόνιο (Nielsen, 1912; Schott, 1915; Miller, 1963). Σύμφωνα όμως με πιο πρόσφατα στοιχεία, η μόνη σημαντική πηγή του βαθιού νερού της ανατολικής Μεσογείου είναι η Αδριατική (Ovchinnikov, 1984; Schlitzer et al., 1991), με μια πολύ μικρή συνεισφορά προερχόμενη από το Αιγαίο πέλαγος (Schlitzer et al., 1991).

Σημαντικές ενδείξεις για το ότι η Αδριατική είναι η μόνη σημαντική πηγή βαθιού νερού υπήρχαν από παλιότερα (Pollack, 1951). Σύμφωνα μ' αυτές, η λεκάνη της Αδριατικής έχει την ικανότητα να παράγει κρύο και χαμηλής αλατότητας νερό το οποίο ταιριάζει με τις ιδιότητες του EMDW. Στο ρηχό βόρειο τμήμα της Αδριατικής, οι κλιματολογικές συνθήκες, κυρίως κατά τη διάρκεια του χειμώνα, μεταβάλλουν σημαντικά τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά, με τις τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας να φτάνουν τους $12\pm 2^\circ\text{C}$ και 38.9 ± 0.5 psu, αντίστοιχα. Αυτό το νερό μεγαλύτερης πυκνότητας που δημιουργείται στη βόρεια Αδριατική τείνει στη συνέχεια να μετακινηθεί προς το κοίλωμα της νότιας Αδριατικής. Εκεί, ύστερα από αναμίξεις με τα νερά της περιοχής, το βαθύ νερό της νότιας Αδριατικής αποκτά μια ομοιομορφία με χαρακτηριστικές τιμές της τάξης των 13°C , 38.58 psu, $\sigma_t=29.18$ και 5 ppm O₂. Στη συνέχεια, η μετακίνηση προς το βόρειο Ιόνιο διαμέσω των στενών του Οτράντο, έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός τύπου νερού του οποίου τα χαρακτηριστικά είναι όμοια με αυτά του βαθιού νερού της ανατολικής λεκάνης της Μεσογείου.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το Αιγαίο έχει αναφερθεί ως πιθανή δευτερεύουσα πηγή πυκνού νερού, που κυρίως επηρεάζει την περιοχή του Κρητικού τόξου. Από το 1988 και μετά όμως, αρχίζει να παίζει σημαντικότατο ρόλο εξαιτίας κάποιων αλλαγών, ίσως των σημαντικότερων που έλαβαν ποτέ χώρα στην περιοχή. Έτσι, η περιοχή σχηματισμού των βαθιών και πυθμενικών υδάτων

της λεκάνης της Αν. Μεσογείου από την Αδριατική μεταφέρθηκε στο Αιγαίο (Roether et al. 1996, Lascaratos et al. 1999). Στη νέα πηγή παρήχθησαν μεγάλες ποσότητες πυκνού νερού (σε έως και 29,4), του λεγόμενου **Κρητικού Βαθιού Νερού** (Cretan Deep Water, **CDW**), το οποίο με τη ροή του διέσπειρε σε ολόκληρη την Αν. Μεσόγειο νερό πυκνότερο από το προϋπάρχον EMDW. Ακόμη, με την ίδια προέλευση άρχισε μετά το 1990 να σχηματίζεται μια ενδιάμεση υδάτινη μάζα (σε ~29,1) με χαρακτηριστικά παρόμοια με αυτά του LIW. Η συγκεκριμένη υδάτινη μάζα, από το 1991 και μετά διαχέεται μέσω των δυτικών στενών του Κρητικού τόξου προς το Ιόνιο στο βάθος κυκλοφορίας του LIW, μπλοκάροντας έτσι τη ροή του τελευταίου. Το σύνολο αυτών των αλλαγών αποδίδεται κυρίως σε λόγους όπως η εσωτερική ανακατανομή του άλατος στην Αν. Μεσόγειο, η επίδραση έντονων και ασυνήθιστων ατμοσφαιρικών φαινομένων στο Αιγαίο, πιθανές αλλαγές στα κυκλοφοριακά μοτίβα των LIW και AW που μπλοκάρουν την ροή και εξάπλωση τους ή ακόμη και πιθανές μεταβολές στην εισροή ψυχρότερων νερών από τη Μαύρη Θάλασσα (Theocharis et al. 2002). Ανεξάρτητα πάντως από το αν και κατά πόσο όλα τα προηγούμενα επηρέασαν ώστε να οδηγηθούμε στις παραπάνω αλλαγές, από τη στιγμή που είναι εικασίες χωρίς απόλυτη τεκμηρίωση, δεν μπορούμε και να καθορίσουμε μια σίγουρη θεωρία για την συγκεκριμένη μεταβολή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΒΙΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΙΟΝΙΟΥ

Η Ανατολική Μεσόγειος, όσον αφορά τα βιολογικά και οικολογικά της χαρακτηριστικά, έχει γίνει αντικείμενο αρκετών μελετών. Μεγάλη έμφαση έχει δοθεί στον εξαιρετικά ολιγοτροφικό της χαρακτήρα (Azon, 1986, Kimor et al., 1987, Bethoux, 1989), κάτι που οφείλεται στη σημαντική μείωση που παρατηρείται στην συγκέντρωση των θρεπτικών αλάτων της Μεσογείου από δυτικά προς ανατολικά, η οποία οφείλεται τόσο στην μειωμένη διασπορά του AW στην Αν. Μεσόγειο, σε σχέση με την δυτική, όσο και στην εμφάνιση του θερμοκλινούς σε μεγαλύτερα βάθη στην Αν. Μεσόγειο, απ' ό,τι στη δυτική. Ειδικότερα τώρα για το Ιόνιο, οι πληροφορίες που υπάρχουν είναι σχετικά λίγες και προέρχονται κυρίως από δεδομένα του προγράμματος POEM (Rabitti et al., 1992). Οι ολιγοτροφικές συνθήκες που επικρατούν στο Ιόνιο επιβεβαιώνονται από τα λίγα δεδομένα πρωτογενούς παραγωγικότητας που υπάρχουν, αν και για συγκεκριμένες περιοχές, όπως κόλποι και παράκτια τμήματα του Ιονίου, καθώς και από τις πολύ μικρές επιφανειακές συγκεντρώσεις θρεπτικών (Bregant et al., 1992). Οι συνθήκες αυτές γίνονται εντονότερες όσο απομακρυνόμαστε από τα παράλια του Ιονίου. Επίσης, ένας ακόμη σημαντικός λόγος για τον ολιγοτροφικό χαρακτήρα που παρουσιάζει η περιοχή μελέτης είναι το μικρό πλάτος της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας σ' αυτήν.

Έρευνα που διεξήχθη στην περιοχή κατά τον Οκτώβριο του 1991 (Rabitti et al., 1992) έδειξε την εμφάνιση μεγίστων τιμών chl-a στα 75 μέτρα βάρους περίπου ($0,14 \mu\text{g}/\text{dm}^3$), ενώ στην επιφάνεια και βαθύτερα από τα 75 μέτρα οι τιμές της chl-a πέφτουν έως $0,05$ και $0,02 \mu\text{g}/\text{dm}^3$ αντίστοιχα. Οι παραπάνω τιμές είναι αντιπροσωπευτικές ολιγοτροφικών συστημάτων, συμφωνούν με αυτές που αναφέρθηκαν για την Λεβαντινή λεκάνη (Berman et al., 1984) αλλά είναι χαμηλότερες από αυτές που έχουν παρατηρηθεί ανοιχτά από τις Αιγυπτιακές ακτές (Abdel-Moati, 1990), καθώς και στο ίδιο το Ιόνιο, σύμφωνα με παλιότερες μετρήσεις (Magazzù and Decembrini, 1992).

Η παρατηρηθείσα μικρή παρουσία ομάδων φυτοπλαγκτού που περιέχουν χλωροφύλλη-b, δείχνει ότι τα αποτελέσματα που

ελήφθησαν κατόπιν οξίνισης στην ανάλυση χρωστικών οφείλονται κυρίως σε προϊόντα αποσύνθεσης (φαιοχρωστικές), οι οποίες παρουσιάζουν το μέγιστο των τιμών τους στα 100 περίπου μέτρα βάθους με τιμές $\sim 0,1 \mu\text{g}/\text{dm}^3$ και $\sim 0,35 \mu\text{g}/\text{dm}^3$ στην επιφάνεια και στα 150 μέτρα βάθους, αντίστοιχα. Όπως φαίνεται, οι μέγιστες τιμές των φαιοχρωστικών εμφανίζονται σε βάθος μεγαλύτερο από αυτό της chl-a, τάση που έχει αναφερθεί και από τον Abdel Moati (1990), ενώ ο λόγος chl-a/φαιοχρωστικές είναι πάντα μικρότερος της μονάδας. Οι παραπάνω συνθήκες είναι ενδεικτικές διεργασιών βόσκησης του φυτοπλαγκτού από ζωοπλαγκτονικούς πληθυσμούς, κάτι που φαίνεται και από τις σχετικά υψηλές συγκεντρώσεις NH_4 ή τις διεργασίες κυτταρικής αποδόμησης που παρατηρούνται σε αυτά τα βάθη (Bregant et al., 1992).

Ο σωματιδιακός οργανικός άνθρακας (Particulate Organic Carbon, POC) και το σωματιδιακό άζωτο (Particulate Nitrogen, PN) εμφανίζουν τις μέγιστες τιμές τους ανάμεσα στην επιφάνεια και τα 50 μέτρα βάθους. Οι τιμές των συγκεντρώσεων τους είναι $\sim 2,6 \mu\text{M}$ POC και $\sim 0,32 \mu\text{M}$ PN στην επιφάνεια, ενώ στη συνέχεια μειώνονται σταδιακά με το βάθος για να πέσουν στα 150 μέτρα κάτω από 1 και $0,15 \mu\text{M}$ POC και PN, αντίστοιχα. Στα πρώτα 100 μέτρα βάθους, το άζωτο εμφανίζεται κυρίως σε μοριακή μορφή, ενώ κάτω από το συγκεκριμένο βάθος κυριαρχούν διαλυμένες μορφές αμμωνίας και νιτρικών.

Όσον αφορά στο φυτοπλαγκτόν, κυριαρχούν μικρά άτομα (μέγεθος $< 15 \mu\text{m}$), με κύριους εκπροσώπους τα νανομαστιγωτά, τα γυμνά δινομαστιγωτά και τα κοκκολιθοφόρα. Οι πληθυσμιακές συγκεντρώσεις των διατόμων κυμαίνονται από 10^3 έως 10^4 άτομα/ dm^3 . Η φυτοπλαγκτονική βιομάζα, εκφραζόμενη ως συγκέντρωση κυτταρικού άνθρακα, κυμαίνεται μεταξύ 1 και $8 \mu\text{g C}/\text{dm}^3$ και αντιστοιχεί μόλις στο 10% περίπου του συνολικού POC, με μέγιστο ποσοστό συμμετοχής το 15% σε βάθη ~ 50 μέτρων. Η χαμηλή βιομάζα, καθώς και η κυριαρχία μικρών σε μέγεθος ατόμων, πιθανότατα σχετίζεται με τις χαμηλές συγκεντρώσεις θρεπτικών αλάτων στην περιοχή.

Τα νανομαστιγωτά αντιπροσωπεύουν την κυρίαρχη ομάδα φυτοπλαγκτού σε ολόκληρη την ευφωτική ζώνη, ενώ τα

κοκκολιθοφόρα εμφανίζουν τη μέγιστη πληθυσμιακή τους συγκέντρωση στα 50 περίπου μέτρα βάθους και τα διάτομα με τα δινομαστιγωτά αυξάνουν το ποσοστό εμφάνισης τους με την αύξηση του βάθους. Οι μέγιστες συγκεντρώσεις όμως του φυτοπλαγκτού δεν συμπίπτουν με αυτές της χλωροφύλλης, κάτι που πιθανότατα σχετίζεται με διεργασίες φωτοπροσαρμογής των φυτοπλαγκτονικών κοινοτήτων που βρίσκονται σε σχετικά μεγάλα βάθη, και οδηγεί σε αύξηση της συγκέντρωσης της ενδοκυτταρικής χλωροφύλλης (Kimor et al., 1987) κάτι που φαίνεται και από τον χαμηλό λόγο άνθρακα/χλωροφύλλη που παρατηρείται στα βάθη που έχουμε τις μέγιστες συγκεντρώσεις χλωροφύλλης. Ακόμη, σημαντικό ρόλο παίζει πιθανότατα και η παρουσία ενός μεγάλου τμήματος φυτοπλαγκτού με μέγεθος <math><3 \mu\text{m}</math> (πικοπλαγκτόν), το οποίο και δεν υπολογίστηκε (Rabitti et al., 1992). Η άποψη αυτή ενισχύεται από το γεγονός ότι πολλές μελέτες έχουν δείξει πως το πικοπλαγκτόν έχει μεγάλη συνεισφορά στην πρωτογενή παραγωγή (Berman et al., 1984). Πράγματι, έχει αποδειχθεί ότι το πικοπλαγκτόν είναι σημαντικότερο στις ωκεάνιες παρά στις νηρητικές περιοχές, και ότι σε πελαγικό περιβάλλον η συμμετοχή του στην πρωτογενή παραγωγή μπορεί να φτάσει έως και 62% (Azon, 1986).

Γενικά η σύνθεση των ειδών των δινομαστιγωτών, διατόμων και κοκκολιθοφόρων προσομοιάζει με αυτήν που προκύπτει από παρατηρήσεις ανοιχτά των ακτών του Ισραήλ και της Αιγύπτου, αλλά και στο κεντρικό Αιγαίο και την Διγουριανή θάλασσα. Τα περισσότερα από τα είδη που εμφανίζονται στις συγκεκριμένες περιοχές είναι ευρύθερμα, τροπικού – υποτροπικού χαρακτήρα, ενώ πολλά από αυτά έχουν χαμηλές απαιτήσεις σε θρεπτικά άλατα. Οι παρατηρήσεις που προαναφέρθηκαν, όπως και τα χαρακτηριστικά των ειδών, μας δείχνουν ότι από πλευράς σύνθεσης των ειδών στην περιοχή μελέτης και γενικότερα στην Ανατολική Μεσόγειο επικρατεί μια σχετική ομοιογένεια, αν και οι χωροχρονικές αλλαγές των υδρογραφικών συνθηκών μπορεί να επηρεάσουν τοπικά την δομή της φυτοπλαγκτονικής κοινότητας (Siokou-Frangou et al., 1999). Μια σύντομη περιγραφή, καθώς και

τα κύρια είδη κάθε φυτοπλαγκτονική ομάδας στην περιοχή αναφέρονται στο παράρτημα.

Συνοψίζοντας, η παρουσία του φυτοπλαγκτού στο Ιόνιο προσομοιάζει με αυτήν στη Λεβαντινή θάλασσα (ελαφρώς υψηλότερη στο Ιόνιο, πιθανότατα λόγω της εισόδου σε αυτό πλουσιότερων σε θρεπτικά υδάτινων μαζών, όπως το νερό της Αδριατικής και το τροποποιημένο νερό του Ατλαντικού) και είναι σαφώς χαμηλότερη της παρουσίας του στην Δυτική Μεσόγειο, στο στενό του Οτράντο ή και στο Βόρειο Αιγαίο (Rabitti et al., 1992, Siokou-Frangou et al., 1999).

Όσον αφορά το ζωοπλαγκτόν, σύμφωνα με δειγματοληψίες που εκτελέστηκαν στο στρώμα από 0 έως 50 μέτρα βάθος με δίχτυ με άνοιγμα ματιού 200 μm , εμφανίζονται πληθυσμοί με πολύ χαμηλά πυκνότητα ($181\text{-}688 \text{ ind/m}^3$) (Siokou-Frangou et al., 1999). Οι πυκνότητες αυτές είναι καθ' όλη τη διάρκεια του έτους αρκετά χαμηλότερες από αυτές που παρουσιάζονται τόσο στην Δυτική Μεσόγειο, όσο και στο Βόρειο Αιγαίο (πιθανότατα λόγω της επίδρασης των νερών του Ατλαντικού και της Μαύρης Θάλασσας, αντίστοιχα) και αντιστοιχούν σε αυτές που παρατηρούνται στην Λεβαντινή (εκτός του κυκλώνα της Ρόδου), στο Νότιο Αιγαίο και στο Κρητικό πέλαγος.

Αν και δεν υπάρχουν δεδομένα για τον ετήσιο κύκλο του ζωοπλαγκτού στην περιοχή, φαίνεται να υπάρχει κάποια εποχιακότητα, με μέγιστες πληθυσμιακές πυκνότητες την άνοιξη και ελάχιστες το τέλος καλοκαιριού – αρχές φθινοπώρου. Ακόμη, παρατηρείται μείωση της παρουσίας των ζωοπλαγκτονικών οργανισμών με το βάθος, κάτι που ισχύει στον παγκόσμιο ωκεανό. Η μείωση αυτή γίνεται έντονη μετά τα πρώτα 100 μέτρα της στήλης του νερού, ενώ ουσιαστικά ολόκληρος ο ζωοπλαγκτονικός πληθυσμός βρίσκεται στα πρώτα 500 μέτρα βάθους, ενώ κάτω από τα 1000 μέτρα βάθους συναντάμε ζωοπλαγκτόν σε πυκνότητες $<1 \text{ ind/m}^3$ (Siokou-Frangou et al., 1999).

Σύμφωνα με μελέτη των Χρήστου και συν., η διαφοροποίηση ανάμεσα στις βιοκοινωνίες του ζωοπλαγκτού οφείλεται κατά κύριο λόγο στις διαφορές του βάθους. Ειδικότερα, έντονη διαφοροποίηση φαίνεται να υπάρχει ανάμεσα στα στρώματα 0-

100m και 100-300m, κάτι που δείχνει ότι οι μεγαλύτερες αλλαγές στις βιοκοινωνίες του ζωοπλαγκτού αρχίζουν βαθύτερα από τα 100m. Ο διαχωρισμός αυτός συμφωνεί με την κατακόρυφη κατανομή του ζωοπλαγκτού που έχει βρεθεί για το Τυρρηνικό πέλαγος, σύμφωνα με την οποία η επιφανειακή ζώνη (που περιλαμβάνει κυρίως επιπελαγικούς οργανισμούς) εκτείνεται ως τα 100m βάθους, και καταλαμβάνεται όχι μόνο από είδη της ανοιχτής θάλασσας, αλλά και από έναν αριθμό παράκτιων μορφών.

Η ενδιάμεση ζώνη (μεσοπελαγικοί οργανισμοί) εκτείνεται μεταξύ 100 και 600m με κύριο χαρακτηριστικό, σε σχέση με τον ανοικτό ωκεανό, την απουσία ισχυρών μεταναστευτών, αντίστοιχο αποτέλεσμα με τα ήδη υπάρχοντα για την ΒΔ Λεβαντινή και το ΝΑ Αιγαίο (Pancucci-Paradopolou et al., 1992).

Πέρα από την σημαντική παρουσία των διαφόρων ειδών κωπηπόδων, έχουμε και αξιοσημείωτη συμμετοχή των χαιτογνάθων και των οστρακωδών, ενώ τα κλαδοκεραιωτά, αν και εμφανίζουν σημαντική συμμετοχή στα πρώτα 50m των παράκτιων σταθμών, σχεδόν λείπουν από τους υπόλοιπους.

Έχει βρεθεί ότι στην περιοχή μελέτης τα υδρολογικά φαινόμενα και η κυκλοφορία των υδάτινων μαζών επηρεάζουν έντονα την κατανομή του ζωοπλαγκτού, οριζόντια και κάθετα (Pancucci-Paradopolou et al., 1992). Όμως, σύμφωνα με τους Χρήστου et al., (1993), ενώ είναι σαφής η κατακόρυφη διαφοροποίηση σύμφωνα με τα στρώματα, παρατηρείται κάποια ομοιομορφία στην οριζόντια κατανομή, ιδιαίτερα όσον αφορά τα πρώτα 100m βάθους. Αυτό δείχνει ότι επικρατεί μια αρκετά ομαλή κατάσταση σχετικά με την κατανομή του ζωοπλαγκτού στην περιοχή, ενώ δεν φαίνεται, τουλάχιστον για το επιφανειακό στρώμα (0-100m), κάποια σημαντική επίδραση υδρολογικών ή κυκλοφορικών φαινομένων.

Τα κύρια ζωοπλαγκτονικά είδη που απαντούν στην περιοχή μελέτης είναι τα εξής:

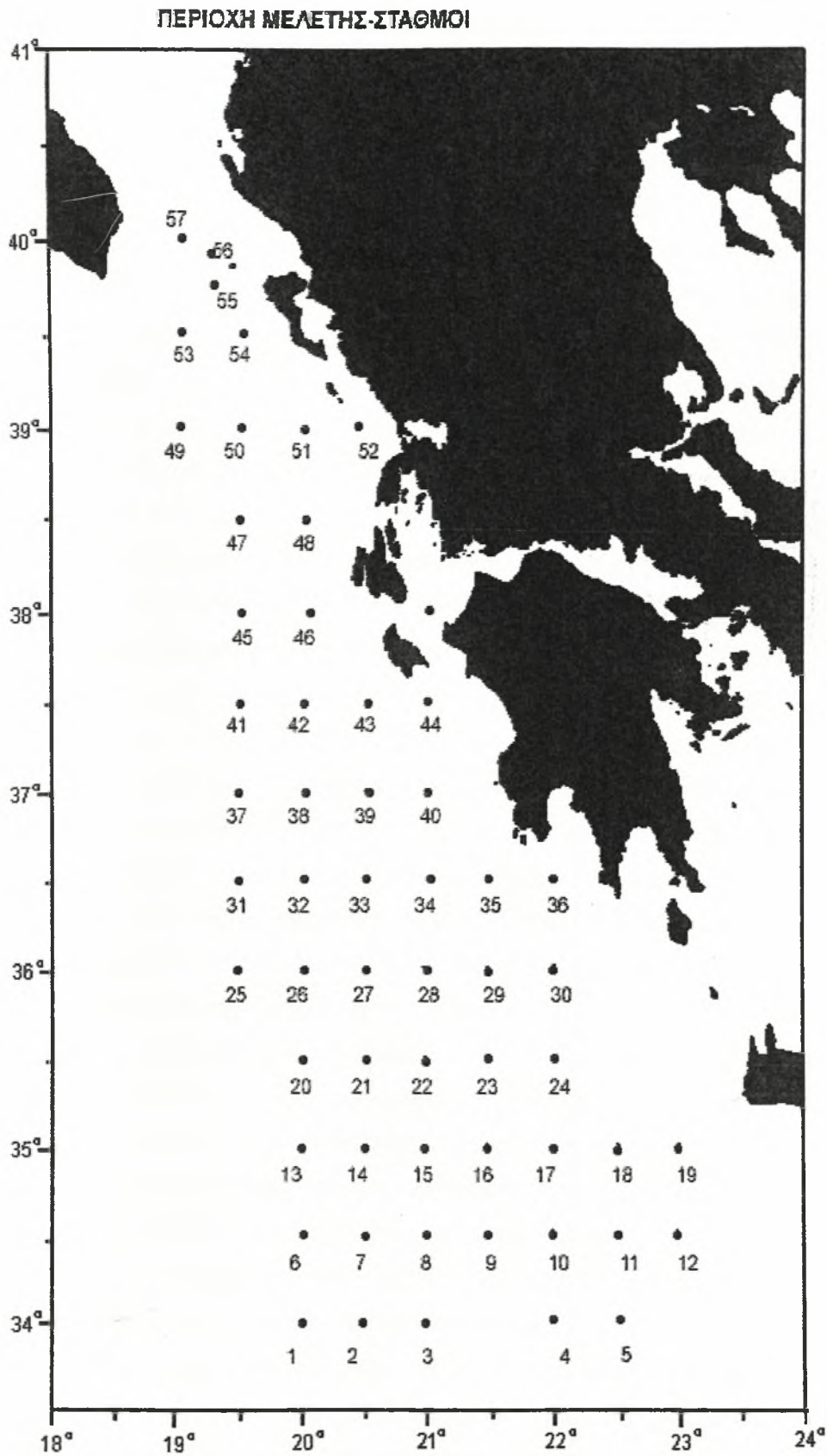
Clausocalanus furcatus, *Oithona plumifera*, *Calocalanus ravanicus*, *Paracalanus denudatus*, *Clausocalanus paululus*, *Oithona tenuis*, *Farranula rostrata*, *Mecynocera clausi*, *Nannocalanus minor*, *Oncaea mediterranea*, *Mesocalanus gracilis*,

Lucicutia flavicornis, *Pleuromamma abdominalis*, *Euchaeta* spp., *Haloptilus longicornis*, *Scaphocalanus* spp., *Lucicutia gemina*, *Mormonilla minor*, *Spinocalanus* spp., *Oithona setigera*, *Sagitta decipiens*, *Sagitta serratodenata*, *Sagitta minima*, *Sagitta lyra*, *Kronhitta subtilis*, *Sagitta enflata*, *Sagitta bipunctata*, *Sagitta hexaptera*, καθώς και αρκετά ακόμη απροσδιόριστα είδη κωπηπόδων, χαιτογνάθων και οστρακωδών.

ΜΕΡΟΣ II: ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΤΟΥΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Οι μετρήσεις για την λήψη των δεδομένων που χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία έγιναν στο πλαίσιο του προγράμματος για την Φυσική Ωκεανογραφία της Αν. Μεσογείου (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean, P.O.E.M.) σε ένα πλέγμα 57 σταθμών οι οποίοι απείχαν μεταξύ τους $0,5^\circ$ γεωγραφικού μήκους και πλάτους στο Ανατολικό Ιόνιο (Σχ. 1), την περίοδο μεταξύ 30 Σεπτεμβρίου και 17 Οκτωβρίου 1987. Το διάστημα της μισής μοίρας ανάμεσα στους σταθμούς μπορεί να κρίνεται ανεπαρκές για την ανάλυση φαινομένων μικρής κλίμακας, αλλά επιβάλλεται από την ανάγκη κάλυψης μιας μεγάλης περιοχής - όπως η περιοχή μελέτης - και της ανάλυσης των γενικότερων χαρακτηριστικών της. Η λήψη των δεδομένων έγινε με την χρησιμοποίηση ενός S.B.E. (Sea Bird Electronics) Model 9 CTD, το οποίο ρυθμίστηκε πριν τους πλόες. Τα επίπεδα ακρίβειας του CTD είναι της τάξης των $0,004^\circ$ C/έτος για την θερμοκρασία, $0,0003$ S/m/μήνα για την αγωγιμότητα και $0,02\%$ για την πίεση σε db. Στη συνέχεια τα δεδομένα επεξεργάστηκαν με συμβατικές μεθόδους ωκεανογραφικής ανάλυσης, οι οποίες αναφέρονται στο παράρτημα. Πιο συγκεκριμένα, γίνεται αναφορά στη μεθοδολογία της ανάλυσης υδάτινων μαζών με τα τρίγωνα ανάλυσης στα διαγράμματα t-s, της ισοπυκνικής ανάλυσης, της γεωστροφικής μεθόδου καθώς και στον τρόπο κατασκευής κατανομών με το πρόγραμμα surfer.



Εικ. 3.1. Η περιοχή μελέτης και οι δειγματοληπτικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ

ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ T-S ΚΑΙ ΑΝΑΛΥΣΗ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΘΟΔΟ ΤΩΝ ΤΡΙΓΩΝΩΝ ΑΝΑΜΙΞΗΣ (ΜΕΘΟΔΟΣ ΜΑΜΑΥΕΒ)

Στο θαλάσσιο περιβάλλον η θερμοκρασία και η αλατότητα δεν μεταβάλλονται ανεξάρτητα η μια από την άλλη. Εάν για κάθε δείγμα θαλάσσιου νερού που έχουμε συλλέξει στα διάφορα βάθη ενός ωκεανογραφικού σταθμού σχεδιάσουμε τη μεταβολή της αλατότητας με τη θερμοκρασία, με οριζόντιο άξονα την αλατότητα και κάθετο τη θερμοκρασία, φέροντας τη θερμοκρασία κάθε δείγματος σε σχέση με την αντίστοιχη αλατότητα για όλα τα βάθη δειγματοληψίας και στη συνέχεια ενώσουμε τα σημεία που προκύπτουν, η καμπύλη που σχηματίζεται ονομάζεται «διάγραμμα T-S». Εάν σε ένα διάγραμμα T-S τοποθετήσουμε όλα τα ζεύγη θερμοκρασίας και αλατότητας που αντιστοιχούν σε όλα τα δείγματα θαλάσσιου νερού όλων των σταθμών μιας γεωγραφικής περιοχής, θα προκύψει το «σύνθετο διάγραμμα T-S». Το τελευταίο μας διευκολύνει να καθορίσουμε τις χαρακτηριστικές τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας των υδάτινων τύπων που συμμετέχουν στην υδάτινη στήλη της περιοχής, όπως επίσης και να εντοπίσουμε σημεία τα οποία αποκλίνουν σημαντικά από τη διασπορά της πλειονότητας των άλλων σημείων, και τα οποία πολλές φορές πρέπει να θεωρούνται αμφιβόλου ποιότητας. Έτσι, το διάγραμμα T-S αποτελεί επίσης και ένα πρώτο μέσο επαλήθευσης της αξιοπιστίας των στοιχείων που έχουν συλλεχθεί σε ένα ωκεανογραφικό πλόα.

Όταν ένας υδάτινος τύπος, ο οποίος συμβολίζεται με ένα σημείο στο διάγραμμα T-S, βυθιστεί λόγω αύξησης της πυκνότητας του, ο μόνος τρόπος μεταβολής της θερμοκρασίας και της αλατότητας του είναι μέσω ανάμιξης του με άλλους υδάτινους τύπους, που χαρακτηρίζονται από διαφορετικές θερμοαλατικές ιδιότητες. Έτσι, τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά μιας υδάτινης μάζας, η οποία γενικά συμβολίζεται ως ευθύγραμμο ή καμπυλόγραμμο τμήμα ενός διαγράμματος T-S, παρέχουν πληροφόρηση τόσο για την προέλευση της, όσο και για τις μεταβολές που αυτή έχει υποστεί, λόγω ανάμιξης, μετά την απομάκρυνση από την πηγή της. Η θερμοκρασία και η αλατότητα επίσης καθορίζουν την πυκνότητα (σε κάποια πίεση αναφοράς), επομένως μπορούμε σε ένα διάγραμμα T-S να χαράξουμε και τις ισόπυκνες καμπύλες. Έτσι μπορούμε να έχουμε μια εκτίμηση της μεταβολής της

πυκνότητας με το βάθος, δηλαδή της σταθερότητας της υδάτινης στήλης που εξετάζουμε. Η σταθερότητα αποδίδεται από τη γωνία που σχηματίζει η καμπύλη T-S με τις ισόπυκνες και είναι ανάλογη με το μέγεθος της γωνίας αυτής. Όταν δηλαδή η καμπύλη T-S τέμνει τις ισόπυκνες κάθετα, η σταθερότητα της υδάτινης στήλης, στο βάθος που συμβαίνει αυτό, είναι μέγιστη.

ΧΡΗΣΗ ΤΩΝ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ T-S

Τα διαγράμματα T-S χρησιμοποιούνται κυρίως για την αναγνώριση υδάτινων μαζών, αλλά και για τον καθορισμό του βαθμού της ανάμιξης τους. Αν π.χ. έχουμε δύο υδάτινους τύπους που αναμιγνύονται σε μια περιοχή, έστω ότι έχουμε μια μάζα m_1 του υδάτινου τύπου 1 και μια μάζα m_2 του υδάτινου τύπου 2. Παίρνοντας ένα σημείο πάνω στο ευθύγραμμο τμήμα που ενώνει τους δύο υδάτινους τύπους, αυτόματα χωρίζουμε το τμήμα αυτό σε δύο μικρότερα, έστω α το τμήμα προς τον υδάτινο τύπο 1 και β το τμήμα προς τον υδάτινο τύπο 2. Η σχετική αναλογία του μίγματος θα είναι $m_1/m_2 = \beta/\alpha$. Με τον ίδιο τρόπο βρίσκουμε και τη σχετική αναλογία για τρεις και περισσότερους υδάτινους τύπους. Όταν λοιπόν δύο ή και περισσότεροι υδάτινοι τύποι με γνωστά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά αναμιγνύονται, μπορούμε με βάση το διάγραμμα T-S να βρούμε τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά του μίγματος και τις αναλογίες με τις οποίες συμμετέχουν οι δύο τύποι στο μίγμα.

Οι λόγοι για τους οποίους το διάγραμμα T-S θεωρείται ως ένα πανίσχυρο εργαλείο για την αναγνώριση και παρακολούθηση της εξάπλωσης των υδάτινων μαζών είναι δύο. Ο πρώτος είναι ότι και οι δύο παράμετροι, αλατότητα και θερμοκρασία, μετρώνται σχετικά εύκολα. Ο δεύτερος λόγος είναι ότι μόλις η νεοσχηματισμένη υδάτινη μάζα απομακρυνθεί από την ατμόσφαιρα, δηλαδή μόλις εγκαταλείψει το επιφανειακό μίκτο στρώμα και βρεθεί στο εσωτερικό του ωκεανού, τα θερμοαλατικά της χαρακτηριστικά μπορούν να μεταβληθούν μόνο μέσω ανάμιξης με άλλο νερό με διαφορετικές θερμοαλατικές ιδιότητες. Για το λόγο αυτό, η αλατότητα χαρακτηρίζεται ως «συντηρητική ιδιότητα». Η επιτόπια θερμοκρασία μπορεί να μεταβληθεί και από άλλες διεργασίες πέραν της ανάμιξης, όπως την αδιαβατική συμπίεση και εκτόνωση, έτσι δεν χαρακτηρίζεται ως συντηρητική ιδιότητα, ενώ αντίθετα η δυναμική θερμοκρασία επειδή έχει διορθωθεί για τις επιπτώσεις των παραπάνω μεταβολών είναι συντηρητική. Για το λόγο αυτό, η χρήση των διαγραμμάτων

T-S έχει μειωθεί τα τελευταία χρόνια, και στη θέση τους συχνά χρησιμοποιούνται τα διαγράμματα Θ-S.

Η ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ

Με την γεωστροφική μέθοδο είναι δυνατός ο υπολογισμός της ταχύτητας ροής θαλασσίων ρευμάτων μέσα από μετρήσεις των τιμών θερμοκρασίας και αλατότητας. Είναι χρήσιμο όμως πριν αναφερθούμε στον υπολογισμό του ρεύματος, να μιλήσουμε για την ισορροπία των δυνάμεων και τις γενικότερες γενεσιουργές αιτίες των ρευμάτων. Γνωρίζουμε ότι ο άνεμος προκαλεί την κίνηση των επιφανειακών στρωμάτων νερού και πως, στη συνέχεια, η επακολουθούσα κίνηση ισορροπίας εξαρτάται από την εξισορρόπηση μεταξύ της δύναμης του ανέμου και της κοριόλειας δύναμης. Η ύπαρξη όμως οριακών επιφανειών (π.χ. πυθμένα, ακτών) περιπλέκει την εξιδανικευμένη κατάσταση που έχει χρησιμοποιηθεί για την εξήγηση της δημιουργίας των ανεμογενών ρευμάτων, καθώς τα όρια αυτά, αφ' ενός επιβραδύνουν τις ροές λόγω τριβής, αφ' ετέρου δημιουργούν κλίσεις στην επιφάνεια της θάλασσας. Το γεγονός αυτό, η δημιουργία δηλαδή κλίσης στην επιφάνεια της θάλασσας, έχει ως συνέπεια την πρόκληση εγκάρσιων μεταβολών της υδροστατικής πίεσης σε βάθος, δηλαδή την δημιουργία οριζοντίων βαθμίδων πίεσης. Κατά συνέπεια, το νερό κάθε βαθμίδας ρέει έτσι ώστε να εξαιρεθούν οι διαφορές αυτές της πίεσης. Η δύναμη που προκαλεί την κίνηση αυτή ονομάζεται «δύναμη της οριζόντιας βαθμίδας πίεσης». Εάν λοιπόν η κοριόλεια δύναμη εξισορροπείται από τη δύναμη της οριζόντιας βαθμίδας πίεσης, το ρεύμα βρίσκεται σε γεωστροφική ισορροπία και ονομάζεται «γεωστροφικό ρεύμα».

Στην περίπτωση αυτή, και αν η επιφάνεια της θάλασσας (καθώς και όλες οι άλλες ισοβαρικές επιφάνειες μέχρι τον πυθμένα – μιλώντας για βαροτροπικές συνθήκες) σχηματίζει γωνία θ με την οριζόντια διεύθυνση, η δύναμη της οριζόντιας βαθμίδας πίεσης που ασκείται στη μονάδα μάζας θαλάσσιου νερού είναι $g^* \epsilon \phi \theta$, επομένως η δύναμη που ασκείται σε σωματίδιο μάζας m είναι ίση με $m^* g^* \epsilon \phi \theta$. Γνωρίζουμε επίσης ότι η κοριόλεια δύναμη που ασκείται σε σωματίδιο νερού μάζας m κινούμενου με ταχύτητα u είναι $m^* f^* u$, όπου f είναι η κοριόλεια παράμετρος. Σε συνθήκες γεωστροφικής ισορροπίας η κοριόλεια δύναμη και η δύναμη της οριζόντιας βαθμίδας πίεσης εξισορροπούνται και είναι $m^* f^* u = m^* g^* \epsilon \phi \theta$, ή $\epsilon \phi \theta = f^* u / g$. Η τελευταία εξίσωση είναι γνωστή ως

εξίσωση κλίσης και στη γεωστροφική ροή ισχύει για κάθε ισοβαρική επιφάνεια.

Γεωστροφικά ρεύματα – ρεύματα στα οποία η δύναμη της οριζόντιας βαθμίδας πίεσης αντισταθμίζεται από την κοριολεία δύναμη – μπορούν να υπάρχουν είτε σε συνθήκες ομοιογένειας (βαροτροπικές) είτε όταν εμφανίζονται εγκάρσιες μεταβολές της πυκνότητας (βαροκλιτικές συνθήκες). Μια μάζα νερού, με το που αρχίζει την κίνηση της, αμέσως υφίσταται την επίδρασή της κοριολείου δύναμης, και αρχίζει να εκτρέπεται από την πορεία της δεξιόστροφα (για το βόρειο ημισφαίριο) μέχρι την εξισορρόπηση των δύο δυνάμεων, κοριολείου και οριζόντιας βαθμίδας πίεσης. Όπως είναι κατανοητό, το γεωστροφικό ρεύμα δεν κινείται σύμφωνα με την οριζόντια βαθμίδα πίεσης (δηλαδή από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις), αλλά κάθετα προς αυτήν.

Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφέρουμε ότι οι κλίσεις της επιφάνειας της θάλασσας που σχετίζονται με τα γεωστροφικά ρεύματα είναι στην πραγματικότητα πολύ μικρές. Μπορούν να προκληθούν, είτε από τους πνέοντες ανέμους που προκαλούν συσσώρευση νερού σε μια παράκτια περιοχή, είτε από μεγάλης κλίμακας μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης, είτε οφείλονται σε εγκάρσιες διακυμάνσεις της πυκνότητας (βαροκλιτικές συνθήκες) προερχόμενες από θερμοαλατικές μεταβολές, είτε τέλος από κάποιο συνδυασμό των παραπάνω. Οι κλίσεις αυτές έχουν βαθμίδες μερικών μέτρων σε αποστάσεις 100 έως 10.000 χιλιομέτρων και έτσι ο εντοπισμός και η μέτρηση τους είναι κάτι εξαιρετικά δύσκολο. Όταν όμως οι συνθήκες είναι βαροκλιτικές οι ισόπυκνες επιφάνειες έχουν κλίσεις εκατονταπλάσιες των κλίσεων των ισοβαρικών και η μέτρηση τους είναι ευκολότερη.

ΑΝΑΛΥΣΗ ΙΣΟΠΥΚΝΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΩΝ

Η έννοια της ισόπυκνης εξάπλωσης των χαρακτηριστικών μιας υδάτινης μάζας στο θαλάσσιο περιβάλλον έλκει την καταγωγή της από την αντίστοιχη έννοια της ισεντροπικής εξάπλωσης που έχει εφαρμοσθεί στην ατμόσφαιρα από τον Rossby (1937). Εφόσον ισεντροπική ροή προϋποθέτει αδιαβατική μετατόπιση, ένα στοιχειώδες σωματίδιο νερού που κινείται αδιαβατικά διατηρεί την αρχική του δυναμική πυκνότητα, παρά τις μεταβολές της επιτόπιας θερμοκρασίας και πυκνότητας που οφείλονται στις μεταβολές της πίεσης. Έτσι, για την πλέον κατάλληλη σε κάθε περίπτωση πίεση αναφοράς, μια επιφάνεια δυναμικής πυκνότητας είναι και επιφάνεια διασποράς των

χαρακτηριστικών της υδάτινης μάζας που την ορίζουν. Για συνθήκες σταθερής στρωμάτωσης της υδάτινης στήλης, μετατόπιση ενός σωματιδίου από την επιφάνεια αυτή θα αντισταθμίζεται από ανωστικές δυνάμεις.

Οι έννοιες της ισόπυκνης ροής και διασποράς έχουν γίνει γενικότερα αποδεκτές (Reid, 1981), και κατανομές συντηρητικών παραμέτρων (κυρίως της αλατότητας) σε ισόπυκνες επιφάνειες, οριζόμενες κάθε φορά με τον κατάλληλο τρόπο, έχουν χρησιμοποιηθεί και συνεχίζουν να χρησιμοποιούνται με επιτυχία για την ανακάλυψη κυκλοφορικών χαρακτηριστικών (π.χ. μετώπων), καθώς και για ποιοτικές εκτιμήσεις της κυκλοφορίας.

ΜΕΡΟΣ ΙΙΙ: ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΙΟΝΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

5.1. ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ

ΟΡΙΖΟΝΤΙΕΣ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ

σθ

Η οριζόντια κατανομή της σθ στα 0 μ. δείχνει την ύπαρξη στην περιοχή μελέτης νερών υψηλής πυκνότητας στα βόρεια, ΝΔ. της Κέρκυρας και στα νότια ΝΔ. της Πελοποννήσου. Νερά χαμηλής πυκνότητας υπάρχουν Ν-ΝΔ. της Πελοποννήσου και Δ. της Κρήτης, ενώ είναι εμφανής η είσοδος πυκνότερων νερών από το Ν. και Α. μέρος της περιοχής μελέτης και αραιότερων από ακριβώς Ν. της Πελοποννήσου καθώς και από τα Δ. περιοχής μελέτης, τα οποία μάλιστα φτάνουν σχεδόν μέχρι τις Δ. ακτές της Πελοποννήσου, χωρίζοντας κατά κάποιον τρόπο την περιοχή μελέτης στα δύο.

Στα 50 μ., η εικόνα μεταβάλλεται ελάχιστα, και κυρίως ΝΔ. της Πελοποννήσου όπου και εμφανίζονται συνεχόμενες περιοχές με πυκνά και αραιά νερά.

Στα 100 μ. είναι εμφανής η ύπαρξη αραιότερων νερών ΝΔ. της Πελοποννήσου (Πέλοπας) καθώς και ακριβώς νοτιότερα, όπως και η είσοδος αυτών από Δ. Αντίθετα, πυκνότερα νερά εισέρχονται στην περιοχή μελέτης από Β., όπου και διατηρείται μέχρι και αυτό το βάθος ο σχηματισμός ΝΔ. της Κέρκυρας, καθώς και από τα Ν. και Α. της περιοχής μελέτης.

Στα 300 μ. υπάρχει μεγαλύτερη ομοιογένεια, με κύρια χαρακτηριστικά την ύπαρξη αραιότερων νερών στην περιοχή που εντοπίζεται ο Πέλοπας, καθώς και δυτικότερα, τα οποία χωρίζονται από ένα κέντρο πυκνότερων νερών που παρατηρείται ανάμεσα τους.

Στα 500 μ. υπάρχει μεγάλη ομοιογένεια με μόνα εμφανή χαρακτηριστικά την ύπαρξη δύο περιοχών με αραιότερα νερά, στην περιοχή εντοπισμού του Πέλοπα καθώς και Δ. της Κεφαλονιάς, η οποία δεν έχει τόσο έντονο χαρακτήρα όσο η περιοχή ΝΔ. της Πελοποννήσου.

Στα 1000 μ. διατηρείται η εικόνα του Πέλοπα σαν μια περιοχή αραιότερων νερών ΝΔ. της Πελοποννήσου, ενώ πλέον οι διαφορές που παρατηρούνται στην υπόλοιπη περιοχή μελέτης είναι της τάξης του 0,01.

Θερμοκρασία

Η οριζόντια κατανομή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης δείχνει την ύπαρξη περιοχής με ψυχρότερα νερά στο κέντρο στα Δ. του Αμβρακικού και με θερμότερα νερά στο κέντρο στα Ν-ΝΔ. της Πελοποννήσου καθώς και λίγο πιο δυτικά. Εισροή σχετικά θερμού νερού στην περιοχή μελέτης έχουμε στο κέντρο της περιοχής μελέτης, η οποία ξεκινάει από Ν-ΝΔ. και φτάνει έως το ύψος του διαύλου Κεφαλονιάς-Ζακύνθου, όπως επίσης και παρακτίως της Ν. Πελοποννήσου. Αντίθετα, εισροή σχετικά ψυχρού νερού υπάρχει από την Αδριατική, όπως και από τα Δ. και Ν. της Κρήτης.

Στα 50 μ., τα περισσότερα χαρακτηριστικά της επιφανειακής κατανομής είναι ορατά. Ενώ ένα άλλο χαρακτηριστικό της κατανομής είναι η ύπαρξη αρκετών δινών, κυρίως θερμού αλλά και ψυχρού πυρήνα στα Ν-ΝΔ. της Πελοποννήσου.

Στα 100 μ. η εικόνα είναι περίπου ίδια. Ο Πέλοπας είναι εμφανής, όπως και ο σχηματισμός στα ΝΔ. του. Τα χαρακτηριστικά εισροής υδάτων στην περιοχή μελέτης είναι όμοια, με κύρια διαφοροποίηση την εισροή μιας 'γλώσσας' θερμού νερού κατά μήκος της ηπειρωτικής Ελλάδας σχεδόν παραλιακά ως το ύψος της Κεφαλονιάς, καθώς και η ύπαρξη μιας αντιπαράλληλης ψυχρής 'γλώσσας' από Β. έως και το ύψος της Ν. Πελοποννήσου στα Δ. της προηγούμενης. Στο Β. μέρος της περιοχής μελέτης υπάρχει μια σχετική ομοιογένεια, εκτός της περιοχής που γειτνιάζει με την Αδριατική όπου και είναι εμφανής η εισροή ψυχρότερων υδάτων.

Στα 300 μ. φαίνεται καθαρά ο Πέλοπας καθώς και το μέτωπο που δημιουργούν οι δύο αντιπαράλληλες γλώσσες νερού διαφορετικής θερμοκρασίας που παρατηρήθηκαν και προηγουμένως, στα Δ. της Ζακύνθου και κάθετα στην ηπειρωτική Ελλάδα. Στην υπόλοιπη περιοχή μελέτης υπάρχει μια σχετική ομοιογένεια με διαφορές της τάξης των $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$.

Στα 500 μ. τα χαρακτηριστικά είναι παρόμοια με αυτά που παρατηρήθηκαν και στην προηγούμενη κατανομή, με κύριο νέο στοιχείο τον έντονο μαιανδρισμό που παρατηρείται στο Ν. μέρος της περιοχής μελέτης.

Στα 1000 μ. φαίνεται καθαρά η είσοδος ψυχρότερου νερού στα Β. και στα Ν-ΝΑ. Της περιοχής μελέτης, ενώ είναι εμφανής ο Πέλοπας σαν περιοχή με θερμότερα νερά στο κέντρο, όπως και ο σχηματισμός στα Δ. του.

Αλατότητα

Στην επιφανειακή κατανομή της αλατότητας φαίνεται η εισροή νερών μεγαλύτερης αλατότητας από τα Ν-ΝΔ. και τα Ν-ΝΑ. της περιοχής μελέτης, και μικρότερης τόσο από τα Δ. όσο και από τα Β. .Φαίνεται να υπάρχει μια γλώσσα μεγαλύτερης αλατότητας στο κέντρο περίπου της περιοχής μελέτης και που εκτείνεται από Ν. έως και την Κεφαλονιά. Τέλος, υπάρχει και μια περιοχή με νερά σχετικά χαμηλής αλατότητας που περιβάλλεται από νερά υψηλότερης αλατότητας στα Ν. της Πελοποννήσου και Δ. της Κρήτης.

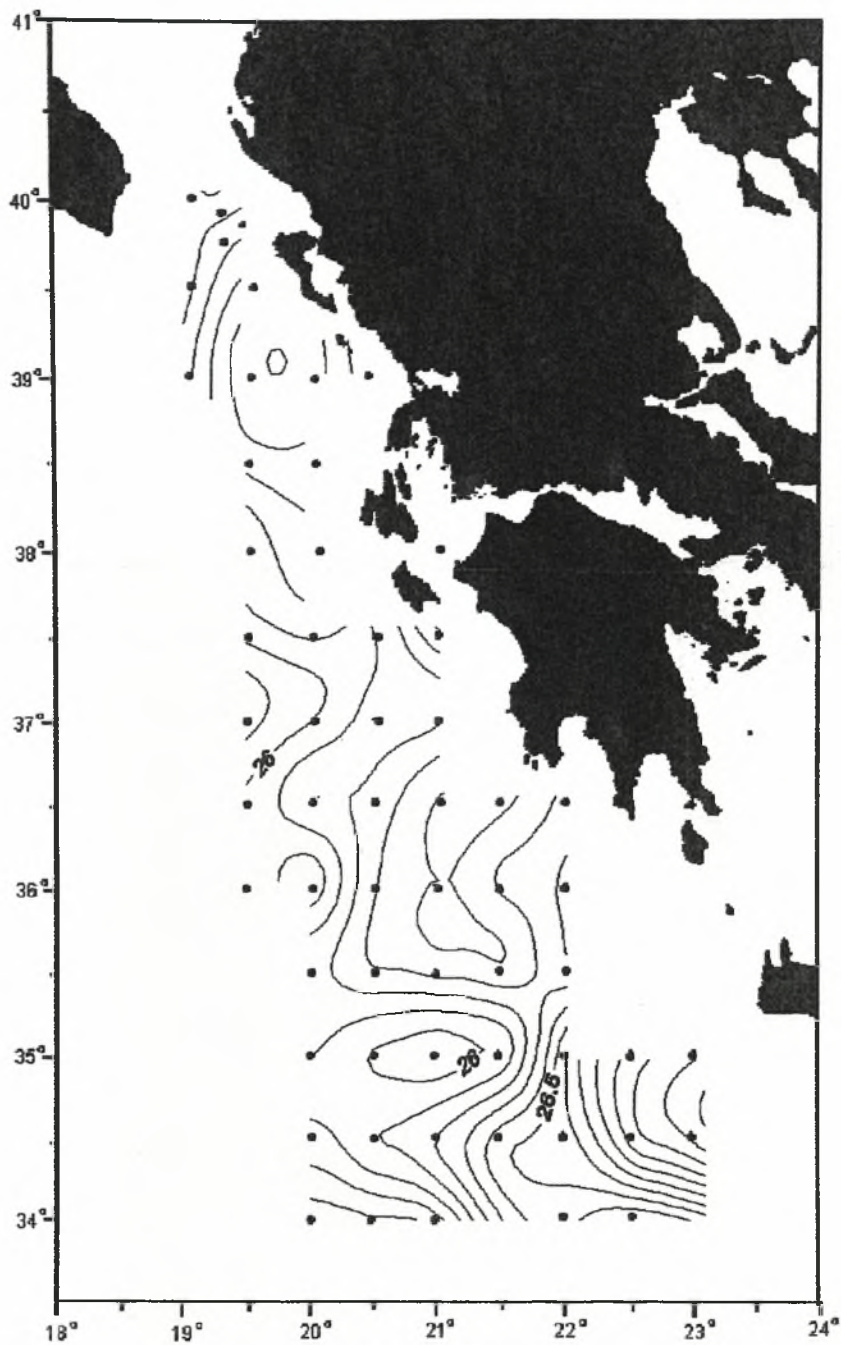
Στα 50 μ. η γενική εικόνα είναι σχεδόν ίδια, με κύρια διαφοροποίηση την ύπαρξη ομοιογένειας σε μεγάλα τμήματα στο ΝΑ. Και Β. τμήμα της περιοχής μελέτης. Η περιοχή ΝΔ. της Πελοποννήσου με τα νερά χαμηλότερης αλατότητας είναι μικρότερη από πριν και γειτνιάζει με ένα τουλάχιστον κέντρο υψηλότερης αλατότητας.

Στα 100 μ. έχουμε αρκετές περιοχές με κέντρα υψηλής ή χαμηλής αλατότητας, ενώ οι εισροές είναι γενικά ίδιες.

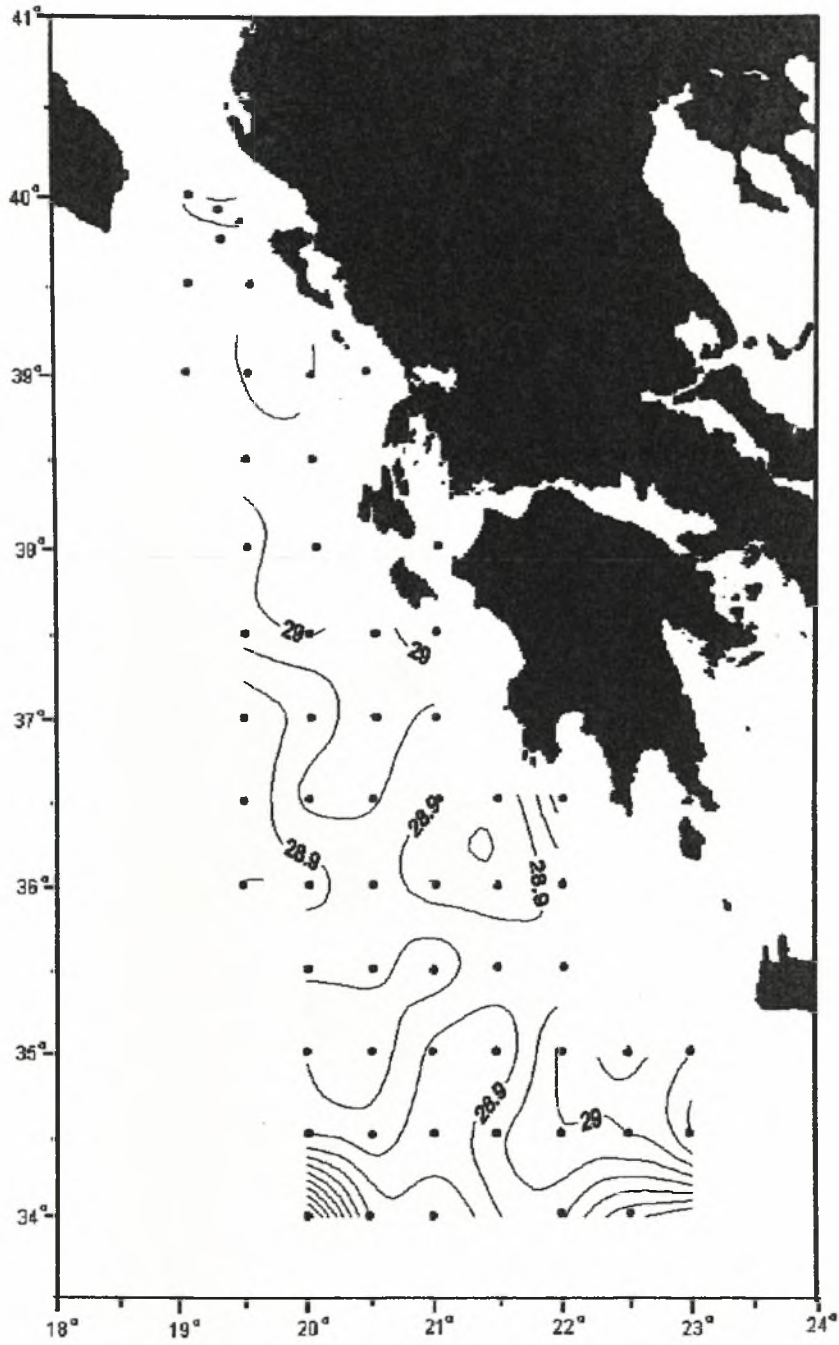
Στα 300 μ. είναι φανερός ο διαχωρισμός της περιοχής μελέτης σε δύο επιμέρους περιοχές, σχετικά χαμηλότερης αλατότητας στον Β. και υψηλότερης στον Ν. . Εδώ παρατηρείται ξανά η γλώσσα υψηλότερης αλατότητας, η οποία εκτείνεται έως το ύψος της Ζακύνθου.

Στα 500 μ. εμφανίζονται αρκετές οριζόντιες εναλλαγές της αλατότητας, με κύρια χαρακτηριστικά τον έντονο μαιανδρισμό που εμφανίζεται στα Ν. της περιοχής μελέτης και την ύπαρξη δύο γειτονικών 'υψηλών' αλατότητας στα ΝΔ. του κόλπου της Κυπαρισσίας και στην περιοχή που εντοπίζεται ο Πέλοπας.

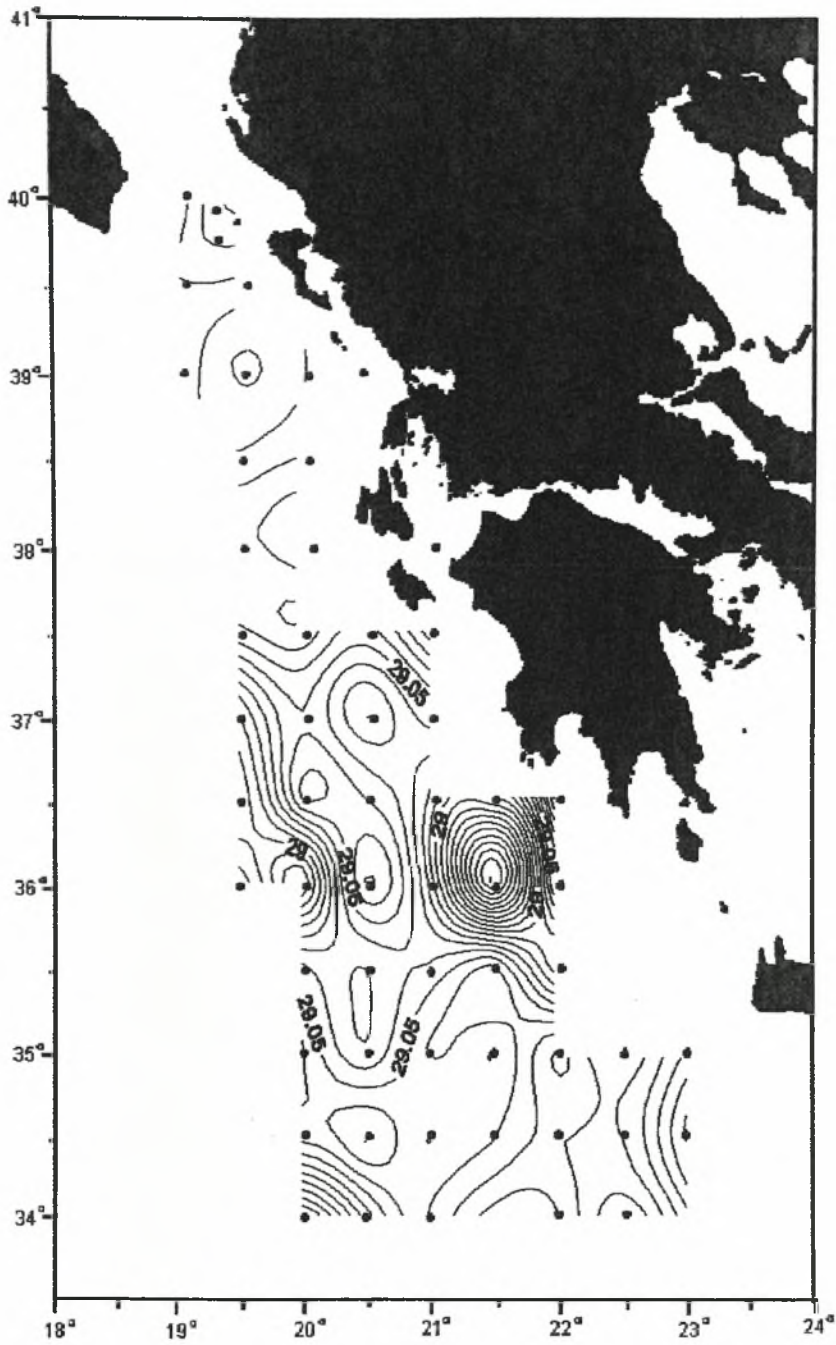
Τέλος στα 1000 μ. το κύριο χαρακτηριστικό είναι η ψηλή αλατότητα που παρατηρείται στην περιοχή εντοπισμού του Πέλοπα, η διατήρηση σε κάποιο βαθμό του μαιανδρισμού που παρατηρείται στο Ν. μέρος της περιοχής μελέτης, καθώς και η είσοδος από τα βόρεια νερών πολύ χαμηλής αλατότητας.



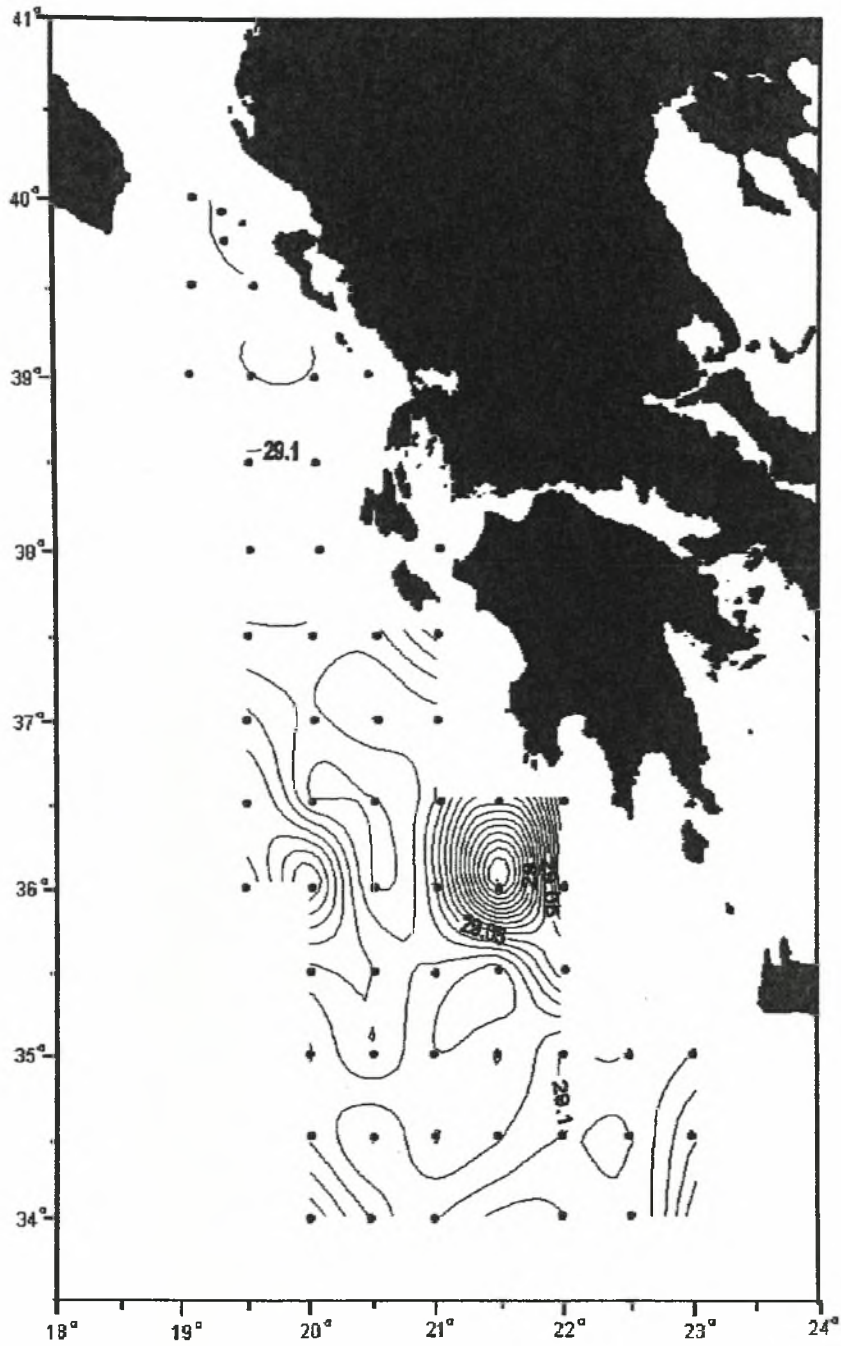
Εικ. 5.1.1. Επιφανειακή κατανομή του σ_t .



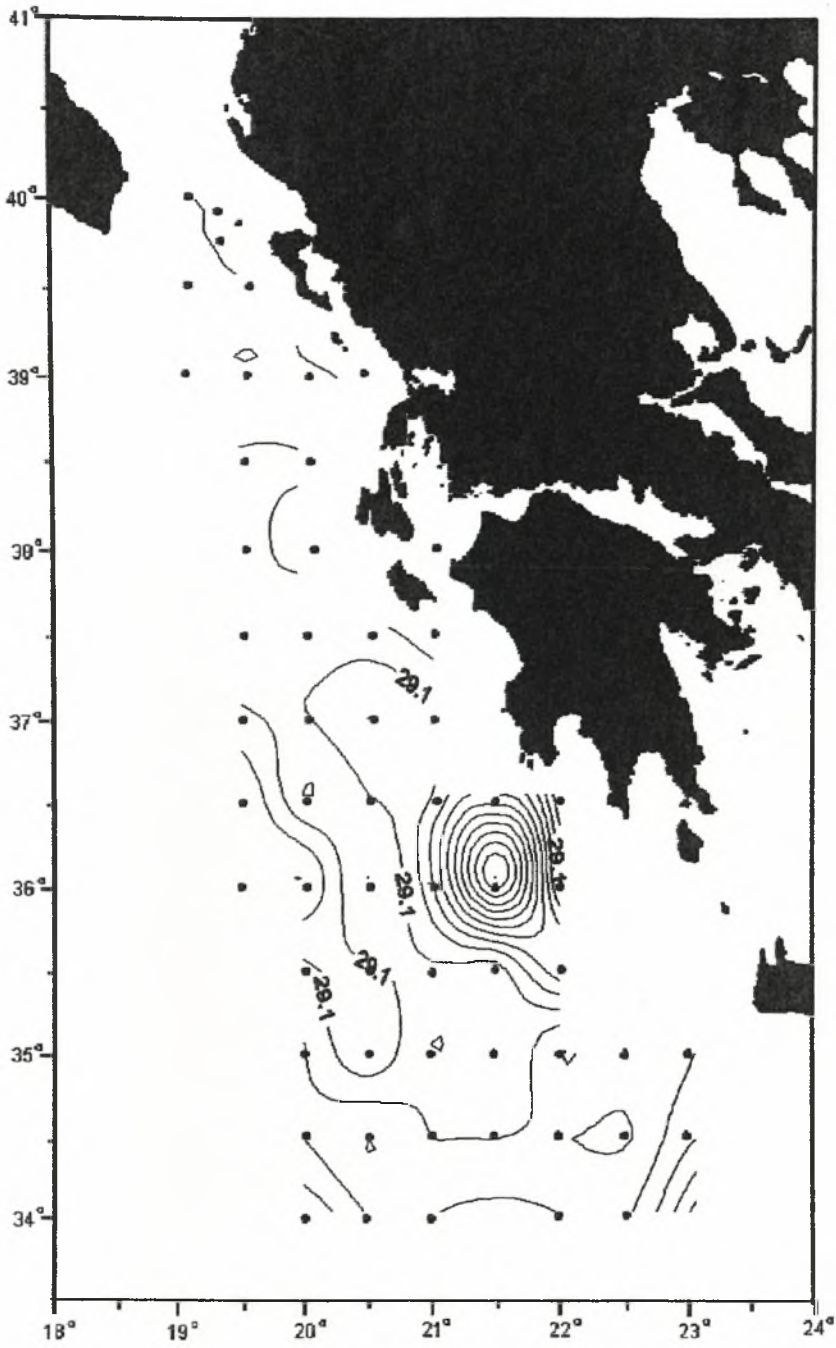
Εικ. 5.1.2. Κατανομή του σσ σε βάθος 100 μέτρων.



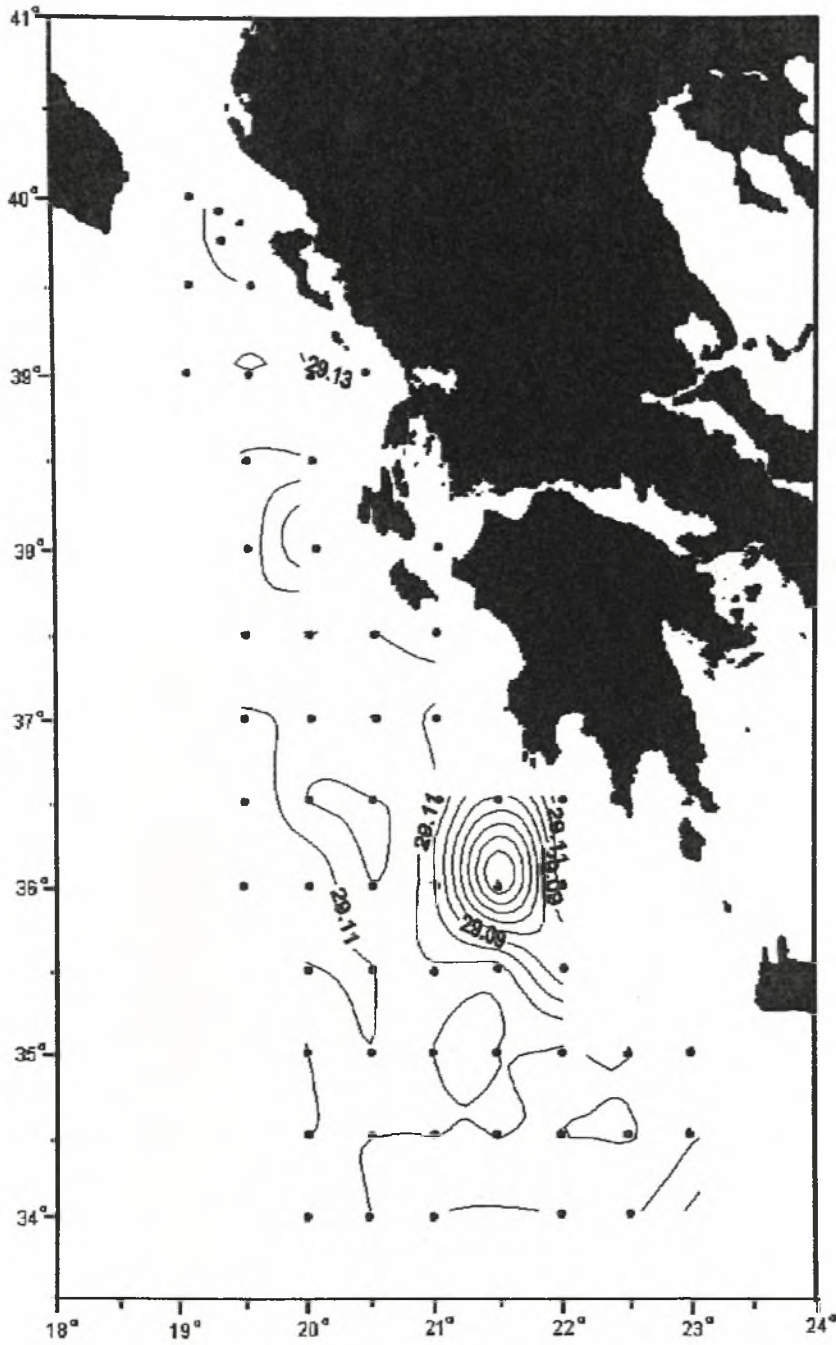
Εικ. 5.1.3. Κατανομή του σσ σε βάθος 200 μέτρων.



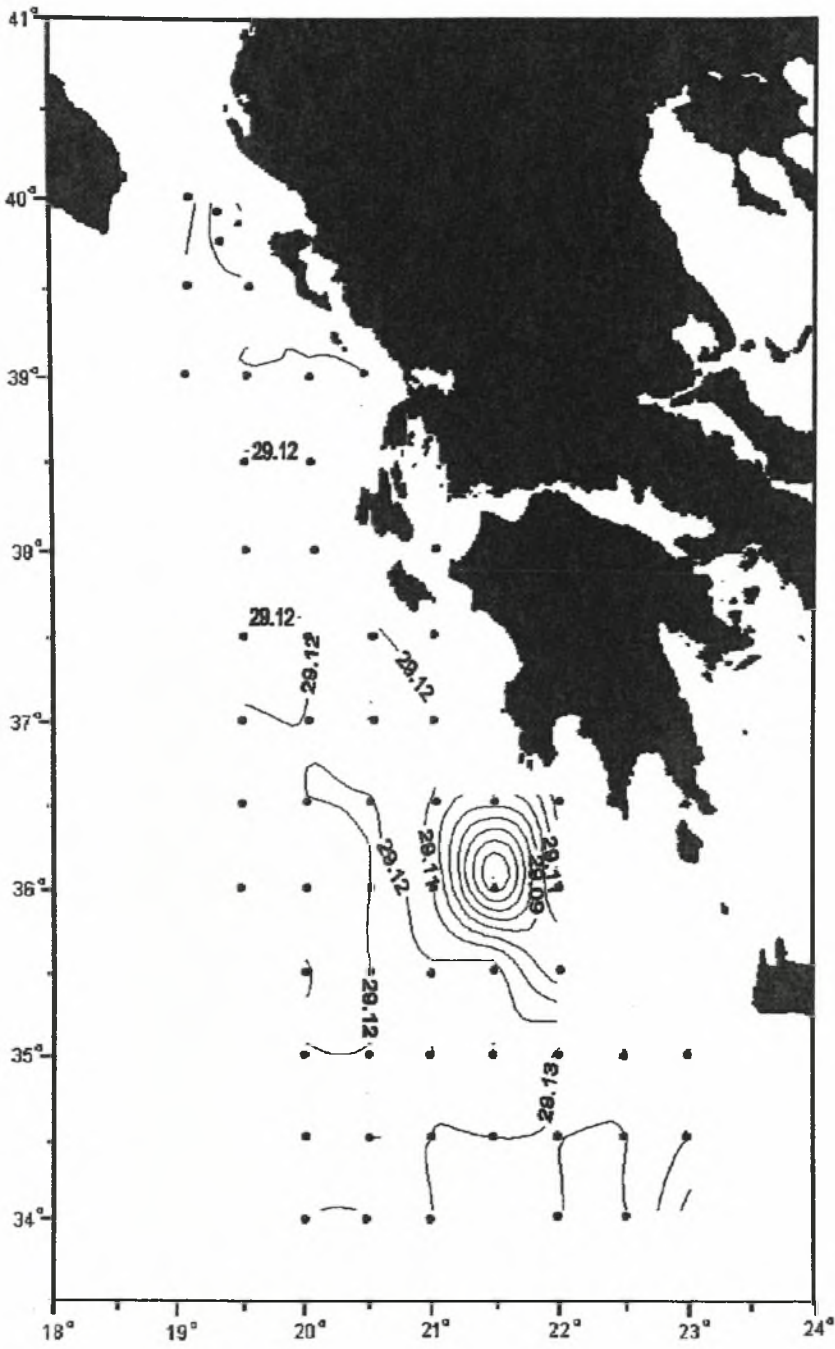
Εικ. 5.1.4. Κατανομή του σθ σε βάθος 300 μέτρων.



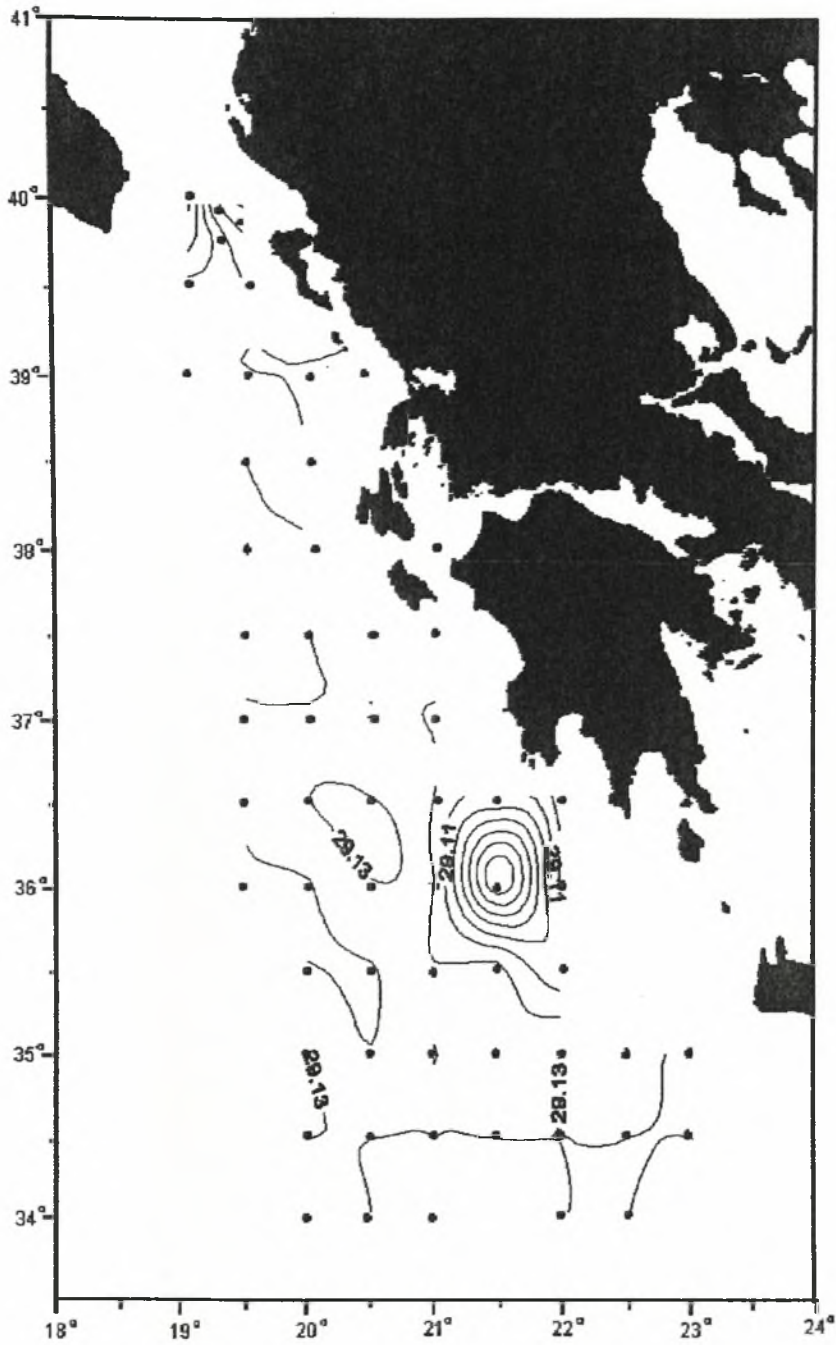
Εικ. 5.1.5. Κατανομή του σ_t σε βάθος 400 μέτρων.



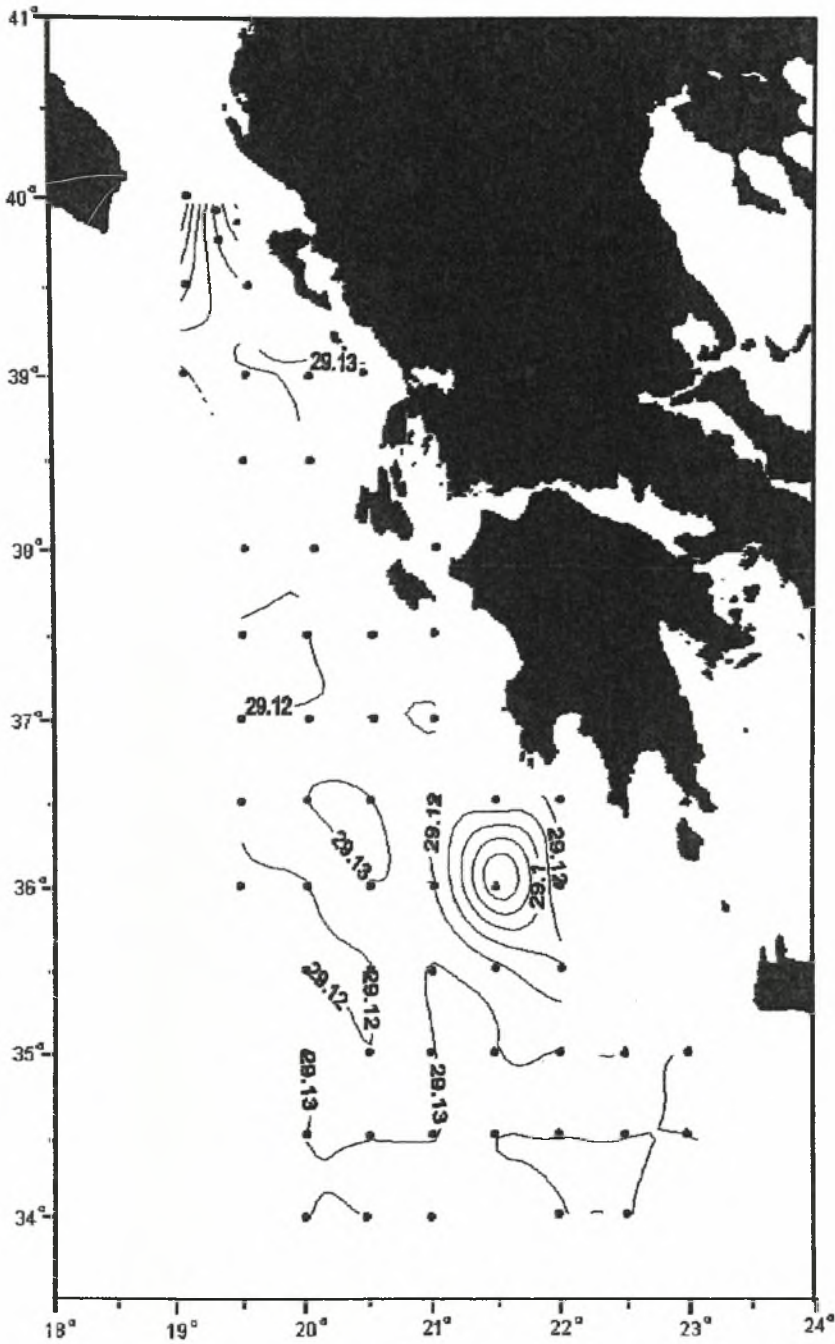
Εικ. 5.1.6. Κατανομή του σθ σε βάθος 500 μέτρων.



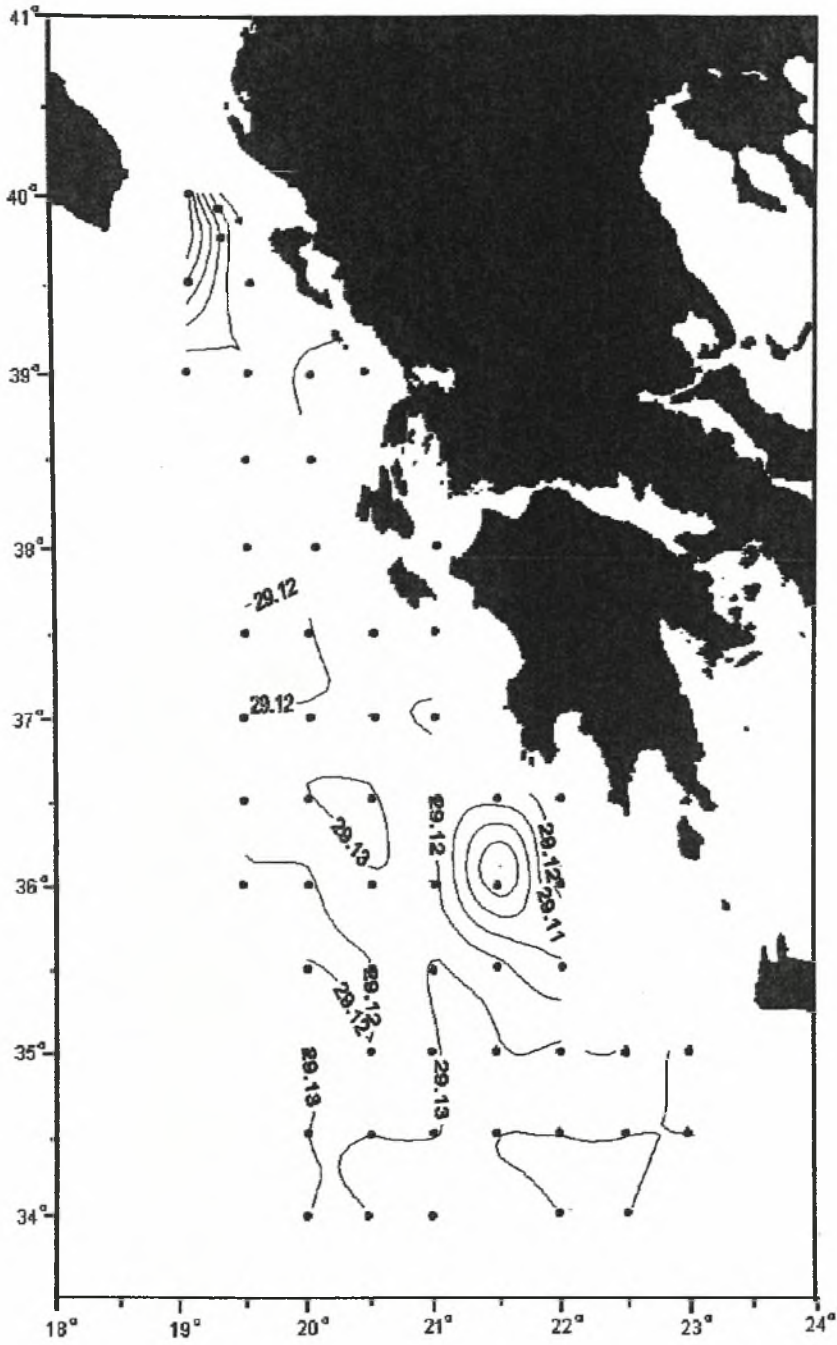
Εικ. 5.1.7. Κατανομή του σθ σε βάθος 600 μέτρων.



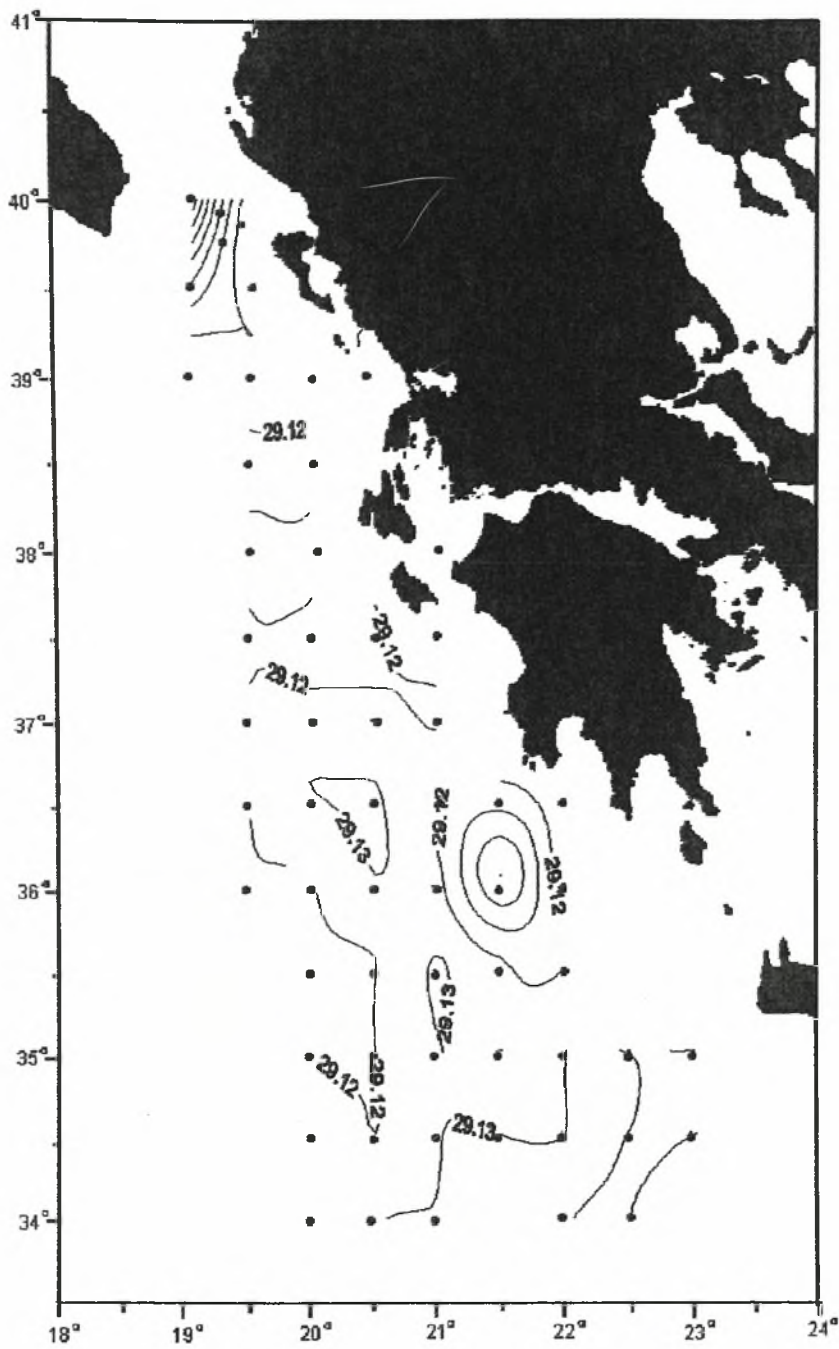
Εικ. 5.1.8. Κατανομή του σ_t σε βάθος 700 μέτρων.



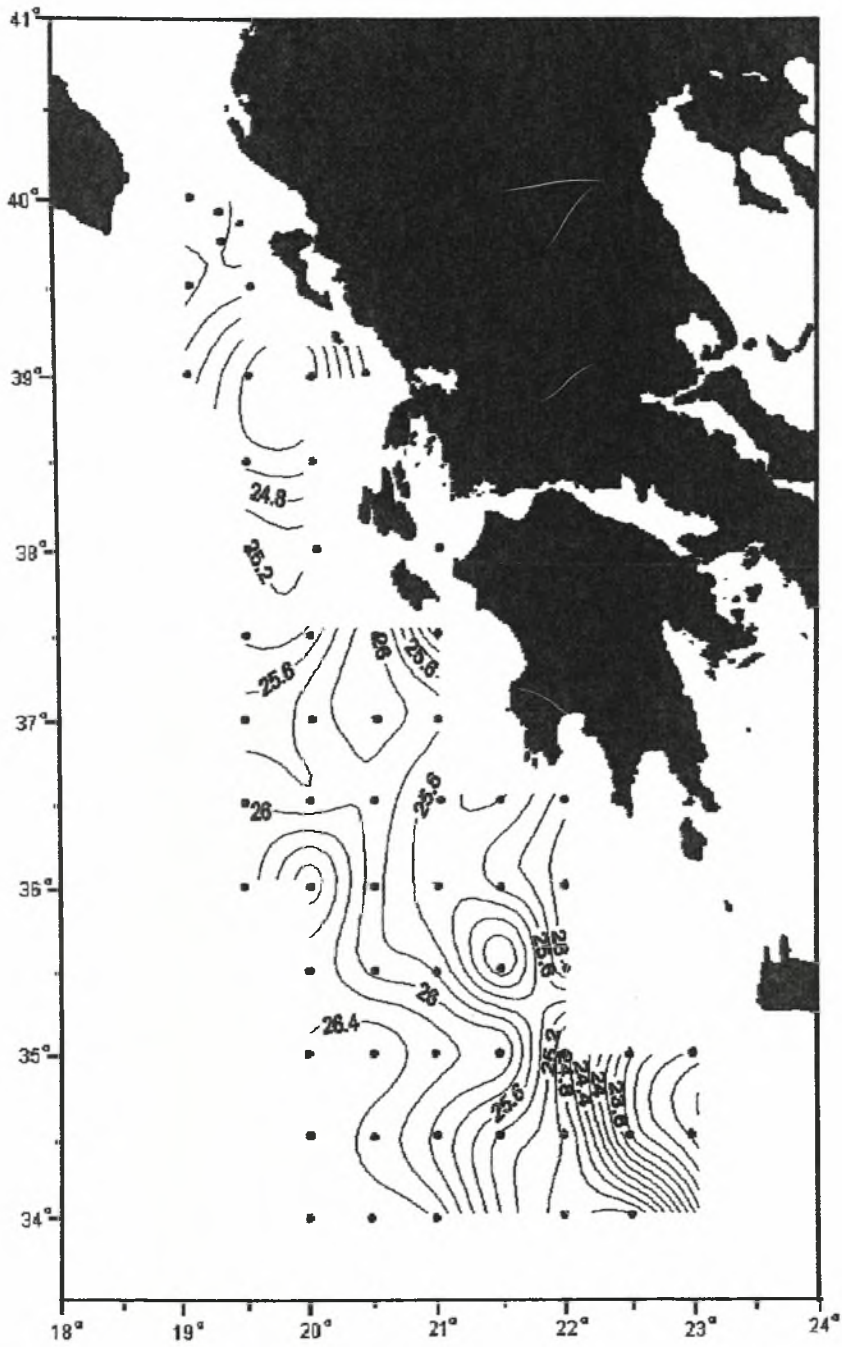
Εικ. 5.1.9. Κατανομή του σθ σε βάθος 800 μέτρων.



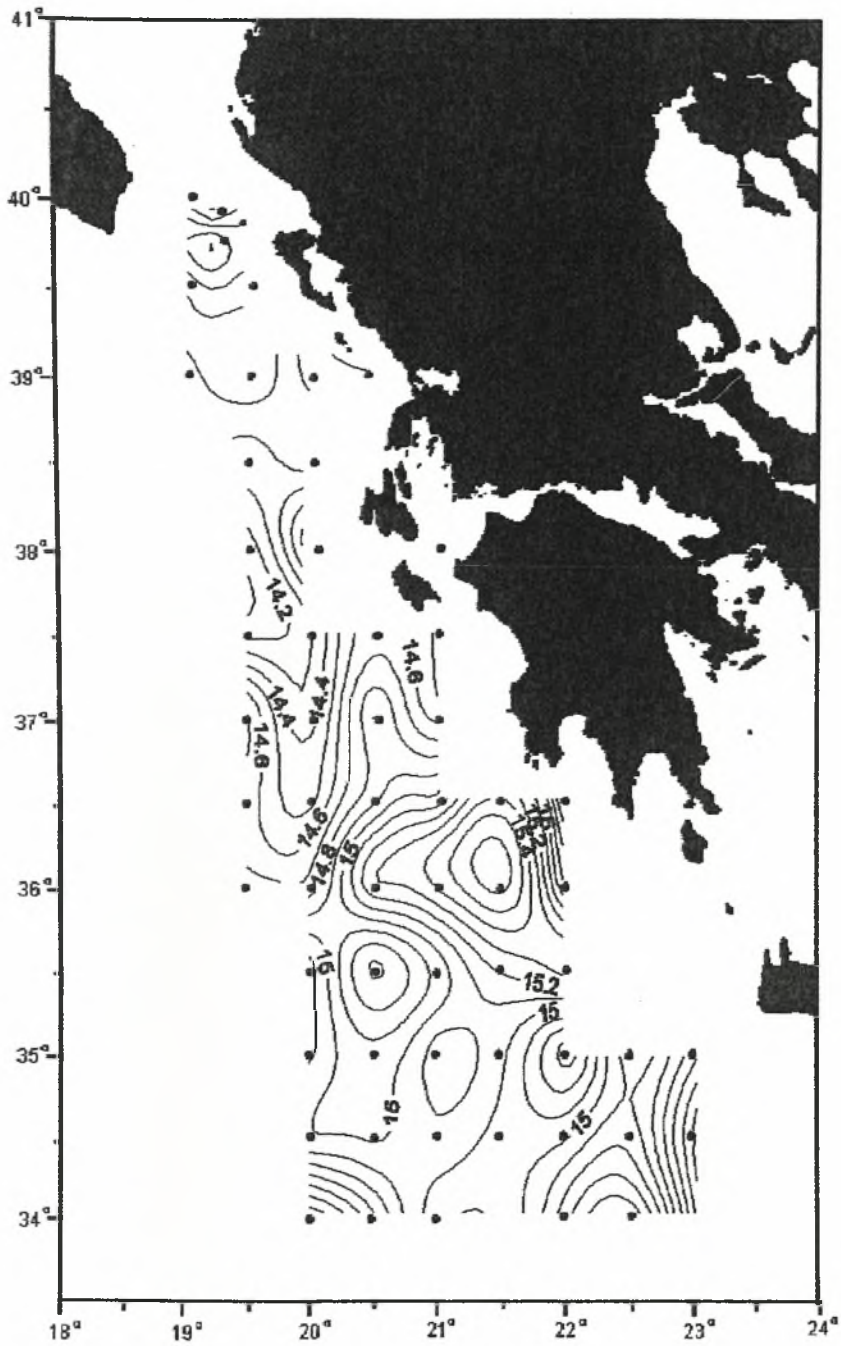
Εικ. 5.1.10. Κατανομή του σ_{θ} σε βάθος 900 μέτρων.



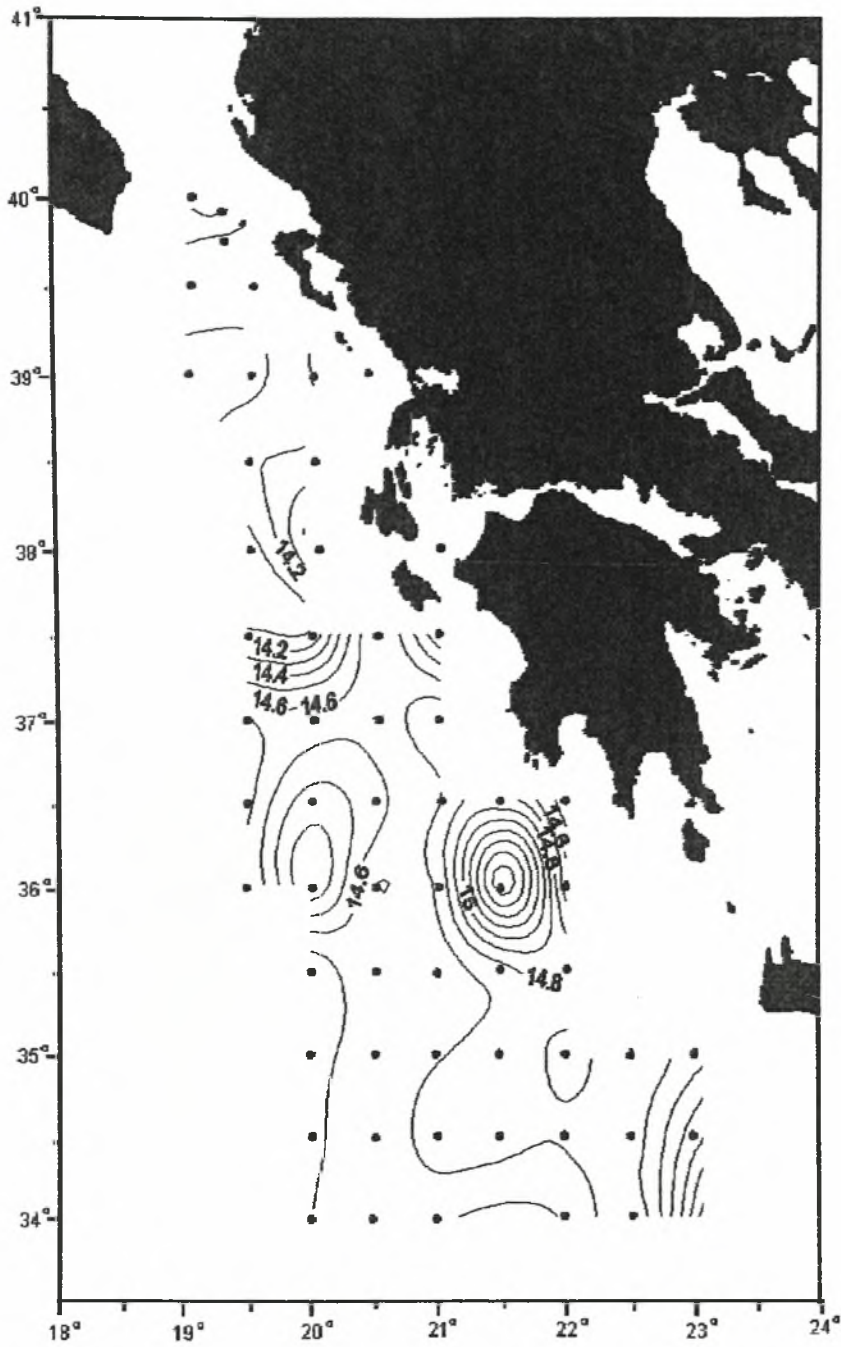
Εικ. 5.1.11. Κατανομή του σθ σε βάθος 1000 μέτρων.



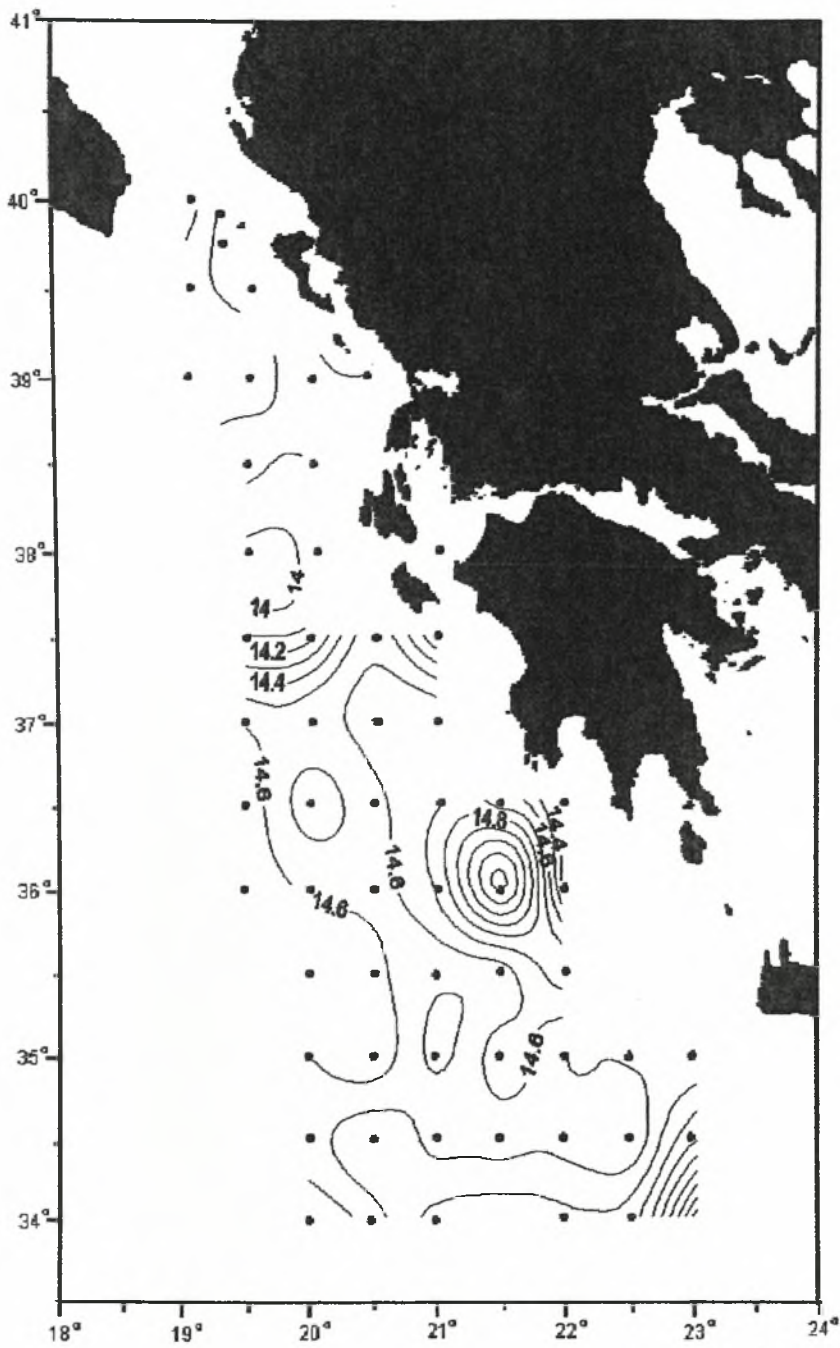
Εικ. 5.1.12. Επιφανειακή κατανομή της θερμοκρασίας.



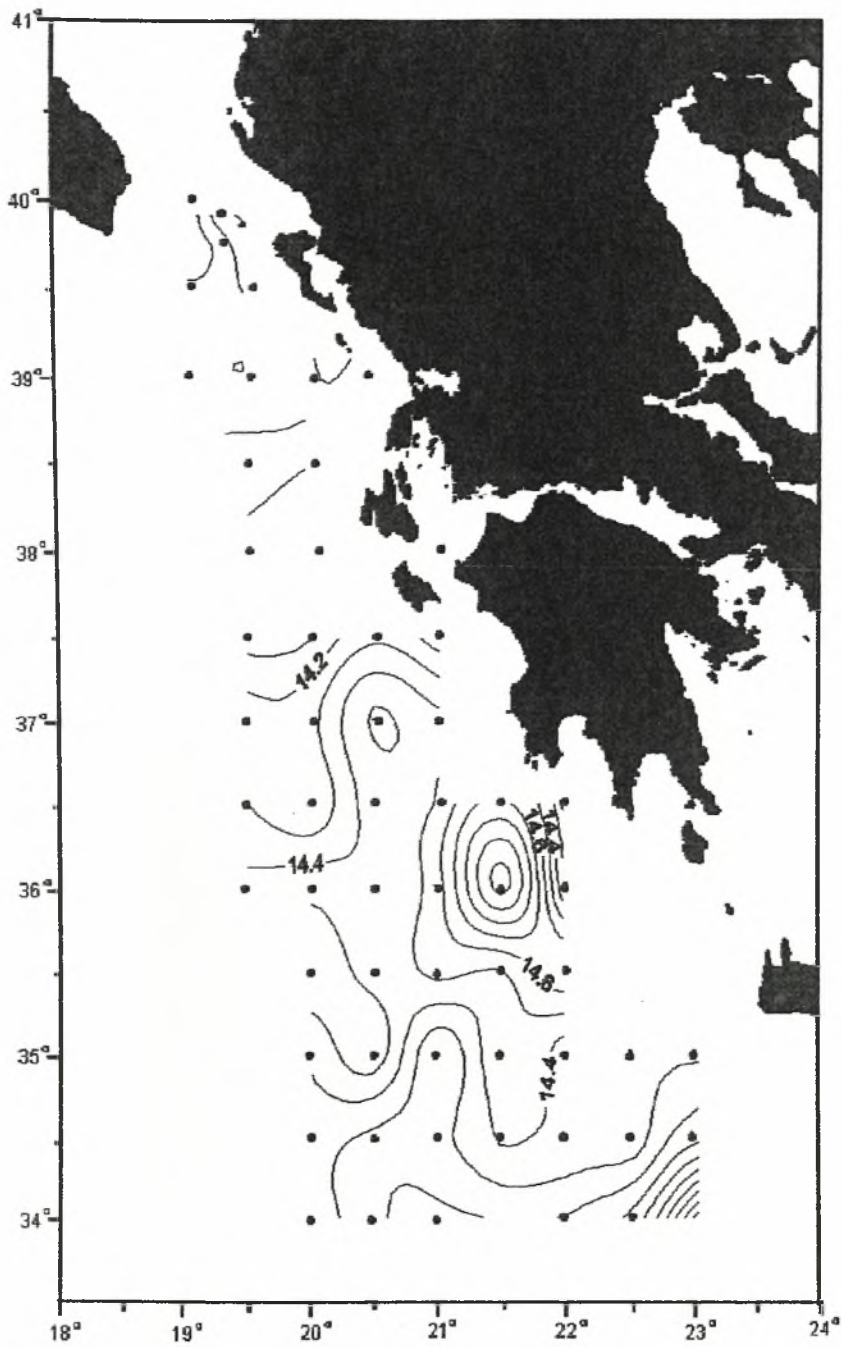
Εικ. 5.1.13. Κατανόμη της θερμοκρασίας σε βάθος 100 μέτρων.



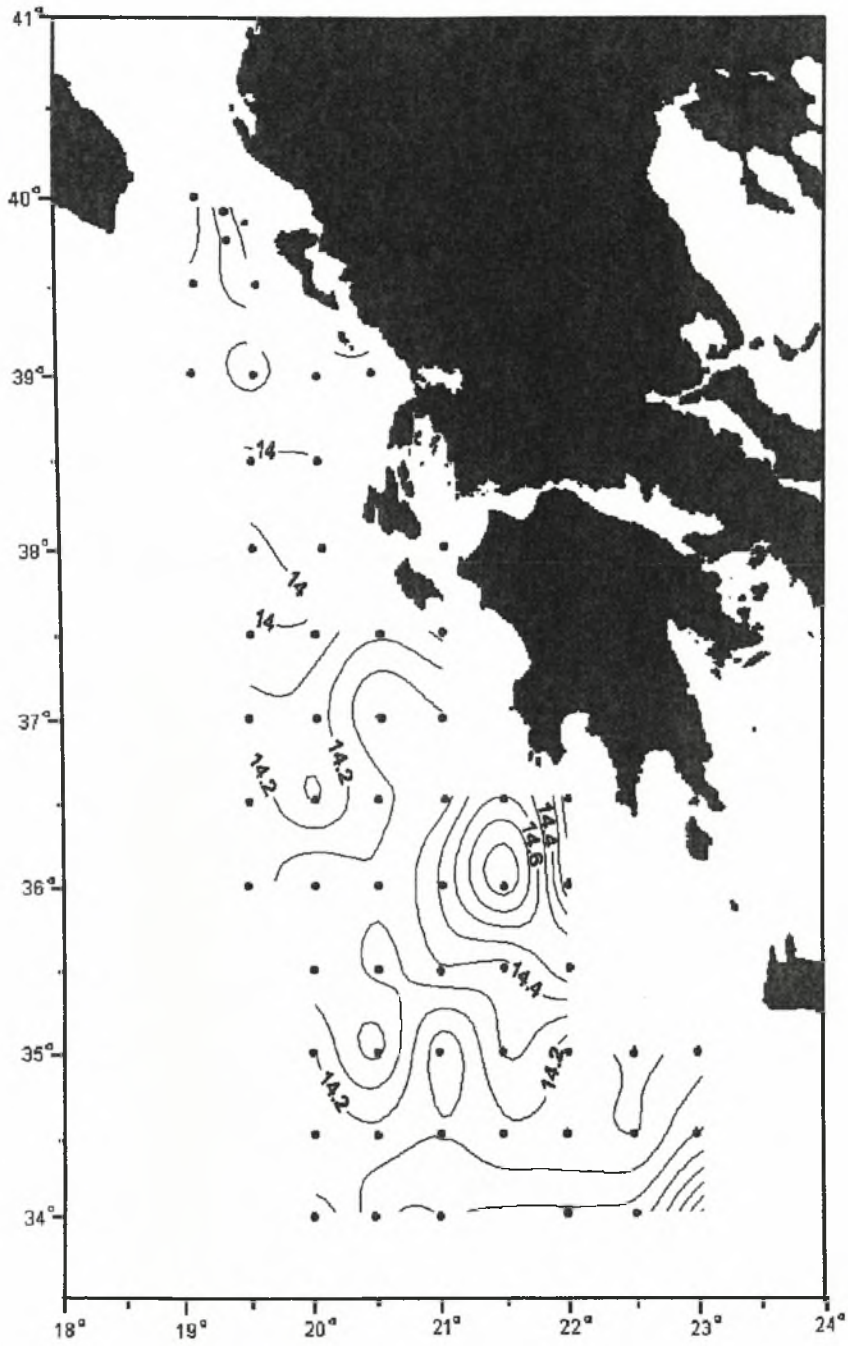
Εικ. 5.1.14. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 200 μέτρων.



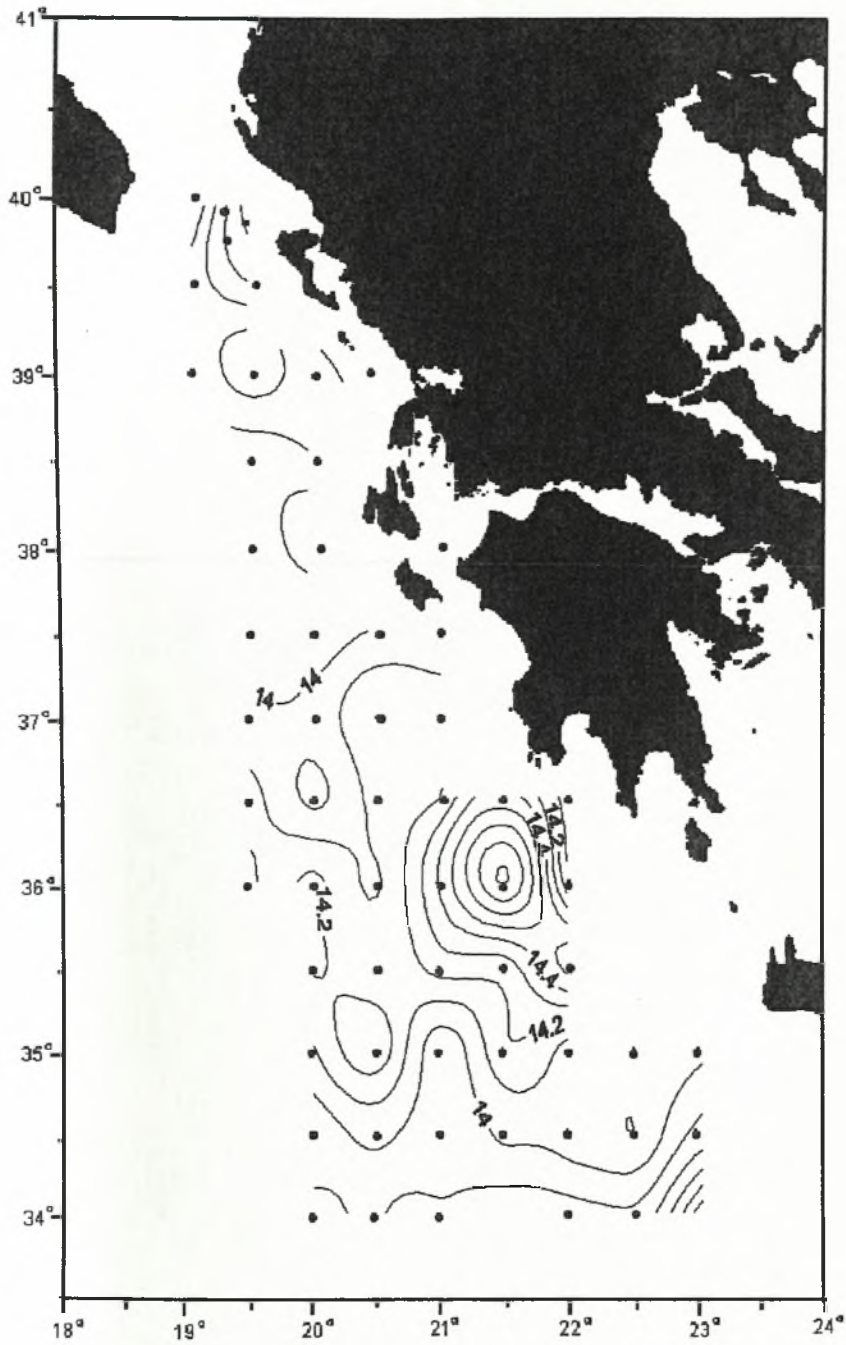
Εικ. 5.1.15. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 300 μέτρων.



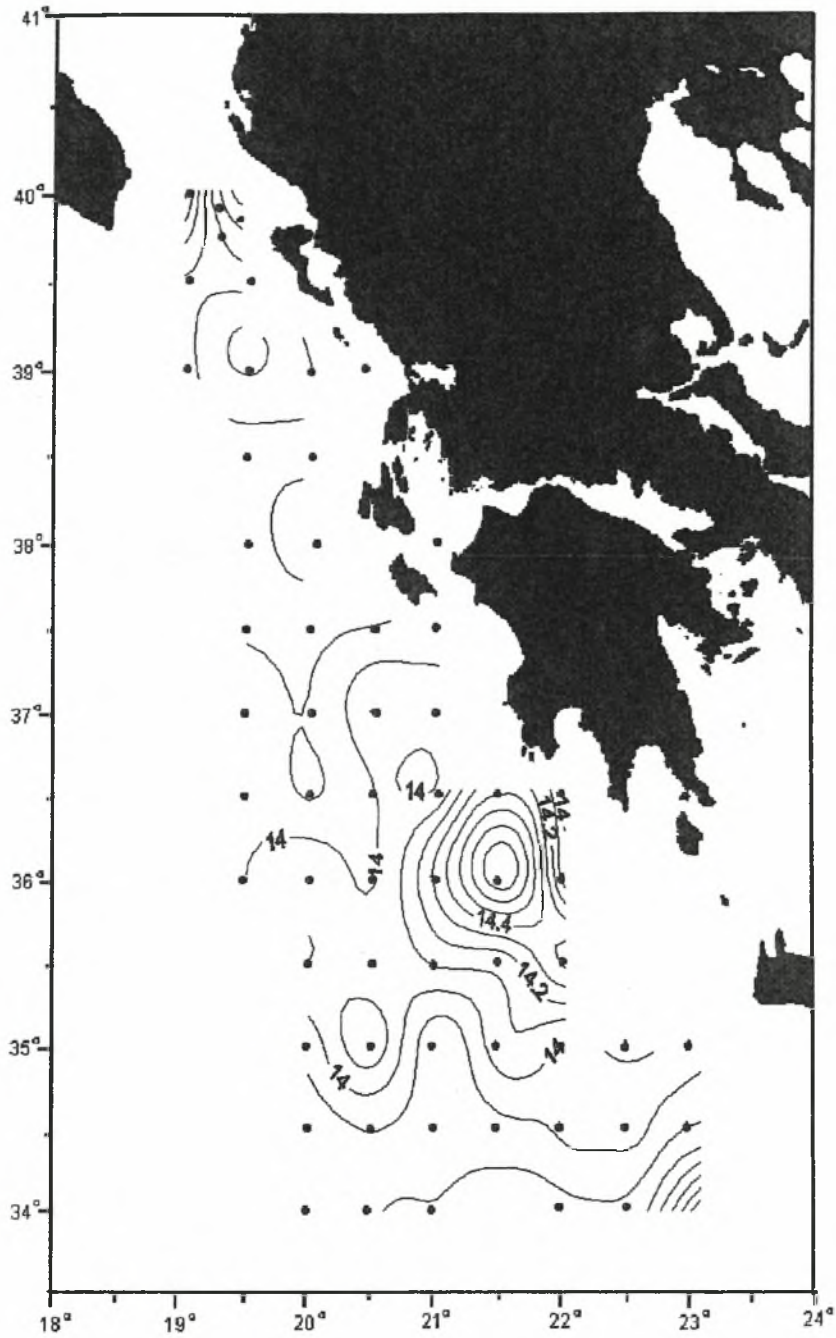
Εικ. 5.1.16. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 400 μέτρων.



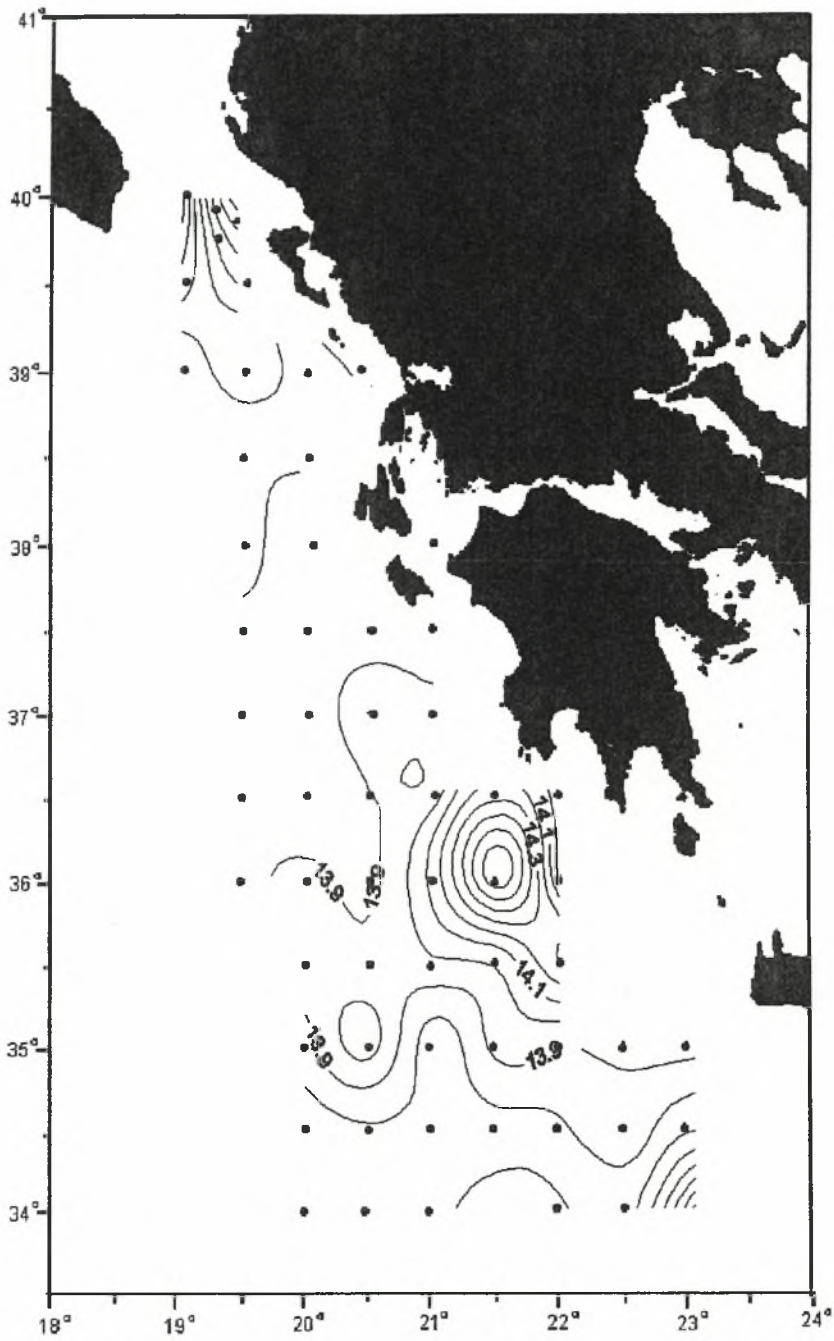
Εικ. 5.1.17. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 500 μέτρων.



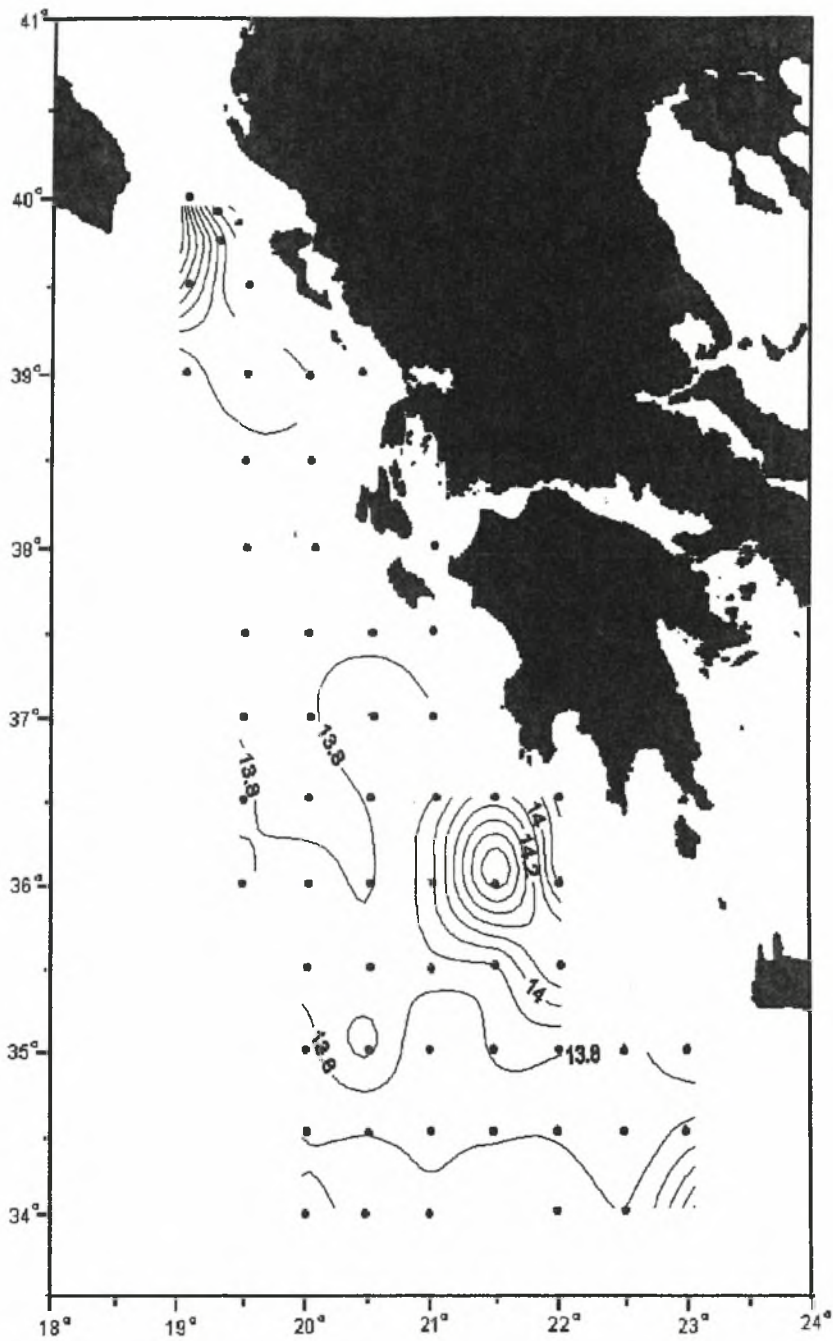
Εικ. 5.1.18. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 600 μέτρων.



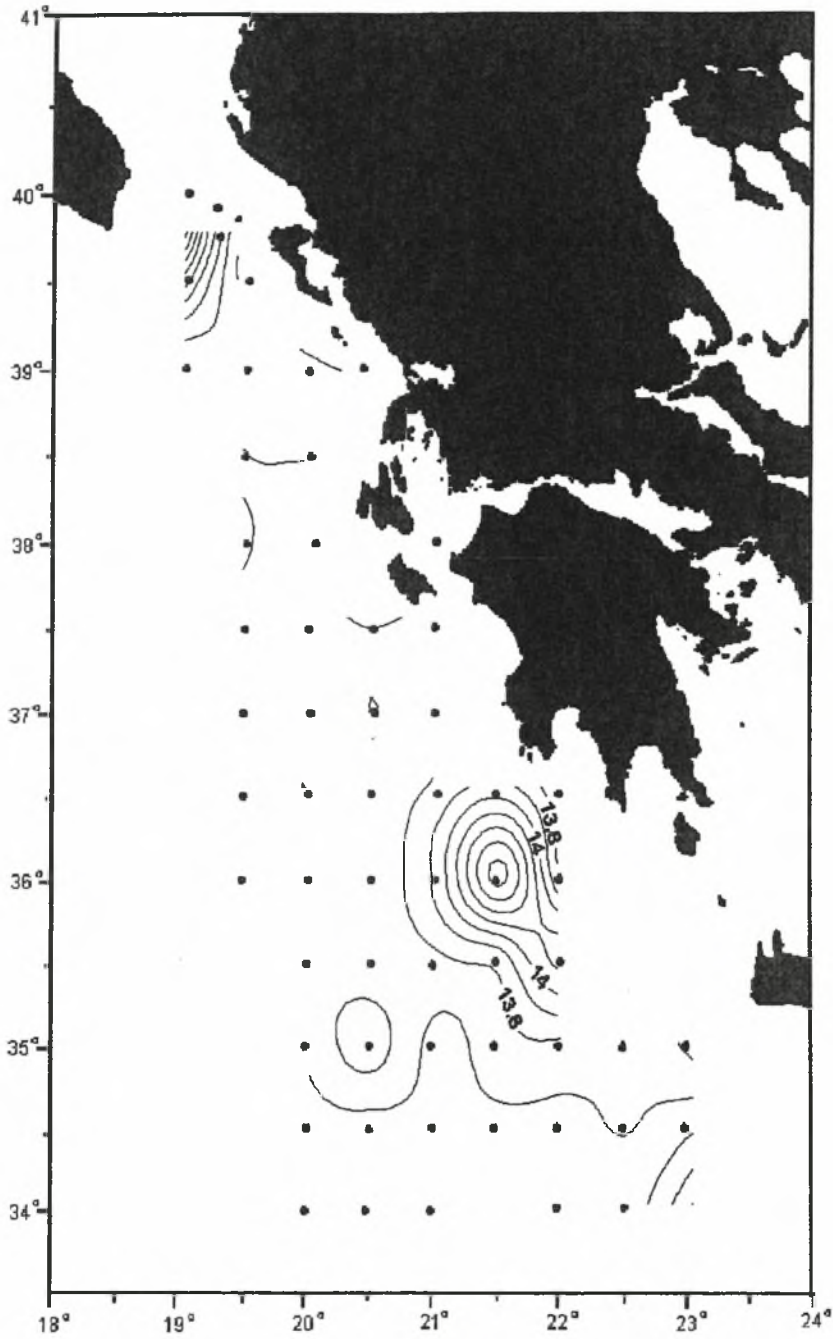
Εικ. 5.1.19. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 700 μέτρων.



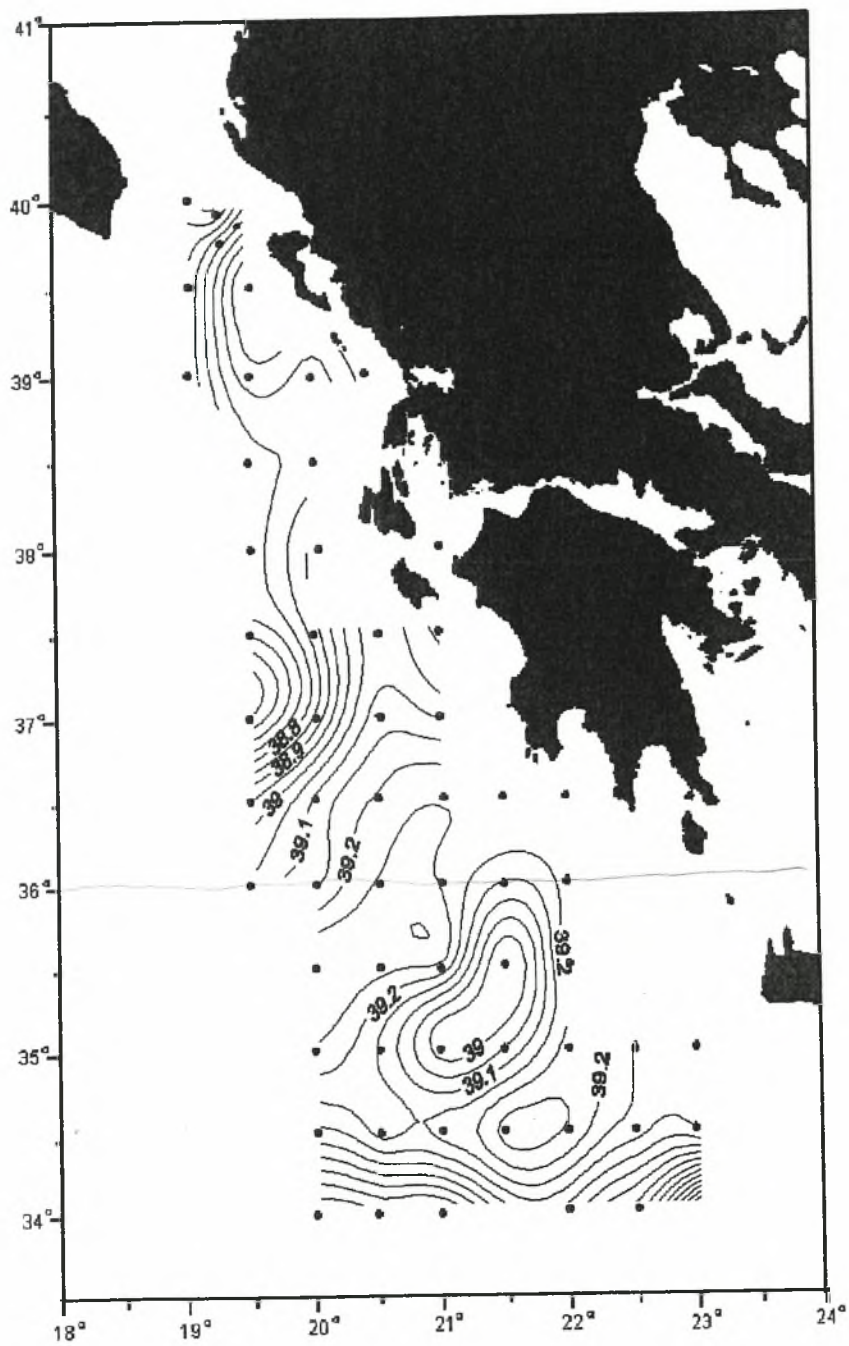
Εικ. 5.1.20. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 800 μέτρων.



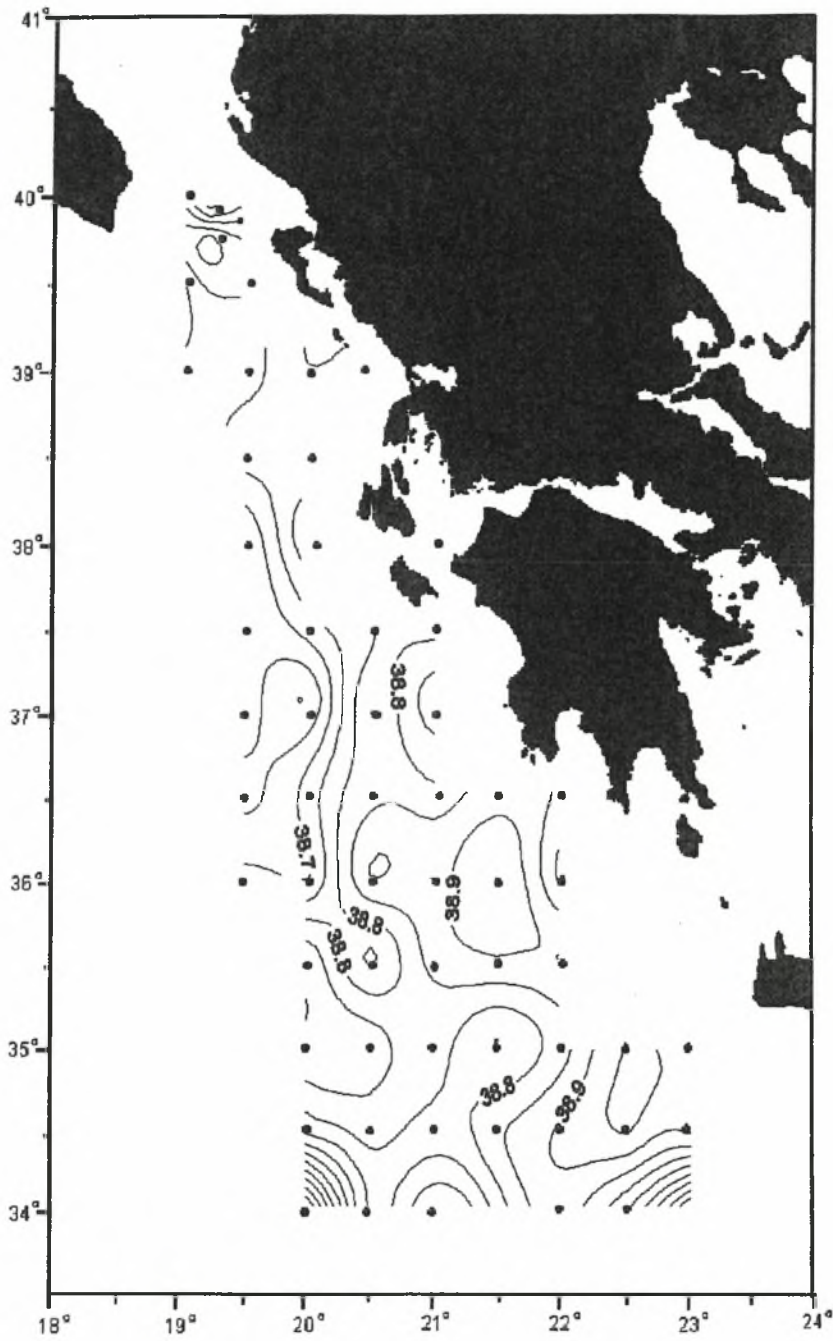
Εικ. 5.1.21. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 900 μέτρων.



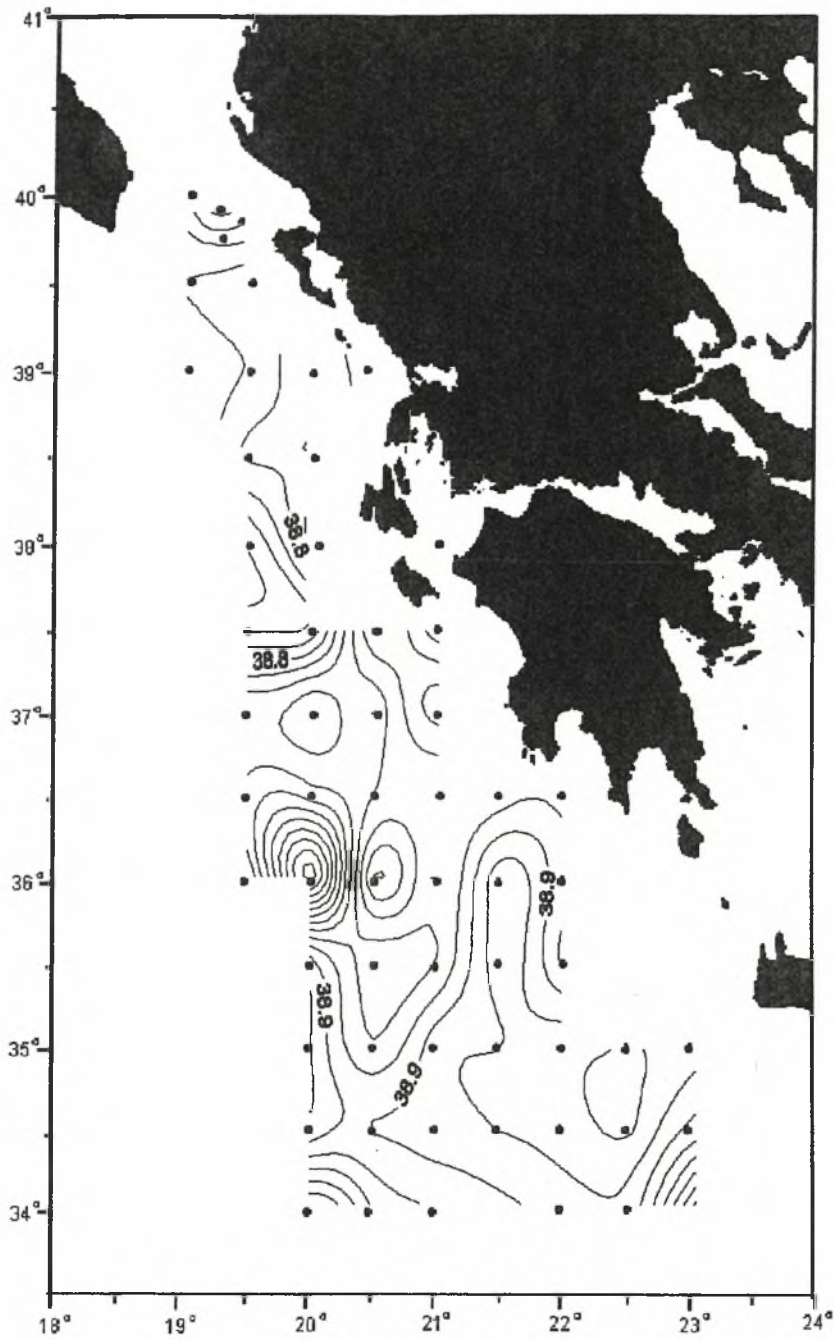
Εικ. 5.1.22. Κατανομή της θερμοκρασίας σε βάθος 1000 μέτρων.



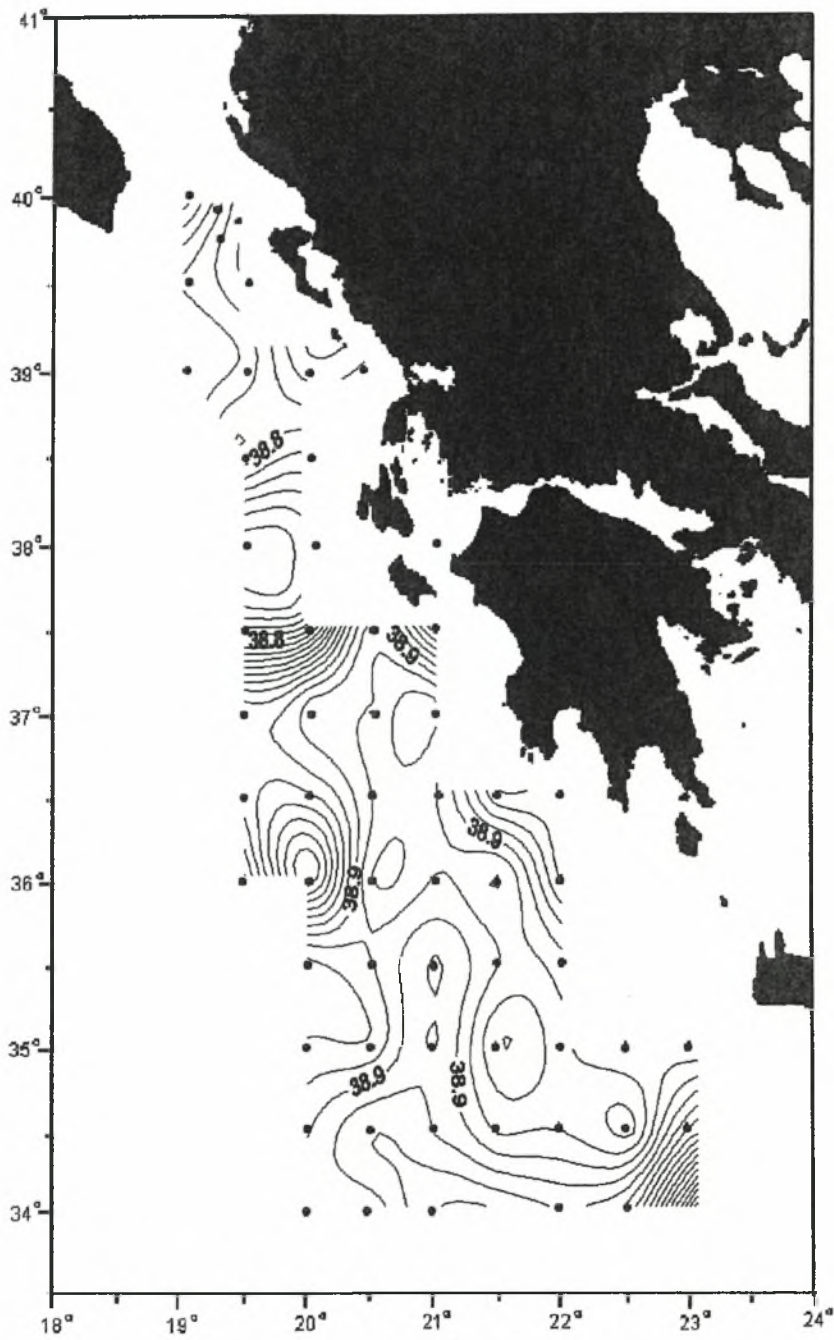
Εικ. 5.1.23. Επιφανειακή κατανομή της αλατότητας.



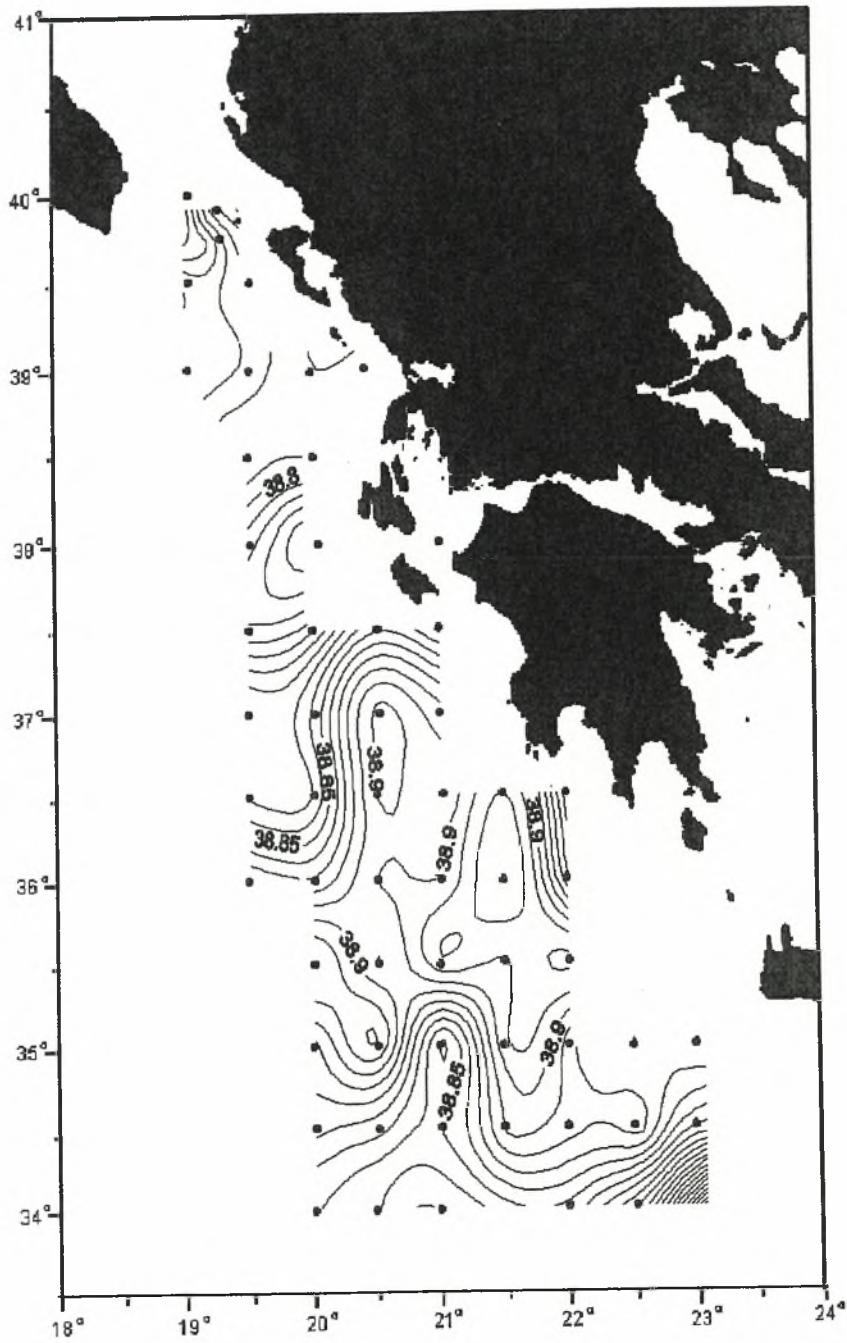
Εικ. 5.1.24. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 100 μέτρων.



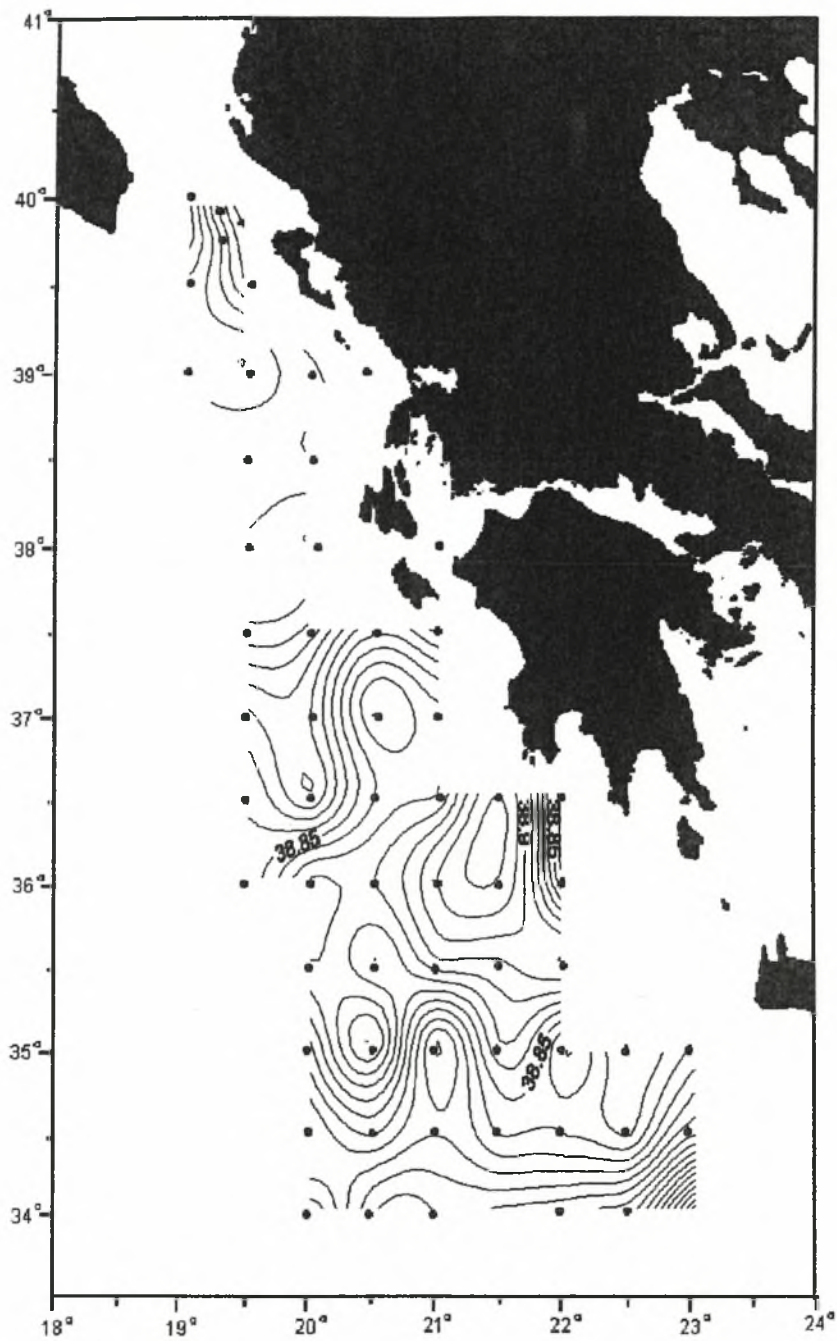
Εικ. 5.1.25. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 200 μέτρων.



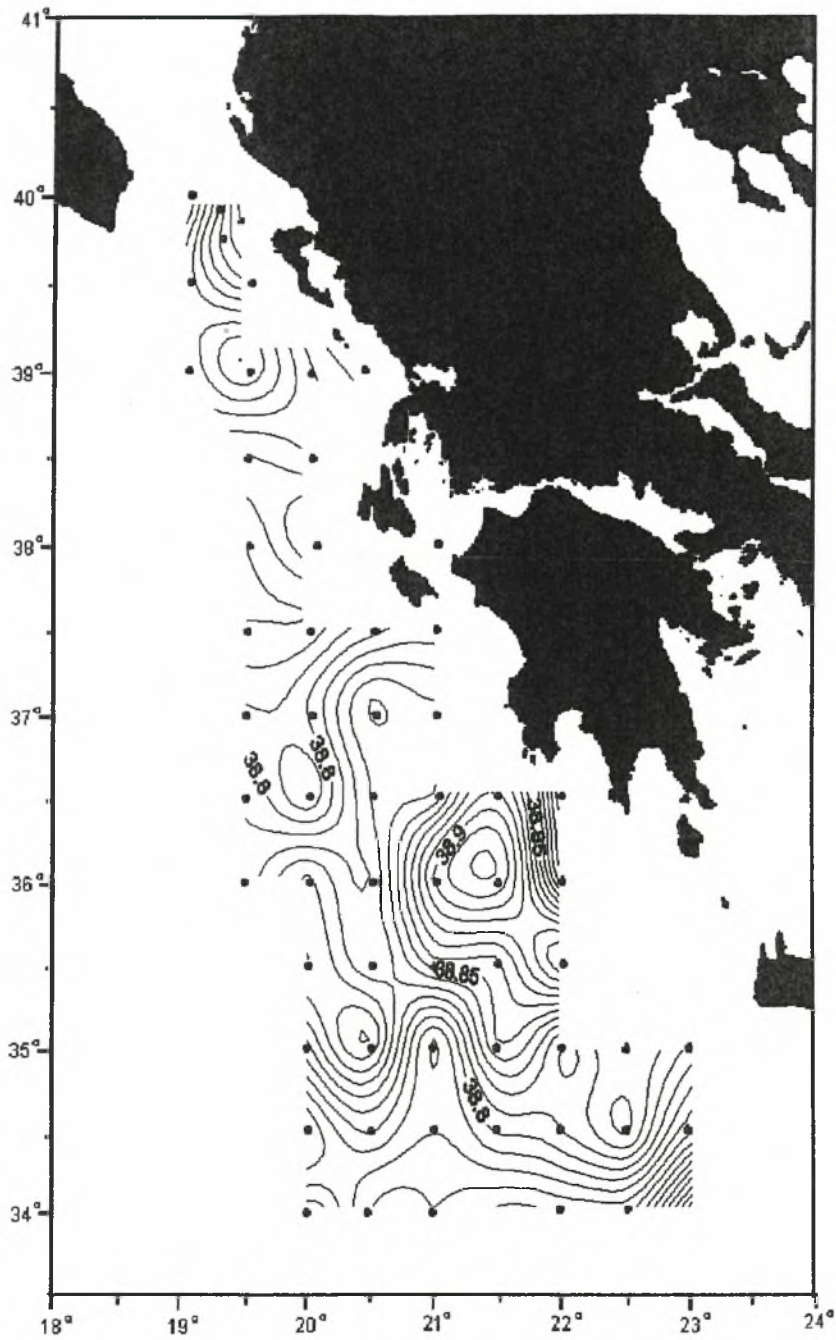
Εικ. 5.1.26. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 300 μέτρων.



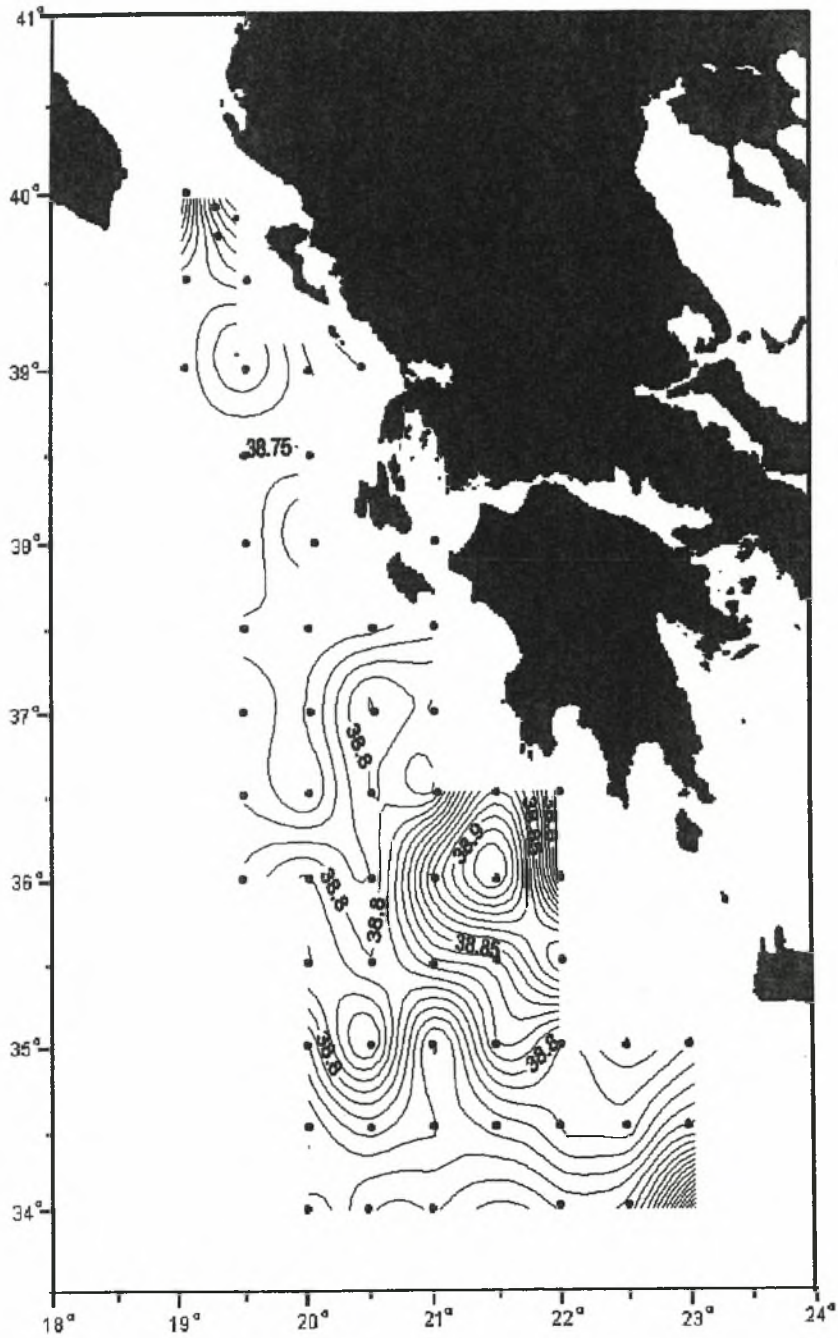
Εικ. 5.1.27. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 400 μέτρων.



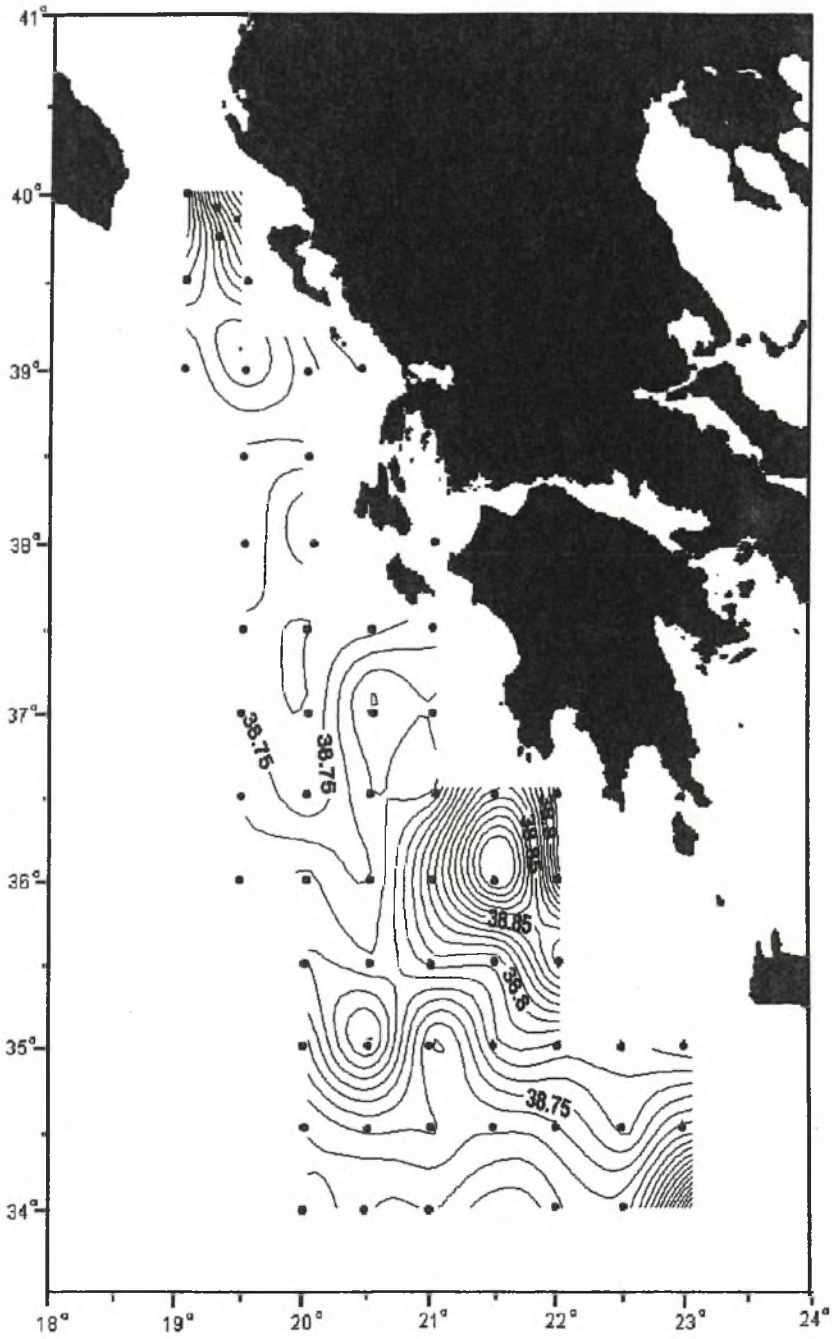
Εικ. 5.1.28. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 500 μέτρων.



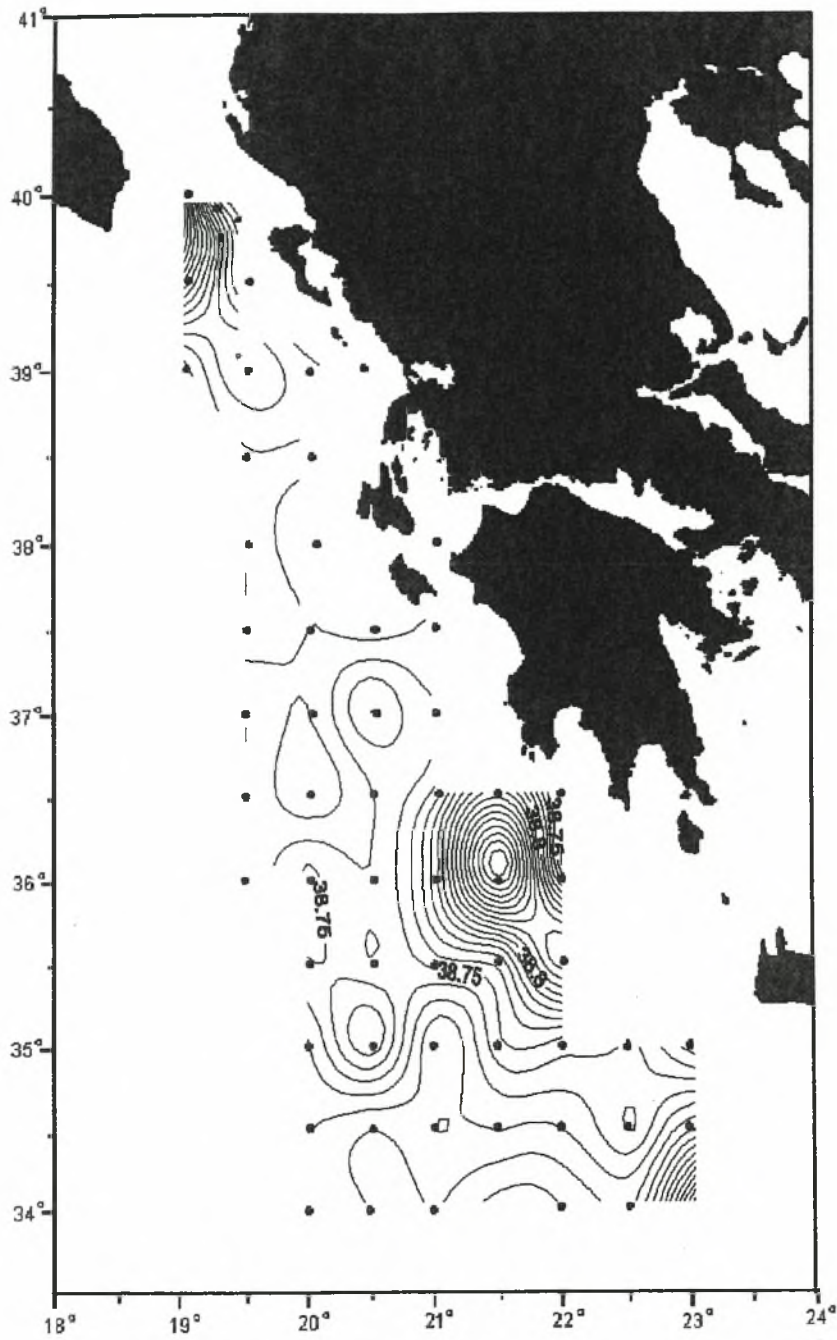
Εικ. 5.1.29. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 600 μέτρων.



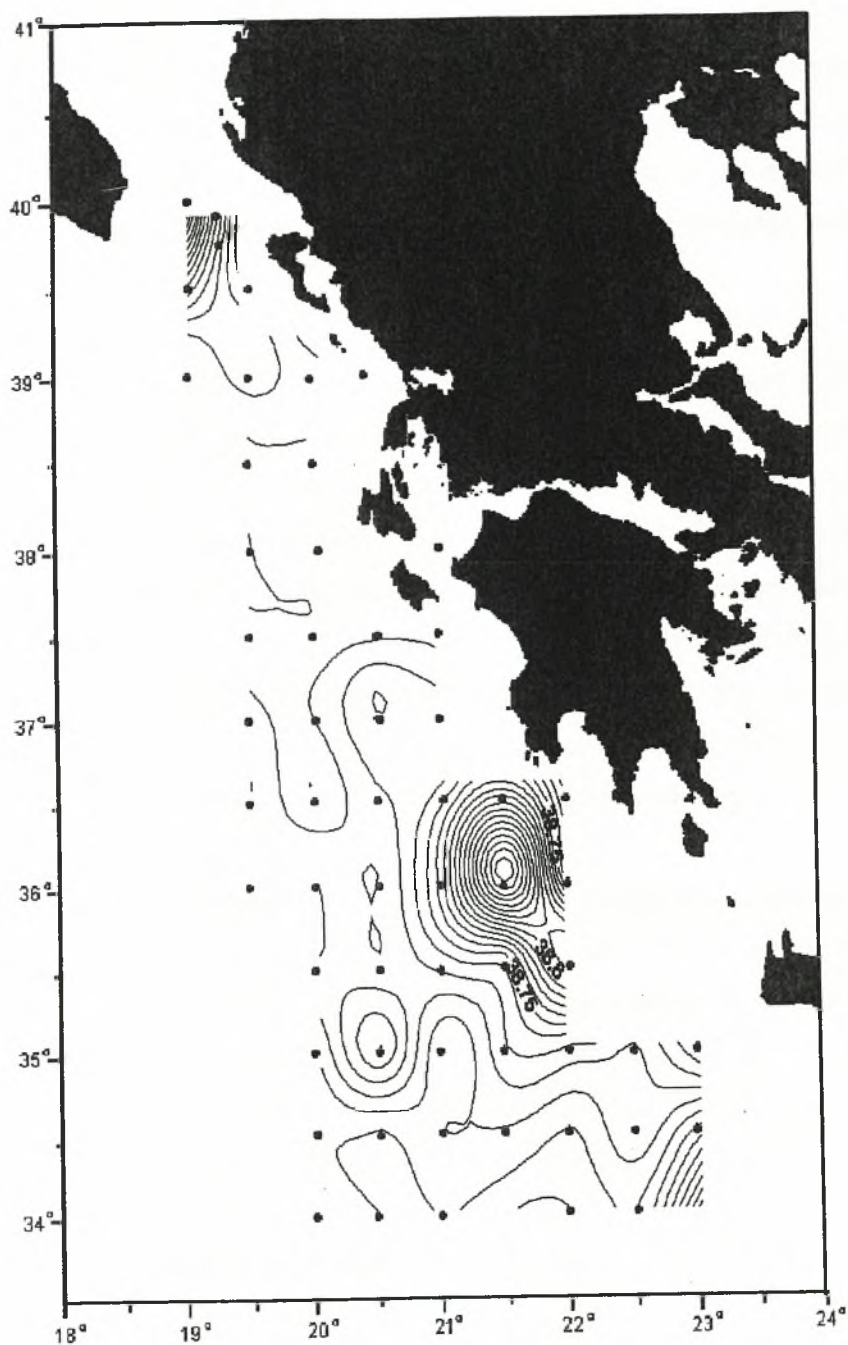
Εικ. 5.1.30. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 700 μέτρων.



Εικ. 5.1.31. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 800 μέτρων.



Εικ. 5.1.32. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 900 μέτρων.



Εικ. 5.1.33. Κατανομή της αλατότητας σε βάθος 1000 μέτρων.

ΕΓΚΑΡΣΙΕΣ ΤΟΜΕΣ

Οι εγκάρσιες τομές που εξετάζονται εμφανίζονται στην εικόνα 5.1.34. Η επιλογή της παράκτιας τομής κατά τον συγκεκριμένο τρόπο έγινε για να μας βοηθήσει να εξετάσουμε την πιθανή διασπορά και κυκλοφορία υδάτινων μαζών που προέρχονται έξω από την περιοχή μελέτης μέσα σε αυτήν, και κυρίως για την παρακολούθηση της πορείας του LIW στην περιοχή μελέτης.

Αλατότητα

Στην τομή των σταθμών 1-5, βλέπουμε ότι σε βάθη κάτω των 150 μέτρων παρατηρούνται μέγιστα στους σταθμούς 4 και 5 (στο ανατολικό τμήμα της τομής δηλαδή) σε βάθη 150-200 μέτρα ($>38,9$), ενώ στο υπόλοιπο πλάτος της τομής υψηλές τιμές παρατηρούνται σε βάθη από 200 έως και 350 μέτρα ($>38,85$), από ανατολικά προς δυτικά αντίστοιχα. Τα προηγούμενα είναι ένδειξη για τα σημεία και τα βάθη εισόδου του LIW στην περιοχή μελέτης. Κάτω από τα 650-700 μέτρα η τιμή της αλατότητας δεν μεταβάλλεται σημαντικά. Στην ίδια τομή οι ελάχιστες τιμές αλατότητας εμφανίζονται σε βάθη 50-100 μέτρων, κάτι που είναι ένδειξη παρουσίας του AW στα συγκεκριμένα βάθη.

Στην τομή των σταθμών 6-12, οι μέγιστες τιμές της αλατότητας LIW συναντώνται ξανά στο ανατολικό τμήμα αυτής, και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των σταθμών 10-12 με τιμές μεγαλύτερες του 38,9, ενώ στο δυτικό της τμήμα παρουσιάζει τιμές ελαφρώς χαμηλότερες. Και εδώ κάτω από τα 700 μέτρα βάθους δεν παρουσιάζονται μεγάλες μεταβολές στις τιμές της. Στην ίδια τομή, οι ελάχιστες τιμές της εμφανίζονται σε βάθος 50-100 μέτρων ($<38,5$). Και σε αυτή την τομή, όπως και στην προηγούμενη καθώς και στις επόμενες, οι προηγούμενες μέγιστες και ελάχιστες τιμές είναι ενδείξεις της παρουσίας των LIW και AW αντίστοιχα.

Στην τομή των σταθμών 13-19 ομοίως με προηγούμενα οι μέγιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται στους ανατολικούς σταθμούς (στ. 18 και 19) και σε βάθη 100 έως 200 μέτρα ($>38,95$), ενώ στην πορεία κατά μήκος της τομής προς τα δυτικά οι μέγιστες τιμές της εμφανίζονται σε μεγαλύτερο βάθος, φτάνοντας να εμφανίζονται στον σταθμό 13 στα 200-350 μέτρα ($>38,9$). Στην περιοχή του σταθμού 15 οι τιμές της αλατότητας είναι μικρότερες από αυτές των υπολοίπων σταθμών για τα ίδια βάθη, κυρίως στα πρώτα 100 ($\sim 38,45$) και κάτω από τα 300 μέτρα βάθους, που η κατανομή της αλατότητας υποδηλώνει κυκλωνική κυκλοφορία.

Στην τομή των σταθμών 20-24, οι μέγιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται ξανά στο ανατολικό της τμήμα, και συγκεκριμένα στην περιοχή των σταθμών 23 και 24, σε βάθη από 100 έως περίπου 400 μέτρα (>38,9), καθώς και στο δυτικό της τμήμα, στην περιοχή του σταθμού 20 σε βάθη από 250 έως 400 μέτρα (>38,9). Η τάση εμφάνισης μεγαλύτερων τιμών αλατότητας στα ανατολικά από ότι στα δυτικά παραμένει και στην συγκεκριμένη τομή. Οι ελάχιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται στην περιοχή του σταθμού 21 σε βάθος ~100 μέτρων (<38,65).

Στην τομή των σταθμών 25-30 οι μέγιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται στο κεντρικό και ανατολικό της τμήμα (περιοχή σταθμών 27-29) και σε βάθη 100 έως 300 μέτρα (>38,9), ενώ ιδιαίτερα στην περιοχή του σταθμού 29 διατηρούνται σε όλο το βάθος της εξεταζόμενης στήλης νερού. Στους υπόλοιπους σταθμούς της τομής, οι τιμές της αλατότητας μειώνονται με το βάθος σε αντιστοιχία με τις προηγούμενες τομές. Οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται στην περιοχή των σταθμών 25-28 και σε βάθος 50-100 μέτρων (<38,7).

Στην τομή των σταθμών 31-36 η εικόνα είναι αντίστοιχη με αυτή της προηγούμενης τομής, με τις μέγιστες τιμές της αλατότητας να εμφανίζονται σε όλο το μήκος της τομής σε βάθη από 200 έως 350 μέτρα περίπου. Στον σταθμό 35 έχουμε φαινόμενο αντίστοιχο του σταθμού 29 στην προηγούμενη τομή, με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται και σε μεγάλα βάθη (έως και 650 μέτρα), κάτι που δείχνει σαφώς τον επηρεασμό της πορείας του LIW προς βορρά από το μόνιμο κυκλοφορικό σύστημα του «Πέλοπα». Οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται για άλλη μια φορά στο δυτικό τμήμα της τομής (σταθμός 32).

Στην τομή των σταθμών 37-40 οι μέγιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται στο μεν ανατολικό τμήμα σε βάθη 200-350 μέτρων (>38,9), στο δε δυτικό σε βάθη 300-350 μέτρων (>38,85), ενώ οι ελάχιστες τιμές της εμφανίζονται στο δυτικό τμήμα της τομής και σε βάθη 50-100 μέτρων (<38,35).

Στην τομή των σταθμών 41-44, οι μέγιστες τιμές εμφανίζονται στο ανατολικό τμήμα της τομής (σταθμοί 43-44) και σε βάθη από 100 έως και 500 μέτρα, με ιδιαίτερα έντονη παρουσία στον σταθμό 43 σε βάθη 200-300 μέτρα (>38,85). Στους δυτικούς σταθμούς της τομής, στα ίδια βάθη εμφανίζονται χαμηλότερες τιμές. Οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται σε βάθος 50-100 μέτρων.

Στην τομή των σταθμών 45-46 οι μέγιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται στην περιοχή του σταθμού 46 σε βάθη από 75 έως και 200 μέτρα

(>38,8), ενώ στην περιοχή του σταθμού 45 είναι σημαντικά χαμηλότερες, ειδικά στα πρώτα 80 μέτρα, όπου παρατηρούνται και οι ελάχιστες τιμές της αλατότητας για την συγκεκριμένη τομή.

Στην τομή των σταθμών 47-48 οι μέγιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται στην περιοχή του σταθμού 48 και σε βάθη 250-300 μέτρων (>38,8), ενώ σχετικά υψηλές τιμές εμφανίζονται σε όλο το μήκος της τομής σε βάθη 200-500 μέτρα. Επίσης δεν παρατηρούνται διαφορές στις περιοχές των δύο σταθμών για τα αντίστοιχα βάθη.

Στην τομή των σταθμών 49-52 οι μέγιστες τιμές της αλατότητας εμφανίζονται στο ανατολικό τμήμα της τομής (περιοχή σταθμών 51-52) και σε βάθη από περίπου 100 έως και τα 600 μέτρα, με τον πυρήνα να βρίσκεται στην περιοχή του σταθμού 52 σε βάθη 300-600 μέτρα. Οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται, και εδώ, σε βάθος περίπου 75 μέτρων, παρουσιάζοντας ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές στο δυτικό τμήμα της τομής (<38,6).

Τέλος, στην τομή των σταθμών 53-54 οι μέγιστες τιμές της αλατότητας (>38,8), συναντώνται ξανά στο ανατολικό τμήμα της τομής και σε βάθη 250-520 μέτρων, ενώ στα δυτικά εμφανίζονται σε βάθη 300-400 μέτρων.

Στην παράκτια τομή της αλατότητας τα κυριότερα χαρακτηριστικά που παρατηρούνται είναι μια σταδιακή μείωση των μέγιστων τιμών στην πορεία από νότο προς βορρά, που από τιμές της τάξης του 38,95 στην περιοχή των σταθμών 11 και 18 φτάνουμε σε τιμές της τάξης του 38,75 στον σταθμό 57. Βλέπουμε ακόμη μια έντονη καταβύθιση των ισοαλατικών στην περιοχή των σταθμών 23-29-35, με το κέντρο της στον σταθμό 29. Ένα ακόμη σημαντικό στοιχείο είναι η καταβύθιση των μέγιστων τιμών στην πορεία προς βορρά, οι οποίες από το βάθος των 100-150 μέτρων που εμφανίζονται στο νότιο τμήμα της τομής, φτάνουν στο βόρειο τμήμα της σε βάθη 200-350 μέτρων.

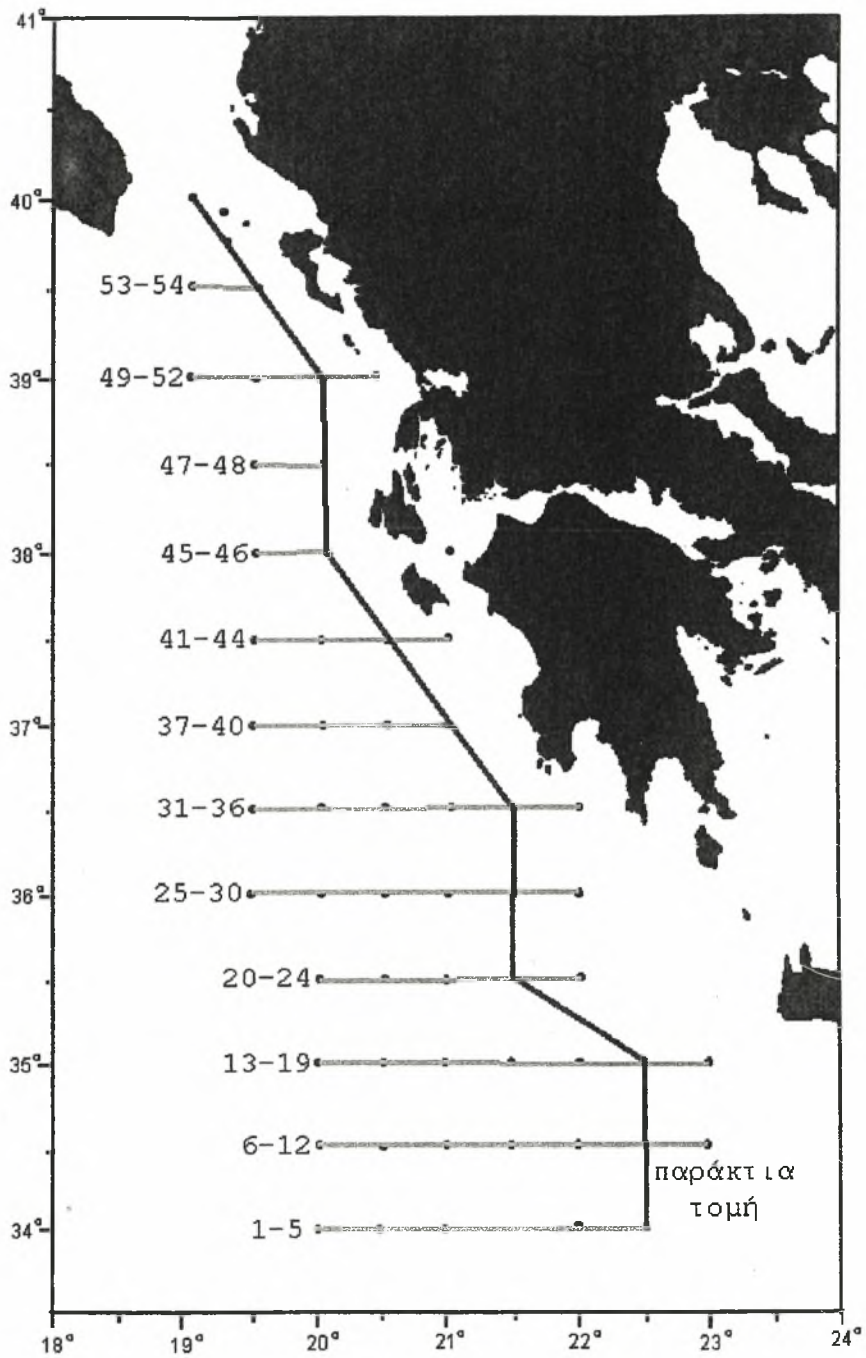
Θερμοκρασία

Σε όλες τις εγκάρσιες τομές της θερμοκρασίας είναι εμφανής η έντονη στρωμάτωση στα πρώτα 100 μέτρα. Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά που εμφανίζονται σε αυτές τις τομές είναι η καταβύθιση των ισοθέρμων στην τομή 25-30 και συγκεκριμένα στην περιοχή του σταθμού 29, με την ισόθερμη των 14°C από τα περίπου 650-700 μέτρα που παρατηρείται στους υπόλοιπους σταθμούς εδώ να φτάνει κάτω από τα 1000 μέτρα. Ακόμη, από την τομή 45-46 και προς βορρά, παρατηρούμε ότι στα δυτικά τμήματα των τομών έχουμε την εμφάνιση ψυχρότερων νερών απ' ότι στα ανατολικά για τα ίδια βάθη, μια

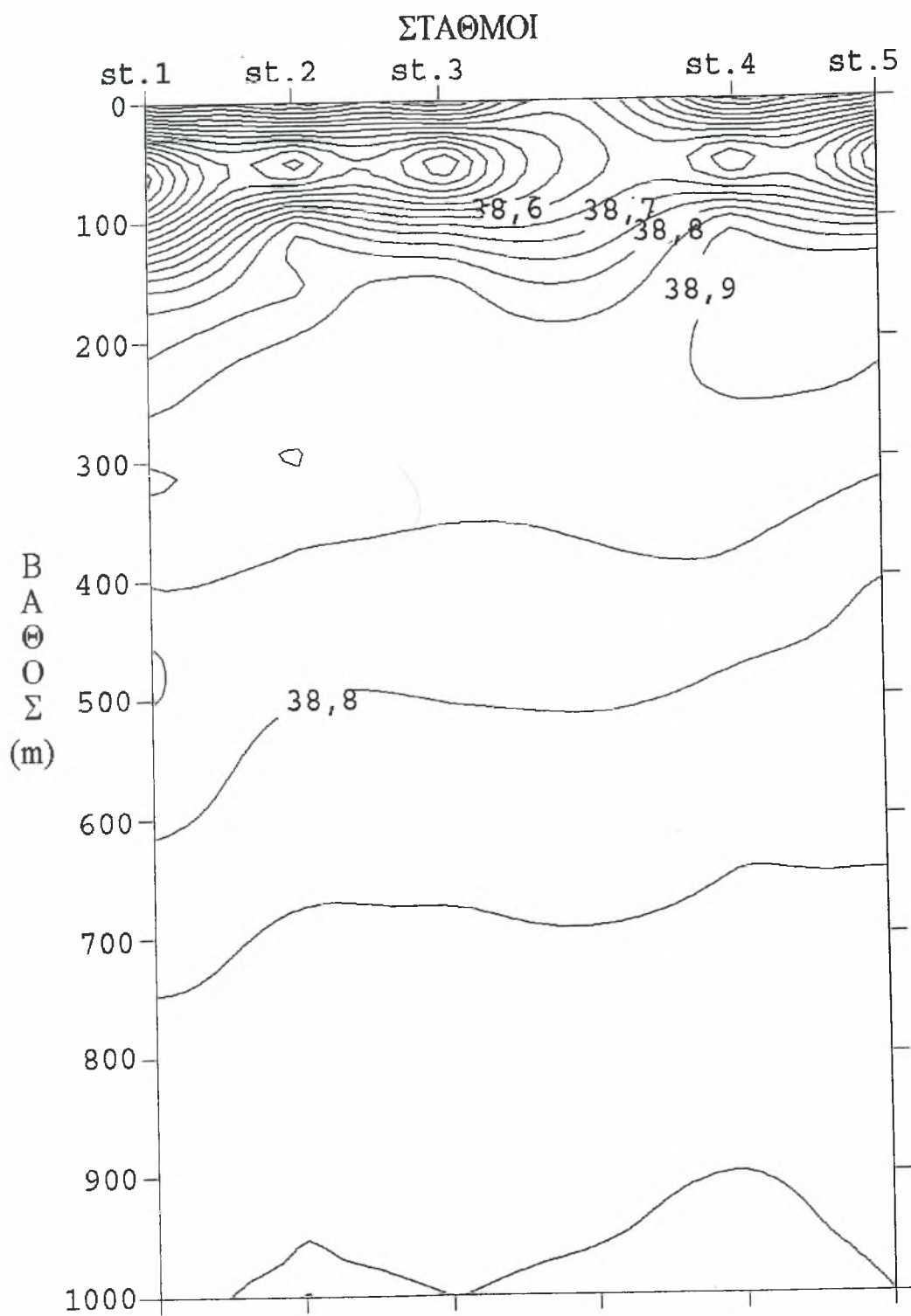
πιθανή ένδειξη για την έξοδο των ψυχρών νερών της Αδριατικής από το δυτικό της τμήμα. Τέλος, στην παράκτια τομή παρατηρούμε την έντονη στρωμάτωση σε όλους τους σταθμούς για τα πρώτα 100 μέτρα, την βύθιση των ισοθέρμων στην περιοχή του σταθμού 29, και την παρουσία γενικά ψυχρότερων νερών στο βόρειο τμήμα της τομής (π.χ. η ισόθερμη των 14°C στο νότιο τμήμα της τομής εμφανίζεται σε βάθη 400-500 μέτρων, ενώ στο βόρειο τμήμα της εμφανίζεται σε βάθος περίπου 200 μέτρων).

σθ

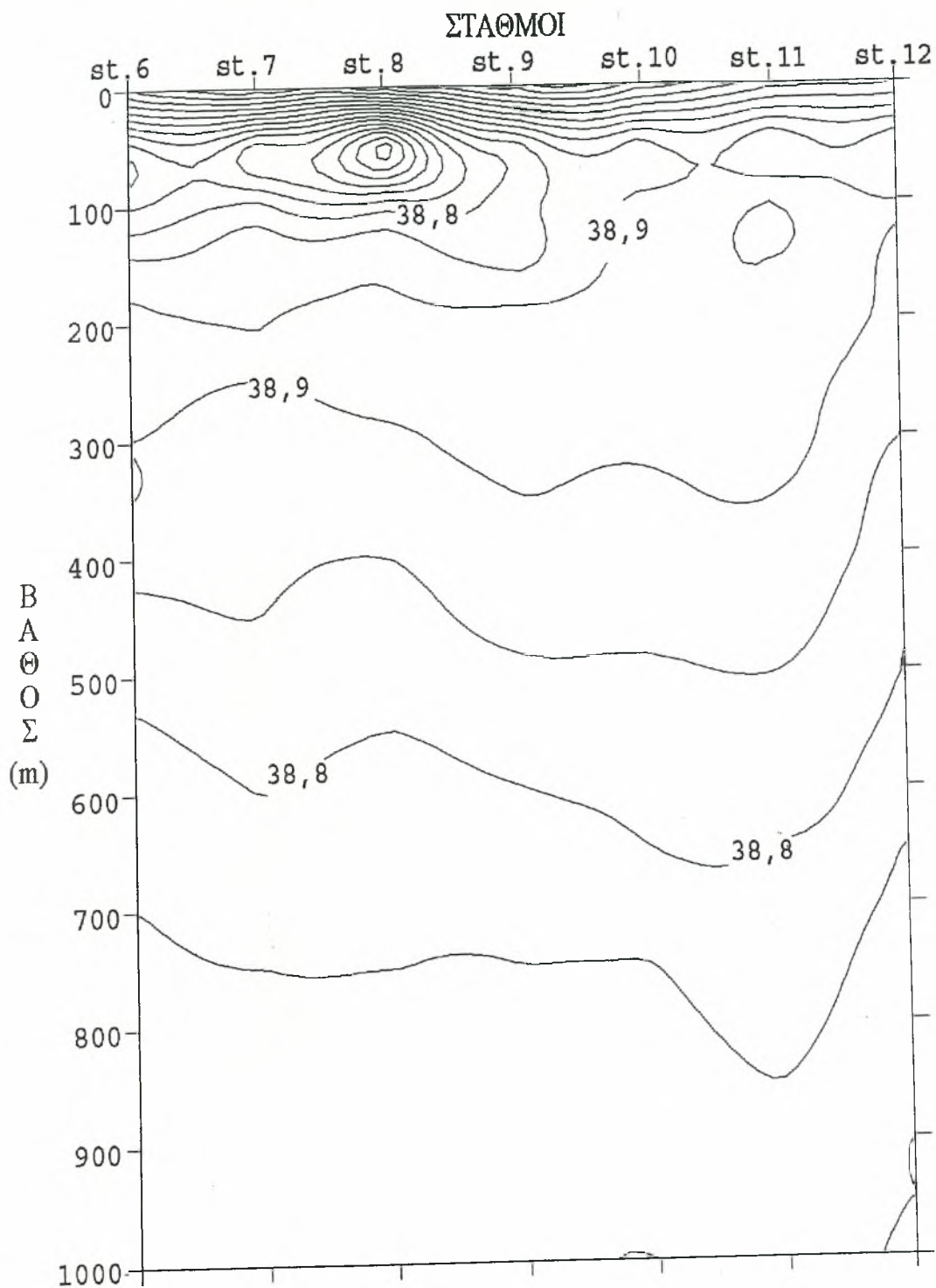
Και στις εγκάρσιες τομές της πυκνότητας το κύριο χαρακτηριστικό που παρατηρείται είναι η έντονη στρωμάτωση στα πρώτα 100 μέτρα της στήλης του νερού. Στις πρώτες τρεις τομές (1-5, 6-12, 13-19) παρατηρούμε ότι στο ανατολικό τους τμήμα και σε βάθη 200 έως 300 μέτρων εμφανίζονται πυκνότερα νερά, ένδειξη εισόδου του LIW στην περιοχή μελέτης. Στον σταθμό 29 βλέπουμε και εδώ την έντονη καταβύθιση των ισοπύκνων έως και 600 μέτρα (η ισόπυκνη των 29,1 από τα περίπου 200 μέτρα που παρατηρείται γενικότερα καταβυθίζεται στα 800 μέτρα). Τέλος, ένα ακόμη σημαντικό χαρακτηριστικό που παρατηρείται κυρίως στην παράκτια τομή είναι η ύπαρξη γενικά πυκνότερων νερών στο βόρειο τμήμα της τομής.



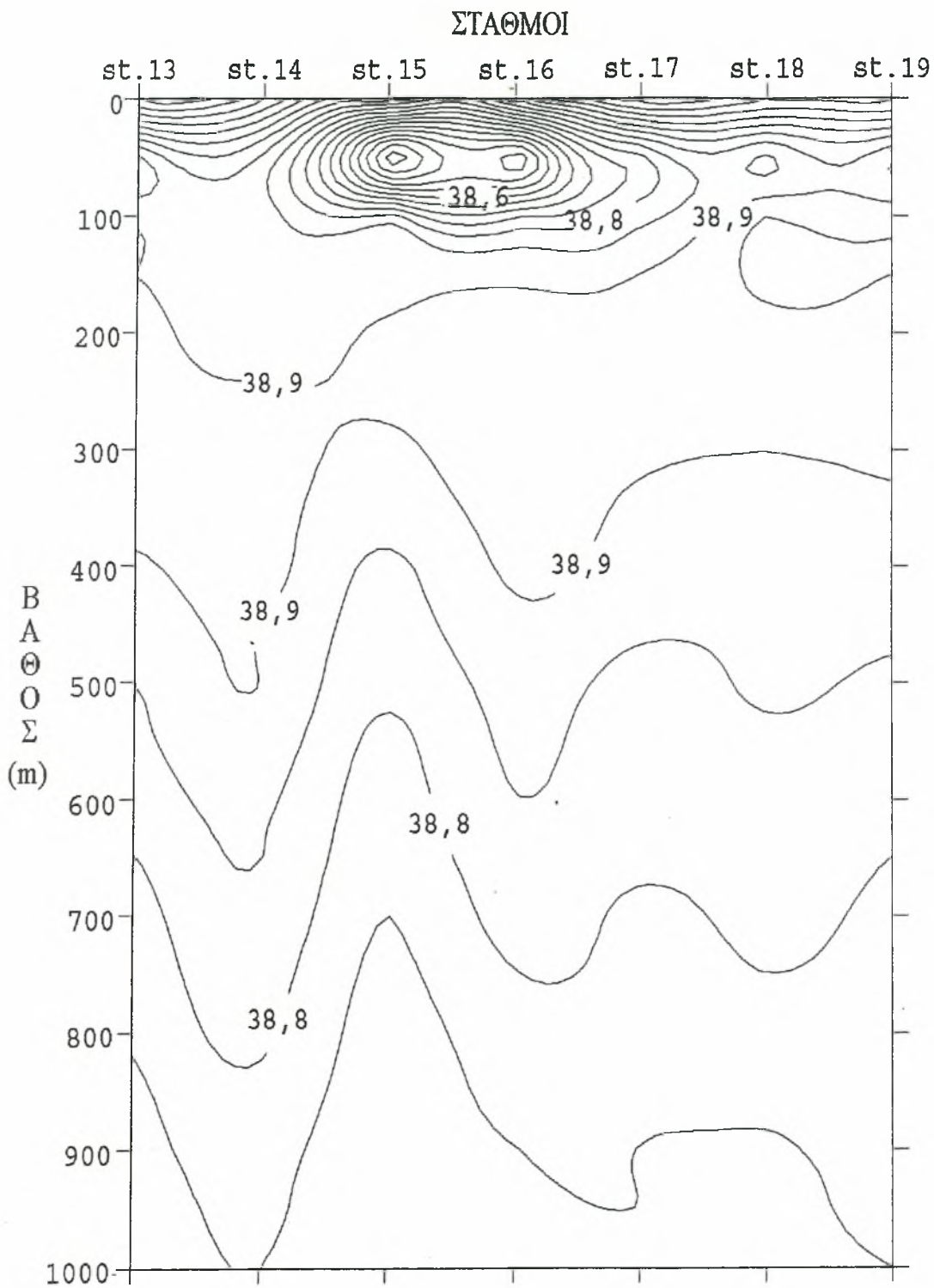
Εικ. 5.1.34. Χάρτης της περιοχής μελέτης που απεικονίζει τις εξεταζόμενες εγκάρσιες τομές.



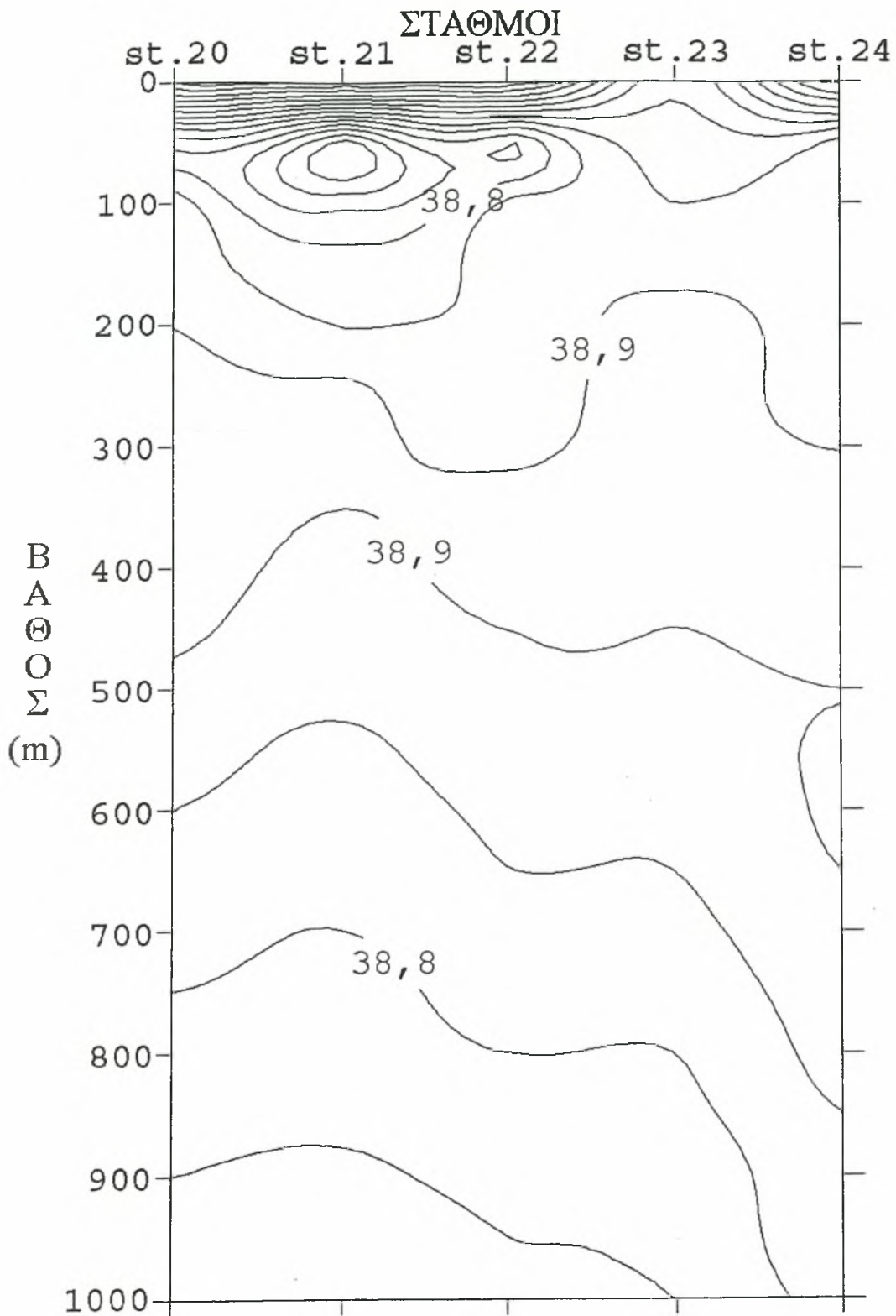
Εικ. 5.1.35. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 1-5.



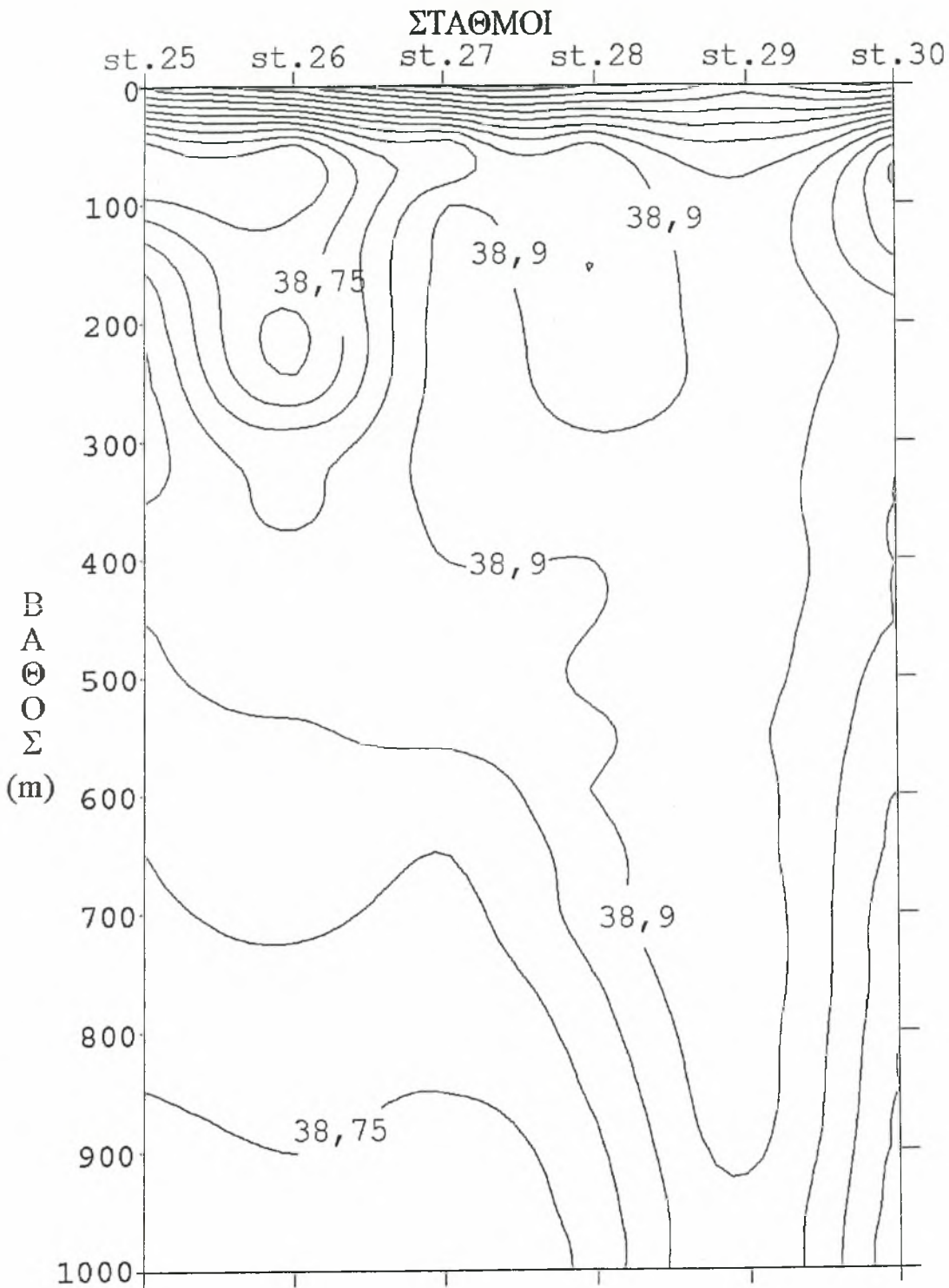
Εικ. 5.1.36. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 6-12.



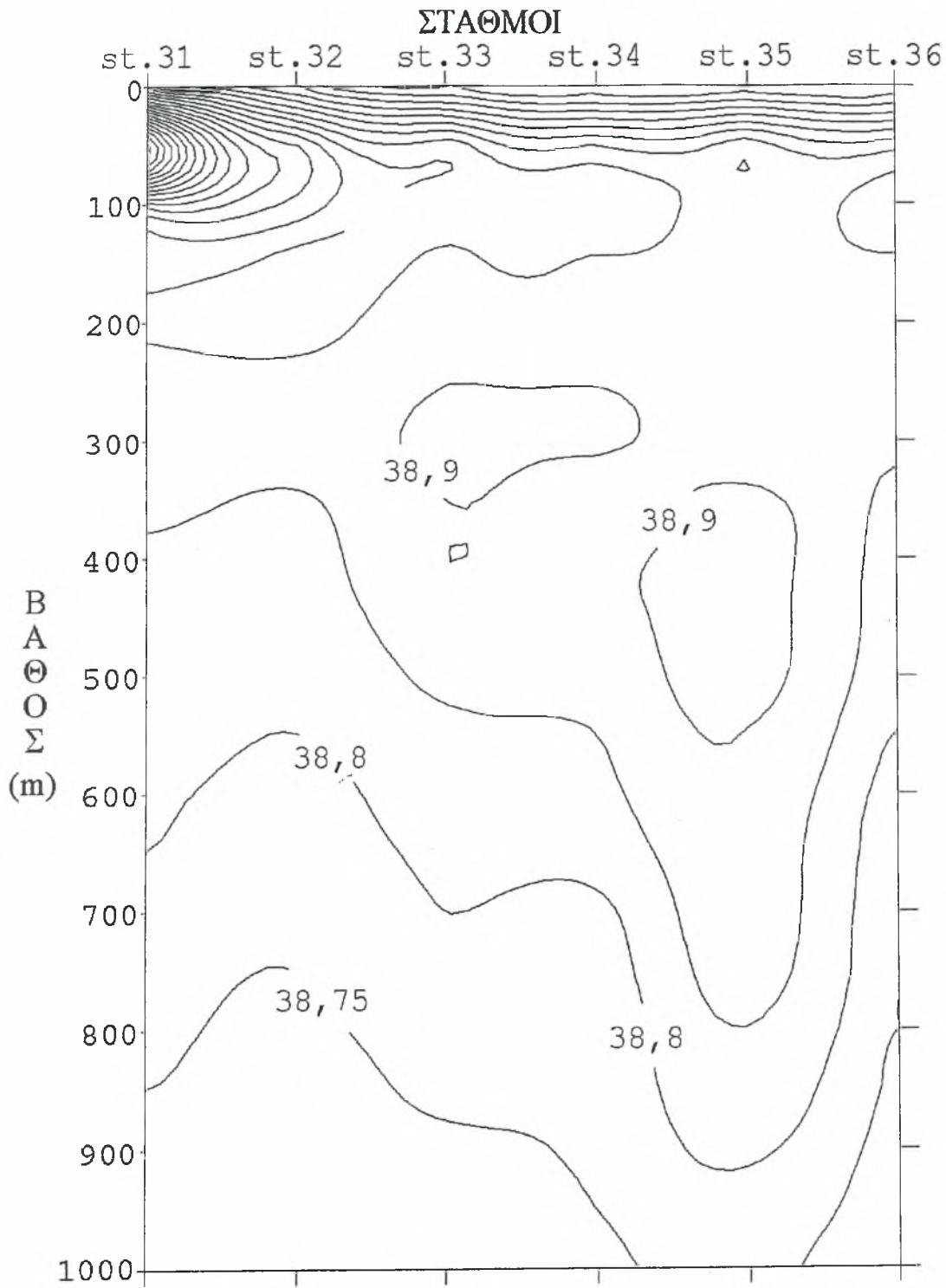
Εικ. 5.1.37. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 13-19.



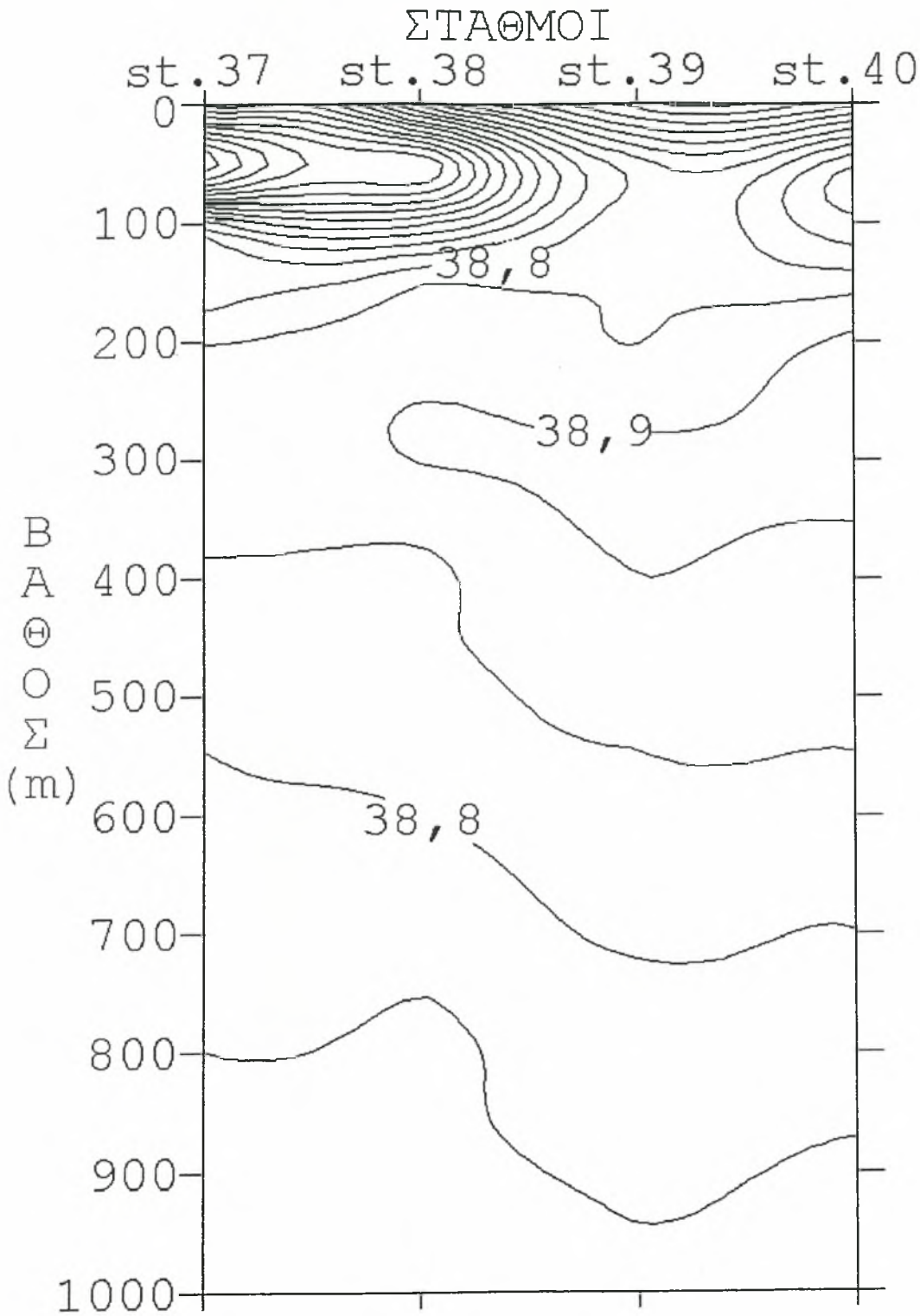
Εικ. 5.1.38. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 20-24.



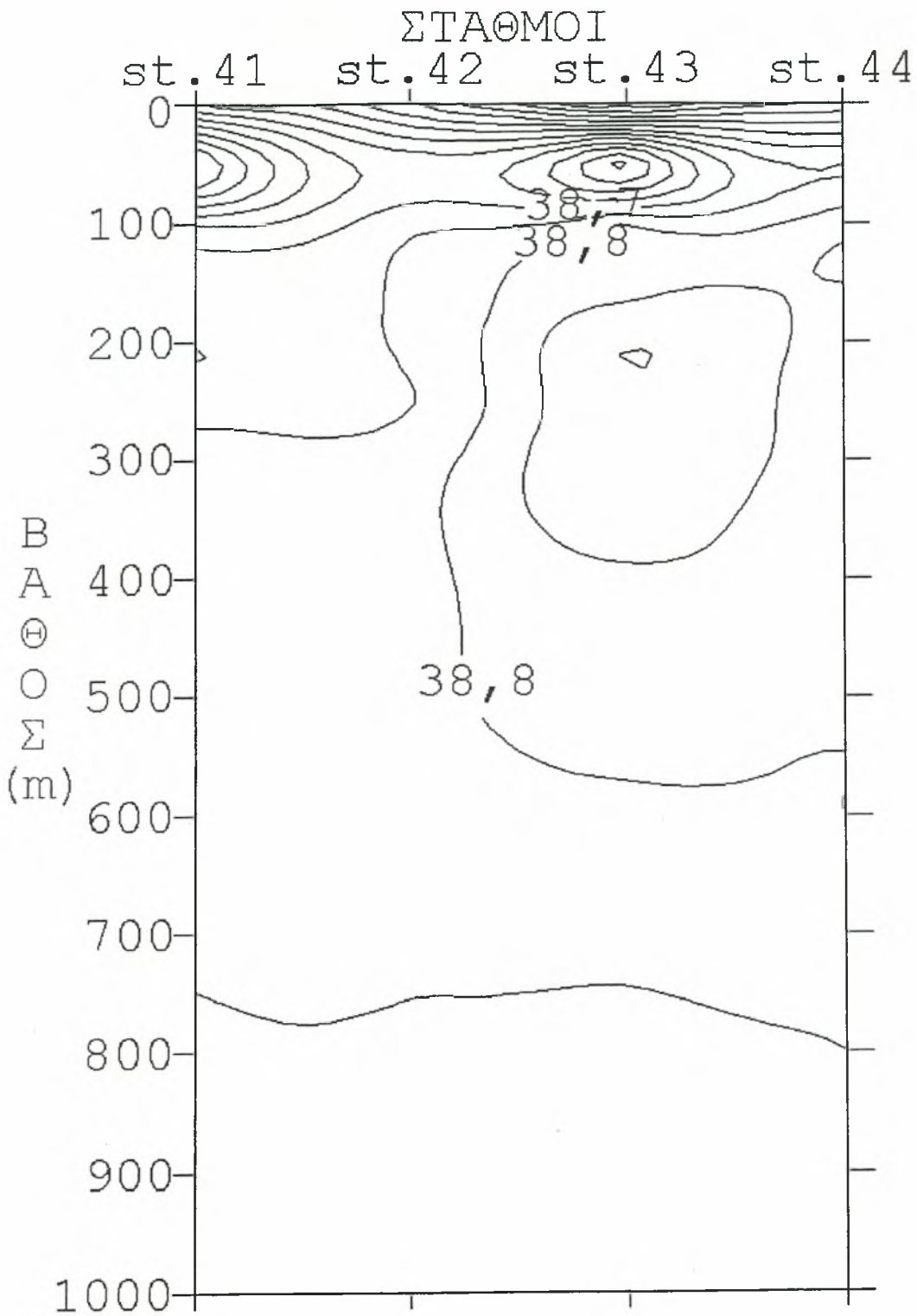
Εικ. 5.1.39. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 25-30.



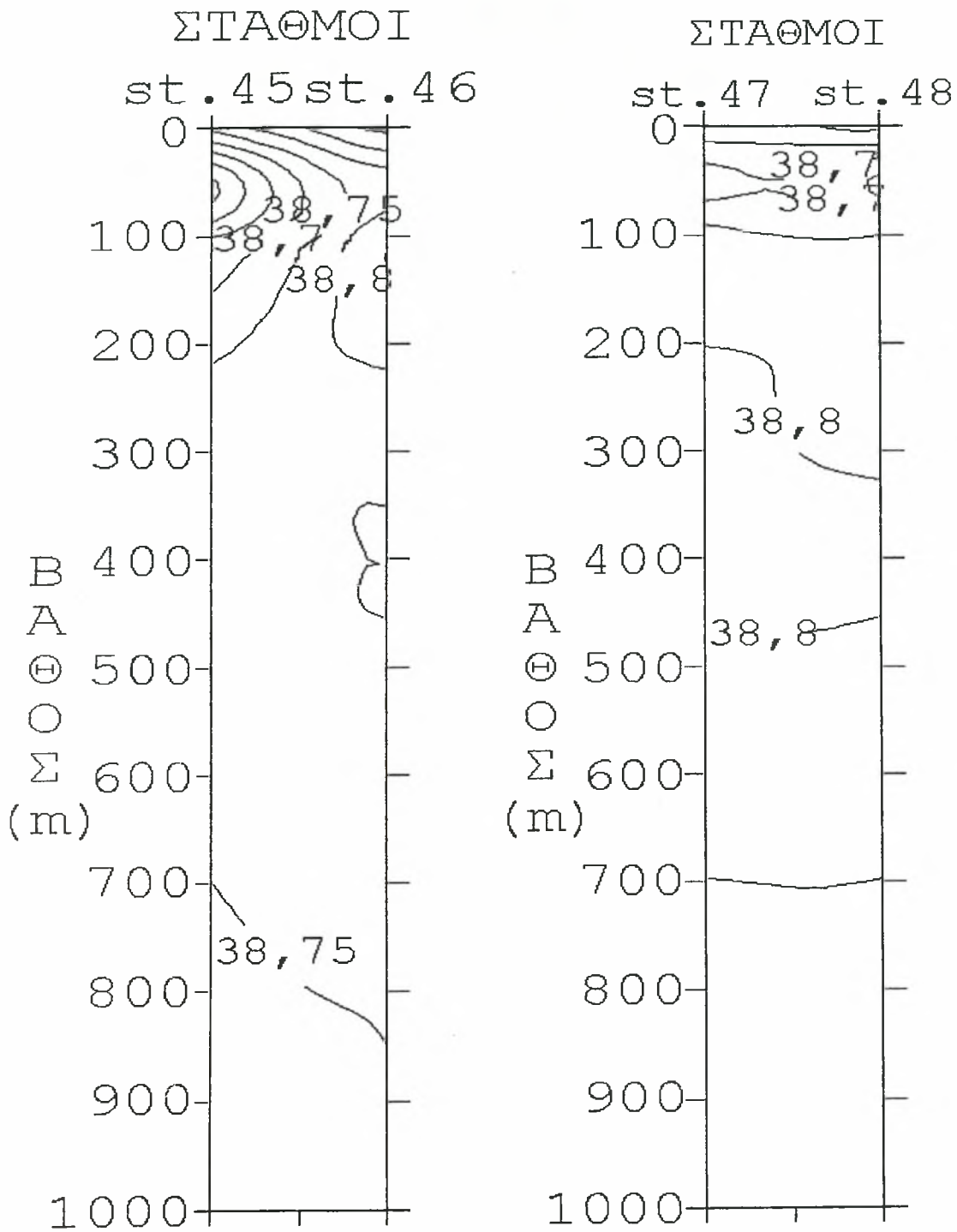
Εικ. 5.1.40. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 31-36.



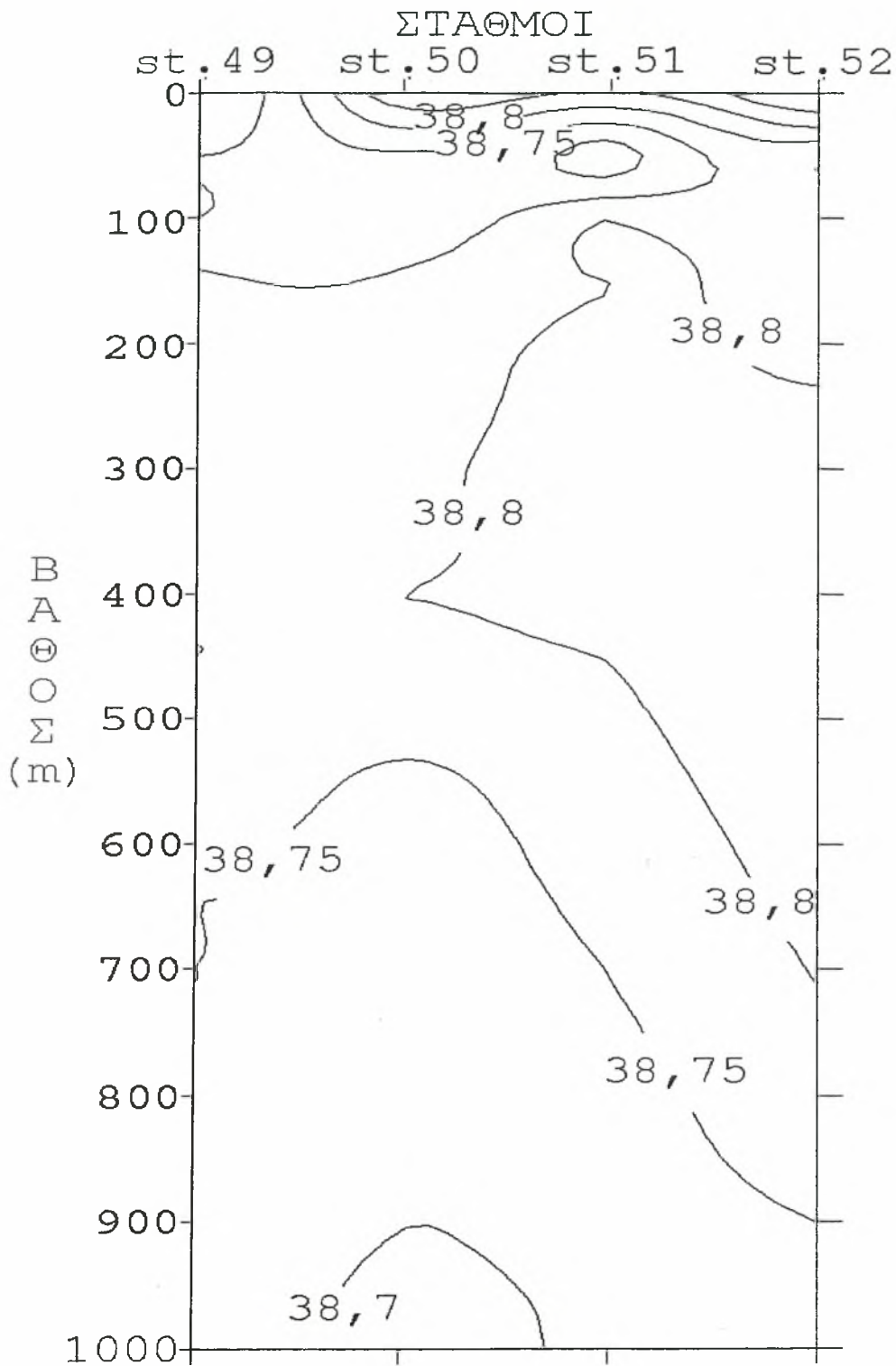
Εικ. 5.1.41. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 37-40. ✓



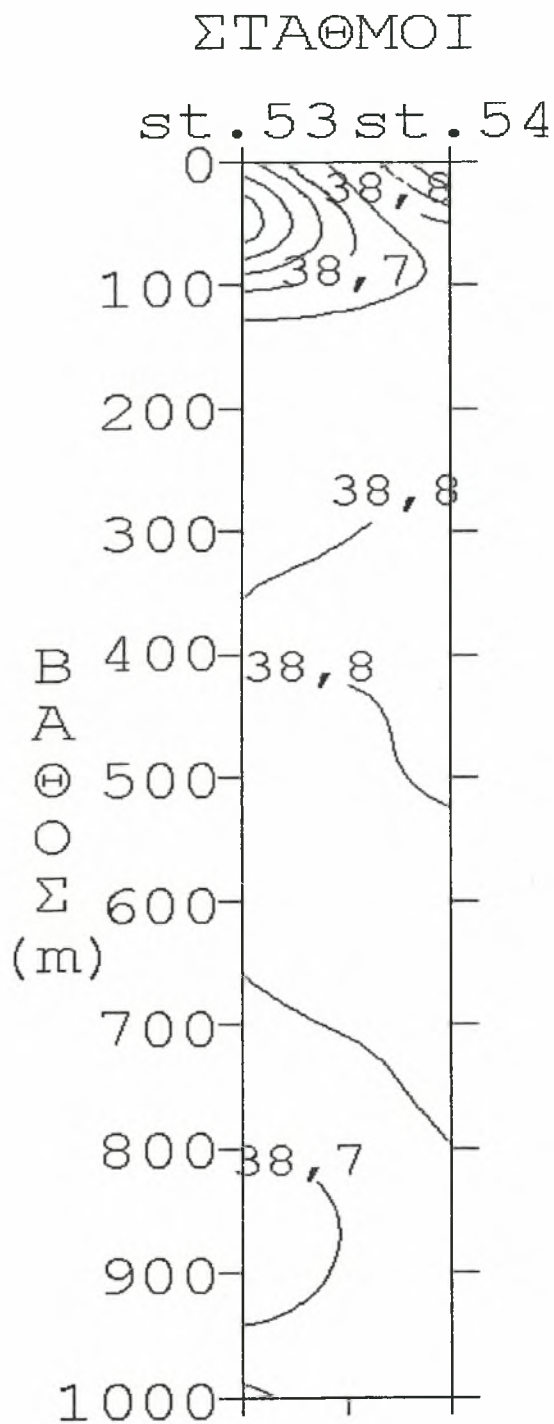
Εικ. 5.1.41. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 41-44.



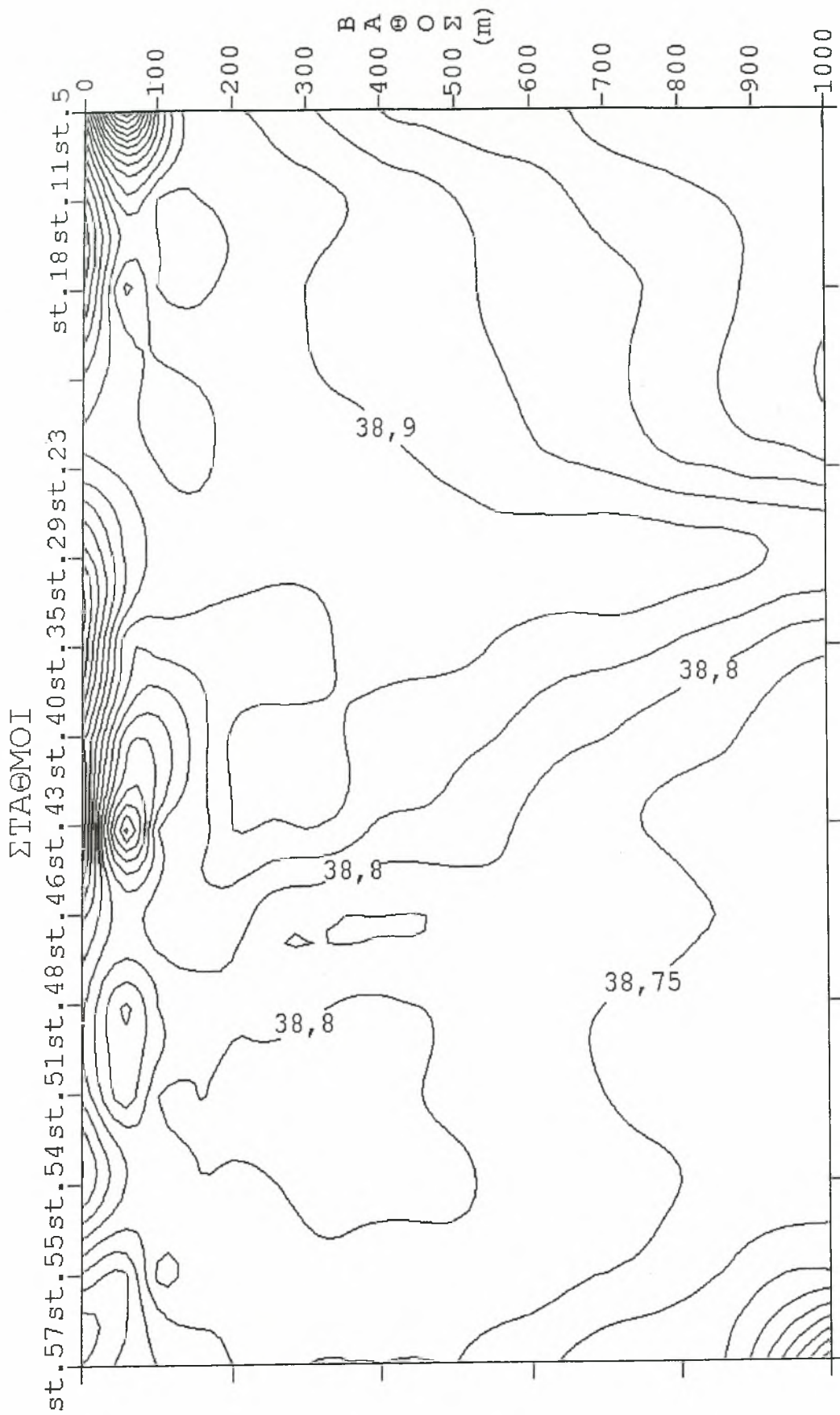
Εικ. 5.1.42. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 45-46, 47-48.



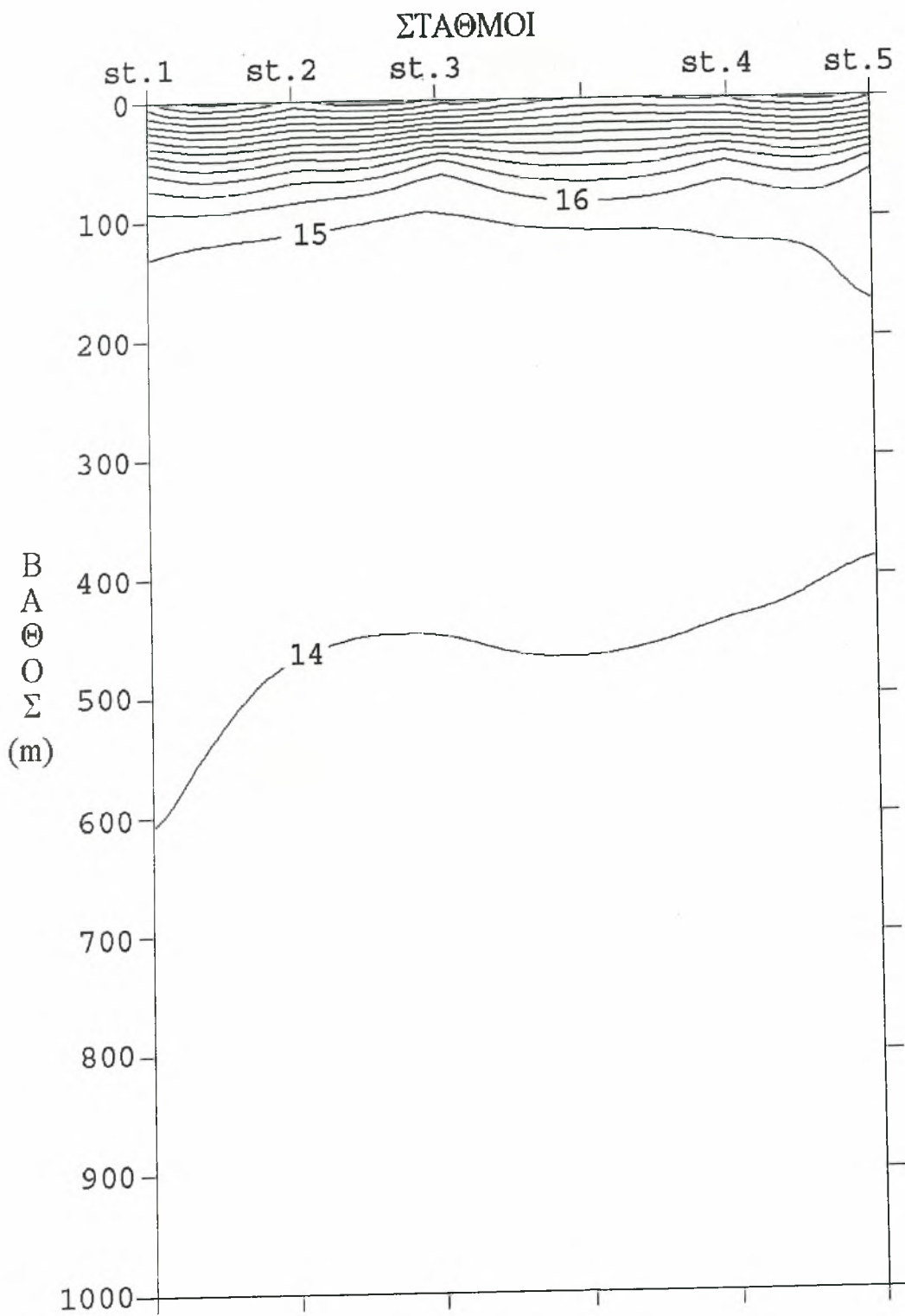
Εικ. 5.1.43. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 49-52.



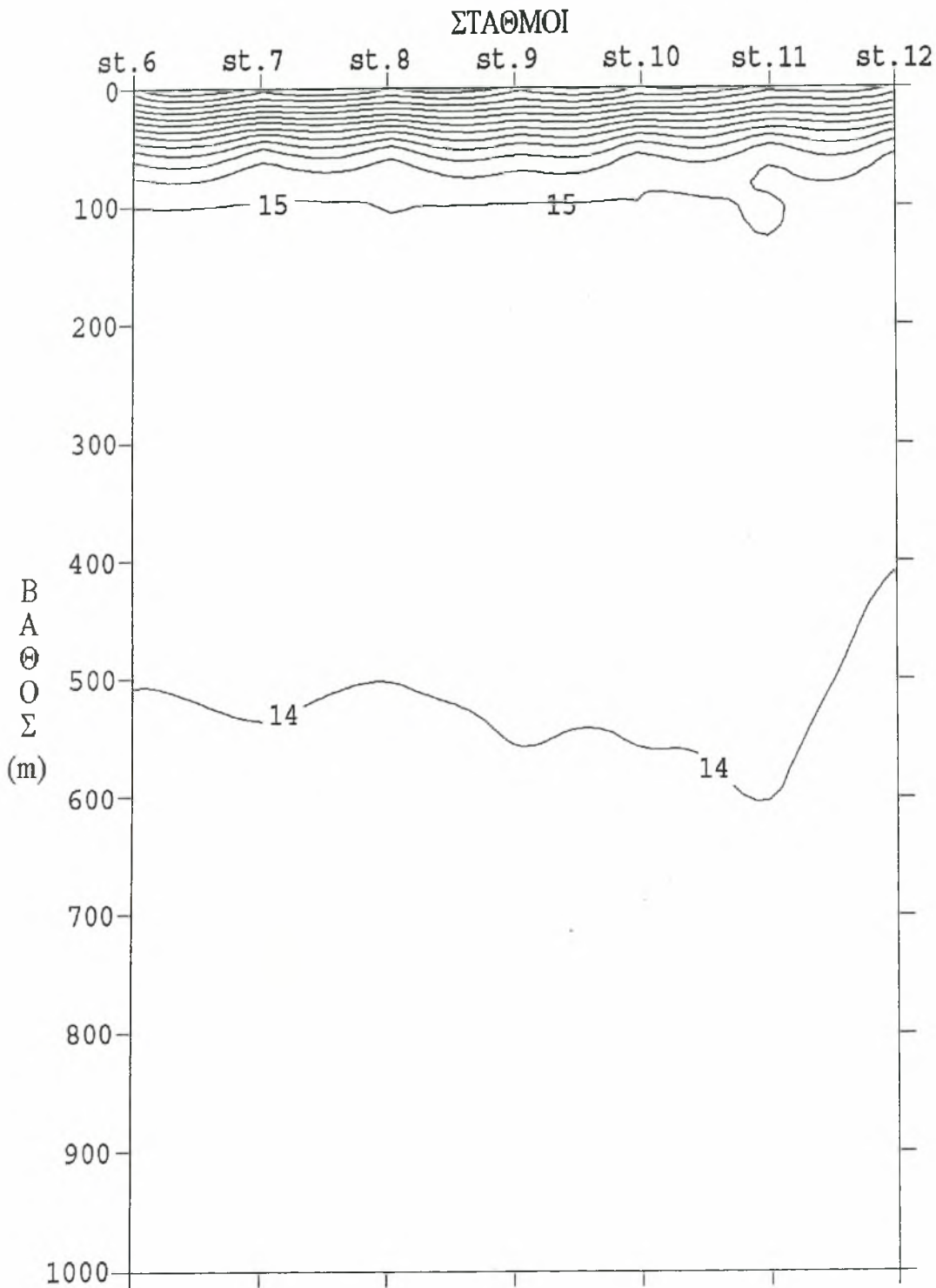
Εικ. 5.1.44. Εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 53-54.



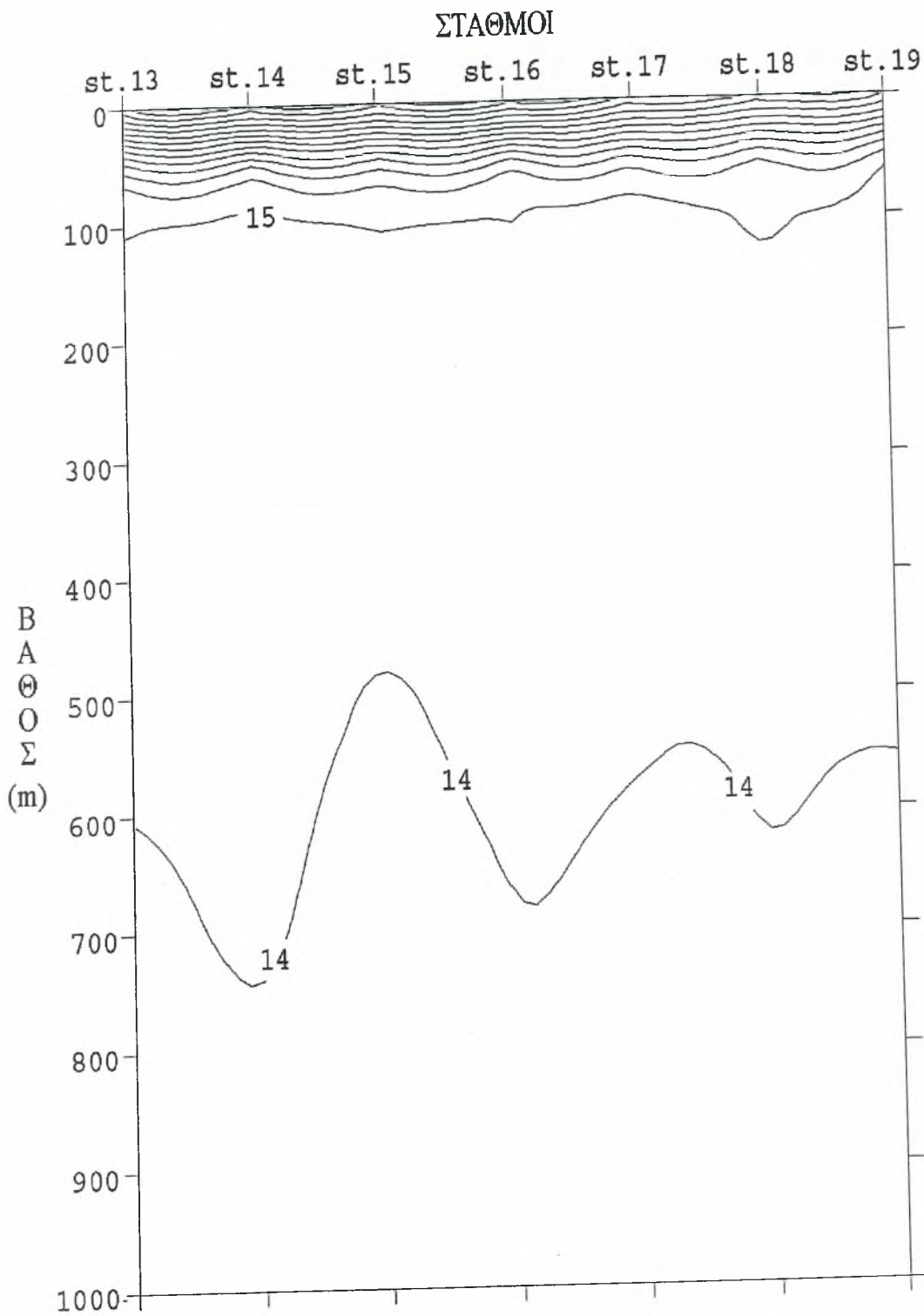
Εικ. 5.1.45. Παράκτια εγκάρσια τομή της αλατότητας.



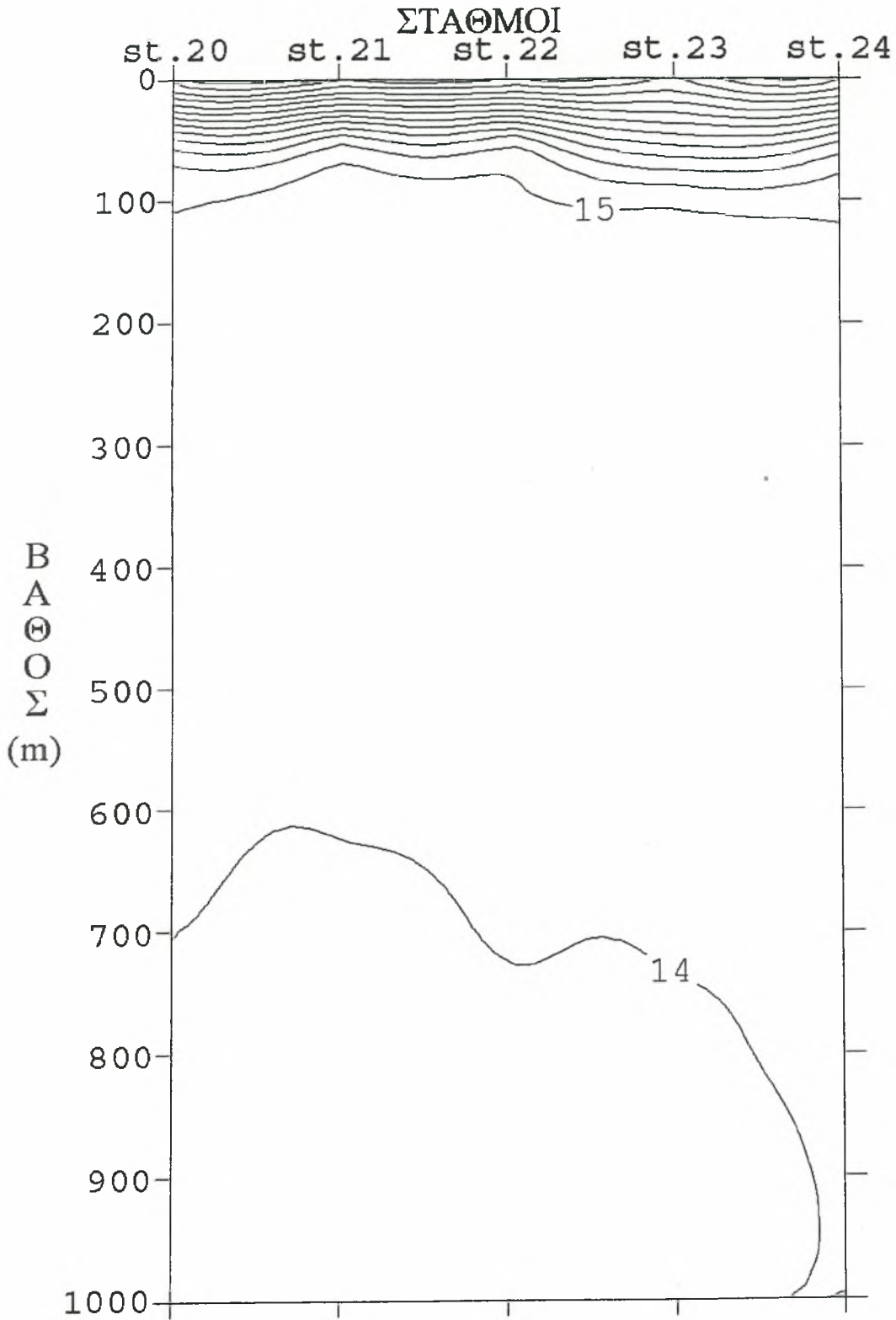
Εκ. 5.1.46. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 1-5.



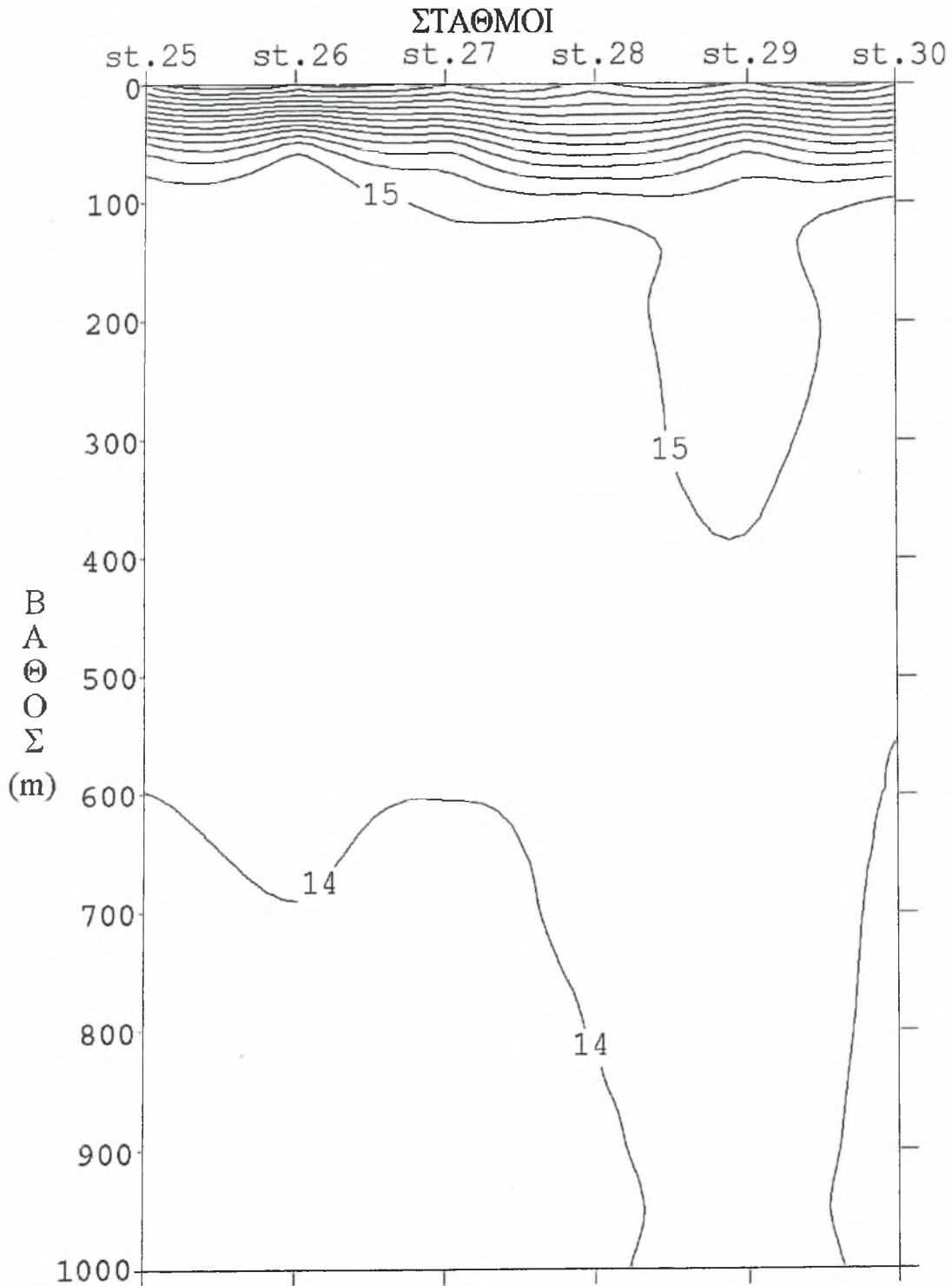
Εικ. 5.1.47. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 6-12.



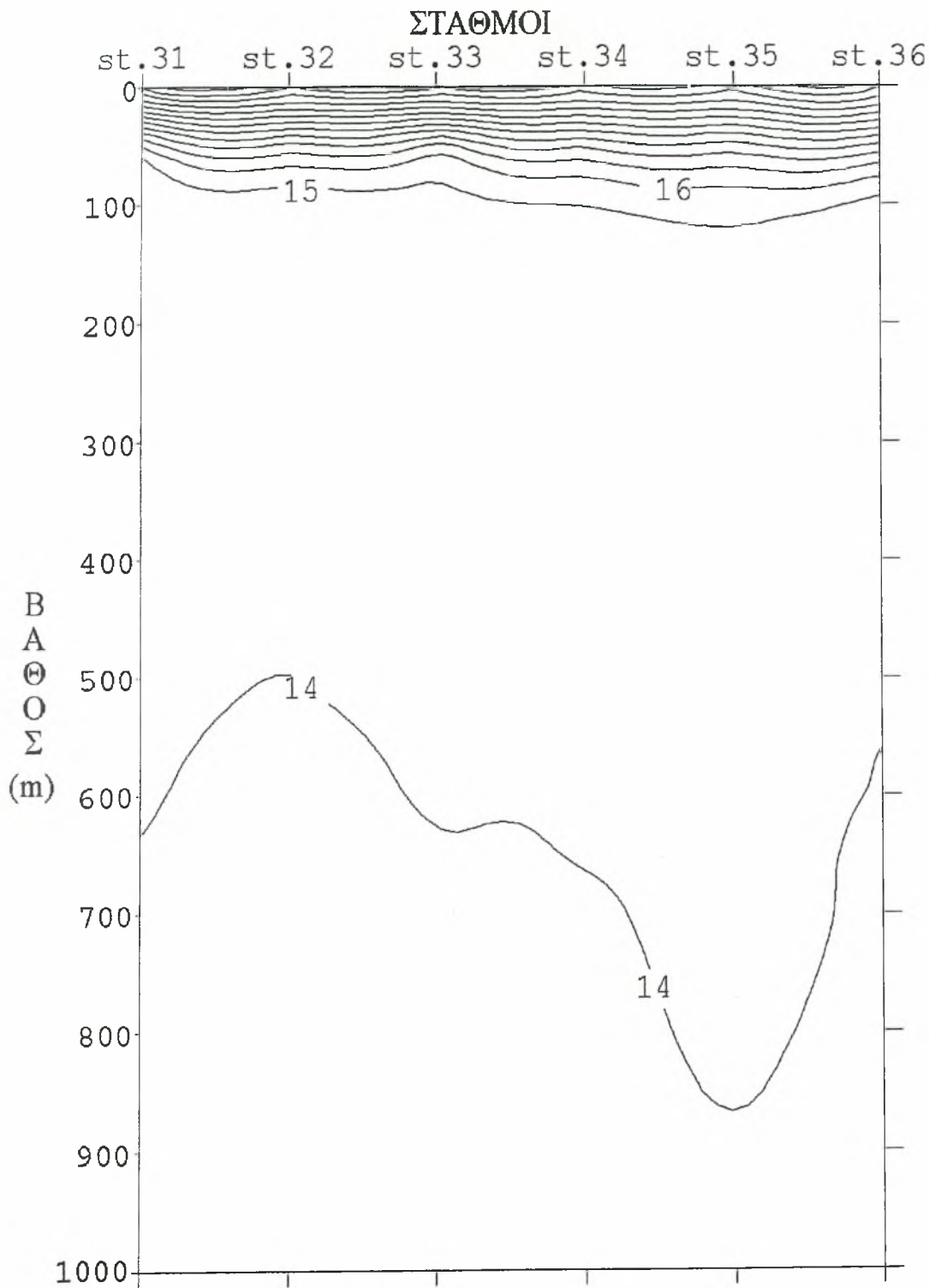
Εικ. 5.1.48. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 13-19.



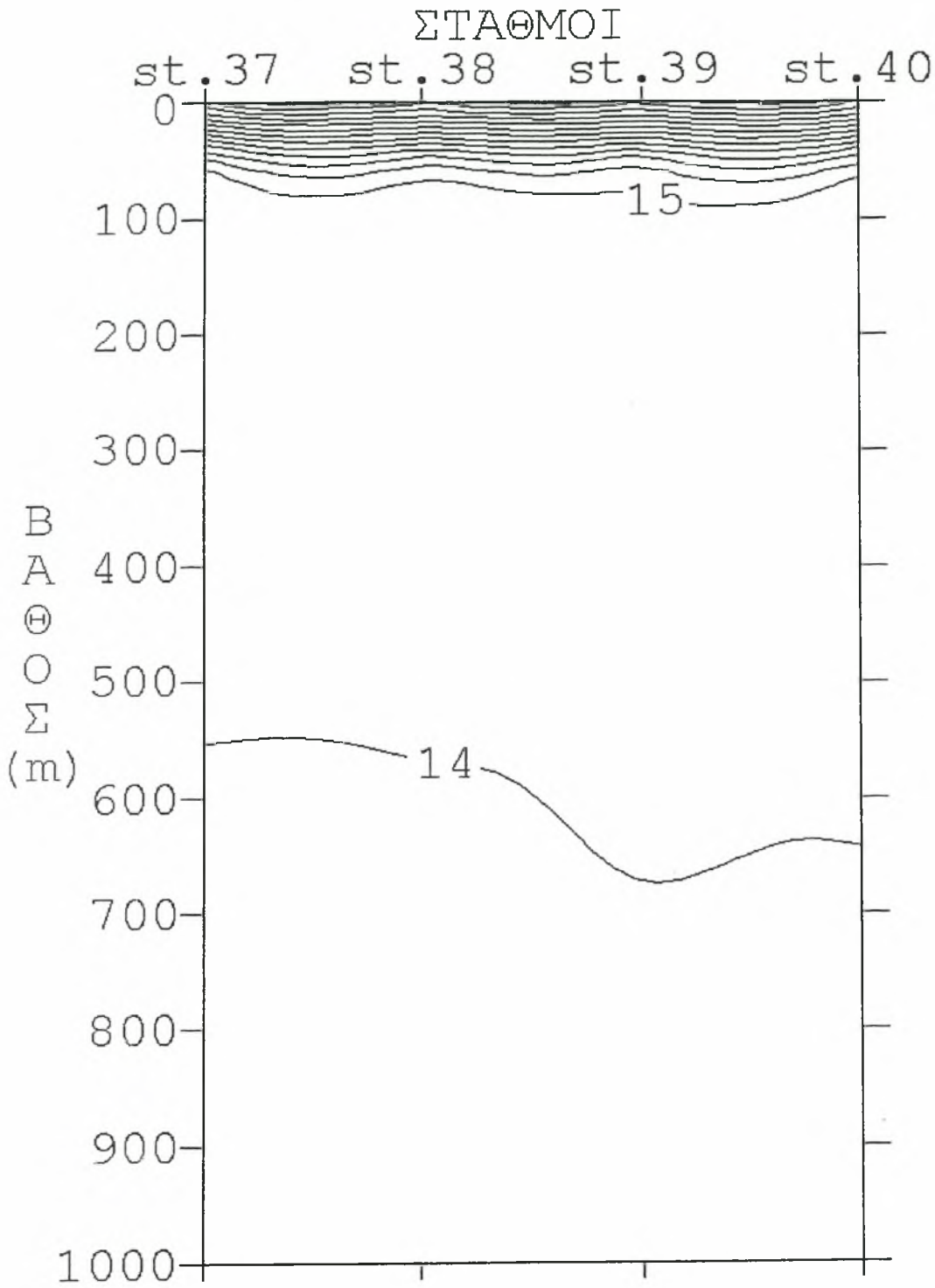
Εικ. 5.1.49. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 20-24.



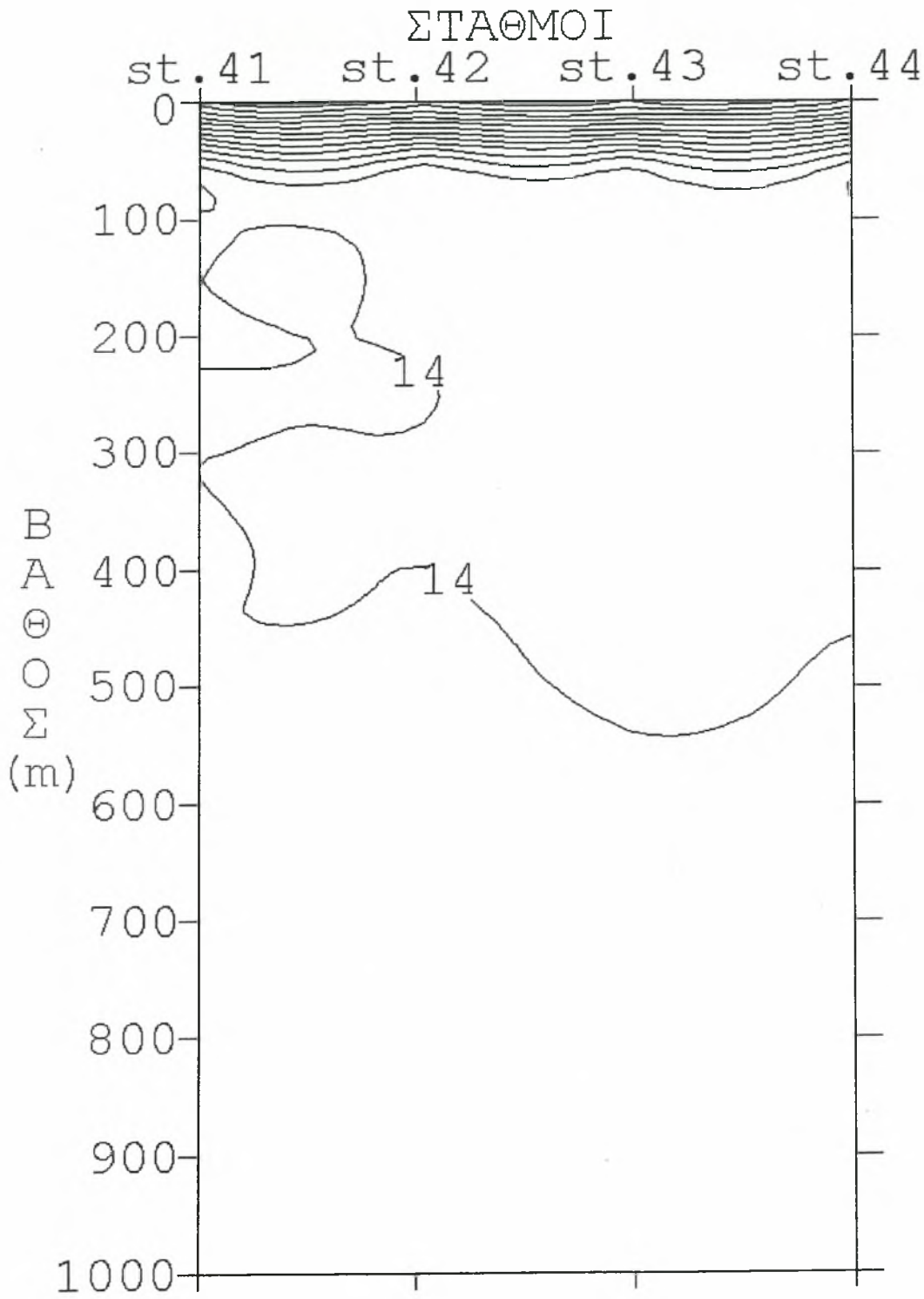
Εικ. 5.1.50. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 25-30.



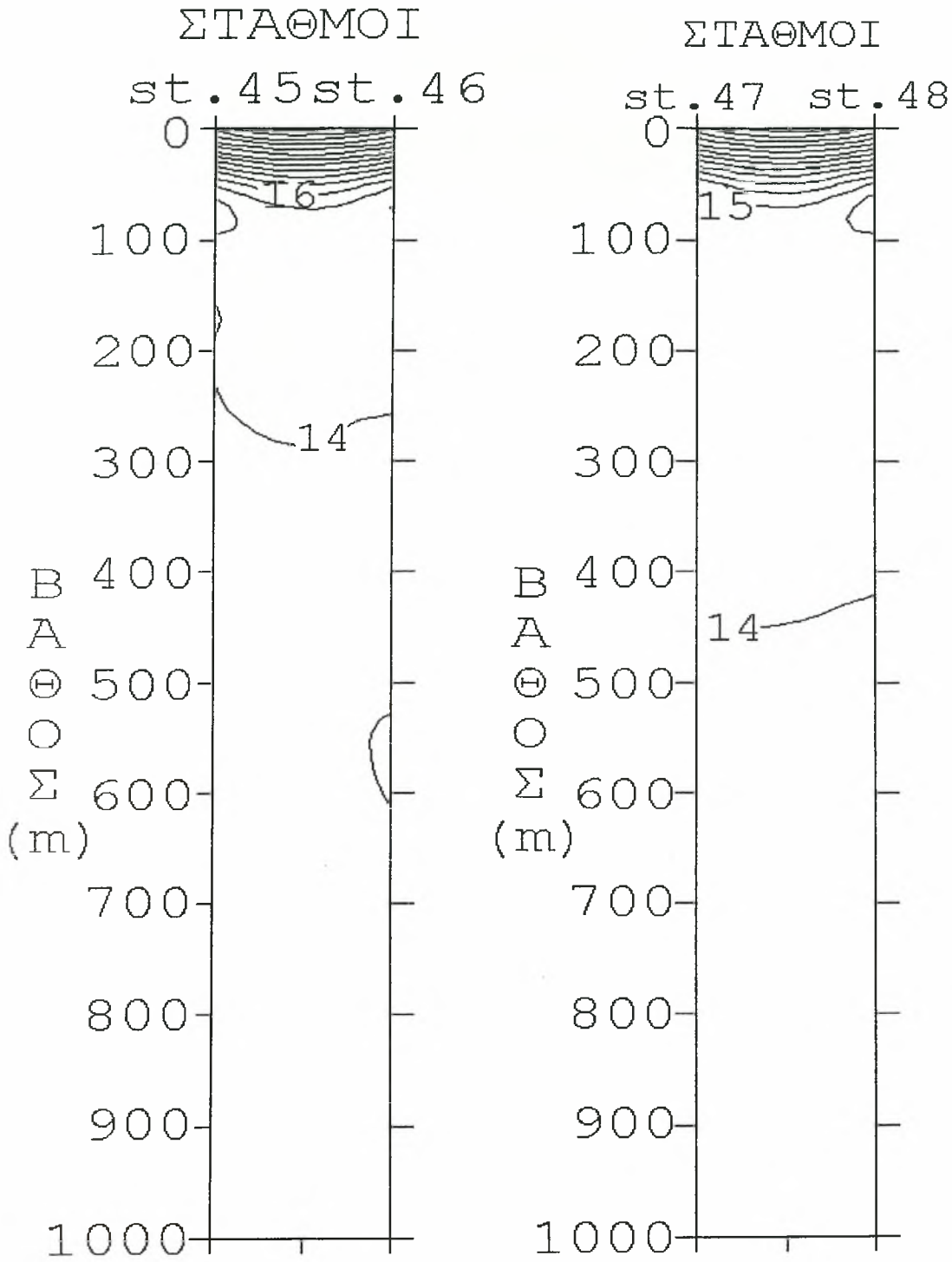
Εικ. 5.1.51. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 31-36.



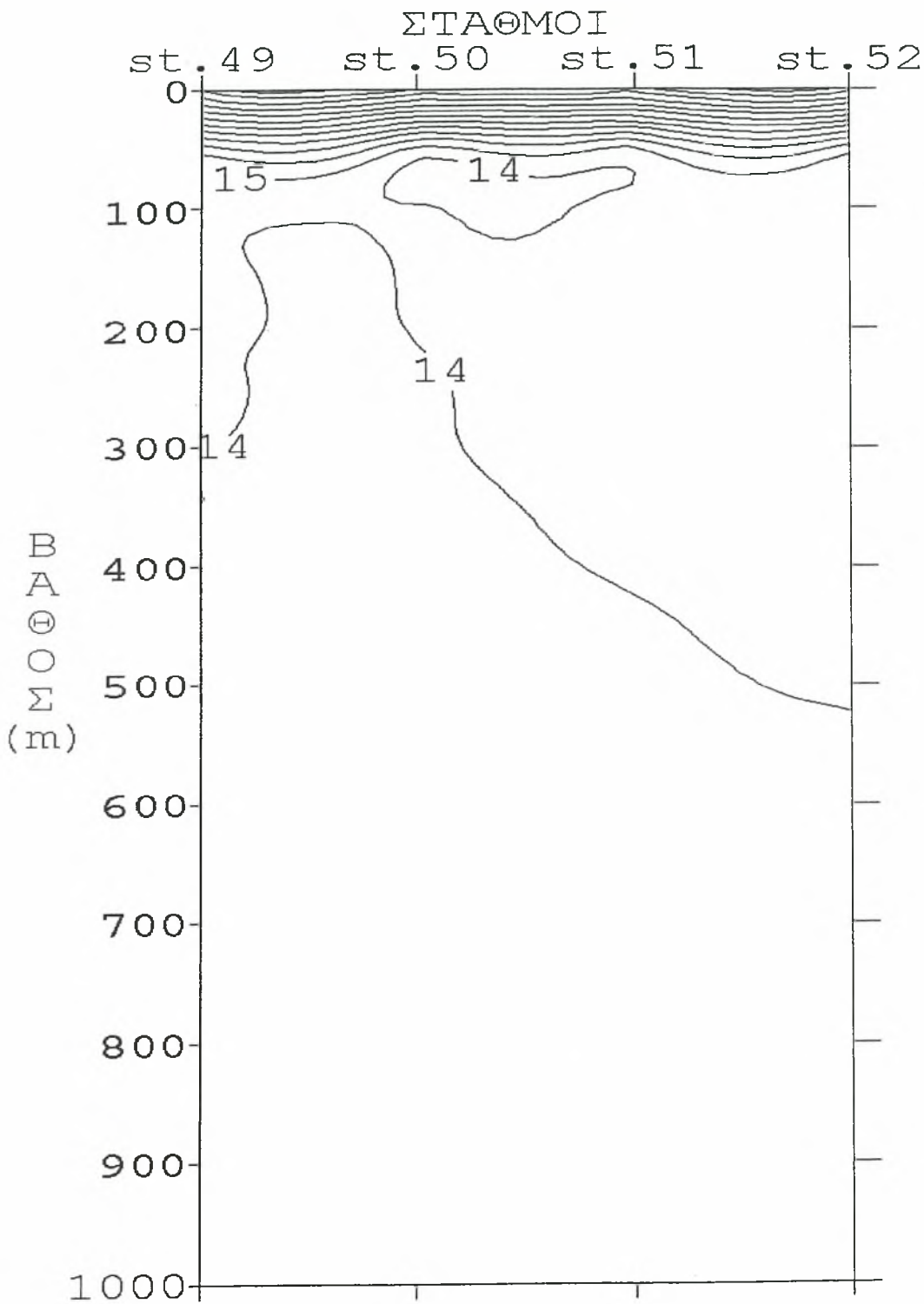
Εικ. 5.1.52. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 37-40.



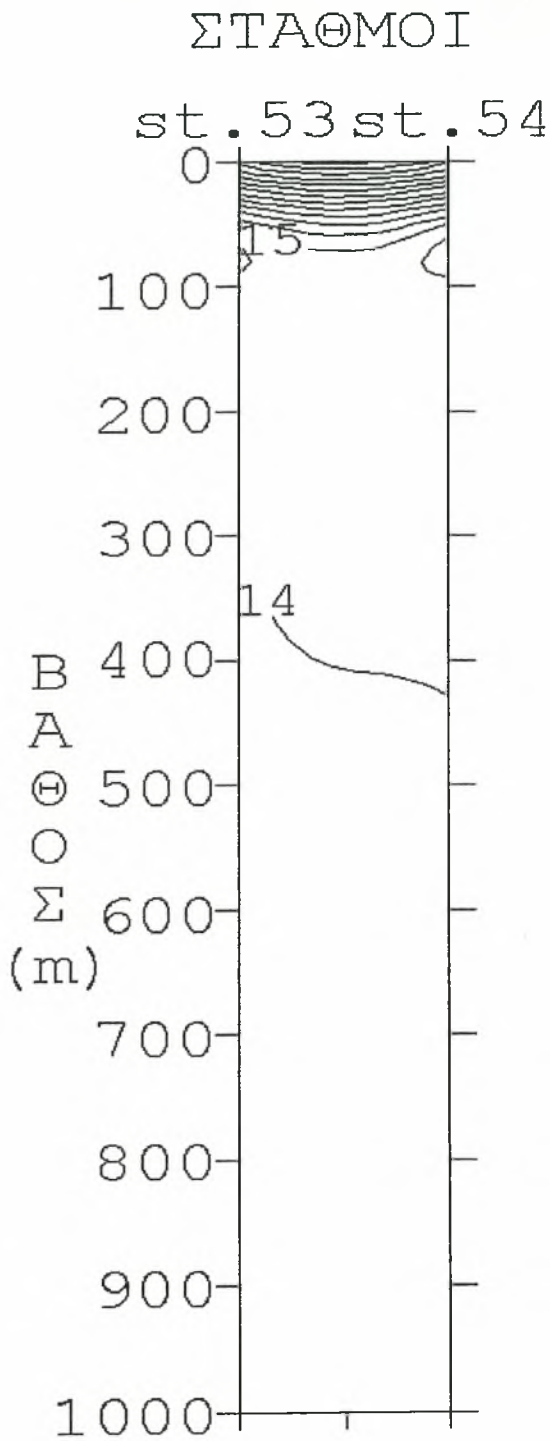
Εικ. 5.1.53. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 41-44.



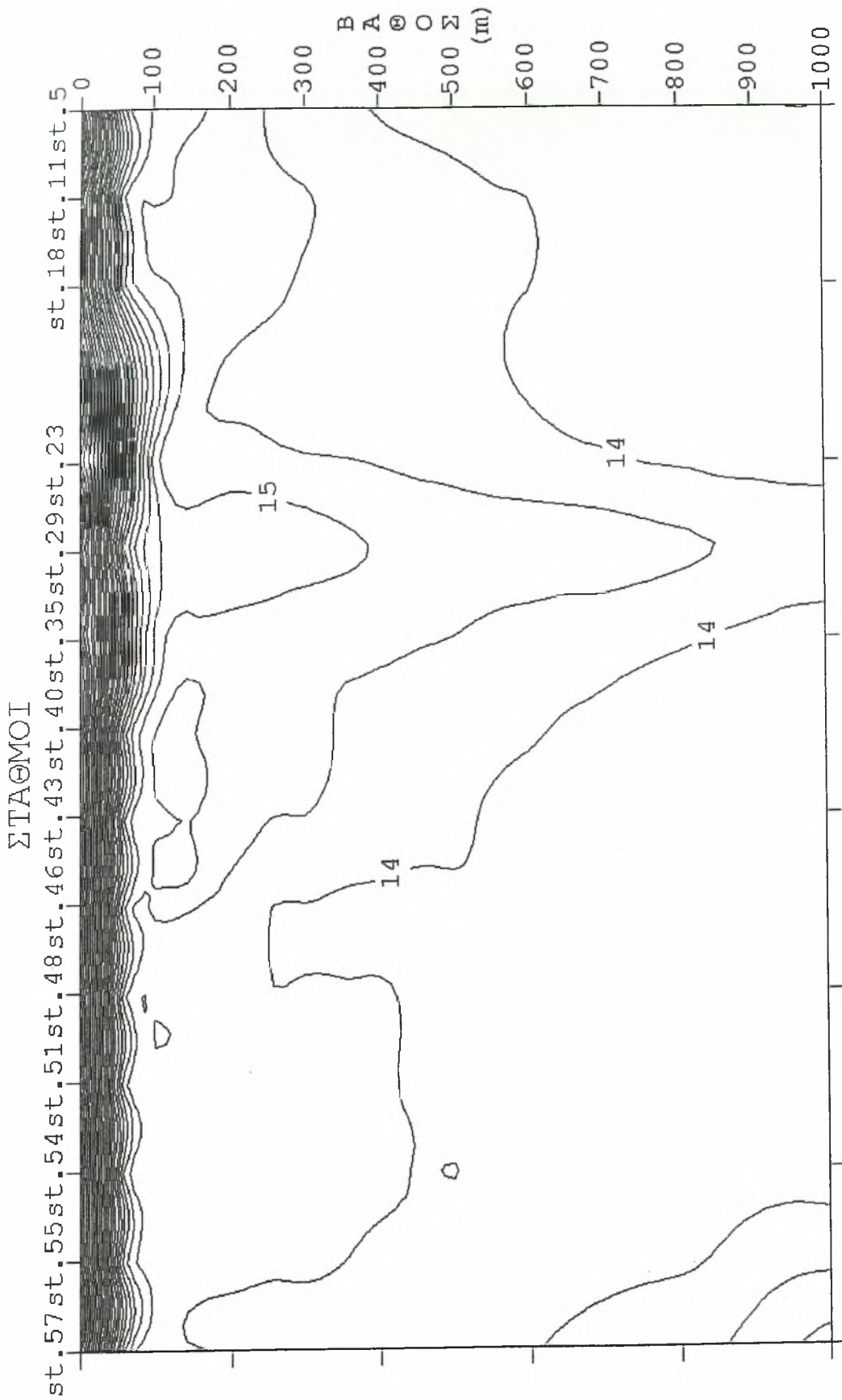
Εκ. 5.1.54. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 45-46, 47-48.



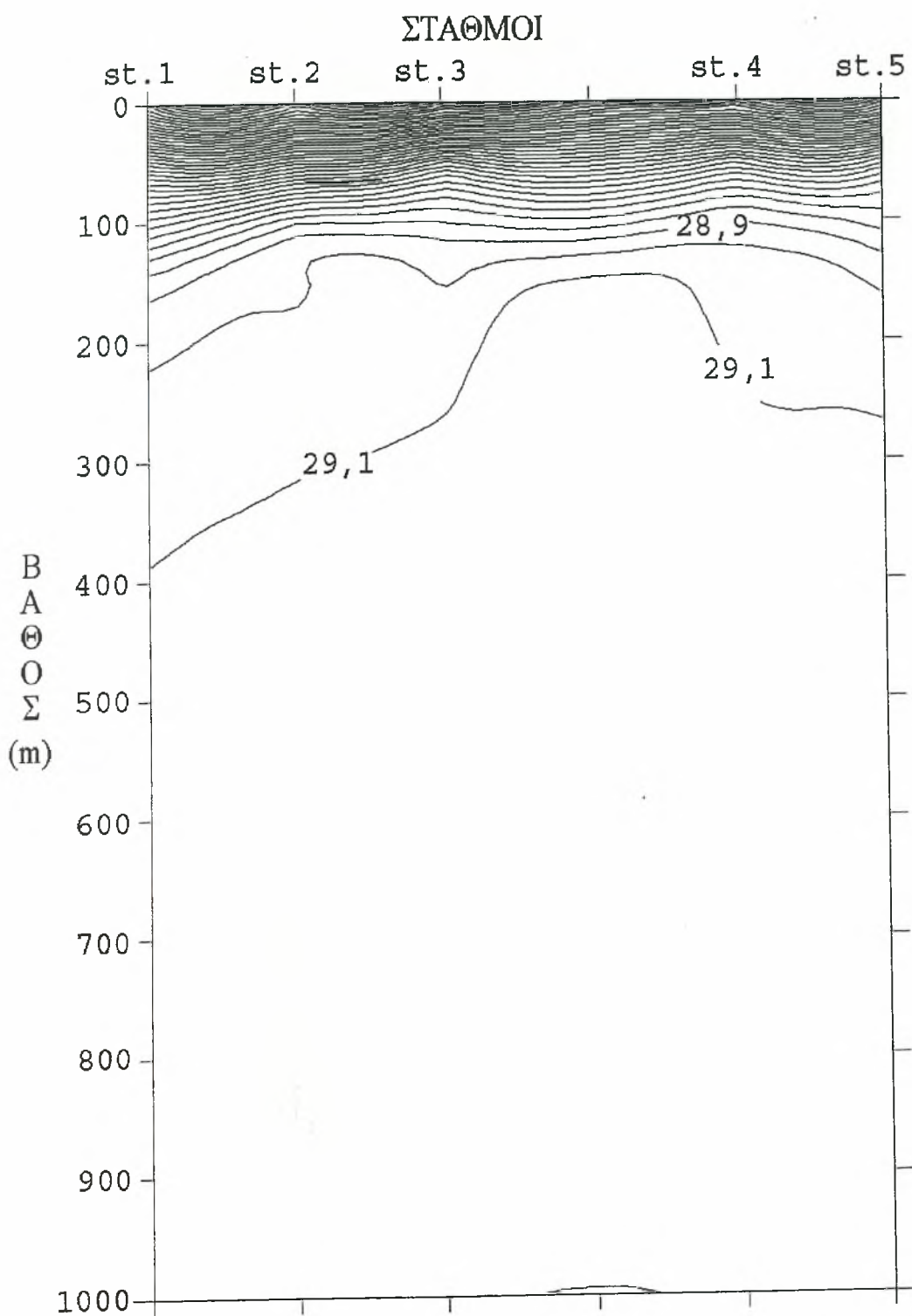
Εικ. 5.1.55. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 49-52.



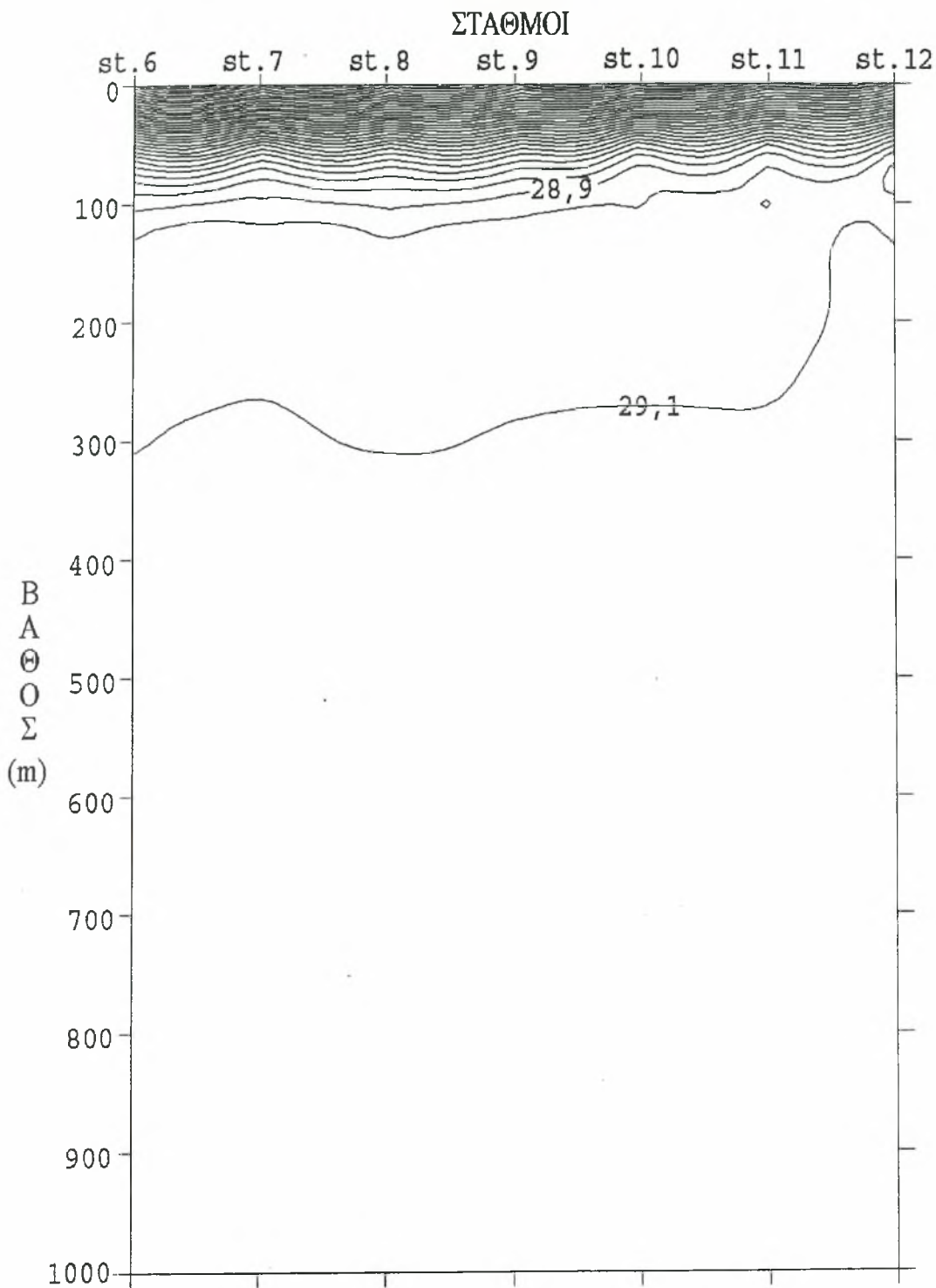
Εικ. 5.1.56. Εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας στους σταθμούς 53-54.



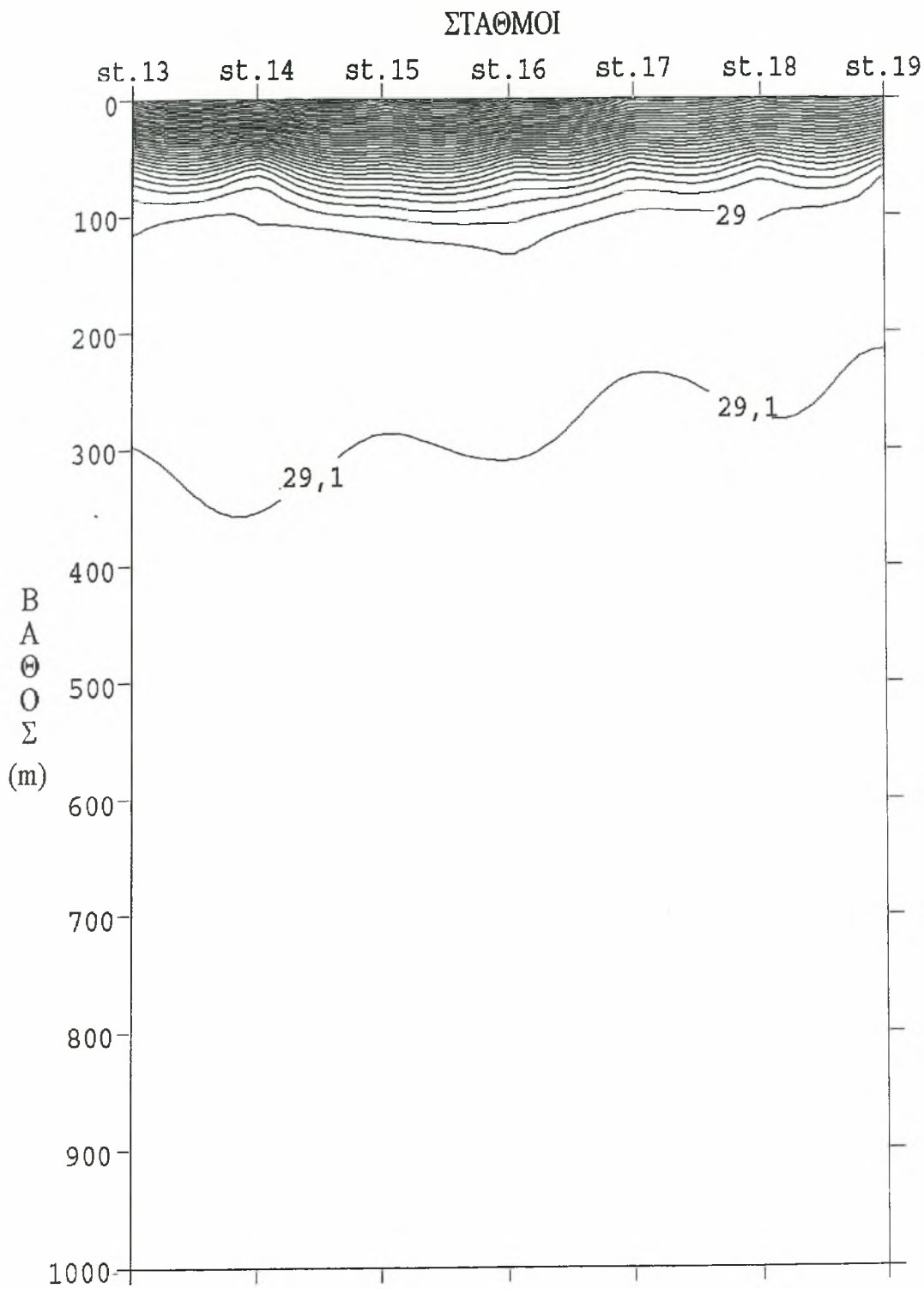
Εικ. 5.1.57. Παράκτια εγκάρσια τομή της θερμοκρασίας.



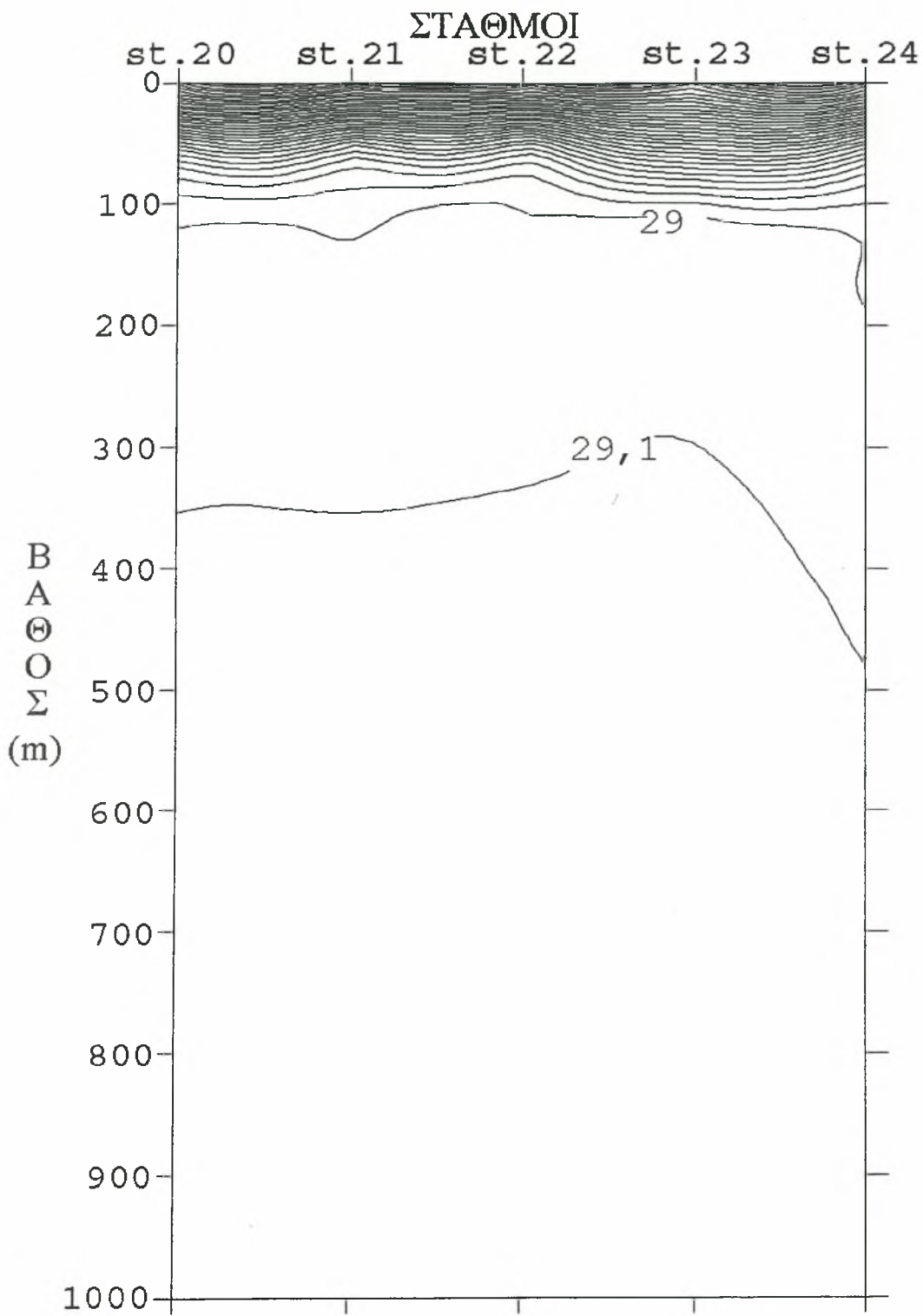
Εικ. 5.1.58. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 1-5.



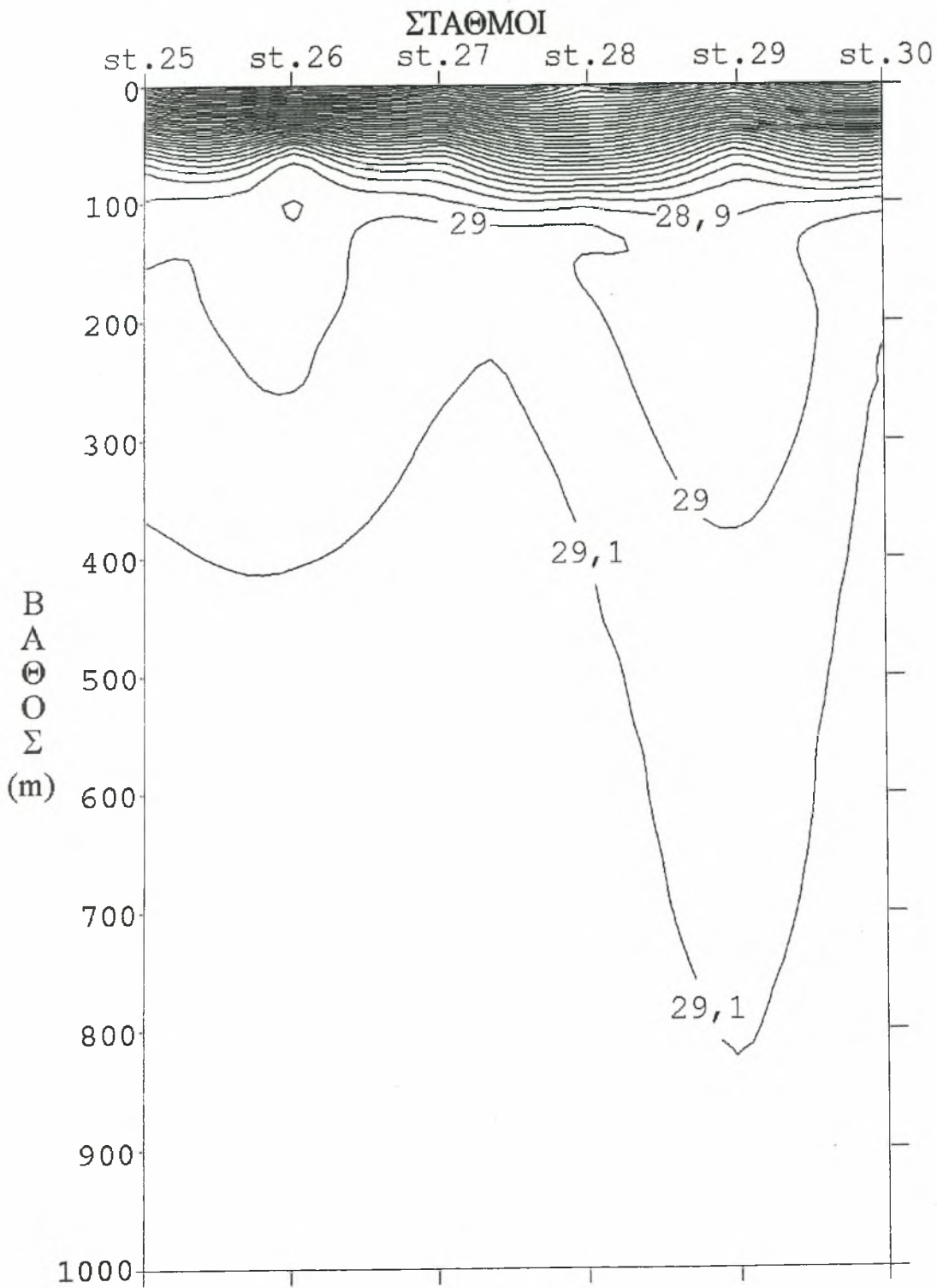
Εικ. 5.1.59. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 6-12.



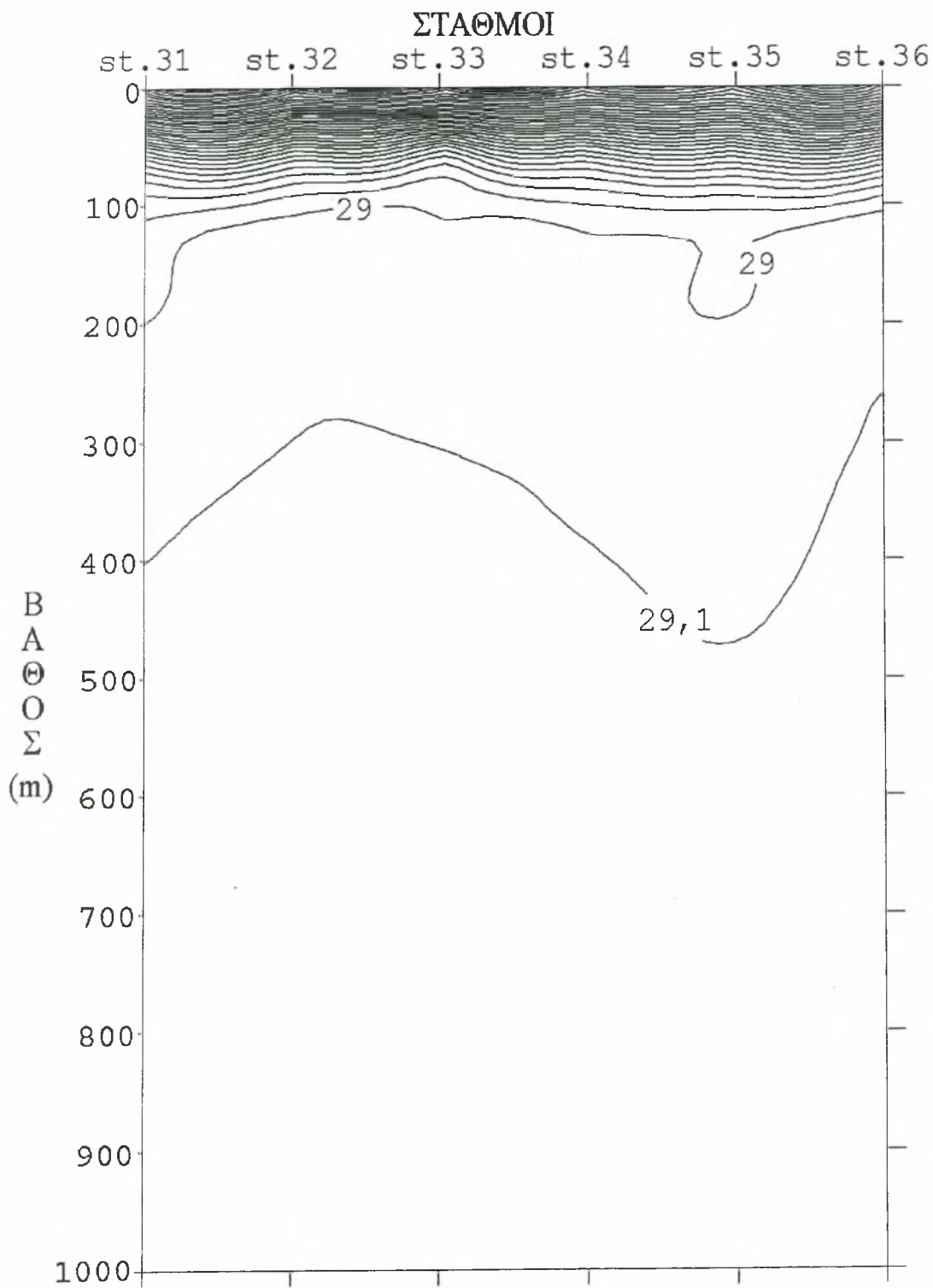
Εικ. 5.1.60. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 13-19.



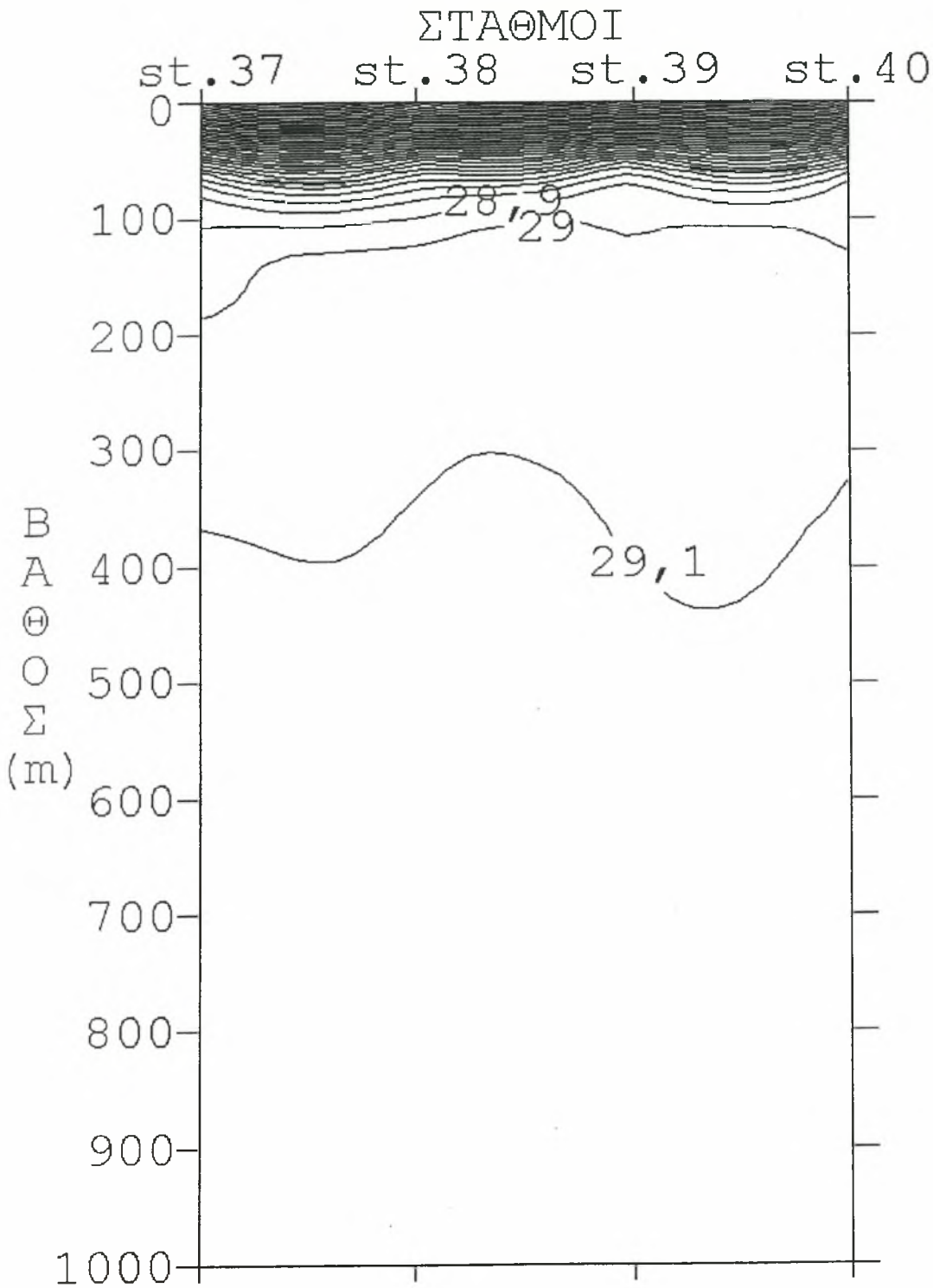
Εικ. 5.1.61. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 20-24.



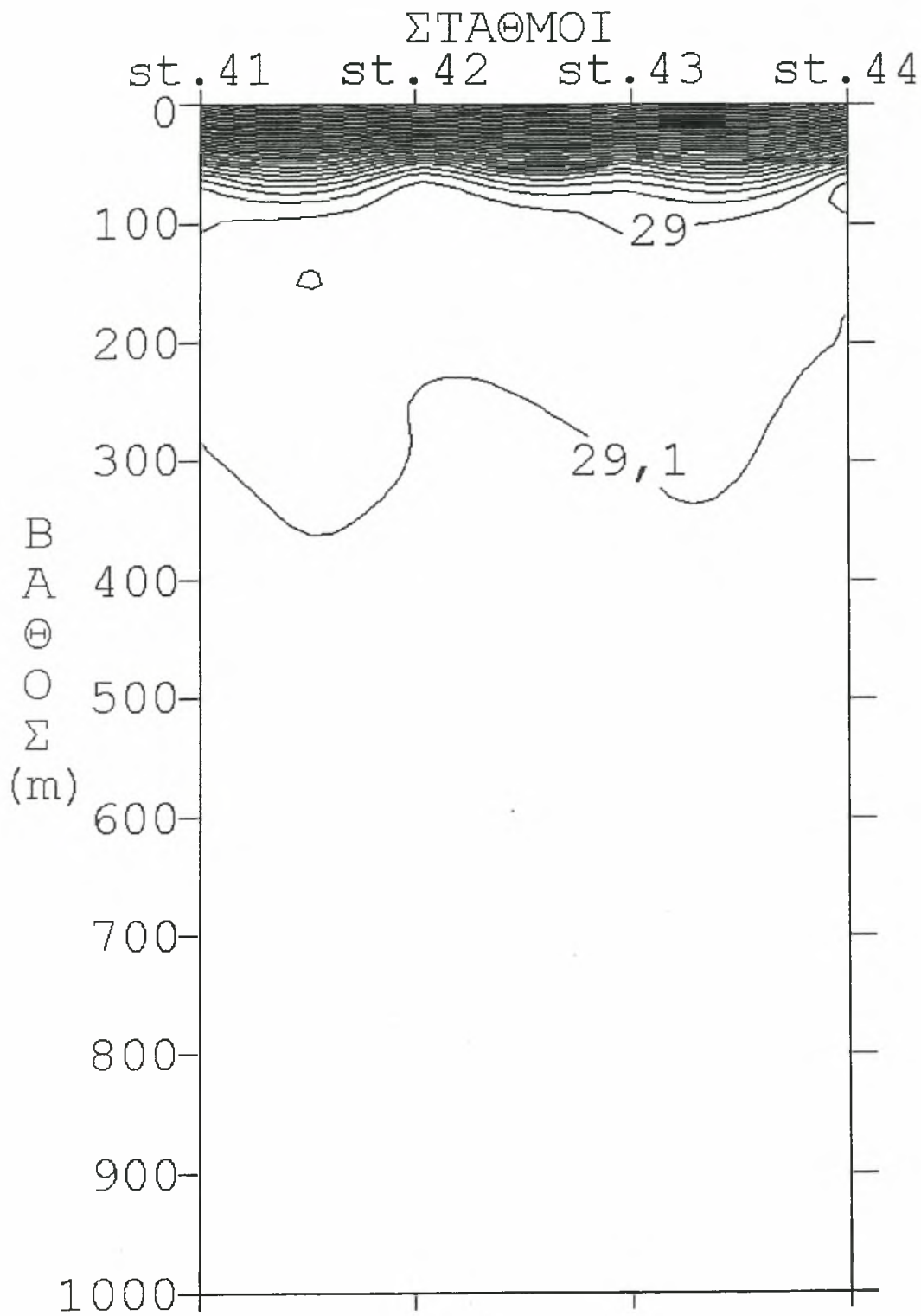
Εικ. 5.1.62. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 25-30.



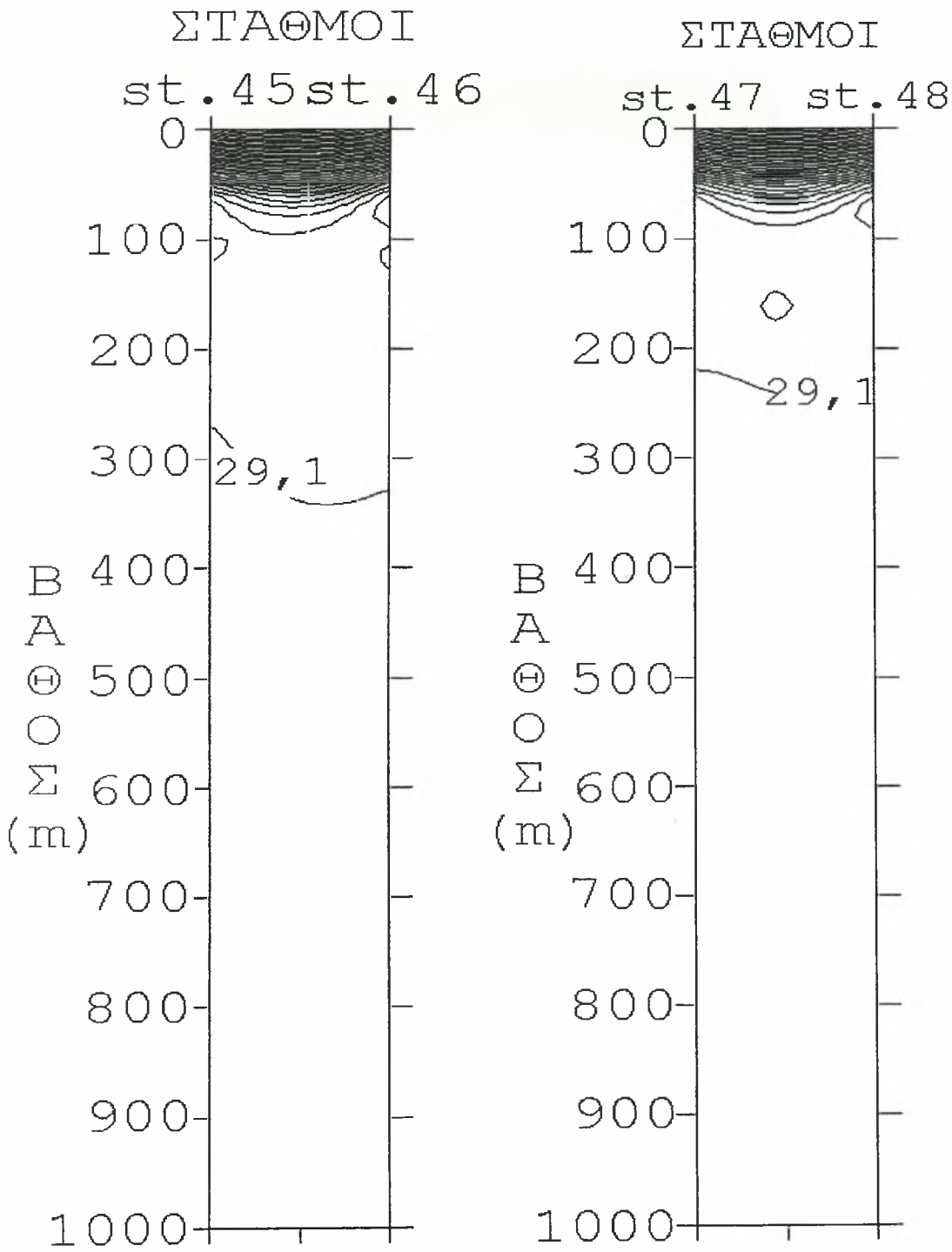
Εικ. 5.1.63. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 31-36.



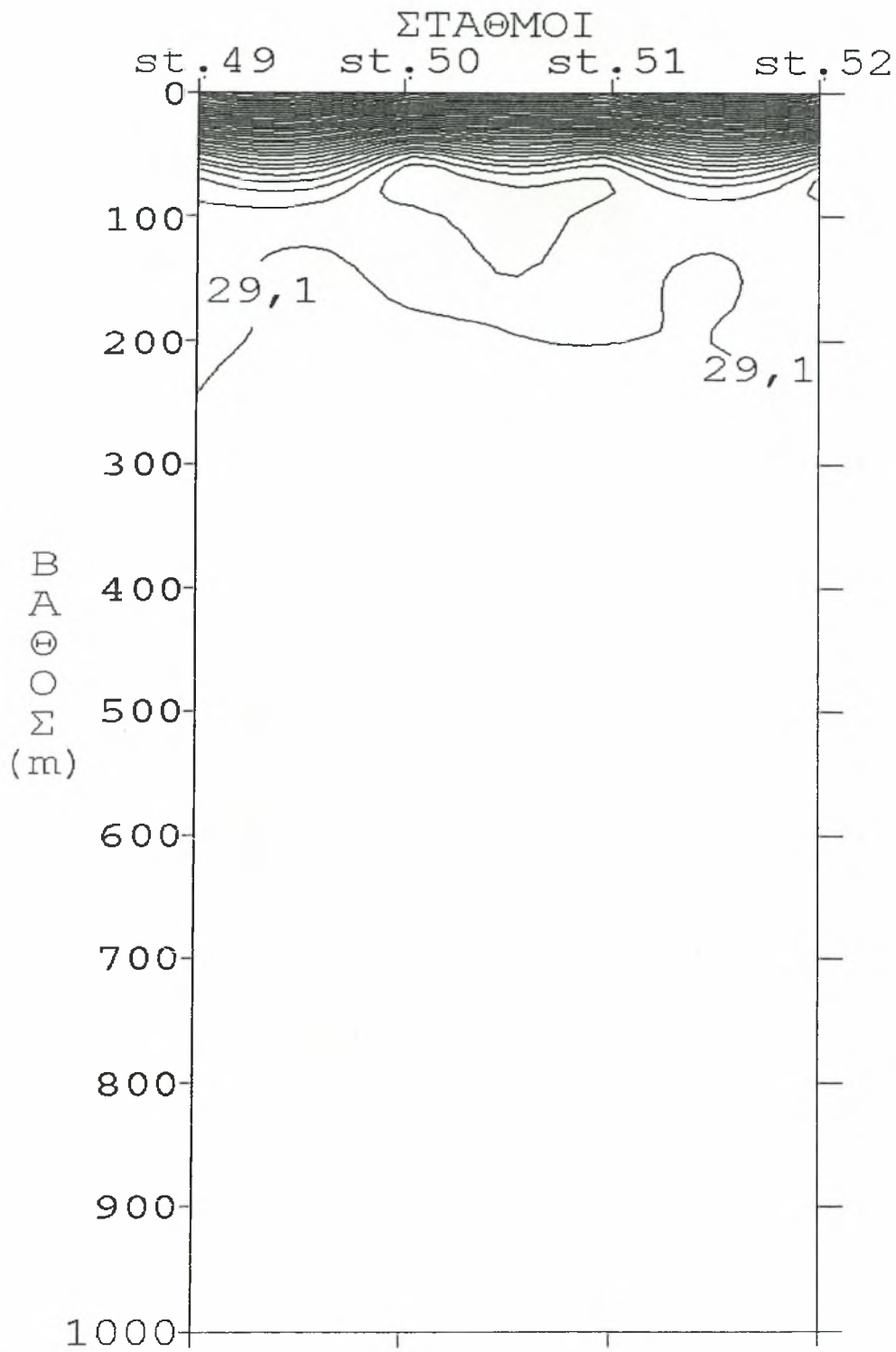
Εικ. 5.1.64. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 37-40.



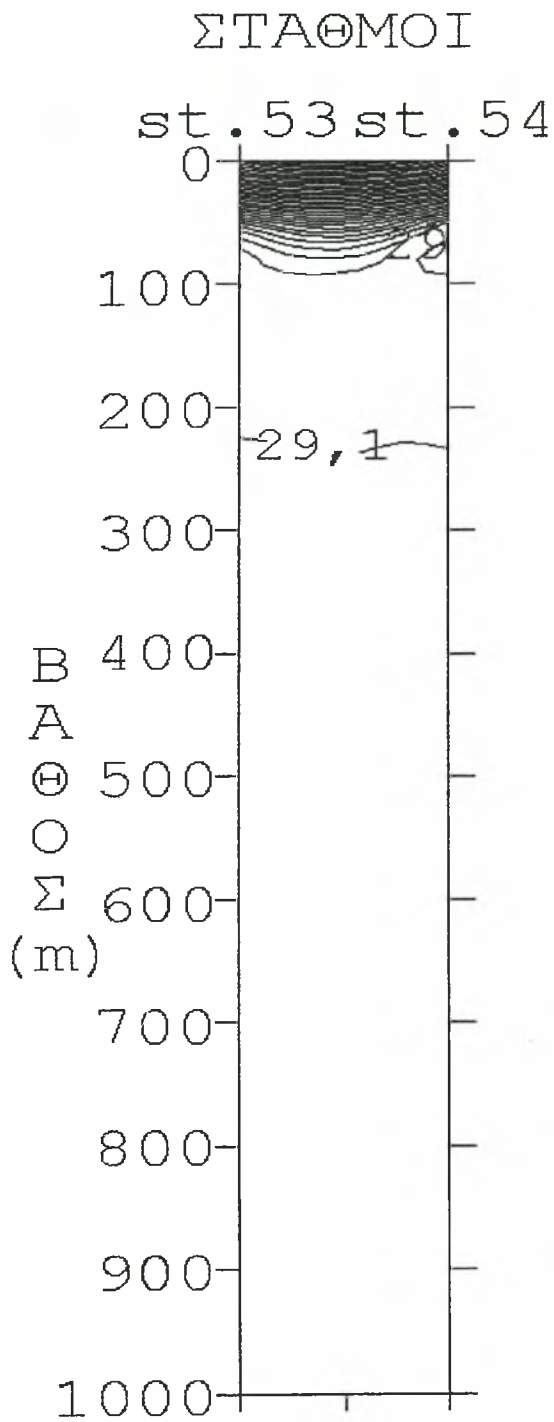
Εικ. 5.1.65. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 41-44.



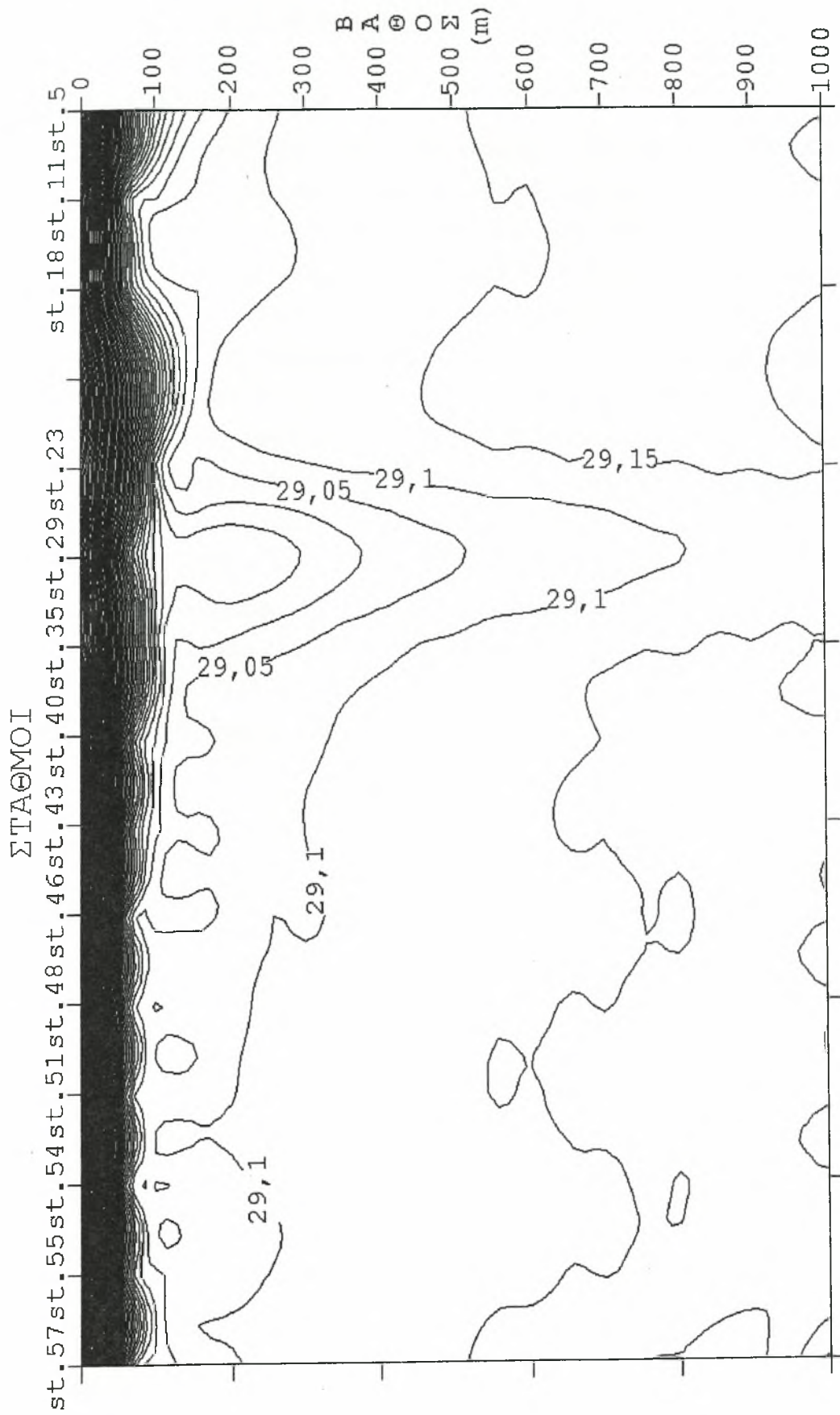
Εικ. 5.1.66. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 45-46, 47-48.



Εικ. 5.1.67. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 49-52.



Εικ. 5.1.68. Εγκάρσια τομή της πυκνότητας στους σταθμούς 53-54.

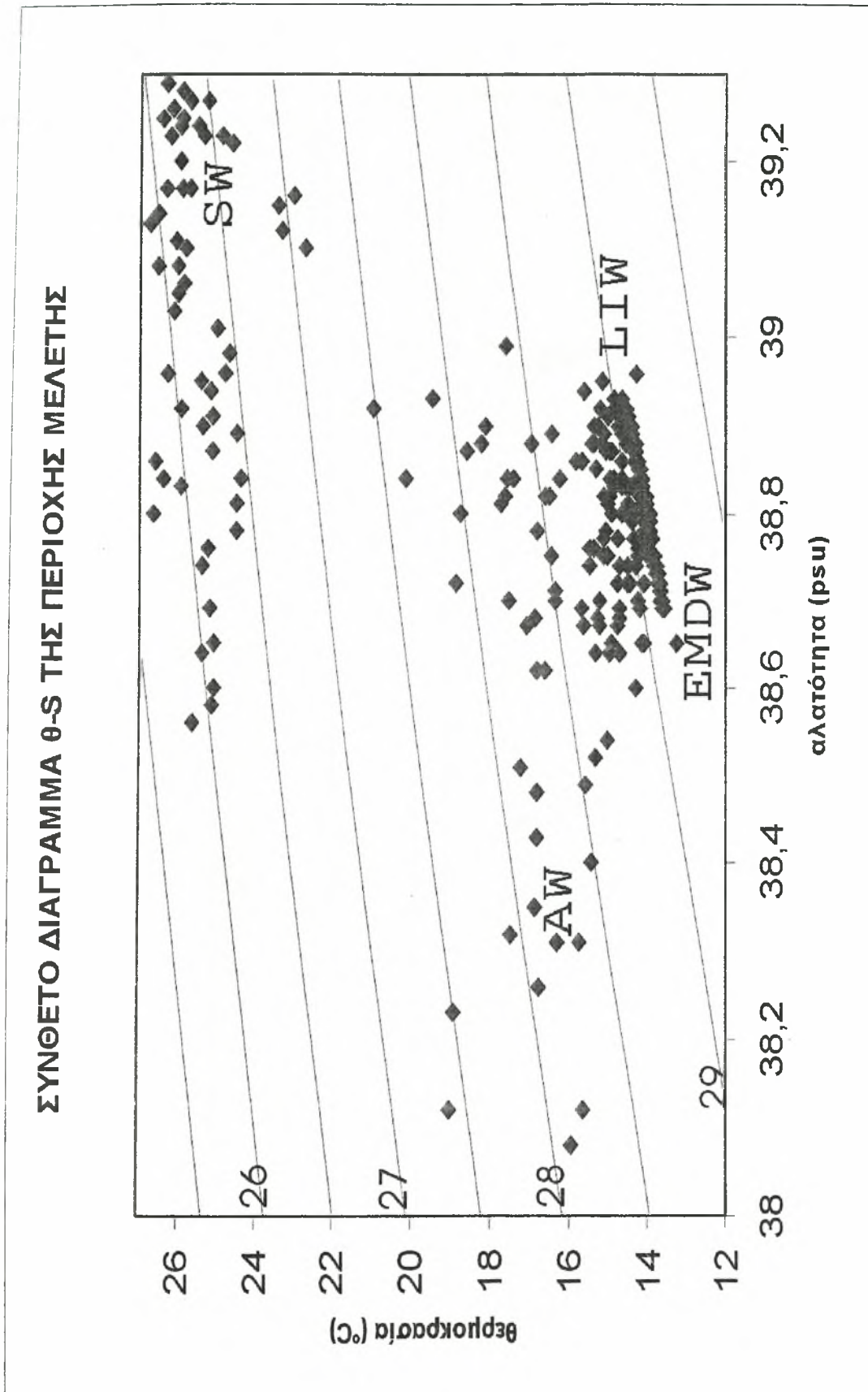


Εικ. 5.1.69. Παράκτια εγκάρσια τομή της πυκνότητας.

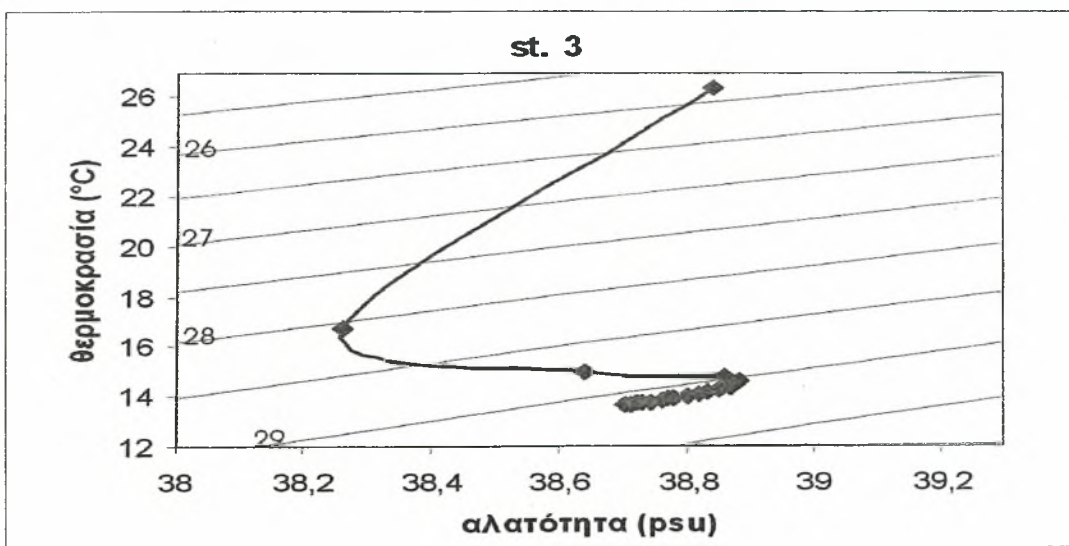
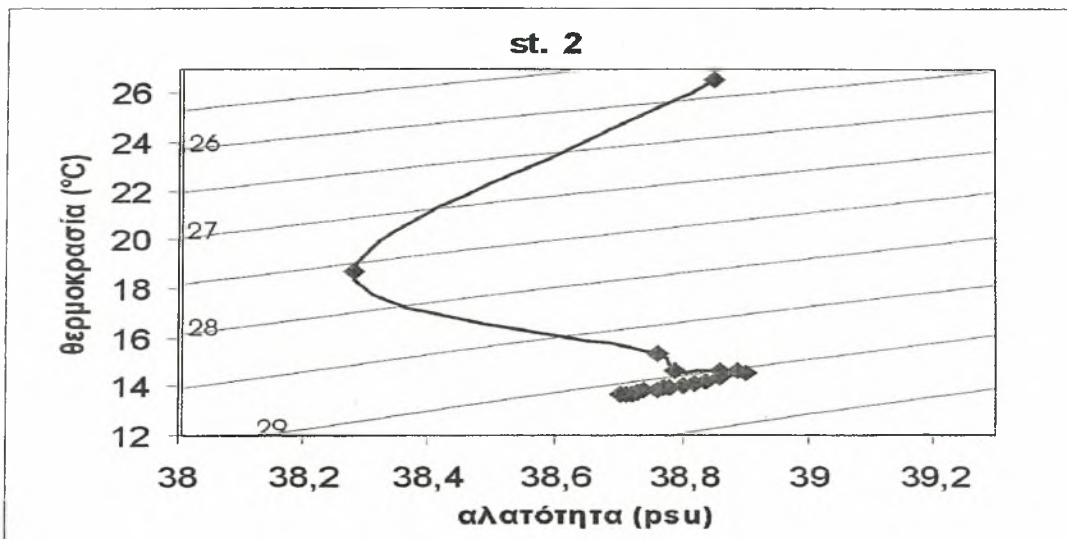
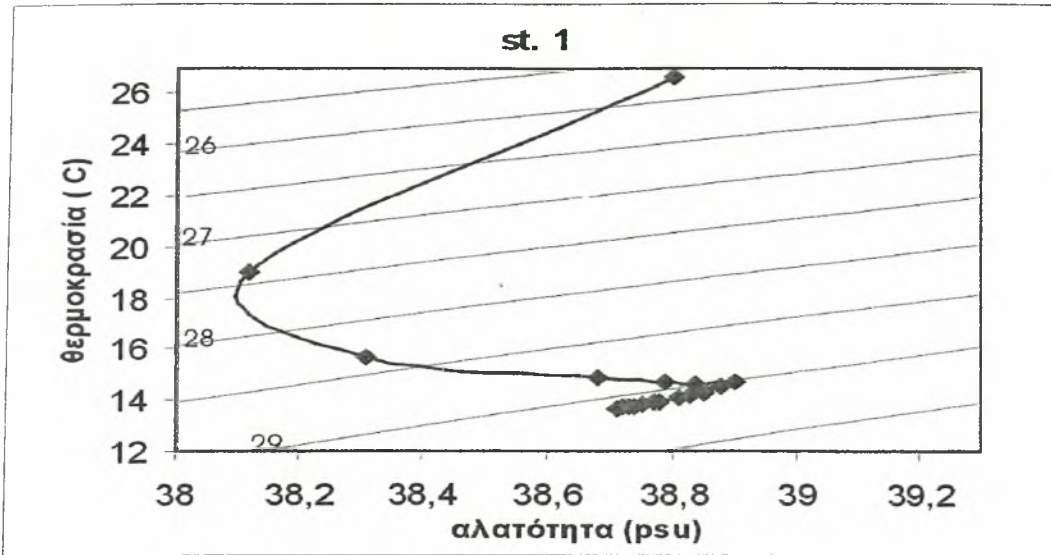
5.2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ

Α. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ T-S

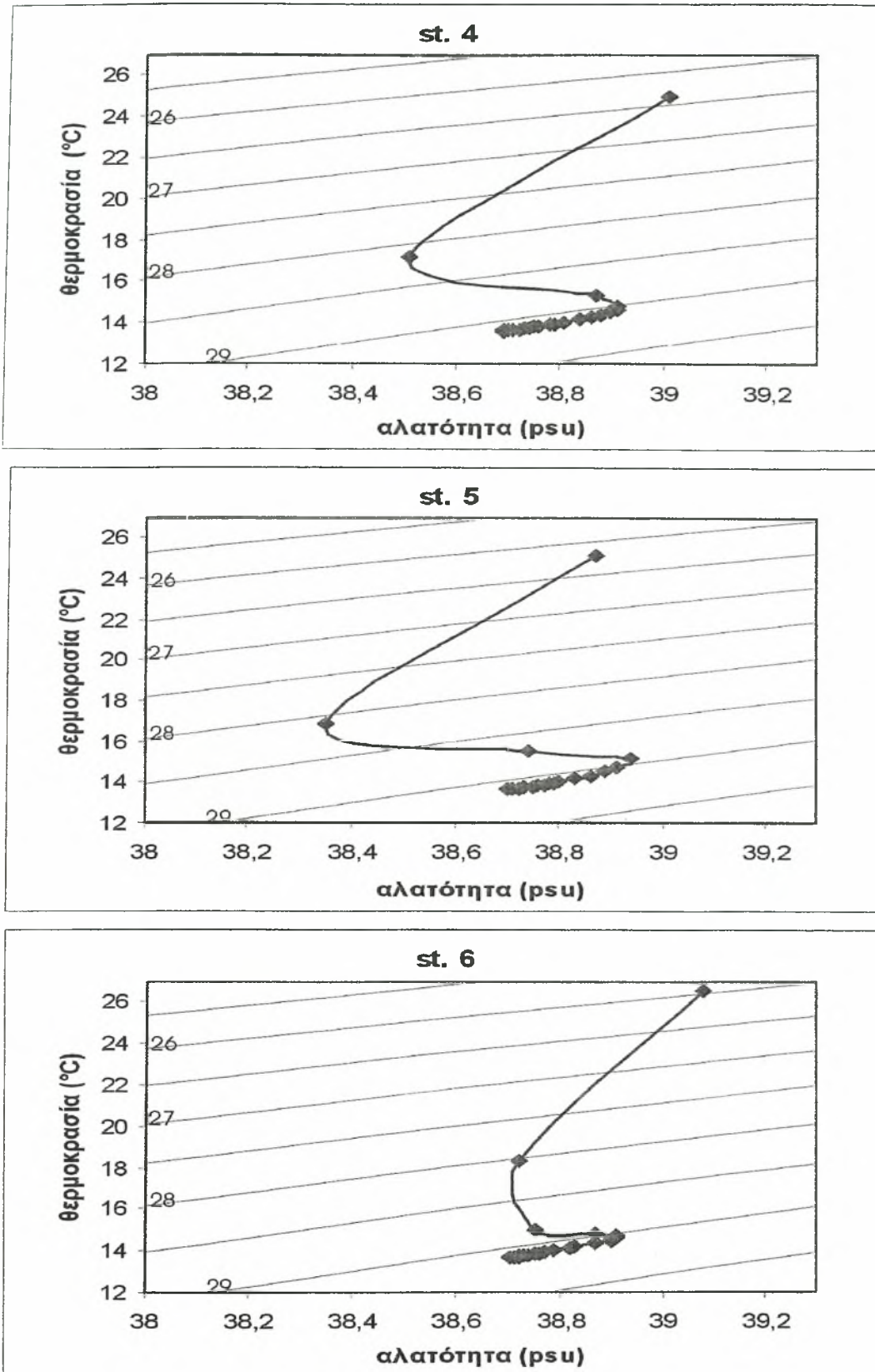
Στο συνολικό διάγραμμα Θ-S της περιοχής μελέτης είναι εμφανής η παρουσία τεσσάρων υδάτινων τύπων. Ο πρώτος, με θερμοκρασία $>26^{\circ}\text{C}$ και αλατότητα περίπου 39,2, είναι το επιφανειακό νερό (SW) που έχει, λόγω της θερινής θέρμανσης την οποία υπέστη, αποκτήσει τις συγκεκριμένες υψηλές τιμές. Ο δεύτερος υδάτινος τύπος χαρακτηρίζεται από ελάχιστες τιμές αλατότητας ($\sim 38,6$) και θερμοκρασίας ($\sim 13^{\circ}\text{C}$) και είναι το βαθύ νερό της Αν. Μεσογείου (EMDW). Ο τρίτος υδάτινος τύπος που εμφανίζεται στην περιοχή χαρακτηρίζεται από ελάχιστο αλατότητας ($\sim 38,4$) σε θερμοκρασίες της τάξης των $16-17^{\circ}\text{C}$, είναι δηλαδή το Ατλαντικό νερό (AW). Τέλος, ο τέταρτος υδάτινος τύπος εμφανίζει μέγιστο αλατότητας ($\sim 38,9$) σε χαμηλές θερμοκρασίες ($14,5^{\circ}\text{C}$) και είναι το Λεβαντινό ενδιάμεσο νερό (LIW). Στα επιμέρους διαγράμματα T-S, οι προαναφερθείσες υδάτινες μάζες είναι ευδιάκριτες, εκτός από το AW το οποίο έχει έντονη παρουσία στους σταθμούς 1,2,3,5,8,15,16,31,37,41,45 και 53, αλλά όχι τόσο έντονη στους υπόλοιπους, κάτι που πιθανώς σχετίζεται με τα σημεία εισόδου και την ροή του στην περιοχή μελέτης.



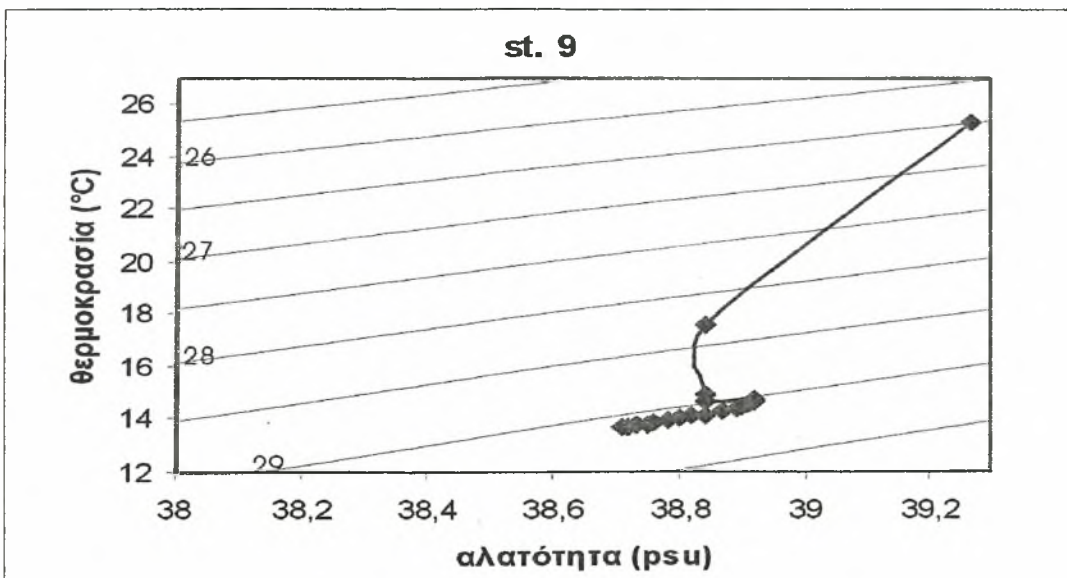
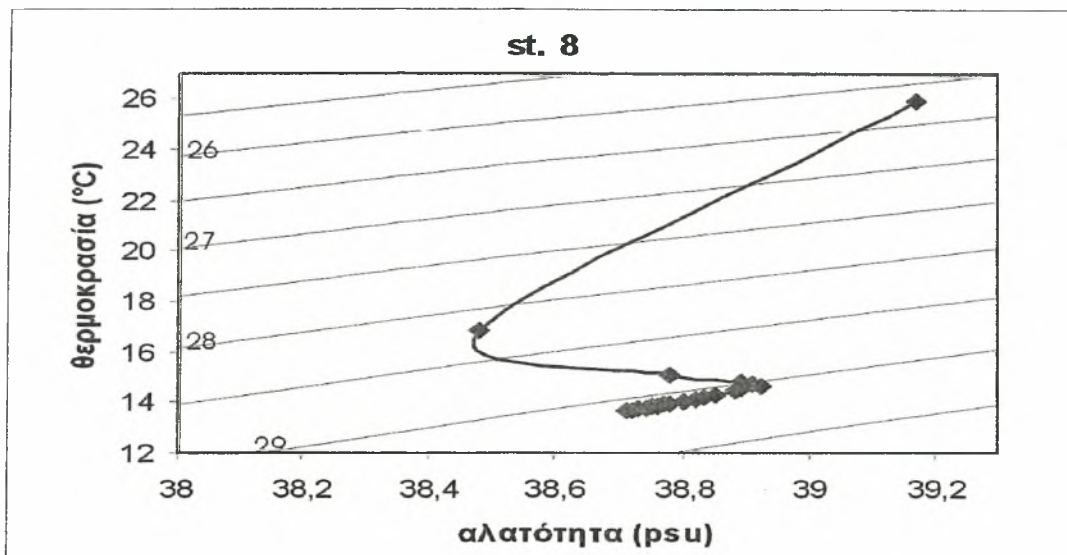
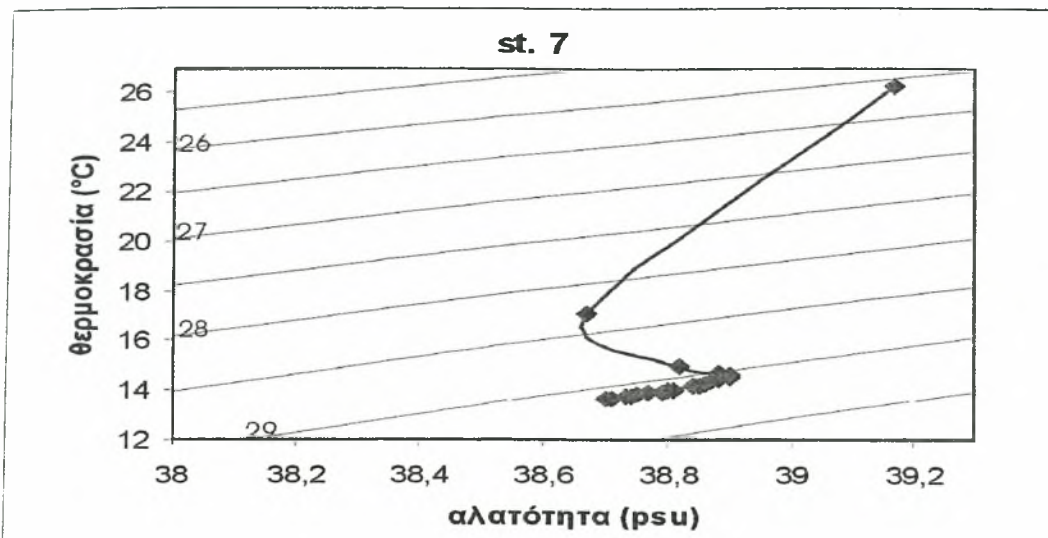
Εικ. 5.2.1. Σύνθετο διάγραμμα θ-S της περιοχής μελέτης.



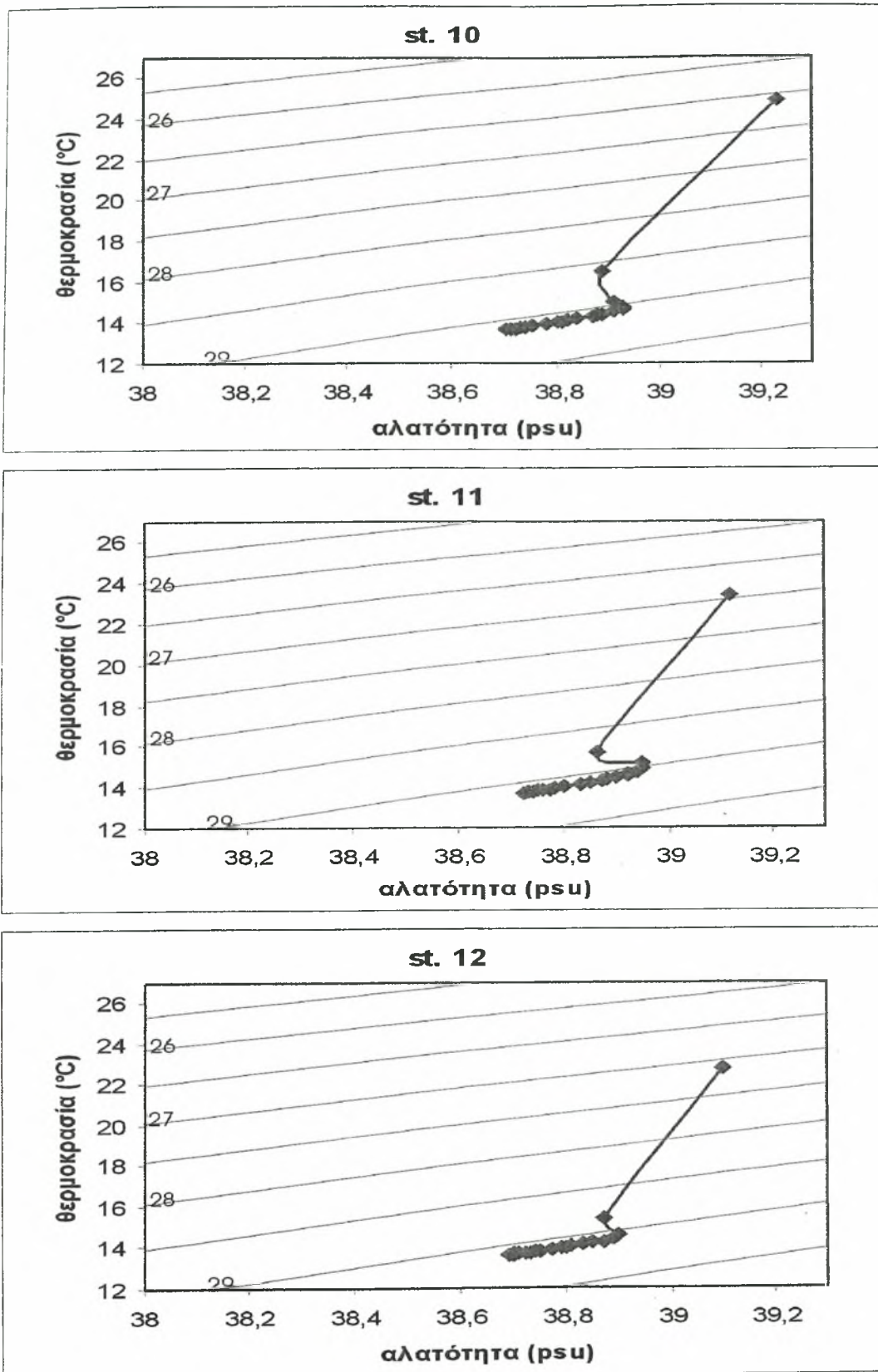
Εικ. 5.2.2. Διαγράμματα t-s των σταθμών 1-3.



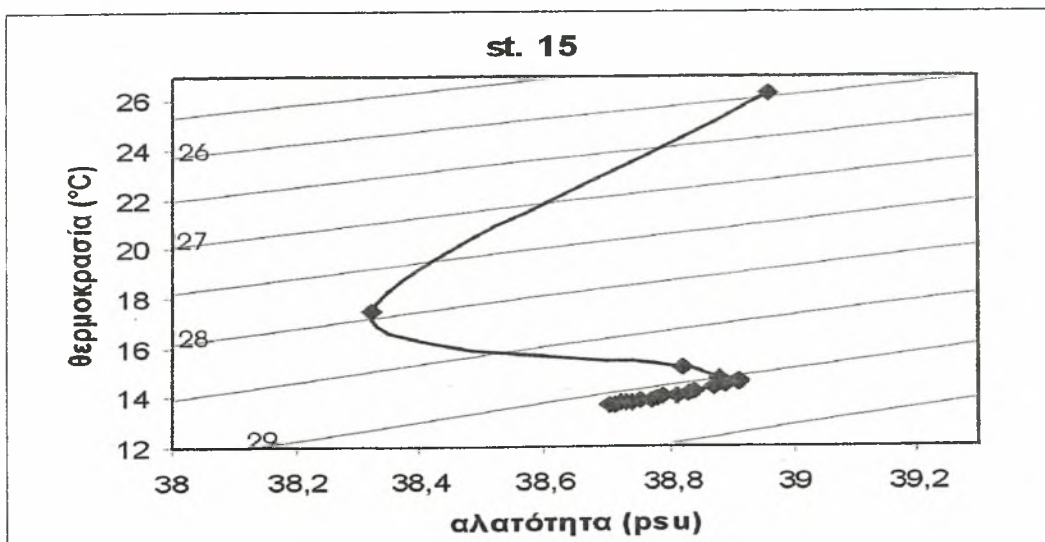
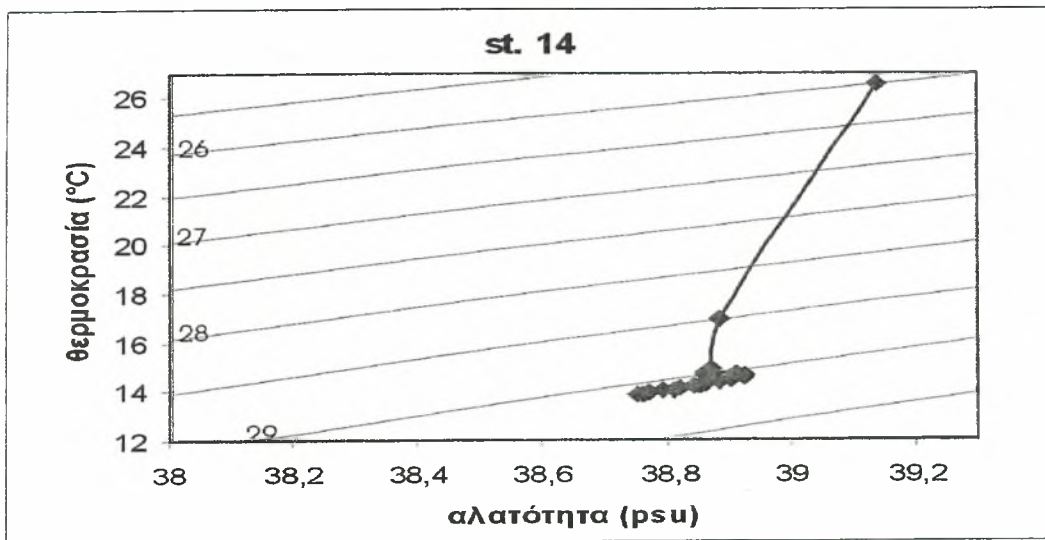
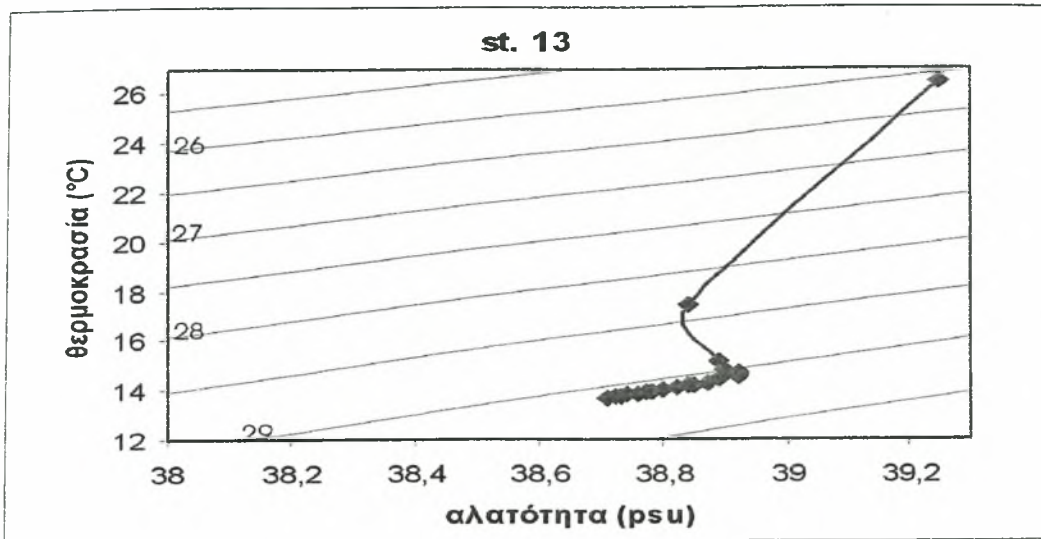
Εικ. 5.2.3. Διαγράμματα t-s των σταθμών 4-6.



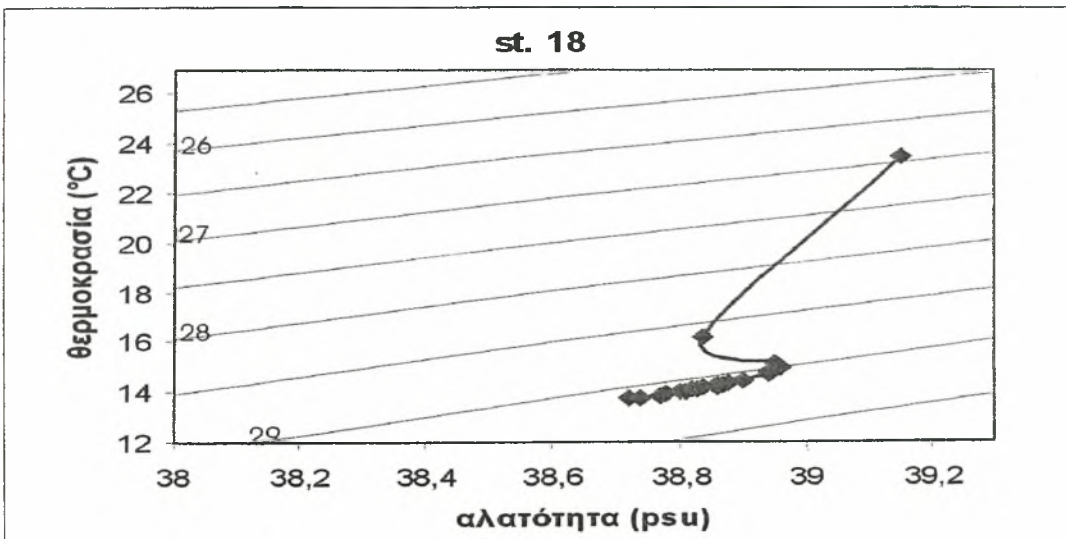
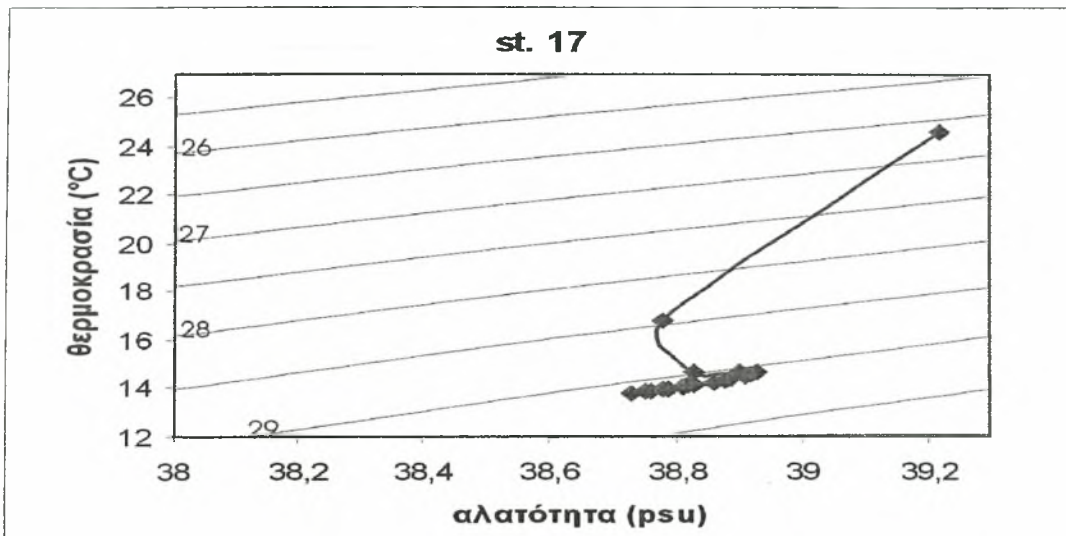
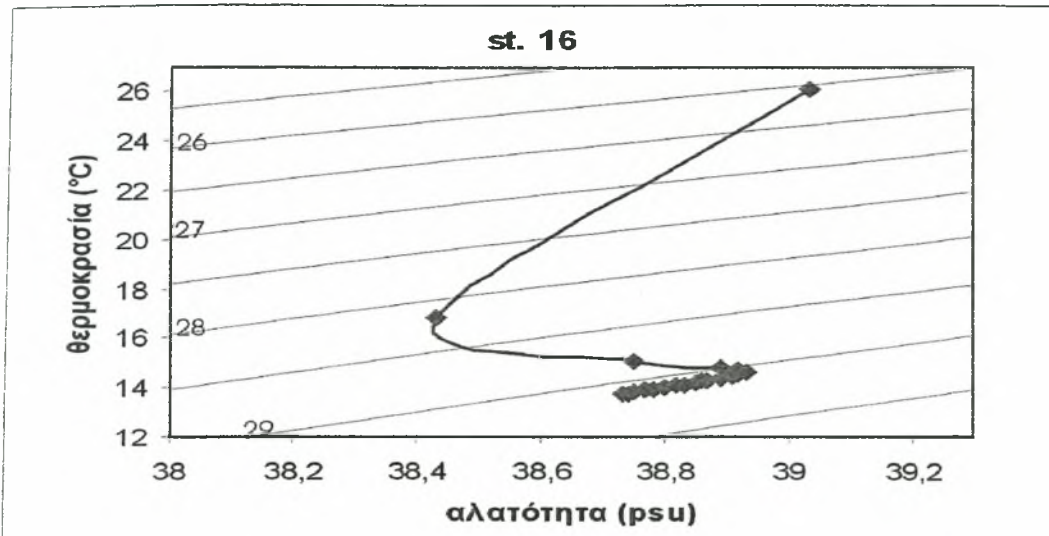
Εικ. 5.2.4. Διαγράμματα t-s των σταθμών 7-9.



Εικ. 5.2.5. Διαγράμματα t-s των σταθμών 10-12.

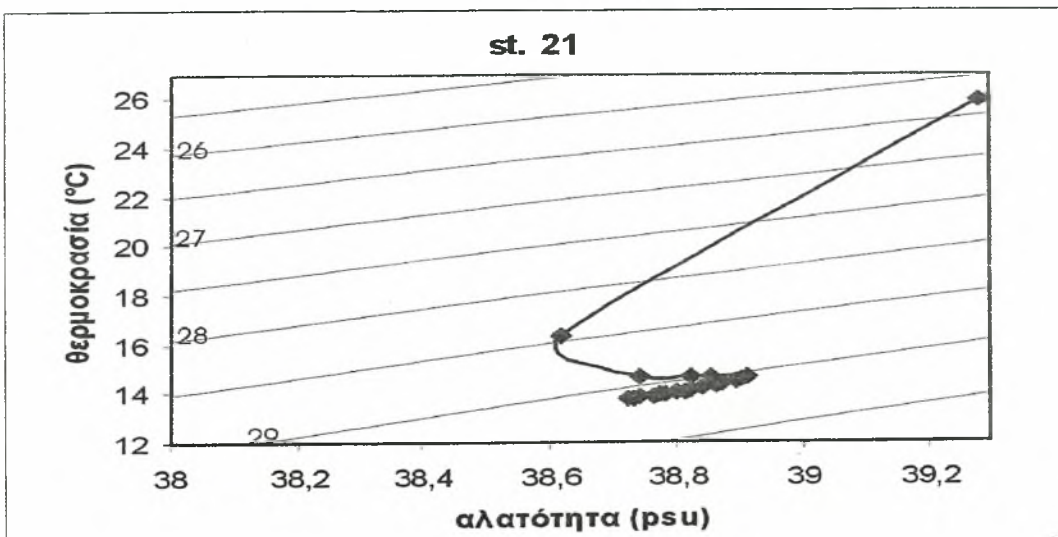
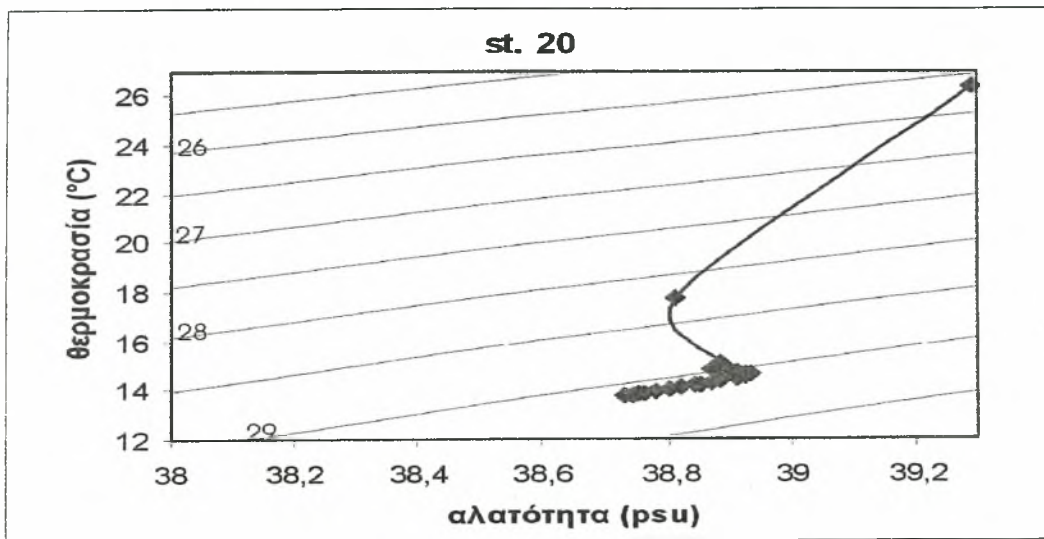
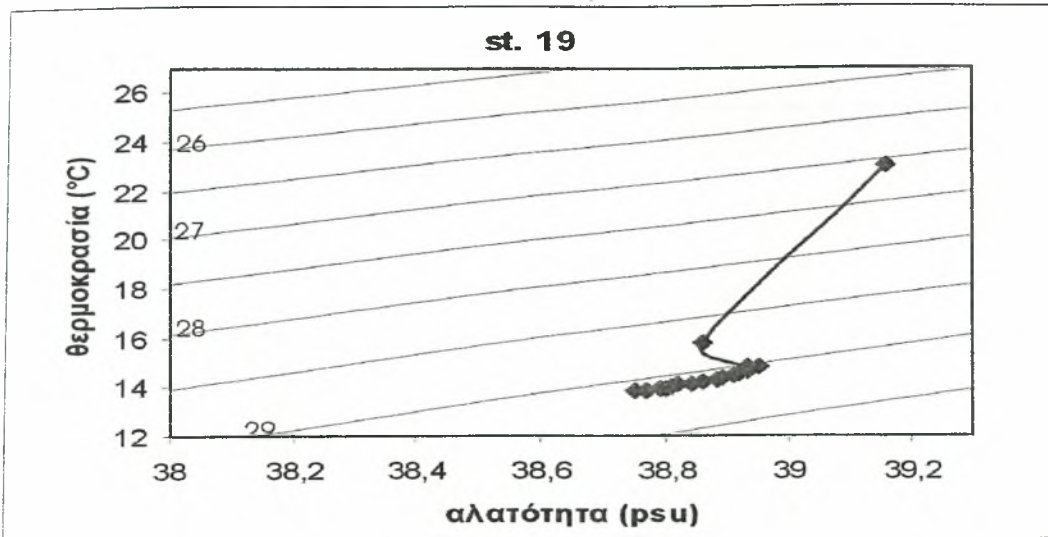


Εικ. 5.2.6. Διαγράμματα t-s των σταθμών 13-15.

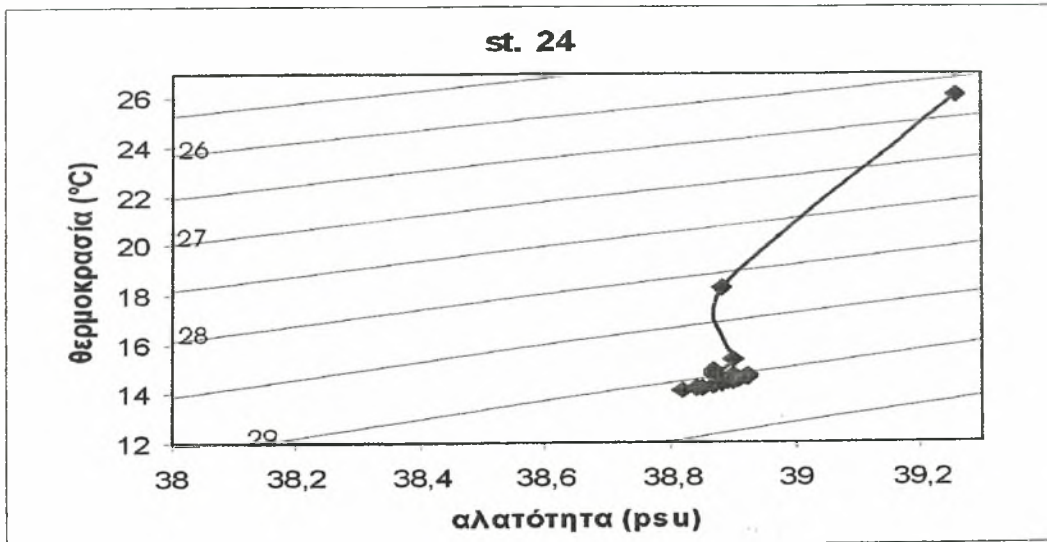
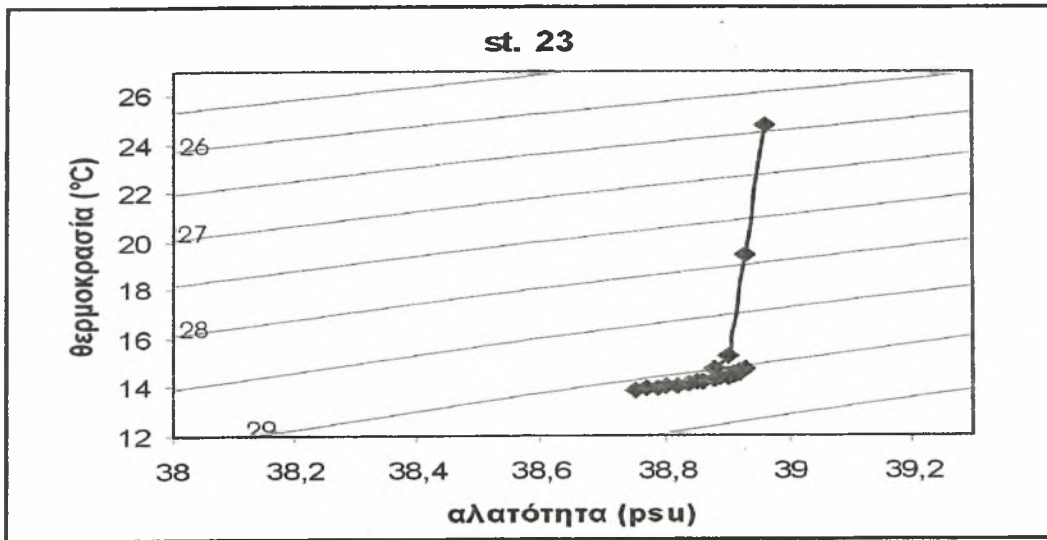
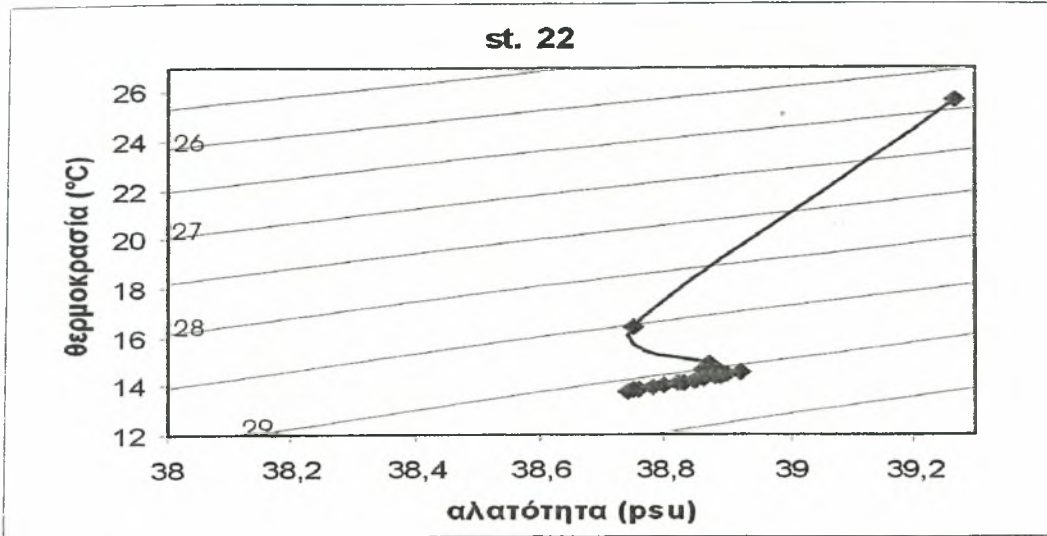


Εικ. 5.2.7. Διαγράμματα t-s των σταθμών 16-18.

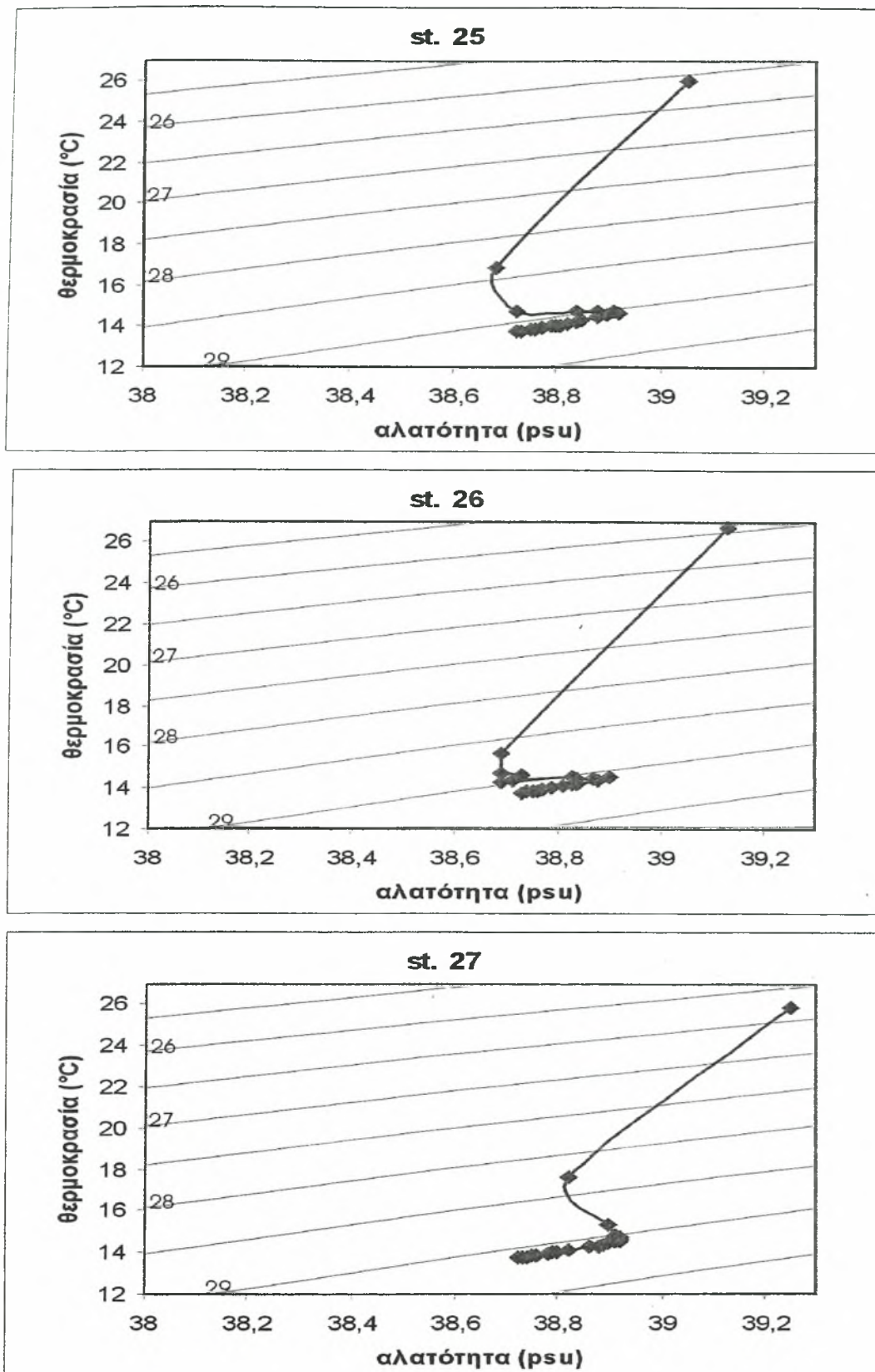




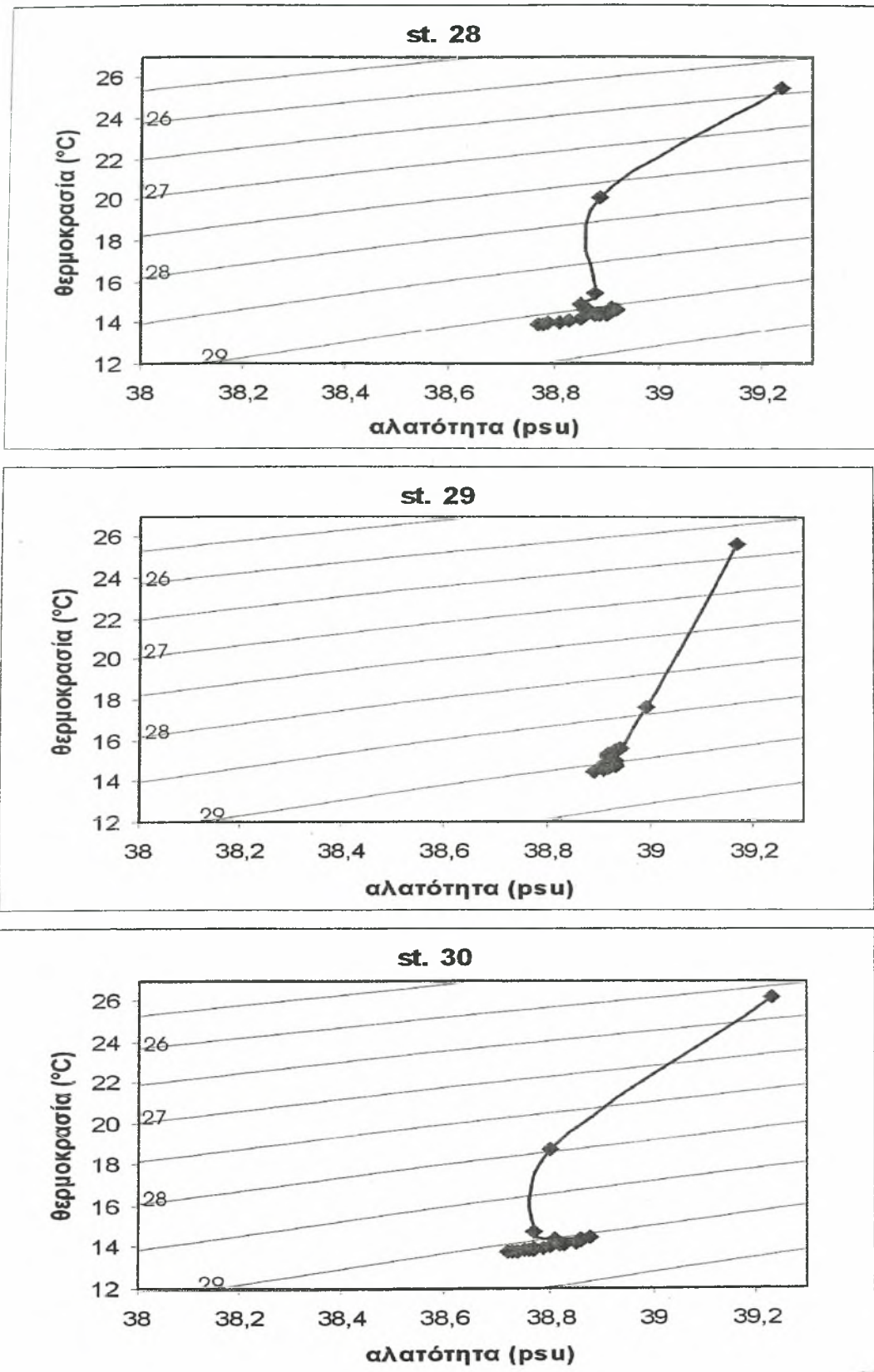
5.2.8. Διαγράμματα t-s των σταθμών 19-21.



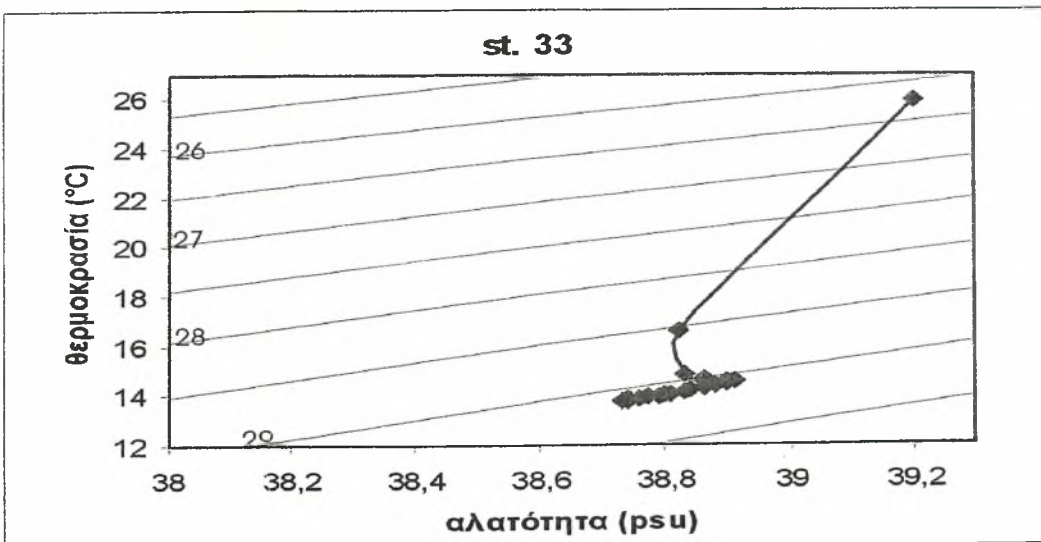
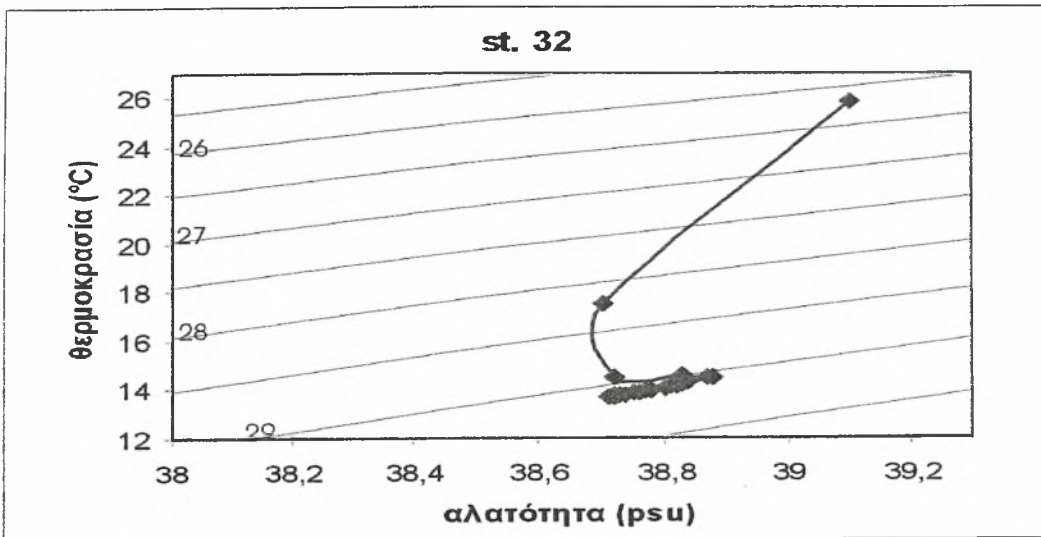
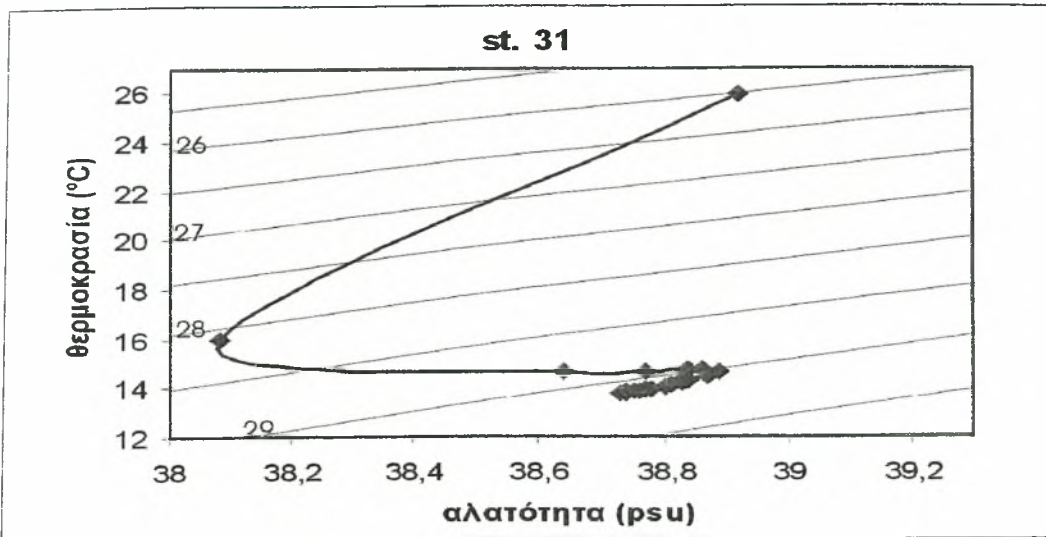
Εικ. 5.2.9. Διαγράμματα t-s των σταθμών 22-24.



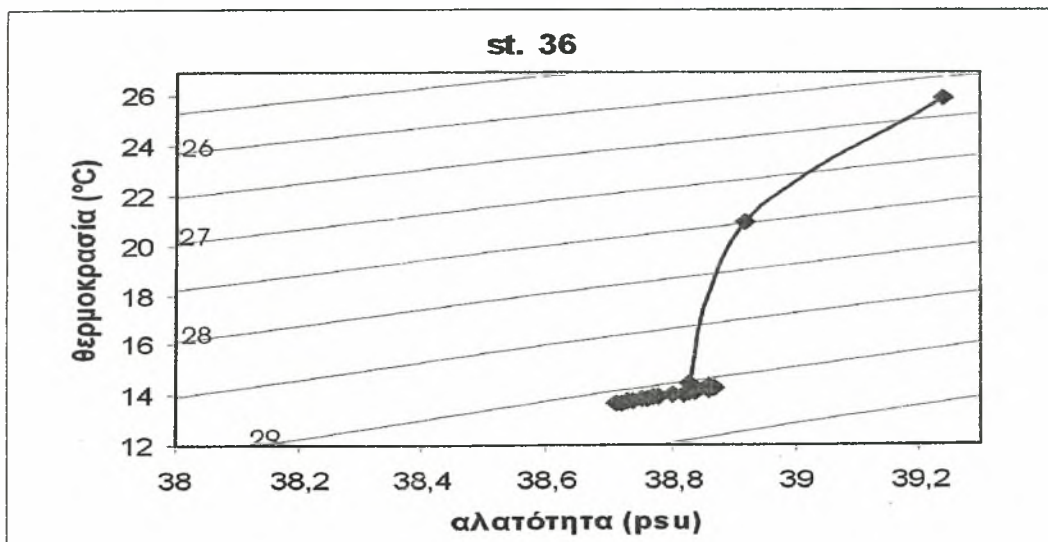
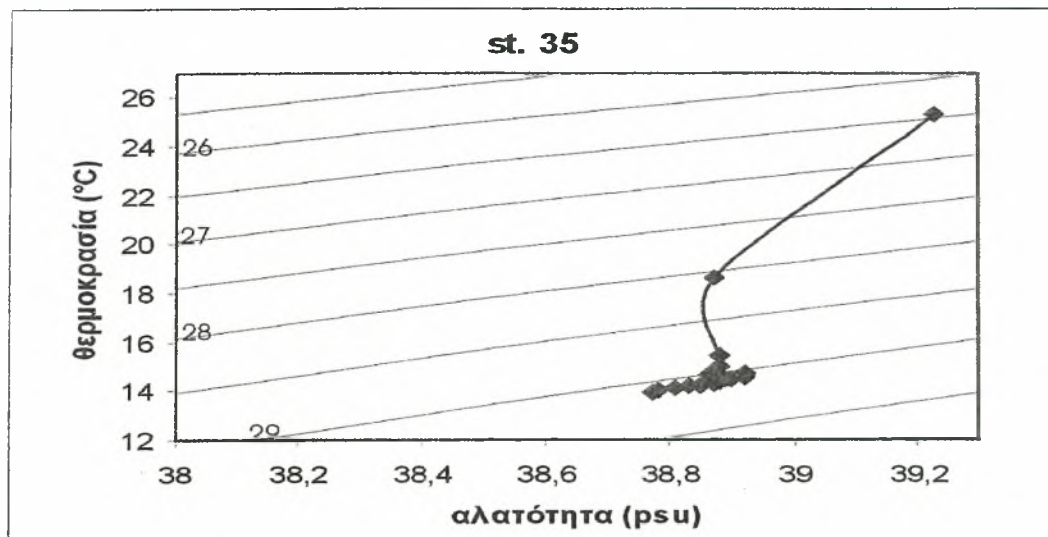
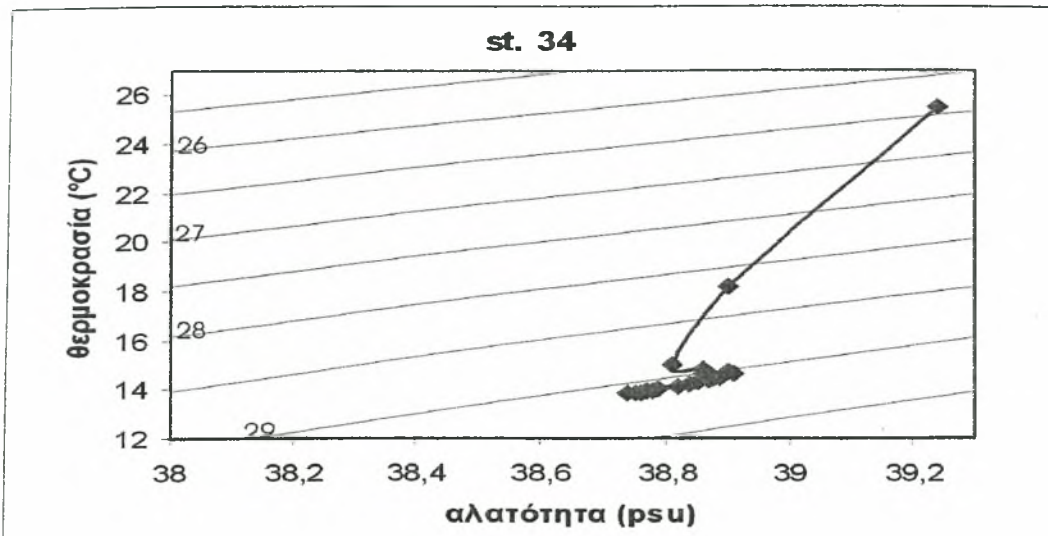
Εικ. 5.2.10. Διαγράμματα t-s των σταθμών 25-27.



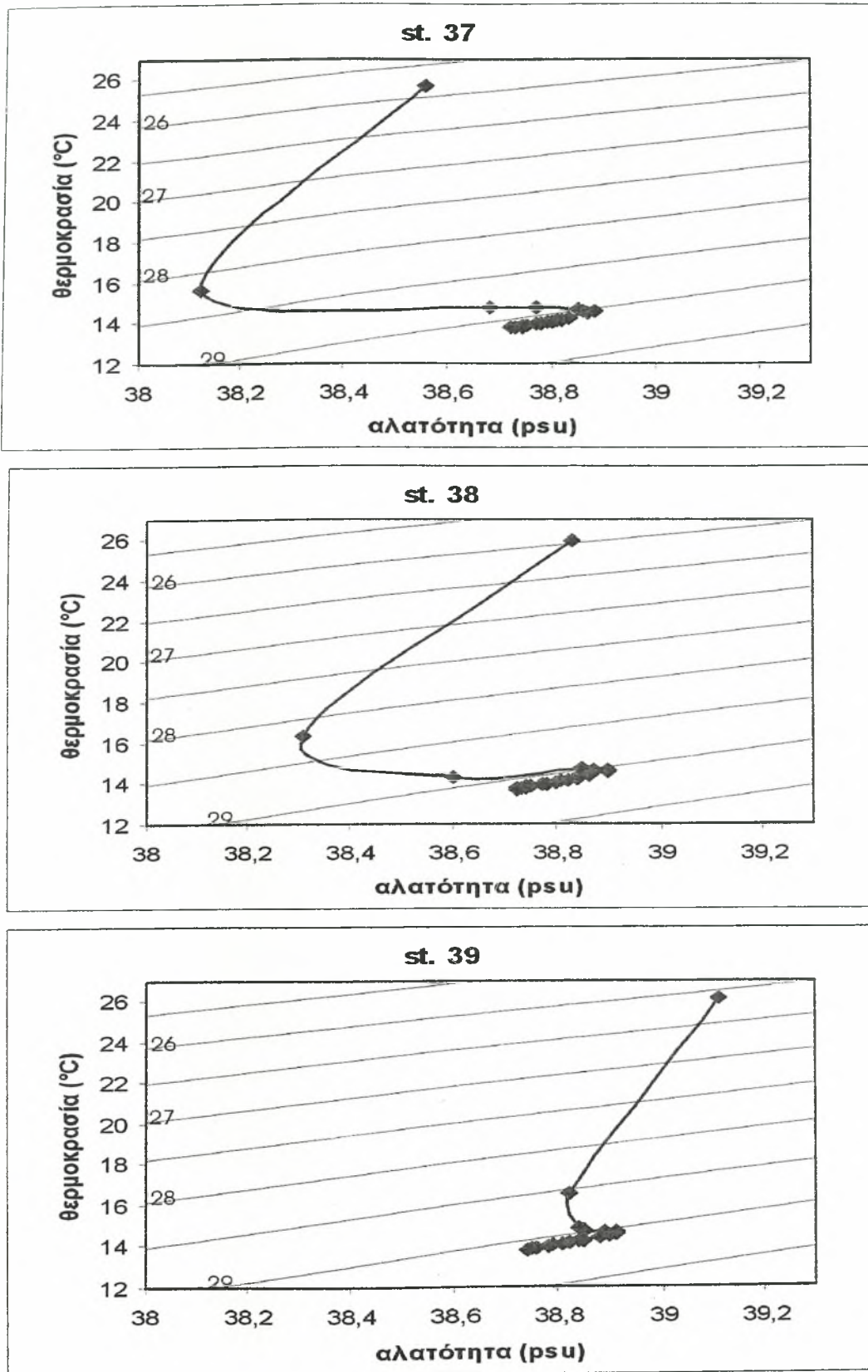
Εικ. 5.2.11. Διαγράμματα t-s των σταθμών 28-30.



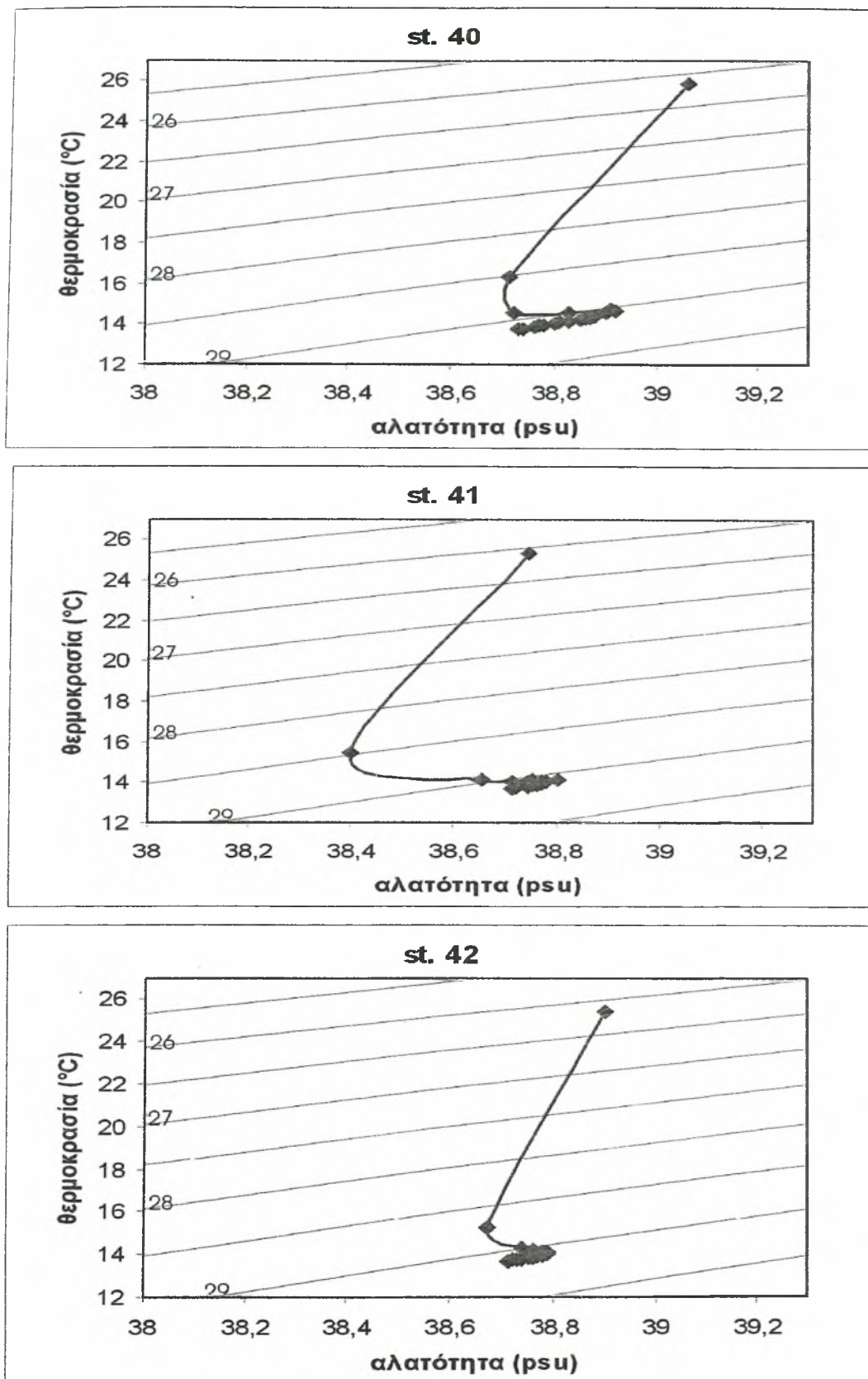
Εικ. 5.2.12. Διαγράμματα t-s των σταθμών 31-33.



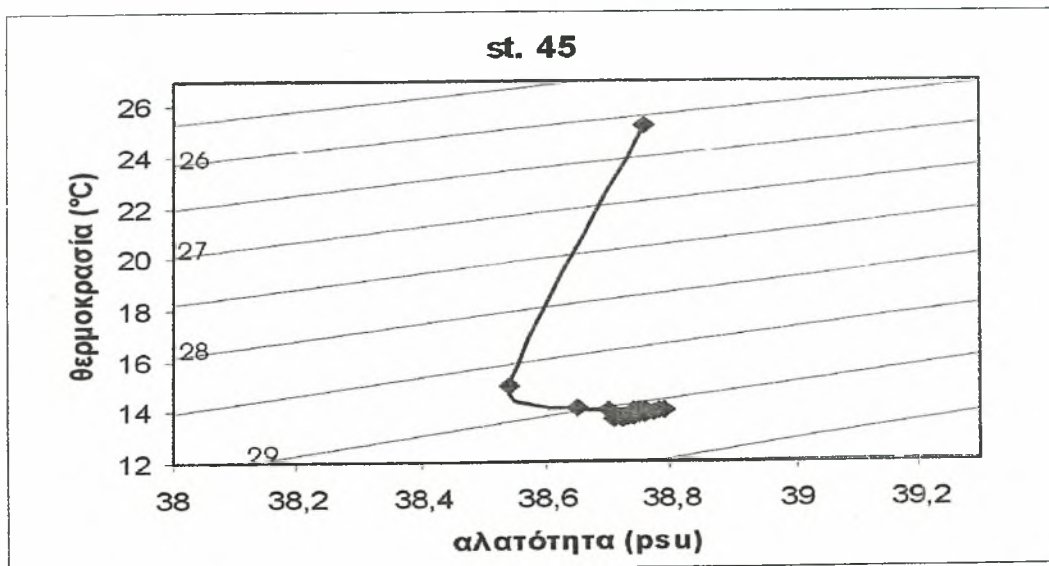
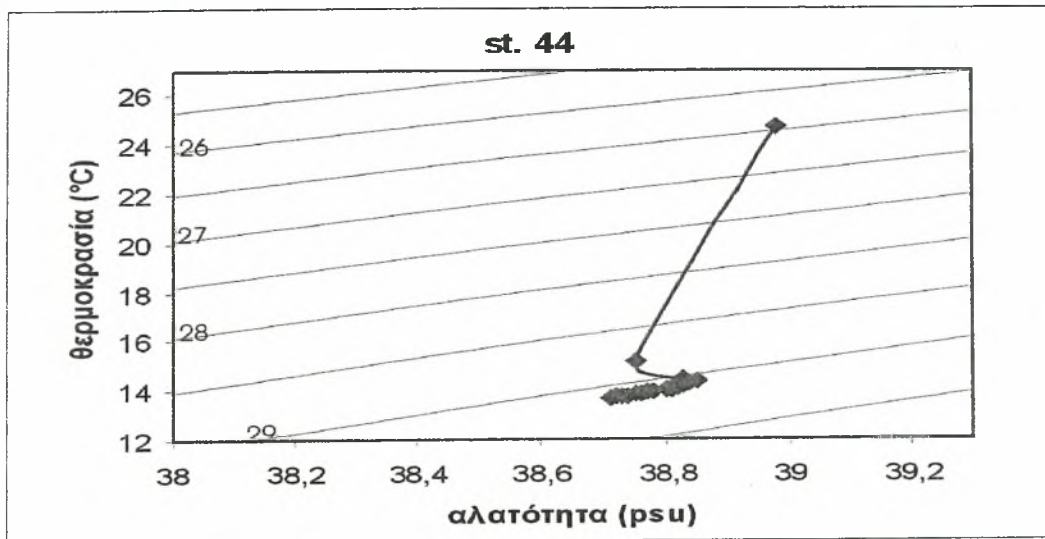
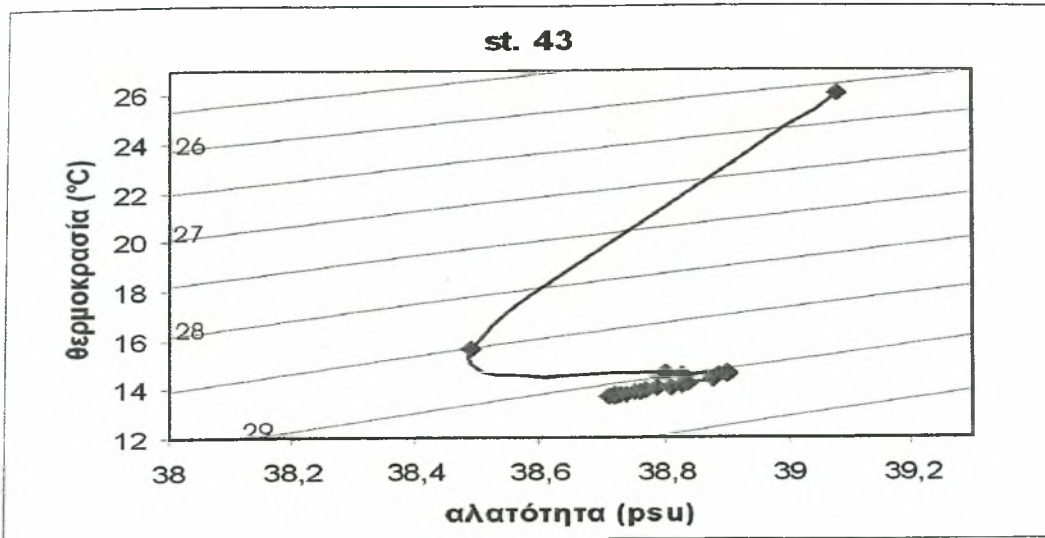
Εικ. 5.2.13. Διαγράμματα t-s των σταθμών 34-36.



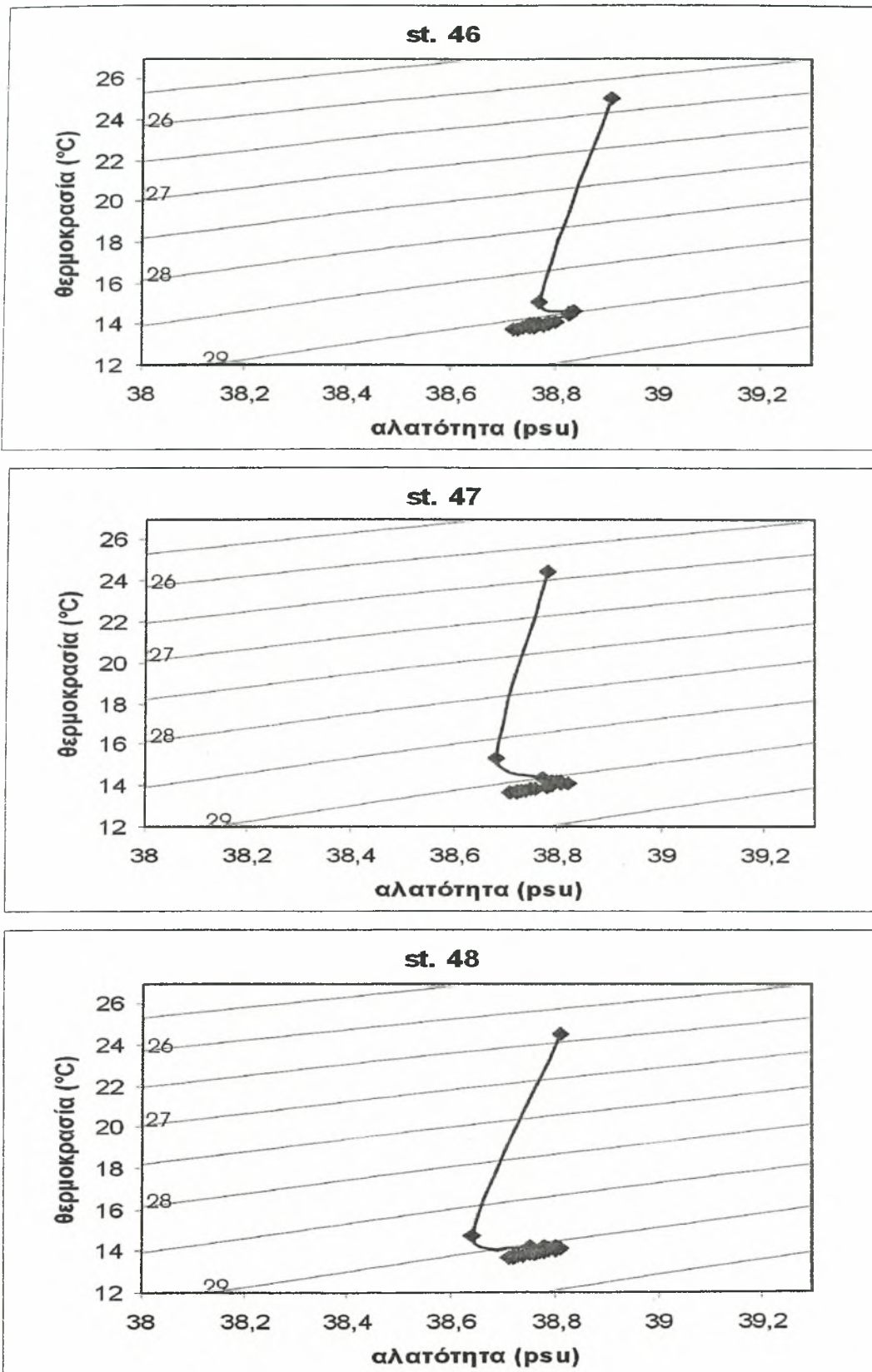
Εικ. 5.2.14. Διαγράμματα t-s των σταθμών 37-39.



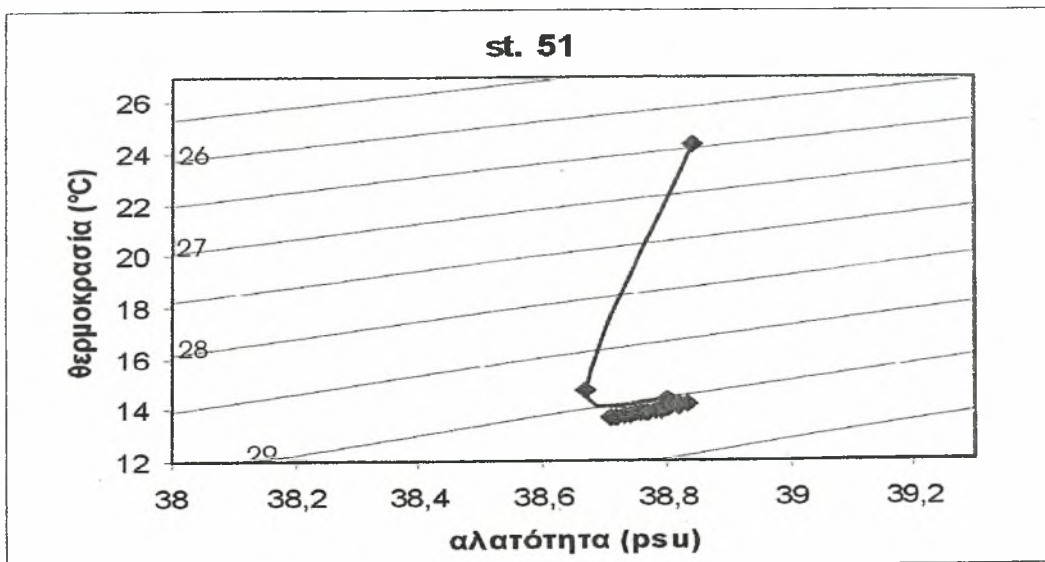
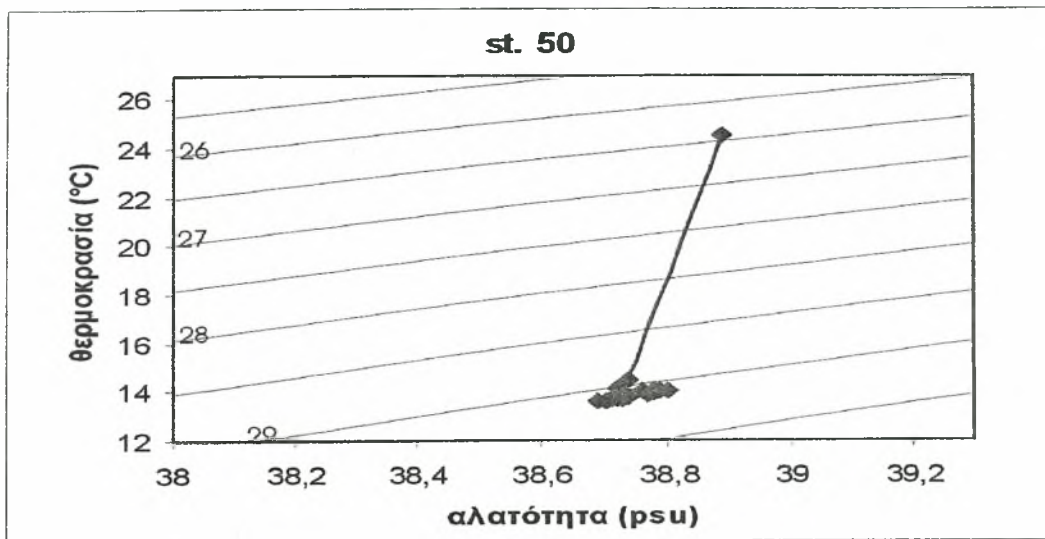
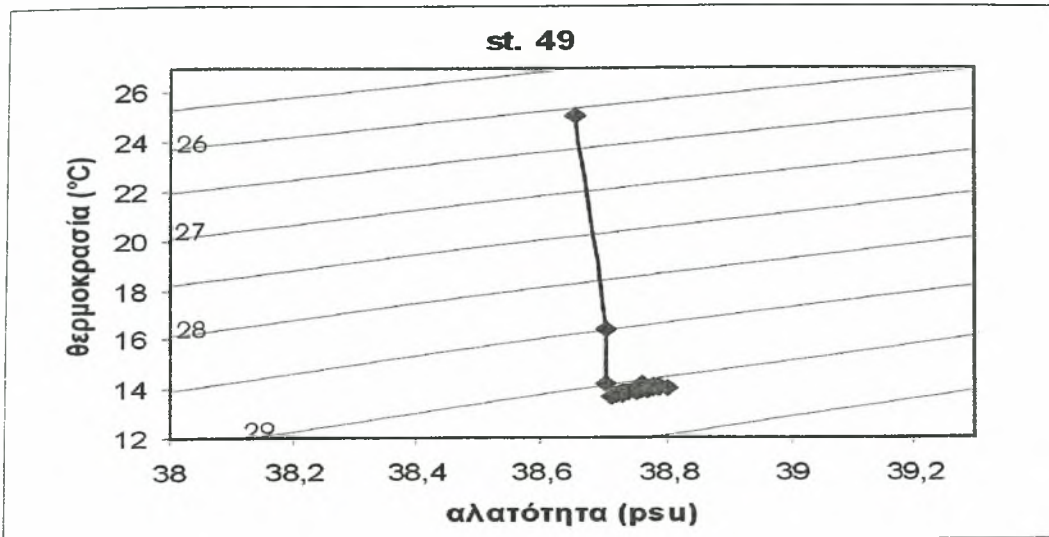
Εικ. 5.2.15. Διαγράμματα t-s των σταθμών 40-42.



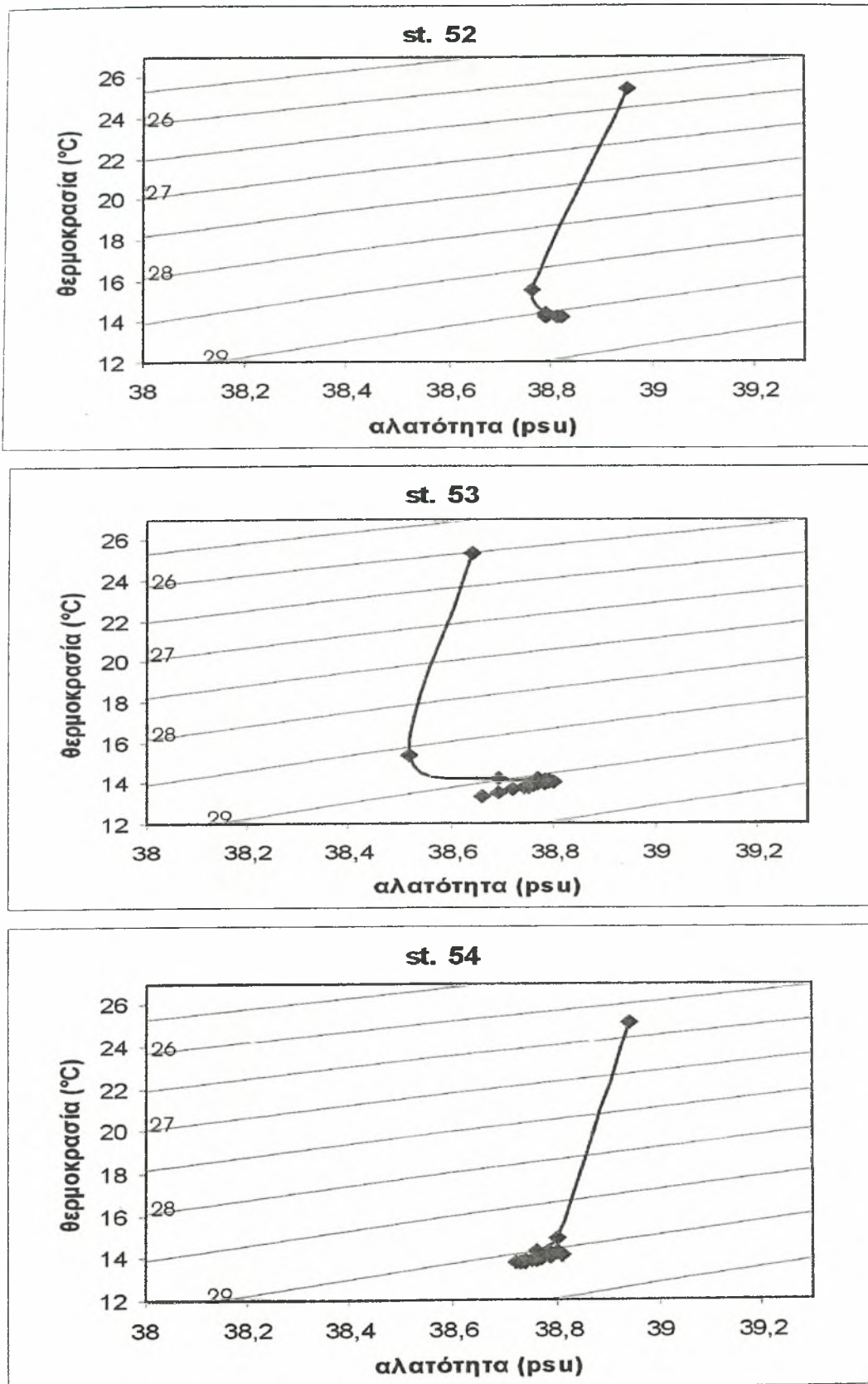
Εικ. 5.2.16. Διαγράμματα t-s των σταθμών 43-45.



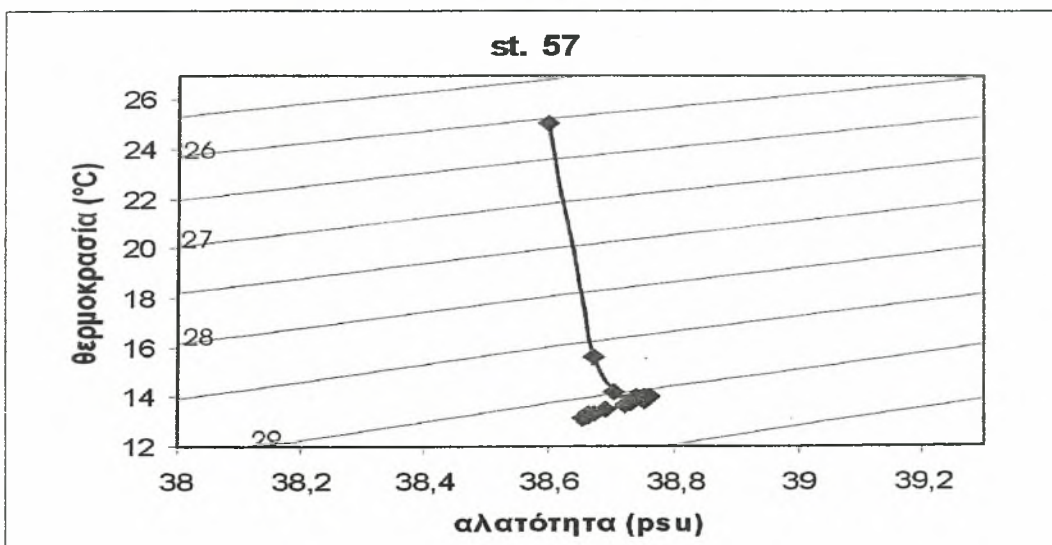
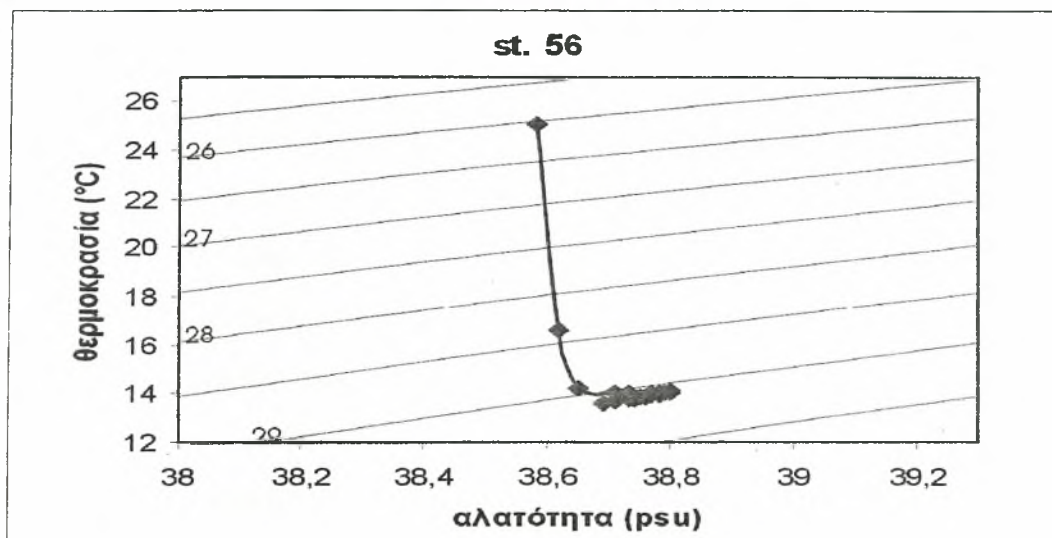
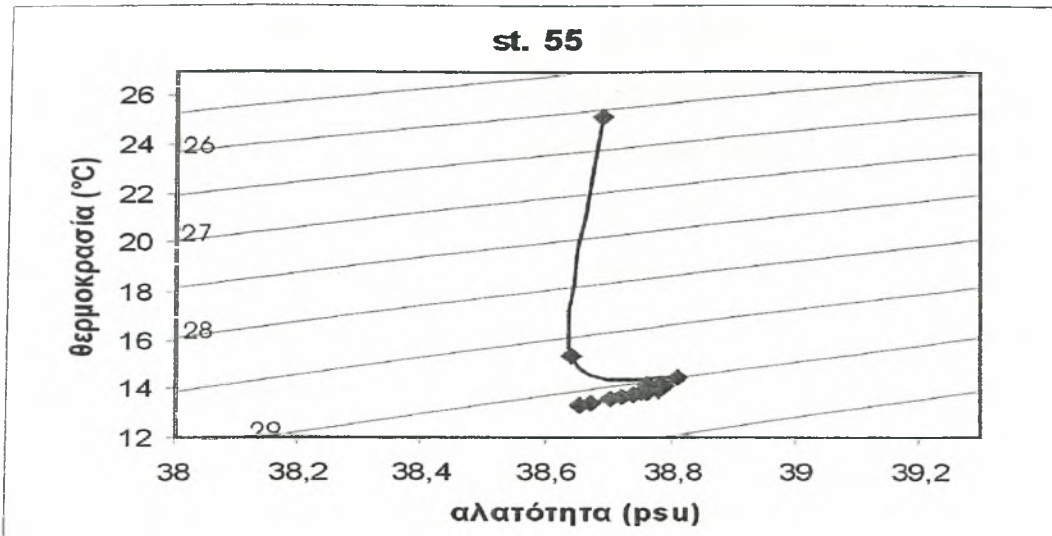
Εικ. 5.2.17. Διαγράμματα t-s των σταθμών 46-48.



Εικ. 5.2.18. Διαγράμματα t-s των σταθμών 49-51.



Εικ. 5.2.19. Διαγράμματα t-s των σταθμών 52-54.



Εικ. 5.2.20. Διαγράμματα t-s των σταθμών 55-57.

B. ΕΓΚΑΡΣΙΕΣ ΤΟΜΕΣ

Στην τομή των σταθμών 1-5, βλέπουμε ότι το LIW εισέρχεται στην περιοχή μελέτης σε βάθη κάτω των 50 μέτρων, με μέγιστα που παρατηρούνται στους σταθμούς 4 και 5 (στο ανατολικό τμήμα της τομής δηλαδή) σε βάθη 150-200 μέτρα και με ποσοστό μεγαλύτερο του 75%, ενώ στο υπόλοιπο πλάτος της τομής σε βάθη από 200 έως και 350 μέτρα, από ανατολικά προς δυτικά αντίστοιχα. Σε αντίστοιχα βάθη στα άκρα της τομής το ποσοστό του LIW είναι μεγαλύτερο στα ανατολικά, ενώ κάτω από τα 650-700 μέτρα το ποσοστό παρουσίας του LIW δεν μεταβάλλεται σημαντικά και κυμαίνεται από 35 έως 40%. Στην ίδια τομή το AW εμφανίζει τα μέγιστα ποσοστά συμμετοχής του σε βάθη 50-100 μέτρων, με ελαφρώς μεγαλύτερα ποσοστά στα δυτικά, ενώ κάτω από τα 300 μέτρα η συμμετοχή του είναι μηδαμινή (<3%).

Στην τομή των σταθμών 6-12, το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του LIW συναντάται ξανά στο ανατολικό τμήμα αυτής, και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των σταθμών 10-12 με τιμές μεγαλύτερες του 75%, ενώ στο δυτικό της τμήμα παρουσιάζει ποσοστά ελαφρώς χαμηλότερα. Και εδώ κάτω από τα 700 μέτρα βάθους δεν παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές στα ποσοστά συμμετοχής του, κυμαινόμενο από 35-40%. Στην ίδια τομή, το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του AW εμφανίζεται σε βάθος 50-100 μέτρων, με το δυτικό τμήμα να εμφανίζει τόσο ελαφρώς μεγαλύτερα ποσοστά, όσο και συμμετοχή του AW σε μεγαλύτερο βάθος απ' ό τι στα ανατολικά (έως 300 και ~200 μέτρα, αντίστοιχα).

Στην τομή των σταθμών 13-19 ομοίως με προηγούμενα τα μέγιστα ποσοστά συμμετοχής του LIW εμφανίζονται στους ανατολικούς σταθμούς (στ. 18 και 19) και σε βάθη 100 έως 200 μέτρα, ενώ στην πορεία κατά μήκος της τομής προς τα δυτικά το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του LIW εμφανίζεται σε μεγαλύτερο βάθος, φτάνοντας να εμφανίζεται στον σταθμό 13 στα 200-350 μέτρα. Στην περιοχή του σταθμού 15 το ποσοστό συμμετοχής του LIW είναι μικρότερο κατά 5-10% από αυτό των υπολοίπων σταθμών για τα ίδια βάθη, κυρίως στα πρώτα 100 και κάτω από τα 300 μέτρα βάθους. Το AW εμφανίζει μέγιστο ποσοστό συμμετοχής στο δυτικό τμήμα της τομής και κυρίως στην

μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του AW εμφανίζεται για άλλη μια φορά στο δυτικό τμήμα της τομής (σταθμός 32), ενώ σε αντιστοιχία με ότι συμβαίνει και με το LIW, στον σταθμό 35 έχουμε συμμετοχή του AW σε ποσοστό μεγαλύτερο του 5% ακόμη και σε βάθη μεγαλύτερα των 550 μέτρων.

Στην τομή των σταθμών 37-40 τα μέγιστα ποσοστά συμμετοχής του LIW εμφανίζονται στο μεν ανατολικό τμήμα σε βάθη 200-350 μέτρων, στο δε δυτικό σε βάθη 300-350 μέτρων. Κάτω από αυτά τα βάθη, το ποσοστό συμμετοχής είναι ελαφρώς μεγαλύτερο στο ανατολικό από ότι στο δυτικό τμήμα, με διαφορές της τάξης του 5% για τα ίδια βάθη, ενώ στην περιοχή του σταθμού 39 βλέπουμε πως ο «Πέλοπας» εξακολουθεί να επηρεάζει την ροή του LIW, βυθίζοντας τα μέγιστα ποσοστά συμμετοχής του έως και τα 450 μέτρα. Όσον αφορά τα ποσοστά συμμετοχής του AW εμφανίζουν τις μέγιστες τιμές τους σε βάθη 50-100 μέτρων.

Στην τομή των σταθμών 41-44, το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του LIW εμφανίζεται στο ανατολικό τμήμα της τομής (σταθμοί 43-44) και σε βάθη από 100 έως και 500 μέτρα, με ιδιαίτερα έντονη παρουσία στον σταθμό 43 σε βάθη 200-300 μέτρα (>65% LIW). Στους δυτικούς σταθμούς της τομής, στα ίδια βάθη εμφανίζονται ποσοστά σημαντικά χαμηλότερα (έως και 20%). Κάτω από τα 600 μέτρα βάθους το ποσοστό συμμετοχής του LIW είναι περίπου το ίδιο και για τα δύο τμήματα της τομής. Τα ποσοστά συμμετοχής του AW και σε αυτή την τομή εμφανίζουν μέγιστες τιμές σε βάθος 50-100 μέτρων, φτάνοντας και πάνω από 65%, ενώ σχεδόν μηδενίζονται σε βάθη μεγαλύτερα των 200 μέτρων ανατολικά και 400 μέτρων δυτικά, αντίστοιχα.

Στην τομή των σταθμών 45-46 τα μέγιστα ποσοστά συμμετοχής του LIW εμφανίζονται στην περιοχή του σταθμού 46 σε βάθη από 75 έως και 200 μέτρα (έως και 60%), ενώ στην περιοχή του σταθμού 45 είναι σημαντικά χαμηλότερα (έως 30% χαμηλότερα). Κάτι τέτοιο παρατηρείται σε όλο το βάθος της τομής, με σημαντικά υψηλότερο ποσοστό συμμετοχής του LIW στον σταθμό 46 από ότι στον 45 για τα ίδια βάθη. Αντίθετα, το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του AW στην συγκεκριμένη τομή παρατηρείται στην περιοχή του σταθμού 45 (~50%) και σε βάθος 50-100 μέτρων.

Στην τομή των σταθμών 47-48 το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του LIW εμφανίζεται στην περιοχή του σταθμού 48 και σε βάθη 250-300 μέτρων (~55%), ενώ σχετικά υψηλές τιμές εμφανίζονται σε όλο το μήκος της τομής σε βάθη 200-500 μέτρα (~50%), ενώ δεν παρατηρούνται διαφορές στις περιοχές των δύο σταθμών για τα αντίστοιχα βάθη. Το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του AW εμφανίζεται στην περιοχή του σταθμού 47 (~45%) σε βάθος ~50 μέτρων, ενώ η συμμετοχή του είναι ελάχιστη κάτω από τα 100 μέτρα και μηδαμινή κάτω από τα 300.

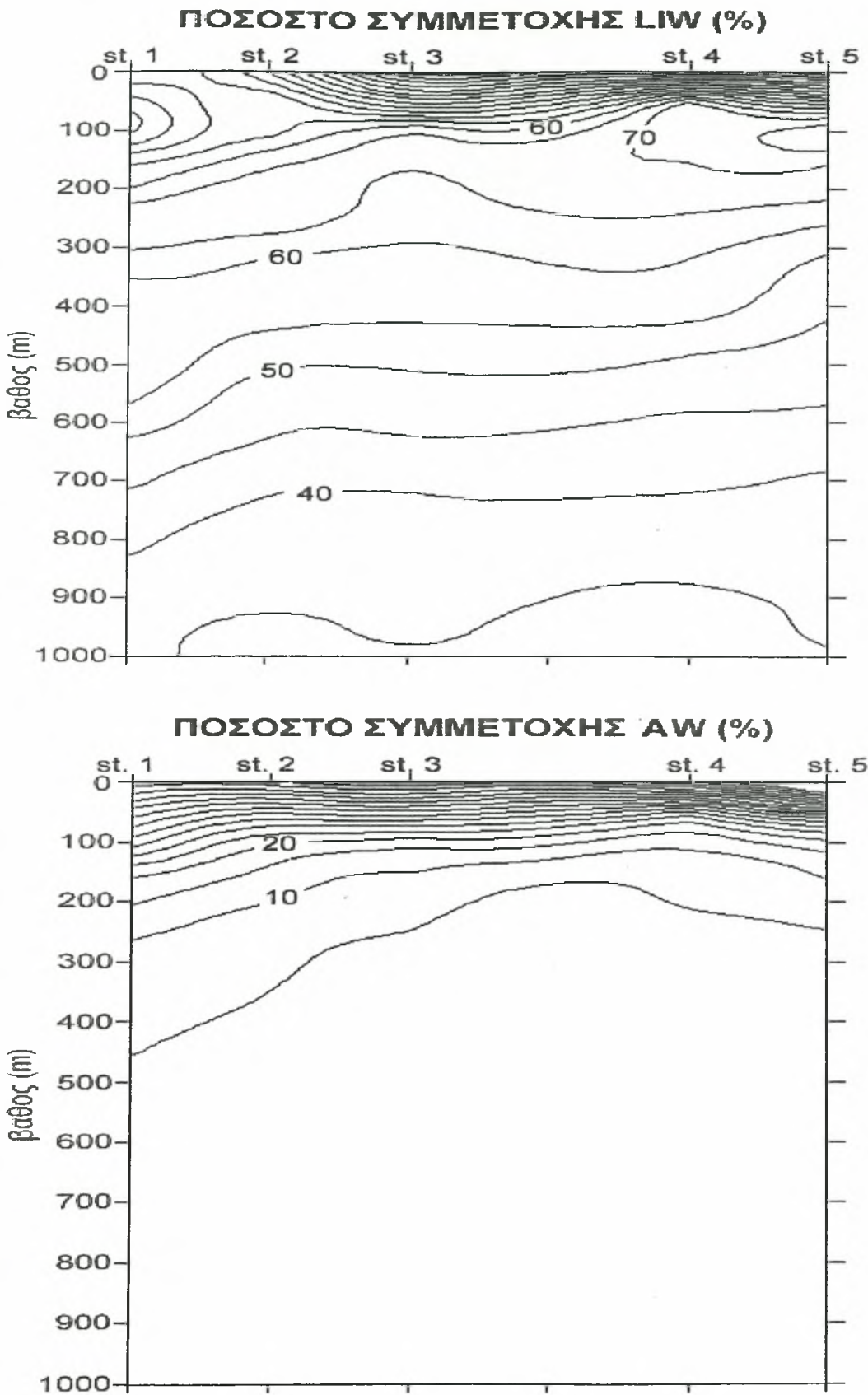
Στην τομή των σταθμών 49-52 το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του LIW εμφανίζεται στο ανατολικό τμήμα της τομής (περιοχή σταθμών 51-52) και σε βάθη από περίπου 100 έως και τα 600 μέτρα, με τον πυρήνα να βρίσκεται στην περιοχή του σταθμού 52 σε βάθη 300-600 μέτρα. Στο δυτικό τμήμα της τομής συναντούμε σχετικά μικρότερα ποσοστά συμμετοχής του LIW, ιδιαίτερα στην περιοχή του σταθμού 50 και σε βάθη μεγαλύτερα των 500 μέτρων. Το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του AW εμφανίζεται, και εδώ, σε βάθος περίπου 75 μέτρων, παρουσιάζοντας ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές στο δυτικό τμήμα της τομής (~45%).

Τέλος, στην τομή των σταθμών 53-54 το μέγιστο ποσοστό του LIW (>50%), συναντάται ξανά στο ανατολικό τμήμα της τομής και σε βάθη 150-500 μέτρων, ενώ στα δυτικά εμφανίζεται σε βάθη 300-400 μέτρων. Και σε αυτή την τομή τα ποσοστά συμμετοχής του LIW είναι μεγαλύτερα στα ανατολικά απ' ό τι στα δυτικά, για αντίστοιχα βάθη. Το μέγιστο ποσοστό συμμετοχής του AW (>60%) συναντάται και εδώ σε βάθος 50-75 μέτρων.

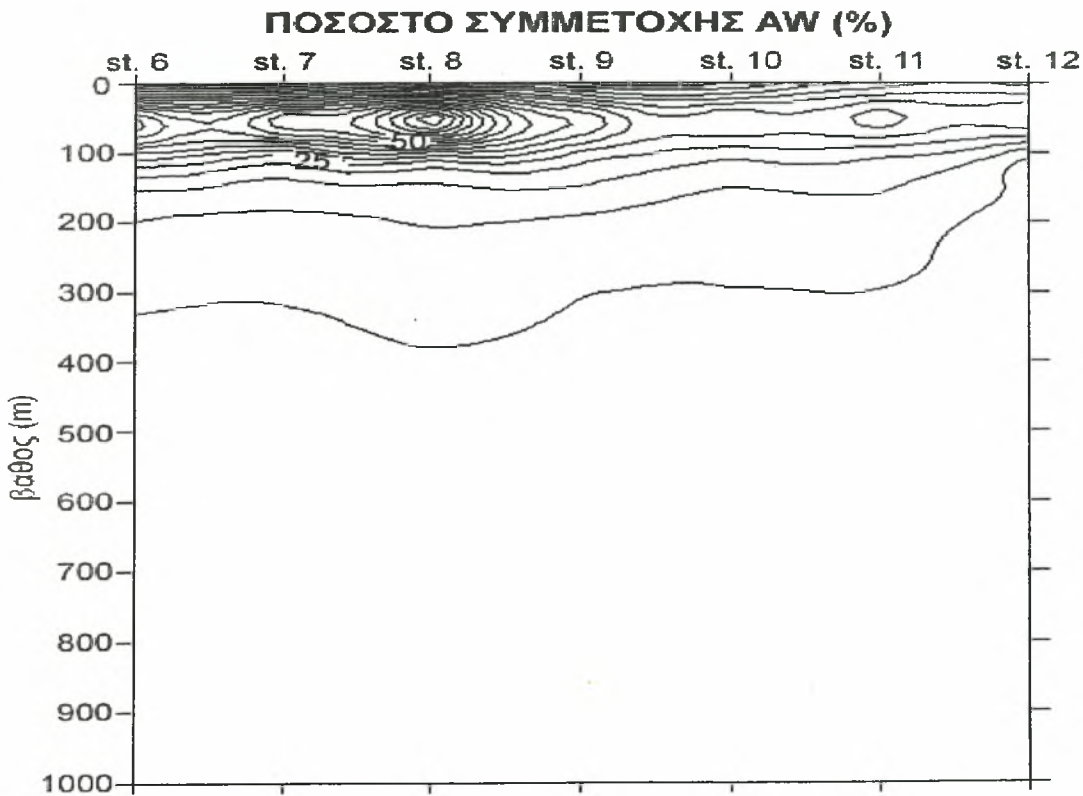
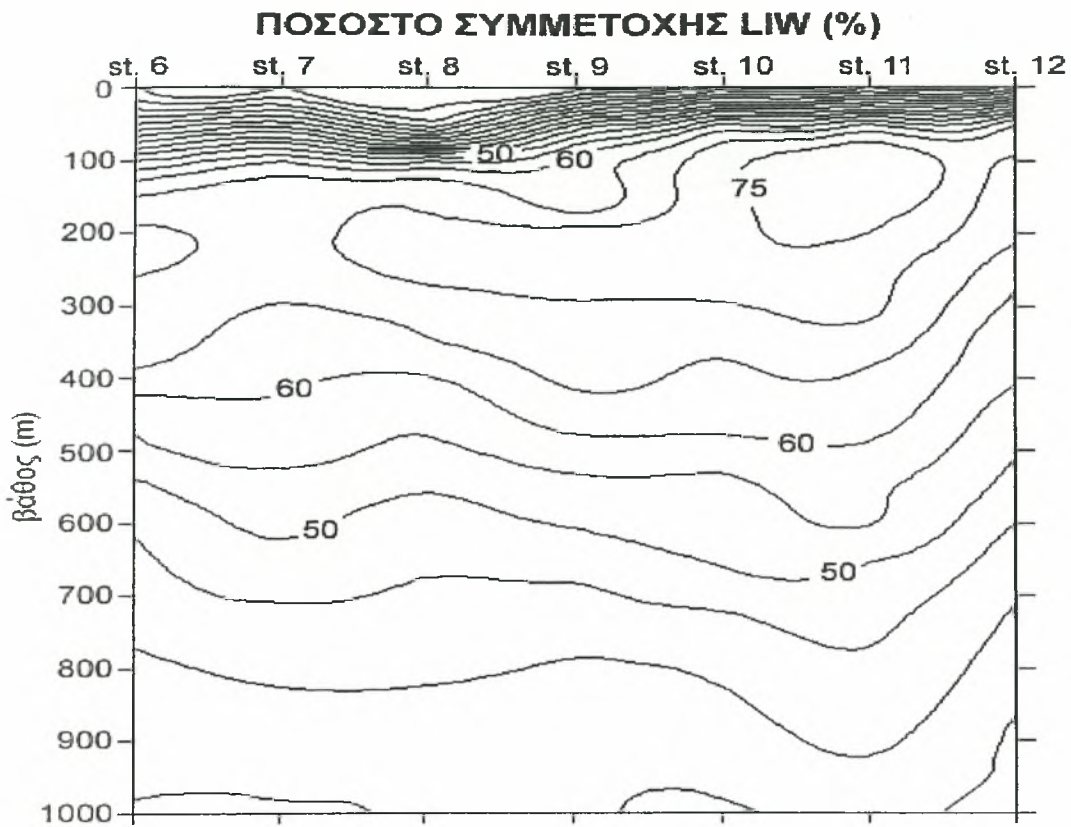
Γ. ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΤΟΜΗ

Στο νότιο τμήμα της τομής (περιοχή εισόδου του LIW στην περιοχή μελέτης), εμφανίζονται οι μέγιστες τιμές συμμετοχής του LIW (έως και πάνω από 80%) σε βάθη από 100 έως 250 μέτρα. Στην πορεία προς βορρά παρατηρείται μια εξάπλωση του νερού με τα χαρακτηριστικά του LIW σε όλο το βάθος της εξεταζόμενης στήλης νερού στην περιοχή που εμφανίζεται ο «Πέλοπας», N-ΝΔ της Πελοποννήσου. Η συμβολή του «Πέλοπα» σε αυτό

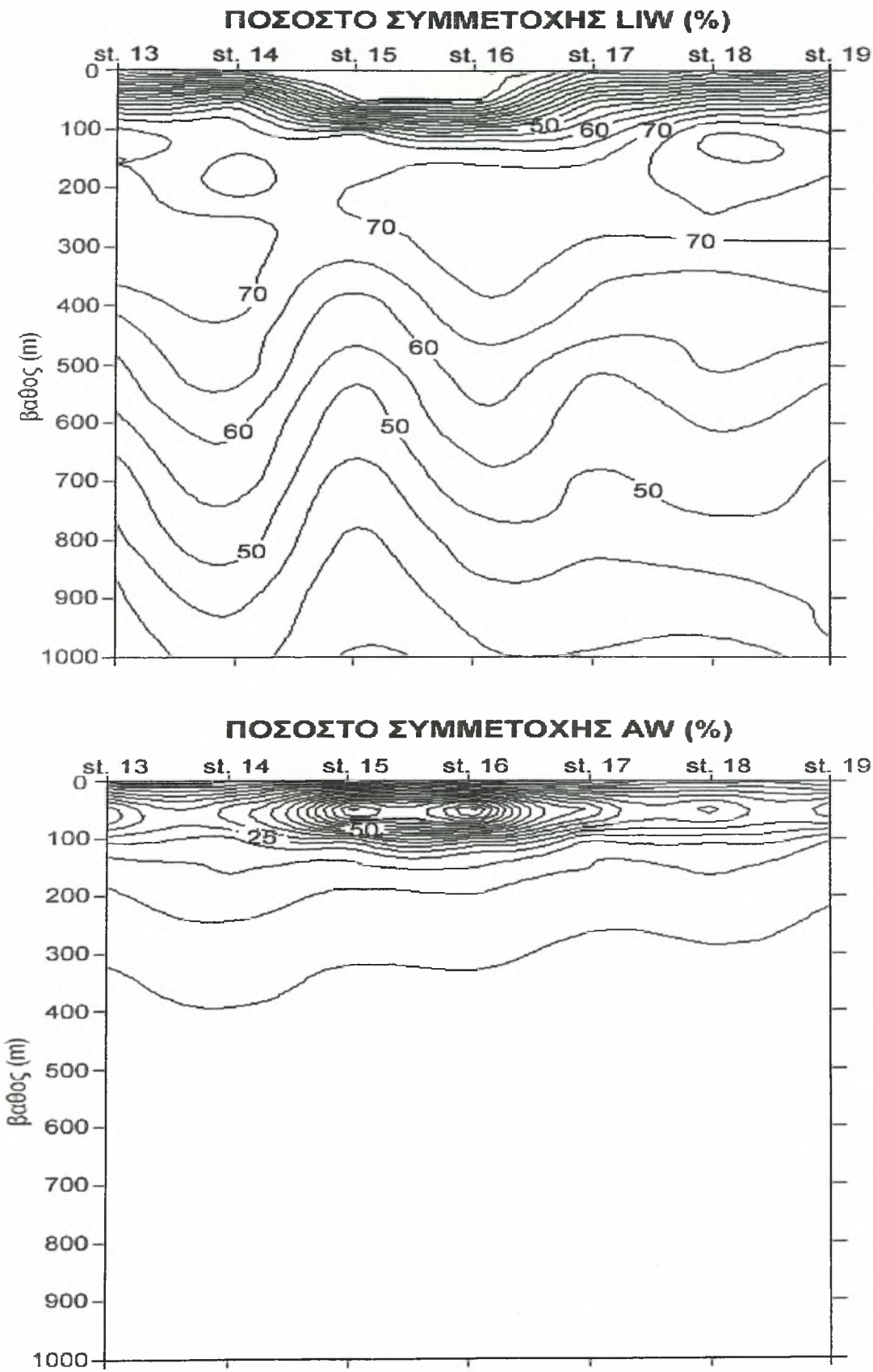
είναι φανερή, καθώς νοτιότερα του και σε βάθη μεγαλύτερα των 700 μέτρων δεν έχουμε ποσοστό συμμετοχής του LIW πάνω από 50%, ενώ στην συγκεκριμένη περιοχή τα ποσοστά συμμετοχής του LIW είναι σημαντικότερα (>65%) ακόμη και σε βάθος 1000 μέτρων. Προχωρώντας προς τα βόρεια, έχουμε μια σταδιακή μείωση των μεγίστων ποσοστών συμμετοχής του LIW, τα οποία φτάνουν το 50-55% στην περιοχή του σταθμού 55 και κάτω από 45% στην περιοχή του σταθμού 57, ενώ παράλληλα παρατηρείται και μια σταδιακή αύξηση του βάθους παρατήρησης αυτών των μεγίστων ποσοστών, το οποίο στην περιοχή των σταθμών 55-57 φτάνει και τα 500 μέτρα (150-500 μέτρα), σε αντίθεση με το νότιο τμήμα της τομής όπου και εμφανίζονται αρκετά υψηλότερα (100-200 μέτρα στους σταθμούς 5-11-18).



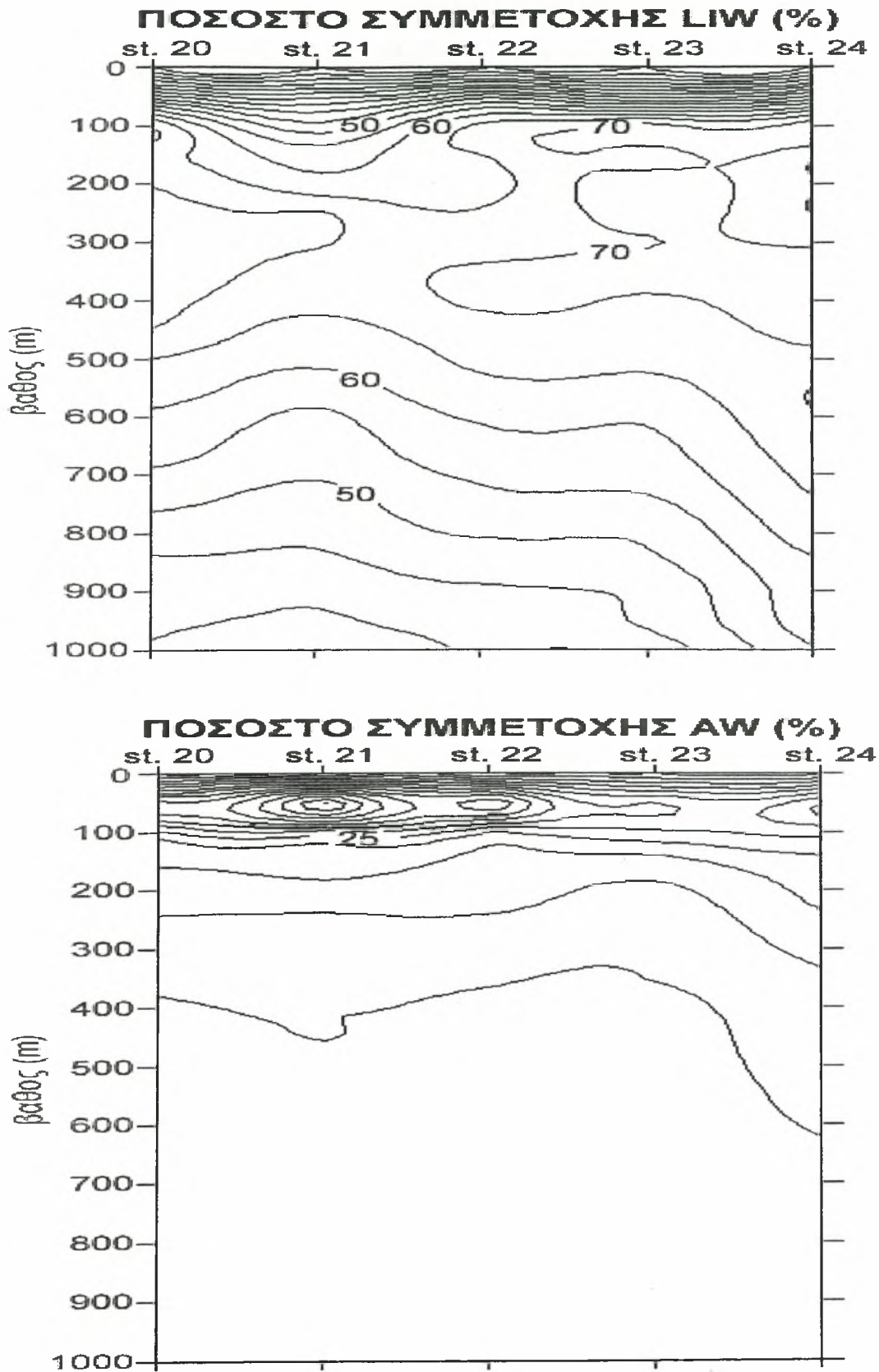
Εικ. 5.2.21. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος της τομής των σταθμών 1-5.



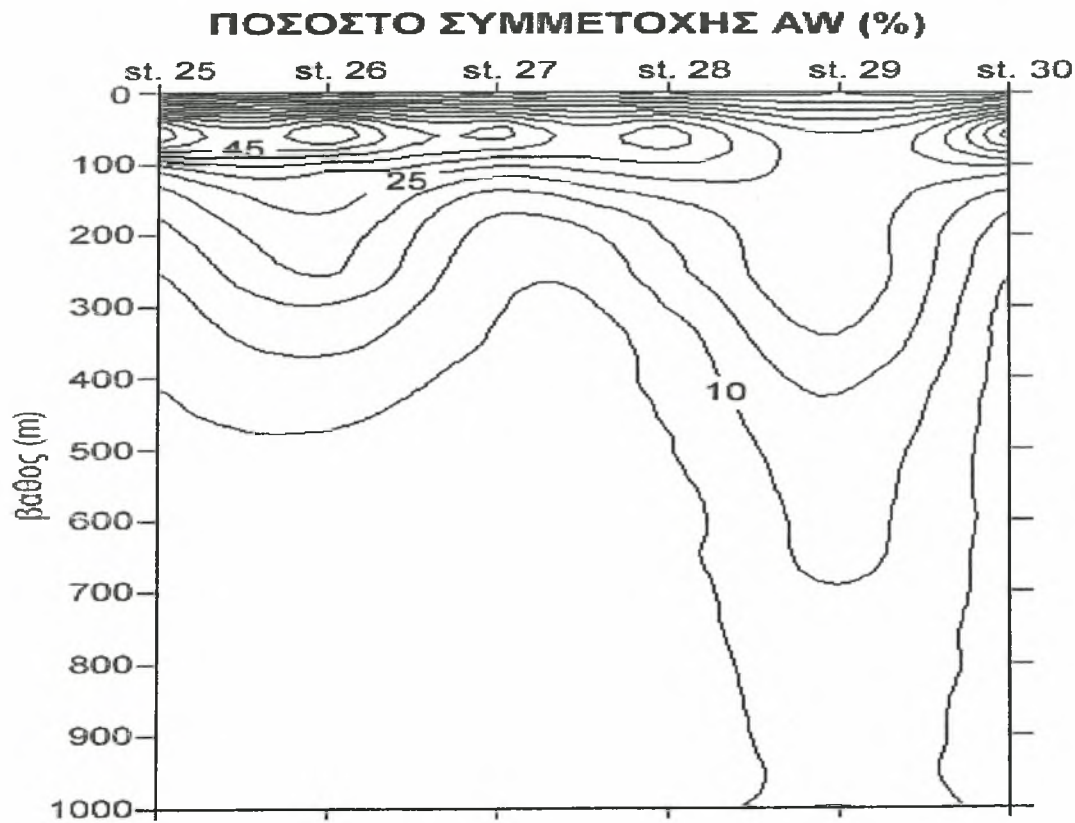
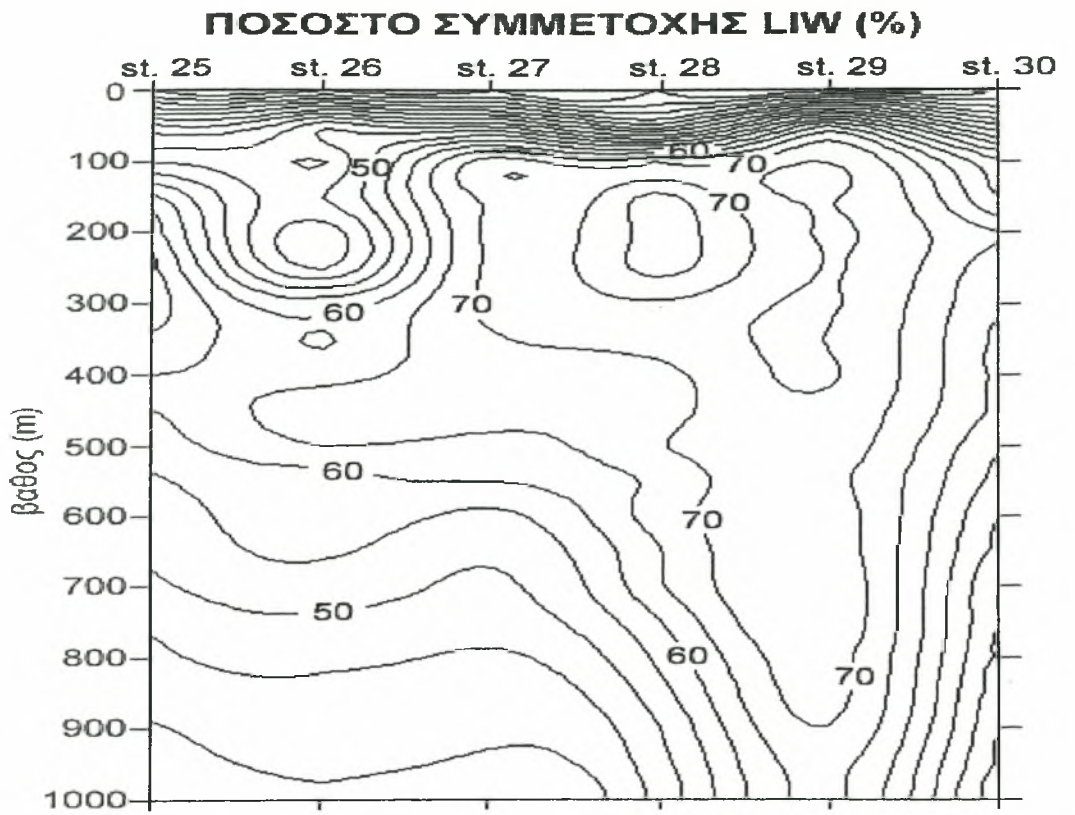
Εικ. 5.2.22. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος της τομής των σταθμών 6-12.



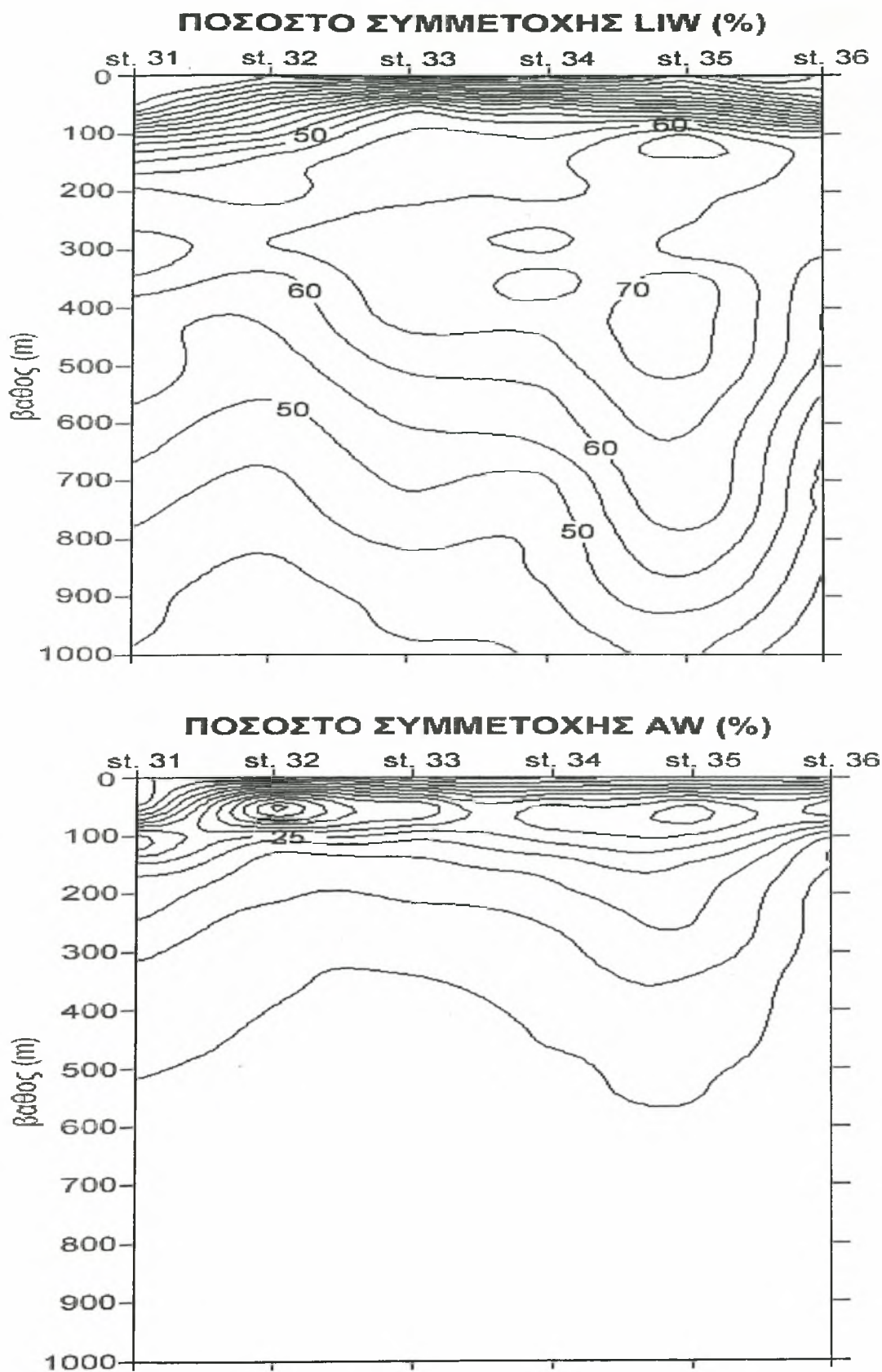
Εικ. 5.2.23. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος της τομής των σταθμών 13-19.



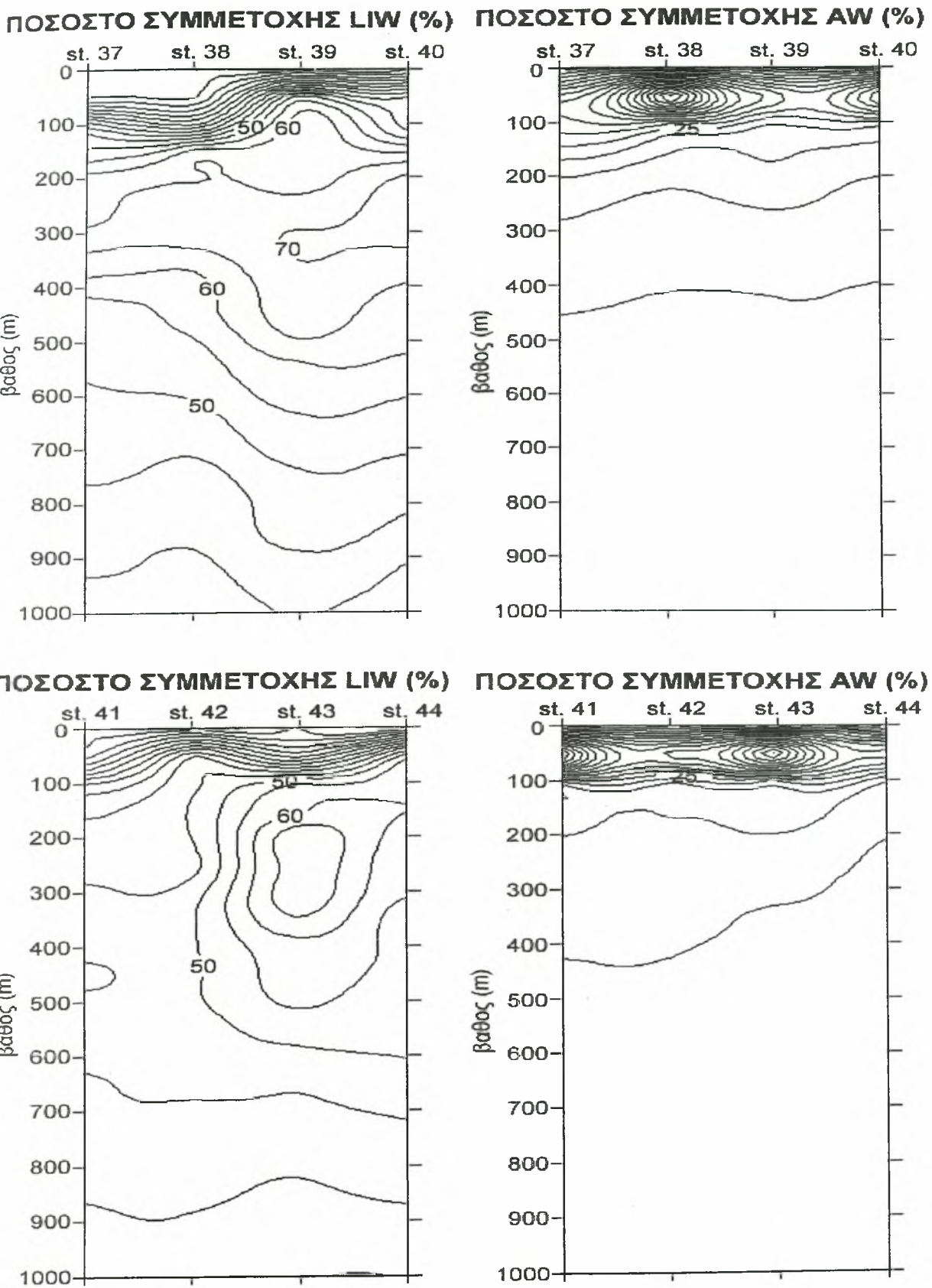
Εικ. 5.2.24. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος της τομής των σταθμών 20-24.



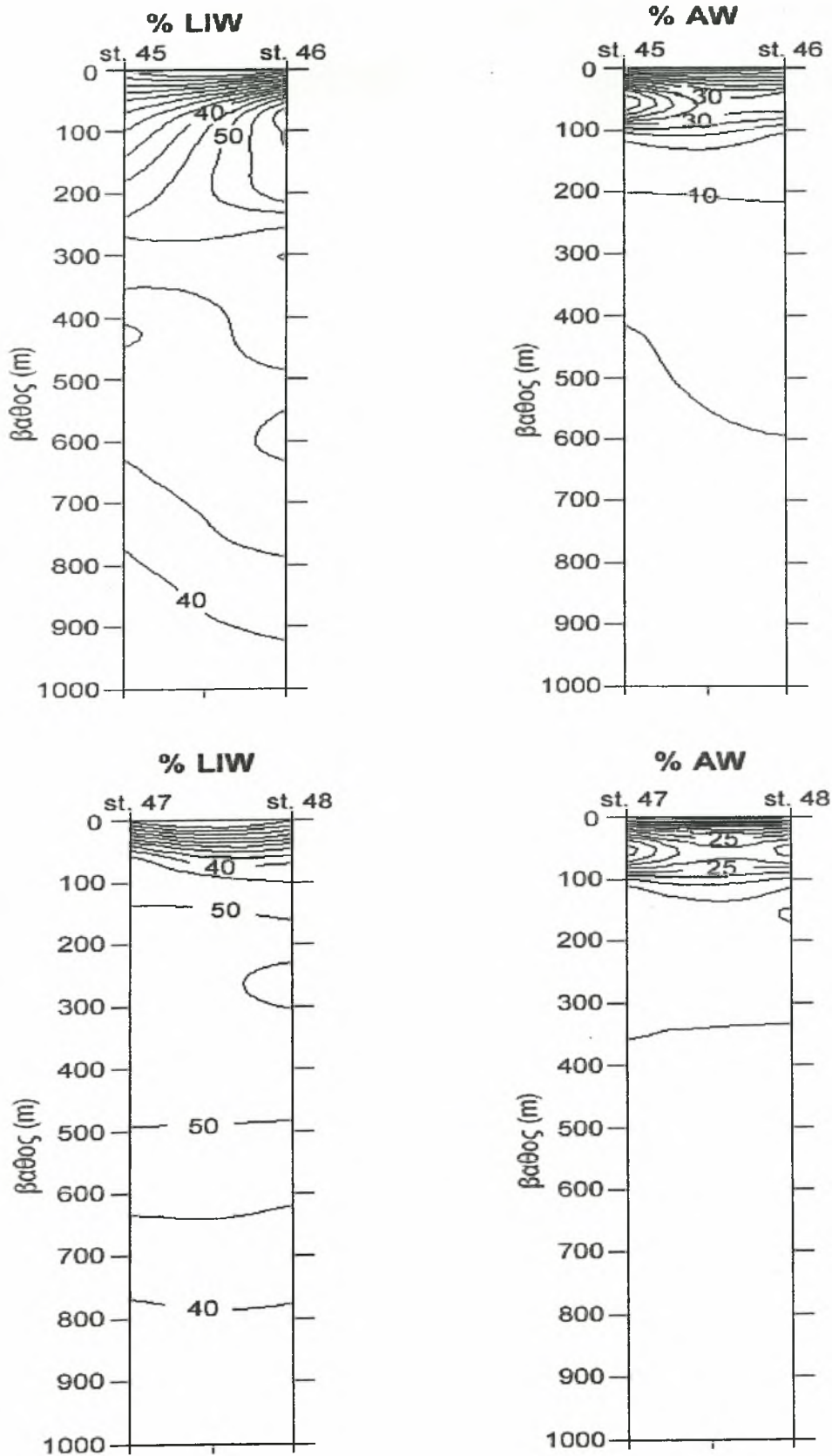
Εικ. 5.2.25. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος της τομής των σταθμών 25-30.



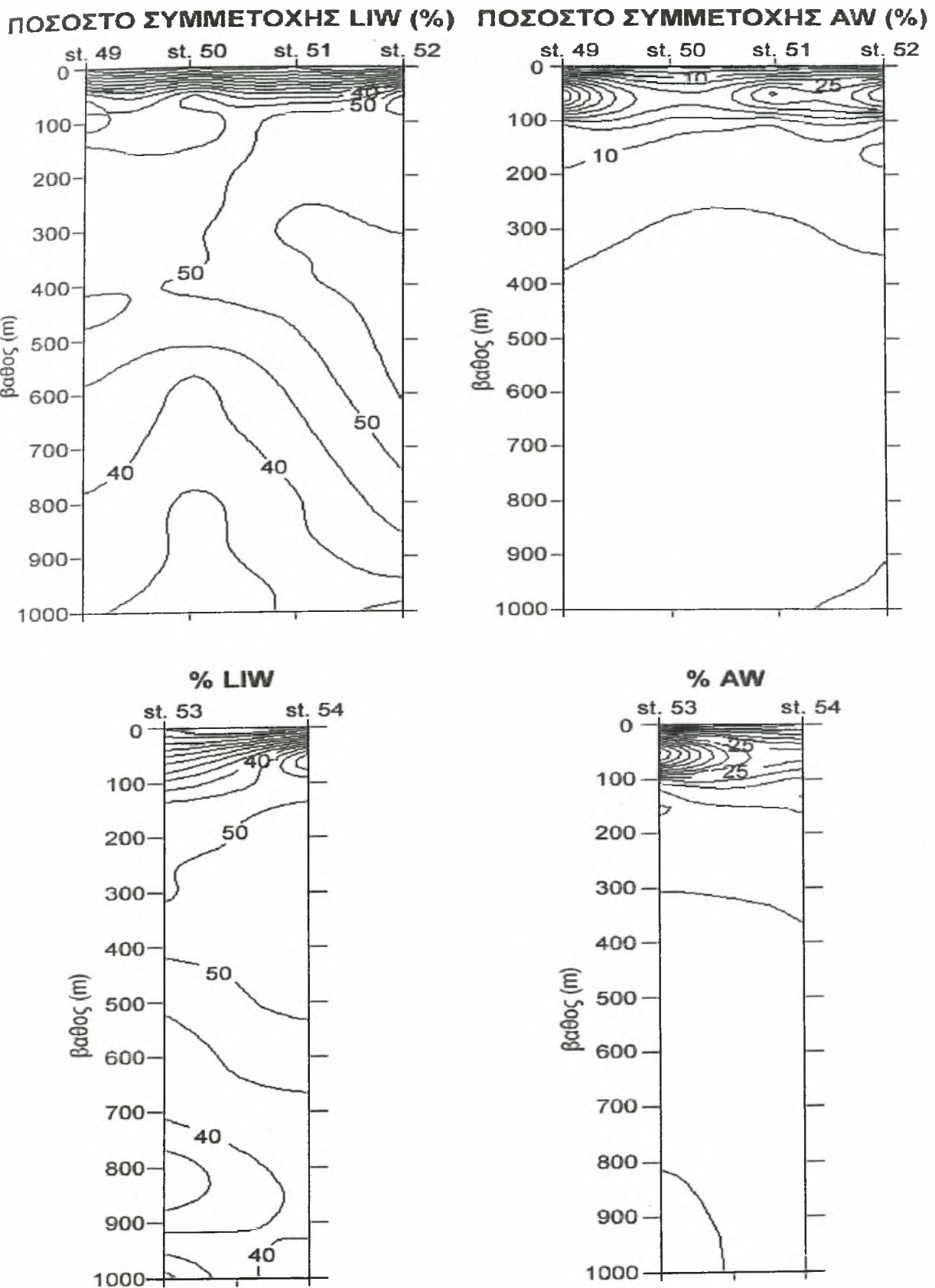
Εικ. 5.2.26. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος της τομής των σταθμών 31-36.



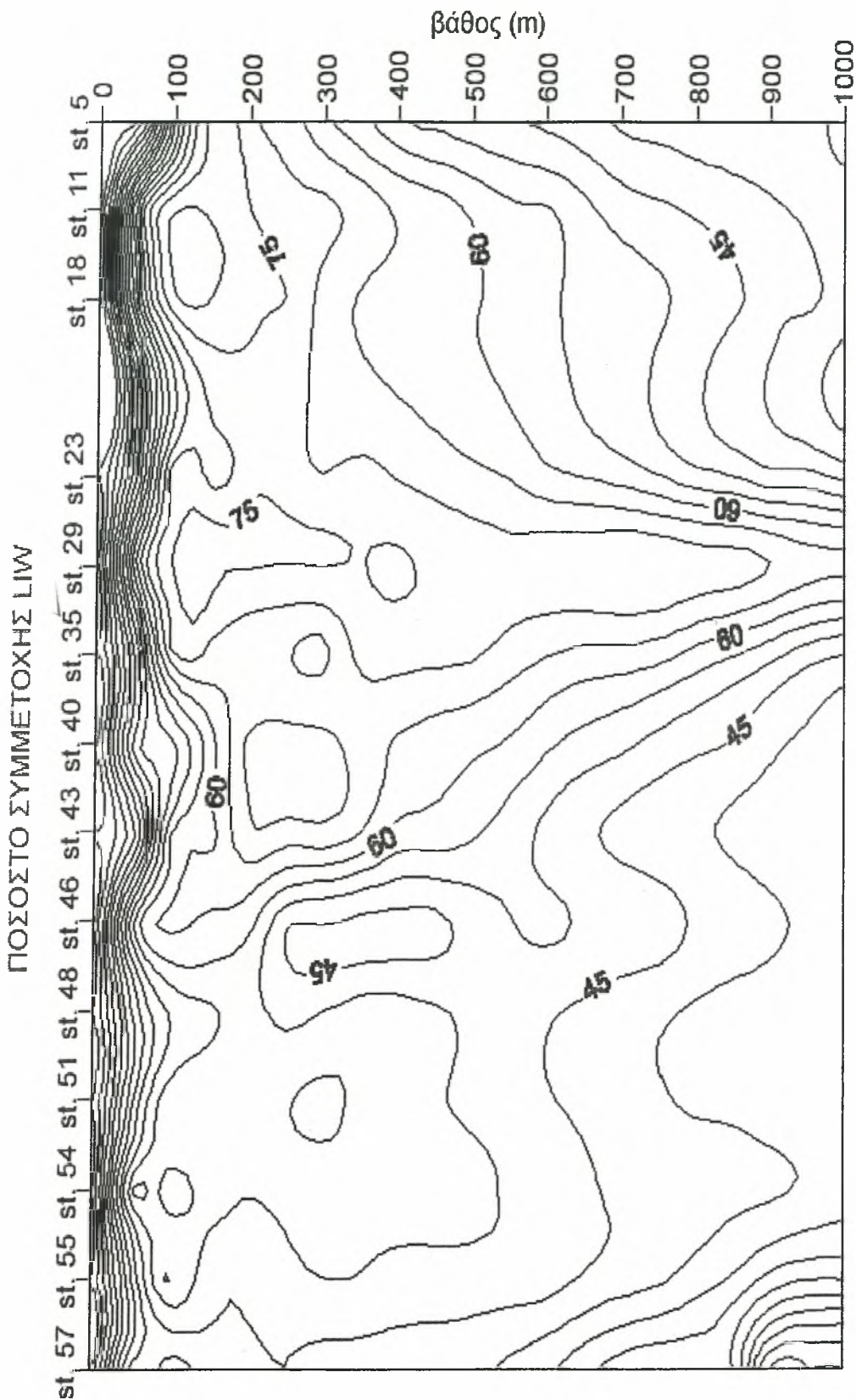
Εικ. 5.2.27. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος των τομών των σταθμών 37-40, 41-44.



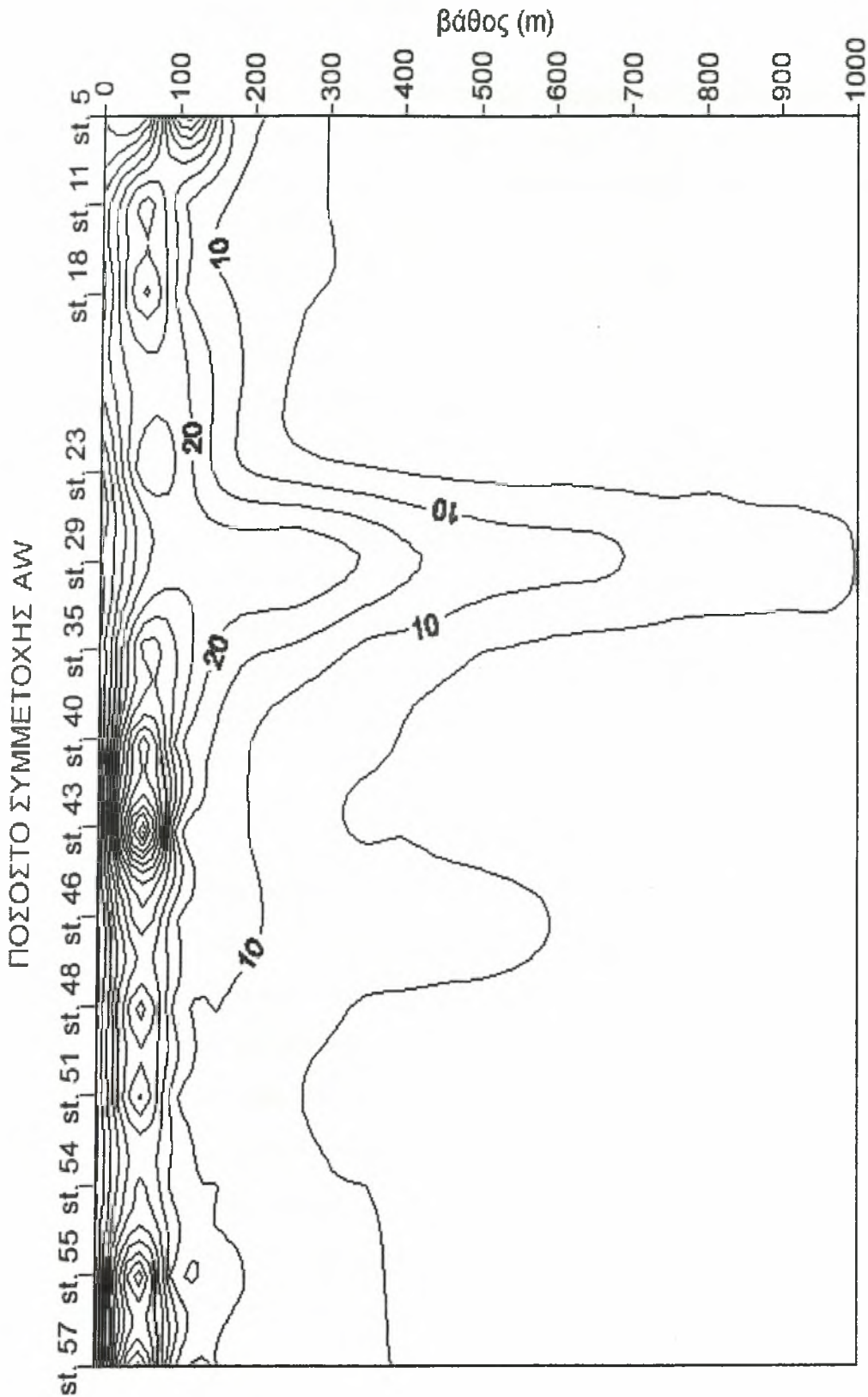
Εικ. 5.2.28. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος των τομών των σταθμών 45-46, 47-48.



Εικ. 5.2.29. Ποσοστό συμμετοχής υδάτινων μαζών κατά μήκος των τομών των σταθμών 49-52, 53-54.



Εικ. 5.2.30. Ποσοστό συμμετοχής LIW κατά μήκος της παράκτιας τομής των σταθμών 5-11-18-23-29-35-40-43-46-48-51-54-55-57.



Εικ. 5.2.31. Ποσοστό συμμετοχής AW κατά μήκος της παράκτιας τομής των σταθμών 5-11-18-23-29-35-40-43-46-48-51-54-55-57.

5.3. ΙΣΟΠΥΚΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η αλατότητα, όπως και η δυναμική θερμοκρασία, είναι συντηρητικά χαρακτηριστικά των θαλάσσιων υδάτινων μαζών. Έτσι, η κατανομή τους σε μια ισόπυκνη επιφάνεια μπορεί να υποδηλώσει μοτίβα ροής και εξάπλωσης μιας συγκεκριμένης υδάτινης μάζας. Τα μοτίβα ροής που εξάγονται από την κατανομή των συντηρητικών χαρακτηριστικών πάνω σε μια ισόπυκνη επιφάνεια μπορούν επίσης να υποστηριχθούν και από την αντίστοιχη τοπογραφία των ισοπύκνων, οι ισοβαθείς των οποίων μπορούν επίσης να μας δώσουν πληροφορίες σχετικά με την διεύθυνση της ροής καθώς και την φορά της, σε περιπτώσεις που αυτή παρουσιάζει καμπυλότητα (όπως για παράδειγμα όταν έχουμε την ύπαρξη ενός κυκλώνα ή αντικυκλώνα). Στην περίπτωση μας, και οι επτά ισόπυκνες επιφάνειες που θα εξετασθούν στη συνέχεια έχουν επιλεγθεί έτσι ώστε να καλύπτουν όλο το εύρος της παρουσίας των δύο υδάτινων μαζών που μας ενδιαφέρουν (LIW και AW) στην περιοχή μελέτης. Οι τιμές σε των υπό εξέταση ισοπύκνων επιφανειών είναι 28,57, 28,73, 28,87, 28,94, 29,02, 29,08 και 29,12 και στη συνέχεια θα αναφέρονται ως 1, 2, 3, 4, 5, 6 και 7 αντίστοιχα.

Τοπογραφίες

Από όλες τις τοπογραφίες των υπό εξέταση ισοπύκνων επιφανειών γίνεται σαφές ότι λαμβάνει χώρα εισροή πυκνότερων νερών από τα υπάρχοντα στην περιοχή μελέτης στο ανατολικό τμήμα αυτής και σε βάθη που αρχίζουν κάτω από την επιφάνεια και φθάνουν τα 130 μέτρα περίπου. Στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, στα δυτικά – νοτιοδυτικά της Κέρκυρας, φαίνεται να υπάρχει κάποιας μορφής κυκλωνική κυκλοφορία, όπως και νότια της Ζακύνθου, ενώ η γενικότερη αίσθηση που δίνουν οι τοπογραφίες, είναι ότι σε όλη την περιοχή από το ύψος της Ζακύνθου και βορειότερα, η επικρατούσα κυκλοφορία είναι κυκλωνική. Στα νότια – νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου, επικρατεί αντικυκλωνική κυκλοφορία, με δεσπίζουσα μορφή τον αντικυκλώνα Πέλοπα. Στην περιοχή δυτικά του Πέλοπα εμφανίζεται μια κυκλωνική μορφή, που πιθανόν αποτελεί μαζί του ένα τοπικό κυκλοφορικό σύστημα (ιδιαίτερα εμφανές στις τοπογραφίες 6 και 7). Ένα τελευταίο σημαντικό στοιχείο όσον αφορά τις τοπογραφίες των ισοπύκνων επιφανειών της περιοχής μελέτης είναι

ότι, σε όλες τους, αντανακλάται – λιγότερο ή περισσότερο – το ανάγλυφο του πυθμένα της περιοχής, κάτι που μας δείχνει ότι η κυκλοφορία της περιοχής πιθανότατα εξαρτάται σε κάποιο βαθμό και από το ανάγλυφο του πυθμένα της.

Αλατότητα – Δυναμική Θερμοκρασία

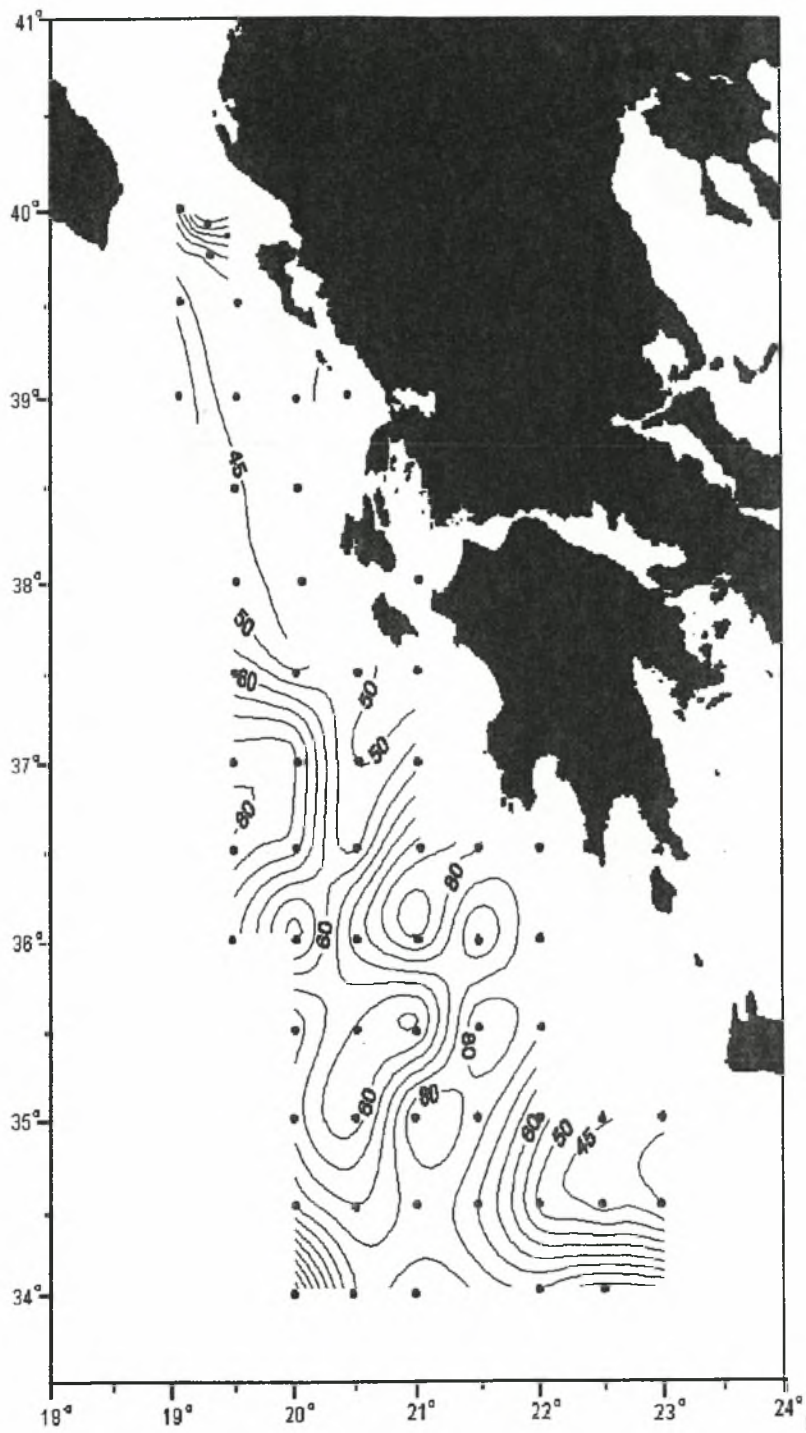
Στις ισόπυκνες κατανομές της αλατότητας, ιδιαίτερα στις 4,5,6,7, είναι εμφανής η είσοδος αλμυρών νερών από τα ανατολικά της περιοχής μελέτης, και με πορεία προς τα δυτικά, τα οποία στη συνέχεια εκτρέπονται προς βόρεια – βορειοδυτικά, για να φτάσουν έως το ύψος της Κέρκυρας. Εκεί έχουμε την παρουσία μιας ισχυρής βαθμίδας αλατότητας (κυρίως φαίνεται στις κατανομές 3,4 και 5) που υποδηλώνει την ύπαρξη ενός μετώπου το οποίο διαχωρίζει τα λιγότερο αλμυρά νερά της περιοχής (εξερχόμενα από Αδριατική) από τα ανερχόμενα νερά στα οποία αναφερθήκαμε. Περιοχές εισόδου λιγότερο αλμυρών νερών στην περιοχή μελέτης, εκτός από το βόρειο τμήμα της είναι και το δυτικό, κυρίως στο κεντρικό της τμήμα, ενώ στα νότια παρατηρούμε την είσοδο, υπό μορφή διαδοχικών «γλωσσών», νερών υψηλότερης και χαμηλότερης αλατότητας, αντίστοιχα. Το τελευταίο χαρακτηριστικό υποδηλώνει την ύπαρξη αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στην περιοχή (Ovchinikov, 1966). Στο τμήμα δυτικά της Ζακύνθου, όπου προηγουμένως αναφέραμε ότι παρατηρείται είσοδος λιγότερο αλμυρών νερών, εμφανίζεται έντονη βαθμίδα αλατότητας, η οποία κάνει ακόμη πιο σαφή τον διαχωρισμό των εισερχομένων λιγότερο αλμυρών (και ψυχρότερων) νερών στο κέντρο, από τα αλμυρότερα (και θερμότερα) νερά στην περιφέρεια. Όλα τα προηγουμένως αναφερθέντα χαρακτηριστικά, ιδιαίτερα οι περιοχές στις οποίες εμφανίζονται μέτωπα τα οποία διαχωρίζουν υδάτινες μάζες, είναι εμφανέστατα και στις ισόπυκνες κατανομές της δυναμικής θερμοκρασίας.

Υδάτινες μάζες

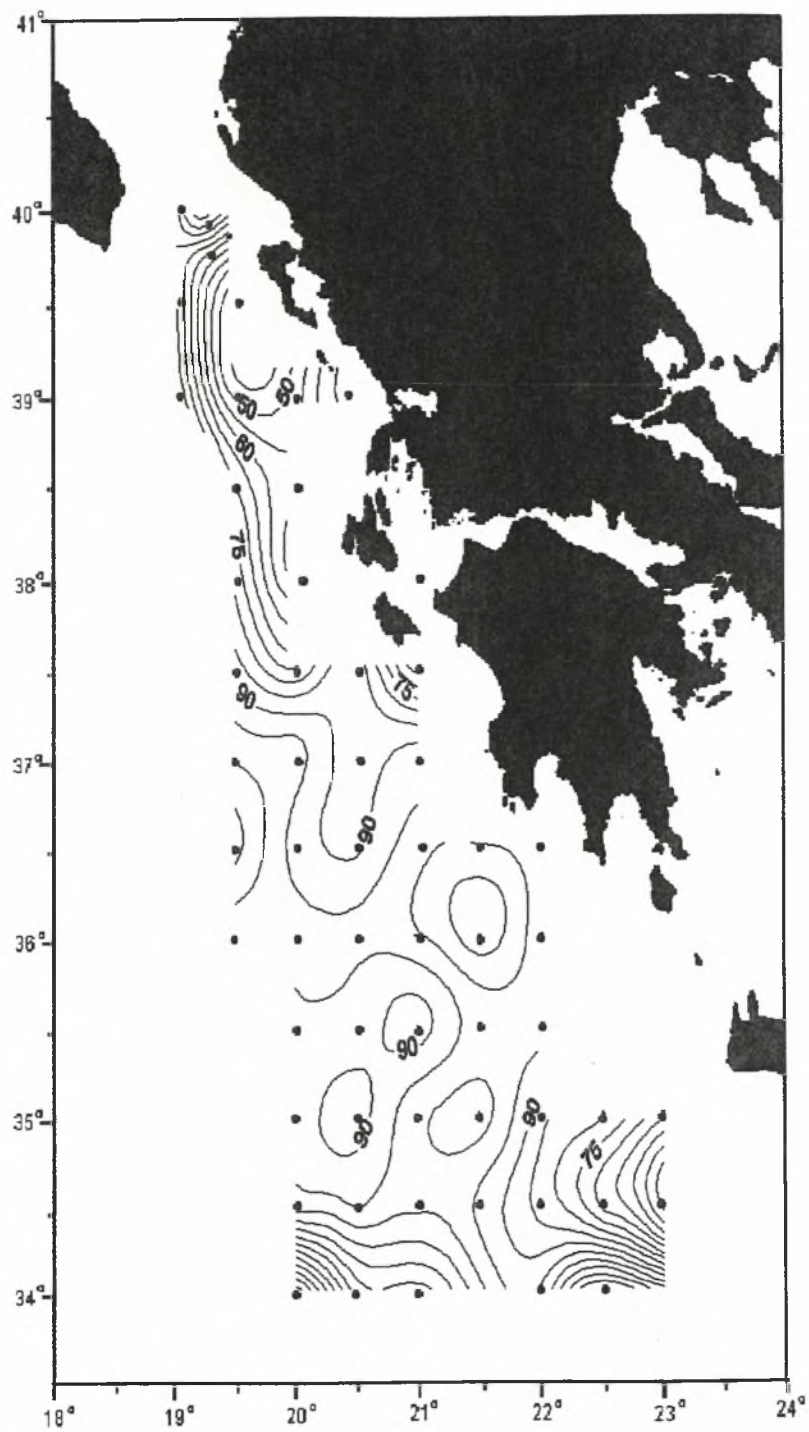
Εδώ θα εξακριβώσουμε την εξάπλωση κάθε υδάτινης μάζας στις υπό εξέταση ισόπυκνες επιφάνειες. Οι υδάτινες μάζες που μας ενδιαφέρουν, κυριαρχώντας στην εξεταζόμενη στήλη νερού, είναι το LIW και το AW. Όσον αφορά το LIW, φαίνεται από τις κατανομές του ότι υπάρχει μεγάλη ομοιότητα με τις αντίστοιχες κατανομές της αλατότητας, κάτι αναμενόμενο καθώς το σήμα του LIW είναι τα ενδιάμεσα μέγιστα αλατότητας. Αν και τα μεγαλύτερα ποσοστά εμφάνισης του LIW (>75%) εμφανίζονται στην κατανομή 6,

σημαντικά ποσοστά εμφανίζει και στις ισόπυκνες επιφάνειες που χαρακτηρίζουν το AW (π.χ. στην κατανομή 1), ιδιαίτερα στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, όπου σε κάποια σημεία φτάνει ή και ξεπερνά το 50%. Σε όλες τις κατανομές είναι εμφανής η βαθμιαία μείωση των ποσοστών του LIW στην πορεία του προς τα βόρεια – βορειοδυτικά. Πολύ ισχυρή βαθμίδα μείωσης των ποσοστών αυτών υπάρχει στο ύψος της Ζακύνθου, στις δυτικές παρυφές της περιοχής μελέτης, και στις κατανομές 1,2 και 3, υποδηλώνοντας την ύπαρξη μετώπου που το διαχωρίζει από το AW, κάτι που παρατηρήσαμε και προηγουμένως.

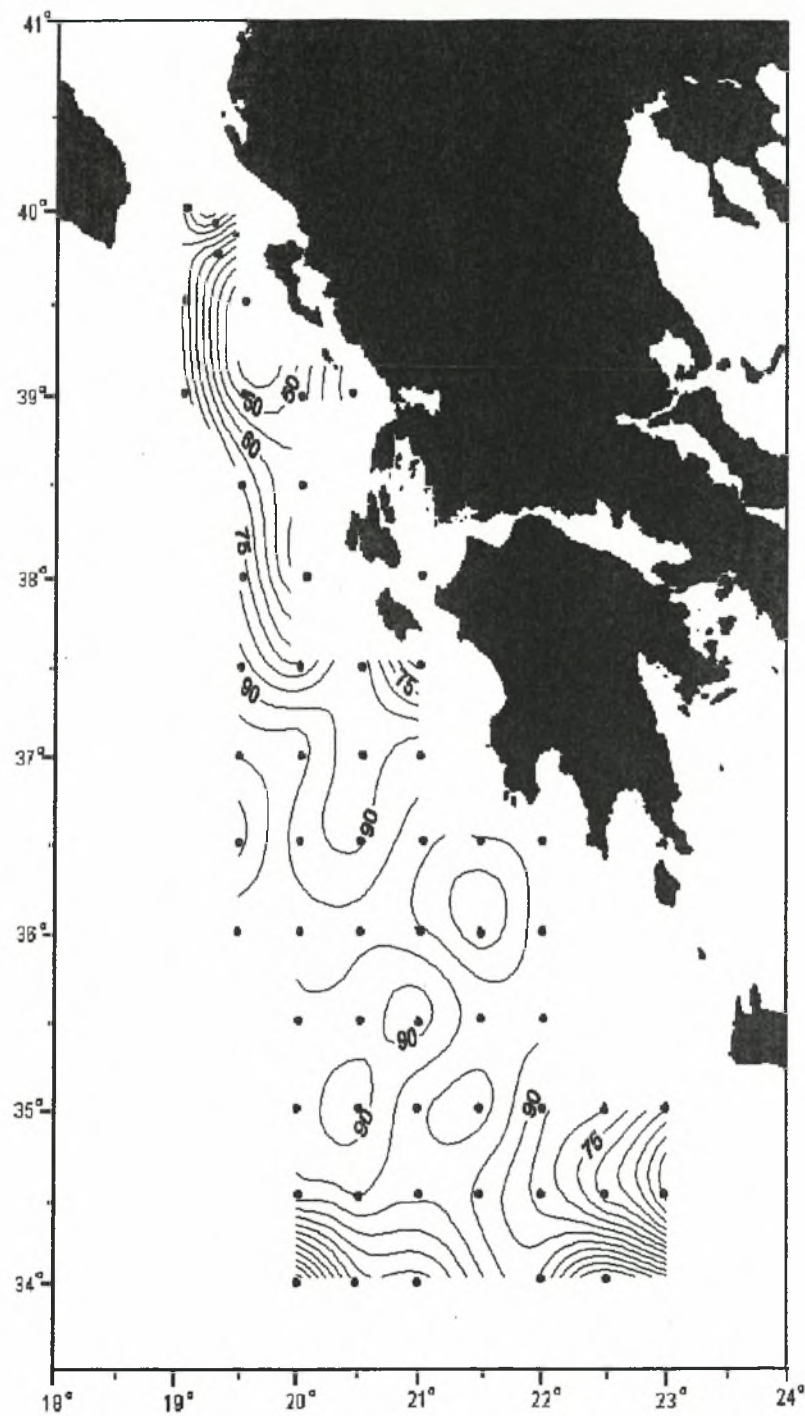
Το AW έχει σημεία εισόδου στην περιοχή μελέτης το δυτικό και νοτιοδυτικό της τμήμα, με κύρια είσοδο στα δυτικά της Ζακύνθου. Ένα ακόμη σημαντικό χαρακτηριστικό της ισόπυκνης κατανομής του AW, είναι ότι αν και κυριαρχεί στην κατανομή 1, παρουσιάζοντας σημαντικότερα ποσοστά εμφάνισης και στις 2,3, στις υπόλοιπες εμφανίζεται με ποσοστά μη σημαντικά, έως αμελητέα.



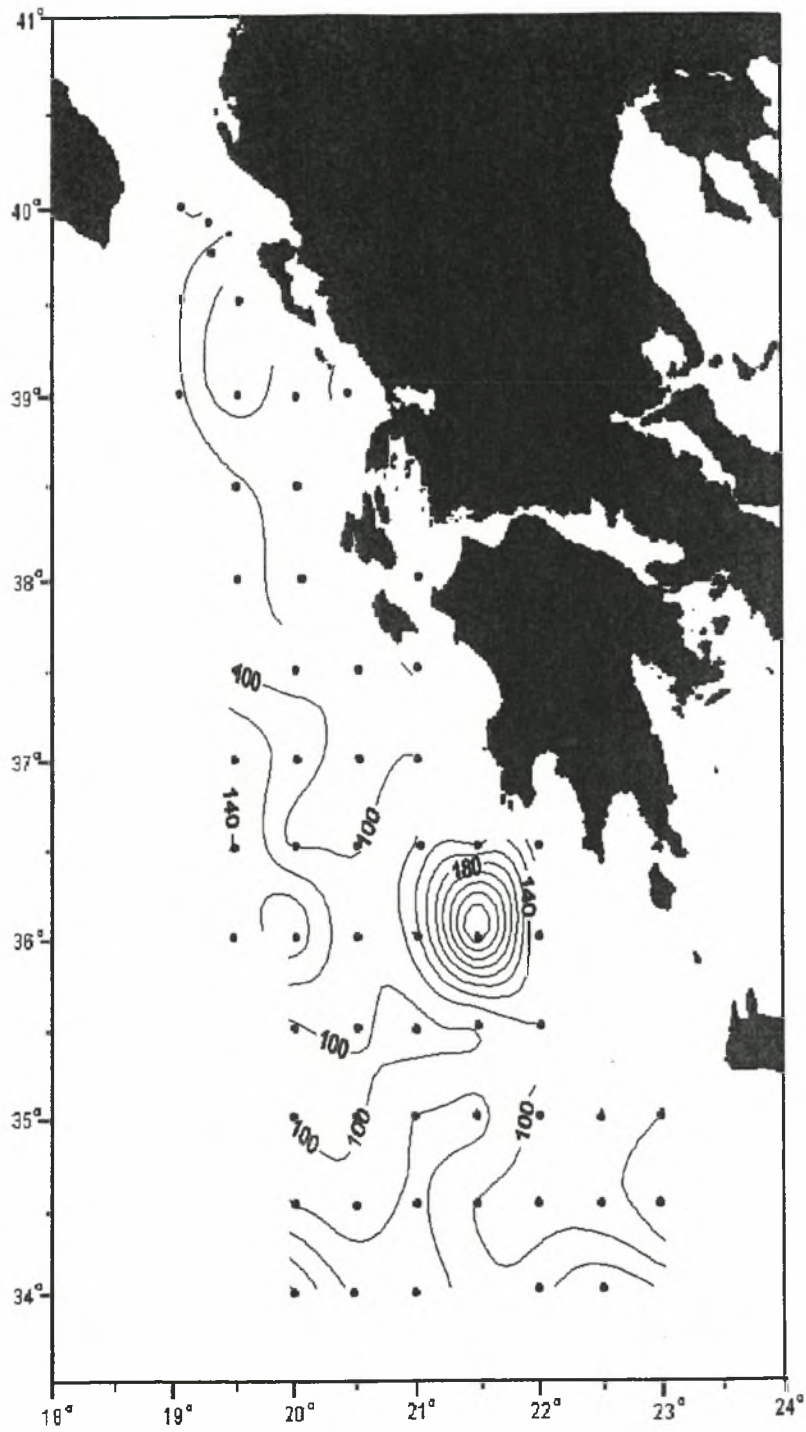
Εικ. 5.3.1. Τοπογραφία της ισόπυκνης επιφάνειας 1.



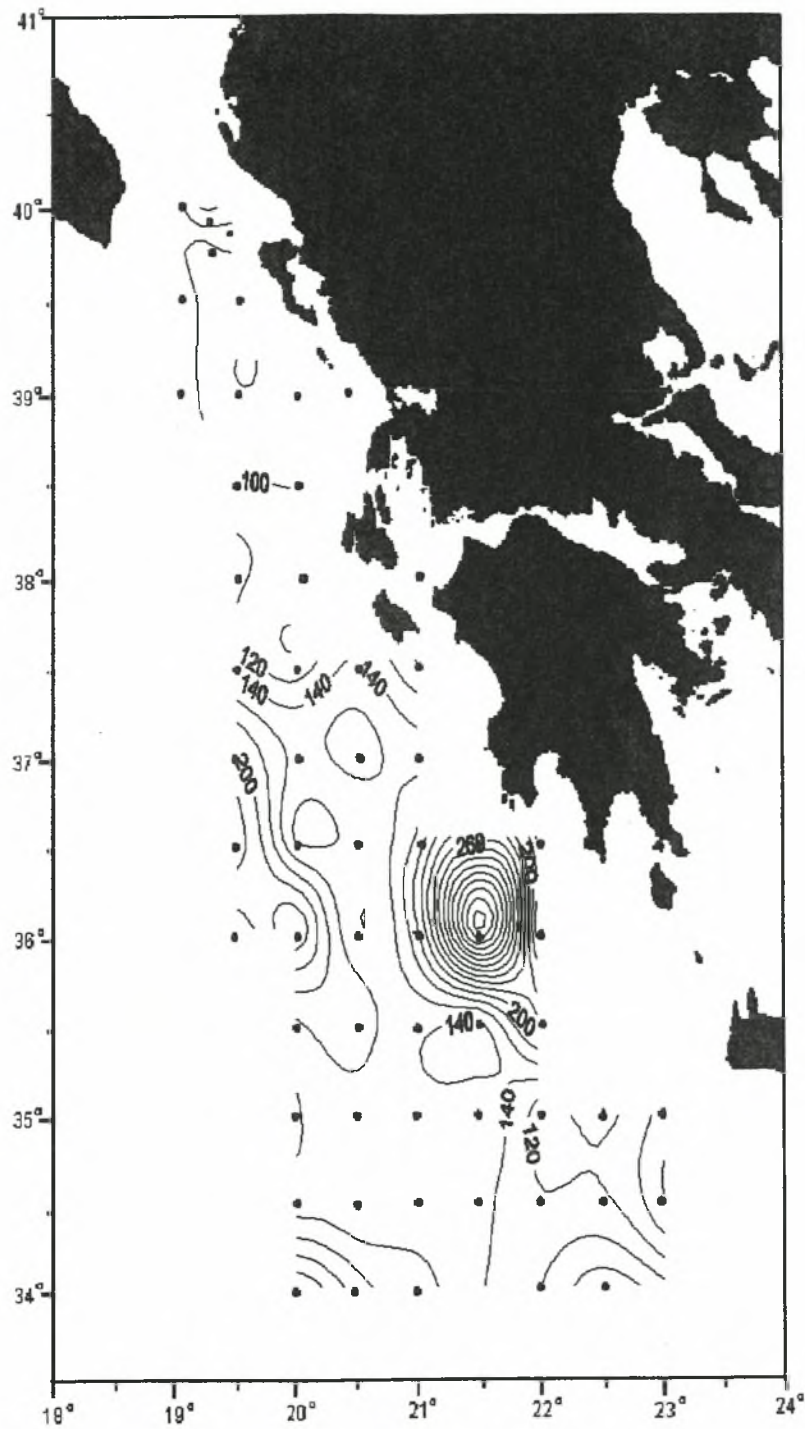
Εικ. 5.3.2. Τοπογραφία της ισόπικνης επιφάνειας 2.



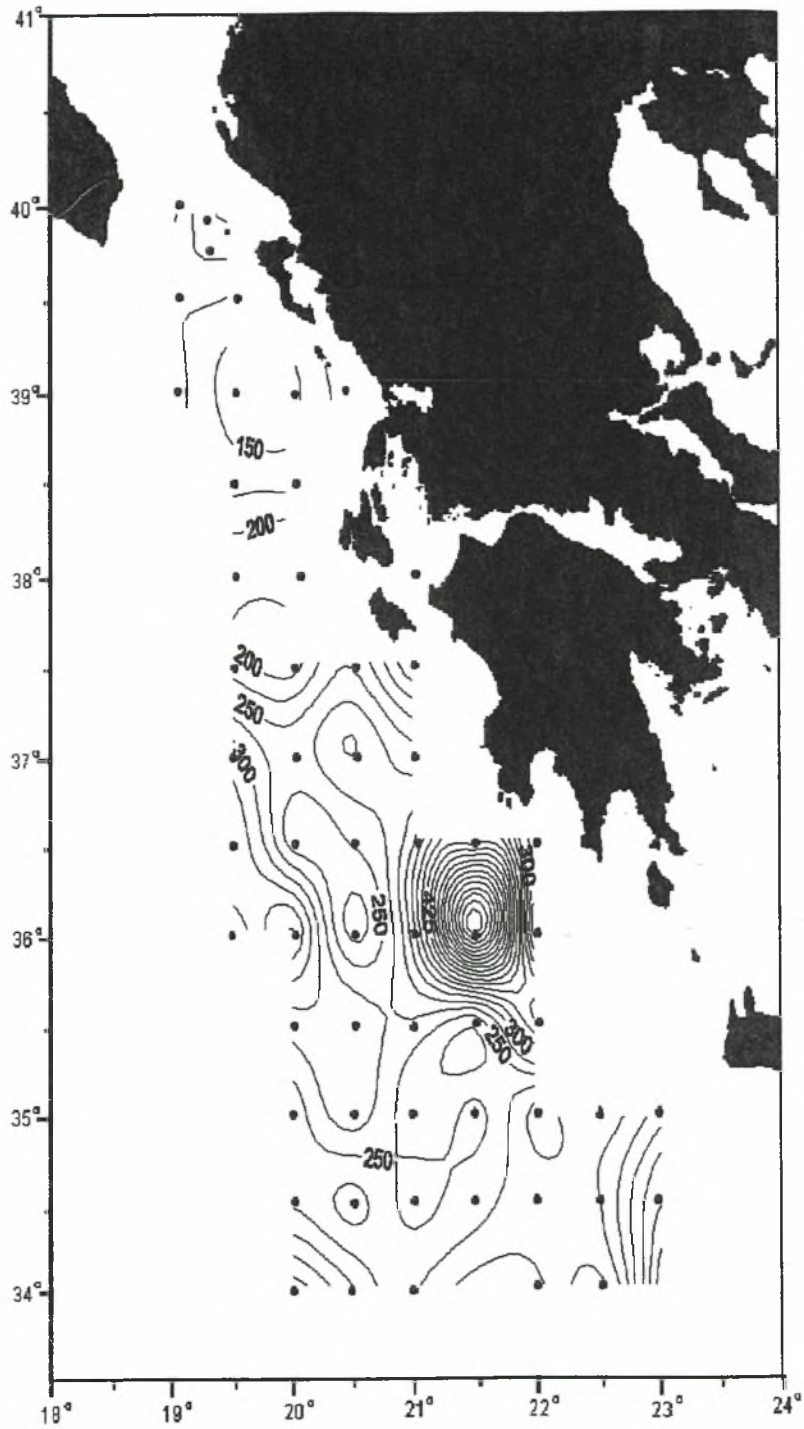
Εικ. 5.3.3. Τοπογραφία της ισόπυκνης επιφάνειας 3.



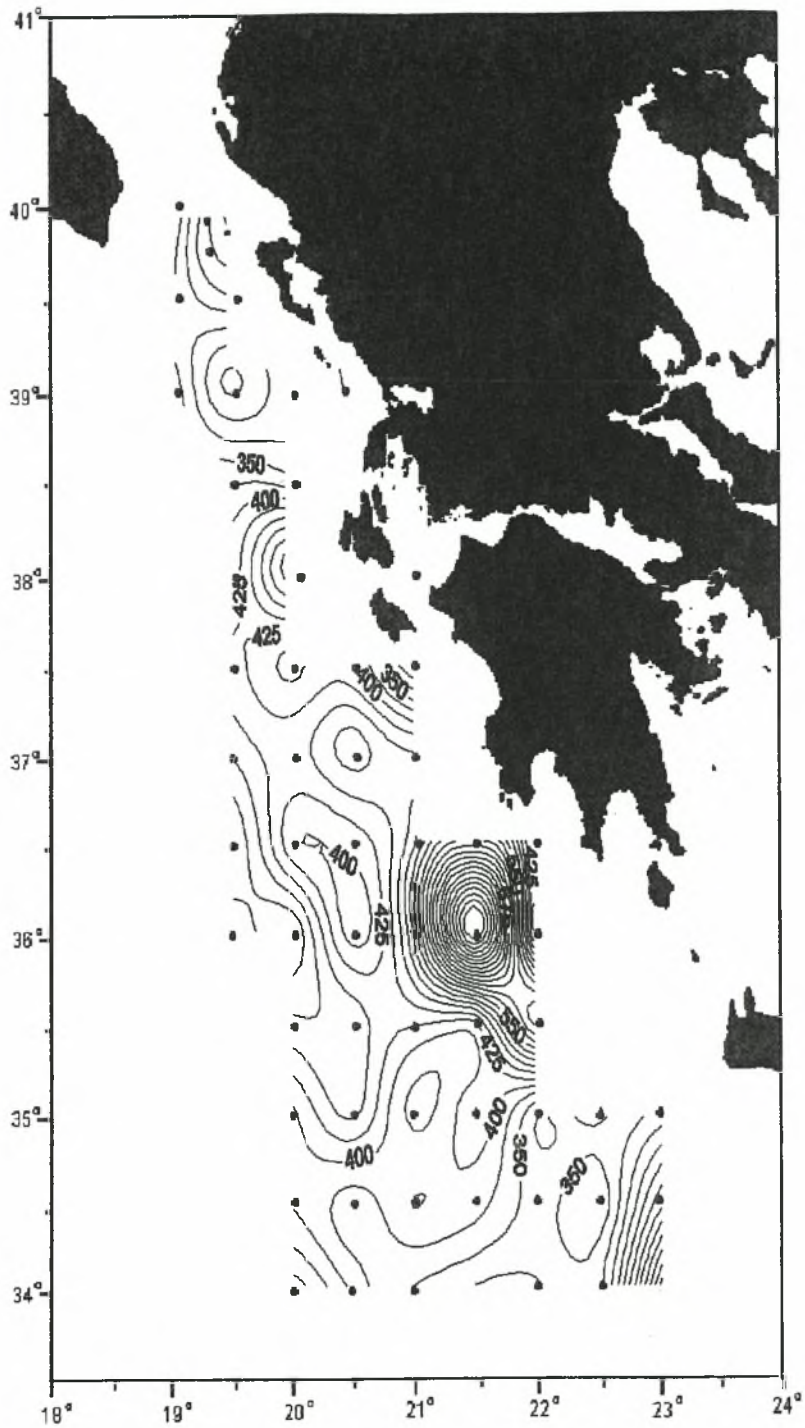
Εικ. 5.3.4. Τοπογραφία της ισόπυκνης επιφάνειας 4.



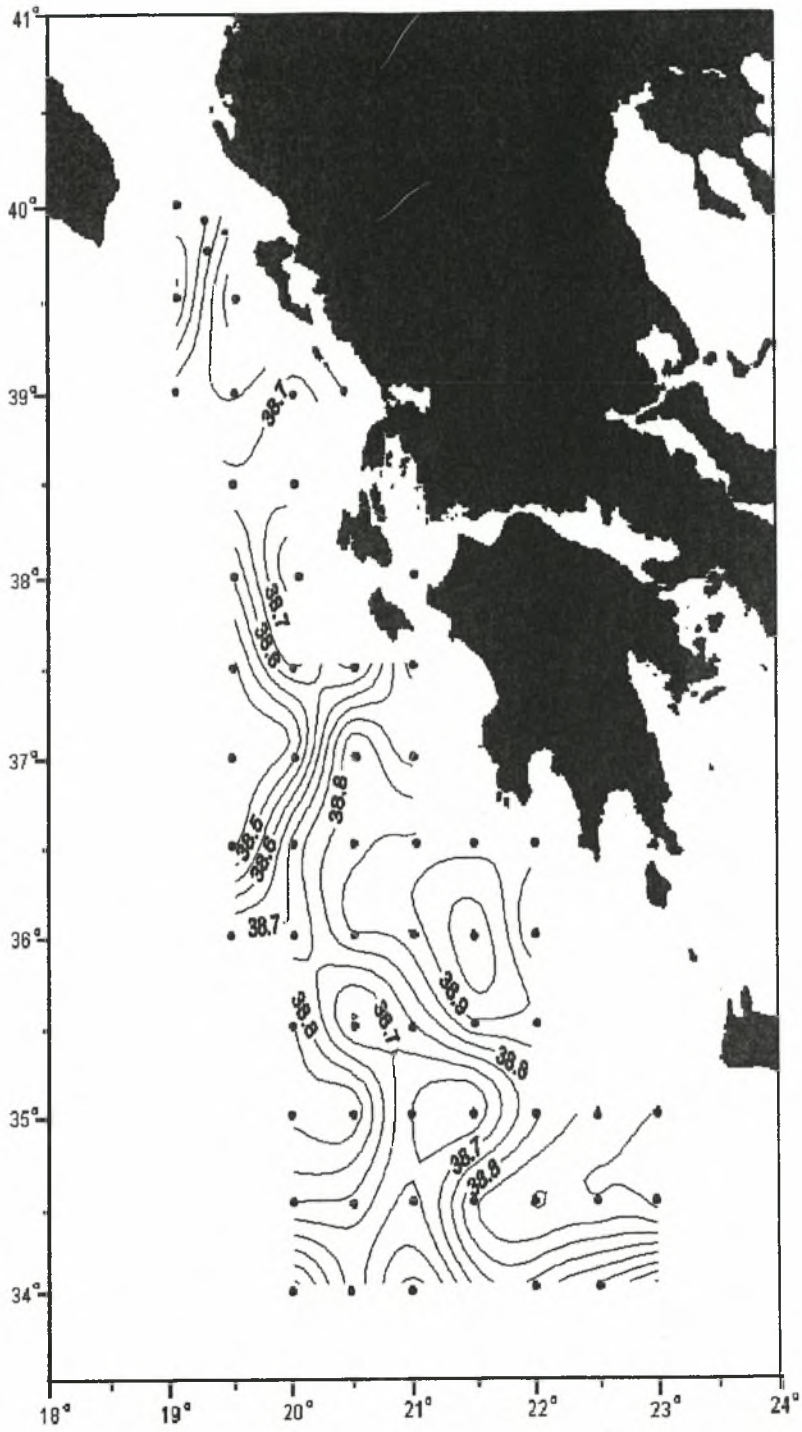
Εικ. 5.3.5. Τοπογραφία της ισόπικνης επιφάνειας 5.



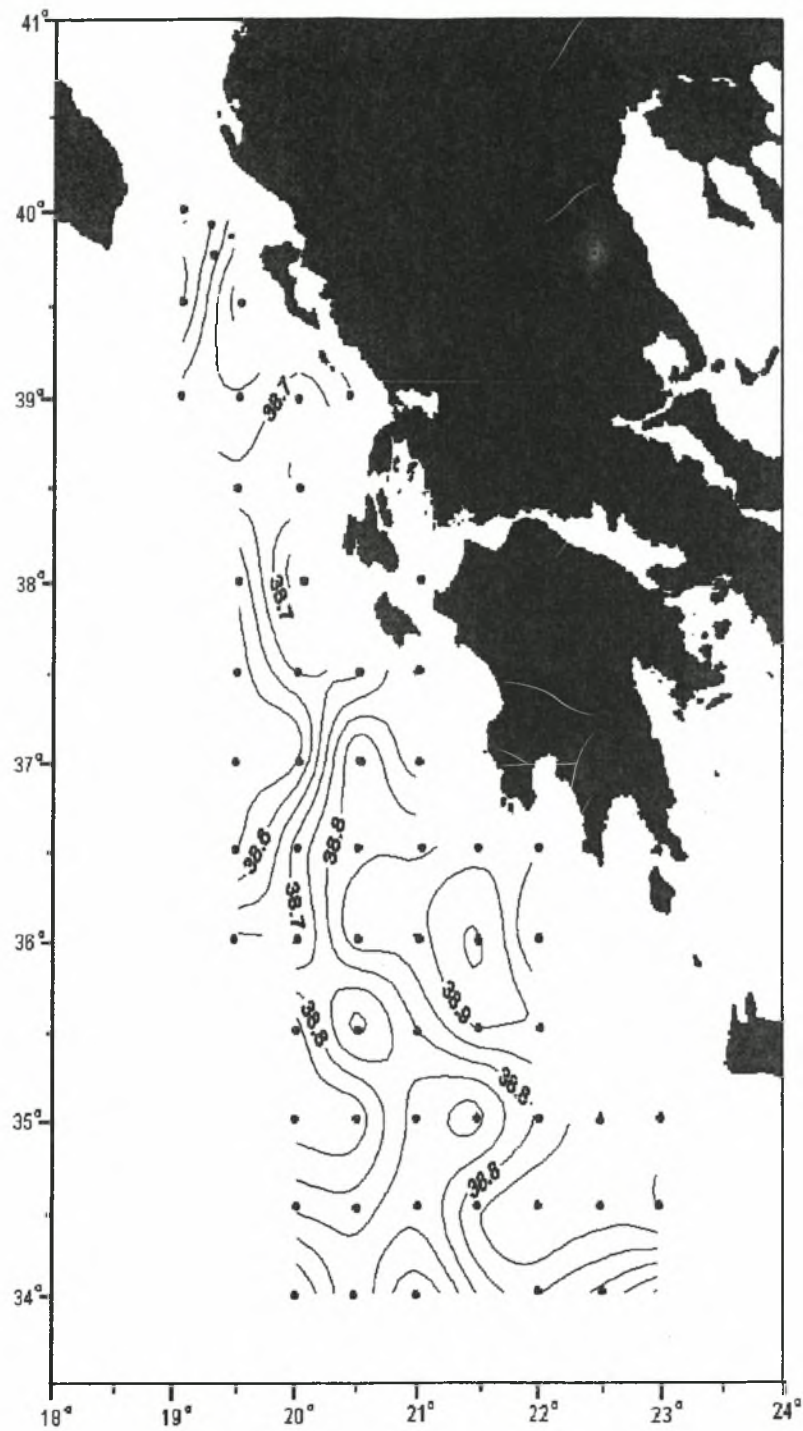
Εικ. 5.3.6. Τοπογραφία της ισόπυκνης επιφάνειας σ_{θ} .



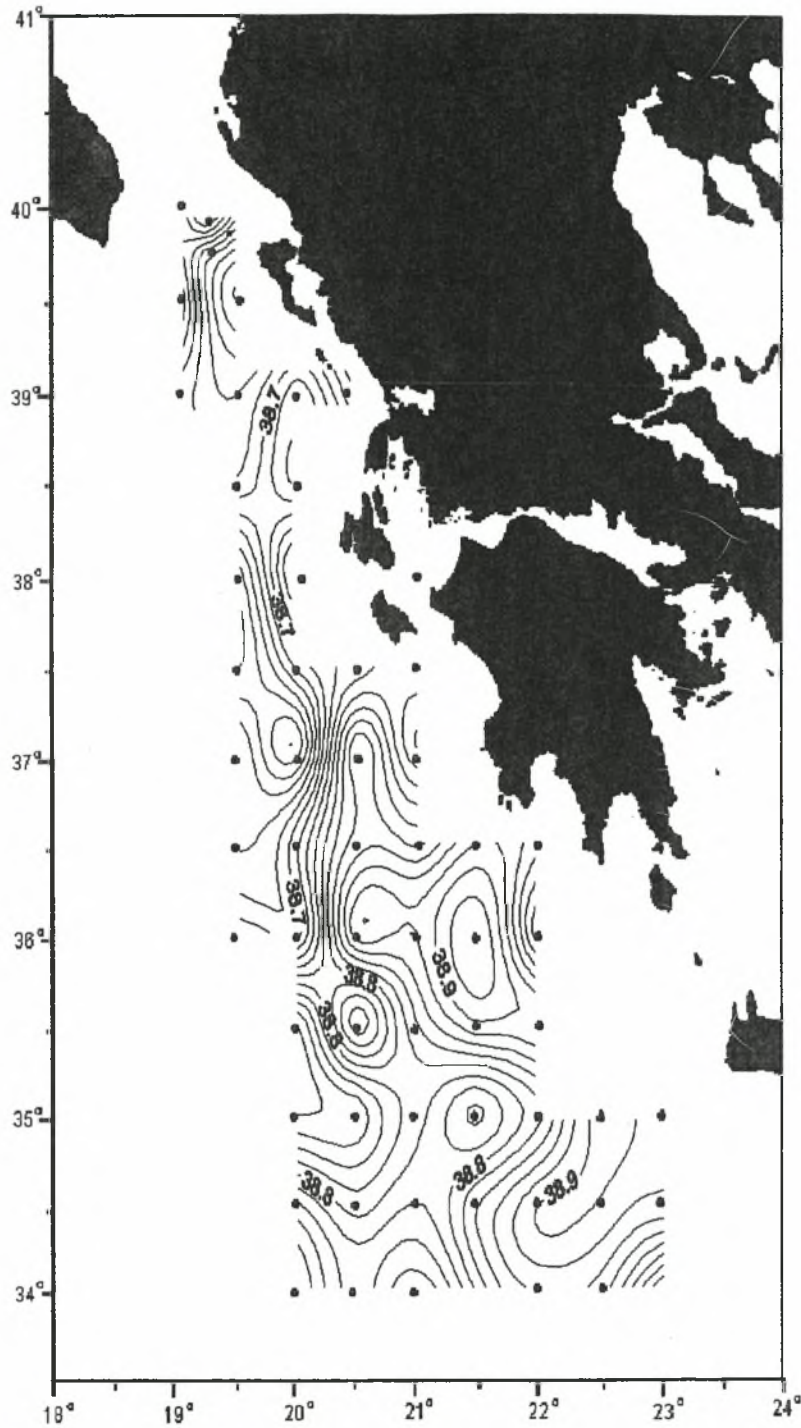
Εικ. 5.3.7. Τοπογραφία της ισόπυκνης επιφάνειας 7.



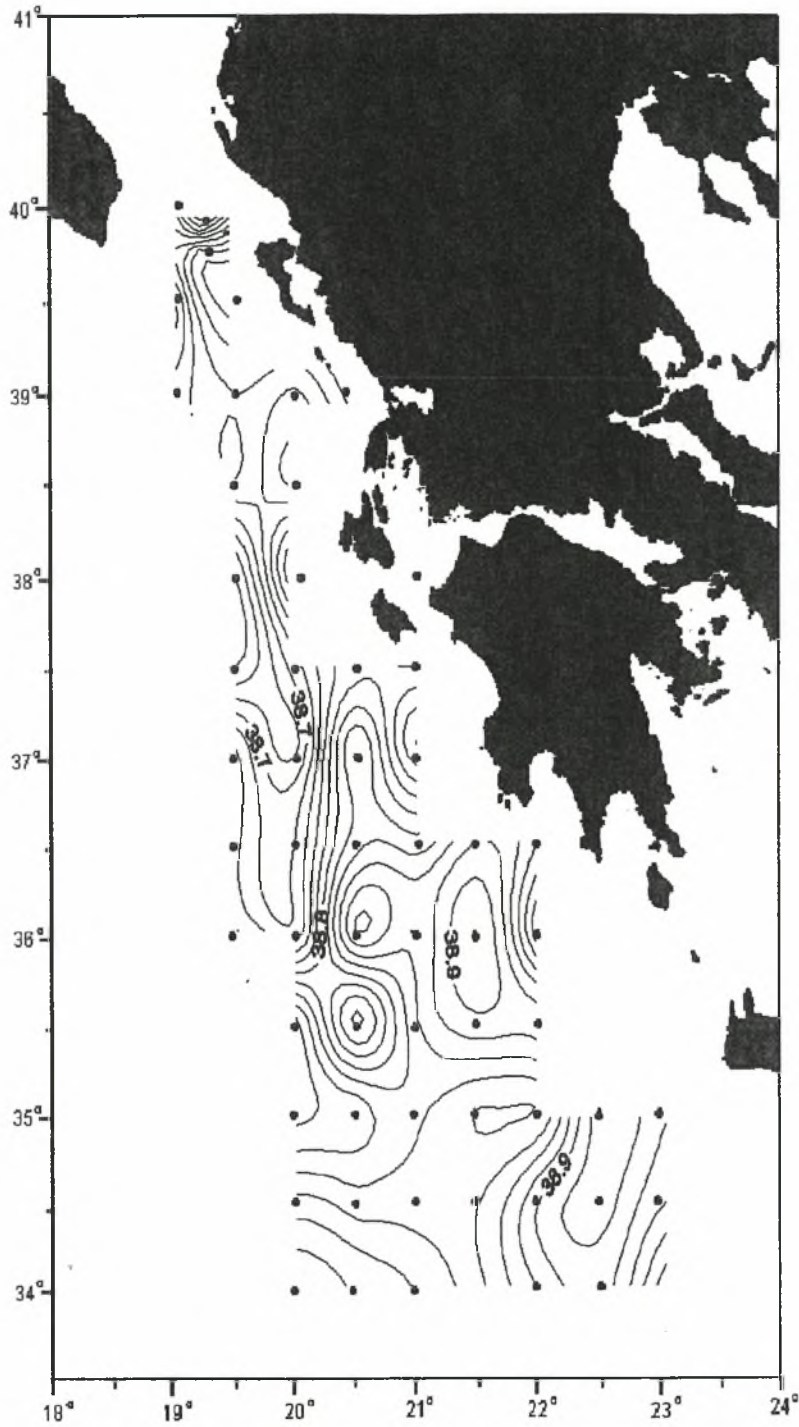
Εικ. 5.3.8. Κατανομή αλατότητας στην ισόπυκνη επιφάνεια 1.



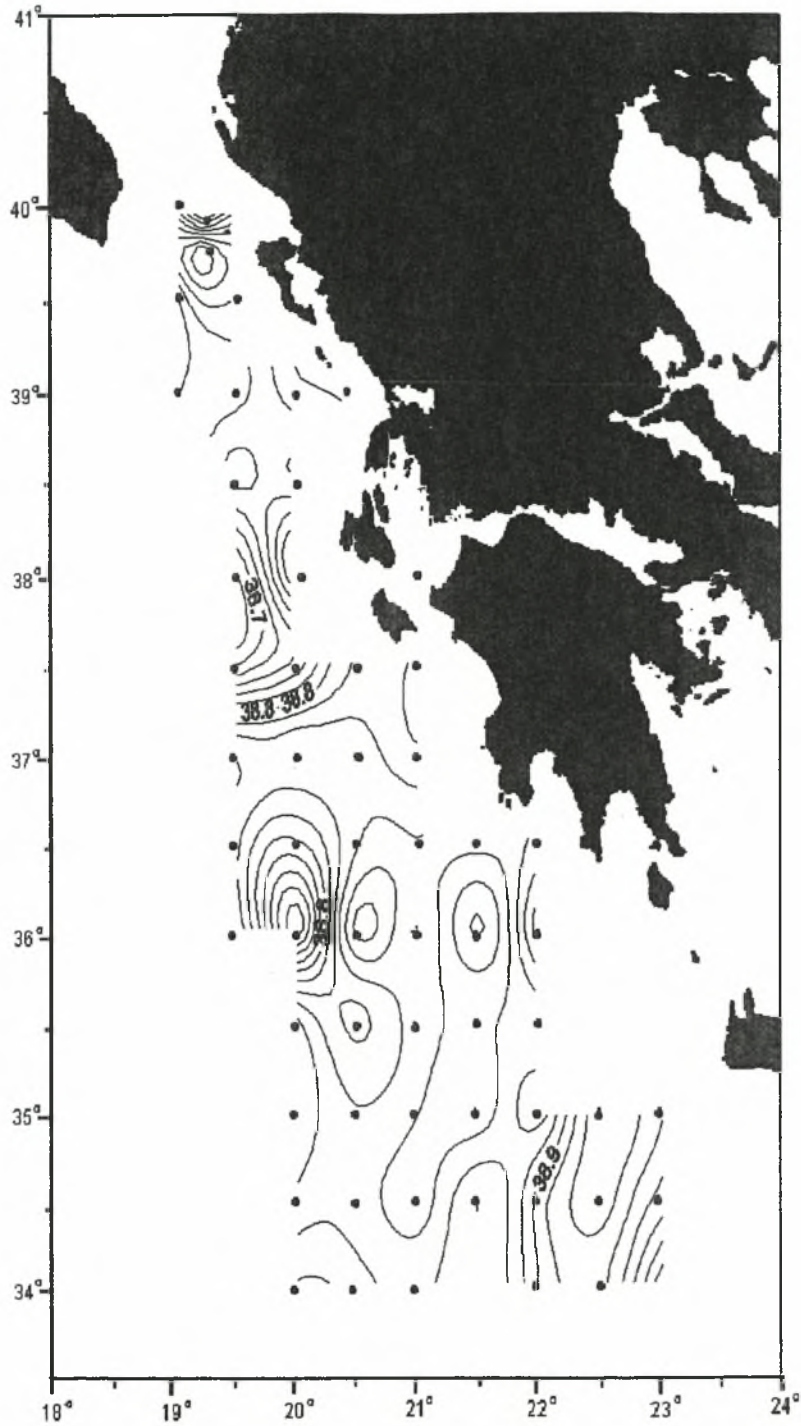
Εικ. 5.3.9. Κατανομή αλατότητας στην ισόπικνη επιφάνεια 2.



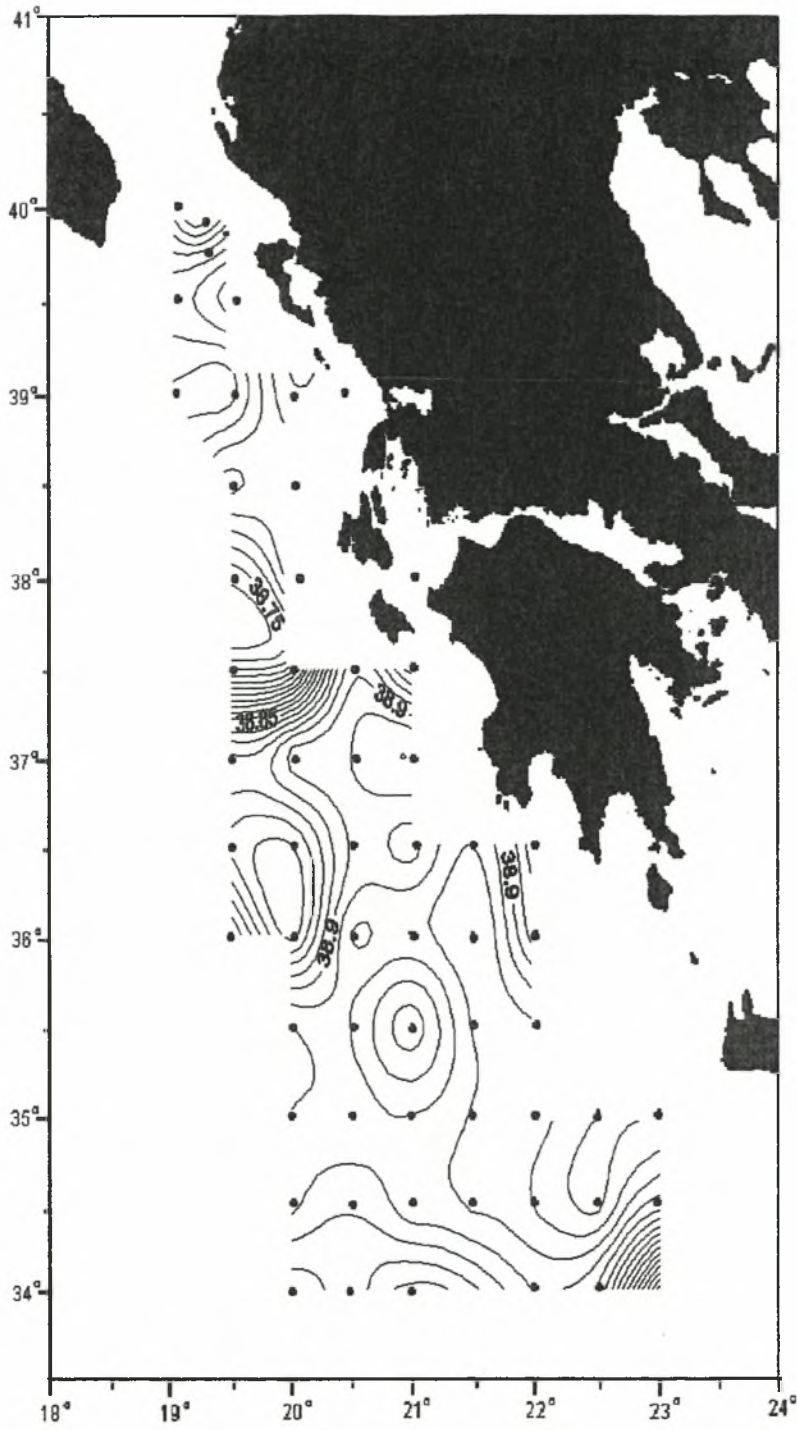
Εικ. 5.3.10. Κατανομή αλατότητας στην ισόπυκνη επιφάνεια 3.



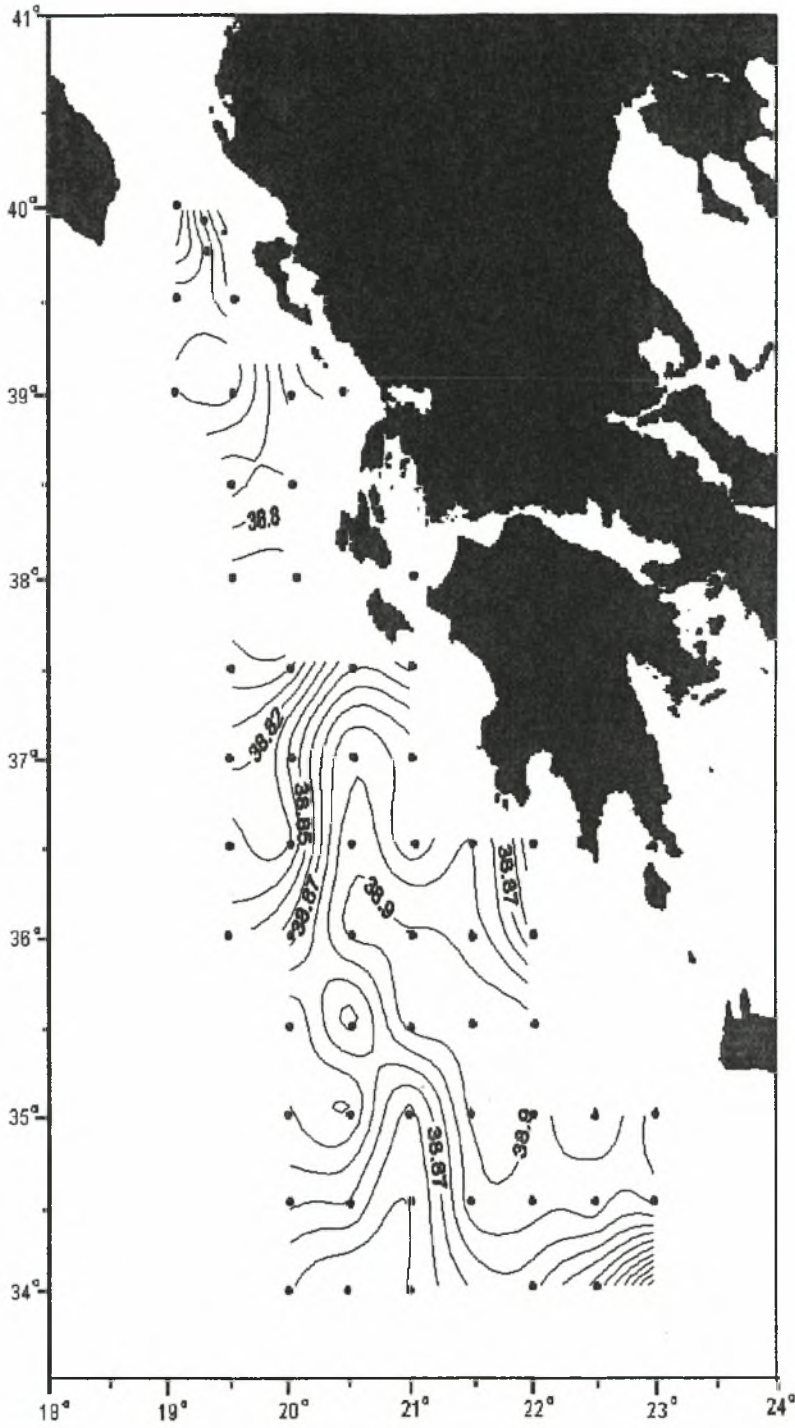
Εικ. 5.3.11. Κατανομή αλατότητας στην ισόπικνη επιφάνεια 4.



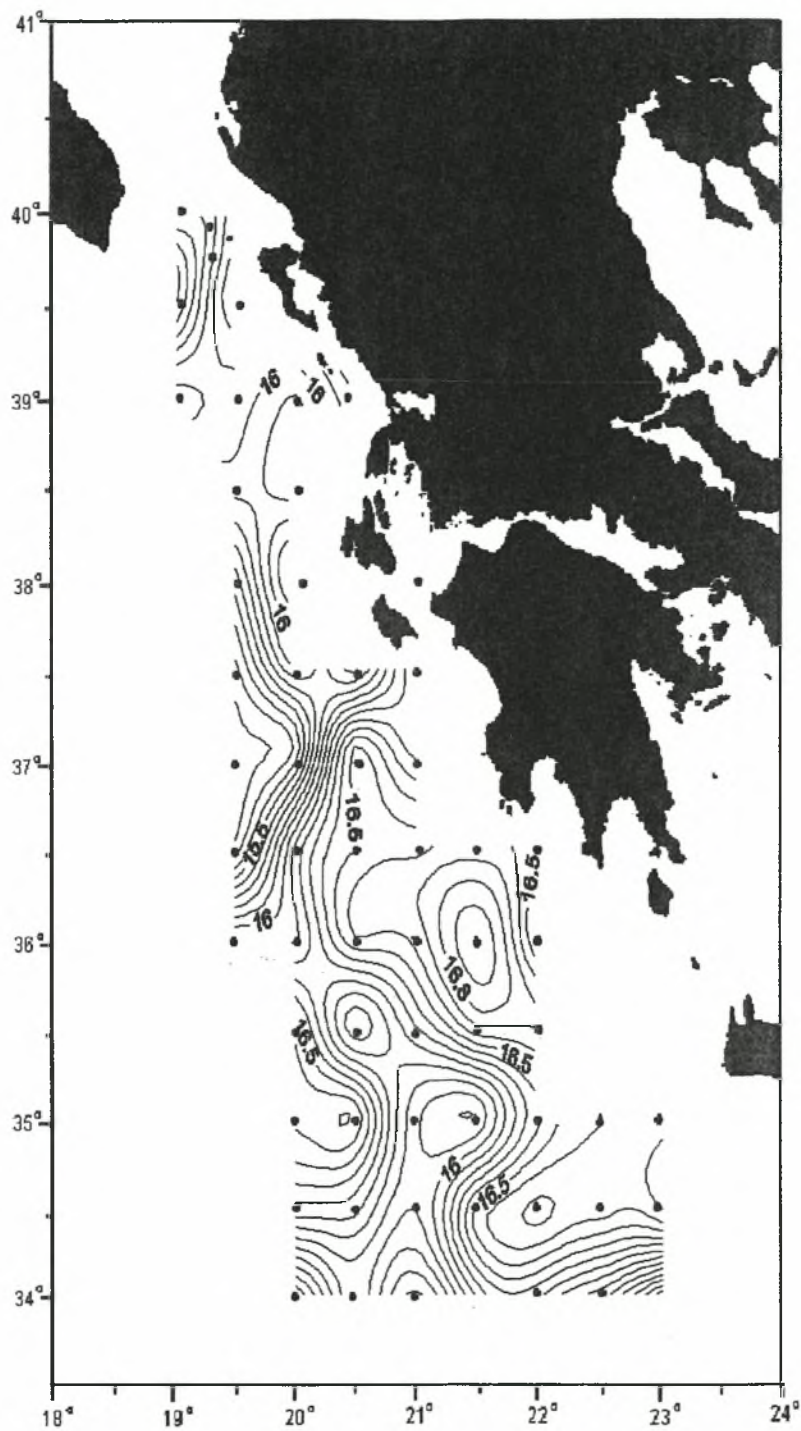
Εικ. 5.3.12. Κατανομή αλατότητας στην ισόπικνη επιφάνεια 5.



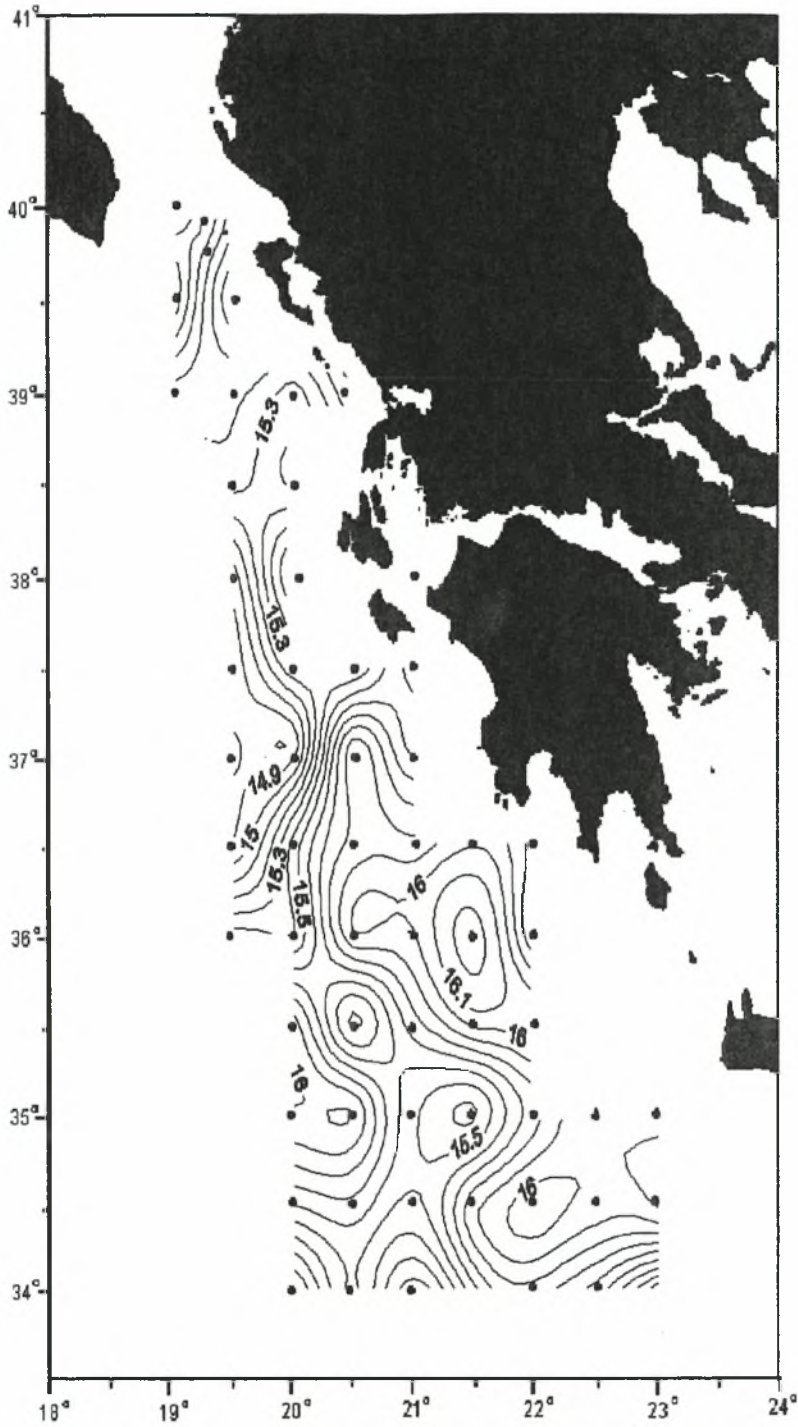
Εικ. 5.3.13. Κατανομή αλατότητας στην ισόπικνη επιφάνεια 6.



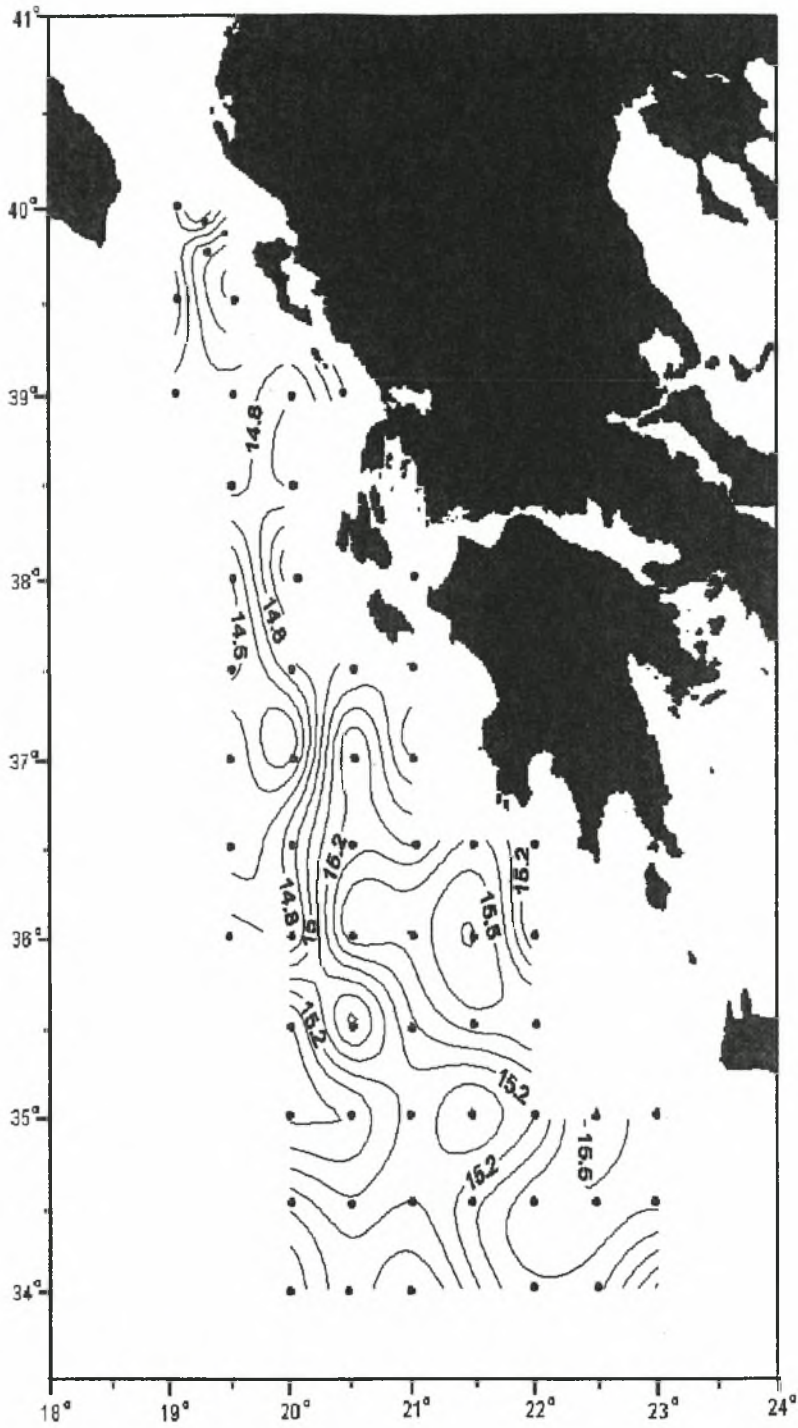
Εικ. 5.3.14. Κατανομή αλατότητας στην ισόπικνη επιφάνεια 7.



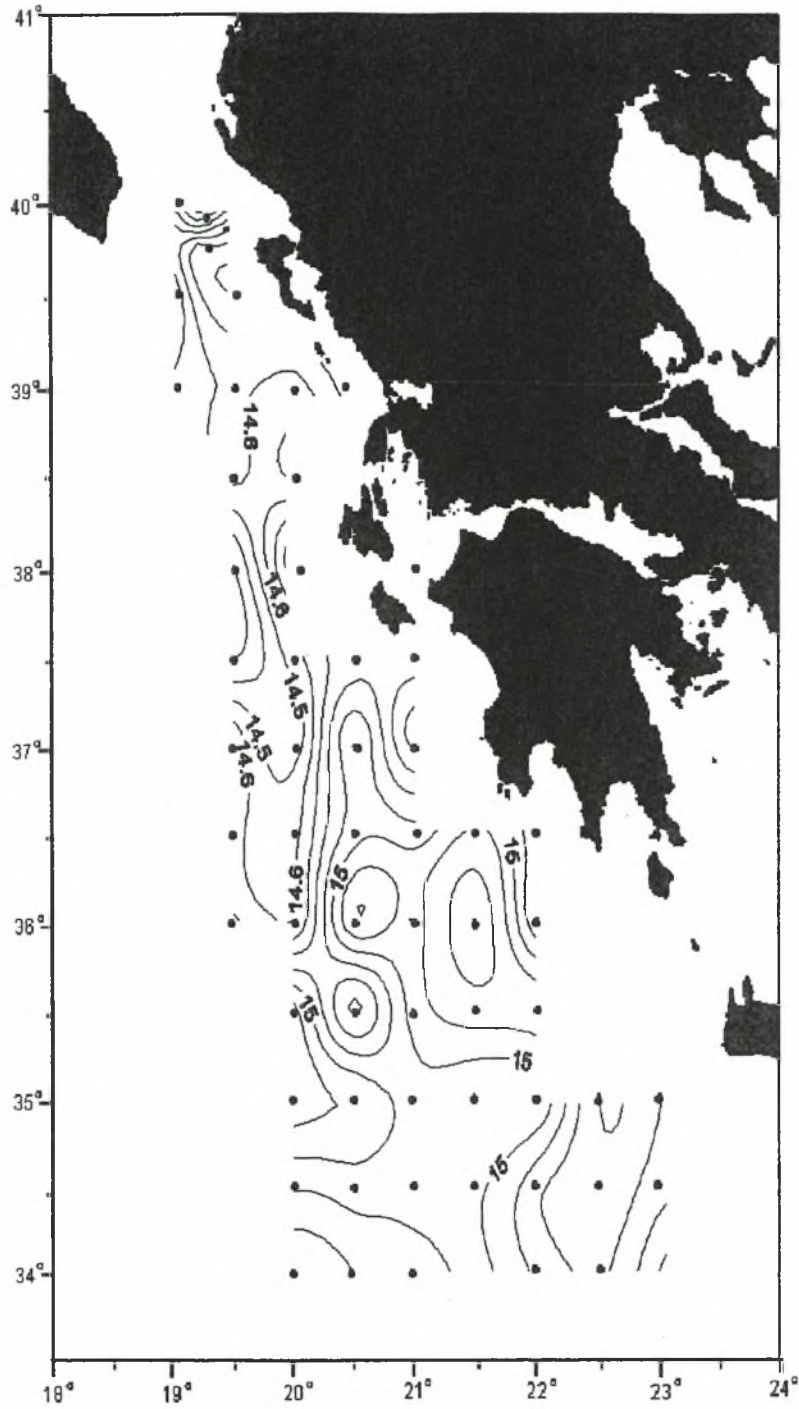
Εικ. 5.3.15. Κατανομή δυναμικής θερμοκρασίας στην ισόπυκνη επιφάνεια 1.



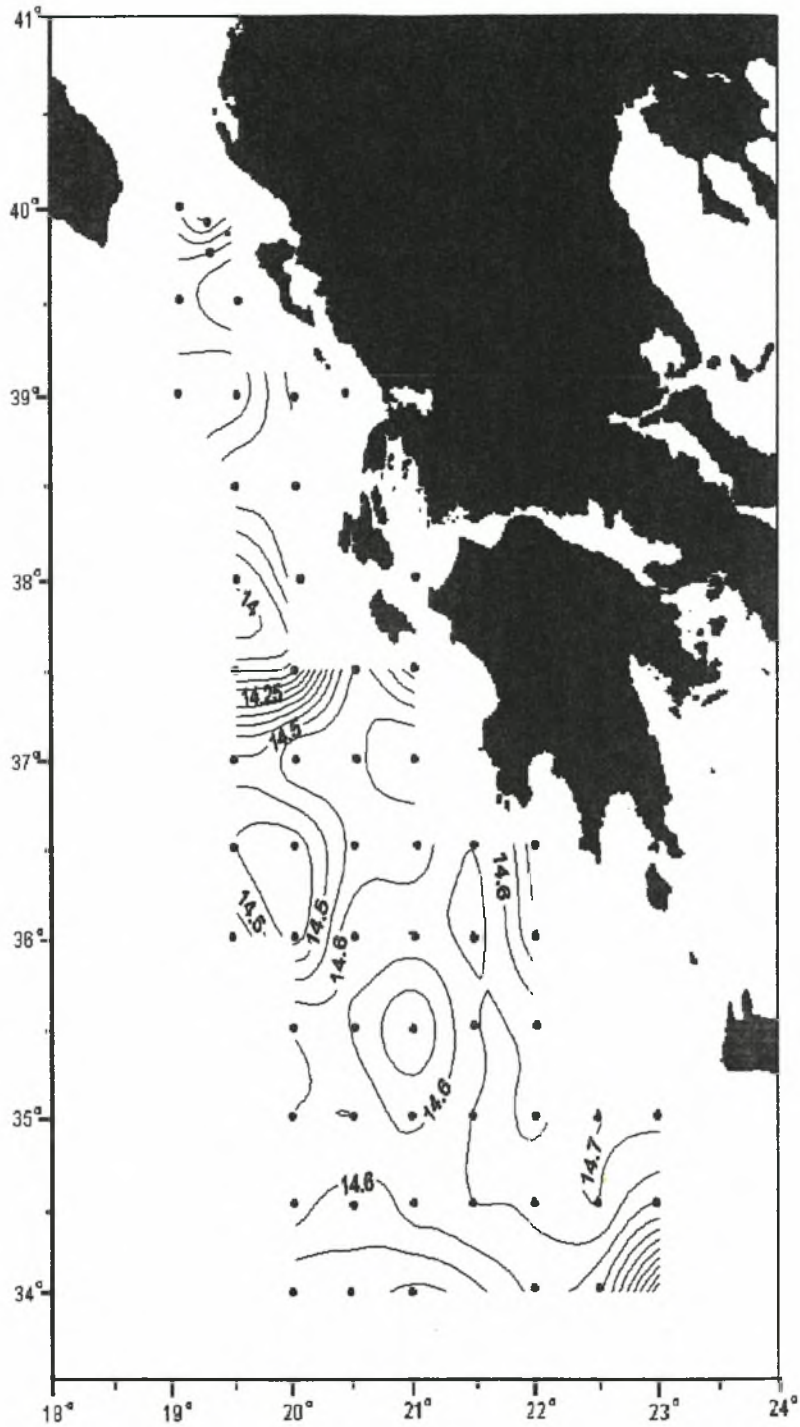
Εικ. 5.3.16. Κατανομή δυναμικής θερμοκρασίας στην ισόπυκνη επιφάνεια 2.



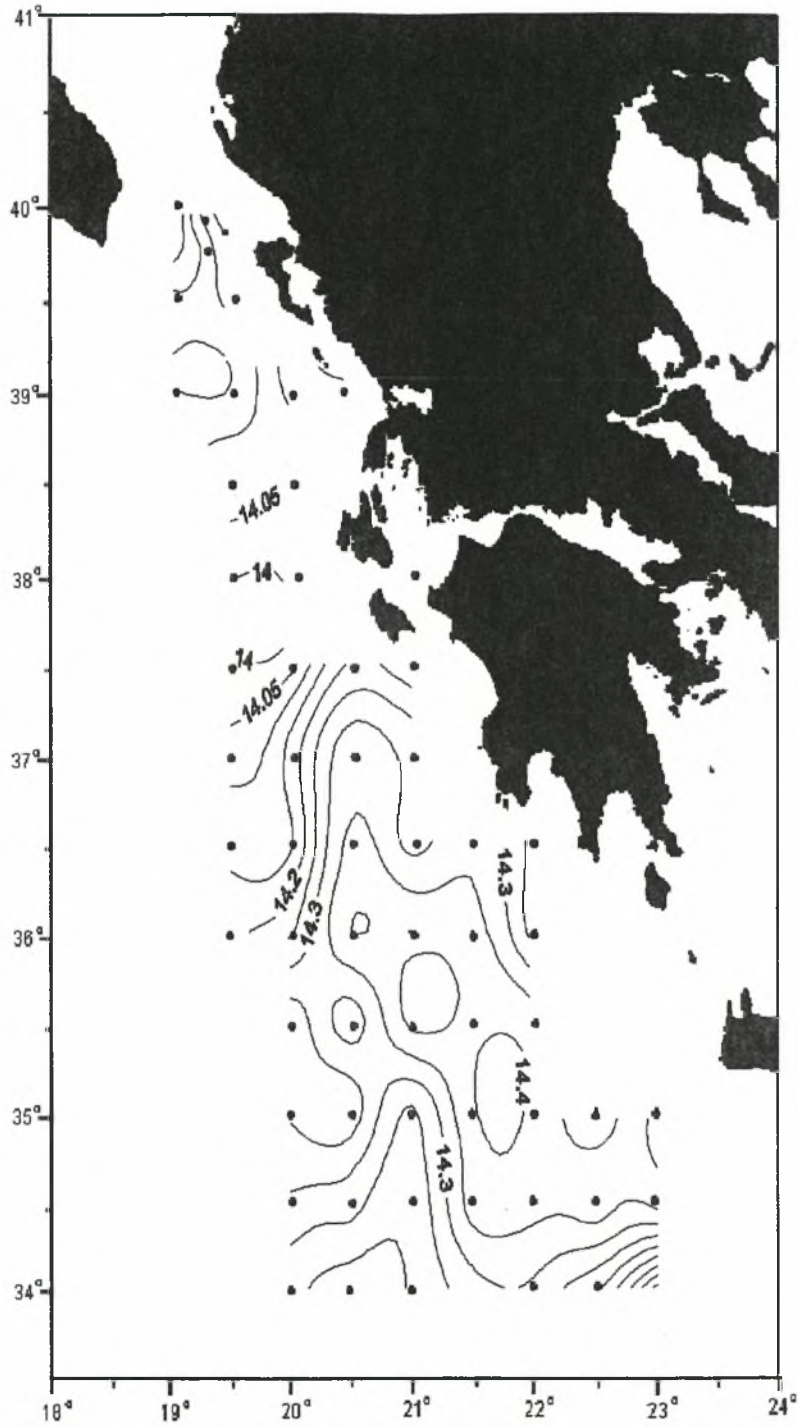
Εκ. 5.3.17. Κατανομή δυναμικής θερμοκρασίας στην ισόπυκνη επιφάνεια 3.



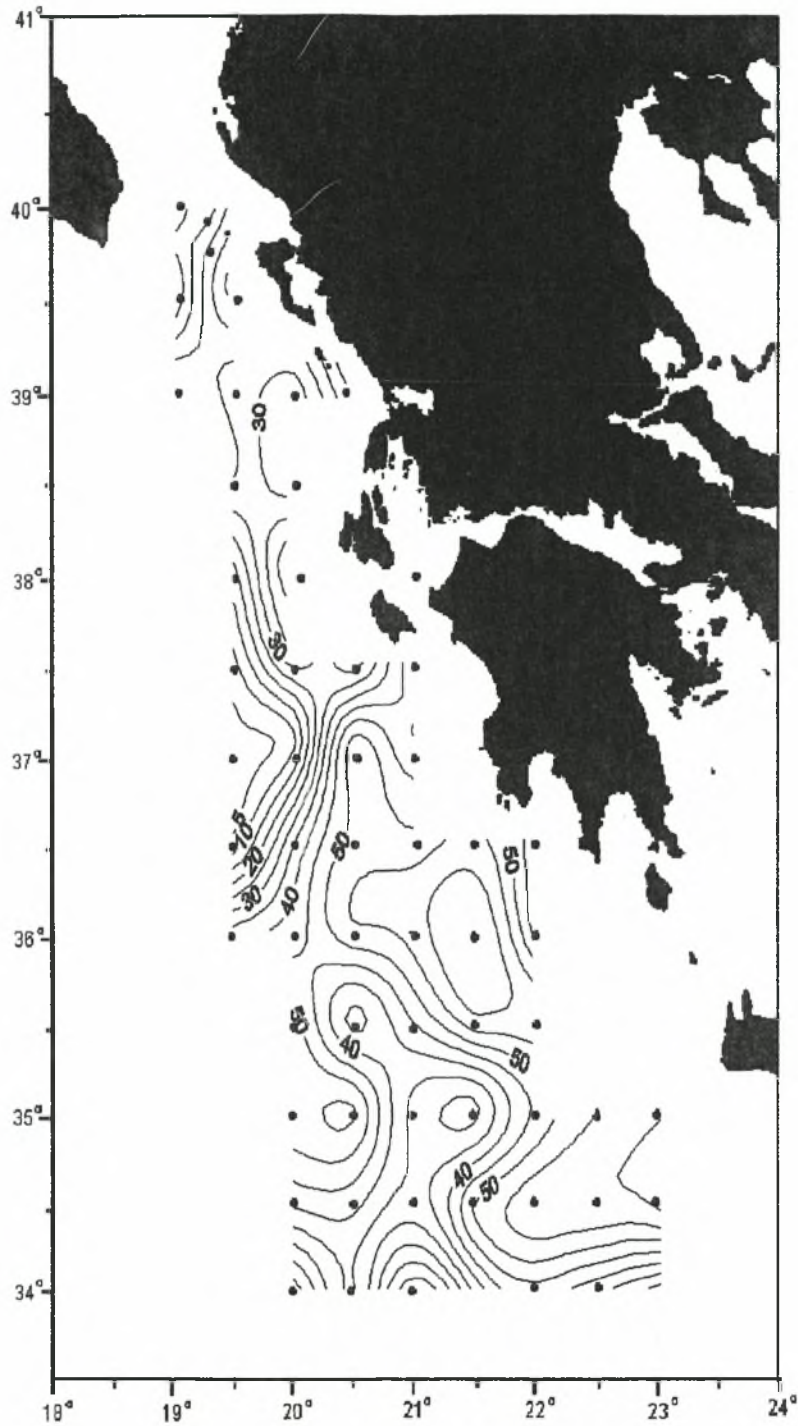
Εικ. 5.3.18. Κατανομή δυναμικής θερμοκρασίας στην ισόπυκνη επιφάνεια 4.



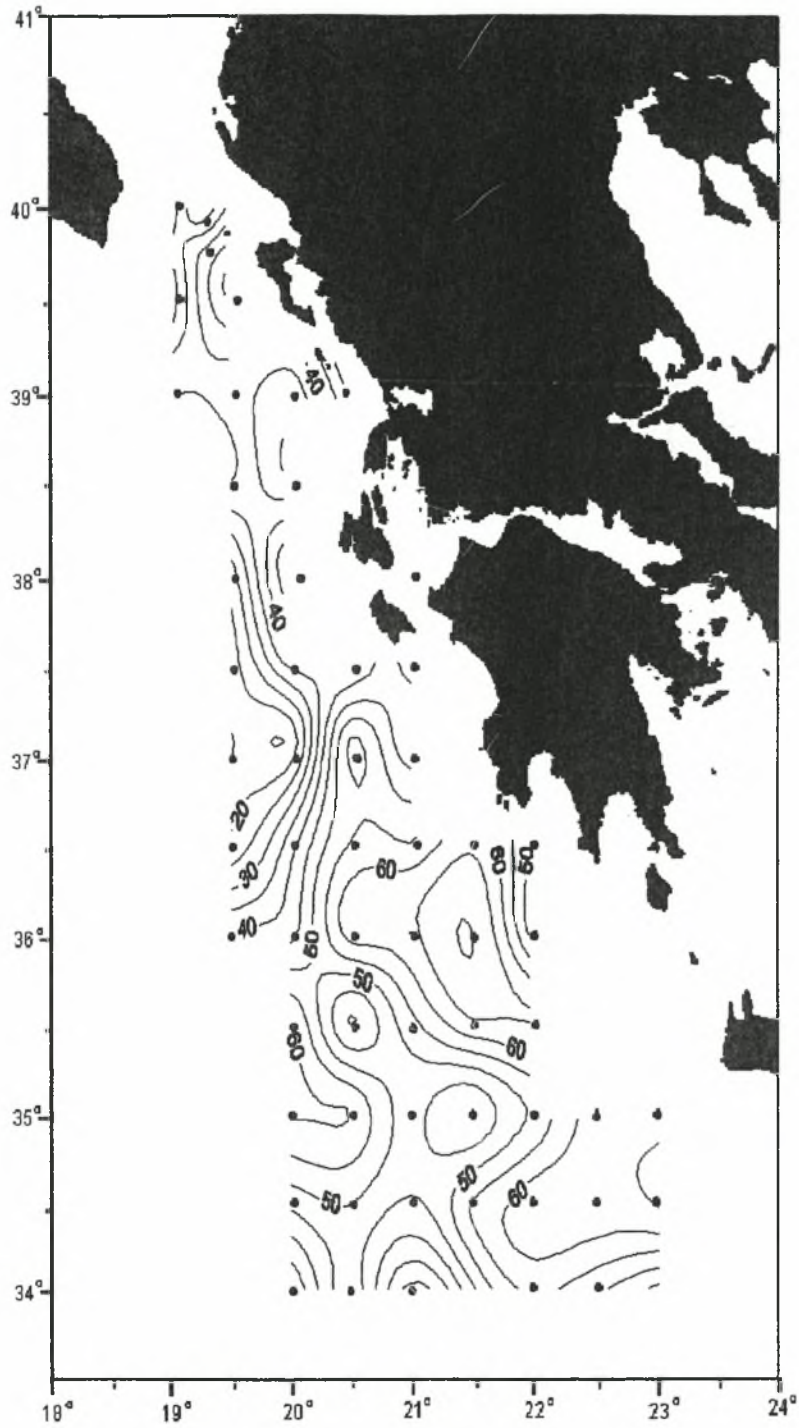
Εικ. 5.3.20. Κατανομή δυναμικής θερμοκρασίας στην ισόπυκνη επιφάνεια 6.



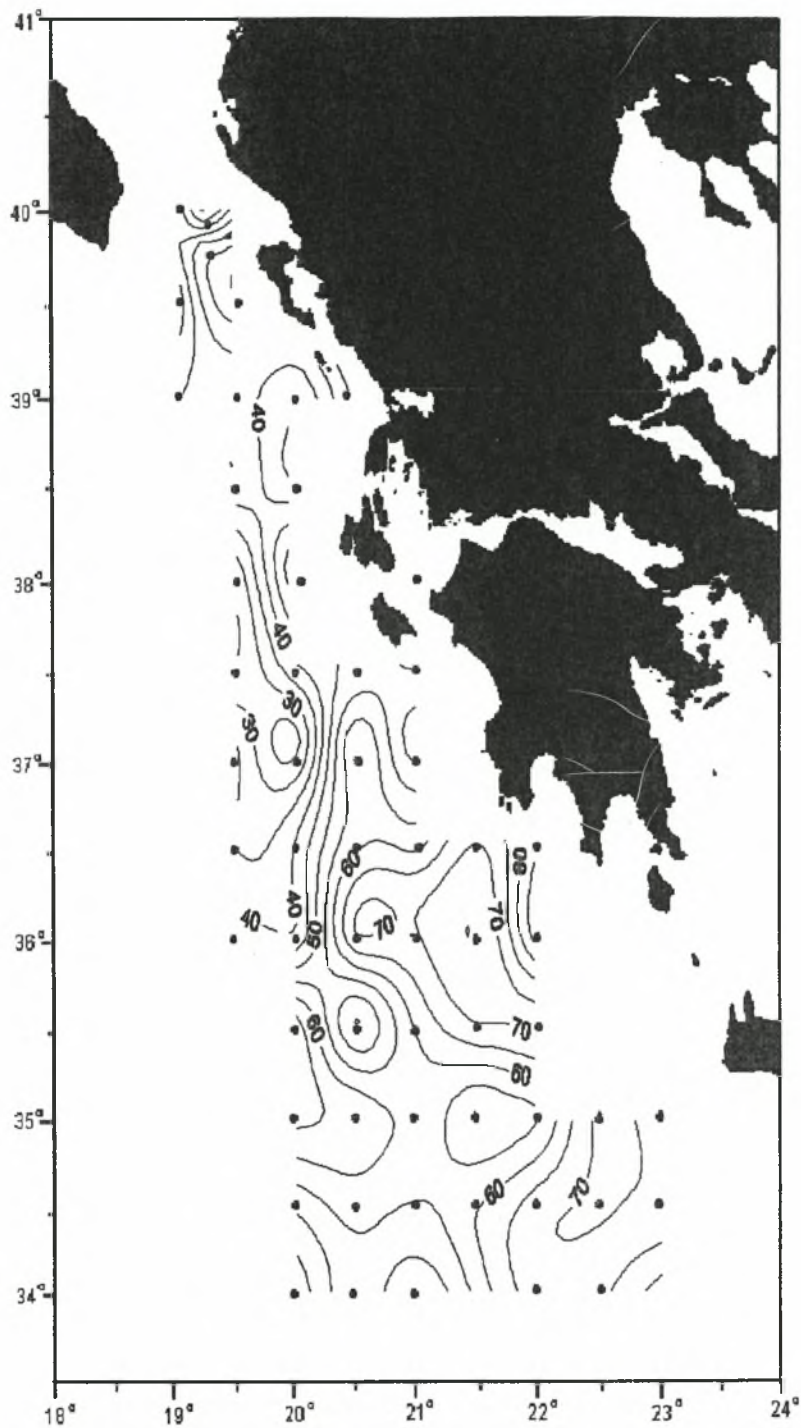
Εικ. 5.3.21. Κατανομή δυναμικής θερμοκρασίας στην ισόπικνη επιφάνεια 7.



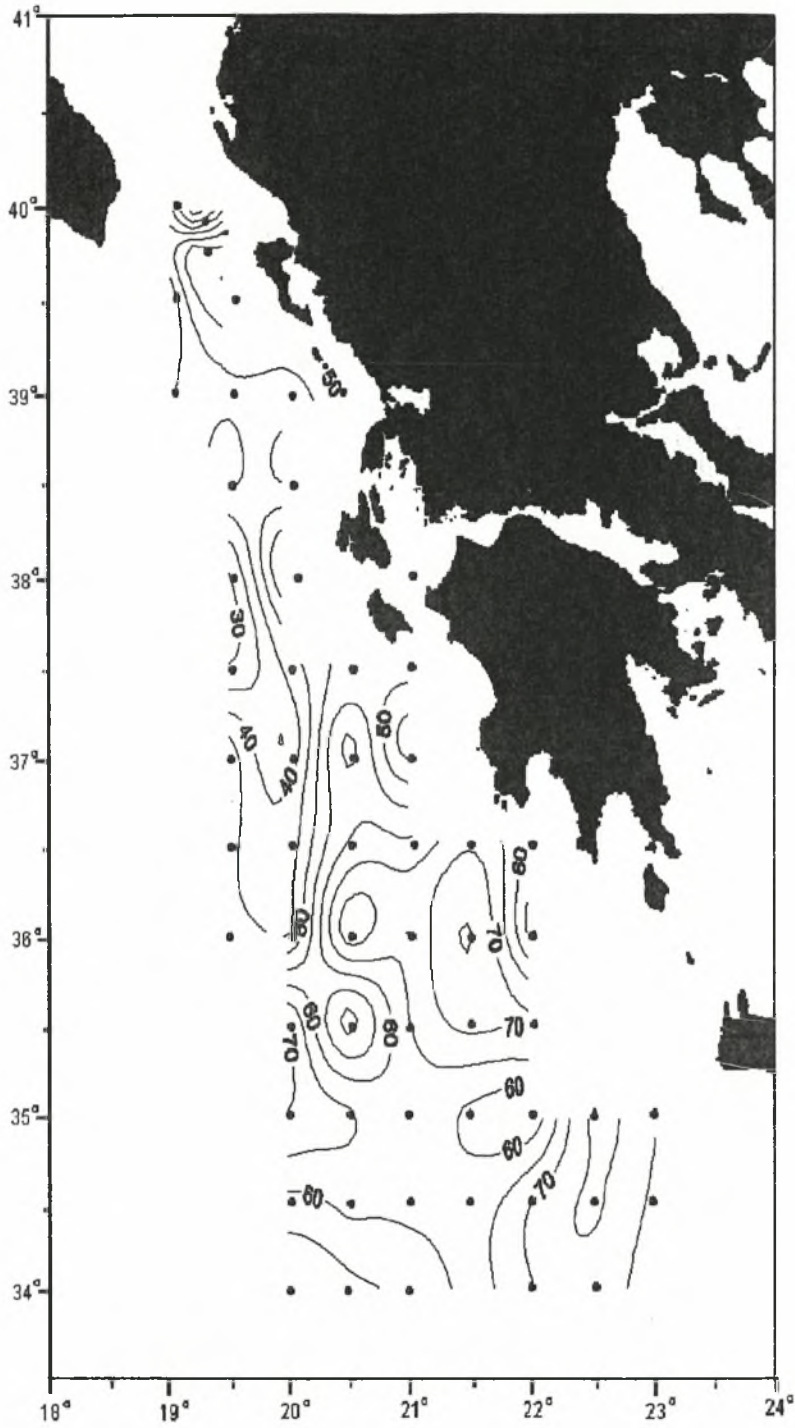
Εικ. 5.3.22. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης LIW στην ισόπυκνη επιφάνεια 1.



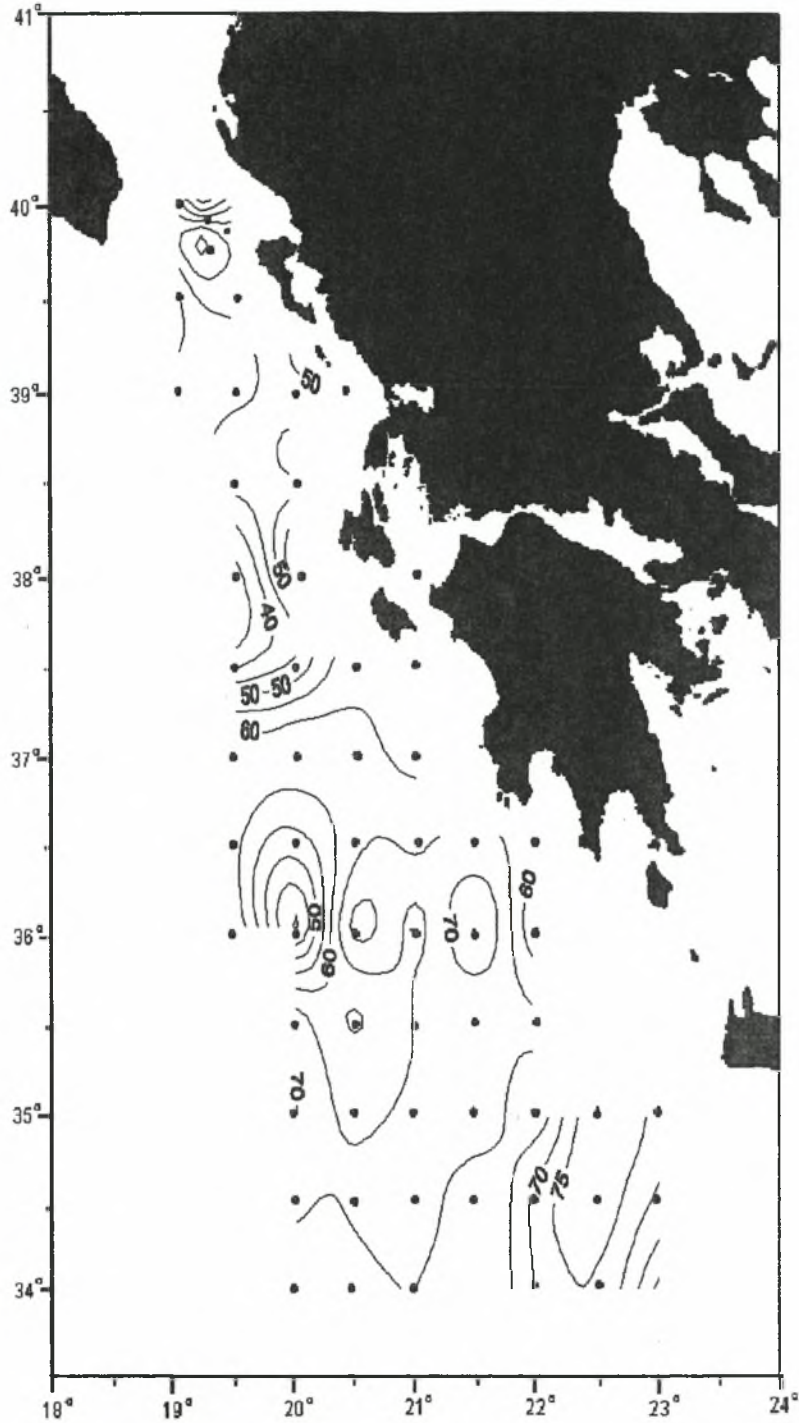
Εικ. 5.3.23. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης LIW στην ισόπυκνη επιφάνεια 2.



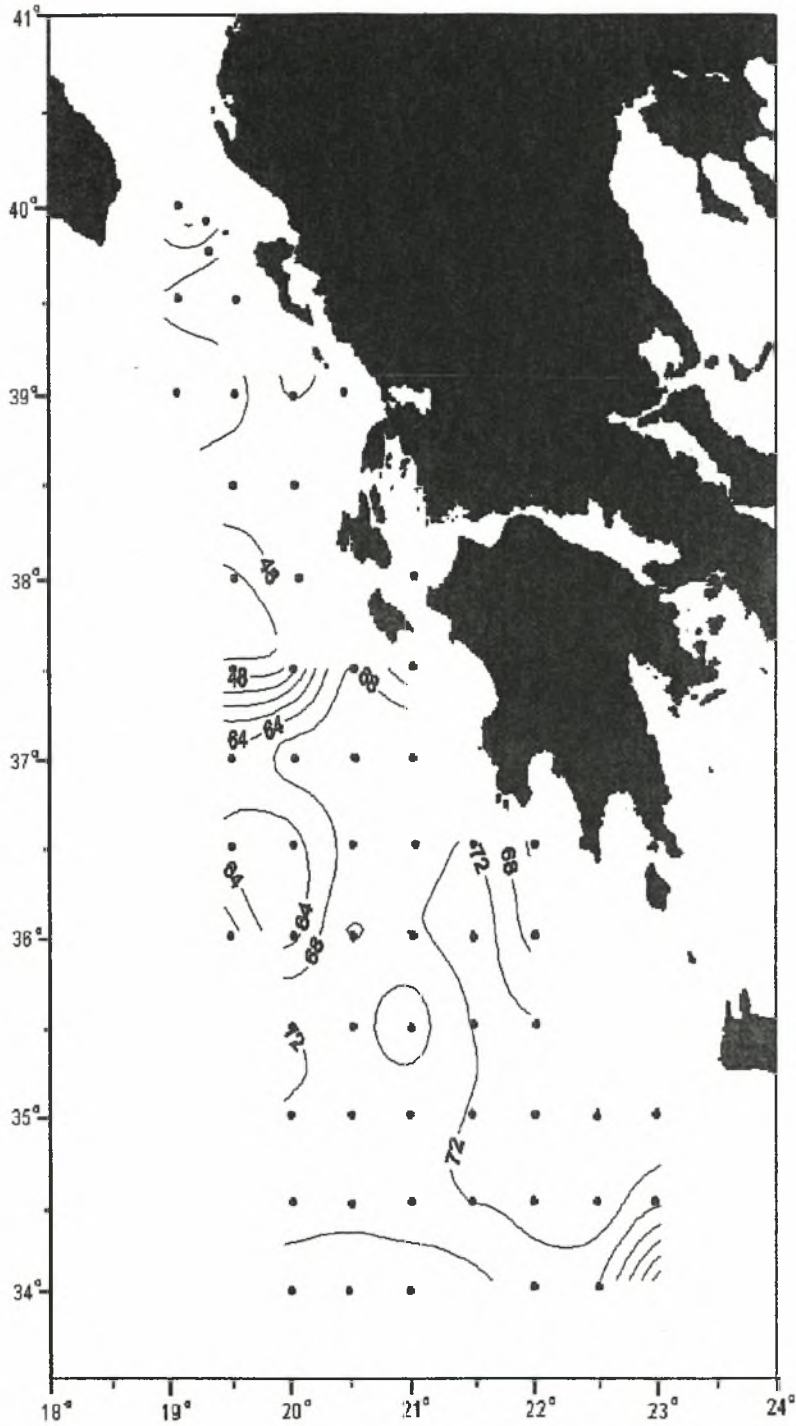
Εικ. 5.3.24. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης LIW στην ισόπυκνη επιφάνεια 3.



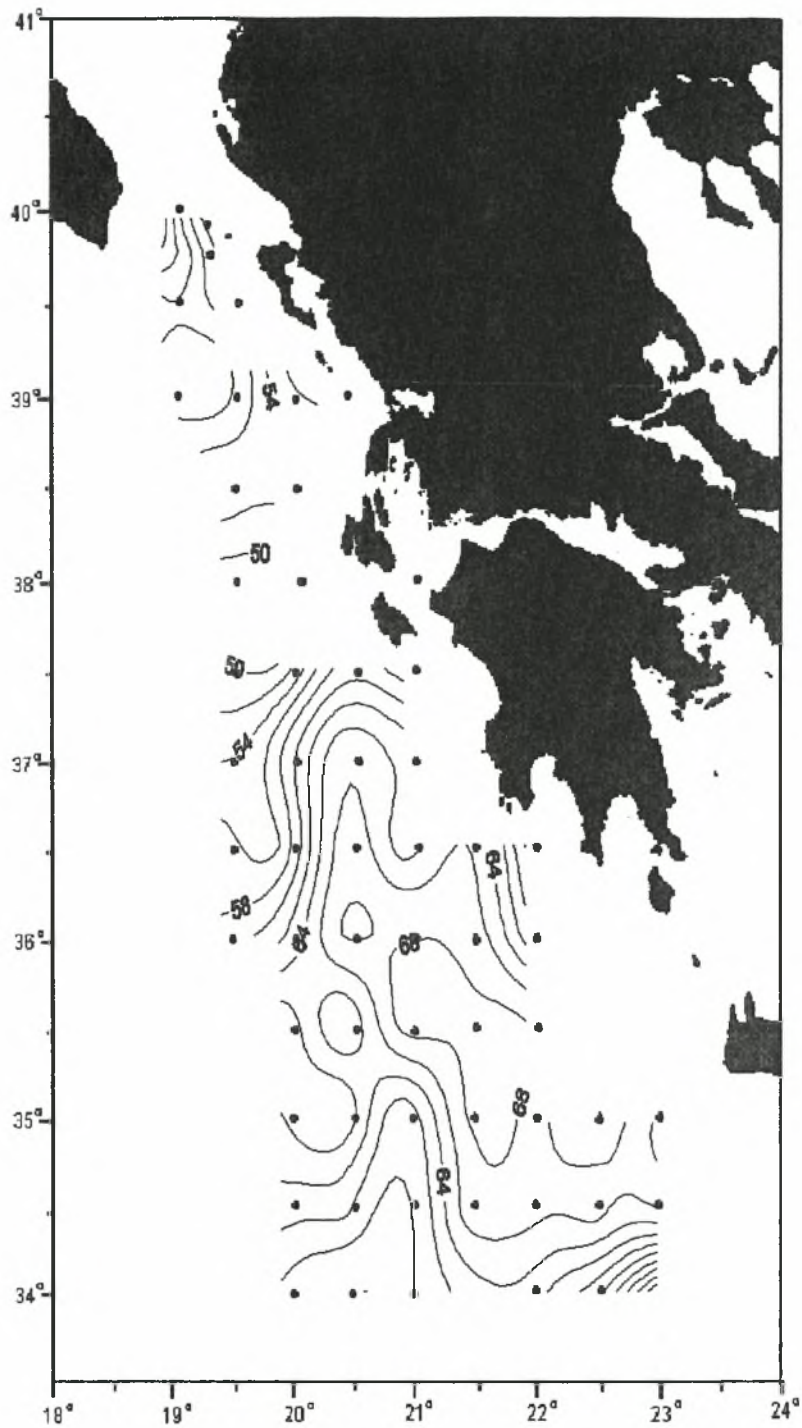
Εικ. 5.3.25. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης LIW στην ισόπικνη επιφάνεια 4.



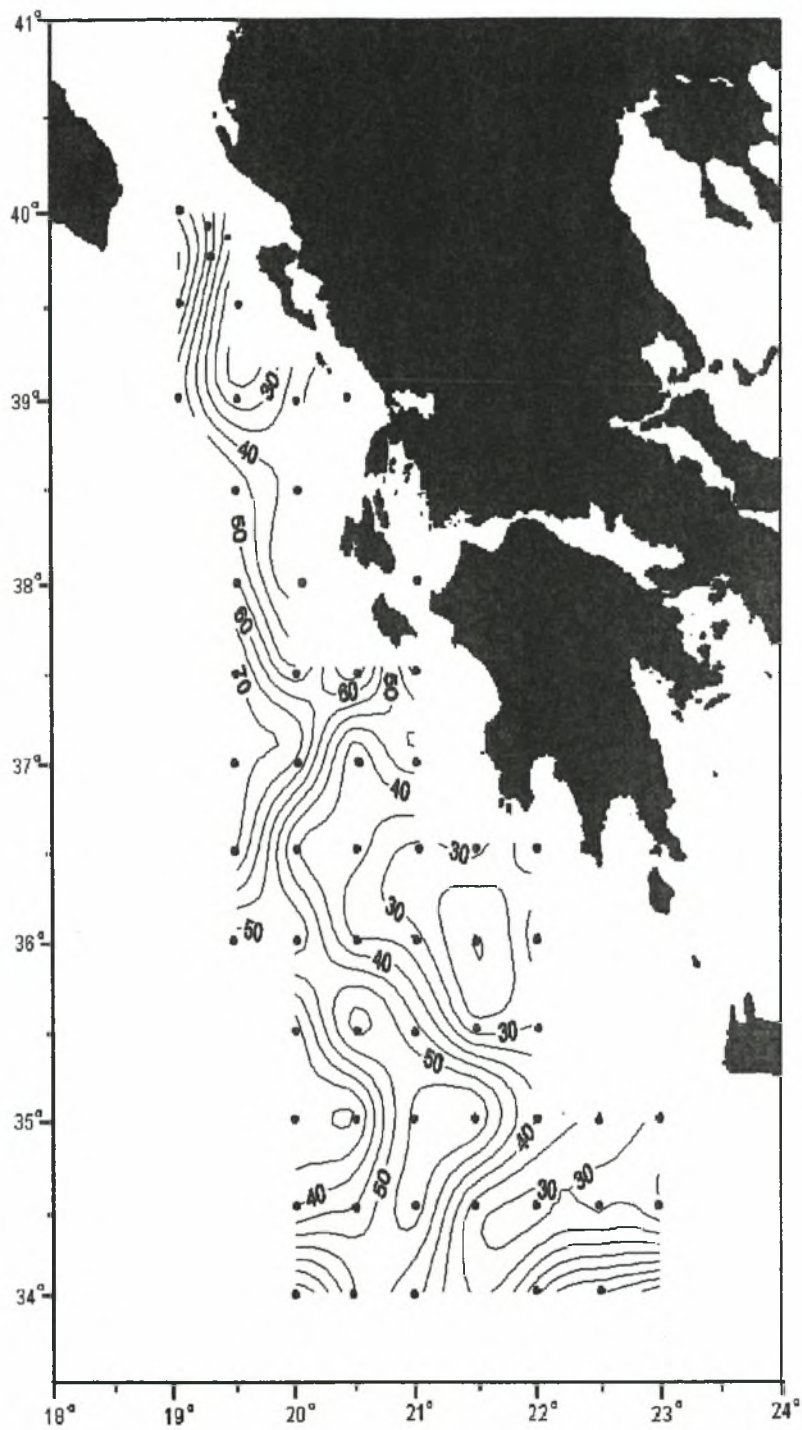
Εικ. 5.3.26. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης LIW στην ισόπικνη επιφάνεια 5.



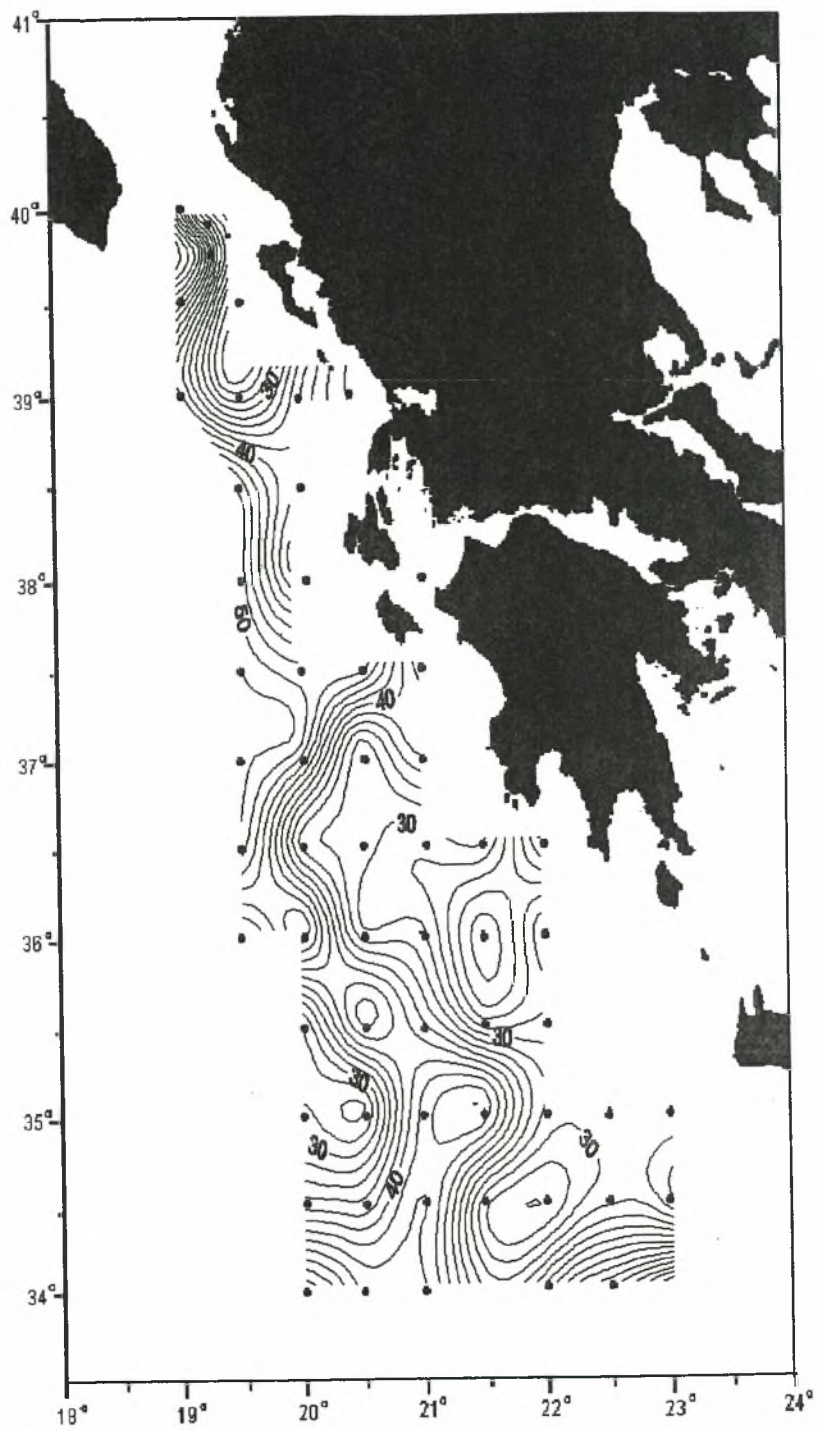
Εικ. 5.3.27. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης LIW στην ισόπυκνη επιφάνεια 6.



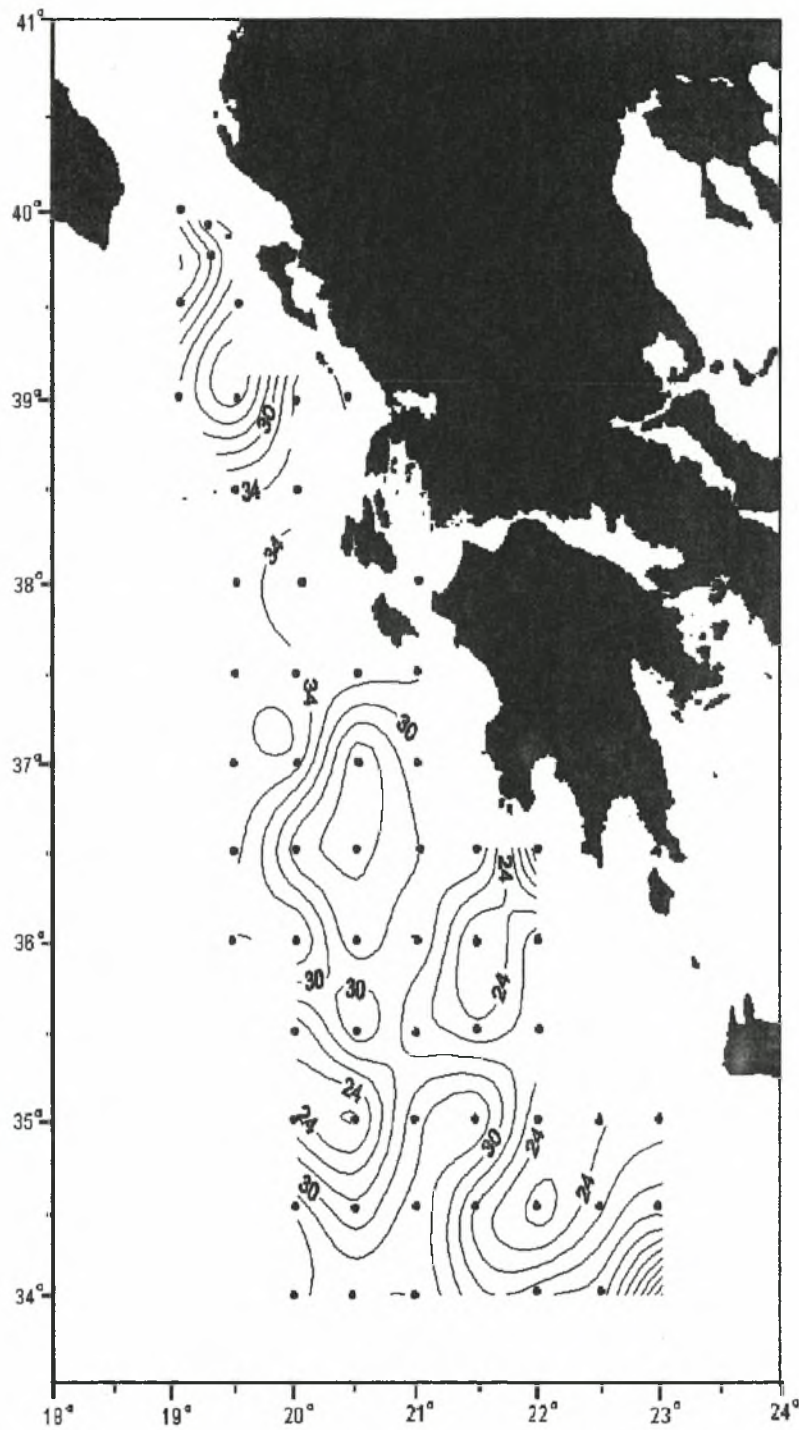
Εικ. 5.3.28. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης LIW στην ισόπυκνη επιφάνεια 7.



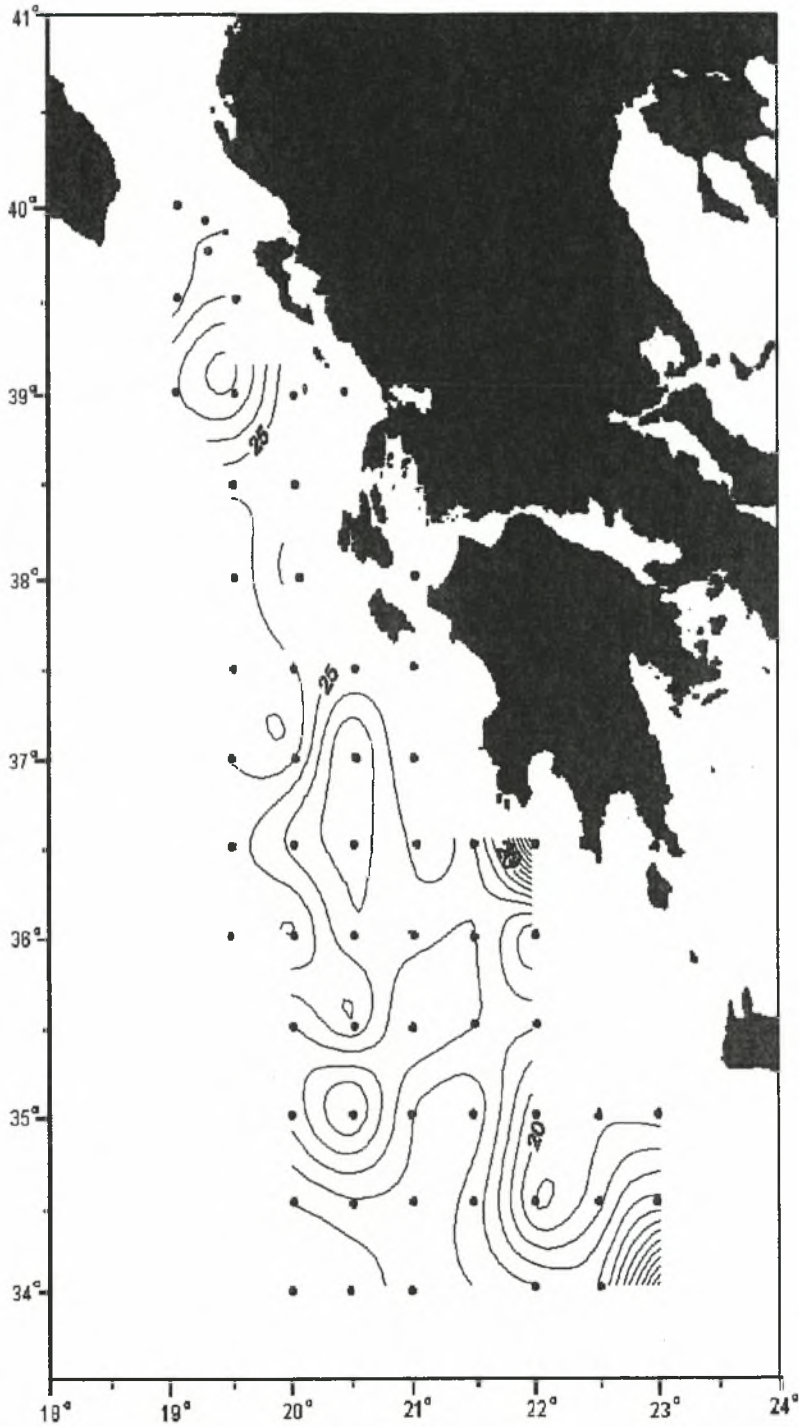
Εικ. 5.3.29. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης AW στην ισόπυκνη επιφάνεια 1.



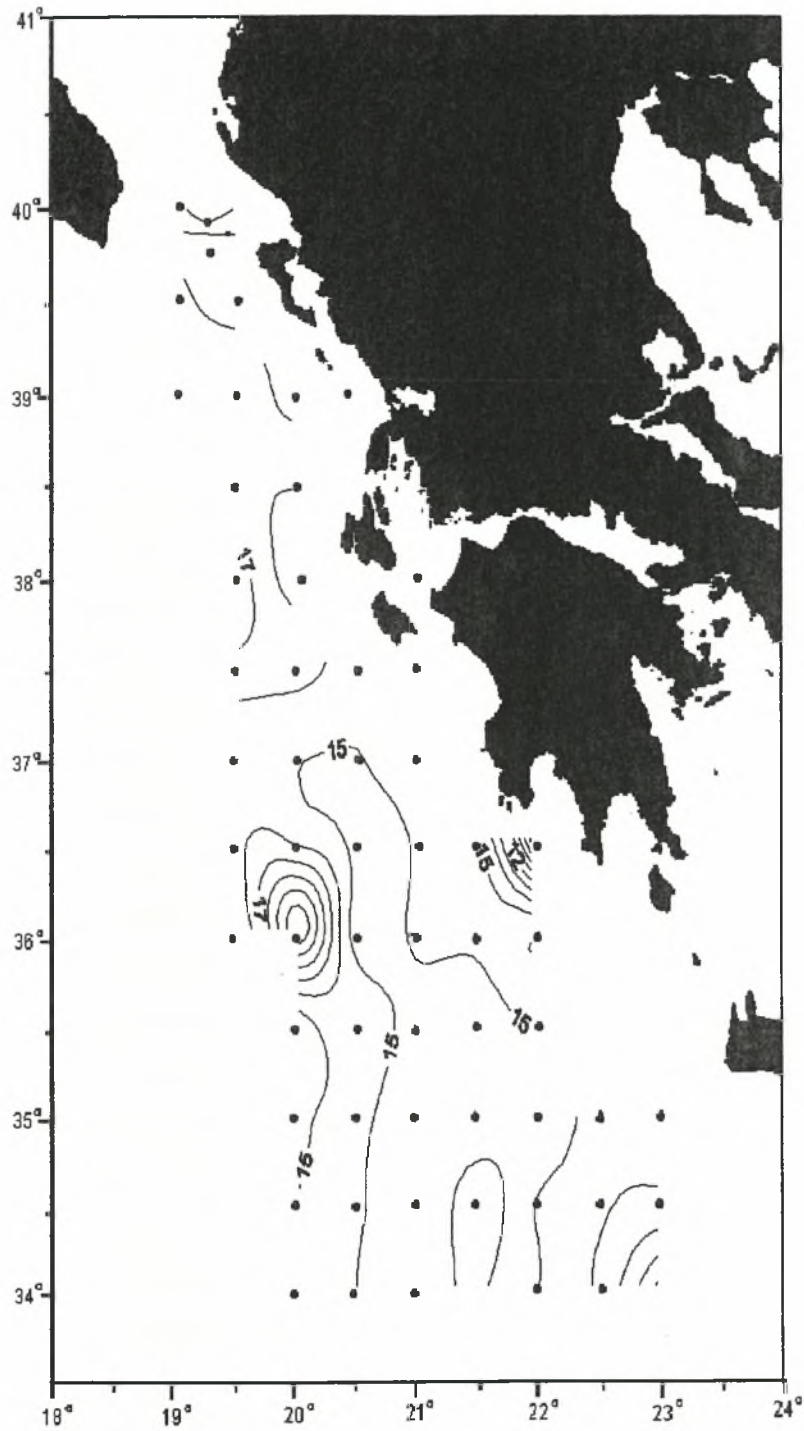
Εικ. 5.3.30. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης ΑW στην ισόπυκνη επιφάνεια 2.



Εικ. 5.3.31. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης AW στην ισόπυκνη επιφάνεια 3.



Εικ. 5.3.32. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης AW στην ισόπυκνη επιφάνεια 4.



Εικ. 5.3.33. Κατανομή ποσοστού εμφάνισης AW στην ισόπικνη επιφάνεια 5.

5.4. ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΕΣ ΡΟΕΣ

Για τον υπολογισμό των γεωστροφικών ροών εκλάβαμε σαν επίπεδο αναφοράς το βάθος των 1000 μέτρων, καθώς ήταν το μέγιστο βάθος για το οποίο είχαμε στοιχεία, θεωρώντας την στήλη του νερού κάτω από το συγκεκριμένο βάθος ακίνητη. Ο υπολογισμός πραγματοποιήθηκε με τον τρόπο που περιγράφεται στην μεθοδολογία για κάθε επιμέρους ζεύγος σταθμών οι οποίοι συνδυαζόμενοι σχηματίζουν τα επιμέρους πολύγωνα των παρακάτω εικόνων.

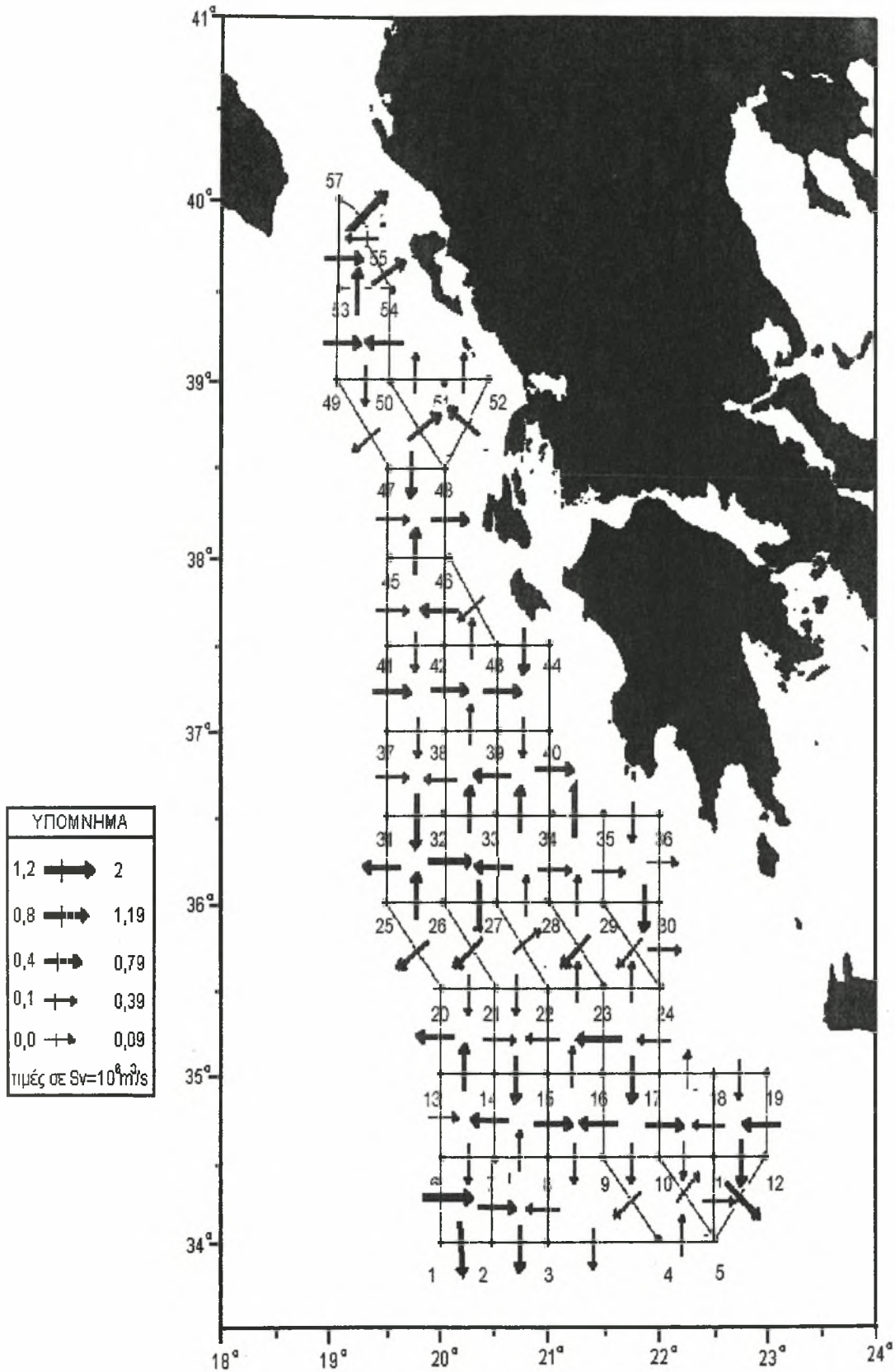
Η εικόνα 5.4.1 αποτυπώνει τις συνολικές μεταφορές όγκων νερού στην εξεταζόμενη στήλη νερού (0-1000 μέτρα) σε Sverdrup ($1Sv=10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$). Το μέγεθος του κάθε βέλους αντιστοιχεί στο μέγεθος της μεταφοράς, σύμφωνα με την κλείδα. Η απεικονιζόμενη κατάσταση δείχνει πολύπλοκη και πιθανόν να έχει επηρεαστεί από μικρές μεταβολές με το χρόνο του θερμοαλατικού πεδίου ή και από μεταφορές που λαμβάνουν χώρα κάτω από το επίπεδο αναφοράς και δεν συνυπολογίζονται. Παρόλα αυτά, τα κύρια χαρακτηριστικά της κυκλοφορίας, όπως προέκυψαν από την έως τώρα ανάλυση, είναι και εδώ εμφανή, και γίνονται εμφανέστερα στην εικόνα 5.4.2, η οποία είναι μια απόδοση της κύριας ροής στην περιοχή μελέτης, η οποία προκύπτει από μια σύνθεση των εισροών – εκροών των επιμέρους στοιχειωδών πολυγώνων της προηγούμενης εικόνας.

Είναι λοιπόν, στην συγκεκριμένη σύνθεση, για μια ακόμη φορά εμφανή χαρακτηριστικά όπως: Η είσοδος στην περιοχή μελέτης του LIW από το ανατολικό και νοτιοανατολικό της τμήμα, και η αντίστοιχη είσοδος του AW από πολλά σημεία κατά μήκος του δυτικού και νοτιοδυτικού τμήματος αυτής. Τα σημεία που οι ροές των διαφορετικών αυτών μαζών πλησιάζουν, με αποτέλεσμα την δημιουργία μετώπων (π.χ. δυτικά της Ζακύνθου ή στο βορειοδυτικό άκρο της περιοχής μελέτης). Ολόκληρη σχεδόν η πορεία του LIW, από τα σημεία εισόδου του έως και βορειοδυτικά της Κέρκυρας. Τα επιμέρους κυκλοφορικά χαρακτηριστικά, δηλαδή οι κυκλωνικές και αντικυκλωνικές μορφές κυκλοφορίας στην περιοχή μελέτης, όπως και η γενικότερη τάση για κυκλωνική κυκλοφορία στο βόρειο μισό της περιοχής μελέτης και για αντικυκλωνική κυκλοφορία στο νότιο μισό αυτής.

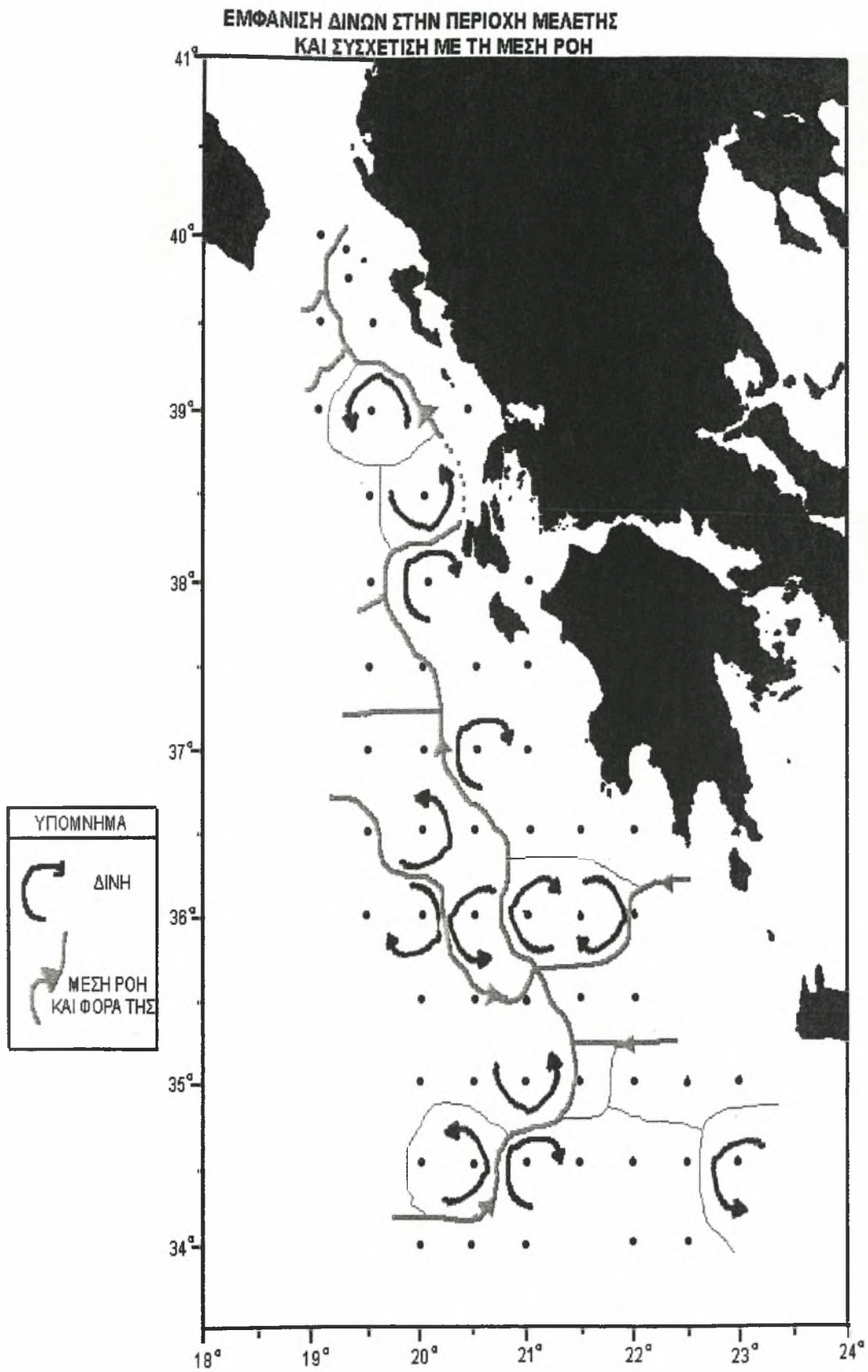
Αν στη συνέχεια ελέγξουμε το ισοζύγιο των μεταφορών για την περιοχή μελέτης, θα παρατηρήσουμε ότι παρά την εμφάνιση στα επιμέρους πολύγωνα του πλέγματος που δημιουργούν οι σταθμοί σημαντικών θετικών ή αρνητικών

μεταφορών, για το σύνολο της περιοχής μελέτης εμφανίζεται κοντά στο μηδέν (~ -0.7 Sv), αποτέλεσμα που δικαιώνει την επιλογή του συγκεκριμένου επιπέδου αναφοράς. Η συγκεκριμένη απόκλιση πιθανότατα οφείλεται σε μεταφορές κάτω από το επίπεδο αναφοράς που δεν ήταν δυνατό να υπολογισθούν, ενώ τα θετικά ή αρνητικά ισοζύγια των επιμέρους πολυγώνων οφείλονται κατά κύριο λόγο σε έντονα τοπικά κυκλοφορικά χαρακτηριστικά.

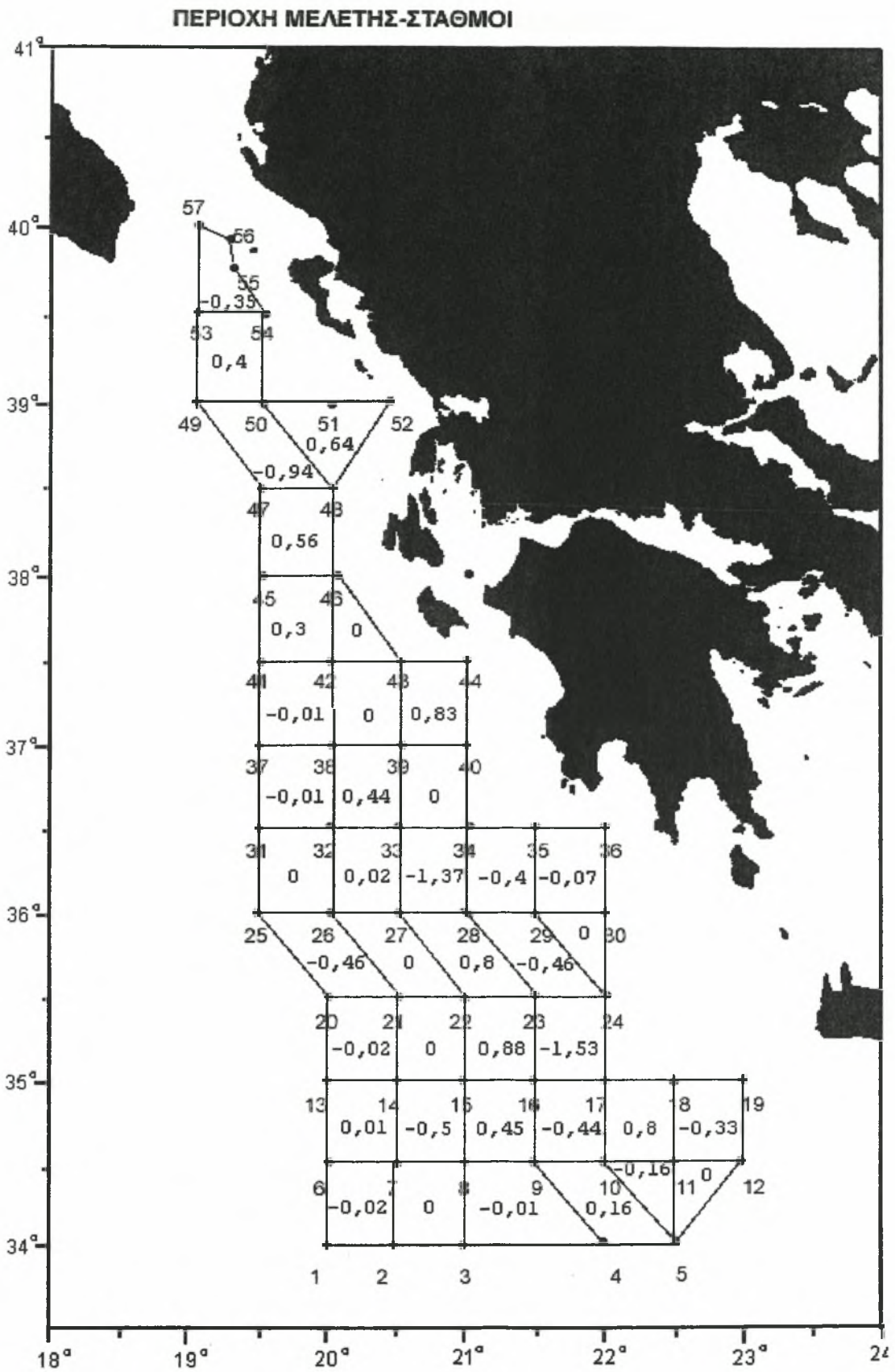
ΣΥΝΘΕΤΕΣ ΜΕΤΑΦΟΡΕΣ ΟΓΚΩΝ ΝΕΡΟΥ



Εικ. 5.4.1. Μεταφορές όγκων νερού στην περιοχή μελέτης.



Εικ. 5.4.2. Κύριες ροές στην περιοχή μελέτης.



Εικ. 5.4.3. Ισοζύγιο μεταφορών όγκων νερού στην περιοχή μελέτης.

ΜΕΡΟΣ IV: ΒΙΟΛΟΓΙΑ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΙΟΝΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑ ΟΙΚΟΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΙΟΝΙΟΥ ΠΕΛΑΓΟΥΣ.

Στο παρόν κεφάλαιο θα προσπαθήσουμε να παρουσιάσουμε τα βιολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης και να τονίσουμε τις πιθανές σχέσεις ή αλληλεπιδράσεις τους με την φαινομενολογία και την κυκλοφορία της. Πριν όμως προχωρήσουμε στην παρουσίαση των βιολογικών δεδομένων της περιοχής, θα ήταν πολύ χρήσιμο να παρουσιαστούν τα χημικά χαρακτηριστικά της περιοχής που επηρεάζουν τις βιολογικές διεργασίες και, με τη σειρά τους, επηρεάζονται από τα φυσικά χαρακτηριστικά. Τα χημικά αυτά χαρακτηριστικά είναι τα θρεπτικά στοιχεία και το διαλυμένο οξυγόνο.

Κατανομές διαλυμένου οξυγόνου και θρεπτικών στοιχείων στην περιοχή μελέτης.

Τα δεδομένα και αποτελέσματα που θα παρουσιαστούν στη συνέχεια προέρχονται από μετρήσεις οι οποίες πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή στα πλαίσια του προγράμματος ΡΟΕΜ κατά τον Σεπτέμβριο του 1987, άρα συμπίπτουν χρονικά με τις μετρήσεις των φυσικών χαρακτηριστικών που παρουσιάστηκαν προηγούμενα. Σε γενικές γραμμές, οι κατανομές του διαλυμένου οξυγόνου και των θρεπτικών στοιχείων, και κυρίως τα εγκάρσια προφίλ τους, προσομοιάζουν με τα αντίστοιχα προφίλ της θερμοκρασίας και της αλατότητας αντίστοιχα, και επηρεάζονται το ίδιο από τα κυκλοφορικά χαρακτηριστικά του Ιονίου πελάγους.

Πιο συγκεκριμένα, οι επιφανειακές τιμές του οξυγόνου σε όλη την περιοχή μελέτης κυμαίνονται από 4,7-5 ml/l. Οι μέγιστες τιμές παρατηρούνται υποεπιφανειακά σε βάθη περίπου 40 μέτρων στα βόρεια και 70 στα νότια, φτάνοντας έως και τα 6,1 ml/l. Η διαφορά στο βάθος εμφάνισης των μεγίστων ανάμεσα στο βόρειο και το νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, οφείλεται στην επικρατούσα κυκλοφορία (κυκλωνική και αντικυκλωνική αντίστοιχα). Το ότι τα μέγιστα εμφανίζονται υποεπιφανειακά, οφείλεται κυρίως στην θέρμανση του επιφανειακού στρώματος και δευτερευόντως στη συνεισφορά βιολογικών διεργασιών. Η αύξηση της θερμοκρασίας στο επιφανειακό στρώμα οδηγεί στη

δημιουργία ισχυρής βαθμίδας οξυγόνου ανάμεσα στα 30 και τα 100 μέτρα βάθους (Souvermezoglou et al., 1992).

Όσον αφορά τα θρεπτικά στοιχεία, εμφανίζονται σε γενικά χαμηλές τιμές (Σε όλα τα βάθη <4,5 mg/l). Το φτωχότερο σε θρεπτικά στοιχεία επιφανειακό στρώμα (νιτρικά <1mg/l) εκτείνεται σε βάθη έως 70 μέτρα στα βόρεια και μεγαλύτερα των 150 μέτρων στα νότια της περιοχής μελέτης, για τους ίδιους λόγους με πριν (Souvermezoglou et al., 1992).

Ένα ακόμη σημαντικό στοιχείο για την χημεία της περιοχής είναι ότι, ιδιαίτερα στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης και σε βάθη 100 έως 300 μέτρων, για την εξεταζόμενη περίοδο εμφανίζονται υψηλότερες τιμές θρεπτικών στοιχείων και χαμηλότερες διαλυμένου οξυγόνου, από τον μέσο όρο διαφόρων μετρήσεων στην ίδια περιοχή στις αρχές της άνοιξης. Μια πιθανή εξήγηση για το συγκεκριμένο φαινόμενο είναι η αποδόμηση των οργανικών ουσιών που παράγονται κατά την άνοιξη (Souvermezoglou et al., 1992).

Βιολογικά χαρακτηριστικά Ανατολικού Ιονίου πελάγους.

Όλες οι μελέτες που αφορούν την παραγωγικότητα και τα φυτοπλαγκτονικά χαρακτηριστικά του Ιονίου πελάγους υπερτονίζουν τον εξαιρετικά ολιγοτροφικό του χαρακτήρα (Azon, 1986, Kimor et al., 1987, Bethoux, 1989), κάτι που οφείλεται στη σημαντική μείωση που παρατηρείται στην συγκέντρωση των θρεπτικών αλάτων της Μεσογείου από δυτικά προς ανατολικά, η οποία οφείλεται τόσο στην μειωμένη διασπορά του AW στην Αν. Μεσόγειο, σε σχέση με την δυτική, όσο και στην εμφάνιση του θερμοκλινούς σε μεγαλύτερα βάθη στην Αν. Μεσόγειο, απ' ότι στη δυτική. Ειδικότερα τώρα για το Ιόνιο, οι πληροφορίες που υπάρχουν είναι σχετικά λίγες και προέρχονται κυρίως από δεδομένα του προγράμματος POEM (Rabitti et al., 1992). Οι ολιγοτροφικές συνθήκες που επικρατούν στο Ιόνιο επιβεβαιώνονται από τα λίγα δεδομένα πρωτογενούς παραγωγικότητας που υπάρχουν, αν και για συγκεκριμένες περιοχές, όπως κόλποι και παράκτια τμήματα του Ιονίου, καθώς και από τις πολύ μικρές επιφανειακές συγκεντρώσεις θρεπτικών (Bregant et al., 1992). Οι συνθήκες αυτές γίνονται εντονότερες όσο απομακρυνόμαστε από τα παράλια του Ιονίου. Επίσης, ένας ακόμη σημαντικός λόγος για τον ολιγοτροφικό χαρακτήρα που παρουσιάζει η περιοχή μελέτης είναι το μικρό πλάτος της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας σ' αυτήν.

Μετρήσεις στα πλαίσια του POEM στην περιοχή κατά τον Σεπτέμβριο του 1987 έδειξαν την εμφάνιση μεγίστων τιμών chl-a στα 95-100 μέτρα βάθους περίπου για το νότιο τμήμα της περιοχής (0,16-0,17 $\mu\text{g}/\text{dm}^3$), ενώ πάνω και κάτω από τα συγκεκριμένα βάρη οι τιμές της chl-a πέφτουν (επιφάνεια 0,02-0,05 $\mu\text{g}/\text{dm}^3$, 150 μέτρα 0,05-0,06 $\mu\text{g}/\text{dm}^3$ αντίστοιχα). Αντίθετα, στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, οι μέγιστες τιμές chl-a εμφανίζονται στα 70-75 μέτρα βάθους περίπου και είναι υψηλότερες από αυτές για το νότιο τμήμα της περιοχής (0,2-0,21 $\mu\text{g}/\text{dm}^3$), ενώ και εδώ πάνω και κάτω από τα συγκεκριμένα βάρη οι τιμές της chl-a πέφτουν αισθητά (επιφάνεια 0,02-0,04 $\mu\text{g}/\text{dm}^3$, 150 μέτρα $\sim 0,06 \mu\text{g}/\text{dm}^3$ αντίστοιχα) (Γκότση-Σκρέτα, 1991).

Ακόμη, έρευνα που διεξήχθη στην περιοχή κατά τον Οκτώβριο του 1991 (Rabitti et al., 1992) έδειξε την εμφάνιση μεγίστων τιμών chl-a στα 75 μέτρα βάθους περίπου (0,14 $\mu\text{g}/\text{dm}^3$), ενώ πάνω και κάτω από τα 75 μέτρα οι τιμές της chl-a πέφτουν έως 0,05 και 0,02 $\mu\text{g}/\text{dm}^3$ αντίστοιχα. Οι παραπάνω τιμές είναι αντιπροσωπευτικές ολιγοτροφικών συστημάτων υποτροπικών και εύκρατων περιοχών, ταιριάζουν με αυτές που δόθηκαν για την Λεβαντινή λεκάνη (Berman et al., 1984) αλλά είναι χαμηλότερες από αυτές που έχουν παρατηρηθεί ανοιχτά από τις Αιγυπτιακές ακτές (Abdel-Moati, 1990), καθώς και στο ίδιο το Ιόνιο, σύμφωνα με παλιότερες μετρήσεις (Magazzù and Decembrini, 1992). Οι υψηλότερες τιμές σε μικρότερα βάρη που παρατηρούνται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης είναι πιθανότατα αποτέλεσμα τόσο της γενικότερης κυκλωνικής κυκλοφορίας σ' αυτό, όσο και της μεγαλύτερης επιρροής του AW στο βόρειο-βορειοδυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης. Παρά τις σε γενικές γραμμές χαμηλές τιμές που εμφανίζονται, οι τιμές αυτές είναι υψηλότερες από τις παρατηρηθείσες στο νότιο Αιγαίο (Γκότση-Σκρέτα, 1991), κάτι που πιθανότατα οφείλεται στην απόπλυση που υφίσταται το AW από τα θρεπτικά του στοιχεία στην πορεία του προς ανατολή και στην εντονότερη στρωμάτωση των θρεπτικών στο νότιο Αιγαίο στο τέλος του καλοκαιριού.

Η παρατηρηθείσα αμελητέα παρουσία ομάδων φυτοπλαγκτού που περιέχουν χλωροφύλλη-b, δείχνει ότι τα αποτελέσματα που ελήφθησαν κατόπιν οξίνισης στην ανάλυση χρωστικών οφείλονται κυρίως σε προϊόντα αποσύνθεσης (φαιοχρωστικές), οι οποίες παρουσιάζουν το μέγιστο των τιμών τους στα 100 περίπου μέτρα βάθους με τιμές $\sim 0,1 \mu\text{g}/\text{dm}^3$ και $\sim 0,35 \mu\text{g}/\text{dm}^3$ στην επιφάνεια και στα 150 μέτρα βάθους, αντίστοιχα. Όπως φαίνεται, οι μέγιστες τιμές των φαιοχρωστικών εμφανίζονται σε βάθος μεγαλύτερο από

αυτό της chl-a, τάση που έχει αναφερθεί και από τον Abdel Moati (1990), ενώ ο λόγος chl-a/φαιοχρωστικές είναι πάντα μικρότερος της μονάδας. Οι παραπάνω συνθήκες είναι ενδεικτικές διεργασιών βόσκησης του φυτοπλαγκτού από ζωοπλαγκτονικούς πληθυσμούς, κάτι που φαίνεται και από τις σχετικά υψηλές συγκεντρώσεις NH_4 ή τις διεργασίες κυτταρικής λύσεως που παρατηρούνται σε αυτά τα βάθη (Bregant et al., 1992).

Ο σωματιδιακός οργανικός άνθρακας (Particulate Organic Carbon, POC) και το σωματιδιακό άζωτο (Particulate Nitrogen, PN) εμφανίζουν τις μέγιστες τιμές τους ανάμεσα στην επιφάνεια και τα 50 μέτρα βάθους. Οι τιμές των συγκεντρώσεών τους είναι $\sim 2,6 \mu\text{M}$ POC και $\sim 0,32 \mu\text{M}$ PN στην επιφάνεια, ενώ στη συνέχεια μειώνονται σταδιακά με το βάθος για να πέσουν στα 150 μέτρα κάτω από 1 και $0,15 \mu\text{M}$ POC και PN, αντίστοιχα. Στα πρώτα 100 μέτρα βάθους, το άζωτο εμφανίζεται κυρίως σε μοριακή μορφή, ενώ κάτω από το συγκεκριμένο βάθος κυριαρχούν διαλυμένες μορφές αμμωνίας και νιτρικών.

Όσον αφορά στο φυτοπλαγκτόν, κυριαρχούν μικρά άτομα (μέγεθος $< 15 \mu\text{m}$), με κύριους εκπροσώπους τα νανομαστιγωτά, τα γυμνά δινομαστιγωτά και τα κοκκολιθοφόρα. Οι πληθυσμιακές συγκεντρώσεις των διατόμων κυμαίνονται από 10^3 έως 10^4 άτομα/ dm^3 . Η φυτοπλαγκτονική βιομάζα, εκφραζόμενη ως συγκέντρωση κυτταρικού άνθρακα, κυμαίνεται μεταξύ 1 και $8 \mu\text{g C}/\text{dm}^3$ και αντιστοιχεί μόλις στο 10% περίπου του συνολικού POC, με μέγιστο ποσοστό συμμετοχής το 15% σε βάθη ~ 50 μέτρων. Η χαμηλή βιομάζα, καθώς και η κυριαρχία μικρών σε μέγεθος ατόμων, πιθανότατα σχετίζεται με τις χαμηλές συγκεντρώσεις θρεπτικών αλάτων στην περιοχή.

Τα νανομαστιγωτά αντιπροσωπεύουν την κυρίαρχη ομάδα φυτοπλαγκτού σε ολόκληρη την ευφωτική ζώνη, ενώ τα κοκκολιθοφόρα εμφανίζουν τη μέγιστη πληθυσμιακή τους συγκέντρωση στα 50 περίπου μέτρα βάθους και τα διάτομα με τα δινομαστιγωτά αυξάνουν το ποσοστό εμφάνισης τους με την αύξηση του βάθους. Οι μέγιστες συγκεντρώσεις όμως του φυτοπλαγκτού δεν συμπίπτουν με αυτές της χλωροφύλλης, κάτι που πιθανότατα σχετίζεται με διεργασίες φωτοπροσαρμογής των φυτοπλαγκτονικών κοινοτήτων που βρίσκονται σε σχετικά μεγάλα βάθη, και οδηγεί σε αύξηση της συγκέντρωσης της ενδοκυτταρικής χλωροφύλλης (Kimor et al., 1987) κάτι που φαίνεται και από τον χαμηλό λόγο άνθρακα/χλωροφύλλη που παρατηρείται στα βάθη που έχουμε τις μέγιστες συγκεντρώσεις χλωροφύλλης. Ακόμη, σημαντικό ρόλο παίζει πιθανότατα και η παρουσία ενός μεγάλου τμήματος φυτοπλαγκτού με μέγεθος $< 3 \mu\text{m}$ (πικοπλαγκτόν), το οποίο και δεν υπολογίστηκε (Rabitti et al.,

1992). Η άποψη αυτή ενισχύεται από το γεγονός ότι πολλές μελέτες έχουν δείξει πως το πικοπλαγκτόν έχει μεγάλη συνεισφορά στην πρωτογενή παραγωγή (Bergman et al., 1984). Πράγματι, έχει αποδειχθεί ότι το πικοπλαγκτόν είναι σημαντικότερο στις ωκεάνιες παρά στις νηρητικές περιοχές, και ότι σε πελαγικό περιβάλλον η συμμετοχή του στην πρωτογενή παραγωγή μπορεί να φτάσει έως και 62% (Azon, 1986).

Γενικά η σύνθεση των ειδών των δινομαστιγωτών, διατόμων και κοκκολιθοφόρων προσομοιάζει με αυτήν που προκύπτει από παρατηρήσεις ανοιχτά των ακτών του Ισραήλ και της Αιγύπτου, αλλά και στο κεντρικό Αιγαίο και την Λιγυριανή θάλασσα. Τα περισσότερα από τα είδη που εμφανίζονται στις συγκεκριμένες περιοχές είναι ευρύθερμα, τροπικού – υποτροπικού χαρακτήρα, ενώ πολλά από αυτά έχουν χαμηλές απαιτήσεις σε θρεπτικά άλατα. Οι παρατηρήσεις που προαναφέρθηκαν, όπως και τα χαρακτηριστικά των ειδών, μας δείχνουν ότι από πλευράς σύνθεσης των ειδών στην περιοχή μελέτης και γενικότερα στην Ανατολική Μεσόγειο επικρατεί μια σχετική ομοιογένεια, αν και οι χωροχρονικές αλλαγές των υδρογραφικών συνθηκών μπορεί να επηρεάσουν τοπικά την δομή της φυτοπλαγκτονικής κοινότητας (Siokou-Frangou et al., 1999).

Συνοψίζοντας, η παρουσία του φυτοπλαγκτού στο Ιόνιο προσομοιάζει με αυτήν στη Λεβαντινή θάλασσα (ελαφρώς υψηλότερη στο Ιόνιο, πιθανότατα λόγω της εισόδου σε αυτό πλουσιότερων σε θρεπτικά υδάτινων μαζών, όπως το νερό της Αδριατικής και το τροποποιημένο νερό του Ατλαντικού) και είναι σαφώς χαμηλότερη της παρουσίας του στην Δυτική Μεσόγειο, στο στενό του Οτράντο ή και στο Βόρειο Αιγαίο (Rabitti et al., 1992, Siokou-Frangou et al., 1999).

Όσον αφορά το ζωοπλαγκτόν, σύμφωνα με δειγματοληψίες που εκτελέστηκαν στο στρώμα από 0 έως 50 μέτρα βάθος με δίχτυ με άνοιγμα ματιού 200 μm , εμφανίζονται πληθυσμοί με πολύ χαμηλά πυκνότητα ($181-688 \text{ ind/m}^3$) (Siokou-Frangou et al., 1999). Οι πυκνότητες αυτές είναι καθ' όλη τη διάρκεια του έτους αρκετά χαμηλότερες από αυτές που παρουσιάζονται τόσο στην Δυτική Μεσόγειο, όσο και στο Βόρειο Αιγαίο (πιθανότατα λόγω της επίδρασης των νερών του Ατλαντικού και της Μαύρης Θάλασσας, αντίστοιχα) και αντιστοιχούν σε αυτές που παρατηρούνται στην Λεβαντινή (εκτός του κυκλώνα της Ρόδου), στο Νότιο Αιγαίο και στο Κρητικό πέλαγος, καταδεικνύοντας την κυριαρχία του LIW στην περιοχή μελέτης.

Αν και δεν υπάρχουν δεδομένα για τον ετήσιο κύκλο του ζωοπλαγκτού στην περιοχή, φαίνεται να υπάρχει κάποια εποχικότητα, με μέγιστες πληθυσμιακές πυκνότητες την άνοιξη και ελάχιστες το τέλος καλοκαιριού – αρχές φθινοπώρου. Ακόμη, παρατηρείται μείωση της παρουσίας των ζωοπλαγκτονικών οργανισμών με το βάθος, κάτι που ισχύει στον παγκόσμιο ωκεανό. Η μείωση αυτή γίνεται έντονη μετά τα πρώτα 100 μέτρα της στήλης του νερού, ενώ ουσιαστικά ολόκληρος ο ζωοπλαγκτονικός πληθυσμός βρίσκεται στα πρώτα 500 μέτρα βάθους, ενώ κάτω από τα 1000 μέτρα βάθους συναντάμε ζωοπλαγκτόν σε πυκνότητες $<1 \text{ ind/m}^3$ (Siokou-Frangou et al., 1999).

Σύμφωνα με μελέτη των Χρήστου και συν., η διαφοροποίηση ανάμεσα στις βιοκοινωνίες του ζωοπλαγκτού οφείλεται κατά κύριο λόγο στις διαφορές του βάθους. Ειδικότερα, έντονη διαφοροποίηση φαίνεται να υπάρχει ανάμεσα στα στρώματα 0-100m και 100-300m, κάτι που δείχνει ότι οι μεγαλύτερες αλλαγές στις βιοκοινωνίες του ζωοπλαγκτού αρχίζουν βαθύτερα από τα 100m. Ο διαχωρισμός αυτός συμφωνεί με την κατακόρυφη κατανομή του ζωοπλαγκτού που έχει βρεθεί για το Τυρρηνικό πέλαγος, σύμφωνα με την οποία η επιφανειακή ζώνη (που περιλαμβάνει κυρίως επιπελαγικούς οργανισμούς) εκτείνεται ως τα 100m βάθους, και καταλαμβάνεται όχι μόνο από είδη της ανοιχτής θάλασσας, αλλά και από έναν αριθμό παράκτιων μορφών.

Η ενδιάμεση ζώνη (μεσοπελαγικοί οργανισμοί) εκτείνεται μεταξύ 100 και 600m με κύριο χαρακτηριστικό, σε σχέση με τον ανοικτό ωκεανό, την απουσία ισχυρών μεταναστών, αντίστοιχο αποτέλεσμα με τα ήδη υπάρχοντα για την ΒΔ Λεβαντινή και το ΝΑ Αιγαίο (Pancucci-Papadopoulou et al., 1992).

Πέρα από την σημαντική παρουσία των διαφόρων ειδών κωπηπόδων, έχουμε και αξιοσημείωτη συμμετοχή των χαιτογνάθων και των οστρακωδών, ενώ τα κλαδοκεραιωτά, αν και εμφανίζουν σημαντική συμμετοχή στα πρώτα 50m των παράκτιων σταθμών, σχεδόν λείπουν από τους υπόλοιπους.

Έχει βρεθεί παλιότερα (Pancucci-Papadopoulou et al., 1992), αλλά είναι φανερό και από την παρούσα ανάλυση ότι στην περιοχή μελέτης τα υδρολογικά φαινόμενα και η κυκλοφορία των υδάτινων μαζών επηρεάζουν έντονα την κατανομή του ζωοπλαγκτού, οριζόντια και κάθετα. Όμως, σύμφωνα με τους Χρήστου et al., (1993), ενώ είναι σαφής η κατακόρυφη διαφοροποίηση σύμφωνα με τα στρώματα, παρατηρείται κάποια ομοιομορφία στην οριζόντια κατανομή, ιδιαίτερα όσον αφορά τα πρώτα 100m βάθους. Αυτό δείχνει ότι επικρατεί μια αρκετά ομαλή κατάσταση σχετικά με την κατανομή

του ζωοπλαγκτού στην περιοχή, ενώ δεν φαίνεται, τουλάχιστον για το επιφανειακό στρώμα (0-100m), κάποια σημαντική επίδραση υδρολογικών ή κυκλοφορικών φαινομένων.

Τέλος, τα κύρια ζωοπλαγκτονικά είδη που απαντούν στην περιοχή μελέτης είναι αλόφιλα και χωρίς μεγάλες απαιτήσεις σε θρεπτικά, κάτι που συμφωνεί με τα χημικά χαρακτηριστικά του LIW.

ΜΕΡΟΣ IV: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΙΚΑ ΣΧΟΛΙΑ.

Σκοπός της παρούσας διατριβής ήταν η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την υδρογραφική δομή και την κυκλοφορία του Ανατολικού Ιονίου Πελάγους και η διερεύνηση πιθανής συσχέτισης των προηγούμενων με την δομή του οικοσυστήματος της περιοχής μελέτης.

Η εικόνα του Ανατολικού Ιονίου Πελάγους είναι, κατά το μάλλον ή ήττον, μια τυπική απεικόνιση της θερινής υδρογραφικής κατάστασης σε εύκρατα γεωγραφικά πλάτη. Στις οριζόντιες κατανομές των θερμοαλατικών χαρακτηριστικών έχουμε την εμφάνιση των χαρακτηριστικών θερινών τιμών αυτών για τα ανώτερα στρώματα, καθώς και μια πρώτη αδρή απεικόνιση των κυκλοφορικών χαρακτηριστικών της περιοχής. Η έντονη στρωμάτωση και το ισχυρό θερμοκλινές είναι άλλο ένα αναμενόμενο χαρακτηριστικό.

Οι υδάτινες μάζες που εμφανίζονται στην περιοχή μελέτης είναι:

α) το λεπτό επιφανειακό στρώμα επιφανειακού νερού του Ιονίου (SW), του οποίου τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά προκύπτουν λόγω της έντονης θέρμανσης της επιφάνειας κατά τη διάρκεια του θέρους.

β) το υποεπιφανειακό λεπτό στρώμα Ατλαντικού νερού (AW), το οποίο χαρακτηρίζεται από ελάχιστο αλατότητας και απαντάται σε βάθη 25-75 μέτρων. Η συγκεκριμένη υδάτινη μάζα εισέρχεται στην περιοχή μελέτης στα δυτικά, βορειοδυτικά και νοτιοδυτικά αυτής, πιθανότατα έχοντας διακλαδιστεί πριν την είσοδο του στην περιοχή μελέτης, και είναι εμφανές σε όλο της το πλάτος, εκτός από την περιοχή εμφάνισης του αντικυκλώνα Πέλοπα. Δείχνει να ακολουθεί την γενικότερη κυκλωνική κυκλοφορία του βόρειου τμήματος και να διακλαδίζεται και στην περιοχή μελέτης, ακολουθώντας πορεία προς βόρεια και νοτιοανατολικά αντίστοιχα, με τον δεύτερο κλάδο να περνά περιφερειακά του Πέλοπα.

γ) το ενδιάμεσο λεβαντινό νερό (LIW), το οποίο έχει ως κύριο χαρακτηριστικό του το μέγιστο αλατότητας, εμφανίζεται ακριβώς κάτω από το ατλαντικό νερό και εκτείνεται έως και τα 700 μέτρα περίπου. Η υδάτινη μάζα αυτή, φαίνεται να εισέρχεται στην περιοχή μελέτης μέσω δύο διαφορετικών κλάδων, στα ανατολικά και νότια της περιοχής, οι οποίοι στη συνέχεια ενώνονται και ακολουθούν πορεία προς βόρεια-βορειοδυτικά. Η ροή αυτή ενισχύεται από τον

Πέλοπα, ενώ πολύ ενδιαφέρον είναι ότι φαίνεται να ακολουθεί την ακτογραμμή, καθώς ο πυρήνας της ροής σε όλες τις εγκάρσιες τομές εμφανίζεται στο ανατολικό άκρο της περιοχής μελέτης. Το πεδίο επιρροής του LIW φτάνει μέχρι τις βόρειες παρυφές της περιοχής μελέτης, με το σήμα του να εμφανίζεται ελαφρώς τροποποιημένο αλλά ισχυρό. Στην πορεία του προς βορρά εμφανίζονται δύο σημαντικά μέτωπα, το πρώτο στα δυτικά της Ζακύνθου στην προσέγγιση των LIW και AW, και το δεύτερο στα βόρεια, όπου το LIW συναντά τα εξερχόμενα νερά της Αδριατικής.

δ) το βαθύ νερό της Ανατολικής Μεσογείου (EMDW), το οποίο επεκτείνεται σε βάθη μεγαλύτερα των 700 μέτρων, προερχόμενο από την Αδριατική.

Στη συνέχεια εξετάστηκε η γενικότερη κυκλοφορία της περιοχής, η οποία φαίνεται να παρουσιάζει ένα διμορφισμό, καθώς στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης είναι κυκλωνική, με κυρίαρχο χαρακτηριστικό την παρουσία ενός κυκλώνα δυτικά-νοτιοδυτικά της Κέρκυρας, ενώ νοτιότερα της Ζακύνθου η γενική κυκλοφορία εμφανίζεται να είναι αντικυκλωνική, με την δεσπόζουσα παρουσία του μόνιμου αντικυκλώνα Πέλοπα, ενός από τα σημαντικότερα κυκλοφορικά χαρακτηριστικά ολόκληρης της Ανατολικής Μεσογείου, να κυριαρχεί. Ακόμη, σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης εμφανίζονται μικρότερης κλίμακας κυκλωνικές και αντικυκλωνικές μορφές κυκλοφορίας.

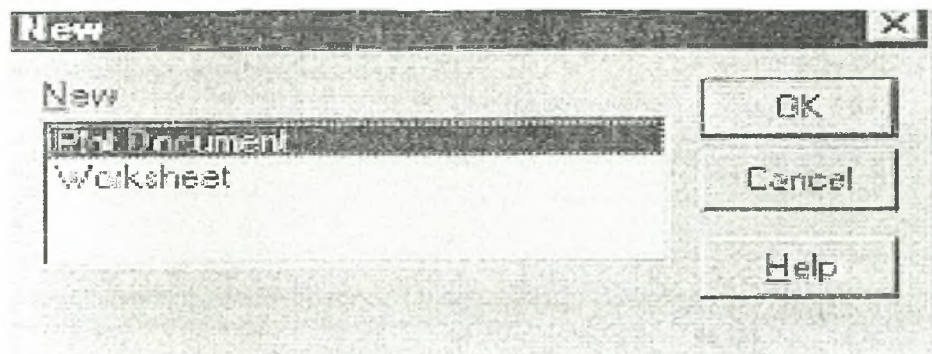
Όσον αφορά το οικοσύστημα της περιοχής μελέτης, είναι γνωστός από παλαιότερες μελέτες ο ισχυρά ολιγοτροφικός χαρακτήρας της περιοχής μελέτης, όπως και ολόκληρης της Ανατολικής Μεσογείου. Οι χαμηλές συγκεντρώσεις θρεπτικών στοιχείων στην περιοχή μελέτης επηρεάζουν άμεσα την παραγωγικότητα, κρατώντας την σε πάρα πολύ χαμηλά επίπεδα. Όμως, οι χαμηλές συγκεντρώσεις θρεπτικών οφείλονται τόσο στην κυριαρχία του LIW στην περιοχή, όσο και στην σε μεγάλο βαθμό κυκλωνική κυκλοφορία του νότιου και μεγαλύτερου τμήματος της περιοχής μελέτης. Η κατάσταση που εμφανίζεται από τις μετρήσεις του Σεπτεμβρίου 1987 είναι αντιπροσωπευτική του τελευταίου σταδίου ενός ετήσιου κύκλου παραγωγικότητας σε ολιγοτροφικό σύστημα. Το πιο παραγωγικό μέρος της υδάτινης στήλης είναι αυτό που σχετίζεται με την παρουσία του AW. Τέλος, οι διαφορετικές υδάτινες μάζες και μορφές κυκλοφορίας της περιοχής επηρεάζουν το είδος, την πυκνότητα και την κατανομή των κατοίκων της υδάτινης στήλης της περιοχής μελέτης.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΩΝ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ ΜΕ ΤΟ SURFER

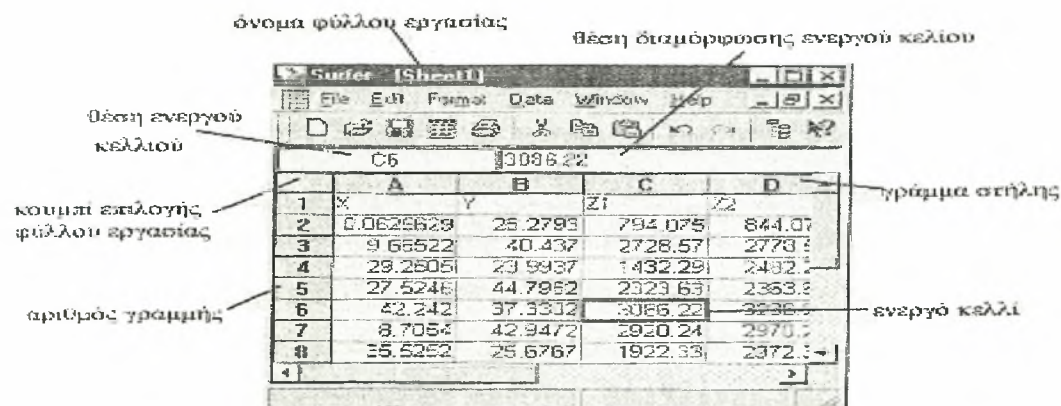
Όταν εκτελούμε το πρόγραμμα από το εικονίδιο στην επιφάνεια εργασίας εμφανίζεται η αρχική οθόνη με τη σελίδα εργασίας. Αρχικά επιλέγουμε από το μενού **File** το **New** και στη συνέχεια, το υπομενού **Worksheet** για να εισαγάγουμε τα δεδομένα μας.



Εικόνα Π.1.1. Το παράθυρο επιλογής του φύλλου εργασίας

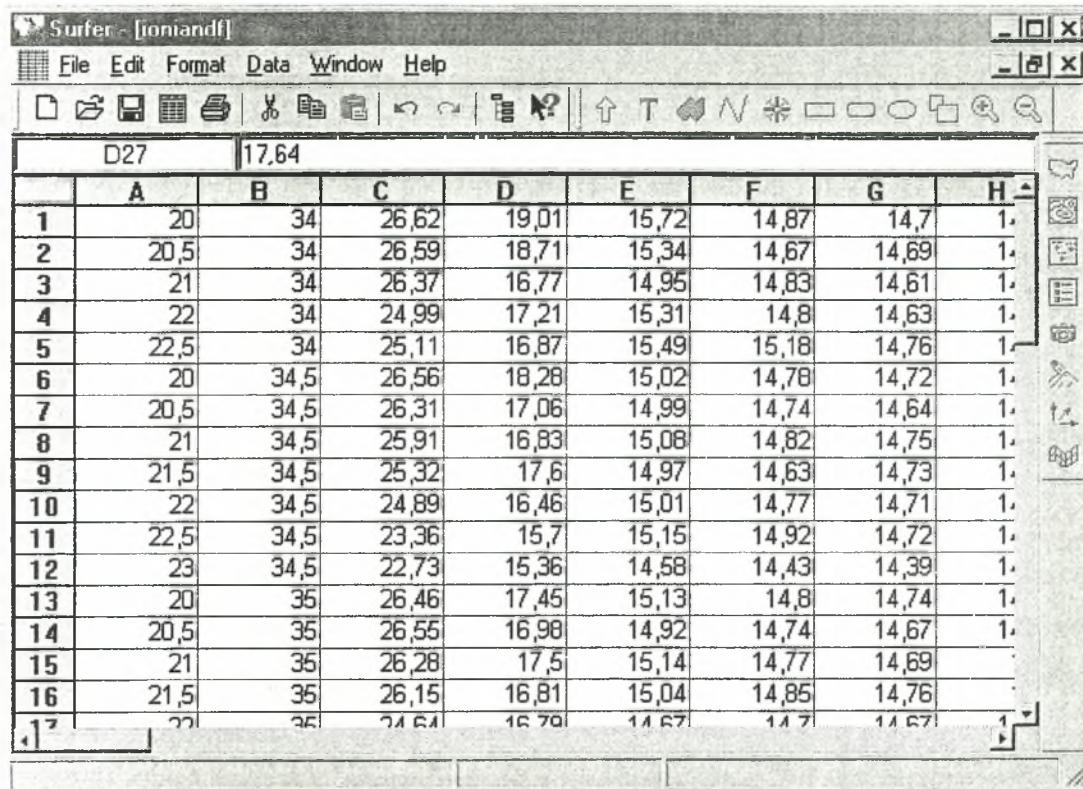
Με το **Worksheet** μεταφερόμαστε στο φύλλο εισαγωγής δεδομένων. Τα δεδομένα εισάγονται ως άξονες X, Y και Z1, ..., Zn ανάλογα με το πλήθος των δεδομένων.

Οι άξονες Z1, ..., Zn περιέχουν τα δεδομένα των παραμέτρων που έχουμε μετρήσει (πχ. αλατότητα, βάθος, θερμοκρασία, ταχύτητα ρεύματος κλπ.) και οι άξονες X και Y (A, B στο φύλλο) είναι οι γεωγραφικές συντεταγμένες της θέσης των μετρήσεων του Z άξονα. Μόλις ολοκληρωθεί η τοποθέτηση των



Εικόνα Π.1.2. Το φύλλο εισαγωγής αριθμητικών δεδομένων (worksheet)

δεδομένων από το **File** επιλέγουμε **Save** ώστε να σώσουμε τα δεδομένα με τη μορφή **Golden Software data file** αρχείου με όνομα **xxxxxx.dat**. Στην περίπτωση μας, μετά την εισαγωγή των δεδομένων (στη στήλη **A** το γεωγραφικό μήκος, στη στήλη **B** το γεωγραφικό πλάτος κάθε σταθμού και στη συνέχεια στη στήλη **C** η επιφανειακή θερμοκρασία, στη στήλη **D** η θερμοκρασία σε βάθος 50 μέτρων και ούτω καθ' εξής) το αρχείο αποθηκεύθηκε ως **ioniandf.dat** (εικ. 3).



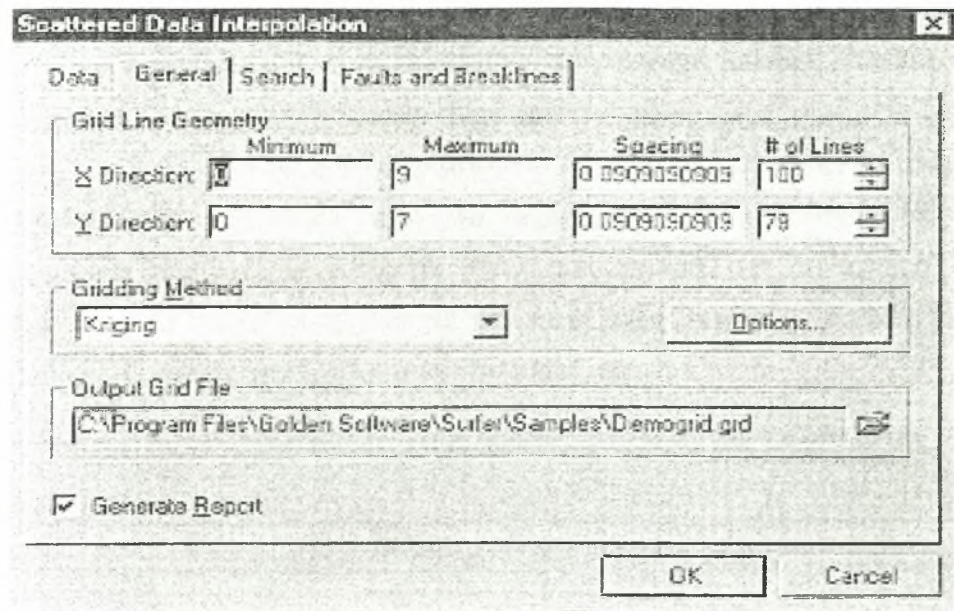
	A	B	C	D	E	F	G	H
1	20	34	26,62	19,01	15,72	14,87	14,7	1.
2	20,5	34	26,59	18,71	15,34	14,67	14,69	1.
3	21	34	26,37	16,77	14,95	14,83	14,61	1.
4	22	34	24,99	17,21	15,31	14,8	14,63	1.
5	22,5	34	25,11	16,87	15,49	15,18	14,76	1.
6	20	34,5	26,56	18,28	15,02	14,78	14,72	1.
7	20,5	34,5	26,31	17,06	14,99	14,74	14,64	1.
8	21	34,5	25,91	16,83	15,08	14,82	14,75	1.
9	21,5	34,5	25,32	17,6	14,97	14,63	14,73	1.
10	22	34,5	24,89	16,46	15,01	14,77	14,71	1.
11	22,5	34,5	23,36	15,7	15,15	14,92	14,72	1.
12	23	34,5	22,73	15,36	14,58	14,43	14,39	1.
13	20	35	26,46	17,45	15,13	14,8	14,74	1.
14	20,5	35	26,55	16,98	14,92	14,74	14,67	1.
15	21	35	26,28	17,5	15,14	14,77	14,69	1.
16	21,5	35	26,15	16,81	15,04	14,85	14,76	1.
17	22	35	24,64	16,79	14,67	14,7	14,67	1.

Εικόνα Π.1.3. Το αρχείο **ioniandf.dat**

Έχοντας περάσει τα δεδομένα σε αρχείο, επιλέγουμε **New** και στη συνέχεια **plot**. Εμφανίζεται η βασική σελίδα εργασίας του προγράμματος, όπου και επιλέγουμε το **Grid** και το υπομενού **Data** ώστε να δημιουργήσουμε πλέγμα δεδομένων (θεωρητικών) από τα πειραματικά μας δεδομένα.

Όταν επιλέξουμε το υπομενού **Data**, ανοίγει στο κέντρο οθόνης παράθυρο **Open Data** στο οποίο εισάγουμε το αρχείο μας **xxxxxx.dat** (π.χ. **ioniandf.dat**). Στη συνέχεια, πατώντας το πλήκτρο **OK**, εμφανίζεται νέο παράθυρο **Scattered Data Interpolation** μέσω του οποίου εισαγάγουμε τις στήλες **X**, **Y** και **Z** του αρχείου **xxxxxx.dat** στην επιθυμητή τους διάταξη στο πρόγραμμα (π.χ. από το

αρχείο ioniandf.dat τις στήλες A,B και C για να σχηματίσουμε την κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας). Επίσης επιλέγουμε στο παράθυρο αυτό και τη μέθοδο που θα υπολογιστεί το πλέγμα.



Εικόνα Π.1.4. Το παράθυρο Scattered data interpolation

Συνήθως η μέθοδος που χρησιμοποιείται στην Ωκεανογραφία είναι η Minimum Curvature, αλλά το πρόγραμμα διαθέτει και άλλες και πρέπει να γίνει σχετικός πειραματισμός ώστε να βρεθεί ο καλύτερος τρόπος παρουσίασης των αποτελεσμάτων.

Όταν ολοκληρωθεί η προετοιμασία του συστήματος για την κατασκευή του πλέγματος και πατήσουμε OK, βγαίνουμε στη βασική σελίδα, ενώ το πρόγραμμα ολοκληρώνει τους υπολογισμούς και κατασκευάζει αυτόματα το αρχείο xxxxxx.grd (π.χ. ioniandf.grd) το οποίο έχουμε τη δυνατότητα να ορίσουμε όπως επιθυμούμε στο παράθυρο Scattered Data Interpolation.

Εδώ πρέπει να αναφερθούμε σε μια άλλη σημαντική δυνατότητα που δίνει το surfer στους χρήστες του, η οποία είναι η οριοθέτηση των καμπυλών της υπό κατασκευή κατανομής στην έκταση των δειγματοληπτικών σταθμών που έλαβαν χώρα οι μετρήσεις της παραμέτρου (blanking). Ουσιαστικά, δίνοντας στο πρόγραμμα τις συντεταγμένες του σχήματος στο οποίο περιέχονται οι δειγματοληπτικοί σταθμοί, αυτό αποκλείει όλες τις περιοχές έξω από αυτό.

Για να προχωρήσουμε στη διαδικασία του blanking, πρέπει πρώτα να δημιουργήσουμε το αρχείο που περιέχει τις συντεταγμένες οι οποίες ορίζουν

την περιοχή μελέτης. Το συγκεκριμένο αρχείο κατασκευάζεται ως εξής: οριοθετούμε την περιοχή μελέτης και κατόπιν εισάγουμε όλες τις συντεταγμένες των ακραίων σημείων σε ένα φύλλο εργασίας του surfer. Θα πρέπει να προσέξουμε το τελευταίο ζεύγος τιμών να συμπίπτει με το πρώτο, καθώς θέλουμε ουσιαστικά να «κλείσουμε» την περιοχή μελέτης. Ακόμη, στην πρώτη γραμμή του αρχείου βάζουμε στην πρώτη στήλη τον αριθμό των ζευγών των τιμών, ενώ στη δεύτερη τον αριθμό 0 ή 1, ανάλογα με το αν θέλουμε να απαλείψουμε τις καμπύλες από το εξωτερικό ή το εσωτερικό της οριοθετημένης περιοχής αντίστοιχα (στην περίπτωσή μας το πρώτο). Στη συνέχεια αποθηκεύουμε το αρχείο με την κατάληξη .bln (π.χ. ion.bln, εικ. 5) για να προχωρήσουμε στη διαδικασία του blanking.

	A	B	C	D	E	F	G
1	23	0					
2	18,5	40					
3	18,5	38,5					
4	19	38,5					
5	19	35,5					
6	19,5	35,5					
7	19,5	33,5					
8	23,25	33,5					
9	23,25	35,25					
10	22,25	35,25					
11	22,25	36,6					
12	21,25	36,6					
13	21,25	37,6					
14	20,5	37,6					
15	20,5	38					
16	20,25	38					
17	20,25	36,75					
18	20,5	36,75					
19	20,5	39,1					
20	19,75	39,1					
21	19,75	39,6					
22	19,5	39,6					
23	19,5	40					
24	18,5	40					

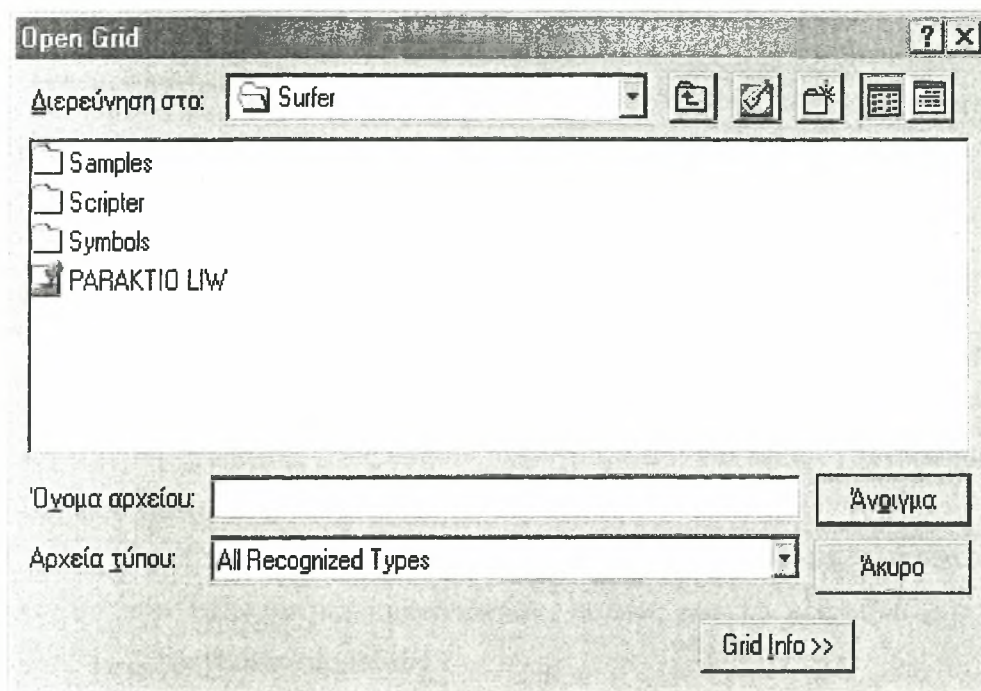
Εικόνα Π.1.5. Το αρχείο ion.bln

Από το μενού **Grid** επιλέγουμε το **Blank**, και στο παράθυρο **open grid** που ανοίγει επιλέγουμε το .grd αρχείο που έχουμε δημιουργήσει (ioniandf.grd) και πατάμε OK. Στη συνέχεια ανοίγει νέο παράθυρο για να επιλέξουμε αρχείο .bln (στην περίπτωσή μας το αρχείο ion.bln). Αφού επιλέξουμε και το .bln αρχείο, ανοίγει νέο παράθυρο που ζητά την εισαγωγή του ονόματος του νέου .grd αρχείου που δημιουργήθηκε με τη διαδικασία του blanking (π.χ. iont0.grd).

Είμαστε λοιπόν έτοιμοι να προχωρήσουμε στη δημιουργία της κατανομής της επιφανειακής θερμοκρασίας.

Από τη βασική σελίδα, επιλέγουμε το μενού **Map**, το υπομενού **Contour** και στη συνέχεια **new Contour** για την κατασκευή του τελικού χάρτη (δισδιάστατος χάρτης, κάτοψη).

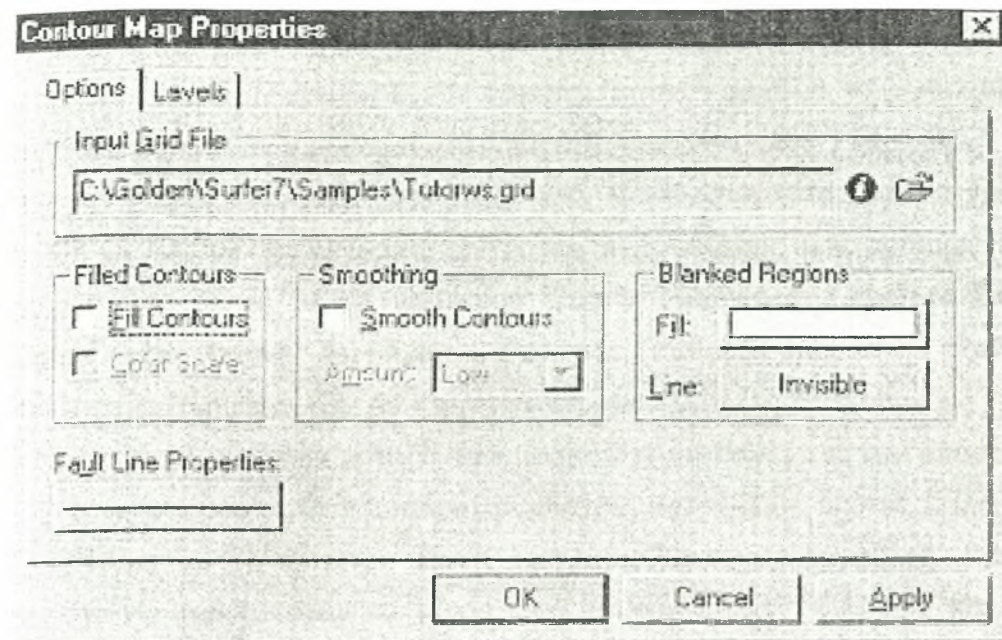
Όταν πατηθεί το υπομενού **Contour**, ανοίγει το παράθυρο **Open Grid** (εικ. 6) και επιλέγουμε το αρχείο `iont0.grd` που είχε κατασκευαστεί στο προηγούμενο βήμα. Και πάλι το παράθυρο αυτό επιτρέπει την επιλογή και άλλων αρχείων `.grd` από άλλους υποκαταλόγους.



Εικόνα Π.1.6. Το παράθυρο Open Grid

Όταν επιλεγεί το αρχείο που επιθυμούμε, ανοίγει το παράθυρο **Contour Map** όπου και κάνουμε τις βασικές επιλογές μορφής του χάρτη.

Αρχικά, ο χάρτης μπορεί να είναι είτε με διαβάθμιση χρώματος (βάζουμε X στο τετραγωνίδιο **Fill Contours** με το ποντίκι) είτε μόνο με ισοποσοτικές καμπύλες (δεν βάζουμε X στο ανωτέρω τετραγωνίδιο). Επίσης μπορούμε να κάνουμε ομαλοποίηση (**Smoothing**) των καμπύλων (βάζουμε X με το ποντίκι στο τετραγωνίδιο **Smooth Contours**) και επιλέγουμε βαθμό ομαλοποίησης στο από κάτω μενού (**High, Medium, Low**). Συνήθως ορίζουμε **High** για υψηλό βαθμό ομαλοποίησης.



Εικόνα Π.1.7. Το παράθυρο Contour Map Properties

Επίσης υπάρχουν τα μενού **Level**, **Line**, **Fill**, **Label** και **Hach** τα οποία καθορίζουν τα χρώματα, τους τύπους των γραμμών και λοιπά χαρακτηριστικά του τελικού χάρτη. Ειδικότερα:

*στο μενού **Levels** καθορίζουμε το μέγιστο και το ελάχιστο των καμπυλών που θέλουμε να εμφανιστούν, καθώς και το ελάχιστο διάστημα μεταξύ δύο διαδοχικών καμπυλών.

*στο μενού **Line** καθορίζουμε τη μορφή των γραμμών των καμπυλών που θα εμφανιστούν καθώς και την ενδεχόμενη διαβάθμιση μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης καμπύλης. Πατώντας τα πλήκτρα **Minimum Line Attributes** και **Maximum Line Attributes** καθορίζουμε το χρώμα και τον τύπο της μέγιστης και ελάχιστης καμπύλης (διακεκομμένες, κτλ.) ως και το πάχος σε cm.

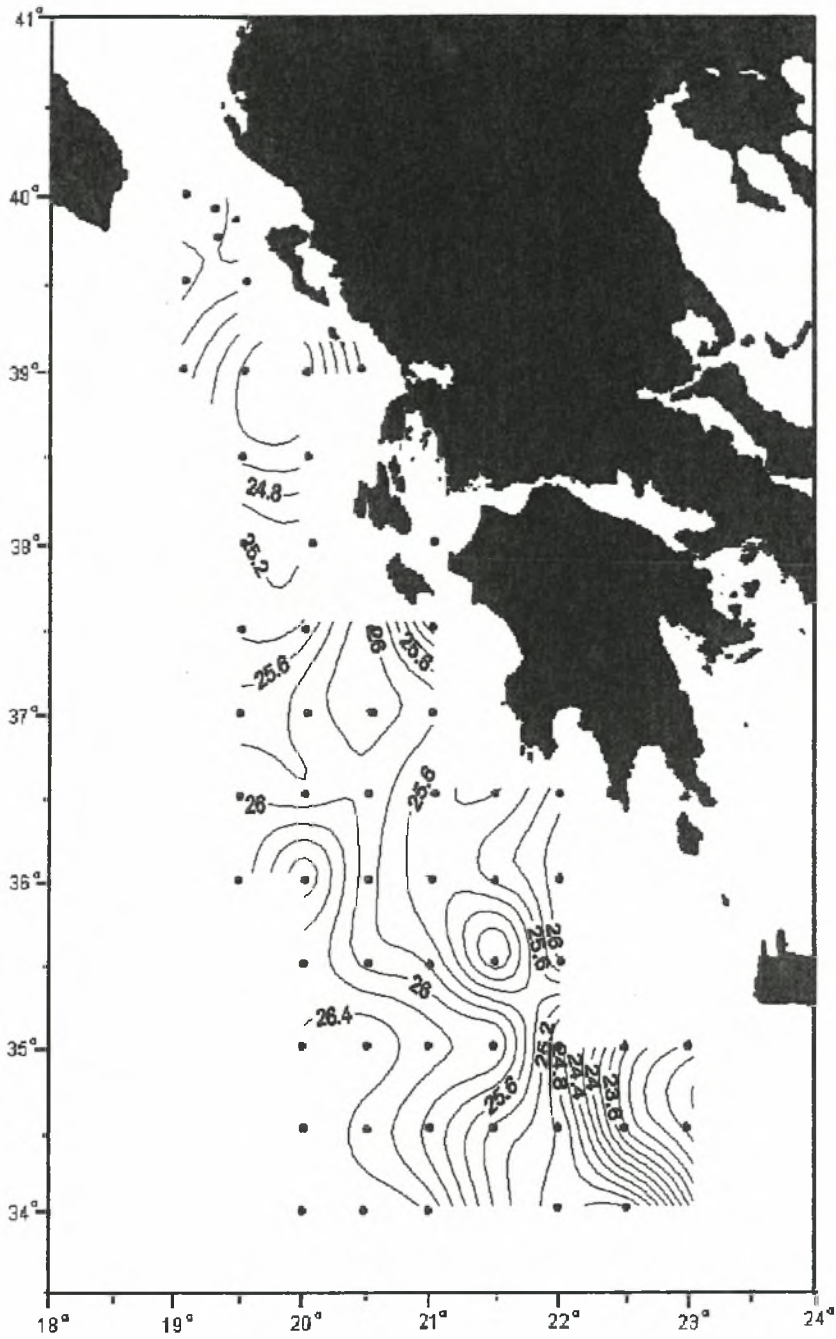
*στο μενού **Fill** καθορίζουμε τη διαβάθμιση του χρώματος από τη μέγιστη καμπύλη προς την ελάχιστη καμπύλη. Το Surfer μπορεί να υπολογίσει τις ενδιάμεσες αποχρώσεις. Η ρύθμιση αυτή λειτουργεί μόνο αν στο αρχικό παράθυρο έχουμε βάλει X στο τετραγωνίδιο **Fill Contours**.

*με το πλήκτρο **Labels** καθορίζουμε τις τιμές των καμπυλών. Έτσι αποκλείουμε τιμές μπορούμε να ορίσουμε την πρώτη καμπύλη που θα έχει

ετικέτες ώστε να μπορούμε να αποκλείσουμε κάποιες μικρότερες που ενδεχομένως δεν είναι σημαντικές καθώς επίσης και το διάστημα μεταξύ δύο διαδοχικών καμπυλών που θα έχουν ετικέτες (πόσες καμπύλες να μεσολαβούν μεταξύ δύο καμπυλών με ετικέτα, στο παράδειγμα είναι κάθε 5 καμπύλες). Με το κουμπί **Font** επιλέγουμε γραμματοσειρά, μέγεθος ετικέτας και το χρώμα της. Με το **Format** επιλέγουμε τον τρόπο παρουσίασης των αριθμών δηλ. δεκαδικά κλπ. Τέλος με τα υπομενού **Curve Tolerance**, **Label to Label Distance** και **Label to Edge Distance** καθορίζουμε την σταθερή καμπυλότητα των ετικετών σε σχέση με τις καμπύλες (το αφήνουμε ως έχει), την απόσταση 2 ετικετών μεταξύ τους στην ίδια καμπύλη και την απόσταση της τελευταίας ετικέτας από τα άκρα του διαγράμματος (τους άξονες X και Y).

*Τέλος με το πλήκτρο **Hach** διαγραμμίζουμε τις καμπύλες. Επίσης μπορούμε να καθορίσουμε το μήκος των μικρών αυτών γραμμών και την κατεύθυνσή τους καθώς και ποιες καμπύλες θα γίνουν έτσι.

Το τελευταίο βήμα για την ολοκλήρωση της δημιουργίας της κατανομής είναι η προσαρμογή των καμπυλών πάνω στον χάρτη της περιοχής, ο οποίος έχει εισαχθεί με scanner στη μνήμη του υπολογιστή. Από το μενού **Map** επιλέγουμε το υπομενού **Basemap** και στο παράθυρο **import file** που ανοίγει επιλέγουμε το αρχείο στο οποίο αποθηκεύσαμε τον χάρτη της περιοχής (π.χ. **Basemap.bmp**). Επειδή η εικόνα του χάρτη εισάγεται σε πρώτο επίπεδο, με αποτέλεσμα να καλύπτει τις καμπύλες, μπορούμε εφόσον τον επιλέξουμε από το μενού **Arrange** με την επιλογή **move to back** να τον μεταφέρουμε στο φόντο. Τέλος, αφού συνδυάσουμε τις δύο επιφάνειες, η κατανομή μας είναι έτοιμη (εικ. 7).



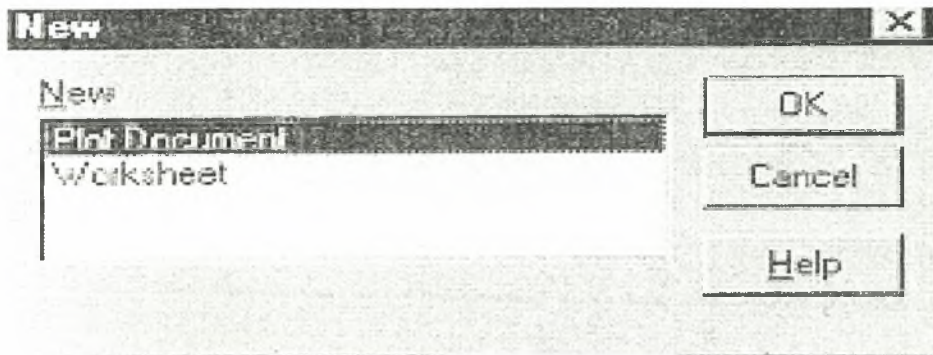
Εικόνα Π.1.8. Κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας φορτωμένη στον χάρτη της περιοχής μελέτης

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΕΓΚΑΡΣΙΩΝ ΤΟΜΩΝ ΜΕ ΤΟ SURFER

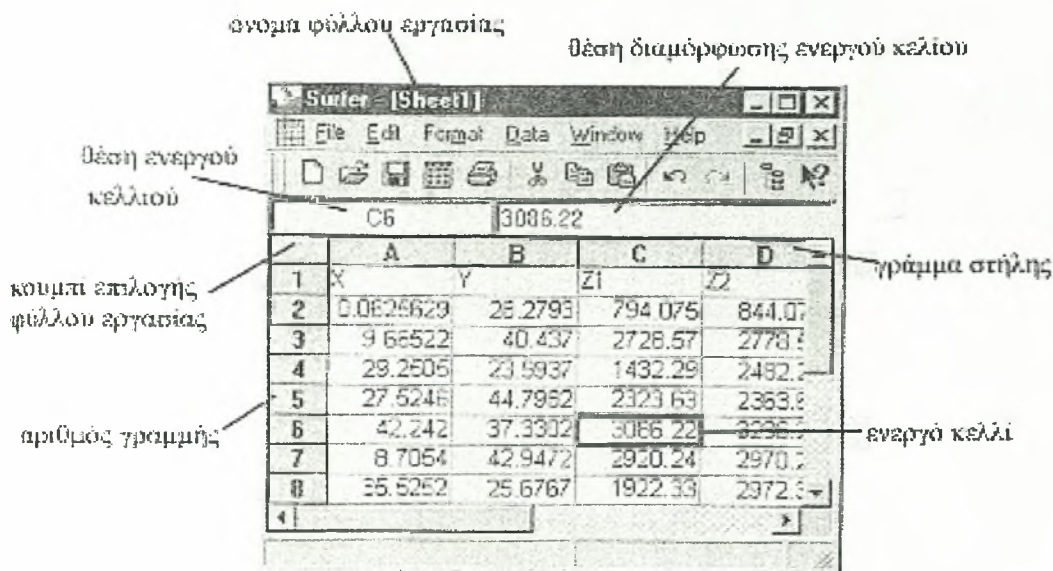
Η δημιουργία τομών χρησιμοποιώντας το *surfer* σε γενικές γραμμές γίνεται με τον ίδιο τρόπο όπως και η δημιουργία κατανομών με το ίδιο πρόγραμμα.

Έστω λοιπόν ότι έχουμε δεδομένα για κάποιους σταθμούς σε διάφορα βάθη και θέλουμε να δημιουργήσουμε την εγκάρσια τομή που περνάει από αυτούς τους σταθμούς. Κάνοντας διπλό κλικ στο εικονίδιο του προγράμματος πάνω στην επιφάνεια εργασίας του υπολογιστή εμφανίζεται το αρχικό φύλλο εργασίας του *surfer* για τη δημιουργία του **plot** που θέλουμε. Στην περίπτωση που δεν έχουμε δώσει τα δεδομένα μας στο πρόγραμμα, κλείνουμε το φύλλο αυτό και από το μενού **file** διαλέγουμε το υπομενού **new** και από εκεί την επιλογή **worksheet** (εικ. 1).



Εικόνα Π.2.1. Το παράθυρο επιλογής του φύλλου εργασίας

Κατόπιν, κλικάροντας το **OK** ή πατώντας το **enter**, εμφανίζεται το φύλλο εισαγωγής δεδομένων, το οποίο έχει την τυπική μορφή των αντίστοιχων φύλλων και διάφορων άλλων στατιστικών υπολογιστικών πακέτων, όπως το *excel* κ.α. (εικ. 2), και ξεκινούμε την εισαγωγή των στοιχείων μας. Το φύλλο στην αρχική του μορφή είναι άτιτλο, μπορούμε όμως να το ονομάσουμε με οποιαδήποτε ονομασία δεν ξεπερνά τους οκτώ χαρακτήρες μέσω της επιλογής **save as** του μενού **file** (π.χ. *τομή25-30.dat* για την εγκάρσια τομή της αλατότητας στους σταθμούς 25 έως 30 της περιοχής μελέτης). Τα αρχεία του τύπου αυτού ορίζονται με την προέκταση ***.dat**.



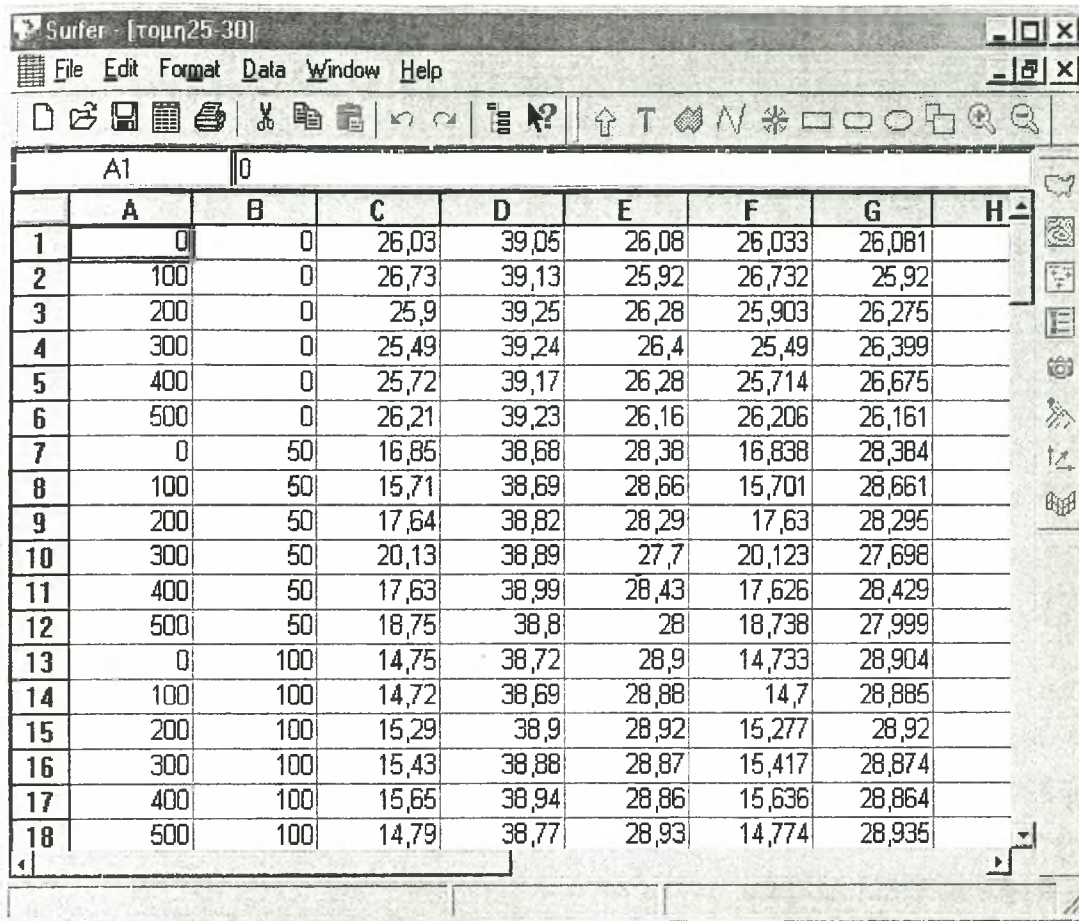
Εικόνα Π.2.2. Το φύλο εισαγωγής αριθμητικών δεδομένων (worksheet)

Στο σημείο αυτό θα τονιστούν οι διαφορές στη διαδικασία δημιουργίας κατακόρυφης εγκάρσιας τομής σε σχέση με την διαδικασία που παρουσιάζεται στο Παράρτημα 1 για τις οριζόντιες κατανομές. Συγκεκριμένα, για τη δημιουργία εγκάρσιας τομής και όχι επιφανειακής κατανομής, οι δύο πρώτες στήλες δεν θα είναι οι συντεταγμένες των σταθμών, αλλά:

Στην στήλη A (άξονας X) θα πρέπει να αναφέρονται οι αποστάσεις ανάμεσα στους σταθμούς, με σημείο αναφοράς (0) τον πρώτο σταθμό της τομής (π.χ. οι σταθμοί A, B, Γ, Δ, E που απέχουν 100km ο ένας από τον άλλο θα μας δώσουν τη στήλη 0, 100, 200, 300, 400). Οι αποστάσεις θα πρέπει να είναι ή οι πραγματικές ή σε αναλογία με τις πραγματικές, δηλαδή μπορούν να χρησιμοποιηθούν και οι αποστάσεις των σταθμών πάνω σε ένα χάρτη (π.χ. σε εκ.).

Στην στήλη B (άξονας Y) θα έχουμε τα βάθη από τα οποία συλλέχθηκαν τα δεδομένα. Τα βάθη είναι διατεταγμένα με τέτοιο τρόπο ώστε για κάθε σύνολο σταθμών να αντιστοιχεί το ίδιο βάθος. Στη συνέχεια θα εισάγουμε τα στοιχεία της υπό εξέταση ωκεανογραφικής παραμέτρου για κάθε σημείο που ορίζεται από τον εκάστοτε σταθμό και το βάθος παρατήρησης. Ο κανόνας αυτός βέβαια δεν είναι αυστηρός όσο αφορά την αντιστοίχιση των συγκεκριμένων στηλών στους άξονες, αφού το ίδιο το πρόγραμμα μας δίνει τη δυνατότητα σε επόμενα βήματα να ορίσουμε ποια στήλη αντιστοιχεί σε κάθε παράμετρο ή άξονα. Στο αρχείο που δημιουργήσαμε π.χ. οι στήλες A και B είναι όπως προηγουμένως

και στη συνέχεια στη στήλη C έχουμε τη θερμοκρασία, στη στήλη D την αλατότητα και στη στήλη E το σ_t (εικ. 3).

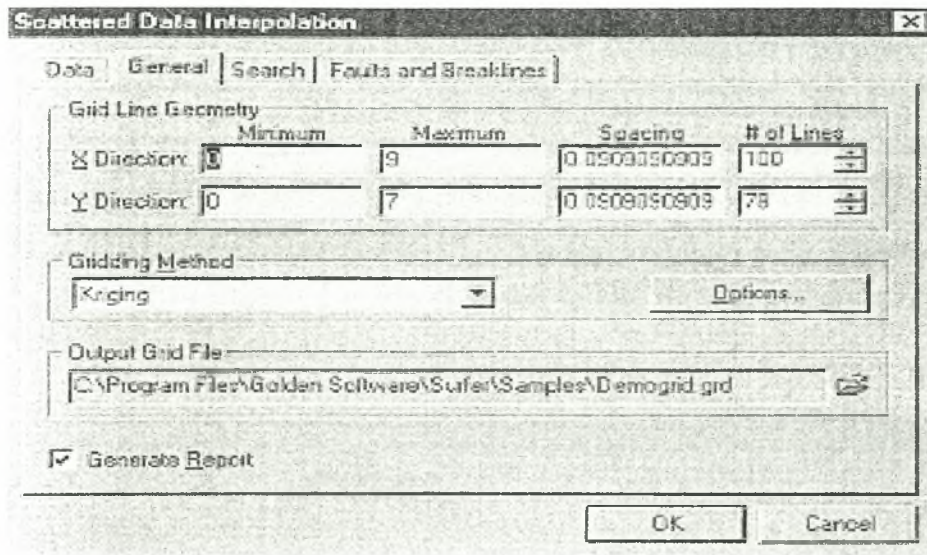


	A	B	C	D	E	F	G	H
1	0	0	26,03	39,05	26,08	26,033	26,081	
2	100	0	26,73	39,13	25,92	26,732	25,92	
3	200	0	25,9	39,25	26,28	25,903	26,275	
4	300	0	25,49	39,24	26,4	25,49	26,399	
5	400	0	25,72	39,17	26,28	25,714	26,675	
6	500	0	26,21	39,23	26,16	26,206	26,161	
7	0	50	16,85	38,68	28,38	16,838	28,384	
8	100	50	15,71	38,69	28,66	15,701	28,661	
9	200	50	17,64	38,82	28,29	17,63	28,295	
10	300	50	20,13	38,89	27,7	20,123	27,698	
11	400	50	17,63	38,99	28,43	17,626	28,429	
12	500	50	18,75	38,8	28	18,738	27,999	
13	0	100	14,75	38,72	28,9	14,733	28,904	
14	100	100	14,72	38,69	28,88	14,7	28,885	
15	200	100	15,29	38,9	28,92	15,277	28,92	
16	300	100	15,43	38,88	28,87	15,417	28,874	
17	400	100	15,65	38,94	28,86	15,636	28,864	
18	500	100	14,79	38,77	28,93	14,774	28,935	

Εικόνα Π.2.3. Το αρχείο τομή25-30.dat

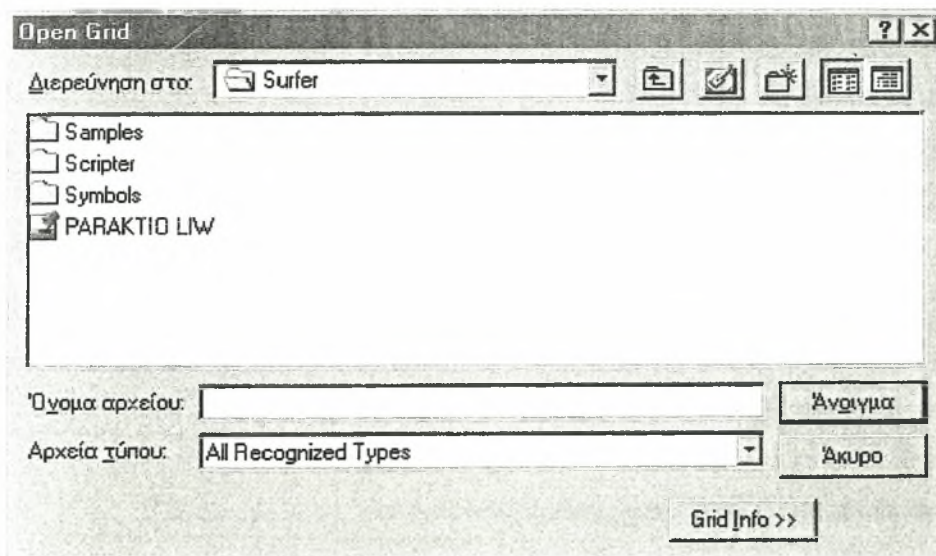
Από τη στιγμή που τελειώσουμε την εισαγωγή των δεδομένων μας, τα υπόλοιπα βήματα είναι ίδια με αυτά που ακολουθούμε δημιουργώντας επιφανειακές κατανομές.

Ανοίγουμε ξανά το παράθυρο επιλογής του φύλου εργασίας και από εκεί επιλέγουμε αυτή τη φορά **plot**. Στη συνέχεια από το μενού **Grid** επιλέγουμε **data**, και στο **open data** παράθυρο που ανοίγει, το *.dat αρχείο που δημιουργήσαμε προηγουμένως (τομή25-30.dat). Στο **scattered data interpolation** παράθυρο που ανοίγει (εικ. 4), προσέχουμε οι στήλες μας να συμφωνούν με τις παραμέτρους που απεικονίζουν, ή τις αντιστοιχίζουμε στην επιθυμητή παράμετρο. Ακόμη, βλέπουμε ποια είναι η κλίμακα στους άξονες μας, ενώ διαλέγουμε και την **gridding method** (συνήθως **minimum curvature** ή **kriging**).



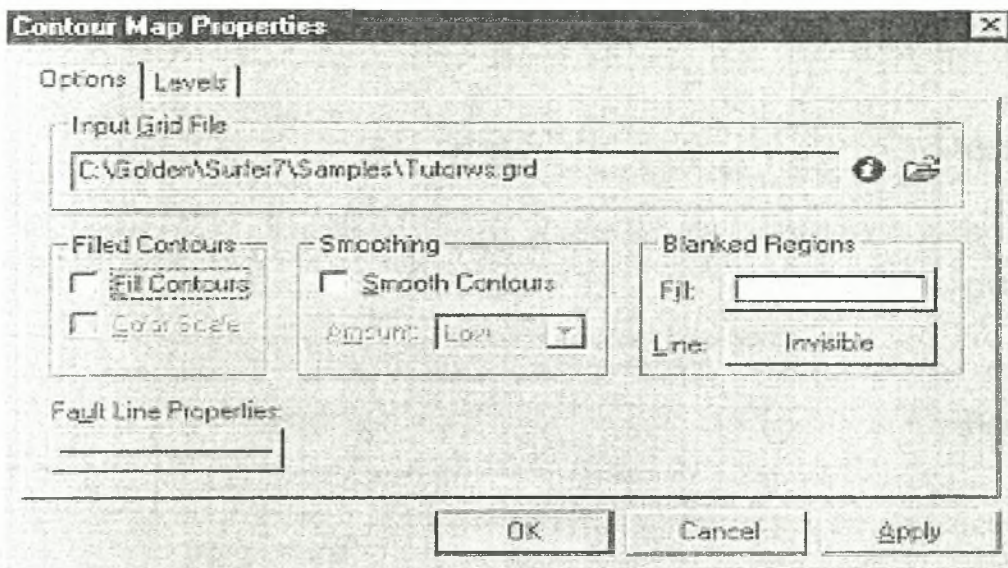
Εικόνα Π.2.4. Το παράθυρο Scattered data interpolation

Έτσι δημιουργούμε ένα *.grd αρχείο, για το οποίο μπορούμε να κρατήσουμε το ίδιο όνομα με το *.dat αρχείο που δημιουργήσαμε προηγουμένως ή να του δώσουμε νέο, μέσω του προηγούμενου παραθύρου (π.χ. τομή25-30.grd). Στη συνέχεια, από το μενού **map** επιλέγουμε **contour**, και στο **open grid** παράθυρο που εμφανίζεται (εικ. 5) διαλέγουμε το *.grd αρχείο που δημιουργήσαμε πριν (τομή25-30.grd).



Εικόνα Π.2.5. Το παράθυρο Open Grid

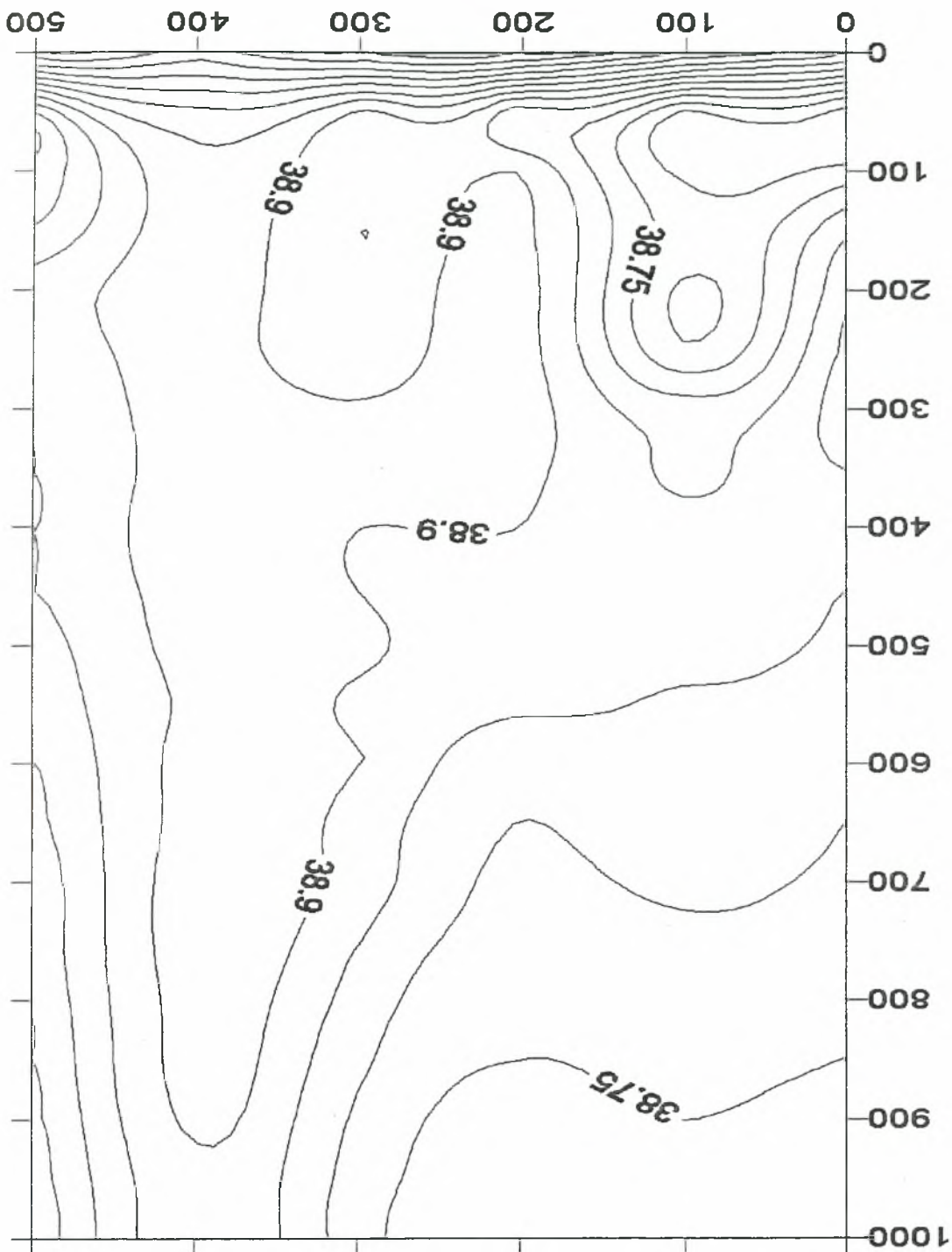
Στο **contour map properties** παράθυρο (εικ. 6) επιλέγουμε τις επιθυμητές ιδιότητες για την τομή, όπως την απόσταση και τον αριθμό των καμπυλών (levels, add-delete), ακόμη τον τύπο των καμπυλών και του χρωματισμού τους (line, fill), και τέλος ποιες καμπύλες θα φέρουν ετικέτα με την τιμή (label), ποιες θα μαρκαριστούν (hatch) και αν ο χώρος ανάμεσα στις καμπύλες θα γεμίσει χρώμα (fill contour), και κλικάρωντας το OK η τομή μας είναι έτοιμη.



Εικόνα Π.2.6. Το παράθυρο contour map properties

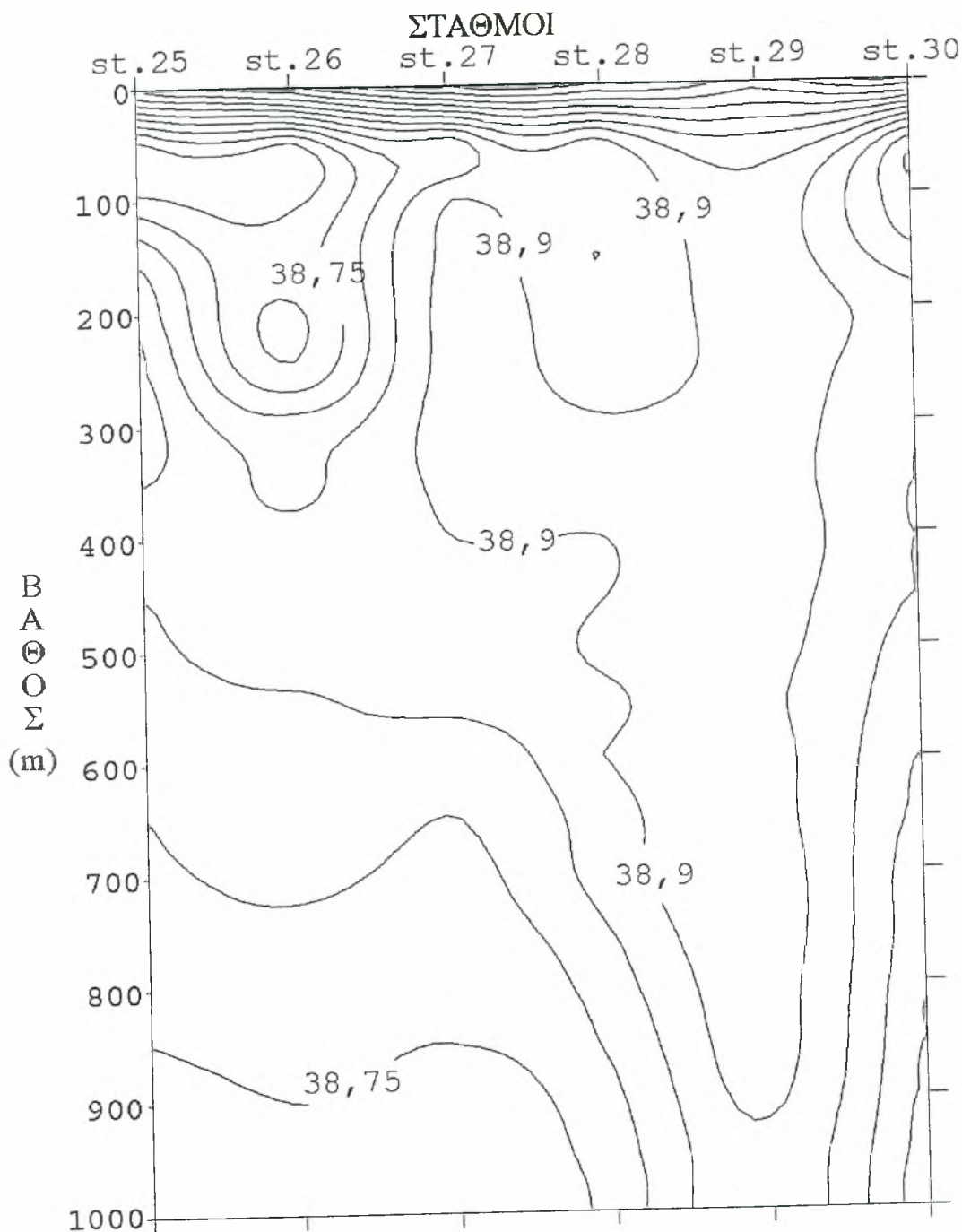
Έτσι το πλέγμα μας είναι έτοιμο (εικ. 7). Στην περίπτωση που δεν μας ικανοποιεί η εμφάνιση του, ή αυτή των αξόνων, μπορούμε με διπλό κλικ πάνω τους να τα τροποποιήσουμε, χρησιμοποιώντας και τα εργαλεία μορφοποίησης του προγράμματος, όπως αναφέρονται και στη δημιουργία των οριζοντίων κατανομών.

Τέλος, θα πρέπει εδώ να τονιστεί η δυνατότητα που μας παρέχει το πρόγραμμα να μετατρέψουμε τα plots που δημιουργούμε σε εικόνες συμβατές με διάφορα γραφιστικά προγράμματα, όπως π.χ. το **photoshop** κ.α. Η μετατροπή αυτή γίνεται αν πάμε στο μενού **file** και από εκεί επιλέξουμε το **Export**. Στο παράθυρο που ανοίγει στη συνέχεια διαλέγουμε σε τι τύπο εικόνας θέλουμε να μετατρέψουμε την κατανομή μας και σε ποιο **Directory** θα την αποθηκεύσουμε. Στη συνέχεια μπορούμε χρησιμοποιώντας το **photoshop** να προσθέσουμε ή να αφαιρέσουμε γραμματοσειρές, να καθαρίσουμε περιοχές



Εικόνα Π.2.7. Εγκάρσια τομή αλατότητας στους σταθμούς 25-30 πριν την επεξεργασία της στο Adobe Photoshop 7.0

του γραφήματος, να το στρέψουμε οριζοντίως ή καθέτως ή να βελτιώσουμε την δομή και την εικόνα του, χρησιμοποιώντας τις κατάλληλες εντολές του γραφιστικού προγράμματος (εικ. 8).



Εικόνα Π.2.8. Εγκάρσια τομή αλατότητας στους σταθμούς 25-30 μετά την επεξεργασία της στο Adobe Photoshop 7.0

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3

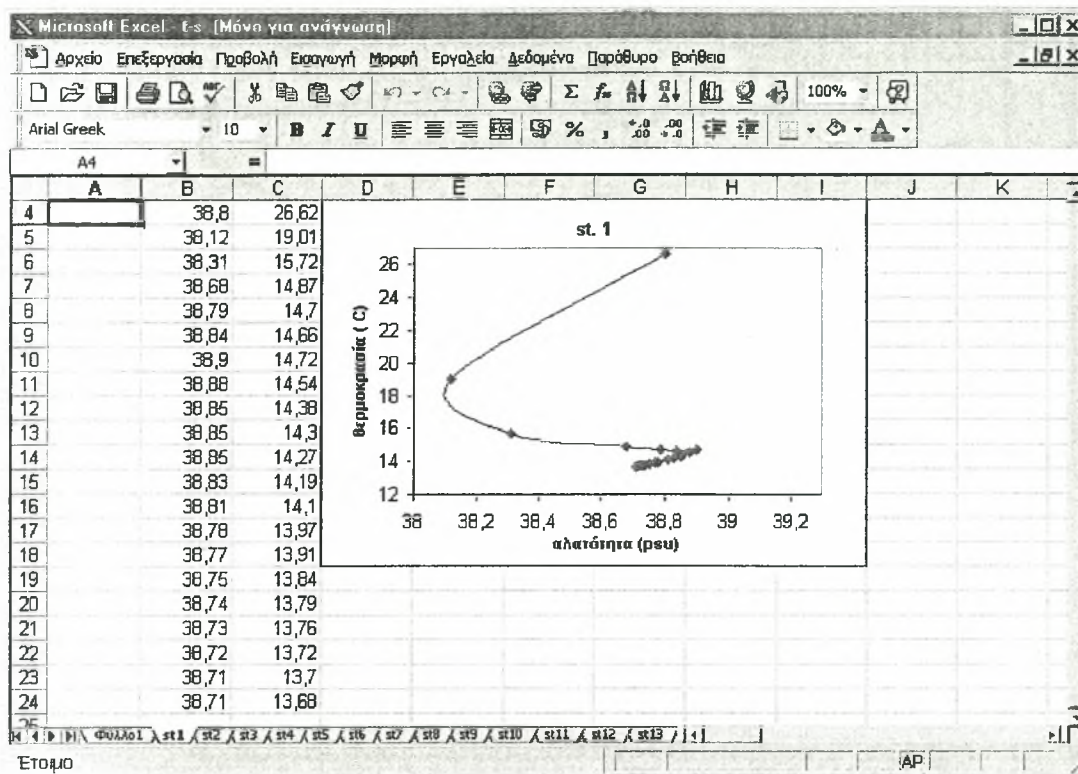
ΑΝΑΛΥΣΗ ΥΔΑΤΙΝΩΝ ΜΑΖΩΝ

Στο θαλάσσιο περιβάλλον η θερμοκρασία και η αλατότητα δεν μεταβάλλονται ανεξάρτητα η μια από την άλλη. Εάν για κάθε δείγμα θαλάσσιου νερού που έχουμε συλλέξει στα διάφορα βάθη ενός ωκεανογραφικού σταθμού σχεδιάσουμε τη μεταβολή της αλατότητας με τη θερμοκρασία, με οριζόντιο άξονα την αλατότητα και κάθετο τη θερμοκρασία, φέροντας τη θερμοκρασία κάθε δείγματος σε σχέση με την αντίστοιχη αλατότητα για όλα τα βάθη δειγματοληψίας και στη συνέχεια ενώσουμε τα σημεία που προκύπτουν, η καμπύλη που σχηματίζεται ονομάζεται «διάγραμμα T-S».

Εάν σε ένα διάγραμμα T-S τοποθετήσουμε όλα τα ζεύγη θερμοκρασίας και αλατότητας που αντιστοιχούν σε όλα τα δείγματα θαλάσσιου νερού όλων των σταθμών μιας γεωγραφικής περιοχής, θα προκύψει το «σύνθετο διάγραμμα T-S». Το τελευταίο μας διευκολύνει να καθορίσουμε τις χαρακτηριστικές τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας των υδάτινων τύπων που συμμετέχουν στην υδάτινη στήλη της περιοχής, όπως επίσης και να εντοπίσουμε σημεία τα οποία αποκλίνουν σημαντικά από τη διασπορά της πλειονότητας των άλλων σημείων, και τα οποία πολλές φορές πρέπει να θεωρούνται αμφιβόλου ποιότητας. Έτσι, το διάγραμμα T-S αποτελεί επίσης και ένα πρώτο μέσο επαλήθευσης της αξιοπιστίας των στοιχείων που έχουν συλλεχθεί σε ένα ωκεανογραφικό πλόα.

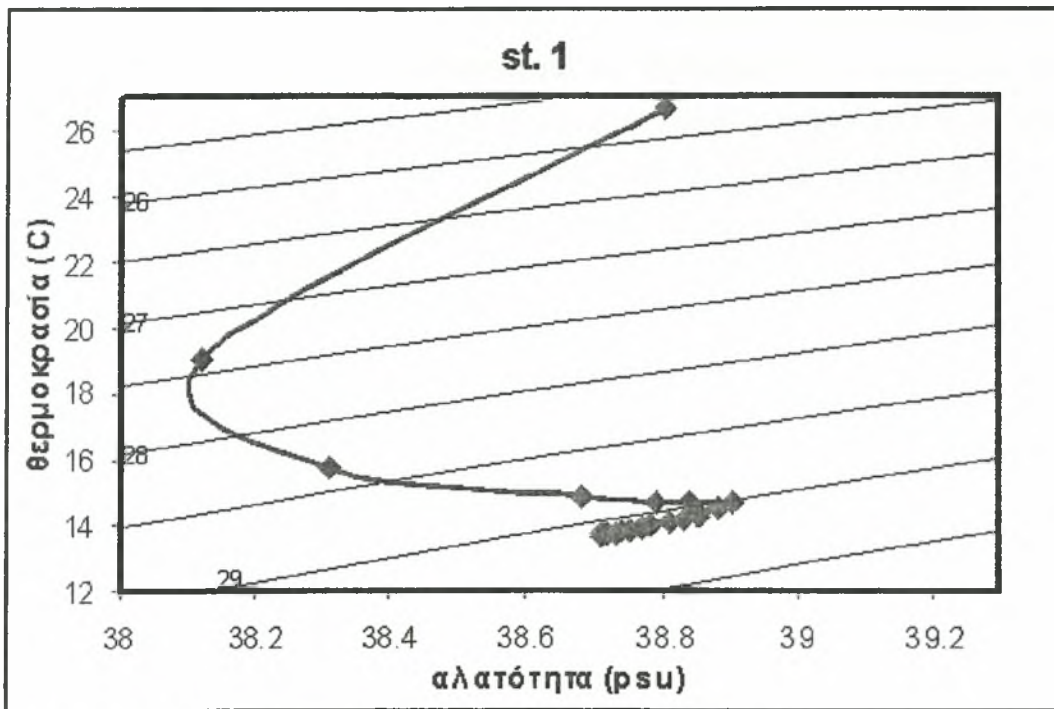
Όταν ένας υδάτινος τύπος, ο οποίος συμβολίζεται με ένα σημείο στο διάγραμμα T-S, βυθιστεί λόγω αύξησης της πυκνότητας του, ο μόνος τρόπος μεταβολής της θερμοκρασίας και της αλατότητας του είναι μέσω ανάμιξης του με άλλους υδάτινους τύπους, που χαρακτηρίζονται από διαφορετικές θερμοαλατικές ιδιότητες. Έτσι, τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά μιας υδάτινης μάζας, η οποία γενικά συμβολίζεται ως ευθύγραμμο ή καμπυλόγραμμο τμήμα ενός διαγράμματος T-S, παρέχουν πληροφόρηση τόσο για την προέλευση της, όσο και για τις μεταβολές που αυτή έχει υποστεί, λόγω ανάμιξης, μετά την απομάκρυνση από την πηγή της. Η θερμοκρασία και η αλατότητα επίσης καθορίζουν την πυκνότητα (σε κάποια πίεση αναφοράς), επομένως μπορούμε σε ένα διάγραμμα T-S να χαράξουμε και τις ισόπυκνες καμπύλες. Έτσι μπορούμε να έχουμε μια εκτίμηση της μεταβολής της πυκνότητας με το βάθος, δηλαδή της σταθερότητας της υδάτινης στήλης που

εξετάζουμε. Η σταθερότητα αποδίδεται από τη γωνία που σχηματίζει η καμπύλη T-S με τις ισόπυκνες και είναι ανάλογη με το μέγεθος της γωνίας αυτής. Όταν δηλαδή η καμπύλη T-S τέμνει τις ισόπυκνες κάθετα, η σταθερότητα της υδάτινης στήλης, στο βάθος που συμβαίνει αυτό, είναι μέγιστη.



Εικόνα Π.3.1. Το φύλλο εργασίας του προγράμματος Microsoft Excel που χρησιμοποιήθηκε στην κατασκευή του διαγράμματος T-S του σταθμού 1

Τα διαγράμματα T-S στην παρούσα εργασία έγιναν με την βοήθεια του προγράμματος Excel. Πιο συγκεκριμένα, αφού τα δεδομένα θερμοκρασίας και αλατότητας για κάθε σταθμό εισήχθησαν στο πρόγραμμα με την επιθυμητή διάταξη (εικ. Π.3.1), από το μενού Εισαγωγή επιλέχθηκε η εντολή γράφημα, και με τη βοήθεια του οδηγού γραφημάτων του Excel κατασκευάστηκαν τα διαγράμματα T-S για όλους τους σταθμούς της περιοχής μελέτης. Στη συνέχεια, αφού αποθηκεύθηκαν σαν εικόνες, στο πρόγραμμα Adobe Photoshop 7.0 συνδυάστηκαν με το προκατασκευασμένο πλέγμα ισοπύκνων γραμμών για να οδηγηθούμε στο τελικό αποτέλεσμα που απεικονίζεται στην εικόνα Π.3.2.



Εικόνα Π.3.2. Το τελικό διάγραμμα T-S του σταθμού 1

Τα διαγράμματα T-S χρησιμοποιούνται κυρίως για την αναγνώριση υδάτινων μαζών, αλλά και για τον καθορισμό του βαθμού της ανάμιξης τους. Αν π.χ. έχουμε δύο υδάτινους τύπους που αναμιγνύονται σε μια περιοχή, έστω ότι έχουμε μια μάζα m_1 του υδάτινου τύπου 1 και μια μάζα m_2 του υδάτινου τύπου 2. Παίρνοντας ένα σημείο πάνω στο ευθύγραμμο τμήμα που ενώνει τους δύο υδάτινους τύπους, αυτόματα χωρίζουμε το τμήμα αυτό σε δύο μικρότερα, έστω α το τμήμα προς τον υδάτινο τύπο 1 και β το τμήμα προς τον υδάτινο τύπο 2. Η σχετική αναλογία του μίγματος θα είναι $m_1/m_2 = \beta/\alpha$. Με τον ίδιο τρόπο βρίσκουμε και τη σχετική αναλογία για τρεις και περισσότερους υδάτινους τύπους, σχηματίζοντας κάθε φορά το αντίστοιχο πολύγωνο. Όταν λοιπόν δύο ή και περισσότεροι υδάτινοι τύποι με γνωστά θερμοαλατικά χαρακτηριστικά αναμιγνύονται, μπορούμε με βάση το διάγραμμα T-S να βρούμε τα θερμοαλατικά χαρακτηριστικά του μίγματος και τις αναλογίες με τις οποίες συμμετέχουν οι δύο τύποι στο μίγμα.

Στην περίπτωση μας, σε κάθε σταθμό υπάρχουν τέσσερις υδάτινοι τύποι, οι οποίοι καθορίζουν το επιφανειακό και το βαθύ τρίγωνο ανάμιξης, σύμφωνα με τον Matveyev (1966). Σε κάθε περίπτωση από τις δύο, σε κάθε δεδομένο σημείο που ανήκει στο εκάστοτε τρίγωνο, το νερό αποτελείται από ποσοστά συμμετοχής των υδάτινων μαζών που καθορίζουν το τρίγωνο ανάμιξης. Αν λοιπόν τα ποσοστά των υδάτινων αυτών μαζών είναι αντίστοιχα x , y , z , θα

πρέπει το άθροισμα τους να είναι ίσο με τη μονάδα, και η θερμοκρασία και η αλατότητα του δείγματος να ισούνται με τα άθροισμα των ποσοστών των συγκεκριμένων υδάτινων μαζών. Οδηγούμαστε δηλαδή σε ένα σύστημα τριών εξισώσεων με τρεις αγνώστους. Αν λοιπόν a και b είναι η θερμοκρασία και η αλατότητα του δείγματος, θα ισχύει για το επιφανειακό στρώμα :

$$x+y+z=1,$$

$$15,1x+16y+26,2z=a,$$

$$39,1x+38,35y+39,25z=b, \text{ ενώ για το βαθύτερο :}$$

$$x+y+z=1,$$

$$15,1x+16y+12,7z=a,$$

$$39,1x+38,35y+38,5z=b.$$

Η επίλυση των συγκεκριμένων εξισώσεων μας δίνει και το ποσοστό συμμετοχής των υπό εξέταση υδάτινων μαζών σε κάθε δεδομένο σημείο του οποίου γνωρίζουμε τα θερμοαλατικά δεδομένα.

Η επίλυση των παραπάνω συστημάτων έγινε στο πρόγραμμα Microsoft Excel, με την χρήση πινάκων. Ως γνωστό, το παραπάνω πρώτο σύστημα μπορεί να γραφεί υπό μορφή πινάκων ως εξής:

$$\begin{array}{ccc|c|c|c} 1 & 1 & 1 & x & 1 \\ 15,1 & 16 & 26,2 & * & y & = & a \\ 39,1 & 38,35 & 39,25 & & z & & b . \end{array}$$

Βλέπουμε δηλαδή ότι έχουμε ένα σύστημα γραμμικών εξισώσεων $AX=B$, υπό μορφή πινάκων. Όμως, από τις ιδιότητες των πινάκων σε συνδυασμό με τον κανόνα του Cramer, η μοναδική λύση του συγκεκριμένου συστήματος εξισώσεων δίνεται από την ισότητα $X=A^{-1}B$, όπου A^{-1} ο αντίστροφος πίνακας του A . Στη συνέχεια θα δούμε πως κάναμε υπολογισμούς πινάκων στο πρόγραμμα Microsoft Excel.

ΠΙΝΑΚΕΣ ΣΤΟ EXCEL

Για να δουλέψουμε με πίνακες στο Excel, πρέπει να χειριζόμαστε μια ομάδα κελιών, αυτή που αποτελεί τον πίνακά μας, σαν ένα απλό κελί και δίνοντας κάθε φορά την κατάλληλη εντολή για επίλυση πράξης ή εξίσωσης το πρόγραμμα μας οδηγεί στο επιθυμητό αποτέλεσμα. Σημαντικό είναι ότι επιλέγουμε την περιοχή που το αποτέλεσμα εμφανίζεται, άρα θα πρέπει να προσέχουμε η επιλεγείσα περιοχή να είναι ίση σε μέγεθος με το μέγεθος του πίνακα που αναμένουμε ως αποτέλεσμα για να μην αντιμετωπίσουμε

προβλήματα. Π.χ., αν προσθέσουμε δύο πίνακες 3x3, θα πρέπει η περιοχή που επιλέξαμε για να εμφανιστεί η λύση να έχει μέγεθος 3 γραμμές x 3 στήλες.

Επίλυση εξισώσεων στο Excel με τη μέθοδο της αντιστροφής πινάκων.

Ένας εύκολος τρόπος για την επίλυση συστημάτων εξισώσεων στο Excel είναι η χρήση της μεθόδου της αντιστροφής πινάκων (π.χ. εικ. Π.3.3). Το Excel

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	
1	1	1	1		-65,109	0,064103	1,410256				1	
2	15,1	16	12,7		36,23077	0,26641	-1,02564				26,62	
3	39,1	38,35	38,5		19,87621	-0,32051	-0,38462				38,8	
4												
5	1	1	1		-44,5355	-0,10638	1,205674					
6	15,1	16	26,2		51,03369	0,01773	-1,31206					
7	39,1	38,35	39,25		-5,49823	0,088652	0,106383					
8												
9												
10	0	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	
11			-0,01844	0,392949	0,537179	0,605128	0,693591	0,653846	0,601282	0,596154	0,594231	0
12			1,047518	0,371795	0,215385	0,153846	0,107692	0,082051	0,071795	0,051282	0,04359	0
13			-0,02908	0,235256	0,247436	0,241026	0,198718	0,264103	0,326923	0,352564	0,362179	0
14												
15												
16												
17												
18												
19												
20												
21												

Εικόνα Π.3.3. Φύλλο εργασίας του Excel όπου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της αντιστροφής πινάκων

διαθέτει στην βιβλιοθήκη των συναρτήσεων του προγράμματος την συνάρτηση MINVERSE, που καθορίζει τον αντίστροφο ενός πίνακα, καθώς και την MMULT, η οποία πολλαπλασιάζει πίνακες. Έτσι είναι εύκολο να λύσουμε το σύστημα $AX=B$ βασιζόμενοι στις παραπάνω συναρτήσεις και στον κανόνα του Cramer που είδαμε πριν, καθώς πρώτα καθορίζουμε τον αντίστροφο πίνακα του A, που είναι A^{-1} , με τη συνάρτηση MINVERSE, και στη συνέχεια το γινόμενο $A^{-1}B$, με την MMULT. Το αποτέλεσμα, όπως είδαμε και πριν θα είναι ο πίνακας X, ο οποίος και περιέχει τις επιθυμητές άγνωστες τιμές. Η λεπτομερής διαδικασία έχει ως εξής:

- Εισάγουμε τα στοιχεία του πίνακα A σε μια περιοχή κελιών μεγέθους nxn (π.χ. A1:C3).
- Εισάγουμε τα στοιχεία του πίνακα B σε μια στήλη με n κελιά (π.χ. K1:K3).

- Καθορίζουμε σε ποια περιοχή κελιών θέλουμε να εμφανιστεί ο αντίστροφος A^{-1} , και αφού επιλέξουμε την περιοχή (ίσου μεγέθους με τον A), εισάγουμε στο πάνω αριστερό κελί της τον τύπο `=MINVERSE()`, έχοντας στην παρένθεση την περιοχή κελιών στην οποία βρίσκεται ο αρχικός μας πίνακας A . Πατώντας ταυτόχρονα `Ctrl-Shift-Enter`, τα στοιχεία του A^{-1} εμφανίζονται στην επιλεγθείσα περιοχή κελιών (π.χ. E1:G3).
- Στη συνέχεια καθορίζουμε που θέλουμε να εμφανιστεί η λύση μας, δηλαδή ο πίνακας X . Με τον ίδιο τρόπο επιλέγουμε την περιοχή (μια στήλη με n γραμμές) και στο πάνω αριστερά κελί εισάγουμε τον τύπο `MMULT(,)`, έχοντας στην παρένθεση την περιοχή κελιών του πίνακα A^{-1} πριν το κόμμα και την περιοχή κελιών του πίνακα B μετά από αυτό. Στη συνέχεια, πατώντας ταυτόχρονα `Ctrl-Shift-Enter`, προκύπτει ο πίνακας X με τα άγνωστα στοιχεία (π.χ. D11:D13).

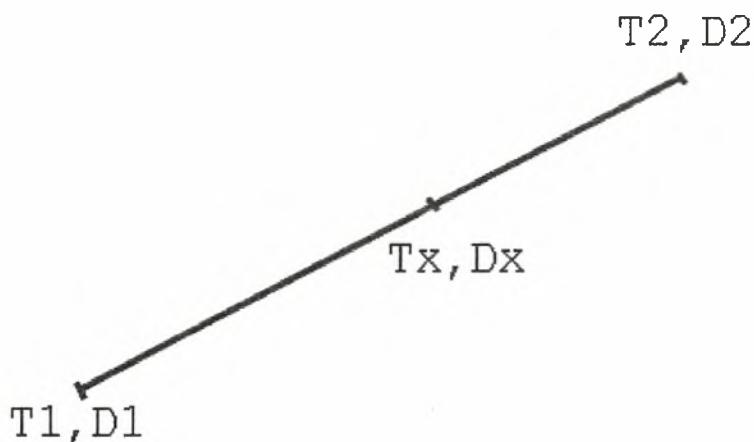
Έτσι φτάνουμε να έχουμε στην παραπάνω περιοχή κελιών τα ποσοστά συμμετοχής για το συγκεκριμένο παράδειγμα του LIW, του AW και του EMDW. Στη συνέχεια, αφού ακολουθήσουμε την ίδια διαδικασία για όλους τους σταθμούς και όλα τα βάρη, εισάγουμε τα εξαγχθέντα στοιχεία στο πρόγραμμα `surfer` με τη σωστή διάταξη και ακολουθούμε τη διαδικασία που περιγράφεται στο παράρτημα 2 για την δημιουργία εγκάρσιων τομών.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 4

ΙΣΟΠΥΚΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Η έννοια της ισόπυκνης εξάπλωσης των χαρακτηριστικών μιας υδάτινης μάζας στο θαλάσσιο περιβάλλον έλκει την καταγωγή της από την αντίστοιχη έννοια της ισεντροπικής εξάπλωσης που έχει εφαρμοσθεί στην ατμόσφαιρα από τον Rossby (1937). Εφόσον ισεντροπική ροή προϋποθέτει αδιαβατική μετατόπιση, ένα στοιχειώδες σωματίδιο νερού που κινείται αδιαβατικά διατηρεί την αρχική του δυναμική πυκνότητα, παρά τις μεταβολές της επιτόπιας θερμοκρασίας και πυκνότητας που οφείλονται στις μεταβολές της πίεσης. Έτσι, για την πλέον κατάλληλη σε κάθε περίπτωση πίεση αναφοράς, μια επιφάνεια δυναμικής πυκνότητας είναι και επιφάνεια διασποράς των χαρακτηριστικών της υδάτινης μάζας που την ορίζουν. Για συνθήκες σταθερής στρωμάτωσης της υδάτινης στήλης, μετατόπιση ενός σωματιδίου από την επιφάνεια αυτή θα αντισταθμίζεται από ανωστικές δυνάμεις.

Οι έννοιες της ισόπυκνης ροής και διασποράς έχουν γίνει γενικότερα αποδεκτές (Reid, 1981), και κατανομές συντηρητικών παραμέτρων (κυρίως της αλατότητας) σε ισόπυκνες επιφάνειες, οριζόμενες κάθε φορά με τον κατάλληλο τρόπο, έχουν χρησιμοποιηθεί και συνεχίζουν να χρησιμοποιούνται με επιτυχία για την ανακάλυψη κυκλοφορικών χαρακτηριστικών (π.χ. μετώπων), καθώς και για ποιοτικές εκτιμήσεις της κυκλοφορίας.



Εικόνα Π.4.1. Σχηματική απεικόνιση του κανόνα γραμμικής παρεμβολής

Για την κατανομή των συντηρητικών χαρακτηριστικών στην ισοπυκνική ανάλυση, ακολουθήθηκε η μέθοδος της γραμμικής παρεμβολής με την βοήθεια

του προγράμματος Microsoft Excel. Το ίδιο εφαρμόστηκε και για την ισοπυκνική ανάλυση των υδάτινων μαζών της περιοχής, αφού όμως πρώτα καθορίστηκαν οι τιμές που ορίζουν στη συγκεκριμένη μελέτη την κάθε υδάτινη μάζα, ώστε να βρεθεί το ποσοστό συμμετοχής της σε κάθε δεδομένο σημείο, με τον τρόπο που αναφέρεται στο Παράρτημα 3.

Όπως φαίνεται και στην εικόνα Π.4.1, αν σε μια νοητή ευθεία στη στήλη του νερού έχουμε δύο σημεία 1 και 2 με γνωστές θερμοκρασίες και πυκνότητες T1, T2 και D1, D2 αντίστοιχα, τότε η άγνωστη θερμοκρασία Tx ενός σημείου στην ίδια νοητή ευθεία με γνωστή πυκνότητα Dx δίνεται από τη σχέση $T_x = T_1 + (T_2 - T_1) * (D_x - D_1) / (D_2 - D_1)$ (κανόνας γραμμικής παρεμβολής). Η συγκεκριμένη σχέση εφαρμόστηκε στο πρόγραμμα Excel, αφού πρώτα τα δεδομένα τοποθετήθηκαν στην κατάλληλη διάταξη, όπως φαίνεται στην εικόνα Π.4.2 (γραμμή 10 βάθος, γραμμή 11 % LIW, γραμμή 12 % AW, γραμμή 13 % EMDW, γραμμή 14 αλατότητα, γραμμή 15 θερμοκρασία, γραμμή 16 πυκνότητα).

	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	
9											
10	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	
11	0,392949	0,537179	0,605128	0,69359	0,653846	0,601282	0,596154	0,594231	0,560897	0,526923	0,47
12	0,371795	0,215385	0,153846	0,107692	0,082051	0,071795	0,051282	0,04359	0,04359	0,041026	0,03
13	0,235256	0,247436	0,241026	0,198718	0,264103	0,326923	0,352564	0,362179	0,395513	0,432051	0,46
14	38,68	38,79	38,84	38,9	38,88	38,85	38,85	38,85	38,83	38,81	:
15	14,843	14,672	14,62	14,669	14,488	14,318	14,232	14,193	14,102	14,008	1:
16	28,851	28,971	29,025	29,058	29,082	29,1	29,116	29,126	29,133	29,137	2:
17											
18											
19											
20											

Εικόνα Π.4.2. Διάταξη δεδομένων στο φύλλο εργασίας του Excel

Στη συνέχεια, εφαρμόστηκε η προηγούμενη σχέση όπως φαίνεται στην εικόνα Π.4.3, για να έχουμε τις τιμές των ανωτέρω παραμέτρων στις επιλεχθείσες ισοπυκνες επιφάνειες. Κατόπιν, τα αποτελέσματα εισήχθησαν σε φύλλο εργασίας του Surfer με την διάταξη που παρουσιάζεται στην εικόνα

Microsoft Excel - Ισοπικνη

Αρχείο Επεξεργασία Προβολή Εισαγωγή Μορφή Εργαλεία Δεδομένα Παράθυρο Βοήθεια

Αrial Greek 10 B I U Σ % , % %

Y10 =D10+(E10-D10)*(28,87-28,851)/(28,971-28,851)

	T	U	V	W	X	Y	Z	AA	AB	AC	A
9											
10	950	1000		120,8506	137,4481	157,9167	187,0833	245,3704	345,8333	470	
11	0,360256	0,358974		0,153114	0,289675	0,415785	0,49992	0,598837	0,657158	0,595385	
12	0,041026	0,036897		0,765733	0,541427	0,34703	0,255791	0,159544	0,084188	0,048205	
13	0,598718	0,605128		0,081153	0,168899	0,237185	0,24429	0,241619	0,258654	0,35641	
14	38,71	38,71		38,46429	38,58712	38,69742	38,76158	38,83537	38,88167	38,85	
15	13,558	13,53		15,34554	15,05939	14,81593	14,71618	14,62481	14,50308	14,2164	
16	29,155	29,156									
17											
18											
19											
20											
21											

Ετοιμο AP

Εικόνα Π.4.3. Εφαρμογή του κανόνα γραμμικής παρεμβολής

Π.4.4, για να εξαχθούν οι κατανομές των υπό εξέταση παραμέτρων στις ισόπικνες επιφάνειες, σύμφωνα με όσα αναφέρονται στο Παράρτημα 1.

Microsoft Excel - Ισοπικνη

Αρχείο Επεξεργασία Προβολή Εισαγωγή Μορφή Εργαλεία Δεδομένα Παράθυρο Βοήθεια

Arial 10 B I U Σ % , % %

A1 =34

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	
1	34	20	120,8506	15,31144	76,57329	0,081153	38,46429	15,34554	137,4481	28,96749	54,14265	0
2	34	20,5	80,65327	36,01145	55,14174	0,088468	38,66714	15,97731	94,0536	48,18689	45,36435	0
3	34	21	85,1634	8,976091	46,50144	0,445225	38,52546	15,5374	95,62092	26,73156	44,26841	0
4	34	22	77,7931	41,1845	52,14377	0,066717	38,71011	16,14086	88,82759	54,96128	40,63102	0
5	34	22,5	85,76	34,37356	62,47677	0,031497	38,62893	15,87145	98,56	49,97555	48,49592	0
6	34,5	20	81,54982	39,18883	41,82733	0,189838	38,73893	16,2079	91,38991	45,02316	37,5707	0
7	34,5	20,5	70,5298	40,69041	45,92826	0,133813	38,73159	16,20137	83,77483	49,28245	36,92564	0
8	34,5	21	76,48903	32,24202	56,80588	0,109521	38,63893	15,89088	88,60465	43,83748	44,18153	0
9	34,5	21,5	69,95231	50,27627	32,46522	0,172585	38,84	16,53832	82,67091	56,45034	28,59987	0
10	34,5	22	48,44509	58,76358	29,03125	0,122052	38,90057	16,71738	63,48315	63,59874	26,51055	0
11	34,5	22,5	43,9782	58,70169	30,07046	0,112279	38,89131	16,61766	48,33787	63,0411	31,86614	0
12	34,5	23	41,08262	60,30576	27,26236	0,124319	38,91102	16,66556	45,64103	64,86807	28,79286	0
13	35	20	67,76094	53,27824	32,59614	0,141256	38,85776	16,61498	81,22896	60,50485	28,2981	0
14	35	20,5	67,00837	55,36349	30,3341	0,143124	38,8786	16,68141	73,74477	59,65783	25,91182	0
15	35	21	83,01486	33,4996	55,84659	0,106538	38,65015	15,92738	91,50743	47,13442	42,79609	0
16	35	21,5	77,90347	28,51983	59,3606	0,121196	38,60858	15,80643	89,96963	40,38963	45,70784	0
17	35	22	68,97196	46,31206	39,89295	0,13795	38,78897	16,39695	73,92523	50,99711	31,42779	0
18	35	22,5	47,60514	54,576	34,80976	0,106142	38,85485	16,58449	61,60714	61,75925	31,743	0
19	35	23	44,22735	58,76158	29,69131	0,115471	38,89464	16,64499	48,96388	62,5876	32,21132	0
20	35,5	20	72,42152	51,57332	34,00285	0,144238	38,84139	16,54457	84,37967	59,20187	29,3765	0
21	35,5	20,5	60,83151	33,28548	56,89215	0,100224	38,846	15,92491	78,33698	39,23725	43,15834	0

Ετοιμο AP

Εικόνα Π.4.4. Διάταξη δεδομένων στο φύλλο εργασίας του Surfer

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 5

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΓΕΩΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΡΕΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΑΦΟΡΩΝ ΟΓΚΩΝ ΝΕΡΟΥ

Είδαμε στη μεθοδολογία ότι στη γεωστροφική ροή οι κλίσεις της επιφάνειας της θάλασσας, των ισοβαρικών και των ισόπυκνων επιφανειών σχετίζονται με την ταχύτητα του ρεύματος. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι μετρώντας τις κλίσεις αυτές μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα του γεωστροφικού ρεύματος.

Όταν οι συνθήκες είναι βαροτροπικές, τότε θεωρητικά η ταχύτητα του ρεύματος μπορεί να μετρηθεί από την κλίση της επιφάνειας της θάλασσας χρησιμοποιώντας την εξίσωση κλίσης. Όμως κάτι τέτοιο είναι δυνατό μόνο σε στενά, ενώ είναι πρακτικά αδύνατο στην ανοιχτή θάλασσα. Έτσι στην πράξη το γεωστροφικό ρεύμα υπολογίζεται από την κατανομή της πυκνότητας με το βάθος, δηλαδή από την κλίση των ισόπυκνων επιφανειών.

Ο υπολογισμός της πυκνότητας είναι σχετικά εύκολος γιατί η πυκνότητα εξαρτάται από τη θερμοκρασία, την αλατότητα και την πίεση (δηλ. σε μια πρώτη προσέγγιση το βάθος), παραμέτρους δηλαδή που μετρώνται εύκολα και με ακρίβεια.

Όπως είδαμε και πριν, σε βαροτροπικές συνθήκες η ταχύτητα μπορεί να υπολογισθεί από την εξίσωση κλίσης, είναι δηλαδή $u = g \cdot \epsilon / f$ σε όλα τα βάθη της υδάτινης στήλης. Τα ρεύματα αυτά που είναι αμετάβλητα με το βάθος, ονομάζονται και ρεύματα κλίσης και συχνά είναι πολύ μικρά για να μετρηθούν.

Αντίθετα, όταν οι συνθήκες είναι βαροκλινικές, η ταχύτητα των γεωστροφικών ρευμάτων μεταβάλλεται με το βάθος. Από την κατανομή όμως της πυκνότητας μπορούμε να υπολογίσουμε μόνο τις σχετικές ταχύτητες, δηλαδή την διαφορά της ταχύτητας μεταξύ ενός επιπέδου (βάθους) και κάποιου άλλου. Συχνά λοιπόν υποθέτουμε ότι σε κάποιο σχετικά βαθύ επίπεδο (επίπεδο αναφοράς) οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι οριζόντιες και επομένως η γεωστροφική ταχύτητα είναι μηδενική. Οι σχετικές ταχύτητες που υπολογίζονται ως προς το επίπεδο αναφοράς θεωρούνται ως απόλυτες ταχύτητες.

Στην περίπτωση των βαροκλινικών συνθηκών, η ταχύτητα του ρεύματος υπολογίζεται ως εξής: Αν a και b είναι δύο ωκεανογραφικοί σταθμοί που απέχουν μεταξύ τους απόσταση L , η ισοβαρική επιφάνεια κλίνει από τον a προς τον b σχηματίζοντας με το οριζόντιο επίπεδο γωνία θ και h_a και h_b είναι αντίστοιχα τα υψή των δύο σταθμών σε σχέση με το επίπεδο αναφοράς, θα

είναι: $\epsilon\phi\theta_1 = (h_b - h_a)/L$ και $u = g * \epsilon\phi\theta_1 / f$, άρα και $u = g * (h_b - h_a) / f * L$. Επειδή είναι όμως $\rho_a * g * h_a = \rho_b * g * h_b$ (υδροστατική εξίσωση) θα ισχύει ότι $h_a = h_b * \rho_b / \rho_a$, επομένως και $u = g * h_b * (1 - \rho_b / \rho_a) / f * L$. Με την τελευταία εξίσωση είναι δυνατός ο υπολογισμός της ταχύτητας του γεωστροφικού ρεύματος από την κατανομή της πυκνότητας. Το πλήρες προφίλ της μεταβολής της γεωστροφικής ταχύτητας με το βάθος μπορεί να υπολογιστεί επιλέγοντας πρώτα ένα επίπεδο αναφοράς και εφαρμόζοντας στη συνέχεια την προηγούμενη εξίσωση, υπολογίζοντας κάθε φορά την ταχύτητα του γεωστροφικού ρεύματος σε ένα επίπεδο σε σχέση με το προηγούμενο επίπεδο.

Για να φτάσουμε όμως στον υπολογισμό της ταχύτητας του γεωστροφικού ρεύματος είναι απαραίτητος ο υπολογισμός παραμέτρων όπως ο ειδικός όγκος (α), δηλαδή το αντίστροφο της πυκνότητας. Αντί της επιτόπιας τιμής του ειδικού όγκου α και σε αναλογία με την παράμετρο σ_t χρησιμοποιούμε την απόκλιση του ειδικού όγκου (δ), η οποία ορίζεται ως εξής: $\delta = \alpha(S, t, p) - \alpha(35, 0, p)$, όπου $\alpha(S, t, p)$ ο ειδικός όγκος του υπό εξέταση δείγματος νερού και $\alpha(35, 0, p)$ ο ειδικός όγκος ενός πρότυπου ωκεανού που έχει σε κάθε πίεση p αλατότητα 35 ppt και θερμοκρασία 0°C. Από την καταστατική εξίσωση του θαλάσσιου νερού (UNESCO, 1981c) ισχύει:

$$\alpha(S, t, p) = \alpha(S, t, 0) * [1 - p / K(S, t, p)]$$

$$\rho(S, t, p) = 1 / \alpha(S, t, p) = A + BS + CS^{3/2} + DS^2$$

$$K(S, t, p) = E + FS + GS^{3/2} + (H + IS + JS^{3/2}) * p + (M + NS) * p^2$$

Όπου τα A, B, \dots, N είναι πολυωνυμικοί συντελεστές της θερμοκρασίας, S η αλατότητα, t η θερμοκρασία, p η πίεση και ρ η πυκνότητα. Επιλύοντας το παραπάνω σύστημα και εφαρμόζοντας το στο πρόγραμμα Microsoft Excel όπως φαίνεται στην εικόνα Π.5.1 υπολογίζουμε την απόκλιση του ειδικού όγκου δ . Στη συνέχεια, στο ίδιο πρόγραμμα υπολογίζουμε την ταχύτητα των γεωστροφικών ρευμάτων και τη συνολική μεταφορά όγκων νερού όπως φαίνεται και στην εικόνα Π.5.2.

Microsoft Excel - Εισαγωγή

Αρχείο Επεξεργασία Προβολή Εισαγωγή Μορφή Εργαλεία Δεδομένα Παράθυρο Βοήθεια

English to Greek

G2 = (1/((999,842594 + 6,793952*10^-2*C2-9,09529*10^-3*C2^2+1,001665*10^-4*C2^3-1,120083*10^-6*C2^4+ 4)*D2+(-5,72466*10^-3+1,0227*10^-4*C2-1,6546*10^-5*C2^2)*D2+1,5+4,8314*10^-4*D2^2))*(1-(B2/((19652,21+ 148,4206*C2-2,327105*C2^2+1,360477*10^-2*C2^3-5,155288*10^-5*C2^4)+(54,6746-0,603459*C2+1,09987*10^-2*C2^2-5,167*10^-5*C2^3)*D2+(7,944*10^-2+1,6483*10^-2*C2-5,3009*10^-4*C2^2)*D2+1,5+(3,239908+1,43713* 10^-3*C2+1,16092*10^-4*C2^2-5,779*10^-7*C2^3)+(2,2838*10^-3-1,0981*10^-5*C2-1,6078*10^-6*C2^2)*D2+ 1,91075*10^-4*D2+1,5)*B2+(8,50935*10^-5-6,12293*10^-6*C2+5,2787*10^-8*C2^2)+(9,9348*10^-7+2,0816*10^-8* C2+9,1697*10^-10*C2^2)*D2)*B2^2))- (972,662039*10^-6*(1-B2/(21582,27+3,359406*B2+5,032*10^-5*B2^2)))

	A	B				G
1	BAΘΟΣ	p (bar)				
2	0	0	25,91	39,17	26,21	1,79E-06
3	50	5	16,83	38,48	28,23	-1E-07
4	100	10	15,08	38,78	28,87	-6,9E-07
5	150	15	14,82	38,89	29,01	-8,1E-07
6	200	20	14,75	38,91	29,05	-8,2E-07
7	250	25	14,68	38,92	29,07	-8,3E-07
8	300	30	14,53	38,89	29,08	-8,2E-07
9	350	35	14,44	38,88	29,1	-8,2E-07
10	400	40	14,28	38,85	29,11	-8,1E-07
11	450	45	14,17	38,83	29,11	-8,1E-07
12	500	50	14,1	38,82	29,12	-8E-07
13	550	55	14,01	38,8	29,12	-7,9E-07
14	600	60	13,95	38,78	29,13	-7,7E-07
15	650	65	13,91	38,77	29,13	-7,6E-07
16	700	70	13,86	38,76	29,13	-7,4E-07
17	750	75	13,82	38,75	29,13	-7,3E-07
18	800	80	13,78	38,74	29,13	-7,2E-07
19	850	85	13,75	38,73	29,13	-7E-07

Εικόνα Π.5.1. Υπολογισμός απόκλισης ειδικού όγκου δ.

Microsoft Excel - Beastr

Αρχείο Επεξεργασία Προβολή Εισαγωγή Μορφή Εργαλεία Δεδομένα Παράθυρο Βοήθεια

English to Greek

I30 = =SUM(I4:I29)

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
3		BAΘΟΣ (m)	δρ (dbar)	δ st9 10 ⁶	δ st8 10 ⁶	(δ9-δ8) 10 ⁶	μέση τιμή C	δρ°C	Σ	V1-V2		
4		0	50	154,5	179,7	25,2	16,7	835	1625	3,577711		
5		50	50	-18,1	-9,9	8,2	7,5	375	790	1,739318		
6		100	50	-75,9	-69,1	6,8	3,85	192,5	415	0,913692		
7		150	50	-81,6	-80,7	0,9	0,95	47,5	222,5	0,489871		
8		200	50	-83,5	-82,5	1	0,9	45	175	0,385292		
9		250	50	-83,4	-82,6	0,8	0,9	45	130	0,286217		
10		300	50	-83,5	-82,5	1	0,75	37,5	85	0,187142		
11		350	50	-82,6	-82,1	0,5	0,35	17,5	47,5	0,104579		
12		400	50	-81,8	-81,6	0,2	0,05	2,5	30	0,06605		
13		450	50	-80,6	-80,7	-0,1	0	0	27,5	0,060546		
14		500	50	-79,8	-79,7	0,1	0,05	2,5	27,5	0,060546		
15		550	50	-78,5	-78,5	0	0	0	25	0,055042		
16		600	50	-77,2	-77,2	0	-0,05	-2,5	25	0,055042		
17		650	50	-75,7	-75,8	-0,1	0,05	2,5	27,5	0,060546		
18		700	50	-74,5	-74,3	0,2	0,15	7,5	25	0,055042		
19		750	50	-73	-72,9	0,1	0,15	7,5	17,5	0,038529		
20		800	50	-71,6	-71,4	0,2	0,15	7,5	10	0,022017		
21		850	50	-70	-69,9	0,1	0,05	2,5	2,5	0,005504		
22		900	50	-68,4	-68,4	0	0	0	0	0		
23		950	50	-66,9	-66,9	0	0	0	0	0		
24		1000		-65,3	-65,3	0						
30									Total transports	3707,51		

Εικόνα Π.5.2. Υπολογισμός συνολικών μεταφορών όγκων νερού και γεωστροφικών ρευμάτων ανάμεσα σε δύο σταθμούς.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 6
ΚΥΡΙΟΤΕΡΑ ΦΥΤΟΠΛΑΓΚΤΟΝΙΚΑ ΕΙΔΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ
ΜΕΛΕΤΗΣ

Διάτομα: Τα διάτομα είναι μονοκύτταροι φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί μεγέθους 20-80 μm που παρουσιάζουν μια εκπληκτική ποικιλία γεωμετρικών σχημάτων. Κάθε διάτομο εκκρίνει ορυκτές ύλες που στερεοποιούνται και σχηματίζουν διάτρητο πυριτικό κέλυφος, το οποίο επιτρέπει την πρόσληψη διαφόρων συστατικών και παρέχει προστασία. Επίσης, το τραχύ αυτό κέλυφος αυξάνει την τριβή με το νερό, κάτι που βοηθά τα βαρύτερα από το νερό διάτομα να αιωρούνται για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα στη στήλη του νερού. Τα κύρια είδη διατόμων που έχουν βρεθεί μέχρι σήμερα στην περιοχή μελέτης, είναι τα παρακάτω:

- Amphora* sp.
- Bacteriastrum* sp.
- Chaetoceros affinis* Laud.
- Chaetoceros* cfr. *decipiens* Cl.
- Chaetoceros* cfr. *radians* Schött
- Chaetoceros didymus* Ehr.
- Chaetoceros peruvianus* Brightw.
- Chaetoceros* spp.
- Cocconeis* sp.
- Coscinodiscus* sp.
- Dactyliosolen mediterraneus* (Peragallo) Hasle
cfr. *Detonula pumila* (Castracane) Schött
- Grammatophora* sp.
- Hemiaulus hauckii* Grun.
- Lauderia borealis* Gran
- Leptocylindrus danicus* Cl.
- Navicula* sp.

Nitzschia cfr. *prolongatoides* Hasle

Nitzschia closterium W. Sm.

Nitzschia delicatissima Cl.

Nitzschia longissima (Brib.) Grun.

Nitzschia lorenziana Grun.

Nitzschia pseudodelicatissima Hasle

Nitzschia sigma Sm.

cfr. *Nitzschia* sp.

Nitzschia spp.

Phaeodactylum tricornutum Bohlin

Rhizosolenia alata Brightw.

Rhizosolenia calcar avis Schultze

Rhizosolenia cfr. *hebetata* (Bail.) Gran f. *semispina* (Hensen) Gran

Rhizosolenia fragilissima Berg.

Rhizosolenia stolterfothi Perag.

Synedra cfr. *affinis* Ktz.

Synedra sp.

Thalassionema bacillaris (Heiden) Kolbe

Thalassionema nitzschioides Grun.

Thalassiosira spp.

Thalassiothrix frauenfeldii Grun.

Chaetoceros spores

Δινομαστιγωτά: Τα δινομαστιγωτά είναι μονοκύτταροι οργανισμοί μεγέθους 20-80 μm. Τα εξωτερικά τους κελύφη αποτελούνται από κυτταρίνη και είναι εφοδιασμένα με ένα ή περισσότερα μαστίγια που τους προσδίδουν την ικανότητα μερικής μετακίνησης. Επειδή το κέλυφός τους δεν αποτελείται από ορυκτή ύλη, δεν συνεισφέρουν στα ιζήματα. Μερικά από αυτά φωτοσυνθέτουν, ενώ άλλα όχι. Τέλος, μερικά από αυτά έχουν την ικανότητα του βιοφωσφορισμού. Τα κύρια είδη δινομαστιγωτών που έχουν βρεθεί μέχρι σήμερα στην περιοχή μελέτης, είναι τα παρακάτω:

- cfr. *Alexandrium* sp.
- Amphidinium* cfr. *acutissimum* Lohm.
- Amphidinium* sp.
- Ceratium* cfr. *lineatum* (Ehr.) Cl.
- Ceratium pentagonum* Gourret
- Cladopyxis* cfr. *bacillifera* Schill.
- Cladopyxis setifera* Lohm.
- cfr. *Cochlodinium* sp.
- Dinophysis* cfr. *parvula* (Schött) Balech
- Gonyaulax* cfr. *polygramma* Stein
- Gonyaulax* sp.
- Gymnodinium* cfr. *caput* Schill.
- Gymnodinium elongatum* Hope
- Gymnodinium* sp. > 15 µm
- Gymnodinium* sp. < 15 µm
- Gyrodinium fusiforme* Kof. & Sw.
- Gyrodinium* sp. > 15 µm
- Gyrodinium* sp. < 15 µm
- Histioneis* cfr. *oxypteris* Schill.
- Mesoporos* sp.
- Oxytoxum adriaticum* Schill.
- Oxytoxum caudatum* Schill.
- Oxytoxum* cfr. *ovale* Schill.
- Oxytoxum* cfr. *pyramidale* Dodge & Saunders
- Oxytoxum* cfr. *viride* Schill.
- Oxytoxum gracile* Schill.
- Oxytoxum laticeps* Schill.
- Oxytoxum sphaeroideum* Stein
- Oxytoxum variabile* Schill.
- Oxytoxum* spp.
- cfr. *Phalacroma* sp.

Prorocentrum aporum (Schill.) Dodge
Prorocentrum balticum (Lohm.) Loeb.
Prorocentrum micans Ehr.
Prorocentrum minimum (Pav.) Schill.
Prorocentrum cfr. *cordatum* (Ostenfeld) Dodge
Prorocentrum cfr. *maximum* (Gourret) Schill.
Prorocentrum cfr. *rotundatum* Schill.
Prorocentrum triestinum Schill.
Prorocentrum sp.
Protoperidinium cfr. *globulus* (Stein) Balech
Protoperidinium cfr. *tuba* (Schill.) Balech
Protoperidinium sp.
 Γυμνά δινομαστιγωτά.

Κοκκολιθοφόρα: Τα κοκκολιθοφόρα είναι φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί μεγέθους 10-20 μm. Είναι εφοδιασμένα με δύο μικροσκοπικά μαστίγια, με τα οποία επιτυγχάνουν μικρές μετακινήσεις. Το σώμα τους καλύπτεται από μικροσκοπικές πλάκες ασβεστίτη. Τα κύρια είδη κοκκολιθοφόρων που έχουν βρεθεί μέχρι σήμερα στην περιοχή μελέτης, είναι τα παρακάτω:

cfr. *Anacanthoica acanthos* (Schill.) Deflandre
 cfr. *Anacanthoica cidaris* (Schlauder) Bernhard & Rampi
 cfr. *Anacanthoica ordinata* (Kampt.) Bernhard & Rampi
Anacanthoica sp.
Anoplosolenia brasiliensis (Lohm.) Deflandre
Calciosolenia murrayi Gran
Calciosolenia sinuosa Schlauder
 cfr. *Calyptrosphaera gracillima* Kampt.
 cfr. *Calyptrosphaera pirus* Kampt
 cfr. *Calyptrosphaera uvella* Schill.
 cfr. *Calyptrosphaera* sp.

- Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schill.
Coccolithus wallichi (Lohm.) Schill.
Discosphaera tubifer (Murr. & Black.) Lohm.
Emiliana huxleyi (Lohm.) Hay & Mohler
 cfr. *Gephirocapsa oceanica* (Kampt.)
Halopappus adriaticus Schill.
Halopappus cfr. *quadribrachiatus* Schill.
 cfr. *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kampt.
Helladosphaera cornifera (Schill.) Kampt.
Homozigosphaera spinosa Kampt.
 cfr. *Homozigosphaera stellulata* (Lecal) Bernhard & Rampi
Ophiaster formosus Gran
Ophiaster hydroideus (Lohm.) Gran
Ophiaster sp.
 cfr. *Pontosphaera haeckeli* Lohm.
Pontosphaera steueri Kampt.
Pontosphaera syracusana Lohm.
Rhabdosphaera cfr. *subopaca* Bernhard
Rhabdosphaera claviger Murr. & Black.
Rhabdosphaera hispida Lohm.
 cfr. *Rhabdosphaera multistylis* Schill.
Rhabdosphaera stylifer Schill.
Rhabdosphaera tignifer Schill.
Rhabdosphaera spp.
Syracolithus clypeatus (Lecal) Bernhard & Rampi
Syracolithus dentatus (Lohm.) Bernhard & Rampi
 cfr. *Syracosphaera cupulifera* Schill.
Syracosphaera cfr. *histrica* Kampt.
Syracosphaera cfr. *mediterranea* Lohm.
Syracosphaera pulchra Lohm.
 cfr. *Syracosphaera spinosa* Lohm.

Syracosphaera spp.

Umbellosphaera tenuis (Kampt.) Paasche

Zigosphaera cfr. *regalis* Lecal

Zigosphaera sp.

Απροσδιόριστα κοκκολιθοφόρα

Χρυσοφύκη

Calycomonas sp.

Dictyocha speculum Ehr.

Meringosphaera mediterranea Lohm.

Pseudokefirion sp.

Κρυπτοφύκη

Cryptomonas sp.

Hillea fusiformis (Schill.) Schill.

cfr. *Leucocryptos marina* (Braarud) Halldal

Ευγληνοφύκη

Eutreptiella cfr. *hirudoidea* Butcher

Πρασινοφύκη

cfr. *Pachysphaera* sp.

Pseudoscourfieldia sp.

Pyramimonas sp.

Tetraselmis sp.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ**ΕΛΛΗΝΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ**

1. Γκότση-Σκρέτα Ο., Πάγκου Κ., Χρηστάκη Ο., Ακεψιμαΐδης Κ. : Κατανομή της χλωροφύλλης α στα oligοτροφικά νερά του Αιγαίου, Λεβαντινής και Ιονίου. In press.
2. Θεοδώρου Αθανάσιος Ι. : Γενική Ωκεανογραφία. Πανεπιστημιακές Παραδόσεις, Βόλος 1998.
3. Θεοδώρου Αθανάσιος Ι. : Εισαγωγή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον. Πανεπιστημιακές Παραδόσεις, Βόλος 2000.

ΞΕΝΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

4. Abdel – Moati A.R. : Particulate organic matter in the subsurface chlorophyll maximum layer of the Southeastern Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 13, 307-315 (1990).
5. Artegiani A., Azzolini R., Morbidoni M., Paschini E. : Observations on the Atlantic water present in the Ionian Sea during POEM-V87 cruise (August 31- September 19, 1987). *Rapports Commission International du Mer Mediterranee*, 31, 2, 194 (1988).
6. Azov Y. : Seasonal patterns of phytoplankton productivity and abundance in nearshore oligotrophic waters of the Levant basin. *Journal of Plankton research*, 8, 41-53 (1986).
7. Berman T., Townsend D.W., El Sayed S.Z., Trees C.C., Azov Y. : Optical transparency, chlorophyll and primary productivity in the Eastern Mediterranean near the Israeli coast. *Oceanologica Acta*, 7, 367-372 (1984).
8. Bethoux J.P. : Oxygen consumption, new production, vertical advection and environmental evolution in Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research*, 36, 769-781 (1989).
9. Bignami F., D’Archino R., Montebello O., Salusti E. : New observations on bottom currents in the Southern Adriatic and Ionian Seas (Eastern Mediterranean Sea). *Annales Geophysicae* 9, 227-232 (1991).
10. Boldrin A., Miserocchi S., Rabitt S., Turchetto M.M., Balboni V., Socal G. : Particulate matter in the southern Adriatic and Ionian Sea: characterization and downward fluxes. *Journal of Marine Systems*, 2002 (in press).

11. Bregant D., Civitarese G., Luchetta A. : Chemical parameters distribution in the Ionian Sea during POEM-06 cruise (October 1991). *Rapports Comm. Int. Mer Méditerranée*, 31 (1992).
12. Georgopoulos D., Theocharis A., Zodiatis G. : Water masses in the Ionian Sea. *Proc. UNESCO/IOC, 1st POEM Workshop. POEM Scientific Report, No 1, pt. 2, Cambridge, Mass., USA (1986).*
13. Hecht A., Gertman I. : Physical features of the eastern Mediterranean resulting from the integration of POEM data with Russian Mediterranean Cruises. *Deep-Sea Research I* 48 (2001) 1847-1876.
14. Hopkins T. : *Physical processes in the Mediterranean basins. Estuarine Transport Processes*, University of South Carolina Press, 1978.
15. Kimor B., Berman T., Schneller A. : Phytoplankton assemblages in the deep Chlorophyll Maximum layer off the Mediterranean coast of Israel. *Journal of Plankton Research*, 9, 433-443 (1987).
16. Klein B., Roether W., Manca B., Bregant D., Beitzel V., Kovacevic V., Luchetta A. : The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research I* 46, 371-414 (1999).
17. Lacombe H., Tchernia P. : *Hydrography of the Mediterranean. Consultation of the protection of living resources and fisheries from pollution in the Mediterranean*, FAO, FID/PPM/74/ Inf.3, 1973.
18. Lascaratos A. : Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research II* vol. 40, No 6, pp.1327-1332, 1993.
19. Magazzú G., Decembrini F. : *Biomasse et Production primaire du picoplankton phototrophe en Mer Méditerranée. Rapports Comm. Int. Mer Méditerranée*, 33 (1992).
20. Malanotte-Rizzoli P., Manca B., D'Alcala M.R., Theocharis A., Bergamasco A., Bregant D., Budillon G., Civitarese G., Georgopoulos D., Michelato A., Sansone E., Scarazzato P., Souvermezoglou E. : A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-Phase I. *Progress in Oceanography*, vol. 39, pp.153-204, 1997.
21. Mamayev O.I. : *Temperature-salinity analysis of World Ocean waters. Elsevier Oceanographic Series*, 11, 1975.

22. Morcos S.A. : Sources of Mediterranean Intermediate Water in the Levantine Sea. *Studies in Physical Oceanography*, Gordon and Breach, New York, 2, 185-206, (1972).
23. Napolitano E., Oguz T., Malanotte-Rizzoli P., Yilmaz A., Sansone E. : Simulations of biological production in the Rhodes and Ionian basins of the Eastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems* 24 (2000), 277-298.
24. Nielsen J.N. : Hydrography of the Mediterranean Intermediate Water in the Levantine Sea. Report of the Danish Oceanographical Expedition 1908-1910, Copenhagen, 1912.
25. Nittis K., Pinardi N., Lascaratos A. : Characteristics of the summer 1987 flow field in the Ionian sea. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, No C6, pp. 10.171-10.184, June 15, 1993.
26. Ovchinnikov I.M. : Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology* 6, 48-59, 1966.
27. Pagou K., Gotsis-Skretas O. : A comparative study of phytoplankton in S.Aegean, Levantine and Ionian Seas during March-April 1986. *Thalassographica*, vol.13/suppl.1, pp.13-18, 1990.
28. Psarra S., Tselepides A., Ignatiades A. : Primary productivity in the oligotrophic Cretan Sea (NE Mediterranean) : Seasonal and interannual variability. *Progress in Oceanography* 46, 187-204, 2000.
29. Rabitti S., Bianchi F., Boldrin A., Da Ros I., Paschini E., Socal G., Totti C. : Observations on some biological properties in the upper layer of the Ionian Sea (POEM 06 cruise, October 1991). *Rapports Comm. Int. Mer Méditerranée*, 33 (1992).
30. Rabitti S., Bianchi F., Boldrin A., Da Ros I., Socal G., Totti C. : Particulate matter and phytoplankton in the Ionian Sea. *Oceanologica Acta*, 17(3), pp. 297-307, 1994.
31. Robinson A.R., Golnaraghi M., Leslie W.G., Artegiani A., Hecht A., Lazzoni E., Michelato A., Sansone E., Theocharis A., Unluata U. : The eastern Mediterranean general circulation : features, structure and variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 215-240, 1991.
32. Sellschopp J., Onken R. : Lenses of extremely cold water in the central Ionian Sea. *Oceanologica Acta*, vol. 23, No 2, 2000.
33. Siokou-Frangou I., Gotsis-Skretas O., Christou E.D., Pagou K. : Plankton characteristics in the Aegean, Ionian and NW Levantine Seas.

- The Eastern Mediterranean as a Laboratory Basin for the Assessment of Contrasting Ecosystems, 205-233, Kluwer Academic Publishers, 1999.
34. Socal G., Boldrin A., Bianchi F., Civitarese G., De Lazzari A., Rabitti S., Totti C., Turchetto M.M. : Nutrient, particulate matter and phytoplankton variability in the photic layer of the Otranto straight. *Journal of Marine Systems*, Volume 20, Issues 1-4, pp.381-398, 1999.
 35. Souvermezoglou E., Hatzigeorgiou E., Pampidis I., Siapsali K. : Distribution and seasonal variability of nutrients and dissolved oxygen in the northeastern Ionian Sea. *Oceanologica Acta*, vol. 15, No 6, 585-594, 1992.
 36. Theocharis A., Georgopoulos D., Lascaratos A., Nittis K. : Water masses and circulation in the central region of the Eastern Mediterranean : Eastern Ionian, South Aegean and North-West Levantine, 1986-1987. *Deep-Sea Research II*, vol. 40, No 6, pp. 1121-1142, 1993.
 37. Theocharis A., Klein B., Nittis K., Roether W. : Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997-1999). *Journal of Marine Systems* 33-34, 91-116, 2002.
 38. Theodorou A.J., Georgopoulos D., Theocharis A. : The contribution of Levantine Intermediate Water to the hydrographic structure of the Northeastern Ionian Sea. *Thalassographica* (in press).
 39. Theodorou A.J. : The circulation of Levantine Intermediate Water in the Northeastern Ionian Sea (late winter/early spring 1986). *Journal of Marine Systems*, 1, 359-372, 1991.
 40. Theodorou A.J. : The extent of the Atlantic Water influence in the northeastern Ionian Sea (late winter/early spring 1986). *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, vol. VIII, N. 4, October 1990.
 41. Tokarev Y.N., Williams R., Piontkovski S.A. : Identification of small-scale structure of plankton communities of the Black and Ionian seas by their bioluminescence characteristics. *Hydrobiologia* 393, 163-167, 1999.
 42. Tziperman E., Malanotte-Rizzoli P. : The climatological seasonal circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Research*, 49, 411-434, 1991.
 43. Unluata U. : A review of the physical oceanography of the Levantine and the Aegean basins of the eastern Mediterranean in relation to

monitoring and control of pollution. Inst. Of Marine Sciences, M.E.T.U., Erdemli-Icel, Turkey, 1986.



44. Wust G. : On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 66, 3261-3271, 1961.
45. Zodiatis G. : Lens formation in the SE Ionian Sea and double diffusion. *Annales Geophysicae* 10, 935-942, 1992.
46. Zodiatis G. : Water mass circulation between the SE Ionian – W Cretan Basins through the western Cretan Arc straights. *Bollettino di Oceanologia Teorica ed Applicata*, vol. XI, N.1, January 1993.

ΓΕΝΙΚΑ

47. Crispi G., Crise A., Solidoro C. : Coupled Mediterranean ecomodel of the phosphorus and nitrogen cycles. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 497-521, 2002.
48. Crispi G., Crise A., Solidoro C. : Three-dimensional oligotrophic ecosystem models driven by physical forcing: the Mediterranean Sea case. *Environmental Modelling & Software* 13, 483-490, 1998.
49. Monaco A., Peruzzi S. : The Mediterranean Targeted Project MATER-a multiscale approach of the variability of a marine system-overview. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 3-21, 2002.
50. Moutin T., Raimbault P. : Primary production, carbon export and nutrients availability in western and eastern Mediterranean Sea in early summer 1996 (MINOS cruise). *Journal of Marine Systems*, 33-34, 273-288, 2002.



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000072390