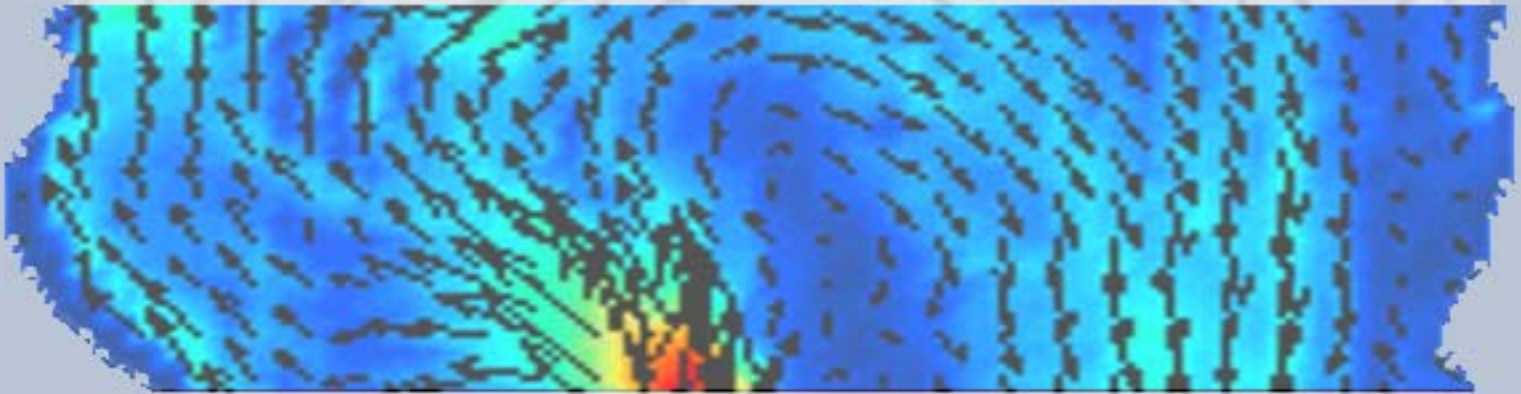




Πανεπιστήμιο Αιγαίου
Τμήμα Μαθηματικών

“Μοντελοποίηση της θαλάσσιας
κυκλοφορίας του κόλπου Γέρας στη Λέσβο”



Αγγελική Σαμπατακάκη
Πτυχιακή εργασία

Επιβλέπων: Γ.Τσιρτσής
Επίκουρος Καθηγητής
Τμήμα Επιστημών της Θάλασσας

Σάμος, 2005

Περίληψη

Η παρούσα εργασία μελετά τη θαλάσσια κυκλοφορία στον κόλπο Γέρας στη Λέσβο για ένα έτος με τη χρήση του αριθμητικού μοντέλου προσομοίωσης POM. Εισαγωγικά αναφέρονται οι φυσικές ιδιότητες του θαλασσινού νερού: θερμοκρασία, αλατότητα, πυκνότητα, ανταλλαγές ενέργειας και οι δυνάμεις που ασκούνται σ' αυτό: βαθμίδα υδροστατικής πίεσης, Coriolis, βαρύτητα, τριβή. Η κίνηση του νερού περιγράφεται από την εξίσωση της συνέχειας, την εξίσωση διατήρησης του άλατος και τις εξισώσεις κίνησης Navier-Stokes, το σύστημα των οποίων καθίσταται επιλύσιμο με τη βοήθεια του αριθμού Reynolds. Το σύστημα για μια περιοχή μελέτης επιλύεται με τη βοήθεια αριθμητικών μοντέλων προσομοίωσης τα οποία απαιτούν τη διακριτοποίηση της περιοχής και τη μετατροπή των εξισώσεων σε μορφή πεπερασμένων διαφορών. Το βηματικό πλέγμα που χρησιμοποιείται συνήθως είναι το Arakawa C, ενώ οι διαφορές ανάλογα με το υδροδυναμικό μοντέλο παρατηρούνται στην κατακόρυφη διακριτοποίηση του χώρου για την οποία χρησιμοποιούνται τρεις διαφορετικοί τύποι συντεταγμένης : η συντεταγμένη z , η σ - συντεταγμένη και η ισόπυκνη. Για την επίλυση των εξισώσεων σε μορφή πεπερασμένων διαφορών χρησιμοποιούνται δύο τεχνικές : η implicit και η explicit. Το αριθμητικό μοντέλο POM που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία είναι μοντέλο σ - συντεταγμένης και χρησιμοποιεί και τις δύο τεχνικές προσέγγισης των πεπερασμένων διαφορών. Για τον κόλπο της Γέρας χρησιμοποιείται πλέγμα $100 \times 100 \text{m}$ και 11 σ - επίπεδα. Τα στοιχεία που εισήχθησαν στο μοντέλο προήλθαν από σταθμούς δειγματοληψιών στον κόλπο, στο διάυλο επικοινωνίας με το Αιγαίο πέλαγος και στην ανοιχτή θάλασσα. Οι τιμές του αριθμητικού μοντέλου που προέκυψαν συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες πειραματικές με ποσοτικές και ποιοτικές μεθόδους αποδεικνύοντας την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων. Οι πίνακες της ποιοτικής αξιολόγησης χρησιμοποιήθηκαν για την παρατήρηση της ετήσιας διακύμανσης των τιμών θερμοκρασίας και αλατότητας. Οι τιμές τους κατά τους καλοκαιρινούς μήνες καταγράφηκαν υψηλότερες μέσα στον κόλπο από αυτές της ανοιχτής θάλασσας και αντίστροφα το χειμώνα, που παρατηρείται εισροή υδάτινων όγκων από τη χέρσο. Η κυκλοφορία του νερού στον κόλπο οδηγείται κυρίως από την παλίρροια και κατά την ετήσια μελέτη της κίνησης παρατηρείται μια περίοδος στρωμάτωσης και μία ανάμιξης.

αφιερώνεται
στη μητέρα μου

Ευχαριστίες

Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε χάρις το ενδιαφέρον του κ. Γ. Τσιρτσή τον οποίο και ευχαριστώ θερμά για την εμπιστοσύνη και την υποστήριξή του. Θα ήθελα ακόμα να ευχαριστήσω τον κ. Β. Κολοβογιάννη για την πολύτιμη βοήθειά του στην επεξεργασία και την κατανόηση των προγραμμάτων καθώς και τον κ. Μ. Σιγάλα για τη συνεισφορά του σε θέματα πληροφορικής και όχι μόνο. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου για την κατανόηση και την ενίσχυση αυτής της προσπάθειας.

Αγγελική Σαμπατακάκη
Σάμος, 2005

Περιεχόμενα

Περίληψη	2
Ευχαριστίες	4
Περιεχόμενα	5
Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή	6
1.1 Υδροδυναμική θαλάσσιων περιοχών	6
1.1.1 Εισαγωγή στα ρευστά	6
1.1.2 Φυσικές ιδιότητες του θαλασσινού νερού	6
Θερμοκρασία (temperature)	6
Αλατότητα (salinity)	8
Πυκνότητα (density)	8
Ανταλλαγές ενέργειας	9
1.1.3 Σύστημα Συντεταγμένων	10
1.1.4 Δυνάμεις	11
Δύναμη βαθμίδας υδροστατικής πίεσης	11
Δύναμη Coriolis	12
Δύναμη βαρύτητας	13
Δυνάμεις τριβής	13
1.1.5 Εξισώσεις διατήρησης	14
1.1.6 Εξισώσεις κίνησης	15
1.1.7 Αριθμός Reynolds	17
1.2 Μοντέλα προσομοίωσης θαλάσσιας κυκλοφορίας	18
1.2.1 Διακριτοποίηση	18
1.2.2 Μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών	21
1.2.3 Υπάρχοντα μοντέλα	23
Κεφάλαιο 2 - Στόχοι της εργασίας	24
Κεφάλαιο 3 – Μεθοδολογία	25
3.1 Η περιοχή μελέτης – περιγραφή του κόλπου Γέρας	25
3.2. Περιγραφή του μοντέλου POM	26
3.3 Υφιστάμενη πληροφορία	27
Κεφάλαιο 4 - Αποτελέσματα	29
4.1 Αξιολόγηση του μοντέλου	29
4.2 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων	30
Κεφάλαιο 5 - Συζήτηση	42
Βιβλιογραφία	43
Παράρτημα Ι	44

Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή

1.1 Υδροδυναμική θαλάσσιων περιοχών

1.1.1 Εισαγωγή στα ρευστά

Η έννοια του ρευστού αναφέρεται συνήθως σε ένα υγρό ή αέριο. Η μελέτη της κίνησης ενός ρευστού μακροσκοπικά αφορά σε ένα συνεχές μέσο, αφού οποιοσδήποτε στοιχειώδης όγκος του περιέχει μεγάλο αριθμό μορίων αλλά θεωρείται πολύ μικρός σε σχέση με το εξεταζόμενο σώμα. Η απόδειξη των εξισώσεων που περιγράφουν την κίνηση ενός ρευστού βασίζεται στην θεώρηση ενός στοιχειώδους όγκου του ρευστού που περιέχει πολλά μόρια, αλλά εξακολουθεί να θεωρείται σημείο (Landau - Lifshitz, 1987).

Η μηχανική των ρευστών που χρησιμοποιείται για την περιγραφή της κίνησης των θαλασσίων μαζών είναι η Νευτώνεια. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιούνται οι νόμοι διατήρησης της μάζας και της ενέργειας, ο νόμος της βαρύτητας και οι νόμοι του Νεύτωνα για τη μεταφορική και περιστροφική κίνηση. Οι βασικές δυνάμεις που δρουν στις θαλάσσιες μάζες και επηρεάζουν την κίνησή τους είναι η βαρυτική, η δύναμη Coriolis, η δύναμη λόγω διαφοράς υδροστατικής πίεσης και οι δυνάμεις τριβής (εσωτερικές ή μεταξύ διεπιφανειών).

Το πεδίο κίνησης ενός ρευστού περιγράφεται μαθηματικά από εξισώσεις που περιέχουν την ταχύτητα του ρευστού $v=v(x,y,z,t)$ και δύο οποιοσδήποτε θερμοδυναμικές ποσότητες που σχετίζονται με το ρευστό, όπως η πίεση $p=p(x,y,z,t)$ και η πυκνότητα $\rho=\rho(x,y,z,t)$. Το πεδίο ενός κινούμενου ρευστού δηλαδή, καθορίζεται πλήρως από πέντε ποσότητες: τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας v , την πίεση p και την πυκνότητα ρ . Όλες αυτές οι ποσότητες είναι συναρτήσεις της θέσης x, y, z και του χρόνου t .

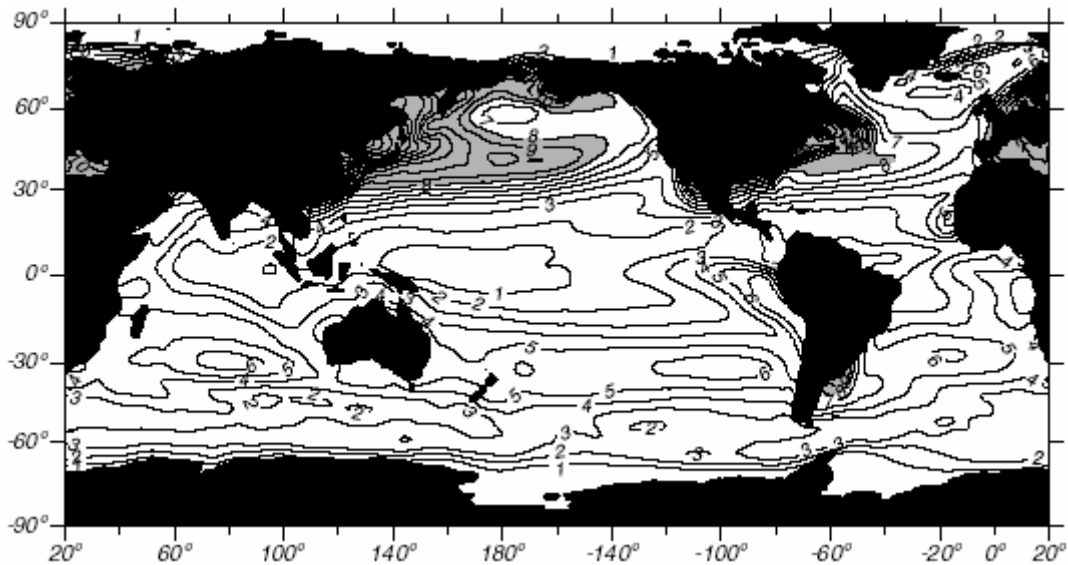
1.1.2 Φυσικές ιδιότητες του θαλασσινού νερού

Οι χαρακτηριστικές φυσικές ιδιότητες του θαλασσινού νερού είναι οι ακόλουθες:

Θερμοκρασία (temperature)

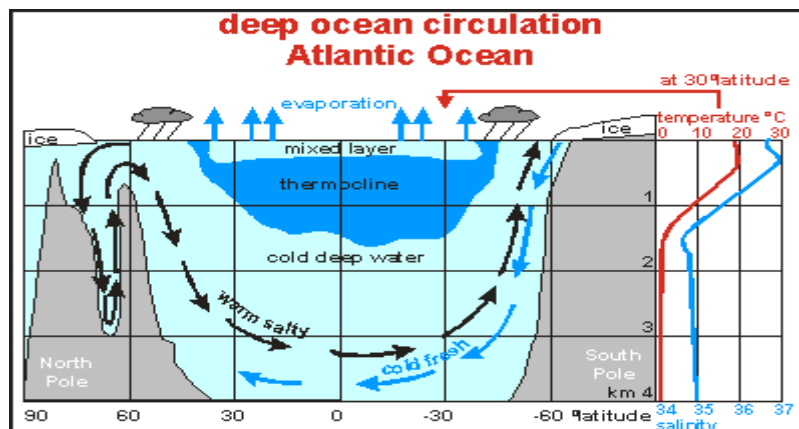
Η θερμοκρασία του θαλασσινού νερού εκφράζεται σε βαθμούς Κελσίου ($^{\circ}C$) και οι τιμές της κυμαίνονται από -2 έως 32 βαθμούς. Το μεγαλύτερο ποσοστό των θαλάσσιων μαζών βρίσκεται μεταξύ 0 και $4^{\circ}C$, διότι οι μεγαλύτερες ποσότητες νερού βρίσκονται στα βαθύτερα στρώματα των ωκεανών.

Η επιφανειακή κατανομή της θερμοκρασίας στη θάλασσα εμφανίζεται συνήθως με μορφή ζωνών (σχ.1). Κοντά στον ισημερινό τα νερά είναι θερμότερα, ενώ κοντά στους πόλους έχουν μικρότερες θερμοκρασίες (Stewart, 2003).



Σχήμα 1: Ετήσια κατανομή θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας (Reynolds και Smith, 1995).

Η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας στην θάλασσα παρουσιάζει στρωμάτωση και σημειώνονται τρεις βασικές ζώνες: η επιφανειακή ζώνη, η ζώνη του θερμοκλινούς και η βαθύτερη ζώνη (Τσιρτσής, 2003), (σχ.2).



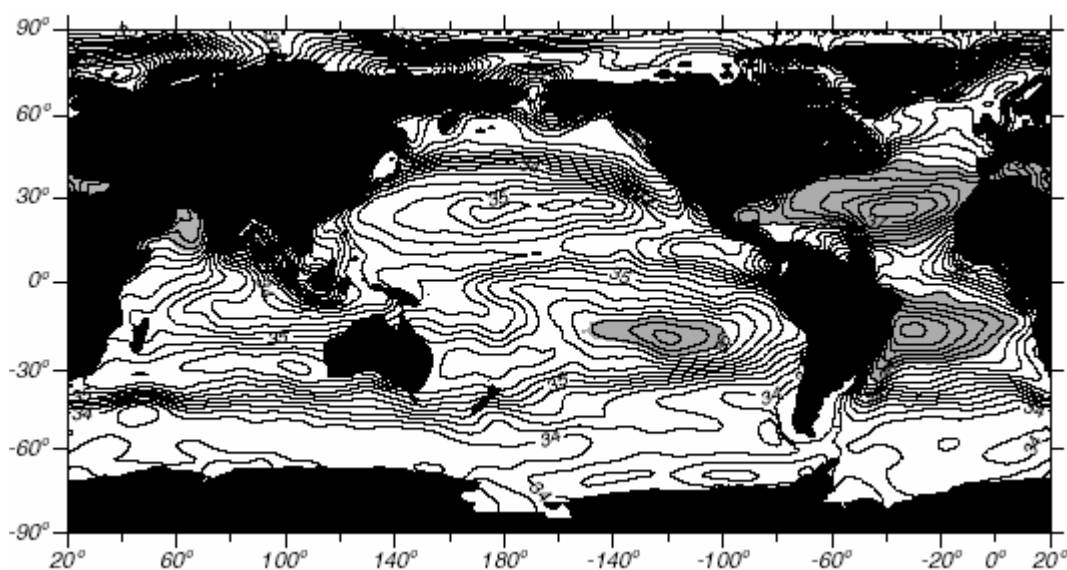
Σχήμα 2: Κατακόρυφη δομή της θερμοκρασίας στον Ατλαντικό ωκεανό.

Η επιφανειακή ζώνη οριοθετείται από την θαλάσσια επιφάνεια και την ισόθερμη των 10°C και επηρεάζεται από την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία και γενικότερα από τα μετεωρολογικά φαινόμενα. Η ζώνη του θερμοκλινούς βρίσκεται ανάμεσα στην ισόθερμη των 10°C και των 4°C . Χαρακτηρίζεται από την απότομη μείωση της θερμοκρασίας. Η βαθύτερη ζώνη εκτείνεται από την ισόθερμη των 4°C έως τον πυθμένα. Η κυκλοφορία του νερού στη ζώνη αυτή είναι περιορισμένη και οφείλεται σε διαφορές πυκνότητας.

Αλατότητα (salinity)

Η αλατότητα του νερού ορίζεται ως η ποσότητα στερεών σε γρ που περιέχεται σε 1 Kgρ θαλασσινού νερού, όταν όλα τα ανθρακικά μετατραπούν σε οξείδια, τα ιόντα βρωμίου και ιωδίου αντικατασταθούν από ιόντα χλωρίου και όλο το οργανικό περιεχόμενο οξειδωθεί πλήρως. Η αλατότητα εκφράζεται ως ποσοστό στα χίλια (‰) ή σε μονάδες psu (practical salinity units) (Τσιρτσής, 2003). Στο μεγαλύτερο ποσοστό του θαλάσσιου νερού η αλατότητα κυμαίνεται μεταξύ 34,5 και 35,0 psu.

Η επιφανειακή κατανομή της αλατότητας στην θάλασσα εξαρτάται από την εξάτμιση και τις κατακρημνίσεις. Και εδώ η κατανομή εμφανίζεται με μορφή ζωνών (σχ.3). Η αλατότητα στις περιοχές με μέσο γεωγραφικό πλάτος είναι αυξημένη λόγω μεγάλης εξάτμισης, ενώ είναι μικρότερη στον ισημερινό λόγω βροχοπτώσεων και σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη λόγω της παρουσίας των πάγων. Επιπλέον, στις παράκτιες περιοχές η αλατότητα επηρεάζεται από τις απορροές από την χέρσο.



Σχήμα 3: Μέση ετήσια επιφανειακή κατανομή αλατότητας (Levitus, 1982).

Η αλατότητα δεν παρουσιάζει ιδιαίτερη κατακόρυφη μεταβολή. Αν όμως παρουσιαστεί απότομη μεταβολή σε κάποια ζώνη αυτή ονομάζεται αλοκλινές (halocline).

Πυκνότητα (density)

Σημαντικές κινήσεις του νερού της θάλασσας οφείλονται σε διαφορές πυκνότητας. Συχνά λόγω της αλληλεπίδρασης θάλασσας-ατμόσφαιρας σχηματίζονται μάζες νερού υψηλής πυκνότητας στην επιφάνεια με αποτέλεσμα αυτές να κινηθούν προς τα κάτω εκτοπίζοντας μάζες χαμηλότερης πυκνότητας. Οι κινήσεις του είδους αυτού χαρακτηρίζονται ως θερμοαλατικές.

Η πυκνότητα ρ του θαλασσινού νερού δεν μετριέται απ' ευθείας αλλά υπολογίζεται από τις τιμές της θερμοκρασίας T , της αλατότητας S και της πίεσης p μέσω της καταστατικής εξίσωσης. Έτσι, η πυκνότητα δίδεται από εξισώσεις του τύπου:

$$\rho = \rho_0 + \alpha \times (T - T_0) + \beta \times (S - S_0) + \kappa \times p$$

όπου α, β, κ είναι σταθερές και T_0, S_0, ρ_0 είναι τιμές αναφοράς της θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας αντίστοιχα. Η παραπάνω εξίσωση αποτελεί την απλούστερη μορφή της εξίσωσης κατάστασης. Συνθετότερες εξισώσεις περιλαμβάνουν μεγαλύτερο αριθμό μη γραμμικών όρων (Τσιρτσίης, 2003).

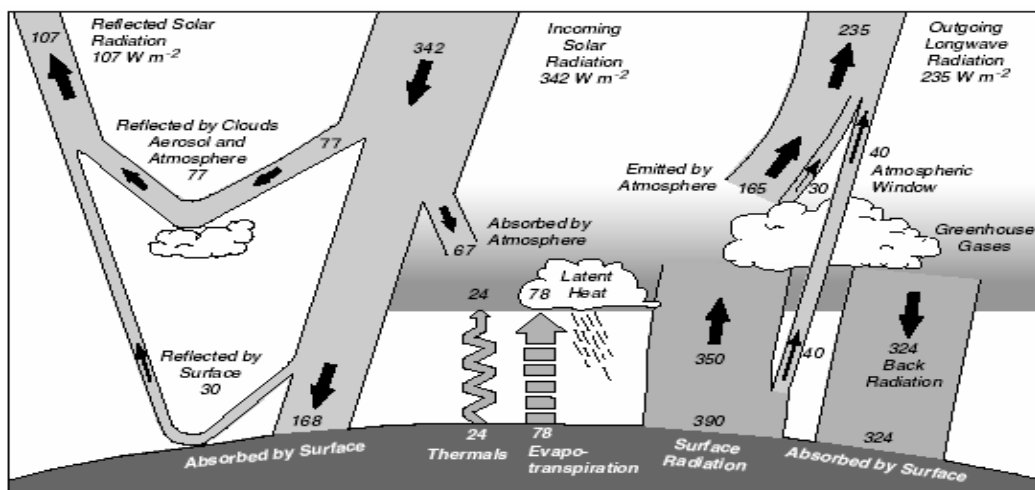
Η πυκνότητα της θάλασσας διαφοροποιείται ανάλογα με την περιοχή αλλά και με το βάθος βάσει των κατανομών θερμοκρασίας και αλατότητας της κάθε περιοχής. Ζώνη στην οποία παρατηρείται απότομη μεταβολή της πυκνότητας ονομάζεται πυκνοκλινές (pycnocline).

Ανταλλαγές ενέργειας

Οι ενεργειακές ανταλλαγές μεταξύ ατμόσφαιρας και θάλασσας είναι συνεχείς. Η ενέργεια που συσσωρεύεται στους ωκεανούς απελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα κυρίως μέσω της εξάτμισης και της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος. Αντίστοιχα, η θάλασσα απορροφά το μισό περίπου ποσοστό της ηλιακής ενέργειας που φτάνει στη γη. Η θερμότητα που συγκεντρώνεται στους ωκεανούς μεταφέρεται μέσω των ωκεάνιων ρευμάτων (Stewart, 2003).

Η ενέργεια εκφράζεται ως ρυθμός ροής θερμότητας και έχει μονάδες W / m^2 . Για μια θαλάσσια περιοχή το θερμικό ισοζύγιο για ένα χρονικό διάστημα θεωρείται μηδέν (Τσιρτσίης, 2003), δηλαδή η ολική ενέργεια που εισρέει και εκρέει από τη θάλασσα πρέπει να είναι μηδέν (σχ.4):

$$Q_s + Q_b + Q_e + Q_h + Q_u = 0$$



Σχήμα 4. Μέση ετήσια ακτινοβολία και θερμική ισορροπία της γης.

Οι σημαντικότεροι όροι του θερμικού ισοζυγίου είναι οι εξής:

α) ηλιακή ενέργεια Q_s : Είναι ο ρυθμός εισροής ηλιακής ενέργειας στην επιφάνεια της θάλασσας και η τιμή της εξαρτάται από το ύψος του ήλιου πάνω από τον ορίζοντα, το μήκος της ημέρας, την ώρα της ημέρας, το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή. Επιπλέον, εξαρτάται από τη νεφοκάλυψη μιας περιοχής, γιατί τα σύννεφα

απορροφούν και διασκορπίζουν την ακτινοβολία, καθώς και από την παρουσία αερίων που απορροφούν ακτινοβολία σε συγκεκριμένα μήκη κύματος. Ακόμα, ένα ποσοστό της ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας δεν απορροφάται αλλά ανακλάται από αυτή. Ο κυματισμός μειώνει το ποσοστό της ανάκλασης.

β) ενέργεια ακτινοβολίας Q_b : Εκφράζει τη ροή ενέργειας από τη θάλασσα, η οποία ως μελανό σώμα ακτινοβολεί. Το ποσό αυτής της ενέργειας εξαρτάται κυρίως από την περιεκτικότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα, γιατί η αύξηση της υγρασίας εμποδίζει τη διαφυγή της ακτινοβολίας.

γ) ενέργεια εξάτμισης /συμπύκνωσης Q_e : Είναι ο ρυθμός ροής ενέργειας από τη θάλασσα προς την ατμόσφαιρα λόγω εξάτμισης και αντίστροφα από την ατμόσφαιρα προς τη θάλασσα λόγω συμπύκνωσης. Η εξάτμιση είναι αυτή που συνήθως υπερτερεί. Το ποσό της ενέργειας επηρεάζεται κυρίως από την ταχύτητα του ανέμου και τη σχετική υγρασία.

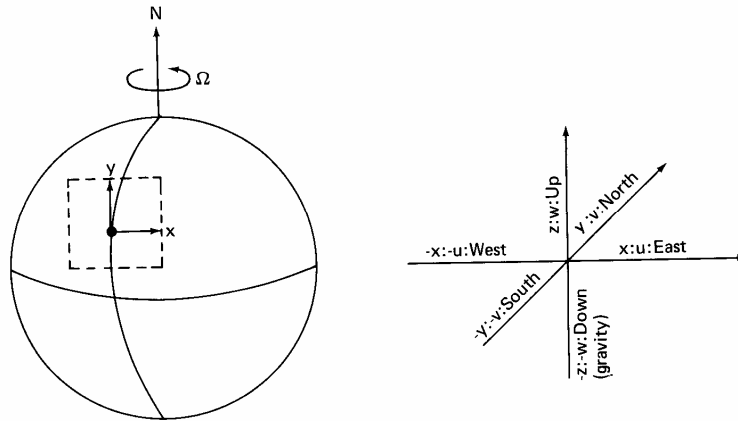
δ) ενέργεια δια αγωγής Q_h : Είναι ο ρυθμός ανταλλαγής ενέργειας μεταξύ θάλασσας-ατμόσφαιρας και οφείλεται στη διαφορά θερμοκρασίας. Εξαρτάται κυρίως από τις θερμοκρασίες των στρωμάτων των επιφανειών της θάλασσας και του αέρα και από την ταχύτητα του ανέμου.

ε) ενέργεια λόγω ρευμάτων Q_u : εκφράζει το ρυθμό μεταφοράς ενέργειας που οφείλεται στα θαλάσσια ρεύματα.

Εκτός από τις παραπάνω μορφές ενέργειας υπάρχουν και άλλες μορφές όπως η ενέργεια των κυμάτων και η ενέργεια από χημικές αντιδράσεις. Συνήθως, όμως, θεωρούνται αμελητέες.

1.1.3 Σύστημα Συντεταγμένων

Η κίνηση του θαλασσινού νερού, όπως προαναφέρθηκε, εκφράζεται μέσω της Νευτώνειας μηχανικής. Το σύστημα συντεταγμένων που χρησιμοποιείται συνήθως για την περιγραφή των εξισώσεων κίνησης των θαλασσών είναι το καρτεσιανό. Κατά συνθήκη ο άξονας x έχει διεύθυνση Ανατολής-Δύσης με θετική φορά προς την Ανατολή, ο y έχει διεύθυνση Βορρά-Νότου με θετική φορά προς το Βορρά και ο z έχει κατακόρυφη διεύθυνση με φορά προς τα πάνω (σχ.5).



Σχήμα 5: Τα χαρακτηριστικά του τρισσορθογώνιου συστήματος αξόνων που χρησιμοποιείται για την περιγραφή των κινήσεων του νερού στην ωκεανογραφία (Τσιρτσής, 2003).

1.1.4 Δυνάμεις

Οι βασικότερες δυνάμεις που δρουν πάνω στις θαλάσσιες μάζες και επηρεάζουν την κίνησή τους είναι:

Δύναμη βαθμίδας υδροστατικής πίεσης

Η δύναμη βαθμίδας υδροστατικής πίεσης είναι η δύναμη που ασκείται στα σωματίδια του νερού όταν η επιφάνεια της θάλασσας (ή γενικότερα ενός υγρού) παρουσιάζει κλίση. Τότε, λόγω διαφοράς πίεσης που δημιουργείται μεταξύ δύο σημείων, ασκείται μια δύναμη της μορφής:

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p, \quad p: \text{η υδροστατική πίεση} \quad (1.1)$$

Αναλυτικά στους τρεις άξονες γράφεται:

$$\begin{aligned} \text{άξονας } x: \quad \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \text{άξονας } y: \quad \frac{dv}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \text{άξονας } z: \quad \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (1.2)$$

Δύναμη Coriolis

Η δύναμη Coriolis είναι μια φαινομενική δύναμη η οποία λαμβάνεται υπόψη στη μελέτη μιας κίνησης όταν ως σύστημα αναφοράς χρησιμοποιείται η γη. Ένα σώμα που κινείται με σταθερή ταχύτητα δείχνει να αλλάζει διεύθυνση όταν παρατηρείται από ένα περιστρεφόμενο σύστημα συντεταγμένων, όπως είναι η γη. Η αλλαγή αυτή αποδίδεται σε μια ψευδοδύναμη, την Coriolis.

Η επιτάχυνση της δύναμης Coriolis στους τρεις άξονες περιγράφεται ως εξής:

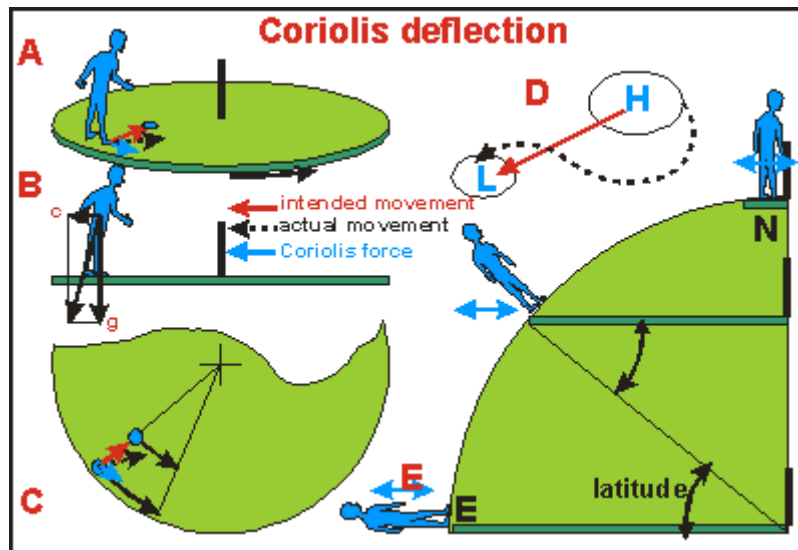
$$\begin{aligned} \text{άξονας } x: \frac{du}{dt} &= f \cdot v \\ \text{άξονας } y: \frac{dv}{dt} &= -f \cdot u \\ \text{άξονας } z: \frac{dw}{dt} &= 2 \cdot \Omega \cdot u \cdot \cos \theta \end{aligned} \quad (1.3)$$

όπου $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \theta$ και ονομάζεται σταθερά Coriolis

Ω : η γωνιακή ταχύτητα της γης

θ : το γεωγραφικό πλάτος

Η επιτάχυνση που προκαλεί η δύναμη Coriolis είναι σχετικά μικρή και η διεύθυνση της δύναμης είναι πάντα κάθετη στην ταχύτητα του κινούμενου ρευστού (Τσιρτσής, 2003) (σχ.6).



Σχήμα 6: Η φαινομενική δύναμη Coriolis και η διεύθυνσή της ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος. Είναι πάντα κάθετη στην ταχύτητα κίνησης.

Δύναμη βαρύτητας

Η επιτάχυνση g που προκαλεί η δύναμη της βαρύτητας στις θαλάσσιες μάζες έχει πάντα διεύθυνση τον άξονα z του συστήματος συντεταγμένων και αρνητική φορά. Η τιμή της εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος κάθε περιοχής και την φυγόκεντρο επιτάχυνση της γης:

$$g = g_f - \Omega \times (\Omega \times R) \quad (1.4)$$

όπου $g_f = \frac{GM}{R^2}$ είναι η δύναμη ανά μονάδα μάζας που οφείλεται στη βαρύτητα

και $\Omega \times (\Omega \times R)$ είναι η φυγόκεντρος επιτάχυνση (Stewart, 2003).

Αλλαγές που μπορεί να συμβούν στη βαρυτική δύναμη οφείλονται στη σχετική θέση του ήλιου και της σελήνης ως προς τη γη και δημιουργούν παλίρροιας και ανάμιξη στις θαλάσσιες μάζες.

Δυνάμεις τριβής

Οι δυνάμεις τριβής που αναπτύσσονται κατά την κίνηση του θαλασσινού νερού οφείλονται στις εσωτερικές προστριβές μεταξύ μορίων του που έχουν διαφορετικές ταχύτητες καθώς και στην τριβή του νερού με τα όρια (πυθμένας, ατμόσφαιρα, πλευρικά σύνορα). Η τριβή που οφείλεται στις προστριβές δύο συνεχόμενων στρωμάτων νερού όταν το ένα κινείται σε σχέση με το άλλο λέγεται ιξώδες ή μοριακή τριβή. Το ιξώδες δηλώνει τη μεταφορά ορμής που οφείλεται στη μηχανική μεταφορά διαφορετικών σωματίων από σημείο σε σημείο και στις δυνάμεις πίεσης που δρουν στο νερό. Επιπλέον, το ιξώδες προκαλεί σταθερή μεταφορά ορμής από σημεία που η ταχύτητα είναι μεγάλη σε αυτά που είναι μικρή (Serway, 1990).

Σε στοιχειώδη όγκο του νερού η επιτάχυνση λόγω των δυνάμεων μοριακής τριβής είναι: $\frac{dv}{dt} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 v$, όπου μ είναι ο συντελεστής δυναμικού ιξώδους. Η ποσότητα $\frac{\mu}{\rho}$

λέγεται κινηματικό ιξώδες και για το νερό είναι $10^{-6} m^2/s$.

Στη θάλασσα οι κινήσεις του νερού συνήθως δεν είναι στρωτές αλλά τυρβώδεις. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση της επιφάνειας επαφής μεταξύ των στρωμάτων του νερού και κατά συνέπεια την αύξηση των δυνάμεων τριβής. Το ιξώδες που αναπτύσσεται σε αυτές τις κινήσεις ονομάζεται τυρβώδες ιξώδες και εκφράζεται αντίστοιχα με το μοριακό ιξώδες, με διαφοροποίηση των συντελεστών:

$$\begin{aligned} \text{Άξονας } x: T(x) &= A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \text{Άξονας } y: T(y) &= A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ \text{Άξονας } z: T(z) &= A_h \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (1.5) \end{aligned}$$

Όπου A_h, A_h, A_z είναι οι συντελεστές τυρβώδους ιξώδους για τους άξονες x, y, z αντίστοιχα. Η τιμή των συντελεστών μεταβάλλεται ανάλογα με την κίνηση και στη θάλασσα συνήθως $A_h = 10^2 - 10^5 m^2/s$ και $A_z = 10^{-4} - 10^{-2} m^2/s$ (Τσιρτσής, 2003).

1.1.5 Εξισώσεις διατήρησης

Βασικές εξισώσεις για την κατανόηση της κίνησης των θαλασσιών μαζών θεωρούνται οι εξισώσεις διατήρησης της μάζας και της αλατότητας:

➤ Η εξίσωση της συνέχειας αποτελεί θεμελιώδη εξίσωση της δυναμικής των ρευστών και εκφράζει τη διατήρηση της μάζας.

Έστω στοιχειώδης όγκος V_0 στο εσωτερικό του νερού.

Αν η πυκνότητα είναι ρ , τότε η μάζα m του νερού είναι ίση με την πυκνότητα επί τον όγκο, δηλαδή: $\int \rho \cdot dV$, όπου η ολοκλήρωση γίνεται στον όγκο V_0 .

Η μείωση της μάζας του νερού στον όγκο αυτό στη μονάδα του χρόνου είναι:

$$-\frac{\partial}{\partial t} \int \rho \cdot dV \quad (1.6)$$

Τώρα, αν θεωρηθεί στοιχειώδης επιφάνεια dF , η οποία περικλείει τον όγκο V_0 , τότε η μάζα του νερού που περνά μέσα από το dF στη μονάδα του χρόνου είναι $\rho \cdot v \cdot dF$ (Κατσούλης, 1990). Το μέγεθος του διανύσματος dF είναι ίσο με την περιοχή της στοιχειώδους επιφάνειας και η διεύθυνσή του κάθετη στην επιφάνεια και φορά θετική κατά σύμβαση (εκροές).

Έτσι, η ολική μάζα νερού που ρέει προς τα έξω του όγκου V_0 στη μονάδα του χρόνου είναι:

$$\oint \rho \cdot v \cdot dF \quad (1.7)$$

Εξισώνοντας τις εξισώσεις (1.6) και (1.7) έχουμε:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int \rho \cdot dV = -\oint \rho \cdot v \cdot dF \quad (1.8)$$

Από το θεώρημα Gauss ισχύει: $\oint \rho \cdot v \cdot dF = \int \text{div}(\rho \cdot v) dV$

Και η εξίσωση (1.8) γράφεται: $\int \left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \cdot v) \right] dV = 0 \quad (1.9)$

Επειδή η εξίσωση πρέπει να ισχύει για κάθε όγκο:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \cdot v) = 0 \quad (1.10)$$

Η εξίσωση αυτή λέγεται εξίσωση της συνέχειας ή εξίσωση διατήρησης της μάζας.

Αν η πυκνότητα του νερού παραμένει σταθερή τότε προκύπτει: $\nabla v = 0$.

Η εξίσωση της συνέχειας δηλώνει ότι σε μια κλειστή επιφάνεια που περικλείει όγκο V_0 και δεν υπάρχουν πηγές, η συνολική ροή μέσω της επιφάνειας θα είναι μηδέν, αφού όση ποσότητα νερού εισέρχεται μέσα από μια όψη της, άλλη τόση θα εξέρχεται από κάποια άλλη. Το αλγεβρικό άθροισμα, δηλαδή, εισροών και εκροών θα είναι μηδέν (Landau – Lifshitz, 1987).

➤ Σε αντιστοιχία με την εξίσωση της συνέχειας που εκφράζει τη διατήρηση της μάζας, είναι η εξίσωση διατήρησης του άλατος σε ένα στοιχειώδη όγκο του νερού:

$$\frac{\partial(S\rho)}{\partial t} + \text{div}(S \cdot \rho \cdot v) = 0, \text{ όπου } S \text{ είναι η αλατότητα} \quad (1.11)$$

Αν θεωρηθεί ότι η πυκνότητα παραμένει σταθερή η εξίσωση γράφεται:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (v \nabla) S = 0$$

Η εξίσωση αυτή αναφέρεται στη διατήρηση άλατος σε όγκο V_0 στον οποίο εισρέει και εκρέει μια ποσότητα νερού.

Εκτός όμως από τη ροή άλατος λόγω ροής νερού στον όγκο, μεταφορά άλατος παρατηρείται και εξαιτίας της διαφοράς συγκέντρωσης αλατότητας εσωτερικά και εξωτερικά του όγκου. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται μοριακή διάχυση και περιγράφεται:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = k_s \nabla^2 S .$$

Το φαινόμενο είναι ιδιαίτερα αργό. Στις περιπτώσεις όμως που στο νερό εμφανίζονται ακανόνιστες και τυχαίες κινήσεις των μορίων του, δηλαδή τυρβώδεις, οι διεργασίες της μοριακής διάχυσης επιταχύνονται γιατί αυξάνεται η επιφάνεια επαφής. Σε αυτή την περίπτωση το φαινόμενο αναφέρεται ως τυρβώδης διάχυση. Η μαθηματική της περιγραφή είναι ανάλογη με της μοριακής με διαφορετικούς όμως συντελεστές που ονομάζονται συντελεστές τυρβώδους διάχυσης. Οι τιμές των συντελεστών αυτών διαφοροποιούνται ανάλογα με την κίνηση και εξαρτώνται από αυτή. Στη θάλασσα οι συντελεστές στην οριζόντια κίνηση είναι της τάξης $A_h = 10^{-1} - 10^3 \text{ m}^2 / \text{s}$ και στην κατακόρυφη $A_z = 10^{-4} - 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$ (Τσιρτσής, 2003).

Επιπλέον, επειδή οι όροι της μοριακής διάχυσης είναι πολύ μικρότεροι από αυτούς της τυρβώδους, στην περίπτωση της θάλασσας δεν υπολογίζονται στην εξίσωση διατήρησης του άλατος, η οποία τελικά παίρνει την μορφή:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -(v \nabla) S + A \nabla^2 S \quad (1.12)$$

όπου A το διάνυσμα των συντελεστών τυρβώδους διάχυσης.

1.1.6 Εξισώσεις κίνησης

Η κίνηση των θαλασσιών μαζών περιγράφεται από τις εξισώσεις διατήρησης, που προαναφέρθηκαν και τις εξισώσεις κίνησης, που περιγράφονται ως εξής:

Έστω κάποιος όγκος στο νερό.

Η δύναμη που δρα πάνω στον όγκο είναι ίση με το ολοκλήρωμα $-\oint p \cdot dF$ της πίεσης πάνω στην επιφάνεια του όγκου.

Και από το θεώρημα Green ισχύει: $-\oint p \cdot dF = -\int \text{grad}p \cdot dV$

Ακόμα, η δύναμη $-\text{grad}p$ είναι ίση με το γινόμενο της μάζας ανά μονάδα όγκου ρ με την επιτάχυνση $\frac{dv}{dt}$. Δηλαδή, $-\text{grad}p = \rho \cdot \frac{dv}{dt}$ (1.13)

Η επιτάχυνση $\frac{dv}{dt}$ δηλώνει τη μεταβολή της ταχύτητας ενός δοσμένου σωματίου νερού. Η μεταβολή αυτή πραγματοποιείται:

α. ως προς το χρόνο dt για σταθερό σημείο (x,y,z) και είναι $\left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)dt$

β. ως προς δύο διαφορετικά σημεία. Αν $dr=(dx,dy,dz)$ η απόσταση μετακίνησης του δοσμένου σωματίου στο χρόνο dt , η μεταβολή αυτή θα είναι:

$$(dr \cdot \text{grad})v = dx \frac{\partial v}{\partial x} + dy \frac{\partial v}{\partial y} + dz \frac{\partial v}{\partial z}$$

Έτσι, η συνολική μεταβολή της ταχύτητας είναι:

$$dv = \left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)dt + (dr \cdot \text{grad})v \quad (1.14)$$

$$\eta \quad \frac{\partial v}{\partial t} + v \text{grad}v = -\frac{1}{\rho} \text{grad}p \quad (1.15)$$

Η εξίσωση αυτή ονομάζεται εξίσωση Euler και αποτελεί τη θεμελιώδη εξίσωση της κίνησης του νερού και γενικότερα των ρευστών (Landau – Lifshitz, 1987).

Η παραπάνω εξίσωση αναφέρεται σε ιδανικό ρευστό. Προσθέτοντας σε αυτή τους όρους της τριβής, της βαρύτητας και της δύναμης Coriolis προκύπτει η γενική εξίσωση κίνησης των ρευστών, που στους τρεις άξονες αναλύεται:

$$\text{Άξονας x:} \quad \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + X$$

$$\text{Άξονας y:} \quad \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + Y \quad (1.16)$$

$$\text{Άξονας z:} \quad \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos \varphi - g + Z$$

όπου X, Y, Z είναι οι συνιστώσες της τριβής.

Οι παραπάνω εξισώσεις ονομάζονται Navier-Stokes. Η πυκνότητα έχει θεωρηθεί σταθερή γιατί το θαλασσινό νερό μπορεί να θεωρηθεί ασυμπίεστο σύμφωνα με την προσέγγιση Boussinesq (Stewart, 2003).

1.1.7 Αριθμός Reynolds

Η επίλυση του συστήματος των εξισώσεων κίνησης της θάλασσας (ή ενός ρευστού γενικότερα) αποτελεί ένα πρόβλημα ιξώδους ροής που οι λύσεις του δεν θα πρέπει να υπακούουν μόνο στις εξισώσεις της δυναμικής των ρευστών αλλά θα πρέπει να είναι σταθερές, δηλαδή κάθε μικρή αναταραχή που προκύπτει θα πρέπει να μειώνεται με την πάροδο του χρόνου.

Όταν τα στρώματα ενός ρευστού με ιξώδες, όπως το νερό, ρέουν στρωτά το ένα πάνω στο άλλο, η ροή λέγεται στρωτή. Τότε ισχύει $curl\ v = 0$ και το πεδίο ταχυτήτων ονομάζεται αστρόβιλο (Serway, 1990). Οι όροι του πρώτου μέλους των εξισώσεων κίνησης είναι μη γραμμικοί με αποτέλεσμα μια μικρή ανατάραξη της ταχύτητας να μπορεί να δημιουργήσει ένα ακονόνιστο πεδίο ταχυτήτων (στροβιλίο). Η αστάθεια του συστήματος που δημιουργείται αντισταθμίζεται από την δύναμη της τριβής.

Σε μεγάλες ταχύτητες η ροή μεταβάλλεται και από στρωτή γίνεται ακανόνιστη και τυχαία, δηλαδή τυρβώδης. Η ταχύτητα στην οποία αρχίζει η τυρβώδης ροή εξαρτάται από το ιξώδες του ρευστού και τη γεωμετρία του περιβάλλοντος του. Από πειράματα έχει διαπιστωθεί ότι η αρχή της τυρβώδους ροής περιγράφεται από μία παράμετρο που λέγεται αριθμός του Reynolds:

$$\text{Re} = \frac{u \frac{\partial u}{\partial x}}{k_s \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}} \cong \frac{UL}{k_s} \quad (1.17)$$

με U μία τυπική ταχύτητα και L μία τυπική απόσταση (Τσιρτσής, 2003).

Ο αριθμός Reynolds παίρνει διαφορετικές τιμές για κάθε τύπο ροής. Στην περίπτωση της θάλασσας ο αριθμός συνήθως είναι μεγάλος, επιτρέποντας έτσι την παράλειψη των όρων της τριβής από τις εξισώσεις κίνησης.

1.2 Μοντέλα προσομοίωσης θαλάσσιας κυκλοφορίας

Οι εξισώσεις της θαλάσσιας κυκλοφορίας είναι δύσκολο να επιλυθούν αναλυτικά λόγω των μη γραμμικών όρων τους, της τύρβης και της περιγραφής των συνοριακών συνθηκών. Η επίλυσή τους επιτυγχάνεται με την ανάπτυξη αριθμητικών μοντέλων.

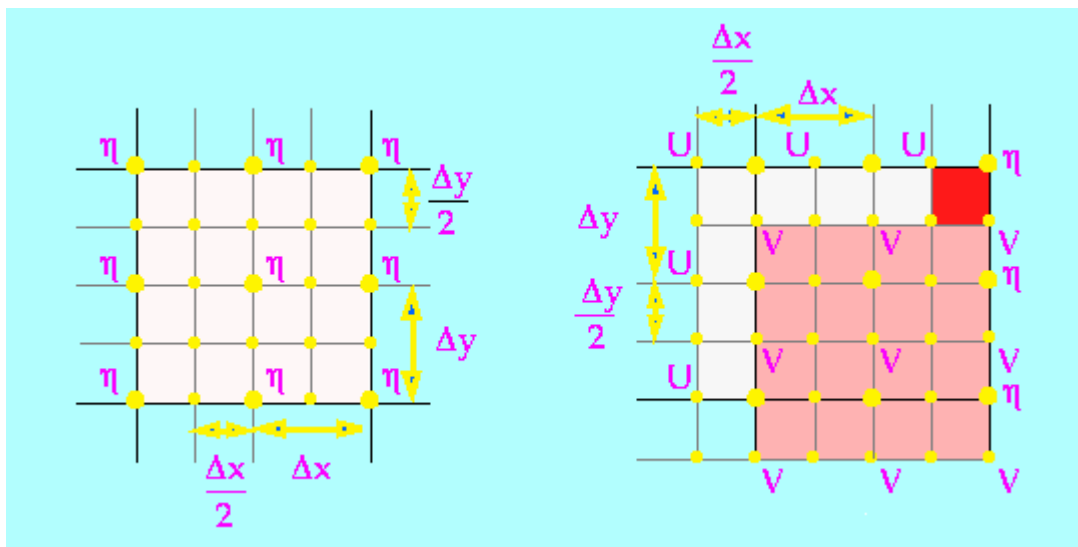
Η αριθμητική προσομοίωση της ωκεάνιας κυκλοφορίας είναι σημαντικό εργαλείο για την καλύτερη κατανόηση των θαλασσιών διεργασιών. Η δημιουργία του μοντέλου στηρίζεται στην καλή περιγραφή των φυσικών διεργασιών και έχει στόχο την περιγραφή των μεταβαλλόμενων φυσικών χαρακτηριστικών της θάλασσας (θερμοκρασία, αλατότητα, πυκνότητα, θαλάσσια ρεύματα) για κάποια περιοχή.

Τα αριθμητικά υδροδυναμικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται αναπτύσσονται σε διάφορες χωρικές (ωκεανός, ημίκλειστη λεκάνη κ.τ.λ.) και χρονικές κλίμακες. Ανάλογα με την περιοχή μελέτης και το σκοπό μιας προσομοίωσης χρησιμοποιείται το κατάλληλο μοντέλο.

1.2.1 Διακριτοποίηση

Για την ανάπτυξη ενός αριθμητικού μοντέλου απαιτείται η διακριτοποίηση της περιοχής μελέτης και η μετατροπή των εξισώσεων κίνησης σε μορφή πεπερασμένων διαφορών. Στην ανάπτυξη των τρισδιάστατων υδροδυναμικών μοντέλων χρησιμοποιείται συνήθως το βηματικό πλέγμα τύπου Arakawa C. Υπάρχουν και άλλα είδη πλεγμάτων π.χ. A,B,E τα οποία διαφέρουν στον τρόπο που διατάσσονται οι παράμετροι στο πλέγμα (Νίττης – Χρόνης, 2002).

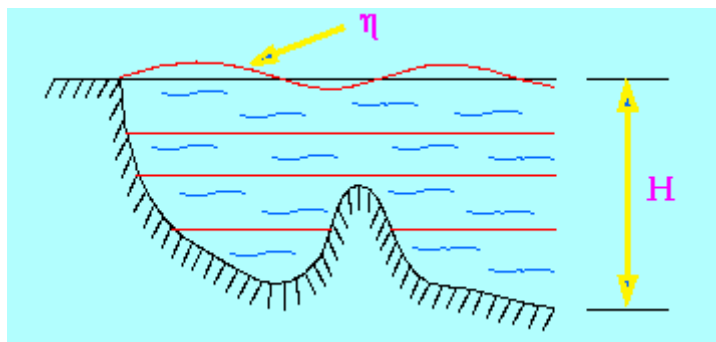
Σε ένα C πλέγμα οι ποσότητες του βάθους (H) και της ανύψωσης (η) ορίζονται στο κέντρο του grid, ενώ η συνισταμένη της ταχύτητας u μετατοπίζεται μισό grid δεξιά και η συνισταμένη της ταχύτητας v μισό grid πάνω από το κέντρο του (Ocean Models, 1995) (σχ.7).



Σχήμα 7: Διάταξη των η, u, v σε ένα C grid.

Η βασική όμως διαφορά στα υδροδυναμικά μοντέλα αφορά την κατακόρυφη διακριτοποίηση στην οποία χρησιμοποιούνται τρεις διαφορετικοί τύποι συντεταγμένης: η συντεταγμένη z (γεωδυναμική), η σ -συντεταγμένη και η ισόπυκνη (isopycnal).

Η συντεταγμένη z είναι αυτή του ορθοκανονικού συστήματος συντεταγμένων και χρησιμοποιείται στα περισσότερα μοντέλα μέχρι σήμερα. Διακριτοποιεί το χώρο σε στοιχειώδη παραλληλεπίπεδα (σχ.8) και χρησιμοποιείται κυρίως για την προσομοίωση μεγάλων θαλάσσιων περιοχών (ωκεανού).

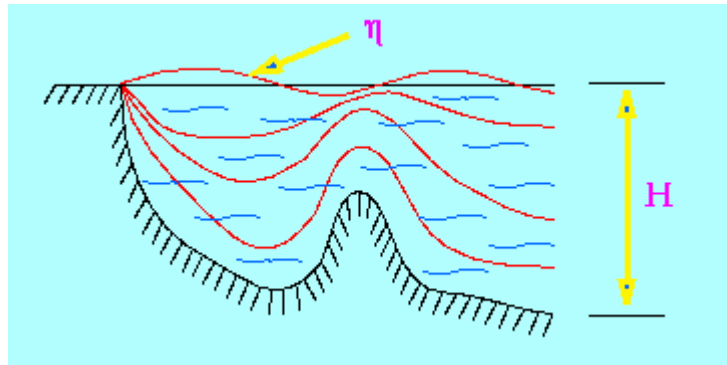


Σχήμα 8: Κατακόρυφη διακριτοποίηση μοντέλων z συντεταγμένης. Η περιοχή μελέτης διακριτοποιείται σε στοιχειώδη παραλληλεπίπεδα.

Το σύστημα σ -συντεταγμένων διατηρεί τις συντεταγμένες x, y , ενώ στον κατακόρυφο άξονα η z μετασχηματίζεται σε σ όπου: $\sigma = \frac{z-n}{D}$ με $D=H+n$ το ύψος της στήλης νερού, H το βάθος και n η ανύψωση της επιφάνειας. Το σ κυμαίνεται από 0 για $z=n$ μέχρι -1 για $z=-H$. Έτσι μετασχηματίζεται από ένα (x,y,z,t) σύστημα συντεταγμένων σε ένα (x,y,σ,t) σύστημα.

Ο μετασχηματισμός αυτός χρησιμοποιείται για την καλύτερη περιγραφή της τοπογραφίας των παράκτιων περιοχών (Νίττης – Χρόνης, 2002). Τα μοντέλα με z συντεταγμένη εφαρμόζονται σε εξιδανικευμένα ορθογώνια και με ομοιομορφία σε βάθος. Ο πυθμένας, όμως, μιας θαλάσσιας περιοχής έχει περίπλοκη γεωμετρία και το βάθος του ξεκινά από λίγα μέτρα και καταλήγει σε μερικά χιλιόμετρα. Κατά συνέπεια, η στήλη του νερού είναι δύσκολο να αναλυθεί εξίσου καλά και σε ρηχά και σε βαθιά μέρη μιας λεκάνης προσομοίωσης, αφού ο αριθμός των κάθετων επιπέδων είναι περιορισμένος (λόγω λειτουργικότητας χρόνου προσομοίωσης). Έτσι, σε παράκτια τμήματα δεν μπορεί να προσομοιωθεί ικανοποιητικά η τοπογραφία τους.

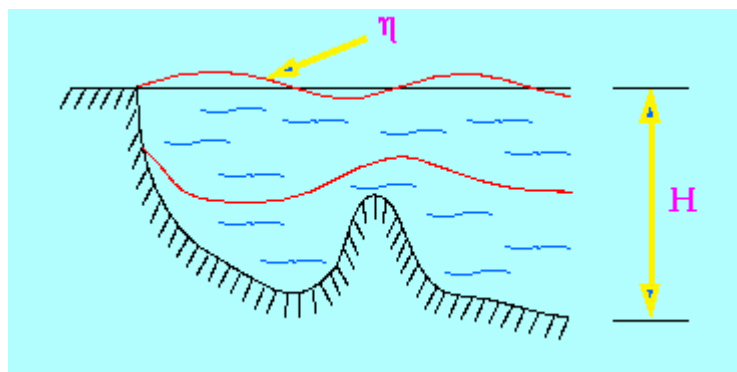
Η εισαγωγή της σ -συντεταγμένης επιτυγχάνει μια καλύτερη προσομοίωση της θαλάσσιας λεκάνης γιατί προσαρμόζει το μοντέλο στην τοπογραφία της υπό μελέτη περιοχής (σχ.9).



Σχήμα 9: Κατακόρυφη διακριτοποίηση μοντέλων σ -συντεταγμένης. Ο αριθμός των κάθετων επιπέδων είναι ίδιος σε όλη την περιοχή μελέτης ανεξάρτητα από το βάθος.

Σε ένα σύστημα σ -συντεταγμένων ο αριθμός των κάθετων επιπέδων στην στήλη νερού είναι ίδιος παντού, ανεξάρτητα από το βάθος της στήλης, σε αντίθεση με τη z συντεταγμένη που η ανάλυση σε βαθύτερα τμήματα προκαλεί απώλεια σε ρηχότερα. Το σύστημα σ -συντεταγμένων αναπαριστά το οριακό στρώμα του πυθμένα, αφού τα κάθετα επίπεδα προσαρμόζονται στην τοπογραφία της θαλάσσιας λεκάνης επιτυγχάνοντας μια επαρκή ανάλυση της περιοχής, ανεξάρτητα από το ύψος της στήλης νερού σε διαφορετικά σημεία (Ocean Models, 1995).

Ένα άλλο σύστημα συντεταγμένων είναι το x, y, ρ με ρ την πυκνότητα. Ένα μοντέλο που χρησιμοποιεί αυτές τις συντεταγμένες λέγεται ισόπυκνο (isopycnal model). Στην περίπτωση αυτή έχουμε αντικατάσταση του $\rho(z)$ με $z(\rho)$. Επειδή οι ισόπυκνες είναι επιφάνειες με σταθερή πυκνότητα, η οριζόντια ανάμιξη είναι πάντα σε σταθερής πυκνότητας επιφάνεια στο μοντέλο (σχ.10).

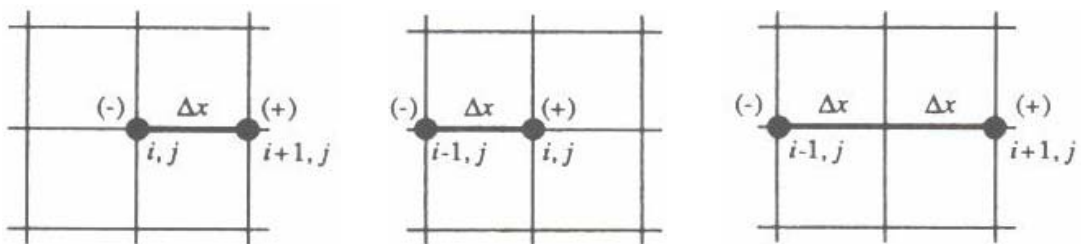


Σχήμα 10: Κατακόρυφη διακριτοποίηση μοντέλων ισόπυκνης συντεταγμένης.

1.2.2 Μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών

Για την ανάπτυξη των αριθμητικών υδροδυναμικών μοντέλων είναι απαραίτητη η μετατροπή των διαφορικών εξισώσεων κίνησης σε μορφή πεπερασμένων διαφορών (Versteeg – Malalasekera, 1995). Η ανάπτυξη αυτή μπορεί να επιτευχθεί με διάφορους τρόπους. Ενδεικτικά, η παράγωγος $\frac{\partial u}{\partial x}$ μπορεί να εκφραστεί:

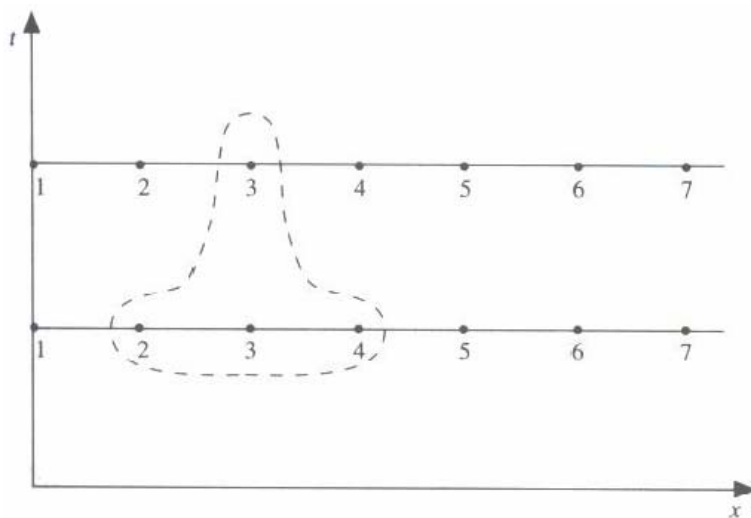
$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_{i,j} = \frac{u_{i+1,j} - u_{i,j}}{\Delta x} \quad \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_{i,j} = \frac{u_{i,j} - u_{i-1,j}}{\Delta x} \quad \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_{i,j} = \frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2\Delta x}$$



Σχήμα 11: Σχηματικά οι εκφράσεις των παραπάνω πεπερασμένων διαφορών.

Αν οι εξισώσεις γραφούν με μορφή πεπερασμένων διαφορών και θεωρώντας ότι οι μεταβλητές υπολογίζονται σε διακριτό χρόνο, είναι δυνατόν να επιλυθούν με αριθμητικές μεθόδους που περιλαμβάνουν δύο τεχνικές προσέγγισης: την explicit και την implicit (Anderson, 1995).

Με τον όρο explicit περιγράφεται μια μέθοδος σύμφωνα με την οποία όλοι οι όροι στο δεξί μέλος του συστήματος των εξισώσεων είναι γνωστοί σε όλα τα σημεία του πλέγματος από προηγούμενο χρονικό βήμα η και χρησιμοποιούνται για τον άμεσο υπολογισμό των μεταβλητών τη χρονική στιγμή η+1 (σχ.12).



Σχήμα 12: Απλή αναπαράσταση της μεθόδου πεπερασμένων διαφορών explicit. Για τον υπολογισμό του η+1 χρονικού βήματος χρησιμοποιούνται τα αποτελέσματα του η-οστού βήματος.

Για παράδειγμα, θεωρώντας την εξίσωση της θερμικής μετάδοσης $\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$ γραμμική με μορφή πεπερασμένων διαφορών :

$$\frac{T_i^{n+1} - T_i^n}{\Delta t} = \frac{a(T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n)}{(\Delta x)^2}$$

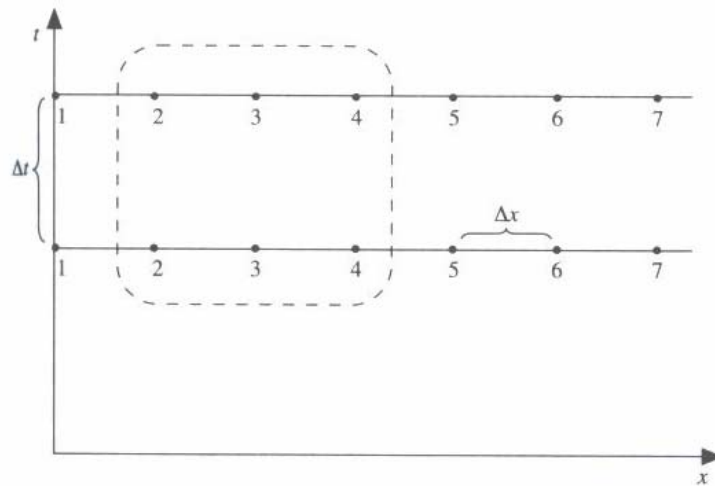
ή
$$T_i^{n+1} = T_i^n + a \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} (T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n)$$

ο άγνωστος T_i^{n+1} υπολογίζεται από τις γνωστές τιμές της χρονικής στιγμής n .

Ένας δεύτερος τρόπος περιγραφής της εξίσωσης με μορφή πεπερασμένων διαφορών

είναι :
$$\frac{T_i^{n+1} - T_i^n}{\Delta t} = a \frac{\frac{1}{2}(T_{i+1}^{n+1} + T_{i+1}^n) + \frac{1}{2}(-2T_i^{n+1} - 2T_i^n) + \frac{1}{2}(T_{i-1}^{n+1} + T_{i-1}^n)}{(\Delta x)^2}$$

Η μορφή αυτή ονομάζεται Crank-Nicolson. Σε αυτή την περίπτωση ο άγνωστος T_i^{n+1} περιγράφεται από τους γνωστούς όρους του χρονικού επιπέδου n αλλά και από άλλους άγνωστους της χρονικής στιγμής $n+1$. Επειδή η εξίσωση αυτή δεν μπορεί να επιλυθεί μόνη της, δημιουργείται ένα σύστημα εξισώσεων που υπολογίζει ταυτόχρονα τους αγνώστους $T_i^{n+1}, \forall i$. Αυτή η προσέγγιση ονομάζεται implicit (σχ.13).



Σχήμα 13: Μέθοδος πεπερασμένων διαφορών implicit. Οι άγνωστοι του n -οστού βήματος υπολογίζονται μαζί με αυτούς του βήματος $n+1$.

1.2.3 Υπάρχοντα μοντέλα

Το πρώτο τρισδιάστατο μοντέλο προσομοίωσης του παγκόσμιου ωκεανού αναπτύχθηκε από τον Kirk Bryan το 1969 και χρησιμοποιούσε τις βασικές εξισώσεις κίνησης με μορφή πεπερασμένων διαφορών και γραμμένες σε γεωδυναμικές (z) συντεταγμένες. Η βελτίωση της ισχύος των υπολογιστών κατά τη δεκαετία του 1980 ενίσχυσε την ανάπτυξη των αριθμητικών μοντέλων. Σήμερα χρησιμοποιούνται πολλά μοντέλα για τη θαλάσσια κυκλοφορία και επιλέγονται ανάλογα με την περιοχή μελέτης. Στη συνέχεια θα αναφερθούν κάποια αντιπροσωπευτικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται παγκοσμίως:

Αντιπροσωπευτικό μοντέλο που χρησιμοποιεί το ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων είναι το Modular Ocean Model (MOM) του Geophysical Fluid Dynamics Laboratory και αποτελεί μοντέλο εξέλιξης του κώδικα του Bryan. Είναι ένα τρισδιάστατο μοντέλο που χρησιμοποιεί πλέγμα τύπου B και τις βασικές εξισώσεις κίνησης σε συντεταγμένες x , y , z . Άλλα μοντέλα γεωδυναμικών συντεταγμένων είναι το Parallel Ocean Program (POP) και το Hamburg Ocean Primitive Equation (HOPE).

Τα πιο γνωστά μοντέλα που χρησιμοποιούν ισόπυκνη συντεταγμένη είναι το Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model (MICOM), το Hallberg Isopycnal Model (HIM) και το POSUM (Isopycnic Coordinate Ocean General Circulation Model). Το τελευταίο χρησιμοποιεί τις εξισώσεις κίνησης στην οριζόντια διακριτοποίηση σε πολικές συντεταγμένες.

Μοντέλα σ -συντεταγμένων είναι το Princeton Ocean Model (POM), το οποίο χρησιμοποιείται για τους σκοπούς της εργασίας, το S-Coordinate Rutgers University Model (SCRUM) και το Bergen Ocean Model.

Τέλος, υπάρχουν αριθμητικά υδροδυναμικά μοντέλα τα οποία χρησιμοποιούν και τους τρεις τύπους κατακόρυφης συντεταγμένης (z , σ , isopycnic) ανάλογα με τα τμήματα της υπό μελέτη περιοχής και ονομάζονται μοντέλα hybrid συντεταγμένης. Τέτοια μοντέλα είναι το Lamont Ocean – AML Model (LOAM), το Poseidon και το Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM).

Κεφάλαιο 2 - Στόχοι της εργασίας

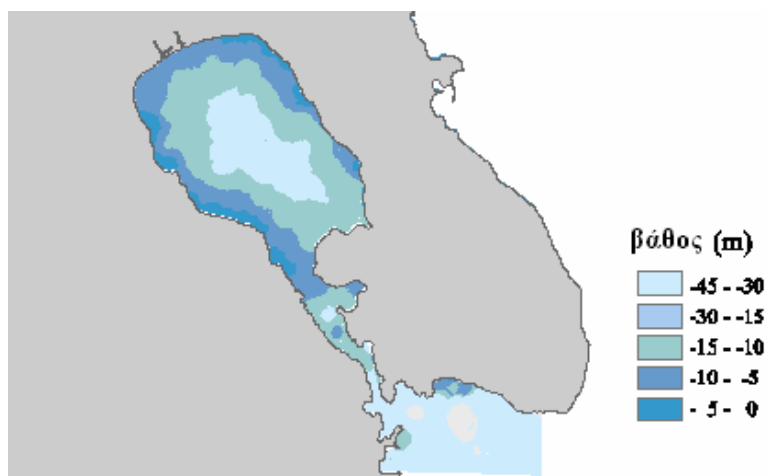
Κύριος στόχος της παρούσας εργασίας ήταν η προσομοίωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας στην περιοχή του κόλπου της Γέρας νήσου Λέσβου για ένα έτος, από τον Οκτώβριο 1996 έως τον Οκτώβριο 1997, χρονική περίοδο κατά την οποία υπήρχε διαθέσιμη πληροφορία πεδίου. Η αριθμητική προσομοίωση της κυκλοφορίας πραγματοποιήθηκε με την χρήση του αριθμητικού μοντέλου POM, το οποίο προσαρμόστηκε στις συνθήκες της υπό μελέτη περιοχής. Για τον έλεγχο της αξιοπιστίας του μοντέλου, έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με τις αντίστοιχες πειραματικές τιμές, τόσο με ποσοτικές όσο και με ποιοτικές μεθόδους.

Με εξασφαλισμένη την αξιοπιστία του μοντέλου, ως δευτερεύων στόχος τέθηκε η κατανόηση, περιγραφή και απεικόνιση της υδροδυναμικής κυκλοφορίας στον κόλπο Γέρας κατά τη διάρκεια του ετήσιου κύκλου.

Κεφάλαιο 3 – Μεθοδολογία

3.1 Η περιοχή μελέτης – περιγραφή του κόλπου Γέρας

Ο κόλπος της Γέρας βρίσκεται στη Λέσβο και είναι ο δεύτερος μεγαλύτερος σε μέγεθος φυσικός κόλπος του νησιού. Αποτελεί ένα ημίκλειστο θαλάσσιο οικοσύστημα, το οποίο επικοινωνεί με το Αιγαίο Πέλαγος μέσω ενός διαύλου στη νότια πλευρά του κόλπου. Το πλάτος του διαύλου κυμαίνεται μεταξύ 200m και 800m και το μήκος του είναι 6,5 Km (Αρχοντίσης, 1998). Η επιφάνεια του κόλπου είναι περίπου $43km^2$ και ο συνολικός του όγκος $0.9 \cdot 10^9 m^3$. Το μέσο βάθος του κόλπου είναι 10m και το μέγιστο βάθος του είναι 20m (σχ.14).



Σχήμα 14: Η βαθυμετρία του κόλπου της Γέρας στη Λέσβο.

Η λεκάνη απορροής που περιβάλλει τον κόλπο παρουσιάζει ένα πλούσιο υδρογραφικό δίκτυο μικρών ποταμών (χειμάρρων), οι οποίοι έχουν ροή κυρίως τους μήνες μεταξύ Νοεμβρίου και Απριλίου, όπου παρατηρείται μεγάλο ύψος βροχόπτωσης (Tsirtsis, Kitsiou, Nittis, Avagianou, 2003) (σχ.15). Οι σημαντικότεροι ποταμοί βρίσκονται στο δυτικό και βόρειο τμήμα του κόλπου με σημαντικότερο τον Ευεργέτουλα (Αρχοντίσης, 1998).



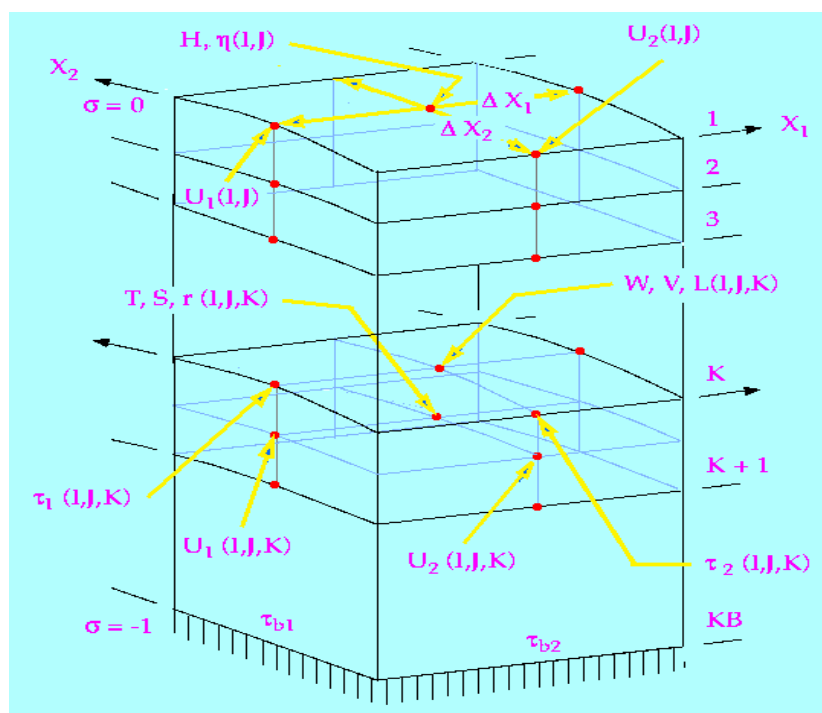
Σχήμα 15: Το υδρογραφικό δίκτυο της λεκάνης απορροής που περικλείει τον κόλπο Γέρας.

Η περιοχή γύρω από τον κόλπο καλύπτεται κατά 57% από ελαιόδεντρα και η μορφολογία της διαφοροποιείται μεταξύ του δυτικού και ανατολικού τμήματος. Το δυτικό τμήμα (έκταση 170 km^2) έχει ομαλό ανάγλυφο και σ' αυτό βρίσκονται πέντε χωριά με συνολικό πληθυσμό 7000 κατοίκους. Το ανατολικό τμήμα (έκταση 30 km^2) καλύπτεται κυρίως από ελαιώνες και το ανάγλυφό του παρουσιάζει απότομες πλαγιές.

Ο κόλπος της Γέρας αποτελεί μέρος της Λέσβου, η οποία χαρακτηρίζεται από το τυπικό κλίμα της ανατολικής Μεσογείου. Η ηλιοφάνεια του νησιού είναι μεγάλη ακόμα και το χειμώνα. Επιπλέον, το χειμώνα τα ποσοστά υγρασίας είναι υψηλά, ενώ ο μέσος όρος βροχόπτωσης είναι γενικά χαμηλός. Τα καλοκαίρια είναι ξηρά και χαρακτηρίζονται κυρίως από τους δυνατούς βορειοανατολικούς ανέμους (Tsirtsis, Kitsiou, Nittis, Avagianou, 2003) .

3.2 Περιγραφή του μοντέλου POM

Για τους σκοπούς της εργασίας χρησιμοποιείται το αριθμητικό υδροδυναμικό μοντέλο POM το οποίο αναπτύχθηκε από τους Mellor και Blumberg το 1987. Όπως προαναφέρθηκε, είναι ένα τρισδιάστατο μοντέλο σ -συντεταγμένης στο κατακόρυφο επίπεδο και ορθοκανονικό στο οριζόντιο. Το πλέγμα που χρησιμοποιεί είναι τύπου Arakawa C (Ocean Models, 1995) (σχ.16).



Σχήμα 16: Οι μεταβλητές τοποθετημένες σε ένα grid του μοντέλου POM. Στο κατακόρυφο επίπεδο χρησιμοποιείται σ - συντεταγμένη και στο οριζόντιο ορθογώνιες συντεταγμένες.

Οι επιφανειακές οριακές συνθήκες του μοντέλου είναι η τάση του ανέμου, οι θερμικές ροές και οι ροές νερού. Οι ροές αυτές μπορούν είτε να εισαχθούν απευθείας στο μοντέλο είτε να υπολογιστούν κατά τη διάρκεια της ολοκλήρωσης.

Το POM είναι μοντέλο ελεύθερης επιφάνειας γιατί η ανύψωση της στάθμης της θάλασσας είναι προγνωστική παράμετρος. Επιπλέον, προγνωστικές παράμετροι είναι η θερμοκρασία, η αλατότητα και η τυρβώδης κινητική ενέργεια.

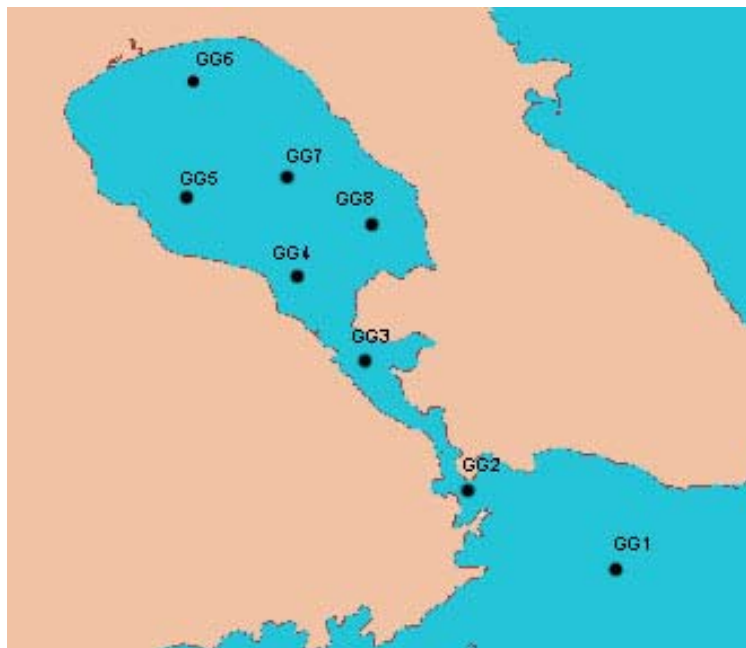
Το μοντέλο χρησιμοποιεί δύο διαφορετικά βήματα χρόνου για την επίλυση των δισδιάστατων και τρισδιάστατων εξισώσεων. Οι βαροκλιτικές εξισώσεις επιλύονται με μεγάλο βήμα χρόνου και με explicit τεχνική λόγω της πολυπλοκότητάς τους, ενώ ταυτόχρονα οι βαροτροπικές εξισώσεις χρησιμοποιούν implicit μέθοδο και προσφέρουν πρόγνωση της ανύψωσης της ελεύθερης επιφάνειας (Νίττης – Χρόνης, 2002).

Για την εφαρμογή του POM στην προσομοίωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας του κόλπου της Γέρας χρησιμοποιείται $100 \times 100m$ grid και στην κατακόρυφη διεύθυνση 11 σ-επίπεδα (Κολοβογιάννης, 2004).

3.3 Υφιστάμενη πληροφορία

Τα στοιχεία που χρησιμοποιούνται για την προσομοίωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας του κόλπου της Γέρας προέρχονται από εργασίες πεδίου κατά την περίοδο Οκτωβρίου 1996 – Οκτωβρίου 1997 (Αρχοντίσης, 1998).

Οι δειγματοληψίες έγιναν σε δίκτυο 8 σταθμών (σχ.17) και ήταν μηνιαίες. Από τους σταθμούς αυτούς οι έξι βρίσκονταν εσωτερικά του κόλπου, ένας στο διάυλο επικοινωνίας με την ανοιχτή θάλασσα και ο τελευταίος στην ανοιχτή θάλασσα, στην είσοδο του κόλπου.



Σχήμα 17: Οι 8 σταθμοί στους οποίους έγιναν οι μηνιαίες δειγματοληψίες στον κόλπο Γέρας την περίοδο Οκτωβρίου 1996 – Οκτωβρίου 1997.

Περίληπτικά στατιστικά στοιχεία της θερμοκρασίας και αλατότητας κατά την περίοδο 1996-1997, δίδονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1: Διακύμανση των τιμών θερμοκρασίας ($^{\circ}C$) και αλατότητας (psu) και η μέση τιμή τους (Tsirtsis, Kitsiou, Nittis, Avagianou, 2003) .

Παράμετρος	Θερμοκρασία	Αλατότητα
<i>Μέση τιμή</i>	17.37	39.11
<i>Τυπ. απόκλιση</i>	9.84-25.74	37.17-40.12

Κεφάλαιο 4 - Αποτελέσματα

4.1 Αξιολόγηση του μοντέλου

Τα αποτελέσματα του μοντέλου POM που αναπτύχθηκε συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες πειραματικές μετρήσεις που έγιναν στον κόλπο την περίοδο Οκτωβρίου 1996 – Οκτωβρίου 1997, τόσο ποιοτικά όσο και ποσοτικά. Η σύγκριση των τιμών του μοντέλου και των πειραματικών τιμών έδειξε την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων.

Η ποσοτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της θερμοκρασίας και της αλατότητας έγινε με την χρήση του δείκτη RMSE (Nittis, Zervakis, Perivoliotis, Papadopoulos, Chronis, 2001). Στον παρακάτω πίνακα αποτυπώνεται η τιμή του δείκτη για κάθε σταθμό δειγματοληψιών καθώς και για το σύνολο του κόλπου.

Πίνακας 2: Ο δείκτης RMSE για τη θερμοκρασία και την αλατότητα κάθε σταθμού δειγματοληψιών αλλά και για το σύνολο των σταθμών.

RMSE	θερμοκρασία	αλατότητα
GG2	0.86	0.27
GG3	0.58	0.21
GG4	0.12	0.06
GG5	0.10	0.16
GG6	0.22	0.15
GG7	0.62	0.17
GG8	0.37	0.10
σύνολο	0.53	0.18

Οι τιμές του δείκτη είναι ιδιαίτερα χαμηλές και κοντά στο μηδέν, αποδεικνύοντας έτσι ότι τα αποτελέσματα του μοντέλου βρίσκονται κοντά στις πραγματικές τιμές που παρατηρούνται στον κόλπο. Οι διαφοροποιήσεις μεταξύ των πειραματικών και υπολογιστικών τιμών παρουσιάζονται κυρίως στο δεύτερο δεκαδικό ψηφίο τους. Μεγαλύτερη απόκλιση παρουσιάζεται στο σταθμό GG2. Η μικρότερη απόκλιση παρατηρείται στο σταθμό GG5 για τη θερμοκρασία και στον GG4 για την αλατότητα.

Ένας δεύτερος αντίστοιχος δείκτης για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων είναι ο BIAS (Nittis, Zervakis, Perivoliotis, Papadopoulos, Chronis, 2001). Και με τη χρήση του δείκτη BIAS διαπιστώνεται ότι τα υπολογιστικά αποτελέσματα αποτυπώνουν ρεαλιστικά την κυκλοφορία του κόλπου. Τα μεγέθη κατά σταθμό και συνολικά εμφανίζονται στον πίνακα 3.

Πίνακας 3: Οι τιμές του δείκτη BIAS για τη θερμοκρασία και την αλατότητα κάθε σταθμού και του συνόλου των σταθμών δειγματοληψιών.

BIAS	θερμοκρασία	αλατότητα
GG2	-0.01	0.01
GG3	0.16	0.08
GG4	0.06	-0.01
GG5	0.02	0.02
GG6	0.08	-0.04
GG7	-0.07	-0.03
GG8	0.08	-0.03
σύνολο	0.04	0.00

Οι πίνακες της ποιοτικής αξιολόγησης των αποτελεσμάτων για κάθε μήνα και για κάθε σταθμό δειγματοληψίας παρατίθενται στο παράρτημα Ι.

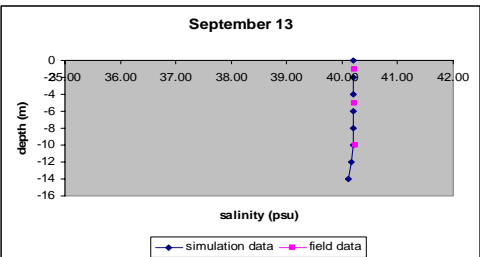
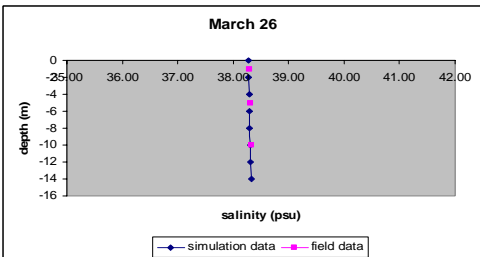
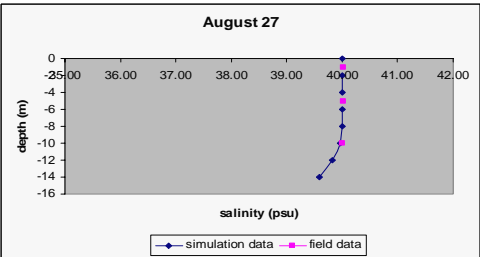
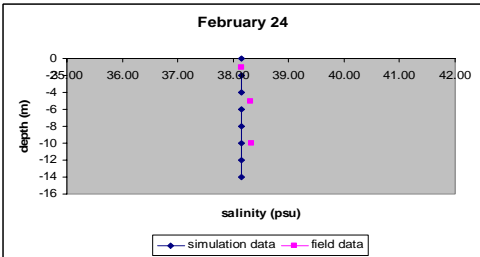
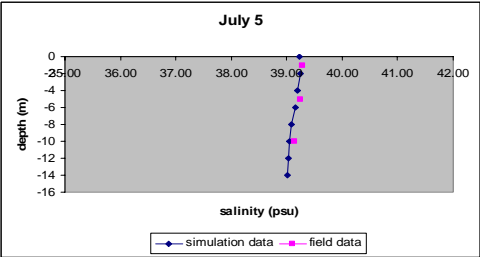
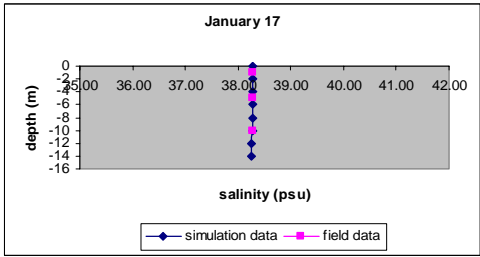
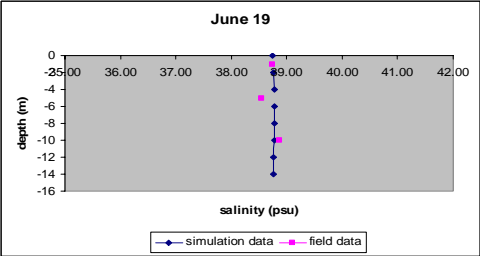
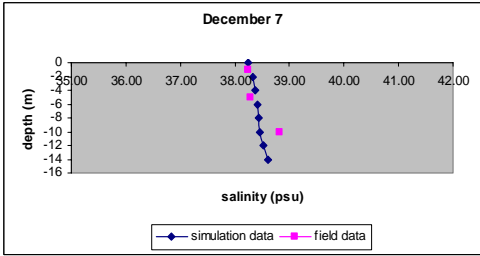
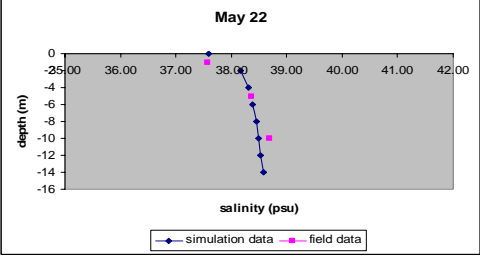
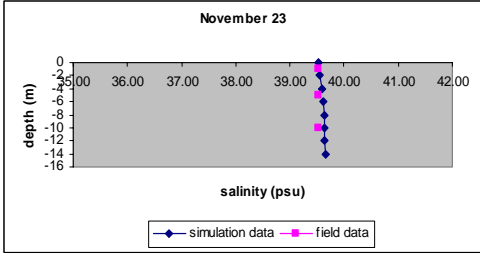
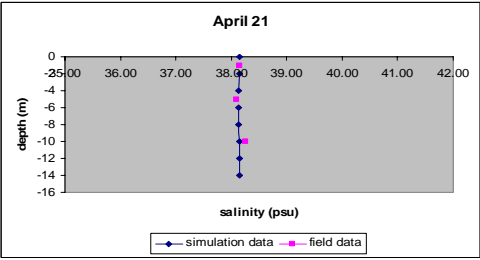
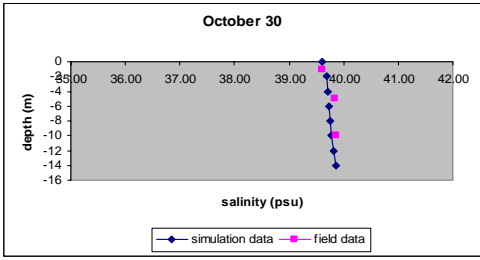
4.2 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων

Οι πίνακες αξιολόγησης των αποτελεσμάτων, εκτός από τη σύγκριση των τιμών του μοντέλου και των αντίστοιχων πειραματικών, αποτελούν πηγή πληροφοριών για την ετήσια κατανομή θερμοκρασίας και αλατότητας ανάλογα με το μήνα και το βάθος για κάθε σταθμό δειγματοληψιών (σχ.18).

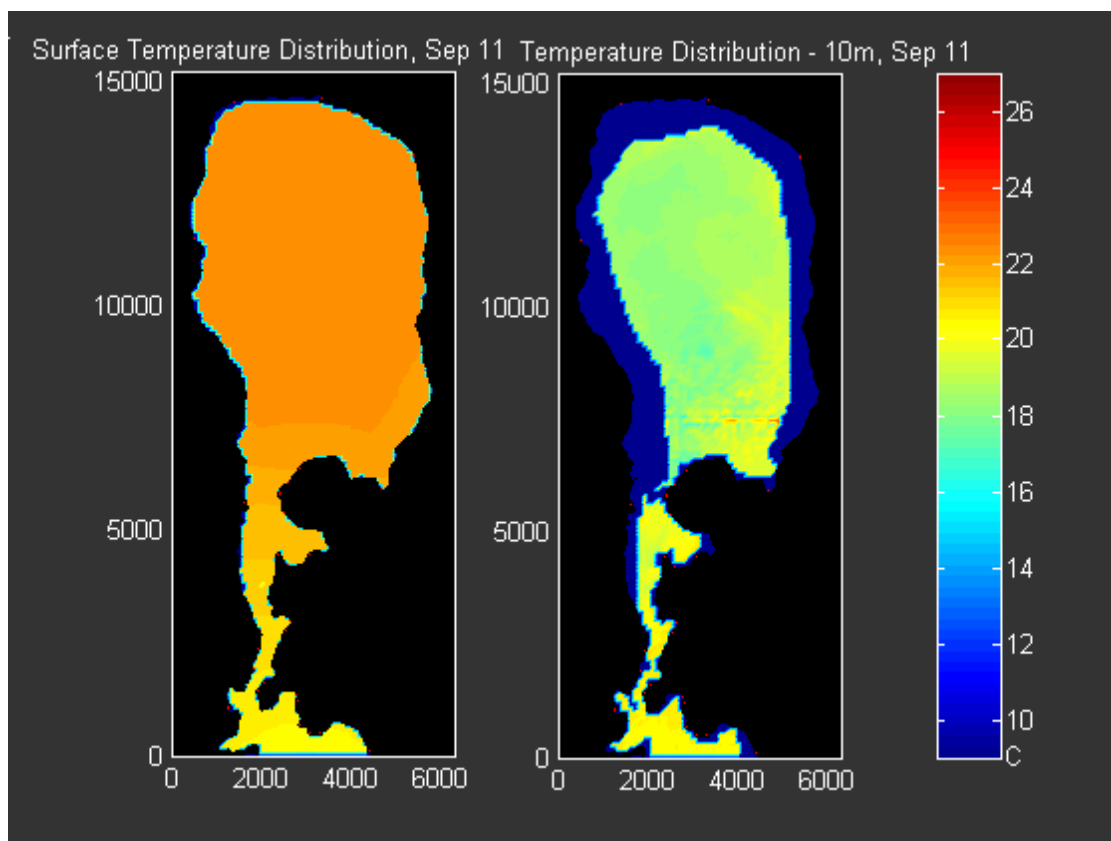
Παρατηρώντας τις τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας το διάστημα μεταξύ των μηνών Σεπτεμβρίου – Φεβρουαρίου η κυκλοφορία του νερού παρουσιάζει στρωμάτωση. Από το Μάρτιο, όμως, αρχίζει μια περίοδος ανάμιξης, η οποία ολοκληρώνεται τον Αύγουστο.

Σχήμα 18: Σύγκριση των τιμών θερμοκρασίας και αλατότητας του μοντέλου και των δειγματοληψιών για το σταθμό GG8. Μεταξύ Σεπτεμβρίου – Φεβρουαρίου παρατηρείται στρωμάτωση ενώ τους υπόλοιπους μήνες ανάμιξη.

Σταθμός GG8 - Αλατότητα

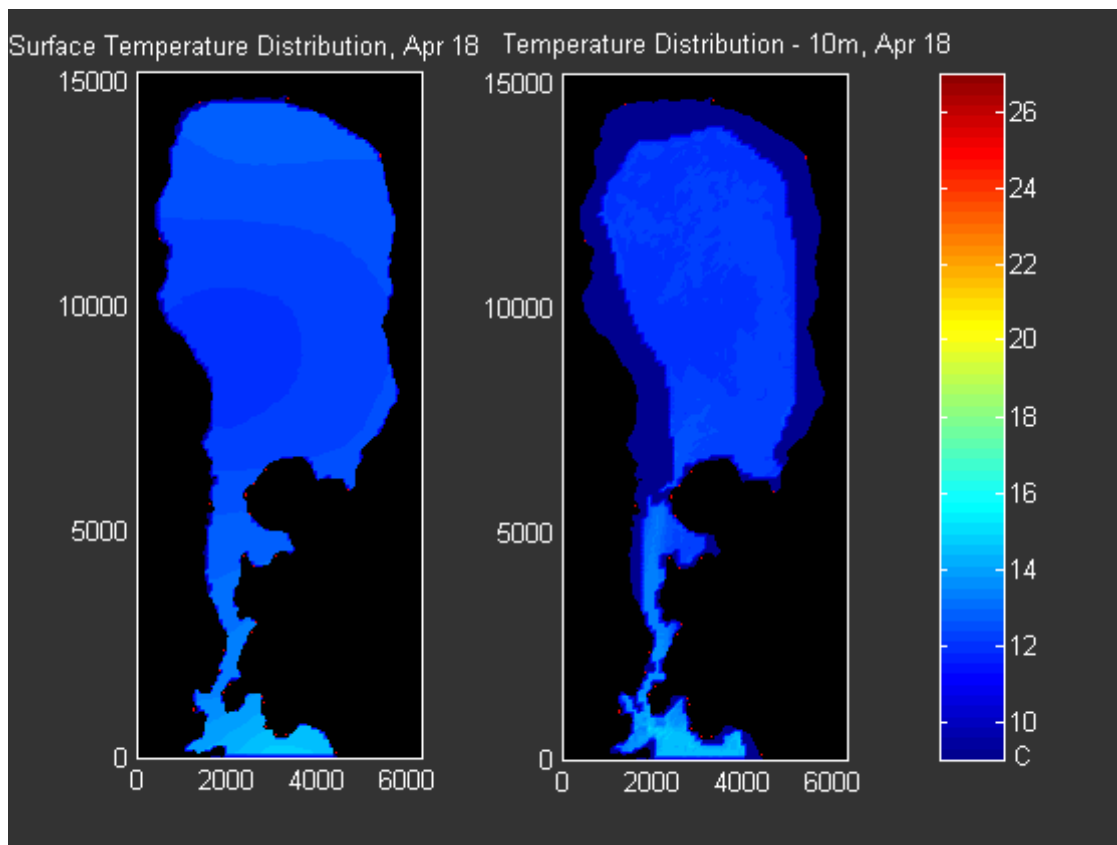


➤ Η θερμοκρασία στο εσωτερικό του κόλπου παρουσιάζει αύξηση από το μήνα Μάιο και οι υψηλότερες τιμές καταγράφηκαν τον Ιούλιο. Μεταξύ Ιουνίου και Οκτωβρίου η θερμοκρασία μέσα στον κόλπο είναι μεγαλύτερη από αυτή της ανοιχτής θάλασσας (σχ.19). Η επιφανειακή κατανομή την περίοδο αυτή δεν παρουσιάζει ιδιαίτερες διαφοροποιήσεις.



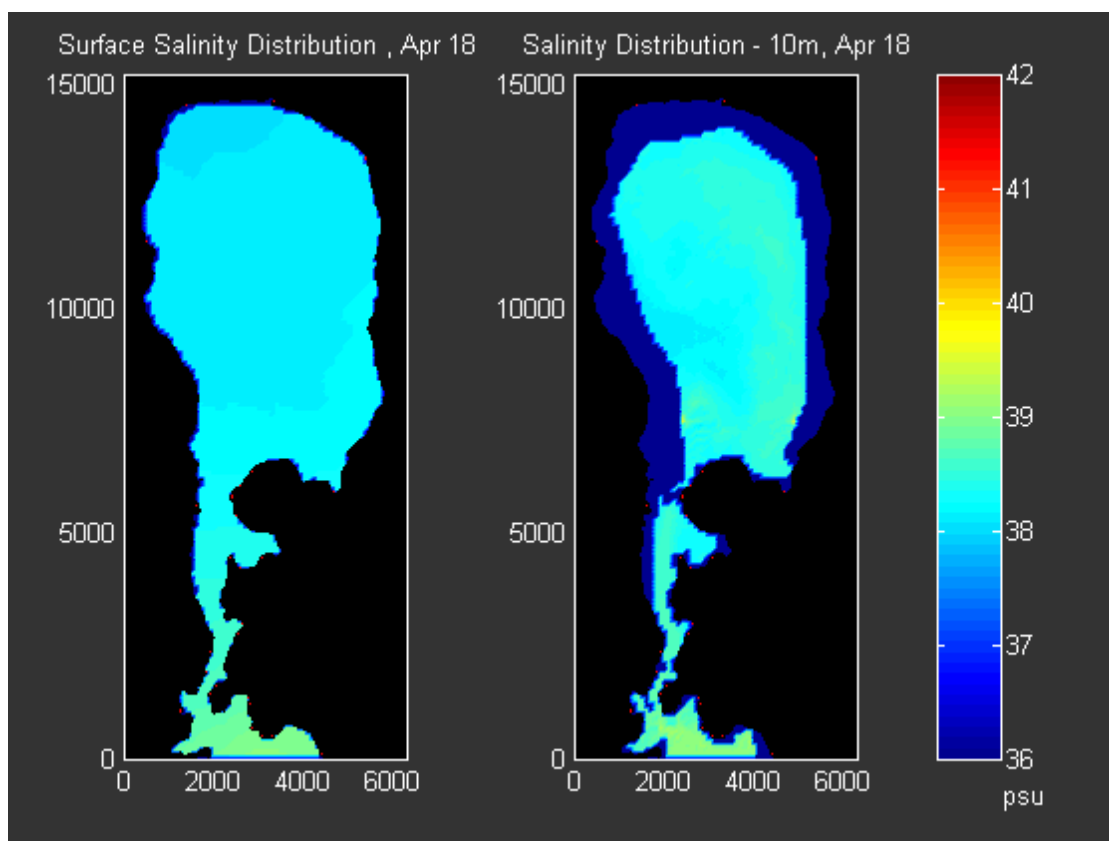
Σχήμα 19: Η κατανομή της θερμοκρασίας του κόλπου Γέρας στην επιφάνεια και στα 10m βάθους στις 11 Σεπτεμβρίου. Η θερμοκρασία στην ανοιχτή θάλασσα είναι μικρότερη από αυτή του κόλπου.

Από το Δεκέμβριο έως τον Απρίλιο, σε αντίθεση με τους υπόλοιπους μήνες, η θερμοκρασία του νερού έξω από τον κόλπο είναι υψηλότερη (σχ. 20). Δεν παρατηρούνται μεγάλες μεταβολές ως προς το βάθος, ενώ σε σημεία που εισρέουν στον κόλπο υδάτινοι όγκοι από τη λεκάνη απορροής οι τιμές της θερμοκρασίας είναι μικρότερες συγκριτικά με άλλα σημεία του κόλπου. Οι χαμηλότερες τιμές καταγράφηκαν το μήνα Φεβρουάριο.

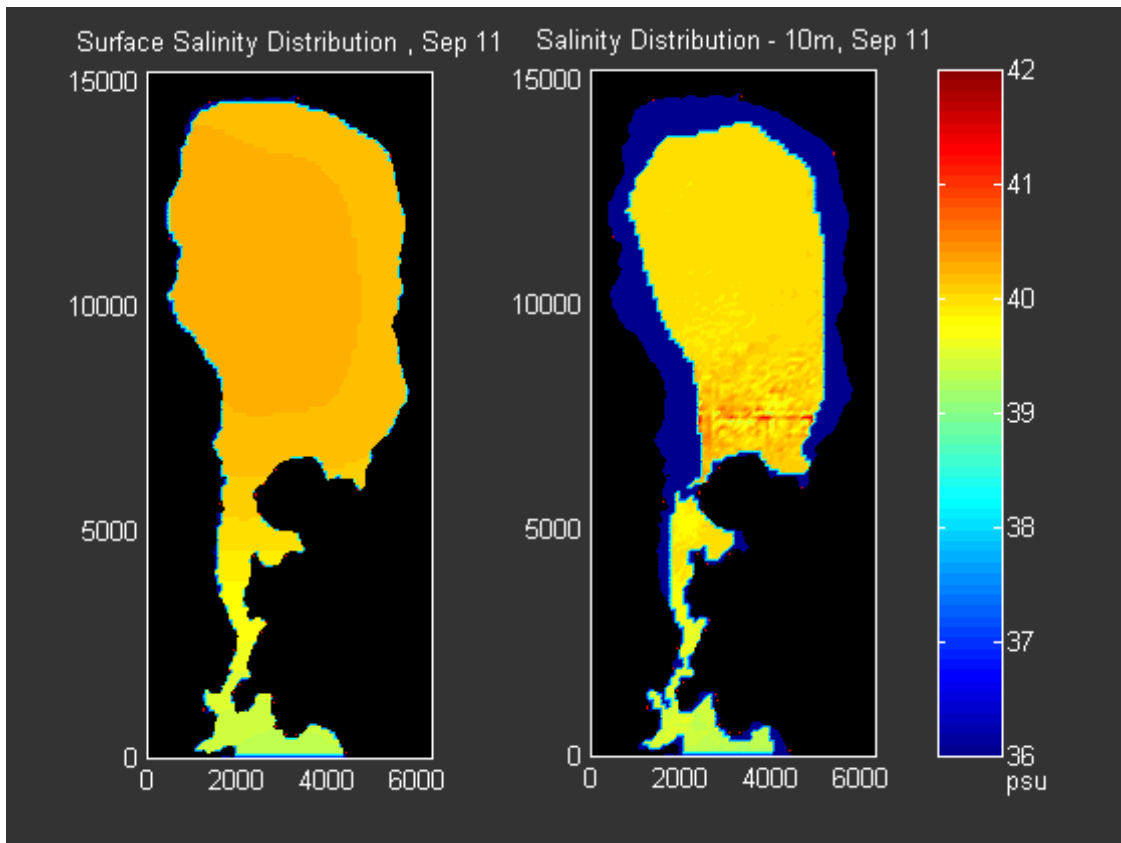


Σχήμα 20: Η κατανομή της θερμοκρασίας στον κόλπο Γέρας στην επιφάνεια και στα 10m βάθος στις 18 Απριλίου. Οι τιμές της θερμοκρασίας του νερού στον κόλπο είναι μικρότερες από αυτές στην ανοιχτή θάλασσα.

➤ Αντίστοιχα, τα ποσοστά αλατότητας του κόλπου για το ίδιο χρονικό διάστημα είναι μικρότερα μέσα στον κόλπο λόγω του νερού των χειμάρρων που καταλήγει σ' αυτόν (σχ.21). Αντίστροφα, από το μήνα Ιούνιο έως το Νοέμβριο η αλατότητα είναι μεγαλύτερη στο εσωτερικό, γιατί η εισροή νερού από τη λεκάνη απορροής είναι μικρή και τα ποσοστά εξάτμισης μεγάλα. Οι υψηλότερες τιμές καταγράφηκαν το Σεπτέμβριο (σχ.22).



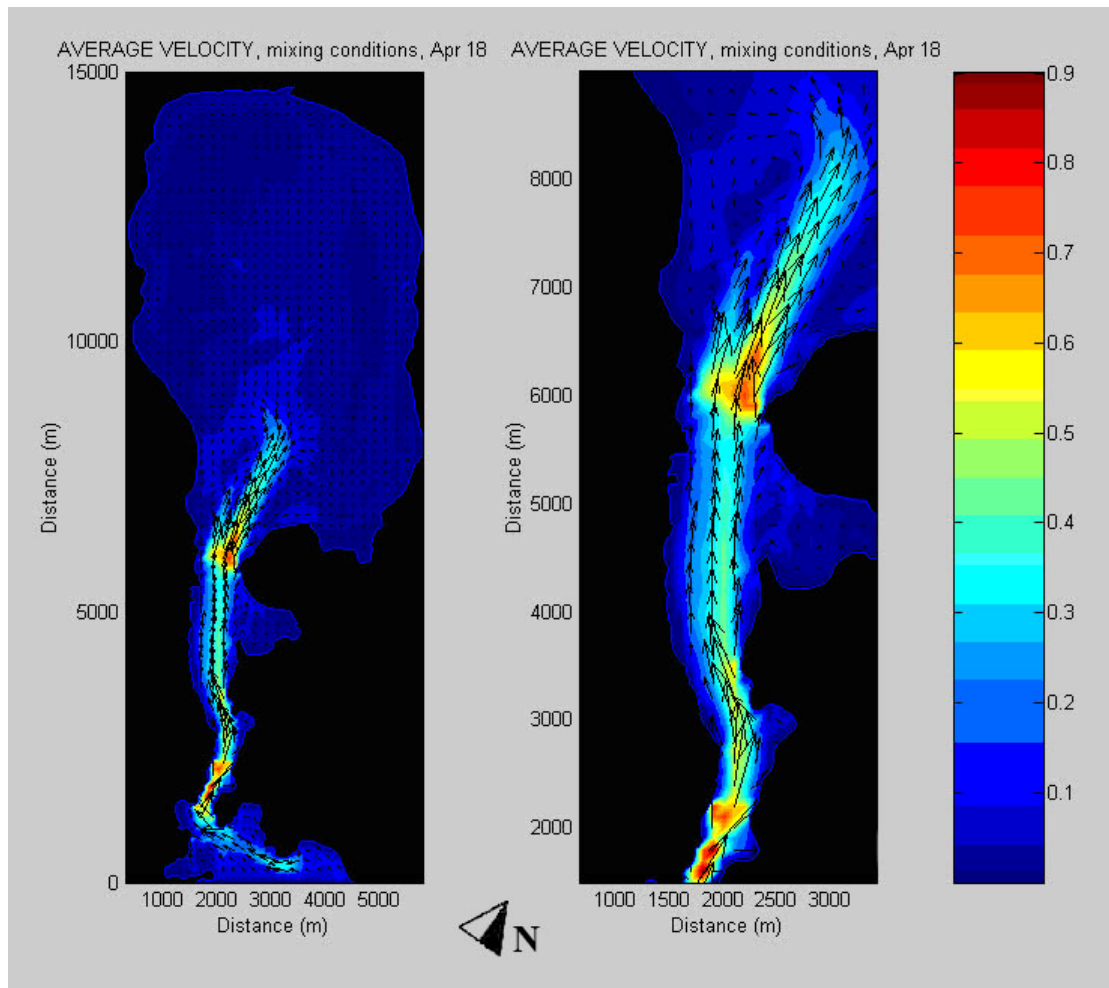
Σχήμα 21: Η κατανομή των τιμών αλατότητας στην επιφάνεια και στα 10m βάθος του κόλπου Γέρας στις 18 Απριλίου. Τα ποσοστά αλατότητα είναι μεγαλύτερα έξω από τον κόλπο. Οι τιμές τους επηρεάζονται από το νερό που εισρέει στον κόλπο από το υδρογραφικό δίκτυο που τον περικλείει.



Σχήμα 22: Η κατανομή των τιμών αλατότητας στην επιφάνεια και στα 10m βάθος του κόλπου Γέρας στις 11 Σεπτεμβρίου. Η αλατότητα είναι μεγαλύτερη στο εσωτερικό του κόλπου.

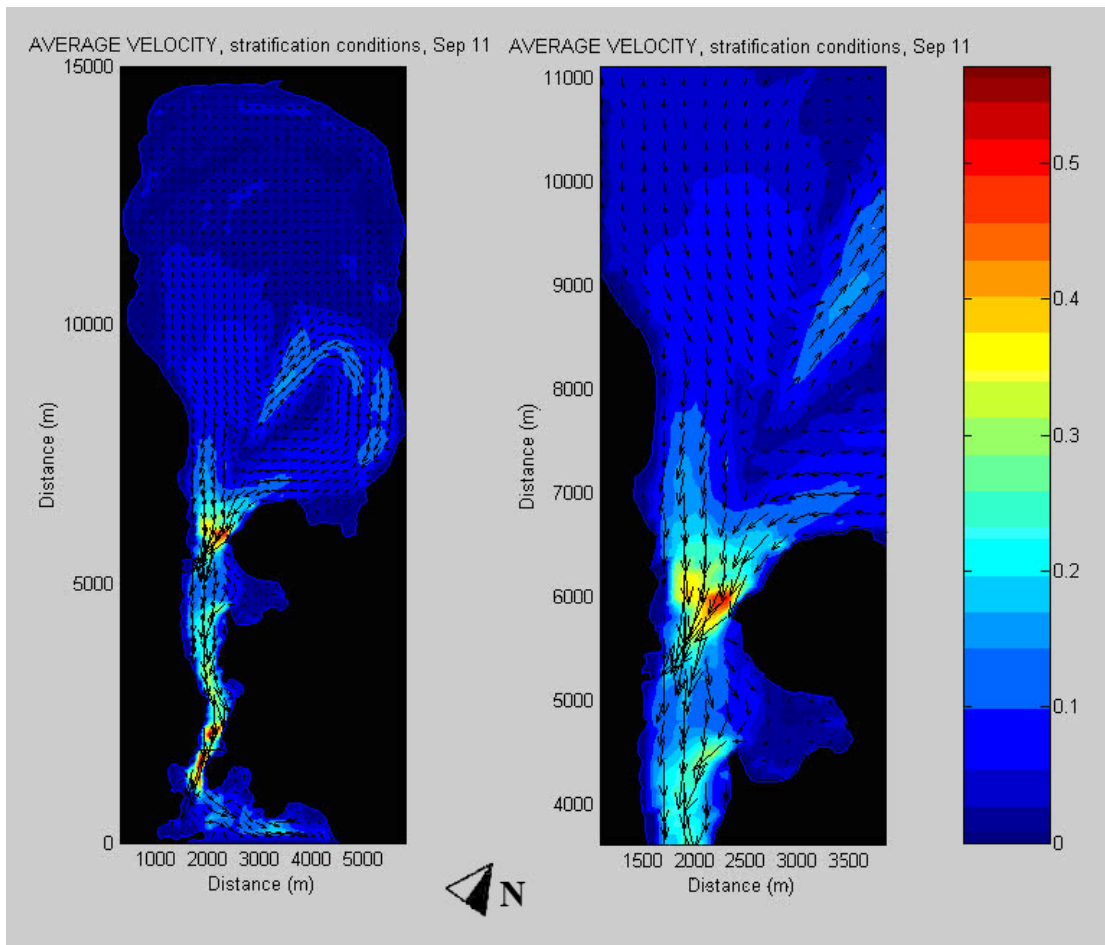
Από τον Απρίλιο και κυρίως τους καλοκαιρινούς μήνες παρατηρείται μια περίοδος ανάμιξης, ενώ τάσεις στρωμάτωσης εμφανίζονται σε βάθος μεγαλύτερο των 10m (Αρχοντίσης, 1998). Την ίδια περίοδο υπάρχει ανανέωση του νερού στον κόλπο, σε αντίθεση με τους χειμερινούς μήνες που η ανανέωση του νερού πραγματοποιείται σε διάστημα μεγαλύτερο των 3 μηνών (Tsirtsis, Kitsiou, Nitis, Avagianou, 2003).

➤ Η κυκλοφορία του νερού μέσα στον κόλπο επηρεάζεται και οδηγείται κυρίως από το φαινόμενο της παλίρροιας. Σε διάστημα 24 ωρών 50' και 5'' παρατηρούνται δύο ανυψώσεις και δύο υποχωρήσεις (Αρχοντίσης, 1998) (σχ.27). Κατά την φάση της πλήμης εισρέει νερό στον κόλπο (σχ.23) και αντίστροφα στην αμπώτιδα (σχ.24) κυρίως από το επιφανειακό στρώμα (σχ.25, 26).



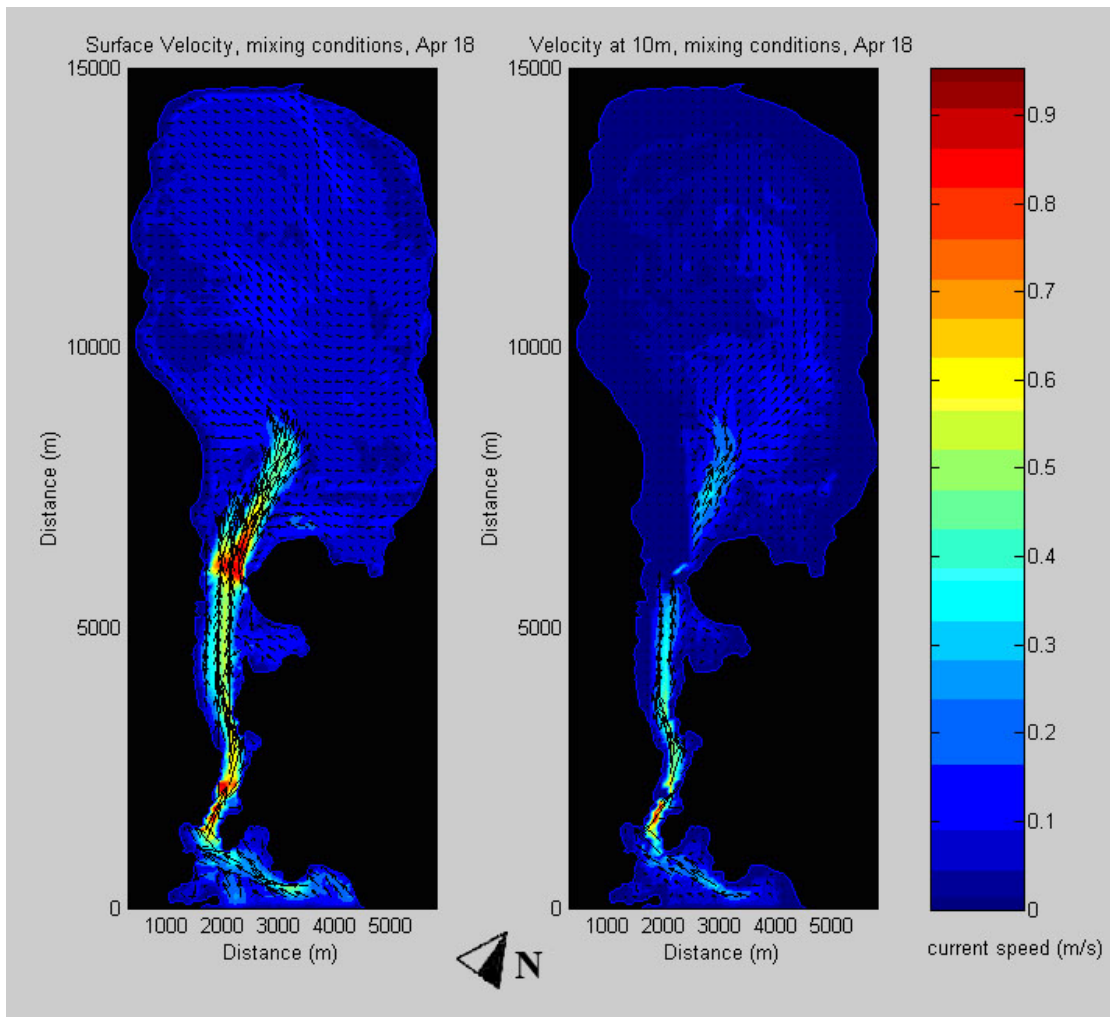
Σχήμα 23: Η κυκλοφορία στον κόλπο και στο διάυλο για όλη τη στήλη βάρους του νερού στον κόλπο Γέρας στις 18 Απριλίου, με άνεμο 2,4 m/s ΔΒΔ. Παρατηρείται είσοδος νερού στον κόλπο (φάση πλήμμης) και η κίνηση είναι κυρίως κυκλωνική. Οι μεγαλύτερες ταχύτητες αναπτύσσονται στην είσοδο του διαύλου και στην είσοδο του κόλπου.

Η κίνηση του νερού στο μεγαλύτερο τμήμα του κόλπου είναι κυκλωνική (σχ.25). Στο ανατολικό τμήμα, όμως, παρατηρείται περιορισμένη αντικυκλωνική κυκλοφορία (σχ.26). Οι μεγαλύτερες ταχύτητες καταγράφονται στο διάυλο, τόσο στην είσοδο από την ανοιχτή θάλασσα όσο και στην είσοδο του κόλπου. Οι τιμές των ταχυτήτων δεν ξεπερνούν τα 0.7 m/s στις εισόδους και τα 0.3 m/s στο εσωτερικό. Σχετικά μεγάλες ταχύτητες παρατηρούνται και στο κεντρικό τμήμα του κόλπου.

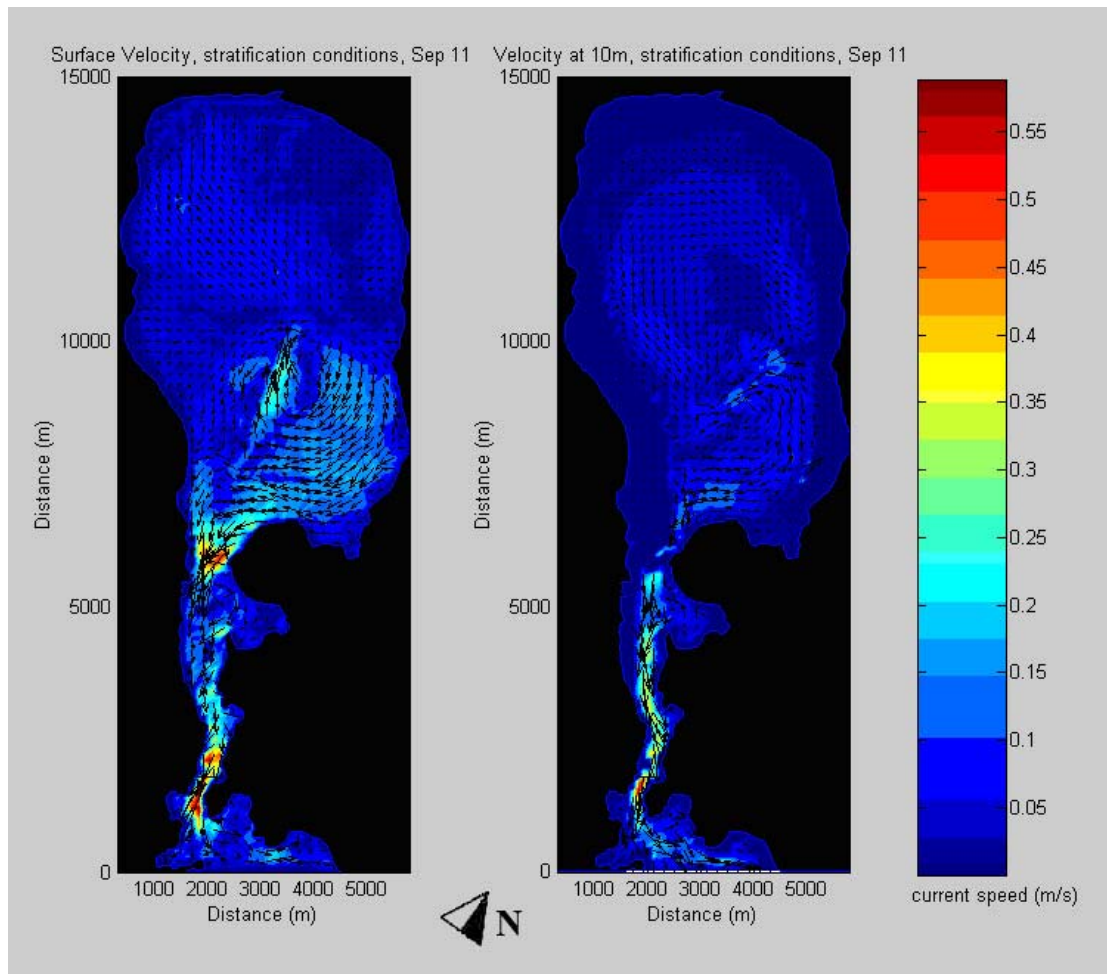


Σχήμα 24: Η κυκλοφορία όλης της στήλης βάθους του νερού στον κόλπο Γέρας στις 11 Σεπτεμβρίου με συνθήκες άπνοιας (άνεμος 0 m/s). Παρατηρείται έξοδος νερού από τον κόλπο (αμπώτιδα). Οι μεγαλύτερες ταχύτητες παρατηρούνται στην είσοδο του κόλπου και του διαύλου. Η κίνηση στο μεγαλύτερο τμήμα είναι κυκλωνική, ενώ στο ανατολικό είναι αντικυκλωνική.

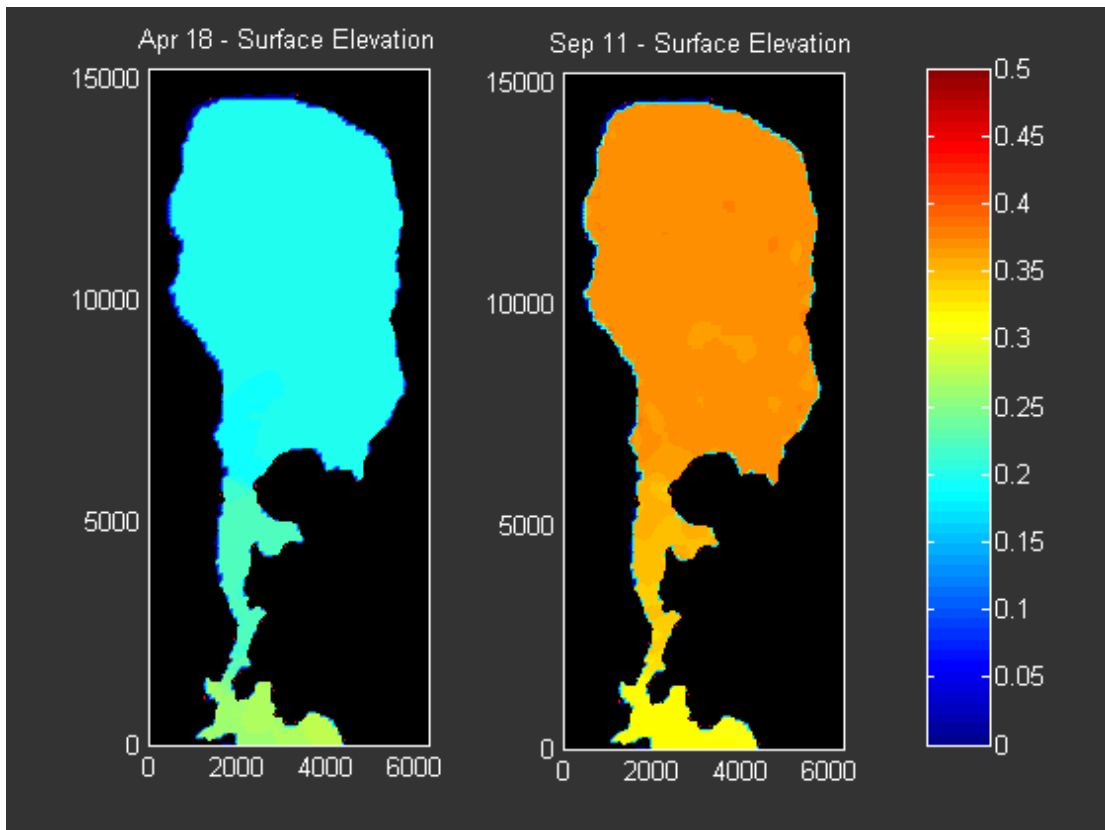
Κατά την ετήσια μελέτη της κίνησης του νερού παρατηρείται μία περίοδος ανάμιξης και μία περίοδος στρωμάτωσής του. Από το Σεπτέμβριο (σχ.26) και κυρίως κατά τους χειμερινούς μήνες παρατηρείται στρωμάτωση στο εσωτερικό του κόλπου, ενώ από τον μήνα Μάρτιο έως τον Αύγουστο καταγράφεται μία περίοδος ανάμιξης (σχ.25).



Σχήμα 25: Η κυκλοφορία στην επιφάνεια και στα 10m βάθος στις 18 Απριλίου στον κόλπο Γέρας, με άνεμο 2,4 m/s ΔΒΔ. Επικρατούν συνθήκες ανάμιξης και η κίνηση είναι κυκλωνική. Μεγαλύτερες ταχύτητες καταγράφονται στο διάυλο επικοινωνίας με την ανοιχτή θάλασσα και στην είσοδο του κόλπου. Παρατηρείται είσοδος νερού στον κόλπο κυρίως από το επιφανειακό στρώμα.



Σχήμα 26: Η κυκλοφορία του νερού στην επιφάνεια και στα 10m βάθος στον κόλπο Γέρας στις 11 Σεπτεμβρίου. Επικρατούν συνθήκες άπνοιας (άνεμος 0 m/s) και η κίνηση του νερού οδηγείται από την παλίρροια. Παρατηρείται έξοδος νερού από τον κόλπο, κυρίως από το επιφανειακό στρώμα. Στο μεγαλύτερο τμήμα του κόλπου η κίνηση είναι κυκλωνική με εξαίρεση το ανατολικό μέρος, στο οποίο παρατηρείται αντικυκλωνική κυκλοφορία. Επιπλέον, μέσα στον κόλπο επικρατούν συνθήκες στρωμάτωσης. Μεγαλύτερες ταχύτητες εμφανίζονται στις δύο εισόδους του διαύλου και στο κέντρο περίπου του κόλπου.



Σχήμα 27: Ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας του κόλπου της Γέρας σε διαφορετικές φάσεις της παλίρροιας. Για τις 18 Απριλίου αποτυπώνεται χρονική στιγμή κατά την οποία παρατηρείται είσοδος νερού στον κόλπο (φάση πλήμμης), αφού η ανύψωση στην ανοιχτή θάλασσα είναι μεγαλύτερη. Το αντίστροφο καταγράφεται για χρονική στιγμή στις 11 Σεπτεμβρίου (αμπώτιδα).

Κεφάλαιο 5 - Συζήτηση

Η προσομοίωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας του κόλπου Γέρας στη Λέσβο προσφέρει σημαντικές πληροφορίες που μπορούν συμβάλλουν στην καλύτερη διαχείριση αστικών και άλλων λυμάτων, στη δημιουργία ασφαλών κατασκευών στη θάλασσα, στη σωστή εκμετάλλευση των θαλάσσιων πόρων και στην αρτιότερη οργάνωση στρατιωτικών επιχειρήσεων.

Στην περιοχή γύρω από τον κόλπο υπάρχει έντονη ανθρώπινη δραστηριότητα, η οποία τους καλοκαιρινούς μήνες είναι αυξημένη λόγω της τουριστικής ανάπτυξης. Τα αστικά λύματα και το νερό του υδρογραφικού δικτύου της περιοχής, το οποίο περιέχει φυτοφάρμακα από τις γεωργικές καλλιέργειες και απόβλητα των ελαιοτριβείων, καταλήγουν στη θάλασσα. Η καλή γνώση της κυκλοφορίας του θαλασσινού νερού συμβάλλει στην ανεύρεση βέλτιστων θέσεων για την τοποθέτηση αγωγών λυμάτων και την εγκατάσταση βιολογικού καθαρισμού. Επιπρόσθετα, ο συνδυασμός του υδροδυναμικού μοντέλου με ένα οικολογικό δίνει σημαντικά στοιχεία για την περιβαλλοντική επιβάρυνση της περιοχής εξαιτίας της ανθρώπινης δραστηριότητας, καθώς και σε περιπτώσεις ατυχημάτων διαρροής ουσιών στη θάλασσα. Η μελέτη της κίνησης του νερού συμβάλλει στη διαμόρφωση του αποτελεσματικότερου σχεδίου για τον περιορισμό και την πρόληψη της ρύπανσης της θάλασσας και των ακτών.

Η γνώση της θαλάσσιας κυκλοφορίας και του κυματισμού που αναπτύσσεται στην περιοχή δημιουργεί προϋποθέσεις για σωστό σχεδιασμό έργων στο θαλάσσιο περιβάλλον, π.χ. λιμάνια, τόσο ως προς τον τρόπο όσο και ως προς τη θέση κατασκευής τους. Σημαντική είναι η εκμετάλλευση του θαλασσινού νερού για την παραγωγή ενέργειας. Εκτός από κατασκευές η γνώση αυτή υποστηρίζει στρατιωτικές επιχειρήσεις όπως αποβάσεις και διασώσεις.

Στο μοντέλο που αναπτύχθηκε για τους σκοπούς της εργασίας χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία δειγματοληψιών που έγιναν σε περασμένο χρόνο. Εισάγοντας όμως στοιχεία που λαμβάνονται άμεσα μπορεί να γίνει πρόγνωση της κυκλοφορίας. Ο συνδυασμός του μοντέλου με εισαγωγή ατμοσφαιρικών δεδομένων δίνει έγκαιρη πρόγνωση για την αντιμετώπιση ακραίων συνθηκών και για την ασφαλή πραγματοποίηση εργασιών στη θάλασσα.

Συμπερασματικά, η μελέτη της θαλάσσιας κυκλοφορίας παρέχει σημαντικές πληροφορίες για τις συνθήκες και τα χαρακτηριστικά της θαλάσσιας περιοχής. Η σύνδεση όμως του υδροδυναμικού μοντέλου με αντίστοιχα οικολογικά και ατμοσφαιρικά μοντέλα αποτελεί στόχο ο οποίος μπορεί να προσφέρει πρόγνωση και κατά συνέπεια να διευκολύνει τις ανθρώπινες δραστηριότητες και να προστατέψει ουσιαστικά το περιβάλλον από λανθασμένες ανθρώπινες παρεμβάσεις.

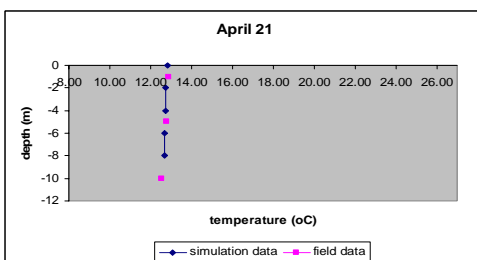
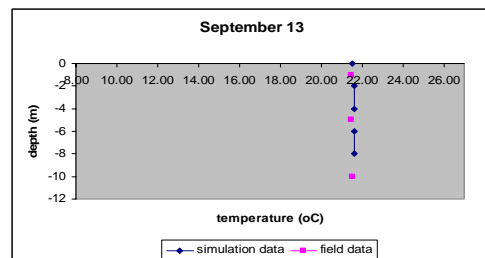
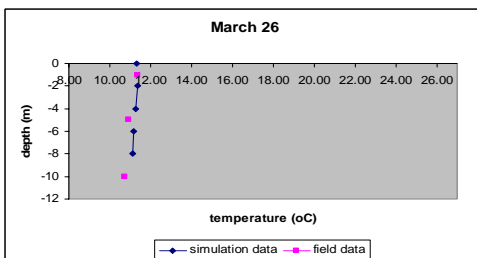
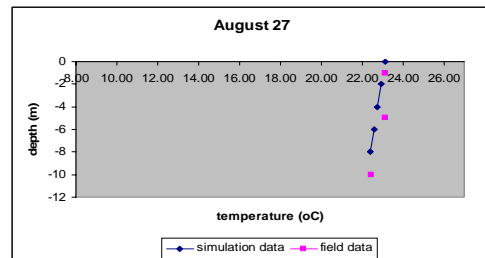
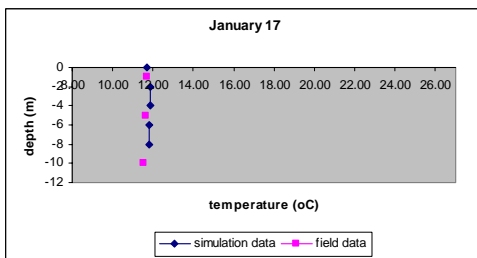
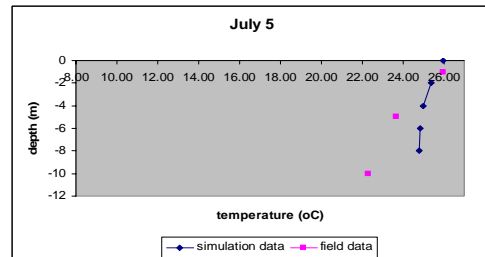
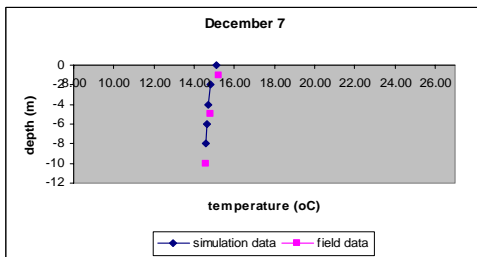
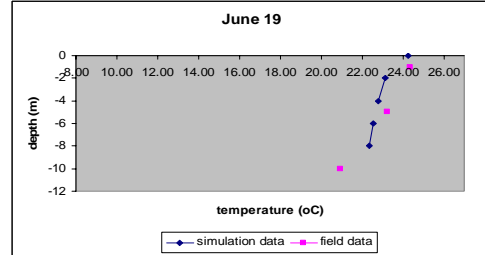
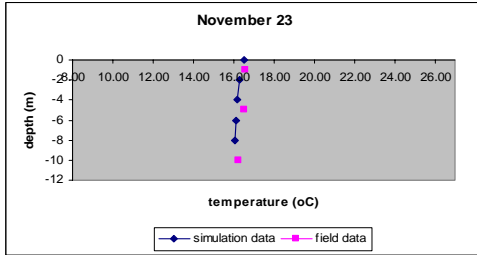
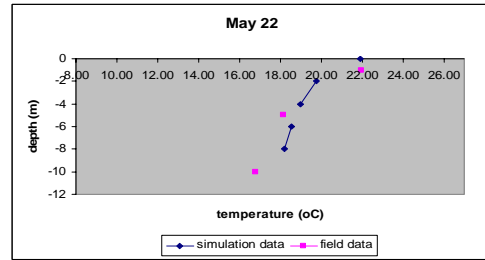
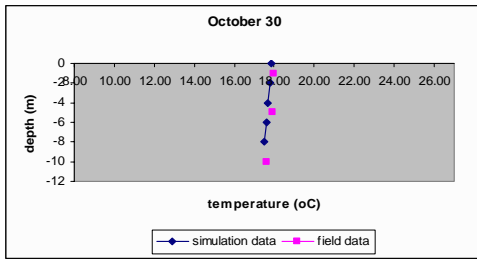
Βιβλιογραφία

1. **Γ.Τσιρτσής**: Υδροδυναμική παράκτιων περιοχών, 2003.
2. **Γ.Τσιρτσής**: Μοντέλα προσομοίωσης στο θαλάσσιο περιβάλλον, 2001.
3. **Landau – Lifshitz** : Fluid Mechanics, 2nd edition, Pergamon Press, 1987.
4. **Robert H. Stewart**: Introduction to Physical Oceanography, 2003.
5. **Raymond A. Serway**: Physics for Scientists and Engineers, 3rd edition, 1990.
6. **Β. Κατσούλης**: Μηχανική των Ρευστών, Ιωάννινα, 1990.
7. **H.K.Versteeg & W.Malalasekera**: An introduction to computational fluid dynamics, Pearson, 1995.
8. **John D. Anderson**: Computational Fluid Dynamics, Mc Graw-Hill International Editions, 1995.
9. **ηλεκτρονικό βιβλίο**: Ocean Models, 1995.
10. **G.Tsirtsis, D.Kitsiou, T.Nitis, E.Avagianou** : Gulf of Gera, synthesis report, September 2003.
11. **Γ.Αρχοντίτσης**: Ποσοτική εκτίμηση του θαλάσσιου ευτροφισμού από τις μη σημειακές πηγές ρύπανσης, Διδακτορική Διατριβή, 1998.
12. **Κ. Νίττης – Γ. Χρόνης**: Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία, 2002.
13. **K. Nittis, V. Zervakis, L. Perivoliotis, A. Papadopoulos, G. Chronis**: Operational Monitoring and Forecasting in the Aegean Sea: System Limitations and Forecasting Skill Evaluation, 2001.
14. **Joseph Pedlosky**: Geophysical Fluid Dynamics, Springer, 1987.
15. **Marsden – Tromba**: Διανυσματικός Λογισμός, Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Κρήτης, 1995.
16. **Σ. Τραχανάς**: Μερικές Διαφορικές Εξισώσεις, Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Κρήτης, 2001.

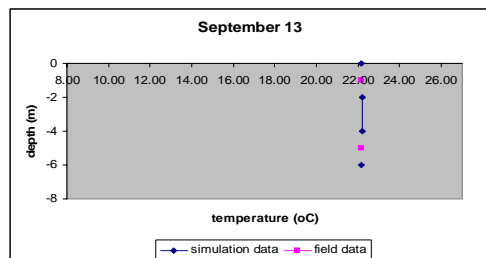
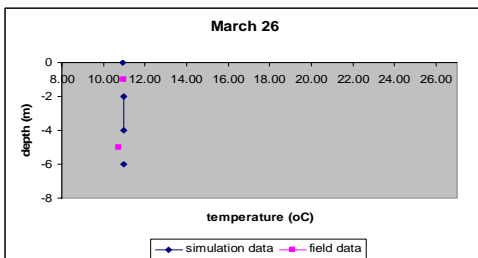
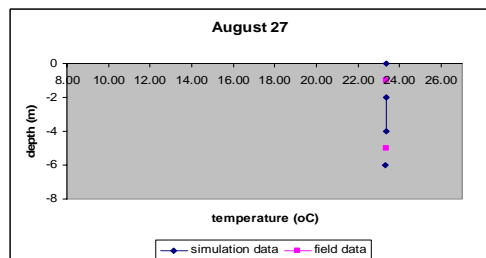
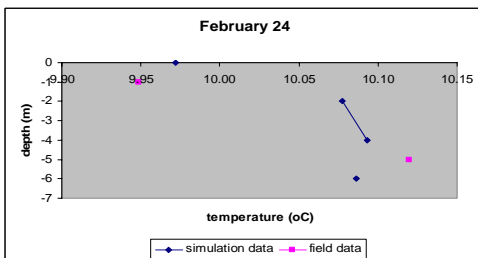
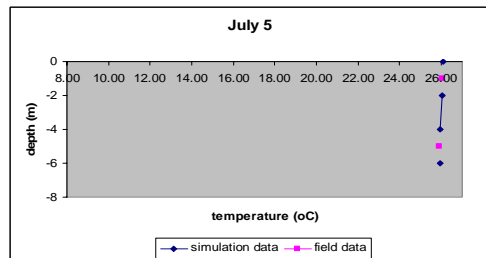
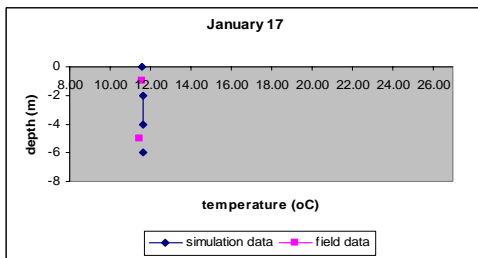
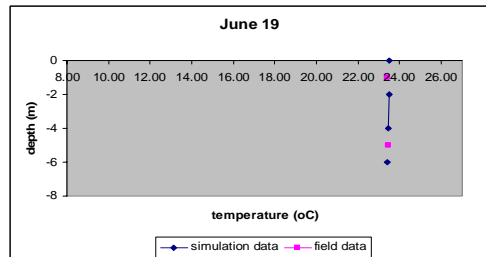
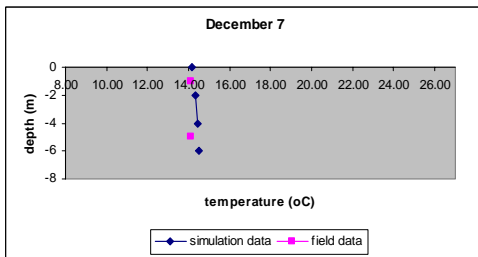
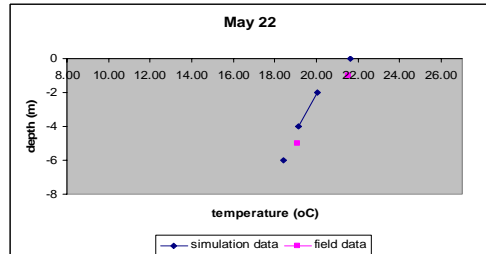
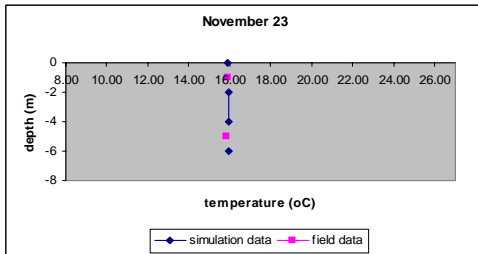
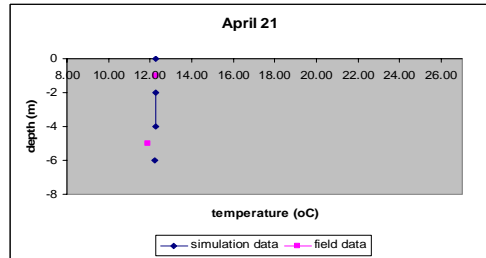
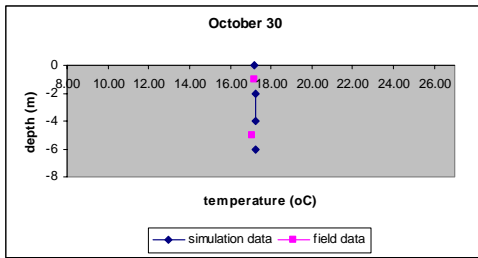
Παράρτημα Ι

**Ποιοτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου
για κάθε σταθμό δειγματοληψιών**

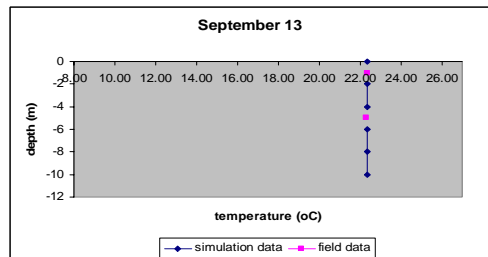
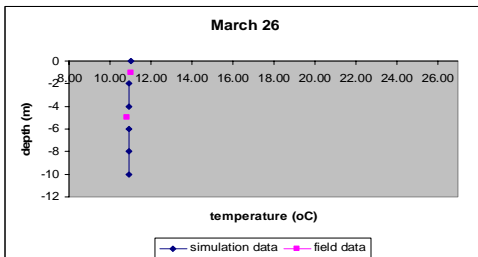
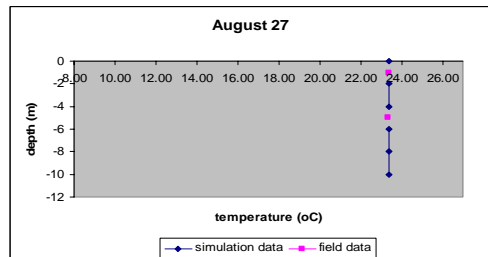
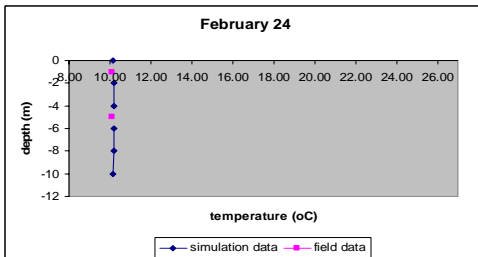
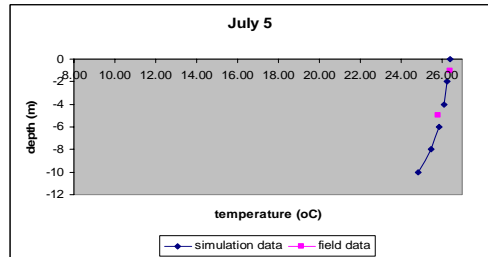
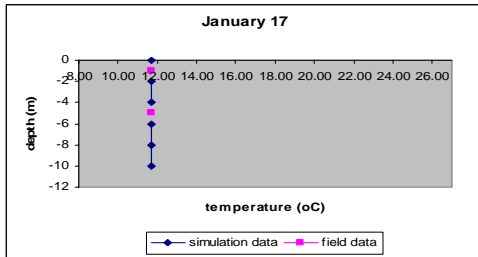
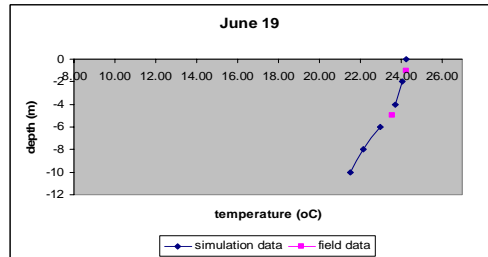
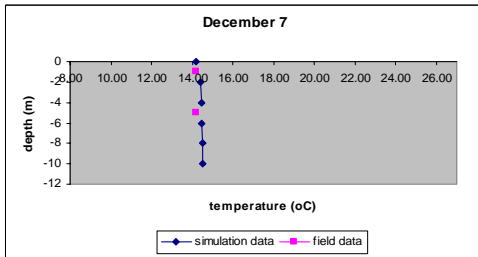
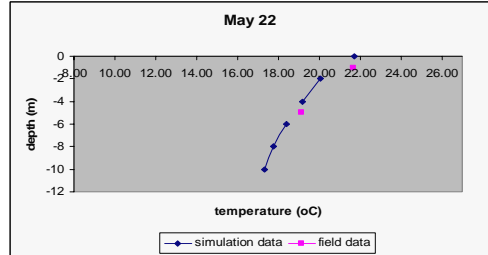
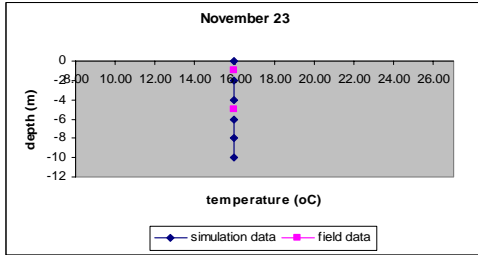
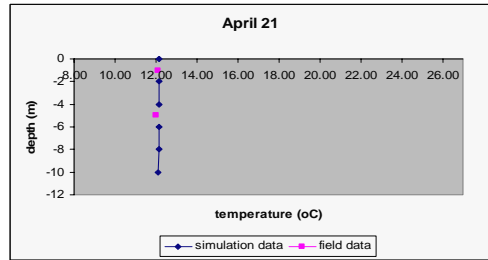
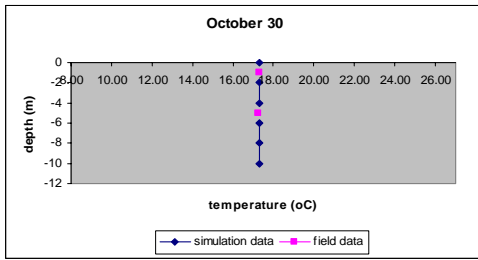
Σταθμός GG3 - Θερμοκρασία



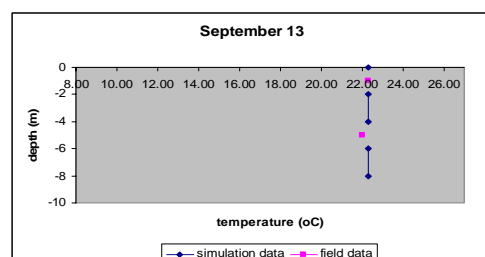
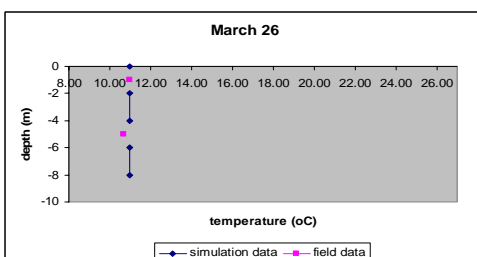
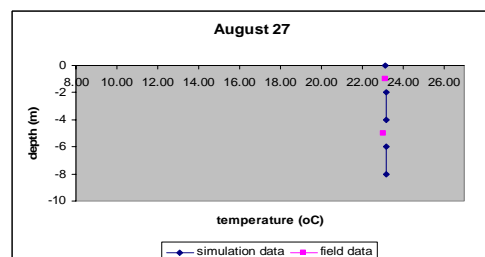
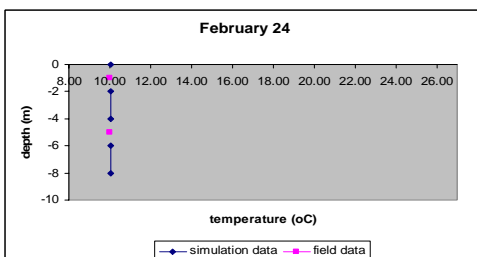
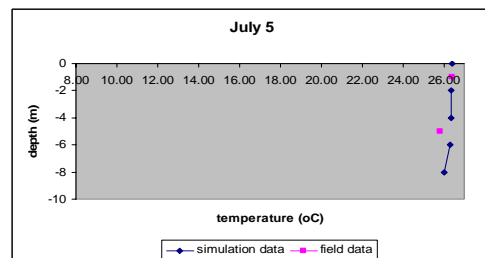
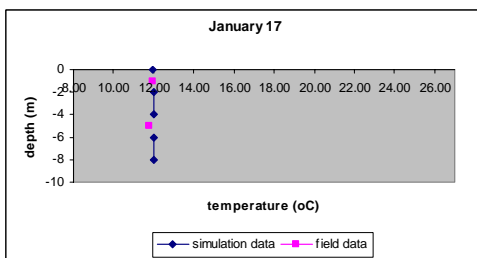
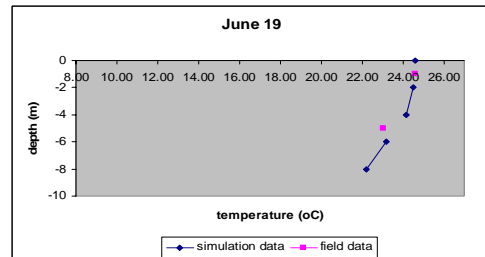
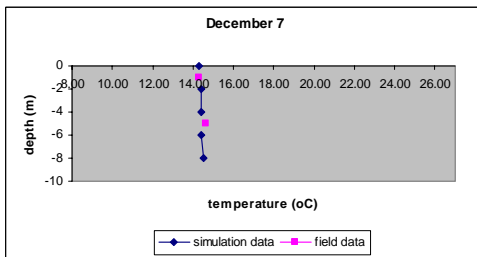
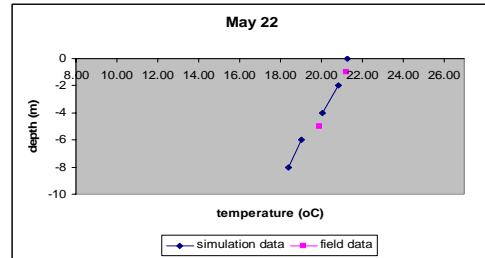
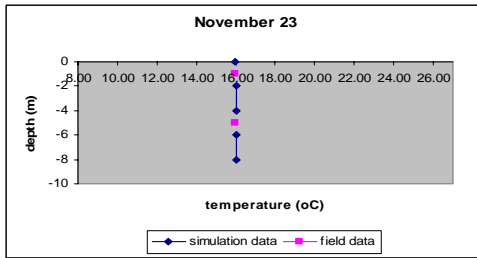
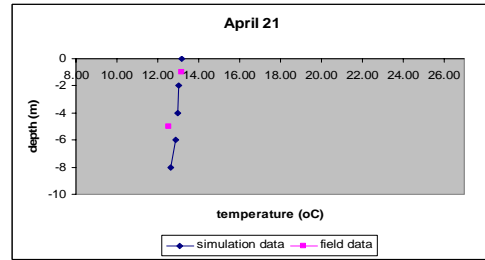
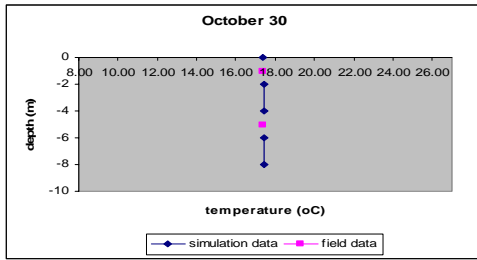
Σταθμός GG4 - Θερμοκρασία



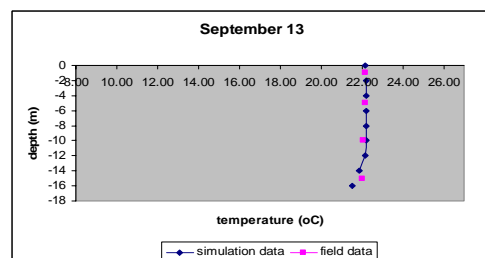
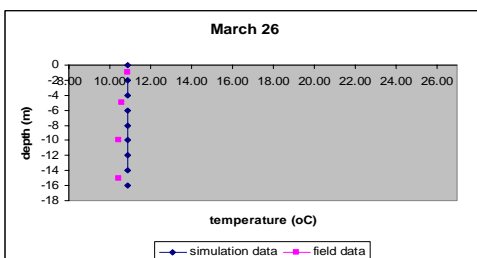
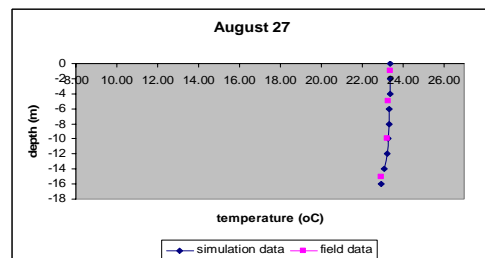
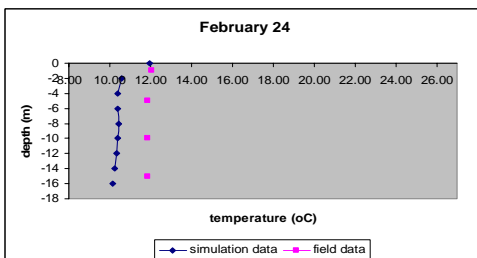
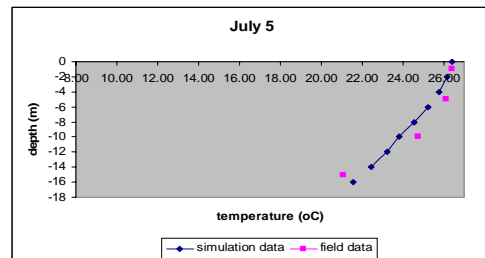
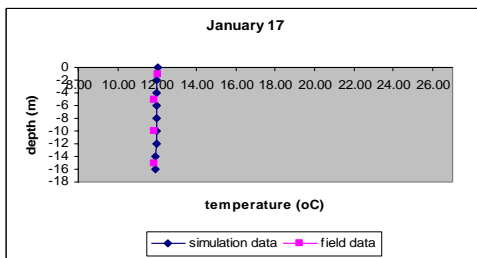
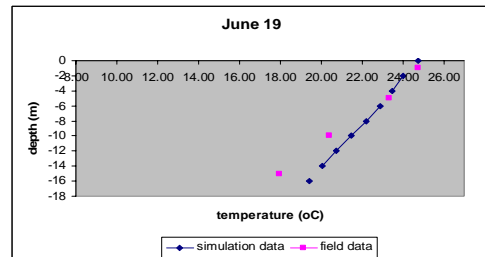
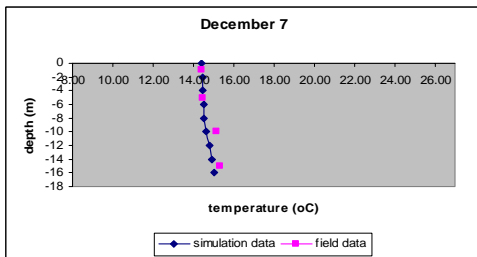
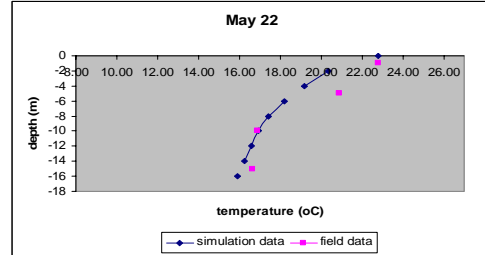
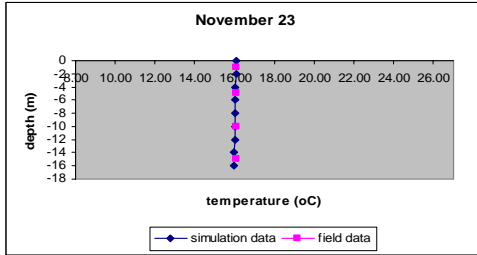
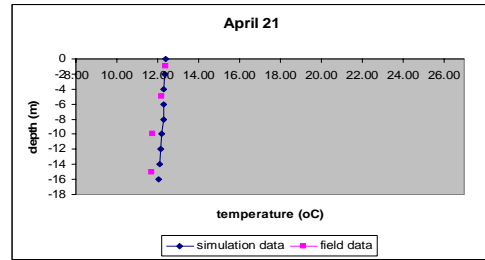
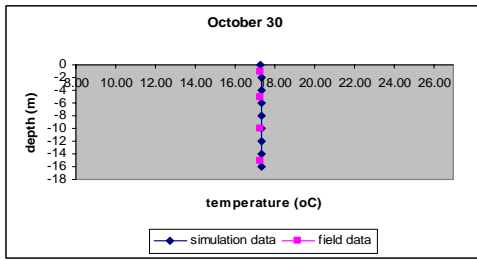
Σταθμός GG5 –θερμοκρασία



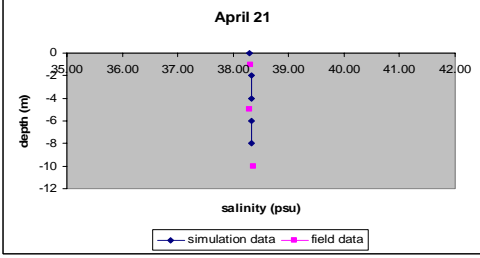
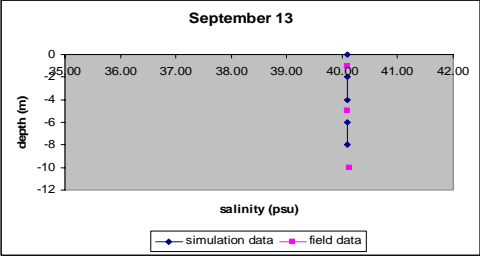
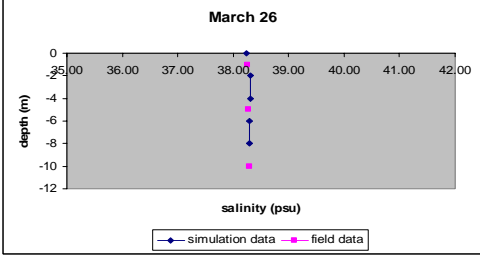
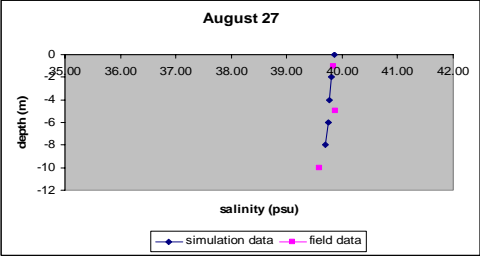
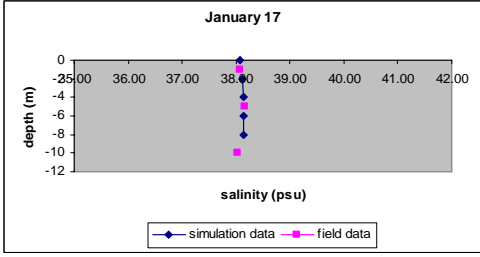
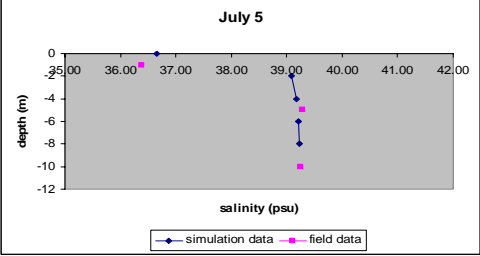
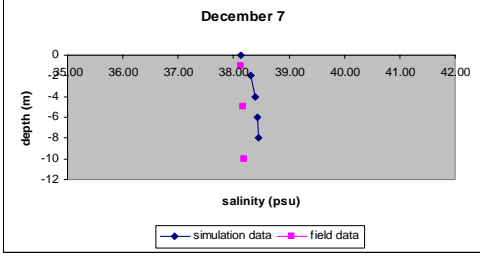
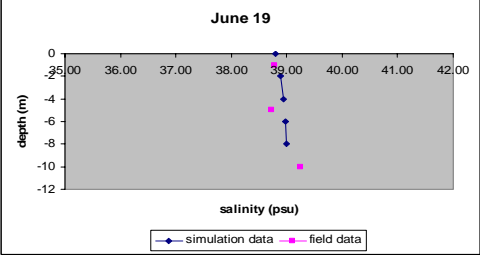
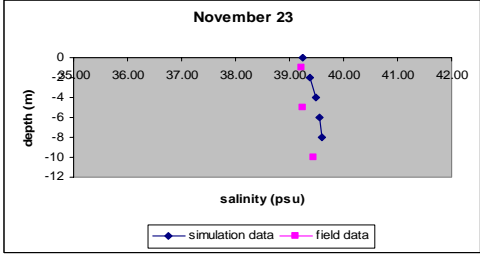
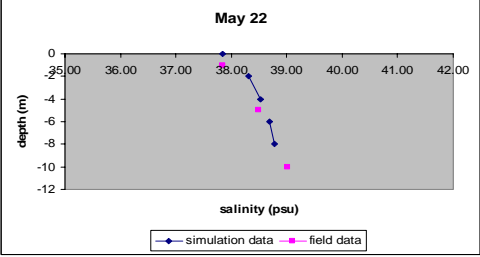
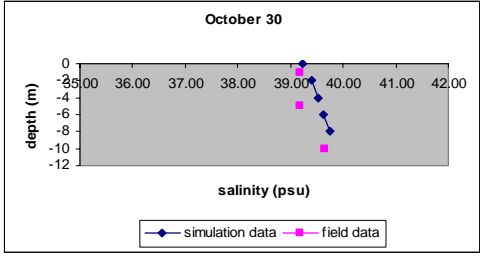
Σταθμός GG6 - Θερμοκρασία



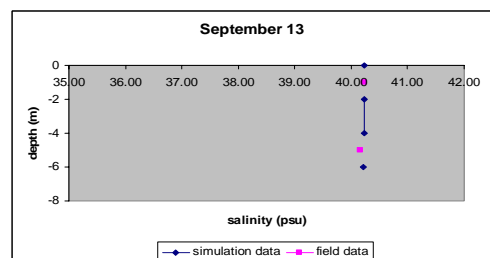
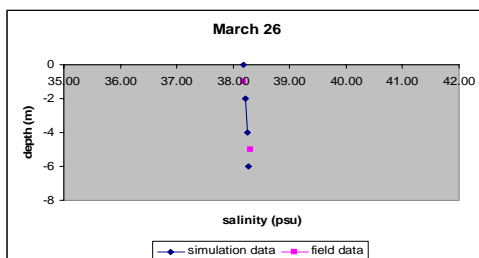
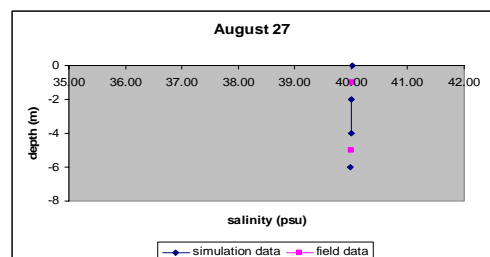
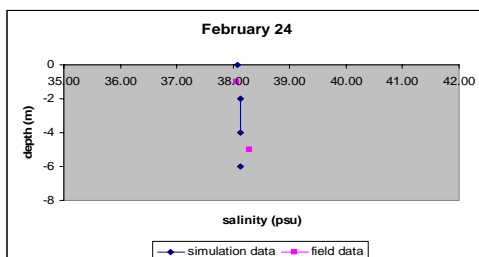
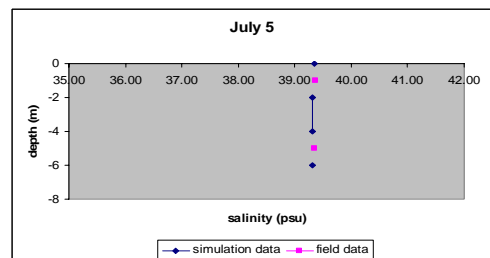
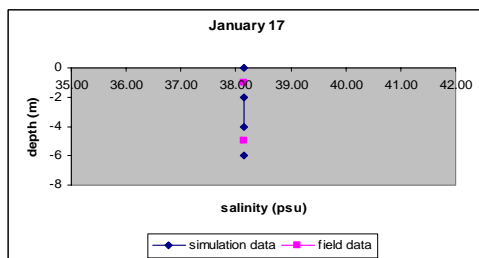
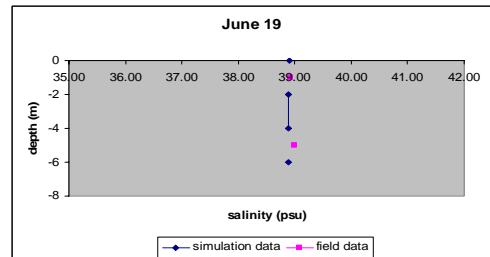
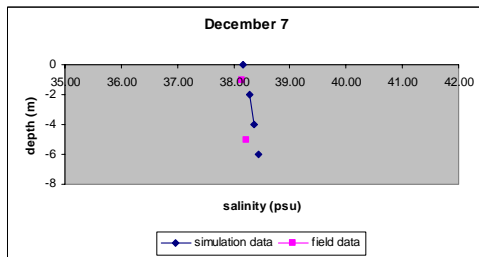
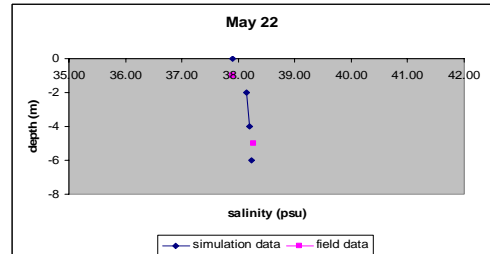
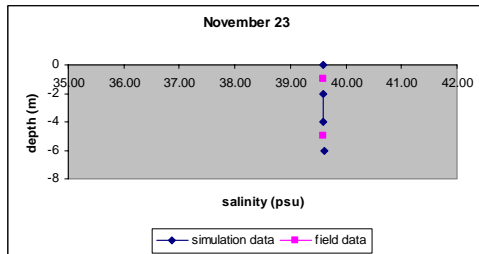
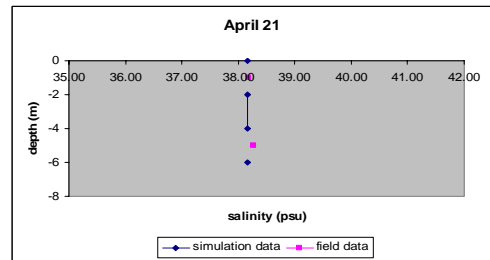
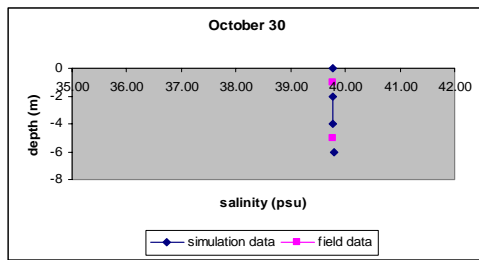
Σταθμός GG7 - Θερμοκρασία



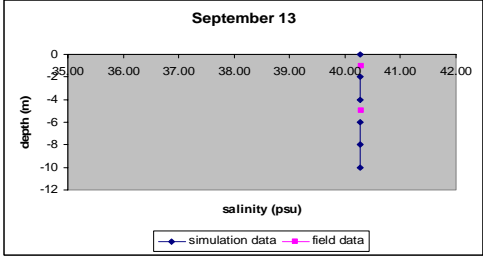
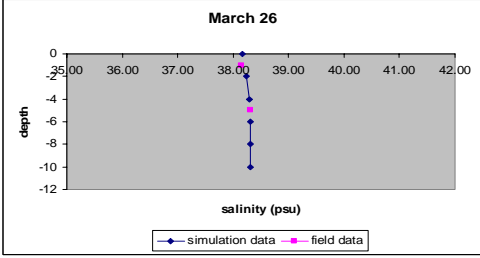
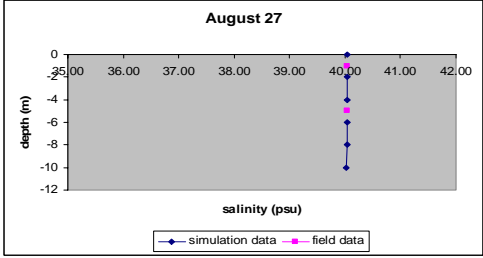
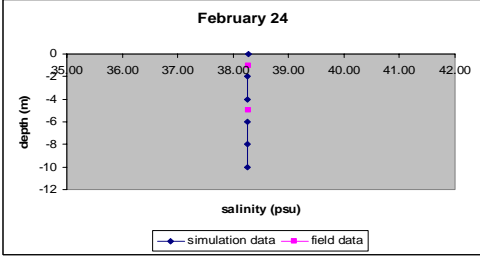
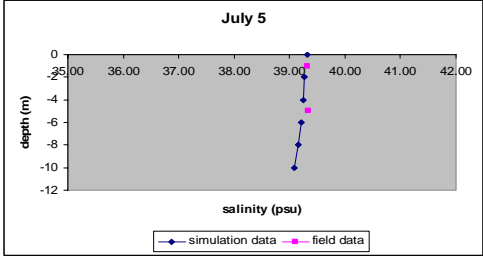
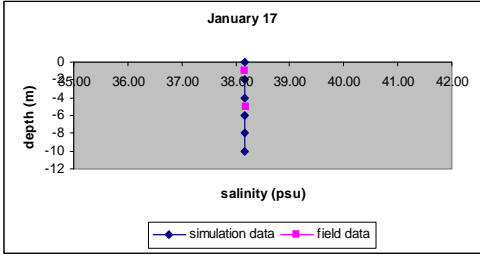
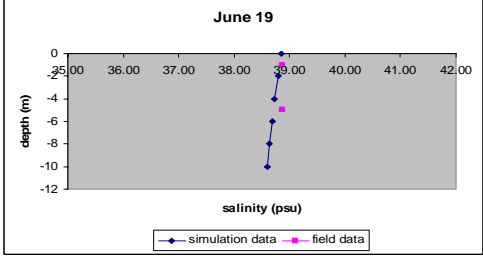
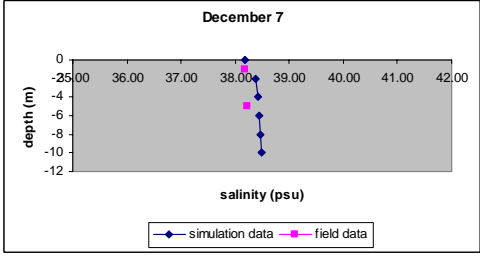
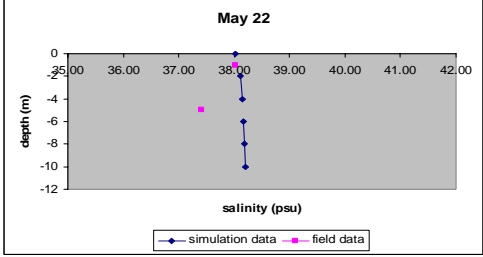
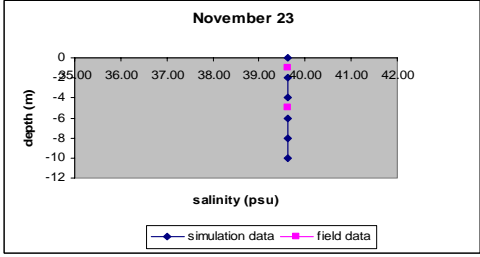
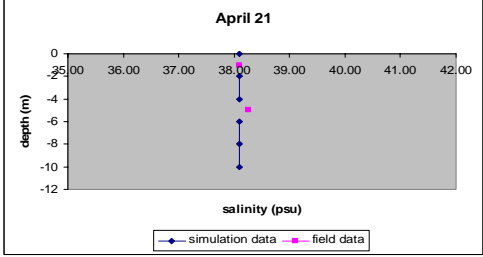
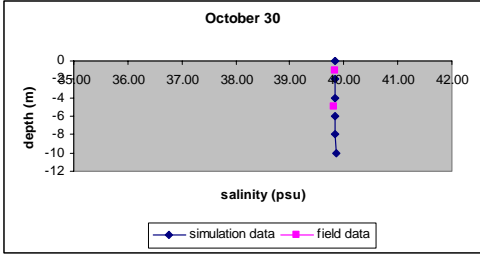
Σταθμός GG3 - Αλατότητα



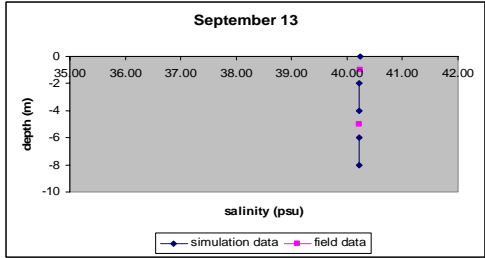
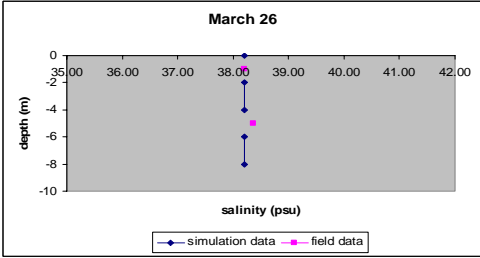
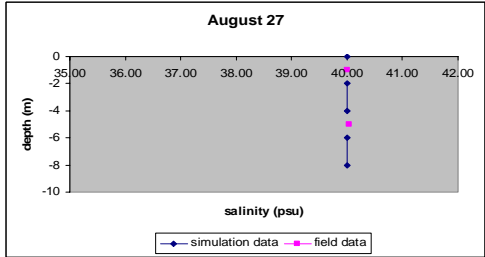
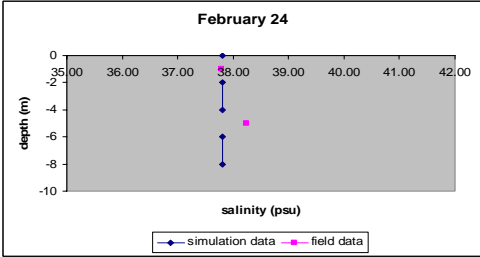
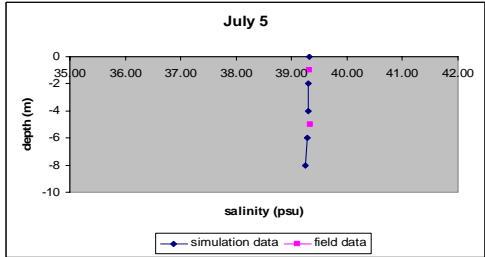
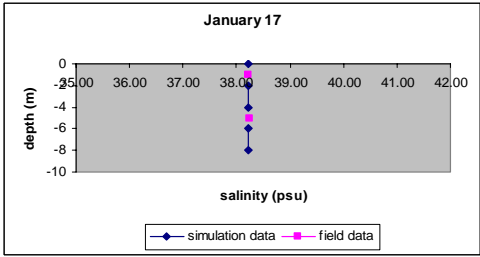
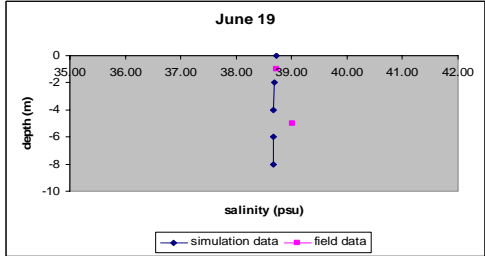
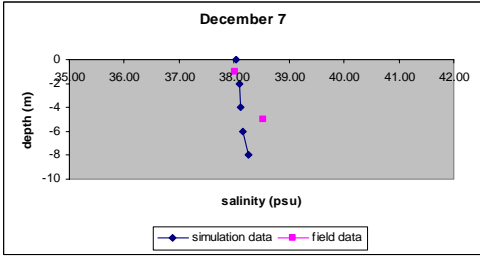
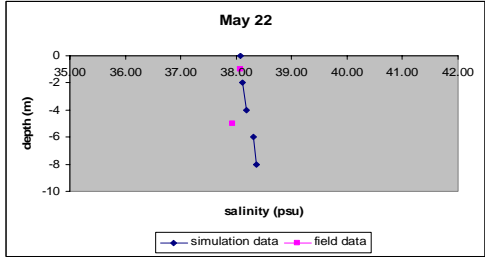
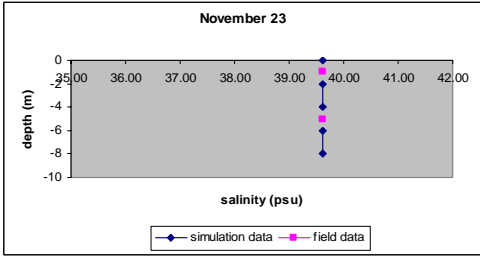
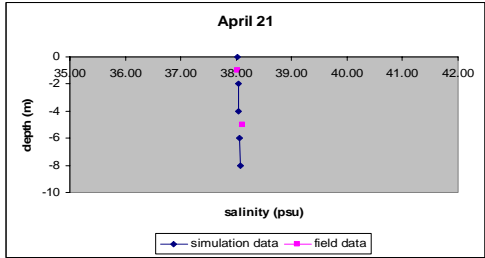
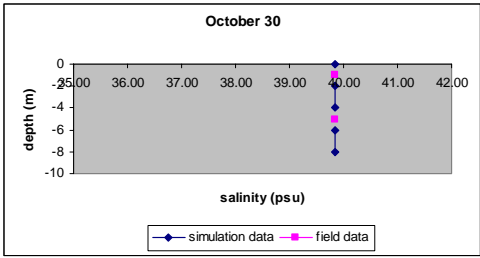
Σταθμός GG4 - Αλατότητα



Σταθμός GG5 - Αλατότητα



Σταθμός GG6 - Αλατότητα



Σταθμός GG7 - Αλατότητα

