



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ

ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΜΗΜΑ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΑΝΕΜΟΓΕΝΟΥΣ
ΒΑΡΟΤΡΟΠΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΟΥ
ΑΡΓΟΣΤΟΛΙΟΥ

Αλέξανδρος Χρόνης

Επιβλέποντες: Βασίλης Ζερβάκης, Αναπληρωτής Καθηγητής
Ελίνα Τράγου, Επίκουρος Καθηγητής
Αντώνης Βελεγράκης, Καθηγητής

ΜΥΤΙΑΗΝΗ

ΙΟΥΝΙΟΣ 2011

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΑΝΕΜΟΓΕΝΟΥΣ
ΒΑΡΟΤΡΟΠΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΟΥ
ΑΡΓΟΣΤΟΛΙΟΥ

Αλέξανδρος Χρόνης

ΑΜ:19106094

ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ:

Βασίλης Ζερβάκης , Αναπληρωτής Καθηγητής
Ελίνα Τράγου , Επίκουρος Καθηγητής
Αντώνης Βελεγράκης , Καθηγητής

Περίληψη

Η παρούσα πτυχιακή εργασία πραγματοποιήθηκε για την κατανόηση και την πρόβλεψη της ανεμογενούς βαροτροπικής κυκλοφορίας του Κόλπου του Αργοστολίου. Για αυτό τον λόγο δημιουργήθηκε από την αρχή ένα αριθμητικό μοντέλο ανεμογενούς βαροτροπικής κυκλοφορίας. Στην συνέχεια τρέξαμε το μοντέλο για διαφορετικές διευθύνσεις και εντάσεις ανέμων και έπειτα ανάλυθηκαν τα αποτελέσματα που προέκυψαν από αυτές τις εντάσεις. Εν συνεχεία το μοντέλο τρέχτηκε και χωρίς την επίδραση της δύναμης Coriolis ώστε να ελεγχθεί κατά πόσο μπορεί να επηρεάσει τα αποτελέσματα η απουσία της. Τέλος ελέγχθηκε ήταν κατά πόσο είναι λογικά τα αποτελέσματα του μοντέλου με βάση την θεωρία.

ΘΕΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ: Κεφαλλονία, Αργοστόλι

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Αργοστόλι, Κεφαλλονία, μοντέλο, μοντέλο κυκλοφορίας, μαθηματικό μοντέλο, αριθμητικά σχήματα, μέθοδος πεπερασμένων διαφορών, truncation σφάλμα, σταθερότητα, συνέπεια, σύγκλιση, CFL κριτήριο, αριθμητικό μοντέλο, αρχικές συνθήκες, συνοριακές συνθήκες, τάση ανέμου, μάσκα, implicit σχήμα, explicit σχήμα

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Νίκο Σκλήρη που στήριξε την προσπάθεια μου, με καθοδήγησε και μου αφιέρωσε πολύ από τον πολύτιμο χρόνο του για να φτάσουμε ως εδώ. Τέλος θα ήθελα παράλληλα να ευχαριστήσω τον κ. Βασίλη Ζερβάκη, Αναπληρωτή Καθηγητή για τις υποδείξεις και παρατηρήσεις του κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσης εργασίας.

Περιεχόμενα

Πρόλογος	19
Σκοπός	21
1 Εισαγωγή	23
2 Μεθοδολογία	25
2.1 Θεωρητικό μέρος	25
2.1.1 Τι είναι μαθηματικό μοντέλο;	25
2.1.2 Γιατί κάνουμε μαθηματικά μοντέλα;	26
2.1.3 Αριθμητικά σχήματα	27
2.1.3.1 Κοινό πλέγμα	27
2.1.3.2 Εναλλασσόμενο πλέγμα	29
2.1.4 Η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών	31
2.1.4.1 Το σχήμα implicit και το σχήμα explicit	33
2.1.4.2 Το σφάλμα truncation της προσέγγισης	34
2.1.5 Σταθερότητα, Συνέπεια. Και σύγκλιση	35
2.1.5.1 Το κριτήριο CFL (Courant-Friedrichs-Lewy)	37
2.1.6 Τι είναι αριθμητικό μοντέλο	38
2.1.7 Οι εξισώσεις	38
2.1.8 Τα χαρακτηριστικά του κάναβου της περιοχής μελέτης	39
2.2 Πρακτικό μέρος	41

2.2.1	Η επεξεργασία της βυθομετρίας	41
2.2.2	Μία δοκιμαστική έκδοση του μοντέλου	41
2.2.3	Αρχικές και Συνοριακές συνθήκες του μοντέλου	41
2.2.4	Οι εξισώσεις της δοκιμαστικής έκδοσης του μοντέλου	42
2.2.5	Η τάση του ανέμου	42
2.2.6	Η αριθμητική προσέγγιση των εξισώσεων του δοκιμαστικού μοντέλου . .	43
2.2.7	Οι μάσκες της ταχύτητας και της ανόδου στις στάθμης θάλασσας	43
2.2.8	Η νέα αριθμητική προσέγγιση των εξισώσεων του μοντέλου	44
2.2.9	Η τελική μορφή των εξισώσεων του μοντέλου και της αριθμητικής προσέγγισης τους	45
2.2.9.1	Η αριθμητική προσέγγιση των όρων μεταφοράς και διάχυσης . .	45
3	Αποτελέσματα	49
3.1	Αποτελέσματα μοντέλου για μέσες εντάσεις ανέμων (2 m/s ή 2 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 241°	49
3.1.1	Κινητική ενέργεια	51
3.1.2	Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας	53
3.1.3	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας από την οριζόντιο	56
3.1.4	Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος	59
3.1.5	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα	62
3.2	Αποτελέσματα μοντέλου για μέγιστες εντάσεις ανέμων (10 m/s ή 5 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 241°	65
3.2.1	Κινητική ενέργεια	67
3.2.2	Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας	68
3.2.3	Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος	70
3.3	Αποτελέσματα μοντέλου για μέσες εντάσεις ανέμων (2 m/s ή 2 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 286°	72

3.3.1	Κινητική ενέργεια	74
3.3.2	Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας	75
3.3.3	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας από την οριζόντιο	78
3.3.4	Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος	81
3.3.5	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα	84
3.4	Αποτελέσματα μοντέλου για μέγιστες εντάσεις ανέμων (10 m/s ή 5 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 286°	87
3.4.1	Κινητική ενέργεια	89
3.4.2	Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας	90
3.4.3	Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος	92
3.5	Αποτελέσματα μοντέλου για μέσες εντάσεις ανέμων (2 m/s ή 2 Beaufort) με διεύ- θυνση ανέμου 317°	94
3.5.1	Κινητική ενέργεια	96
3.5.2	Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας	97
3.5.3	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας από την οριζόντιο	100
3.5.4	Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος	103
3.5.5	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα	106
3.6	Αποτελέσματα μοντέλου για μέγιστες εντάσεις ανέμων (10 m/s ή 5 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 317°	109
3.6.1	Κινητική ενέργεια	111
3.6.2	Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας	112
3.6.3	Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος	114
3.7	Σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου είτε με την επίδραση της δύναμης Co- riolis είτε χωρίς την επίδρασή της, με διεύθυνση ανέμου 317° και με ένταση ανέμου 5 Beaufort	116
3.8	Σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με την θεωρία που αναφέρεται στη διαμόρφωση του ανεμογενούς ρεύματος σε περιορισμένο πεδίο	118

4 Επίλογος	121
Ορολογία	125
Συντμήσεις - Αρκτικόλεξα	127
Βιβλιογραφία	129

Κατάλογος Σχημάτων

2.1	Μια στοιχειώδης απεικόνιση της επιστημονικής μεθόδου που δείχνει πώς τα θεωρητικά μοντέλα που έχουν ανάπτυχθει σχετίζονται με παρατηρήσεις εντός του εν λόγω πραγματικού κόσμου (Dym and Ivey, 1980)	28
2.2	Κοινό πλέγμα	28
2.3	Εναλλασσόμενο πλέγμα	30
2.4	Διαμόρφωση της οριζόντιας έκδοσης του Arakawa C-grid. Αυτή η εικόνα είναι ένα παράδειγμα που περιλαμβάνει στεριά και ακτογραμμή	32
2.5	a) Παράδειγμα αριθμητικής λύσης που δεν συγκλίνει στην πραγματική. b) Παράδειγμα αριθμητικής λύσης που συγκλίνει στην πραγματική	38
2.6	Ο κάναβος του βυθομετρικού χάρτη του Κόλπου της Κεφαλλονίας, με μπλέ χρώμα είναι τα pixel που αφορούν θάλασσα και με κόκκινο χρώμα είναι τα pixel που αφορούν στεριά.	40
3.1	Κινητική ενέργεια για 6 μέρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 241° .	52
3.2	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 241° .	53

3.3	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	54
3.4	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	55
3.5	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	56
3.6	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	57
3.7	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	58
3.8	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	59
3.9	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	60
3.10	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	61
3.11	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	62
3.12	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	63
3.13	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	64
3.14	Κινητική ενέργεια για 2 μέρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	67
3.15	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	68

3.16	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	69
3.17	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	70
3.18	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241°	71
3.19	Κινητική ενέργεια για 6 μέρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	74
3.20	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	75
3.21	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	76
3.22	Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	77
3.23	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	78
3.24	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	79
3.25	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	80
3.26	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	81
3.27	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	82
3.28	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	83

3.29 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	84
3.30 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	85
3.31 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	86
3.32 Κινητική ενέργεια για 2 μέρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	89
3.33 Ανύψωση της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	90
3.34 Ανύψωση της στάθμης θάλασσας μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	91
3.35 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	92
3.36 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286°	93
3.37 Κινητική ενέργεια για 6 μέρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	96
3.38 Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	97
3.39 Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	98
3.40 Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	99
3.41 Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	100

3.42	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	101
3.43	Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	102
3.44	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	103
3.45	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	104
3.46	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	105
3.47	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	106
3.48	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	107
3.49	Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	108
3.50	Κινητική ενέργεια για 2 μέρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	111
3.51	Στιγμιότυπο της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	112
3.52	Στιγμιότυπο της στάθμης θάλασσας μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	113
3.53	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	114
3.54	Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317°	115

3.55	Σχήματα από τα αποτελέσματα του μοντέλου είτε με την επίδραση της δύναμης Coriolis είτε χωρίς την επίδρασή της, με διεύθυνση ανέμου 317° και με ένταση ανέμου 5 Beaufort.	117
3.56	Η διαφορά του εικόνας (α') με την εικόνα (β') του Σχήματος 3.55	117
3.57	Καθετή τομή της στάθμης θάλασσας (με κατεύθυνση από Νότο προς Βορρά), με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° ,.	119

Πρόλογος

Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προπτυχιακού προγράμματος του Τμήματος Επιστήμων της Θάλασσας. Η πραγματοποίησή της δεν θα ήταν δυνατή χωρίς την πολύτιμη βοήθεια του Δρ. Σκλήρη Νίκο, επιβλέποντα καθηγητή, για την ευκαιρία που μου έδωσε να εντρυφήσω σε θέματα μοντελοποίησης της θαλάσσιας κυκλοφορίας. Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω απο τα μέλη της τριμελούς επιτροπής τον κύριο Δρ. Ζερβάκη Βασίλειο για την πολύτιμη βοήθεια του για την κατανόηση των φυσικών φαινομένων. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο Ν. Χατζηλία όσον αφορά την εύρεση του βυθομετρικού χάρτη για τον Κόλπο του Αργοστολίου.

Σκοπός

Σκοπός της παρούσας πτυχιακής εργασίας είναι η κατανόηση και η πρόβλεψη της ανεμογενούς βαροτροπικής κυκλοφορίας του Κόλπου του Αργοστολίου. Για την πραγματοποίηση αυτού του σκοπού χρειάστηκε να γίνει εξ' ολοκλήρου από την αρχή η κατασκευή ενός αριθμητικού μοντέλου. Και ποίο συγκεκριμένα ενός μοντέλου ανεμογενούς βαροτροπικής κυκλοφορίας.

Κεφάλαιο 1

Εισαγωγή

Οι ωκεανοί αποτελούν ένα πολύ σημαντικό κομμάτι του κλιματικού συστήματος. Αυτοί κυριαρχούν στην υδρόσφαιρα και παίζουν ένα σημαντικό ρόλο για την φυσική κλιματική μεταβλητότητα. Κατά συνέπεια η μοντελοποίηση της ωκεάνιας κυκλοφορίας είναι πολύ σημαντική λόγω ότι μπορούμε να προβλέψουμε μέσω αυτής τα μετεωρολογικά πρότυπα και της επιπτώσεις που θα έχει η κλιματική αλλαγή (Miller, 2007). Οι μέθοδοι προσομοίωσης έχουν γίνει ένα πολύ σημαντικό κομμάτι της έρευνας που διεξάγεται στη φυσική ωκεανογραφία. Η επιρροή που ακούν τα ωκεάνια μοντέλα τις τελευταίες δεκαετίες έχει αυξηθεί δραματικά. Η χρήση των γενικών ωκεάνιων μοντέλων κατά την δεκαετία του 1970 και του 1980 έχει συνεισφέρει θεμελιωδώς στην κατανόηση των φυσικών μηχανισμών που διέπουν τη δυναμική των ωκεανών. Λόγω σημαντικών βελτιώσεων στις αριθμητικές μεθόδους, βελτιώσεων στις δυνατότητες των υπολογιστών και συγκριτικά καλύτερα σύνολα δεδομένων όσον αφορά τις αρχικές συνθήκες και τις δυνάμεις που ασκούνται στον ωκεανό, τα μοντέλα έχουν γίνει πιο ρεαλιστικά τα τελευταία χρόνια. Η ανάπτυξη των αριθμητικών προσομοιώσεων είναι ικανή να περιγράψει αρκετά καλά την δυναμική συμπεριφορά πολύπλοκων, μη-γραμμικών και τυρβωδών συστημάτων της γενικής ωκεάνιας κυκλοφορίας αν και ακόμα αντιμετωπίζει σοβαρά προβλήματα (Siedler et al., 2001).

Κεφάλαιο 2

Μεθοδολογία

Όσον αφορά τη παρούσα πτυχιακή εργασία, μετά από βιβλιογραφική έρευνα που διεξήχθη για την Κεφαλλονία και ειδικότερα για την ανεμογενή βαροτροπική κυκλοφορία δεν βρέθηκε κάποια βιβλιογραφική ανάφορά που να έχει γίνει κάποια άλλη σχετική αριθμητική προσομοίωση. Οι μόνες πηγές που βρέθηκαν και ήταν σχετικές με την Κεφαλλονία ήταν οι εξής

- (Drogue, 1989) αυτή η δημοσίευση αναφέρεται στην συνεχή εισροή θαλασσινού νερού και την εκροή του υφάλμυρου νερού στο υπέδαφος του νησιού της Κεφαλονιάς
- (Fleury et al., 2007) αυτό το άρθρο αναφέρεται για τη τρέχουσα γνώση των παράκτιων καρστικών υδροφόρων οριζόντων, στους οποίους η ροή του conduit είναι κυρίαρχη. Και σκοπός της εργασίας αυτής είναι να περιγραφεί η λειτουργία αυτών των ροών οι οποίες συνδέονται στένα με τη θάλασσα.
- (Stringfield and LeGrand, 1969) το άρθρο περιγράφει πώς επηρεάζει το θαλασσινό νερό τα ανθρακικά πετρώματα που βρίσκονται σε παράκτιες περιοχές. Οι περιοχές στις οποίες γίνεται η αναφορά είναι η Φλόριντα των Ηνωμένων Πολιτειών και η Κεφαλλονία.

Οπότε δεν είναι εφικτό να συγκρίνουμε κατά πόσο είναι ρεαλιστικά τα αποτελέσματα που βρήκαμε. Ο μοναδικός τρόπος για να δούμε κατά πόσο είναι ρεαλιστικά είναι να τα κρίνουμε με βάση την θεωρία ή με βάση αναλυτικές επιλύσεις του προβλήματος για λεκάνες απλής γεωμετρίας.

2.1 Θεωρητικό μέρος

2.1.1 Τι είναι μαθηματικό μοντέλο;

Πριν περάσουμε στον ορισμό του μαθηματικού μοντέλου πρέπει πρώτα να εξηγήσουμε τί είναι μοντέλο. Μοντέλο είναι η μικρής κλίμακας ανάπαράσταση ενός πράγματος· ένα πρότυπο ενός

πράγματος που πρέπει να γίνει: ένα παράδειγμα προς μίμηση ή προσομοίωση: μια περιγραφή ή μια ανάλογια που χρησιμοποιείται για να βοηθήσει στο να απεικονιστεί κάτι (π.χ., ένα άτομο), που δεν μπορεί να παρατηρηθεί άμεσα: ένα σύστημα από δεδομένα, αξιώματα. Και συμπεράσματα που παρουσιάζονται σαν μια μαθηματική περιγραφή μιας οντότητας ή κατάστασης πραγμάτων. Ο ορισμός αυτός υποδηλώνει ότι η μοντελοποίηση είναι μια δραστηριότητα, μια γνωστική δραστηριότητα κατά την οποία σκεφτόμαστε και δημιουργούμε τα μοντέλα για να περιγράψουν πώς λειτουργούν οι συσκευές ή αντικείμενα που παρουσιάζουν ενδιαφέρουσα συμπεριφορά. Υπάρχουν πολλοί τρόποι με τους οποίους οι συσκευές και οι συμπεριφορές μπορούν να περιγραφούν. Μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε λέξεις, σχέδια ή σκίτσα, φυσικά μοντέλα, προγράμματα ηλεκτρονικών υπολογιστών, ή μαθηματικούς τύπους. Με άλλα λόγια, η δραστηριότητα μοντελοποίησης μπορεί να γίνει σε πολλές γλώσσες, συχνά ταυτοχρόνως. Δεδομένου ότι ενδιαφερόμαστε ιδιαίτερα στη χρήση της γλώσσας των μαθηματικών για να φτιάξουμε μοντέλα, θα βελτιώσουμε τον ορισμό που μόλις δώσαμε. Οπότε μαθηματικό μοντέλο είναι μια ανάπαράσταση με μαθηματικούς όρους της συμπεριφορά των πραγματικών συσκευών και των αντικειμένων για τα οποία ενδιαφερόμαστε.

2.1.2 Γιατί κάνουμε μαθηματικά μοντέλα;

Δεδομένου ότι η μοντελοποίηση των συσκευών και των φαινομένων είναι απαραίτητη τόσο για τη μηχανική όσο και για την επιστήμη, οι μηχανικοί και οι επιστήμονες έχουν πολύ πρακτικούς λόγους για να κάνουν μαθηματικά μοντέλα. Επιπλέον, οι μηχανικοί, επιστήμονες και μαθηματικοί θέλουν να δοκιμάσουν τη χαρά του σχεδιασμού και της επίλυσης των μαθηματικών προβλημάτων.

Σε μια στοιχειώδη εικόνα της επιστημονικής μεθόδου (Σχήμα 2.1), εντοπίζουμε ένα «πραγματικό κόσμο» και έναν «εννοιολογικό κόσμο.» Ο εξωτερικός κόσμος είναι αυτός που ονομάζουμε πραγματικό: εδώ παρατηρούμε τα διάφορα φαινόμενα και συμπεριφορές, είτε έχουν φυσική προέλευση είτε παράγονται από σφάλματα. Ο εννοιολογικός κόσμος είναι ο κόσμος του νου, δηλαδή είναι αυτός που ζούμε όταν προσπαθούμε να καταλάβουμε τι συμβαίνει στον πραγματικό, τον εξωτερικό κόσμο. Ο εννοιολογικός κόσμος μπορεί να θεωρηθεί ότι έχει τρία στάδια: παρατήρηση, μοντελοποίηση και πρόβλεψη. Στο πλαίσιο παρατήρησης μιας επιστημονικής μεθόδου μετράμε το τι συμβαίνει στον πραγματικό κόσμο. Οι παρατηρήσεις μπορεί να είναι άμεσες, όπως όταν χρησιμοποιούμε τις αισθήσεις μας, είτε έμμεσες, οπότε αφορούν μερικές μετρήσεις που λαμβάνονται για να δείξουν μέσα από κάποια άλλη διαδικασία ότι πραγματοποιήθηκαν. Για παράδειγμα, συχνά γνωρίζουμε ότι μια χημική αντίδραση έχει λάβει χώρα μόνο με τη μέτρηση του προϊόντος της εν λόγω αντίδρασης.

Σε αυτή τη στοιχειώδη άποψη για το πώς γίνεται η επιστήμη, το μέρος της προσομοίωσης ασχολείται με την ανάλυση των ανωτέρω παρατηρήσεων για έναν από τους παραπάνω (τουλάχιστον) τρεις λόγους. Αυτά τα σκεπτικά αφορούν την ανάπτυξη: μοντέλων που περιγράφουν τη συμπερι-

φορά ή τα αποτελέσματα που παρατηρήθηκαν· μοντέλα που εξηγούν αυτή τη συμπεριφορά και τα αποτελέσματα που προέκυψαν· ή μοντέλα που θα μας επιτρέψουν να προβλέψουμε τις μελλοντικές συμπεριφορές ή τα αποτελέσματα που είναι ακόμη απαρατήρητα ή δεν έχει γίνει κάποια σχετική μέτρηση.

Στο τμήμα της πρόγνωσης μιας επιστημονικής μεθόδου ‘εξασκούμε’ τα μοντέλα μας για να μας πούνε τι θα συμβεί σε ένα πείραμα που έχει γίνει ή τι θα γίνει σε μια προβλεπόμενη σειρά από γεγονότα που θα συμβούν στον πραγματικό κόσμο. Οι προβλέψεις αυτές, στη συνέχεια ακολουθούνται από παρατηρήσεις που χρησιμεύουν είτε για την επικύρωση του μοντέλου είτε για να προτείνουν λόγους για τους οποίους το μοντέλο είναι ανεπαρκές.

Το τελευταίο σημείο που προκύπτει σαφώς είναι στην επανάληψη, η επανάληπτική δομή που είναι εμφανής στο σχήμα 2.1, ακόμη προτείνει ότι ο σχεδιασμός είναι πρωταρχικής σημασίας σε ένα στοιχειώδες μοντέλο μιας επιστημονικής μεθόδου. Γενικά χτίζουμε μοντέλα και τα χρησιμοποιούμε για να προβλέψουμε τα γεγονότα που μπορούν να τα επιβεβαιώσουν ή να τα διαψεύσουν. Επιπλέον, μπορούμε επίσης να βελτιώσουμε τον τρόπο που συλλέγουμε τα δεδομένα μας, όταν για παράδειγμα χρησιμοποιούμε ένα μοντέλο, για οδηγό, για το πού να κοιτάζουμε και για το πως θα δειγματοληπτήσουμε (Dym, 2004).

2.1.3 Αριθμητικά σχήματα

Τα προβλήματα που πηγάζουν από τα σχήματα προσομοίωσης τέτοιων προβλημάτων, πέραν από την αυξανόμενη πολυπλοκότητα, έχουν να κάνουν και με τη χωρική τοποθέτηση των εξαρτημένων μεταβλητών πάνω στο πλέγμα που θα χρησιμοποιήσουμε. Ας δούμε δύο παραδείγματα πλεγμάτων:

2.1.3.1 Κοινό πλέγμα

Οι δύο εξαρτημένες μεταβλητές υπολογίζονται μαζί στα ίδια σημεία του πλέγματος. Το σχήμα 2.2 αποτελεί παράδειγμα κοινού πλέγματος.

Όπου

$$x = i\Delta x \text{ για } i = 1, 2, \dots, I$$

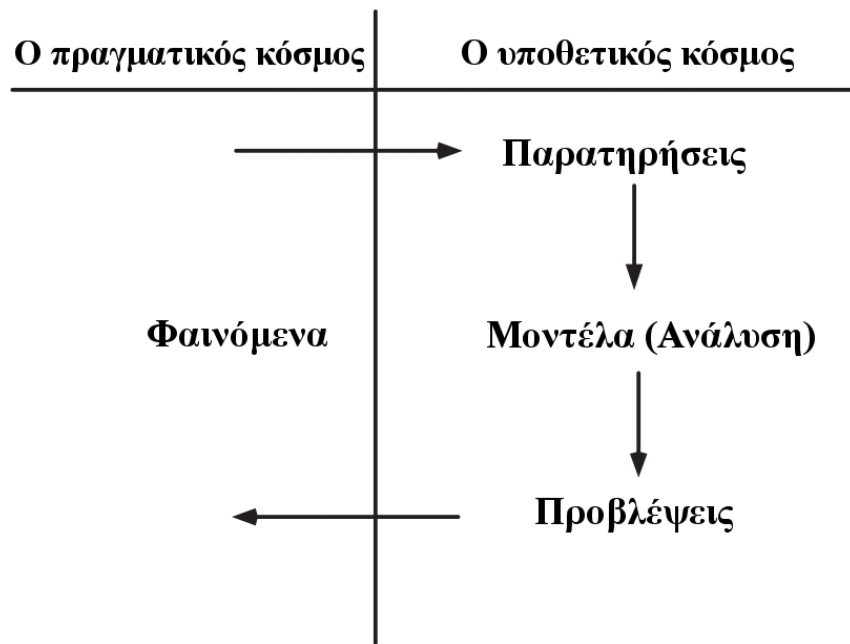
$$t = n\Delta t \text{ για } n = 1, 2, \dots, N$$

και

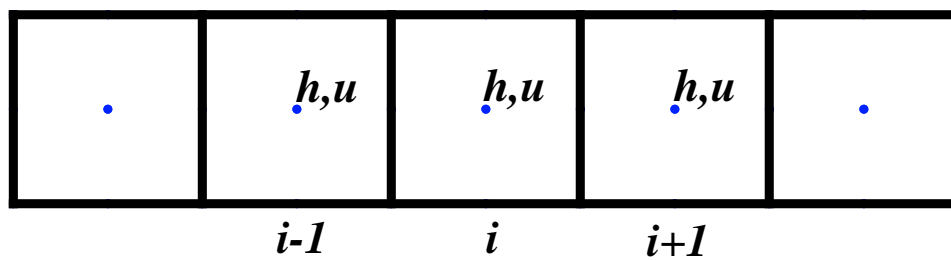
$$u(x, t) = u(i\Delta x, n\Delta t)$$

$$h(x, t) = h(i\Delta x, n\Delta t)$$

Στην συνέχεια παραθέτουμε ένα παράδειγμα για την καλύτερη κατανόηση του κοινού πλέγματος. Έστω ότι θέλουμε να εφαρμόσουμε την μέθοδο του κοινού πλέγματος για την περίπτωση των μονοδιάστατων βαρυντικών κυμάτων.



Σχήμα 2.1: Μια στοιχειώδης απεικόνιση της επιστημονικής μεθόδου που δείχνει πώς τα θεωρητικά μοντέλα που έχουν ανάπτυχθει σχετίζονται με παρατηρήσεις εντός του εν λόγω πραγματικού κόσμου (Dym and Ivey, 1980)



Σχήμα 2.2: Κοινό πλέγμα

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -H \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.2)$$

Οπότε κατασκευάζουμε τις κεντρικές πεπερασμένες διαφορές στο χώρο και έχουμε τις διακριτές εξισώσεις και διαλέγοντας ένα σχήμα μπροστά στο χρόνο παίρνουμε τις εξισώσεις:

$$\frac{h_i^{n+1} - h_i^n}{\Delta t} = -H \frac{u_{i+1}^n - u_{i-1}^n}{2\Delta x} \quad (2.3)$$

$$\frac{u_i^{n+1} - u_i^n}{\Delta t} = -g \frac{h_{i+1}^n - h_{i-1}^n}{2\Delta x} \quad (2.4)$$

2.1.3.2 Εναλλασσόμενο πλέγμα

Οι δύο εξαρτημένες μεταβλητές υπολογίζονται σε διαφορετικά σημεία του πλέγματος (εναλλάξ). Το σχήμα 2.3 αποτελεί παράδειγμα κοινού πλέγματος. Η απόσταση μεταξύ των δύο εξαρτημένων μεταβλητών u, h στο έναλλασσόμενο πλέγμα μειώνεται στην μισή απόσταση σε σχέση με το κοινό πλέγμα.

Όπου

$$x = i\Delta x \text{ για } i = 1, 2, \dots, I$$

$$y = j\Delta y \text{ για } j = 1, 2, \dots, I$$

$$t = n\Delta t \text{ για } n = 1, 2, \dots, N$$

και

$$u(x, y, t) = u(i\Delta x, j\Delta y, n\Delta t)$$

$$v(x, y, t) = v(i\Delta x, j\Delta y, n\Delta t)$$

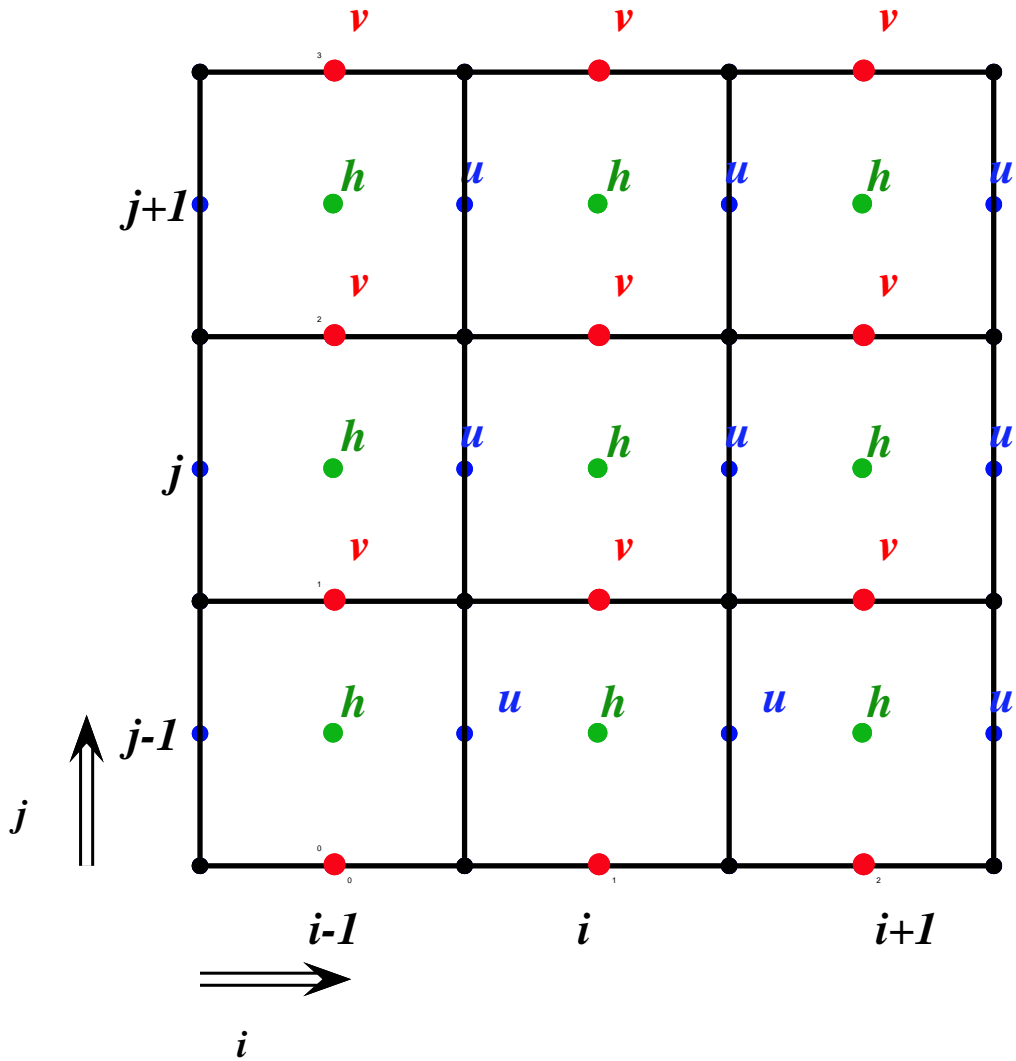
$$h(x, y, t) = h(i\Delta x, j\Delta y, n\Delta t)$$

Στην συνέχεια παραθέτουμε ένα παράδειγμα για την καλύτερη κατανόηση του κοινού πλέγματος. Έστω ότι θέλουμε να εφαρμόσουμε την μέθοδο του κοινού πλέγματος για την περίπτωση των δισδιάστατων βαρυντικών κυμάτων (Skliris, 2009).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.7)$$



Σχήμα 2.3: Εναλλασσόμενο πλέγμα

και κατασκευάζουμε και πάλι κεντρικές πεπερασμένες διαφορές στο χώρο και έτσι έχουμε τις διακριτές εξισώσεις ως εξής:

$$\frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j}^n}{\Delta t} = -H \left(\frac{u_{i+1,j}^n - u_{i,j}^n}{\Delta x} + \frac{v_{i,j+1}^n - v_{i,j}^n}{\Delta y} \right) \quad (2.8)$$

$$\frac{u_{i,j}^{n+1} - u_{i,j}^n}{\Delta t} = -g \frac{h_{i,j}^n - h_{i-1,j}^n}{\Delta x} \quad (2.9)$$

$$\frac{v_{i,j}^{n+1} - v_{i,j}^n}{\Delta t} = -g \frac{h_{i,j}^n - h_{i,j-1}^n}{\Delta y} \quad (2.10)$$

Arakawa C-grid Το Arakawa C-grid (Arakawa and Lamb, 1977) είναι ένα έναλλασσόμενο πλέγμα του οποίου οι συνιστώσες τις ταχύτητας βρίσκονται ανάμεσα στα γειτονικά σημεία του πλέγματος της ελεύθερης ανύψωση της επιφάνειας της θάλασσας. Ένα παράδειγμα αυτού του πλέγματος μπορούμε να δούμε στο σχήμα 2.4. Αυτό το πλέγμα είναι ευρέως διαδεδομένο στην ωκεανογραφική κοινότητα η οποία ασχολείται με την μοντελοποίηση. Αυτό το πλέγμα είναι η βάση του κώδικα που τρέχει το μοντέλο αυτής της πτυχιακής. Σ' αυτό το πλέγμα θα μπορούσαμε να παρατηρήσουμε ότι οι συνιστώσες της ταχύτητας u και v δεν βρίσκονται στα ίδια σημεία του πλέγματος.

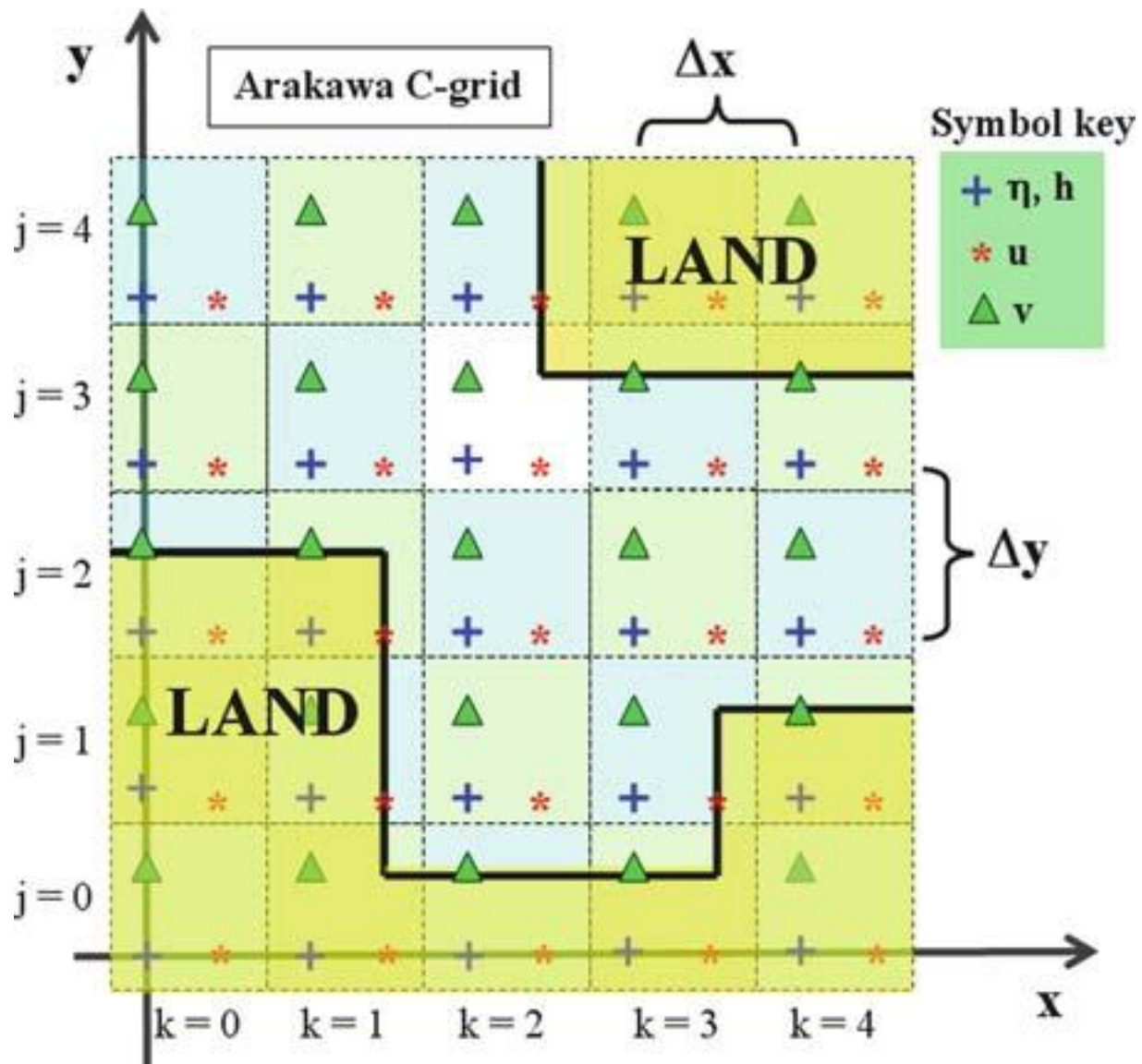
2.1.4 Η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών

Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών λειτουργεί με την αντικατάσταση της περιοχής στην οποία οι ανεξάρτητες μεταβλητές των ΜΔΕ ορίζονται από ένα πεπερασμένο πλέγμα των σημείων στα οποία η εξαρτημένη μεταβλητή προσεγγίζεται. Οι μερικές παράγωγοι της ΜΔΕ σε κάθε σημείο του πλέγματος προσεγγίζεται από τις γειτονικές τιμές (Causon and Mingham, 2010).

Ένας απλός τρόπος για να δούμε πως θα μπορούσαμε να χρησιμοποιήσουμε την μέθοδο πεπερασμένων διαφορών είναι να χρησιμοποιήσουμε συναρτήσεις μιας μεταβλητής.

$$U = U(x) \quad (2.11)$$

Έστω η συνάρτηση U είναι η λύση μιας διαφορικής εξίσωσης. Θέλουμε να βρούμε μια προσέγγιση της λύσης αυτής σε μια περιοχή P της ανεξάρτητης μεταβλητής x , με μήκος m . Ένας εύκολος τρόπος είναι να διαιρέσουμε την περιοχή αυτή (P) με έναν ακέραιο αριθμό διαστημάτων, όπου το κάθε διάστημα πρέπει να έχει μήκος Δx . Το Δx ονομάζεται διάστημα πλέγματος. Υποθέτουμε τώρα ότι ο αριθμός των διαστημάτων του πλέγματος είναι A . Τοποθετώντας την αρχή του άξονα των x στο αριστερό όριο της περιοχής P , ψάχνουμε για την προσέγγιση του $U(x)$ στα διακριτά σημεία $x = i\Delta x$, όπου το i παίρνει τιμές από $i = 0, 1, \dots, A$. Αυτές οι προσεγγιστικές τιμές έχουν



Σχήμα 2.4: Διαμόρφωση της οριζόντιας έκδοσης του Arakawa C-grid. Αυτή η εικόνα είναι ένα παράδειγμα που περιλαμβάνει στεριά και ακτογραμμή

τη μορφή

$$U_i = U_i(i\Delta x) \quad (2.12)$$

και εμείς ανάζητούμε $A + 1$ τιμές του U_i .

Στην συνέχεια ψάχνουμε τις διαφορές μεταξύ των U_i , που θα χρησιμοποιηθούν στη δημιουργία προσεγγιστικών εκφράσεων για τις παραγώγους όπου και αυτές καλούνται πεπερασμένες διαφορές. Γενικά υπάρχουν πολλοί τρόποι διαχωρισμού, ένας τρόπος θα μπορούσε να είναι ο διαχωρισμός τους σε κεντρικές και μη κεντρικές εκφράσεις με βάση τη θέση των U_i ως προς τη θέση του σημείου στο οποίο θα υπολογίσουμε την παράγωγο. Μία κεντρική διαφορά έχει τη μορφή

$$\Delta U_i = U_{i+1} - U_{i-1} \quad (2.13)$$

ενώ μια μη κεντρική διαφορά έχει την μορφή

$$\Delta U_i = U_{i+1} - U_i \quad (2.14)$$

Δηλαδή η βασική διαφορά που έχει η κεντρική διαφορά με την μη κεντρική διαφορά είναι ότι στην κεντρική διαφορά ο υπολογισμός που γίνεται είναι συμμετρικός γύρω από το σημείο ενώ στην μη κεντρική διαφορά δεν είναι συμμετρικός.

Σύμφωνα με όσα ειπώθηκαν παραπάνω η πρώτη παράγωγος με βάση την μη κεντρική διαφορά θα μπορούσε να υπολογιστεί ως εξής:

$$\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_i = \frac{U_{i+1} - U_i}{\Delta x} \quad (2.15)$$

2.1.4.1 Το σχήμα implicit και το σχήμα explicit

Πέρα από τα σχήματα κεντρικής και μη κεντρικής διαφοράς υπάρχουν και τα σχήματα implicit και explicit.

Σχήμα explicit Στο ρητό (explicit) σχήμα οι χωρικές παράγωγοι υπολογίζονται στο χρονικό σημείο t_n . Για παράδειγμα αν πέραμε την εξίσωση

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -H \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2.16)$$

αν θέλαμε να εφαρμοσούμε το ρητό σχήμα θα κάναμε το εξής:

$$\frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j}^n}{\Delta t} = -H \left(\frac{u_{i+1,j}^n - u_{i,j}^n}{\Delta x} + \frac{v_{i,j+1}^n - v_{i,j}^n}{\Delta y} \right) \quad (2.17)$$

Σχήμα implicit Στο άρρητο (implicit) σχήμα οι χωρικές παράγωγοι υπολογίζονται στο χρονικό σημείο t_{n+1} . Για παράδειγμα αν παίρναμε την εξίσωση 2.16 θα είχαμε το εξής:

$$\frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j}^n}{\Delta t} = -H \left(\frac{u_{i+1,j}^{n+1} - u_{i,j}^{n+1}}{\Delta x} + \frac{v_{i,j+1}^{n+1} - v_{i,j}^{n+1}}{\Delta y} \right) \quad (2.18)$$

Το καθαρό πλεονέκτημα του άρρητου σχήματος έναντι του ρητού σχήμα είναι ότι το ρητό σχήμα είναι ευσταθές για κάθε τιμή του χρονικού βήματος t_n .

2.1.4.2 Το σφάλμα truncation της προσέγγισης

Η παράγωγος μιας συνάρτησης $U(t)$ σε χρόνο t_n θα μπορούσε να οριστεί σαν

$$\frac{dU}{dt}(t_n) = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{U(t_n + \Delta t) - U(t_n)}{\Delta t} \quad (2.19)$$

ή σαν

$$\frac{dU}{dt}(t_n) = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{U(t_n + \Delta t) - U(t_n - \Delta t)}{2\Delta t} \quad (2.20)$$

Εάν η παράγωγος του $U(t)$ είναι συνεχής στο t_n . Και οι δύο εκφράσεις δίνουν την ίδια μοναδική απάντηση. Σε πρακτικές εφαρμογές, όμως είναι αδύνατον να εκτιμηθούν αυτές τις εκφράσεις με απειροστά μικρό Δt . Οι προσεγγίσεις για την πραγματική παράγωγο που λαμβάνεται με το όρισμα των αλγεβρικών εκφράσεων στη δεξιά πλευρά της εξίσωσης 2.19 και της εξίσωσης 2.20 γίνεται με τη χρήση πεπερασμένων Δt που είναι γνωστά ως πεπερασμένες διαφορές.

Όταν το Δt είναι πεπερασμένο, οι προηγούμενες προσεγγίσεις των πεπερασμένων διαφορών δεν είναι ισοδύναμες· διαφέρουν ως προς την ακρίβειά τους. Και όταν χρησιμοποιούνται για την παραγωγή παραγώγων σε διαφορικές εξισώσεις, δημιουργούν διαφορετικές αλγεβρικές εξισώσεις. Οι διαφορές στη δομή αυτών των αλγεβρικών εξισώσεων μπορεί να έχουν μεγάλη επίδραση στην σταθερότητα της αριθμητικής λύσης. Ποιος από τους προηγούμενους τύπους πεπερασμένων διαφορών είναι πιθανό να είναι περισσότερο ακριβείς όταν το Δt δεν είναι μόνο μικρό αλλά και πεπερασμένο; Αν $U(t)$ είναι μια αρκετά ομαλή συνάρτηση του t , αυτή η ερώτηση μπορεί να απαντηθεί με την επέκταση των όρων της $U(t_n \pm \Delta t)$ σε σειρά Taylor για t_n και αντικαθιστώντας αυτές τις επεκτάσεις στον τύπο των πεπερασμένων διαφορών. Για παράδειγμα, αντικαθιστώντας την

$$U(t_n + \Delta t) = U(t_n) + \Delta t \frac{\partial U}{\partial t}(t_n) + \frac{(\Delta t)^2}{2} \frac{d^2 U}{dt^2}(t_n) + \frac{(\Delta t)^3}{3!} \frac{d^3 U}{dt^3}(t_n) + \dots, \quad (2.21)$$

στην εξίσωση 2.19 βρίσκουμε ότι

$$\frac{U(t_n + \Delta t) - U(t_n)}{\Delta t} - \frac{dU}{dt}(t_n) = \frac{\Delta t}{2} \frac{d^2U}{dt^2}(t_n) + \frac{(\Delta t)^2}{6} \frac{d^3U}{dt^3}(t_n) + \dots \quad (2.22)$$

Η δεξιά πλευρά της προηγούμενης εξίσωσης 2.22 είναι το truncation σφάλμα των πεπερασμένων διαφορών. Η χαμηλότερη δύναμη του Δt στο truncation σφάλμα καθορίζει τη σειρά της ακρίβειας των πεπερασμένων διαφορών. Η εξέταση της εξίσωσης 2.22 δείχνει ότι η μη κεντρική διαφορά έχει πρώτης τάξης ακρίβεια. Αντίθετα, το truncation σφάλμα που συνδέεται με τη κεντρική διαφορά στην εξίσωση 2.20 είναι

$$\frac{(\Delta t)^2}{6} \frac{d^3U}{dt^3}(t_n) + \frac{(\Delta t)^4}{120} \frac{d^5U}{dt^5}(t_n) + \dots \quad (2.23)$$

και η κεντρική διαφορά έχει ως εκ τούτου δεύτερης τάξης ακρίβεια. Αν η ανωτέρας τάξης παράγωγοι που οριοθετούνται από κάποιο διάστημα περίπου ίσο με t_n , (δηλαδή, αν είναι "ομαλή") και το Δt κατ' επανάληψη μειώνεται, το σφάλμα της διαφοράς δεύτερης τάξης (εξίσωση 2.20) θα προσεγγίσει το μηδέν πιο γρήγορα από ότι το σφάλμα της πρώτης τάξης διαφορών (εξίσωση 2.19). Το γεγονός ότι το truncation σφάλμα της κεντρικής διαφοράς είναι μεγαλύτερης τάξης, αυτό ωστόσο δεν μπορεί να εγγυηθεί ότι θα παράγουν πάντα μια πιο ακριβή εκτίμηση της παραγωγού. Εάν η συνάρτηση είναι αρκετά απότομη και το Δt είναι αρκετά χονδροειδείς, τότε ούτε ο τύπος αυτός (δηλαδή της δεύτερης τάξης ακρίβεια) είναι πιθανό να παράγει μια καλή προσέγγιση. Και η υπεροχή του ενός έναντι του άλλου θα είναι σε μεγάλο βαθμό θέμα τύχης (Durrant, 2010).

2.1.5 Σταθερότητα, Συνέπεια. Και σύγκλιση

Ο βασικός στόχος όταν υπολογίζουμε μία αριθμητική προσέγγιση για την επίλυση μιας διαφορικής εξίσωσης είναι να επιτύχουμε ένα αποτέλεσμα που προσεγγίζει όντως την πραγματική λύση. Σε αυτή την ενότητα θα εξετάσουμε τη σχέση μεταξύ των τριών βασικών εννοιών που χαρακτηρίζουν την ποιότητα της αριθμητικής λύσης δηλαδή: τη συνοχή, τη σταθερότητα και τη σύγκλιση (Durrant, 2010).

Η καλή τοποθέτηση του προβλήματος (όπως ορίζεται από τον Hadamard) είναι επίσης αρκετά σημαντική. Σε μαθηματικά προβλήματα που σχετίζονται με την υπολογιστική ρευστοδυναμική, αυτό σημαίνει ότι όχι μόνο η λύση πρέπει να υπάρχει και να είναι μοναδική, αλλά πρέπει επίσης και να εξαρτάται συνεχώς από τα βοηθητικά δεδομένα. Με άλλα λόγια, οι βασικές εξισώσεις από μόνες τους δεν καθορίζουν την λύση μοναδικά, αλλά είναι οι εξισώσεις που μαζί με τις βοηθητικές συνθήκες (αρχικές και οριακές συνθήκες), καθιστούν τη μοναδική λύση. Τα αριθμητικά προβλήματα σε γενικές γραμμές απαιτούν αυτή τη συνοχή, τη σύγκλιση και τη σταθερότητα αυτών των συνθηκών να πληρούνται. Αυτό σημαίνει ότι η διακριτική προσέγγιση στη βασική διαφορική εξίσωση πρέπει να είναι συνεπής με την έννοια ότι πρέπει κανείς να είναι σε θέση να ανάκτησει την αρχική

διαφορική εξίσωση με το να αφήσει το διαστήματα διακριτοποίησης να πάει αυθαίρετα στο μηδέν. Αυτό εξασφαλίζει ότι το σύστημα προσεγγίζει την υπό μελέτη διαφορική εξίσωση και όχι κάποια άλλη εξίσωση. Κατά συνέπεια μπορεί να ελεγχθεί από την αντίστροφη διαδικασία διακριτοποίησης αντικαθιστώντας τις επεκτάσεις της σειράς Taylor για τα παρακαίμενα σημεία του πλέγματος. Και απαιτείται χρονικό βήμα (Δt) και το μέγεθος του κελιού dx, dy, \dots να πηγαίνουν στο μηδέν με αυθαίρετο τρόπο. Το αποτέλεσμα θα πρέπει να είναι το ίδιο με το αποτέλεσμα που προκύπτει από την αρχική μερική διαφορική εξίσωση. Συνήθως κάποιος χρησιμοποιεί τις επεκτάσεις της σειράς του Taylor για να παράγει τις προσεγγίσεις των πεπερασμένων διαφορών για τις βασικές διαφορικές εξισώσεις. Επομένως, εάν το χρονικό διάστημα της διακριτοποίησης γίνεται για να πάει στο μηδέν, το truncation σφάλμα εξαφανίζεται και ανάκτατε η αρχική διαφορική εξίσωση. Ως εκ τούτου, η συνέπεια δεν είναι συνήθως ένα πρόβλημα. Μόνο σπάνια μπορεί κανείς να συναντήσει ένα σύστημα όπου αυτό μπορεί να είναι ένα πρόβλημα, ένα σπάνιο παράδειγμα είναι το Dufort-Frankel σχήμα για τις παραβολικές εξισώσεις.

Το αριθμητικό σχήμα πρέπει να συγκλίνει με την έννοια ότι όσο το διάστημα διακριτοποίησης μειώνεται, τόσο η αριθμητική λύση θα πρέπει να συγκλίνει προς την πραγματική λύση. Κανονικά, η σύγκλιση είναι δύσκολο να αποδειχθεί θεωρητικά για τα σύνθετα συστήματα, αν και είναι απλή να ελεγχθεί εμπειρικά με την επανάληψη των υπολογισμών σε διαφορετικά μεγέθη πλέγματος. Λόγω των απαιτήσεων σε πόρους, αυτό σπάνια γίνεται. Ως εκ τούτου, είναι δύσκολο να εξασφαλιστεί η σύγκλιση. Ωστόσο, ένα θεώρημα που διατυπώθηκε από τον Lax έρχεται να αλλάξει αυτή την θεωρία. Το θεώρημα του Lax αναφέρει ότι εάν ένα σύστημα είναι συνεπές και σταθερό, τότε επίσης συγκλίνει. Για ένα συνεπές σχήμα, αρκεί να ελεγχθεί μόνο η σταθερότητα του συστήματος. Το σκεπτικό έχει ως εξής. Αν ένα σύστημα είναι συνεπές, μπορεί κανείς να ανάκτησει την βασική μερική διαφορική εξίσωση αντιστρέφοντας τη διαδικασία διακριτοποίησης που χρησιμοποιεί τις επεκτάσεις της σειράς Taylor. Τώρα, αν το σχήμα είναι επίσης σταθερό, οι διαδοχικές βελτιώσεις του πλέγματος θα πρέπει να επιτρέπουν τη σύγκλιση της λύσης των πεπερασμένων διαφορών ώστε και αυτή με την σειρά της να οδηγείται στην ακριβή λύση, τουλάχιστον θεωρητικά, αφού τα truncation σφάλματα μειώνονται μονοτονικά στο μηδέν. Στην πράξη, η στρωγγυλοποίηση σφαλμάτων μειώνονται. Τις περισσότερες φορές, η ανάλυση του μοντέλου που θα επιλεγεί βασίζεται απλά σε διαθέσιμους πόρους του υπολογιστή και επίσης βασίζεται στο να υπάρχει σταθερότητα στο μοντέλο. (Kantha and Clayson, 2000).

Ο υπολογιστικός αλγόριθμος πρέπει επίσης να είναι σταθερός και να μην είναι ευπαθής σε αριθμητικά προβλήματα που προκύπτουν από τη συσσώρευση και την ενίσχυση των λαθών που προκύπτουν από την στρωγγυλοποίηση. Κάθε φυσική διαταραχή της λύσης δεν πρέπει να έχει την τάση να μεγεθυνθεί σε οποιοδήποτε σημείο κατά τη διάρκεια της διαδικασίας. Διαφορετικά, αν τα υπολογιστικά λάθη ενισχυθούν και κατακλύσουν την πραγματική λύση, θα δημιουργήσουν αποτελέσματα χωρίς νόημα. Αυτό συχνά επιβάλλει ένα όριο για το επιτρεπόμενο βήμα χρόνου

και μειώνει την απόδοτικότητα του σχήματος. Είναι απόλυτως ανάγκαίο να εξασφαλισθεί η σταθερότητα του σχήματος διακριτοποίησης. Ένας τρόπος για να δούμε αν το σχήμα μας έχει ευστάθεια είναι να δούμε αν ικανοποιείται το CFL κριτήριο.

2.1.5.1 Το κριτήριο CFL (Courant-Friedrichs-Lewy)

Η βασική ιδέα του κριτηρίου Courant-Friedrichs-Lewy (CFL), είναι ότι η λύση της εξίσωσης των πεπερασμένων διαφορών δεν πρέπει να είναι ανεξάρτητη από τα δεδομένα που προσδιορίζουν την επίλυση των σχετικών μερικών διαφορικών εξισώσεων. Το κριτήριο CFL μπορεί να γίνει πιο ακριβής από το να ορίσει κανείς την περιοχή της επιρροής ενός σημείου (x_0, t_0) ως προς αυτή την περιοχή στο επίπεδο $x - t$, όπου η λύση σε ορισμένες ειδικές μερικές διαφορικές εξισώσεις επηρεάζεται από τη λύση στο (x_0, t_0) . Μια σχετική έννοια, στον τομέα της εξάρτησης ενός σημείου (x_0, t_0) , ορίζεται ως το σύνολο των σημείων που περιέχουν το (x_0, t_0) εντός των τομέων επιρροής τους. Ο τομέας εξάρτησης του (x_0, t_0) επομένως, θα αποτελείται από όλα τα σημεία (x, t) κατά τα οποία η λύση αυτών των σημείων έχει κάποια επίδραση στην λύση στο σημείο (x_0, t_0) . Μια παρόμοια ιδέα που εφαρμόζεται στο πρόβλημα της διακριτοποίησης είναι ο αριθμητικός τομέας της εξάρτησης από ένα σημείο πλέγματος $(n_0\Delta t, j_0\Delta x)$, η οποία αποτελείται από το σύνολο όλων των σημείων του πλέγματος σε ένα χωροχρονικό πλέγμα $(n\Delta t, j\Delta x)$ κατά την οποία η τιμή της αριθμητικής της λύσης επηρεάζει την αριθμητική λύση στο σημείο $(n_0\Delta t, j_0\Delta x)$. Το κριτήριο CFL προϋποθέτει ότι η αριθμητική περιοχή της εξάρτησης ενός σχήματος πεπερασμένων διαφορών περιλαμβάνει τον τομέα της εξάρτησης της σχετικής μερικής διαφορικής εξίσωσης. Ικανοποίηση του κριτηρίου CFL είναι ανάγκαία προϋπόθεση για τη σταθερότητα, αλλά δεν επαρκεί για να διασφαλίσει τη σταθερότητα.

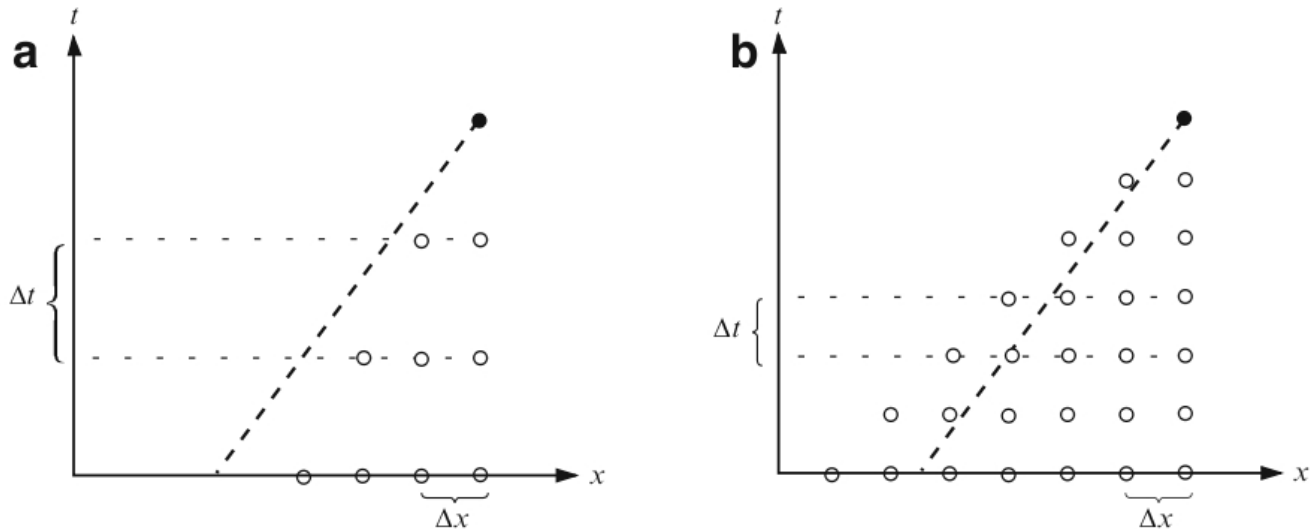
Στο παράδειγμα του σχήματος 2.5 και πίο συγκεκριμένα στην εικόνα a) για να αλλάξει η κλίση που ορίζεται από τα Δx και Δt πρέπει να ισχύσει ο παρακάτω τύπος

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq c \quad (2.24)$$

Ο τύπος αυτός θα μπορούσε να γενικευτεί και σε δύο διαστάσεις όπου ισχύουν στην περίπτωση του δικού μας μοντέλου και η εξίσωση 2.24 γίνεται ως εξής:

$$\Delta t \leq \frac{\min(\Delta x, \Delta y)}{\sqrt{2gh_{max}}} \quad (2.25)$$

Όπου το h_{max} είναι το μέγιστο βάθος του νερού που υπάρχει στην περιοχή του μοντέλου (Kampf, 2009). Στην δικιά μας περίπτωση το CFL κριτήριο ικανοποιείται γιατί αν αντικαταστήσουμε τα δεδομένα του μοντέλου δηλαδή $\Delta t = 1s$, $\min(\Delta x, \Delta y) = 100m$, $g = 9.81ms^{-2}$ και το



Σχήμα 2.5: a) Παράδειγμα αριθμητικής λύσης που δεν συγκλίνει στην πραγματική. b) Παράδειγμα αριθμητικής λύσης που συγκλίνει στην πραγματική

$h_{max} = 29.82m$ στην 2.25 έχουμε

$$1 \leq \frac{100}{\sqrt{2 \times 9.81 \times 29.82}} \quad (2.26)$$

$$1 \leq 4.1342 \quad (2.27)$$

2.1.6 Τι είναι αριθμητικό μοντέλο

Είναι οι προσεγγιστικές αυτές εκφράσεις που περιγράφηκαν στην παράγραφο ‘Η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών’ και χρησιμοποιούνται για τη διαμόρφωση ενός συστήματος αλγεβρικών εξισώσεων, που προσομοιώνει τις διαφορικές εξισώσεις που διέπουν το φυσικό σύστημα. Την αρχική χρονική στιγμή και στα χωρικά όρια υπάρχουν κάποιες επιπλέον συνθήκες ή εξισώσεις που ορίζουν τις αρχικές και οριακές συνθήκες, όπως απαιτείται από τη φυσική του προβλήματος. Το τελικό αλγεβρικό σύστημα που προκύπτει λύνεται με τη βοήθεια ηλεκτρονικών υπολογιστών και προωθείται στο χρόνο με κάποιο σχήμα χρονικής ολοκλήρωσης.

2.1.7 Οι εξισώσεις

Για την δημιουργία του μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν οι εξισώσεις Navier-Stokes

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + f\hat{k} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p - g\hat{k} + \nu\nabla^2\vec{u} \quad (2.28)$$

όπου από την εξίσωση 2.28 πήραμε μία τροποποιημένη και πιο απλοποιημένη έκδοση της, δηλαδή τις μη γραμμικές εξισώσεις ρηχών νερών και πιο συγκεκριμένα τις εξισώσεις 2.29, 2.30, 2.31

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} - f v - \frac{\tau_x^{wind} - \tau_x^{bot}}{\rho_o h} = 0 \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + f u - \frac{\tau_y^{wind} - \tau_y^{bot}}{\rho_o h} = 0 \quad (2.30)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.31)$$

Όπου f είναι η παράμετρος Coriolis, h είναι η ελεύθερη ανύψωση της επιφάνειας του Ωκεανού, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, u είναι η συνιστώσα της ταχύτητας με κατεύθυνση από τα Νότια προς τα Βόρεια, v είναι η συνιστώσα της ταχύτητας που έχει κατεύθυνση από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά.

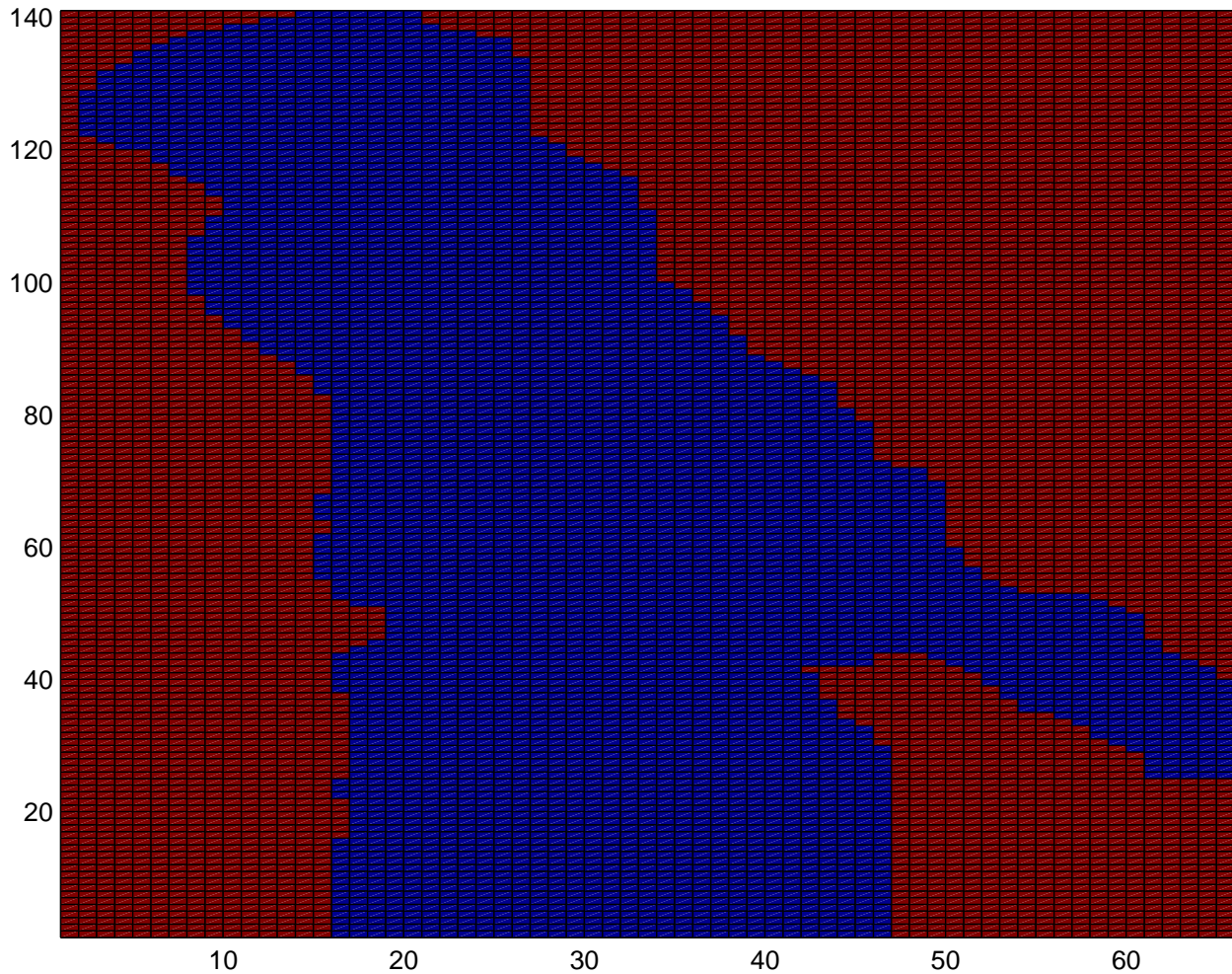
2.1.8 Τα χαρακτηριστικά του κάρναβου της περιοχής μελέτης

Στην παρούσα εργασία οι εξισώσεις 2.29, η 2.30 και η 2.31 λύθηκαν αλγεβρικά με την μέθοδο πλέγματος σημείων. Μ' αυτήν την μέθοδο αρχικά ορίζουμε την περιοχή μελέτης, ο καθορισμός θα γίνει με την δημιουργία ενός κάρναβου και πιο συγκεκριμένα ο κάρναβος που χρησιμοποιήσαμε είναι αυτός που φαίνεται και στο Σχήμα 2.6.

Στον κάρναβο αυτόν ορίζουμε πόση θα είναι η απόσταση του κάθε σημείου με το αμέσως γειτονικό του ως προς αντίστοιχους άξονες δηλαδή ως προς τον άξονα των x, y . Το μέγεθος του εικονοστοιχείου που χρησιμοποιήθηκε είναι 100 τετραγωνικά μέτρα.

Το αριθμητικό χωρικό σχήμα που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό του κάθε όρου ήταν το εξής:

1. για την u και την v συνιστώσα το αριθμητικό σχήμα που χρησιμοποιήθηκε ήταν μπροστά στο χρόνο και πίσω στο χώρο με μη κεντρική διαφορά
2. για τους όρους της μεταφοράς το αριθμητικό σχήμα που χρησιμοποιήθηκε ήταν μπροστά στο χρόνο και πίσω στο χώρο με μη κεντρική διαφορά
3. για τους όρους της διάχυσης το αριθμητικό σχήμα που χρησιμοποιήθηκε ήταν μπροστά στο χρόνο και πίσω στο χώρο με κεντρική διαφορά



Σχήμα 2.6: Ο κάναβος του βυθομετρικού χάρτη του Κόλπου της Κεφαλλονίας, με μπλέ χρώμα είναι τα pixel που αφορούν θάλασσα και με κόκκινο χρώμα είναι τα pixel που αφορούν στεριά.

2.2 Πρακτικό μέρος

Γενικά ο κώδικας του μοντέλου γράφτηκε στην γλώσσα προγραμματισμού Fortran 90 και τα αποτελέσματα του μοντέλου τα επεξεργαστήκαμε με το λογισμικό Matlab 2010a.

2.2.1 Η επεξεργασία της βυθομετρίας

Αρχικά χρησιμοποιήθηκε ένας βυθομετρικός χάρτης ο οποίος πάρθηκε από το λογισμικό Sail-Plan 1.0a. Μετά εισήχθη ο ίδιος βυθομετρικός χάρτης στο λογισμικό Surfer v9.8.669, όπου και ψηφιοποιήθηκαν η ακτογραμμή και η βυθομετρία. Μόλις εισήχθησαν αρκετά σημεία από την βυθομετρία χρησιμοποιήθηκε ένα πρόγραμμα για να μετατρέψει τα δεδομένα από το γεωγραφικό σύστημα DD στο σύστημα συντεταγμένων UTM, αυτή η μετατροπή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με την βοήθεια ενός κώδικα που ήταν γραμμένος σε matlab και βρέθηκε στο διαδίκτυο (Armella, 2007). Το όνομα του προγράμματος αυτού είναι utemization και η μετατροπή των δεδομένων έγινε για διευκόλυνση μας, γιατί ήταν ανάγκαίο να έχουμε μέτρα αντί για μοίρες. Στη συνέχεια από το ίδιο λογισμικό (Surfer v9.8.669) για να συμπληρωθεί όλη η βυθομετρία του χάρτη χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος χωρικής παρεμβολής kriging, όπου και ορίστηκε και το μέγεθος του εικονοστοιχείου στα 100 τετραγωνικά μέτρα, δηλαδή το $\Delta x = 100m$ και το $\Delta y = 100m$.

2.2.2 Μία δοκιμαστική έκδοση του μοντέλου

Παράλληλα άρχισε η δημιουργία μιας δοκιμαστικής έκδοσης του προγράμματος, δηλαδή το πρόγραμμα τρέχτηκε για μια ορθογώνια λεκάνη Η λεκάνη αυτή είχε διαστάσεις 141×66 εικονοστοιχεία και σταθερό βάθος $20m$.

2.2.3 Αρχικές και Συνοριακές συνθήκες του μοντέλου

Οι αρχικές συνθήκες που θεωρήσαμε ήταν:

- 1 Το νερό να είναι σε ηρεμία.
- 2 Η κλίση της επιφάνειας να είναι ίση με το 0.
- 3 Ομογενής πυκνότητα νερού η οποία είναι ίση με $1,030kg.m^{-3}$.

Ως συνοριακές συνθήκες δεχτήκαμε ότι

- 1 Στην επιφάνεια της θάλασσας να δρα σταθερός άνεμος (2 Beaufort ή 10 Beaufort) συγκεκριμένης διεύθυνσης (241° ή 286° ή 317°). Και ο συντελεστής της οπισθέλκουσας να έχει μια προσεγγιστική τιμή στα $0.0015 N.m^{-2}$ (Beckers and Benoit, 2005).

2 Στο πυθμένα δεχτήκαμε το συντελεστή της οπισθέλκουσας να είναι ίσο με $0.01 N.m^{-2}$. Ο λόγος που πήρε αυτή την τιμή ήταν γιατί με την χρήση διαφορετικών τιμών το μοντέλο παρουσίαζε αστάθεια.

3 Στα όρια μεταξύ στεριάς και θάλασσας δεχτήκαμε ότι οι ταχύτητες και η ανύψωσή της στάθμης της θάλασσας να είναι ίσες με το 0. Ακόμη στο ανοικτό όριο επειδή είχαμε προβλήματα, συμπεριφερθήκαμε στο μοντέλο λες και ήταν κλειστό, δηλαδή σαν να ήταν λίμνη.

2.2.4 Οι εξισώσεις της δοκιμαστικής έκδοσης του μοντέλου

Στο μοντέλο αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι εξισώσεις ρηχών νερών χωρίς τους όρους μεταφοράς και διάχυσης δηλαδή:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv - g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x^{wind} - \tau_x^{bot}}{\rho_o h} \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu - g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y^{wind} - \tau_y^{bot}}{\rho_o h} \quad (2.33)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.34)$$

2.2.5 Η τάση του ανέμου

Όσον αφορά το τ_x^{wind} και το τ_y^{wind} είναι οι συνιστώσες της τάσης του ανέμου που ασκείται από την ατμόσφαιρα πάνω στην θάλασσα. Οι συνιστώσες αυτές υπολογίστηκαν από την

$$\rho_0 \cdot U_E \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \Big|_{at surface} = \tau_x^{wind} \quad (2.35)$$

και την

$$\rho_0 \cdot U_E \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{at surface} = \tau_y^{wind} \quad (2.36)$$

Αυτές συνήθως λαμβάνονται σαν τετραγωνικές συναρτήσεις της ταχύτητας του ανέμου u_{10} στα 10m πάνω από την θάλασσα και παραμετροποιούνται από τον συντελεστή της οπισθέλκουσας C_d δηλαδή:

$$\tau_x^{wind} = C_d \rho_{air} U_{10} u_{10} \quad (2.37)$$

και την

$$\tau_y^{wind} = C_d \rho_{air} U_{10} v_{10} \quad (2.38)$$

Όπου u_{10} και το v_{10} είναι η x και η y συνιστώσα του διανυσματικού ανέμου, u_{10} , $U_{10} = \sqrt{u_{10}^2 + v_{10}^2}$ είναι η ταχύτητα του ανέμου και C_d είναι ο συντελεστής της οπισθέλκουσας με μια προσεγγιστική τιμή στα 0.0015 (Beckers and Benoit, 2005) για ένα άνεμο που ασκείται πάνω από την θάλασσα.

2.2.6 Η αριθμητική προσέγγιση των εξισώσεων του δοκιμαστικού μοντέλου

Όπου η αριθμητική τους προσέγγιση έγινε με το αριθμητικό σχήμα explicit ως εξής:

Η εξίσωση 2.32 γίνεται

$$u_{i,j}^{n+1} = u_{i,j}^n + \Delta t \left(f \frac{1}{4} (v_{i,j}^n + v_{i,j+1}^n + v_{i-1,j+1}^n + v_{i-1,j}^n) - g \frac{h_{i,j}^n - h_{i-1,j}^n}{\Delta x} + 19 \cdot 10^{-7} \sqrt{Uwind^2 + Vwind^2} Uwind \right) \quad (2.39)$$

Η εξίσωση 2.33 γίνεται

$$v_{i,j}^{n+1} = v_{i,j}^n - \Delta t \left(f \frac{1}{4} (u_{i,j}^n + u_{i+1,j}^n + v_{i+1,j-1}^n + v_{i,j-1}^n) - g \frac{h_{i,j}^n - h_{i,j-1}^n}{\Delta y} + 19 \cdot 10^{-7} \sqrt{Uwind^2 + Vwind^2} Vwind \right) \quad (2.40)$$

Η εξίσωση 2.34 γίνεται

$$h_{i,j}^{n+1} = h_{i,j}^n - \Delta t H B_{i,j}^n \left(\frac{u_{i+1,j}^n - u_{i,j}^n}{\Delta x} + \frac{v_{i,j+1}^n - v_{i,j}^n}{\Delta y} \right) \quad (2.41)$$

Και το μοντέλο αυτό το τρέξαμε για 1000 δευτερόλεπτα με σταθερό άνεμο από διάφορες κατευθύνσεις και εξετάστηκε η συμπεριφορά της λεκάνης ανάλογα με την διεύθυνση του ανέμου.

2.2.7 Οι μάσκες της ταχύτητας και της ανόδου στις στάθμες θάλασσας

Μετά την δημιουργία του δοκιμαστικού προγράμματος, δημιουργήθηκαν οι μάσκες για την x και την y συνιστώσα της ταχύτητας όπως ακόμα και η μάσκα για την άνοδο της στάθμης θάλασσας, όπου στην ουσία ήταν κώδικας σε γλώσσα προγραμματισμού fortran.

Γενικά με τον όρο μάσκα εννοούμε ένα πίνακα που αποτελείται μόνο από δύο αριθμούς, δηλαδή το 0 και το 1. Ο αριθμός 1 δηλώνει ότι είναι θάλασσα και ο αριθμός 0 δηλώνει ότι είναι στεριά. Η μάσκα ακόμα είχε τις ίδιες διαστάσεις με τον αρχικό πίνακα από τον οποίο δημιουργήθηκε (δηλαδή 141×66 εικονοστοιχεία).

Ο λόγος για τον οποίο δημιουργήθηκαν οι μάσκες ήταν για την απόφυγή των άσκοπων πράξεων. Ως άσκοπες πράξεις θεωρούνται οι πράξεις πέρα από την περιοχή ενδιαφέροντος, δηλαδή στη περίπτωση μας άσκοπη πράξη θα θεωρούταν ο υπολογισμός την ανύψωσης της στάθμης θάλασσας στην στεριά. Με αυτόν τον τρόπο κερδίζουμε χρόνο, καθώς επίσης απόφεύγονται λάθη όπως αρνητικές τιμές βυθομετρίας που μπορεί να συμπληρώθηκαν μετά από την εφαρμογή της χωρικής παρεμβολής.

2.2.8 Η νέα αριθμητική προσέγγιση των εξισώσεων του μοντέλου

Ένα πράγμα που άλλαξε στην νέα αριθμητική προσέγγιση των εξισώσεων του μοντέλου ήταν ο υπολογισμός του h να συμπεριληφθεί στον υπολογισμό των συνιστωσών της ταχύτητας δηλαδή την u και την v . Οπότε αντί για τις εξισώσεις της ταχύτητας (u, v) χρησιμοποιούμε τις εξισώσεις μεταφοράς (hu, hv) γιατί με αυτό το τρόπο εκφάζουμε καλύτερα αριθμητικά την εξίσωση της διατήρησης του όγκου νερού μέσα στο κελί του κανάβου μας. Ακόμα προστέθηκε στο μοντέλο ο υπολογισμός της κινητικής ενέργειας που λειτούργησε ως διαγνωστική μέθοδος. Τέλος το αριθμητικό σχήμα άλλαξε από explicit σε implicit γιατί το προηγούμενο αριθμητικό σχήμα (explicit) παρουσίασε αστάθεια και η νέα μορφή των εξισώσεων μέσα στο μοντέλο έχει ως εξής:

Η εξίσωση 2.39 γίνεται

$$\begin{aligned}
 hu_{i,j}^{n+1} = hu_{i,j}^n + \Delta t \left(f \frac{1}{4} (hv_{i,j}^n + hv_{i,j+1}^n + hv_{i-1,j+1}^n + hv_{i-1,j}^n) - g \frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i-1,j}^{n+1}}{\Delta x} \right. \\
 \left. + \frac{\tau_x^{wind}}{HB_{i,j}^n} - 0.025u_{i,j}^n \frac{\sqrt{u_{i,j}^{n,2} + \frac{1}{4}(v_{i,j}^n + v_{i,j+1}^n + v_{i-1,j+1}^n + v_{i-1,j}^n)^2}}{HB_{i,j}^n} \right) \quad (2.42)
 \end{aligned}$$

Η εξίσωση 2.40 γίνεται

$$\begin{aligned}
 hv_{i,j}^{n+1} = hv_{i,j}^n + \Delta t \left(f \frac{1}{4} (hu_{i,j}^n + hu_{i+1,j}^n + hu_{i+1,j-1}^n + hu_{i,j-1}^n) - g \frac{h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j-1}^{n+1}}{\Delta y} \right. \\
 \left. + \frac{\tau_y^{wind}}{HB_{i,j}^n} - 0.025 v_{i,j}^n \frac{\sqrt{v_{i,j}^{n,2} + \frac{1}{4}(u_{i,j}^n + u_{i+1,j}^n + u_{i+1,j-1}^n + u_{i,j-1}^n)^2}}{HB_{i,j}^n} \right) \quad (2.43)
 \end{aligned}$$

2.2.9 Η τελική μορφή των εξισώσεων του μοντέλου και της αριθμητικής προσέγγισης τους

Στην συνέχεια στο μοντέλο προστέθηκαν οι όροι μεταφοράς και οι όροι της διάχυσης όπου και το μοντέλο πήρε την τελική του μορφή δηλαδή η εξίσωση 2.32 γίνεται

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv - g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x^{wind} - \tau_x^{bot}}{\rho_o h} - Adv_h(u) + Diff_h(u) \quad (2.44)$$

η εξίσωση 2.33 γίνεται

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu - g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y^{wind} - \tau_y^{bot}}{\rho_o h} - Adv_h(v) + Diff_h(v) \quad (2.45)$$

2.2.9.1 Η αριθμητική προσέγγιση των όρων μεταφοράς και διάχυσης

Στην ουσία είχαμε 4 όρους μεταφοράς και 4 όρους διάχυσης. Οι όροι μεταφοράς προσεγγιστήκαν αριθμητικά ως εξής:

$$adve_{ux_{i,j}} = \frac{1}{2} (u_{i-1,j} + u_{i,j}) * hu_{i-1,j} * \Delta t \quad (2.46)$$

ή

$$adve_{ux_{i,j}} = \frac{1}{2} (u_{i-1,j} + u_{i,j}) * hu_{i,j} * \Delta t \quad (2.47)$$

$$adve_{uy_{i,j}} = \frac{1}{2} (v_{i-1,j} + v_{i,j}) * hu_{i,j-1} * \Delta t \quad (2.48)$$

ή

$$adve_{uy_{i,j}} = \frac{1}{2} (v_{i-1,j} + v_{i,j}) * hu_{i,j} * \Delta t \quad (2.49)$$

$$adve_{vx_{i,j}} = \frac{1}{2} (u_{i,j-1} + u_{i,j}) * hv_{i-1,j} * \Delta t \quad (2.50)$$

ή

$$adve_{vx_{i,j}} = \frac{1}{2} (u_{i,j-1} + u_{i,j}) * hv_{i,j} * \Delta t \quad (2.51)$$

$$adve_vy_{i,j} = \frac{1}{2}(v_{i,j-1} + v_{i,j}) * hv_{i,j-1} * \Delta t \quad (2.52)$$

ή

$$adve_vy_{i,j} = \frac{1}{2}(v_{i,j-1} + v_{i,j}) * hv_{i,j} * \Delta t \quad (2.53)$$

Ο λόγος για τον οποίο έχουμε 2 περιπτώσεις για τον κάθε όρο μεταφοράς είναι γιατί παίζει ρόλο η φορά του ρεύματος. Οι όροι διάχυσης προσεγγιστήκαν αριθμητικά ως εξής:

$$dif_ux_{i,j} = \frac{vdc}{\Delta x^2} * (hu_{i,j} - hu_{i-1,j}) * \Delta t \quad (2.54)$$

$$dif_uy_{i,j} = \frac{vdc}{\Delta y^2} (hv_{i,j} - hv_{i,j-1}) * \Delta t \quad (2.55)$$

$$dif_vx_{i,j} = \frac{vdc}{\Delta x^2} (hv_{i,j} + hv_{i-1,j}) * \Delta t \quad (2.56)$$

$$dif_vy_{i,j} = \frac{vdc}{\Delta y^2} (hv_{i,j} + hv_{i,j-1}) * \Delta t \quad (2.57)$$

Ο όρος vdc είναι ο συντελεστής διάχυσης και είναι ίσος με 2.5 N.m^2 (μετά από προφορική υπόδειξη του κύριου Νίκου Σκλήρη).

Και η τελική αριθμητική επίλυση της 2.44 έχει ως εξής

$$\begin{aligned} hu_{i,j}^{n+1} = & hu_{i,j}^n + \Delta t \left(f \frac{1}{4} (hv_{i,j}^n + hv_{i,j+1}^n + hv_{i-1,j+1}^n + hv_{i-1,j}^n) \right. \\ & - g \frac{1}{2} \frac{(h2_{i,j}^n + h2_{i-1,j}^n)(h_{i,j}^{n+1} - h_{i-1,j}^{n+1})}{\Delta x} \\ & \left. + 19 \cdot 10^{-7} \sqrt{Uwind^2 + Vwind^2} Uwind - 0.01 u_{i,j}^n \right) \\ & + \sqrt{u_{i,j}^n{}^2 + \frac{1}{4} (v_{i,j}^n + v_{i,j+1}^n + v_{i-1,j+1}^n + v_{i-1,j}^n)^2} \\ & + Adve_ux_{i,j}^n + Adve_ux_{i+1,j}^n + Adve_uy_{i,j}^n + Adve_uy_{i,j+1}^n \\ & + Dif_ux_{i,j}^n + Dif_ux_{i+1,j}^n + Dif_uy_{i,j}^n + Dif_uy_{i,j+1}^n \end{aligned} \quad (2.58)$$

Και η τελική αριθμητική επίλυση της 2.45 έχει ως εξής

$$\begin{aligned}
 hv_{i,j}^{n+1} = & hv_{i,j}^n + \Delta t \left(f \frac{1}{4} (hu_{i,j}^n + hu_{i+1,j}^n + hu_{i+1,j-1}^n + hu_{i,j-1}^n) \right. \\
 & - g \frac{1}{2} \frac{(h2_{i,j}^n + h2_{i,j-1}^n)(h_{i,j}^{n+1} - h_{i,j-1}^{n+1})}{\Delta y} \\
 & \left. + 19 \cdot 10^{-7} \sqrt{Uwind^2 + Vwind^2} Vwind - 0.01 v_{i,j}^n \right) \\
 & + \sqrt{v_{i,j}^n{}^2 + \frac{1}{4} (u_{i,j}^n + u_{i+1,j}^n + u_{i+1,j-1}^n + u_{i,j-1}^n)^2} \\
 & + Adve_vx_{i,j}^n - Adve_vx_{i+1,j}^n + Adve_vy_{i,j}^n + Adve_vy_{i,j+1}^n \\
 & + Dif_vx_{i,j}^n + Dif_vx_{i+1,j}^n + Dif_vy_{i,j}^n + Dif_vy_{i,j+1}^n \quad (2.59)
 \end{aligned}$$

Τελικά έπαψε να είναι σταθερό το βάθος όπου το αντικατέστησε η πραγματική βυθομετρία της περιοχής. Ακόμη πέρα από την περίπτωση του ανέμου που εξετάστηκε σε διαφορετικές διευθύνσεις και εντάσεις, εξετάστηκε και η περίπτωση εισερχόμενων και εξερχόμενων επιφανειακών ρευμάτων. Στην περίπτωση αυτή χωρίστηκε το άνοιγμα του Κόλπου του Αργοστολίου σε 2 ίσα τμήματα όπου στο ένα τμήμα εισέρχεται ένα ρεύμα με σταθερή ταχύτητα και στο άλλο τμήμα εξέρχεται ένα άλλο ρεύμα με την ίδια αλλά αντίθετης φοράς ταχύτητα. Η εισροή και η εκροή των ρευμάτων έγινε με τέτοιο τρόπο ώστε να μην αδειάζει ή να μην ξεχειλίζει η λεκάνη με νερό. Όμως αυτή η περίπτωση παρουσίασε αστάθεια και τελικά δεχτήκαμε τον κόλπο σαν λίμνη.

Κεφάλαιο 3

Αποτελέσματα

3.1 Αποτελέσματα μοντέλου για μέσες εντάσεις ανέμων (2 m/s ή 2 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 241°

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το τρέξιμο του μοντέλου για μέση ένταση ανέμου 2 m/s (2 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 241° (NNA) ήταν τα εξής :

Αρχικά από το σχήμα της κινητικής ενέργειας (Σχήμα 3.1) παρατηρούμε ότι αυτή δεν είναι σταθερή. Αυτό θα μπορούσε να οφείλεται σε κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης αυτής. Το συμπέρασμα αυτό το βγάλαμε από την θεωρία. Η θεωρία αυτή εξηγεί ότι τα κύματα αυτά για να θεωρηθούν κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης πρέπει το μήκος της λεκάνης να είναι πολλαπλάσιο του μισού μήκους κύματος δηλαδή.

$$L = n \frac{\lambda}{2} \quad (3.1)$$

όπου L είναι το μήκος της λεκάνης, λ είναι το μήκος κύματος και $n = 1, 2, 3, \dots$. Από τα σχήματα (3.2 έως 3.4) διακρίνουμε κάποιους κυματισμούς οι οποίοι έχουν μήκος κύματος από $\lambda \simeq 600m$ έως $\lambda \simeq 1000m$. Για τα κύματα αυτά θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα τους από τον τύπο

$$c = \sqrt{gh} \quad (3.2)$$

όπου είναι ίση περίπου με $10.7m \cdot s^{-1}$ με h το μέσο βάθος της λεκάνης $h \simeq 11.7m$ και $g = 9.81m \cdot s^{-2}$ είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας. Η περίοδος αυτών των κυμάτων κυμαίνεται από $T \simeq 56s$ έως $T \simeq 93s$. Για να δούμε τώρα κατά πόσο τα κύματα αυτά οφείλονται σε κύματα από

ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης θα χρησιμοποιήσουμε τον τύπο 3.1. Η λεκάνη έχει μήκος $L = 14,1 km$ και αντικαθιστώντας στον τύπο 3.1 το n για περίπου $600m$ μήκους κύματος είναι $n \simeq 47$ και το n για τα περίπου $1000m$ μήκους κύματος είναι $n \simeq 28$, άρα θα μπορούσαν να είναι κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης.

Στη συνέχεια επειδή ενδιαφερόμασταν για την καθαρή στάθμη θάλασσας κάναμε μέσους όρους ανά μέρα δηλαδή από το μέσο όρο των πρώτων 24 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.5, από το μέσο όρο των 25-48 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.6 και τέλος από το μέσο όρο των 49-72 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.7(δηλαδή σε αυτά τα 3 σχήματα το βήμα χρόνου είναι ανά 1 ώρα). Όσον αφορά την στάθμη θάλασσας έχουμε άνοδο της στο βορειοανατολικό μέρος του κόλπου και πτώση στο νοτιοδυτικό μέρος του κόλπου.

Όσον αφορά την μέση βαροτροπική κυκλοφορία αν κοιτάξουμε τα σχήματα (3.8 έως 3.10) αντιμετωπίζουμε ένα πρόβλημα στο να ξεχωρίσουμε τις ταχύτητες που οφείλονται στο κύμα με τις ταχύτητες που οφείλονται στο μέσο βαροτροπικό ρεύμα. Οπότε θα εφαρμόσουμε και εδώ την μέθοδο με τους μέσους όρους ώστε ως τελικό αποτέλεσμα να έχουμε μόνο το μέσο βαροτροπικό ρεύμα. Μετά από μέσους όρους που έγιναν 1) για τις πρώτες 24 ώρες, 2) για το χρονικό διάστημα των 25-48 ωρών και 3) για το χρονικό διάστημα των 49-72 ωρών προκύπτουν τα σχήματα 3.11, 3.12 και 3.13, που αναφέρονται αντιστοίχως στα προηγούμενα χρονικά διαστήματα. Ακόμα θα μπορούσαμε να κάνουμε κάποιες παρατηρήσεις οι οποίες αφορούν τα σχήματα 3.11 έως 3.13 και είναι οι παρακάτω:

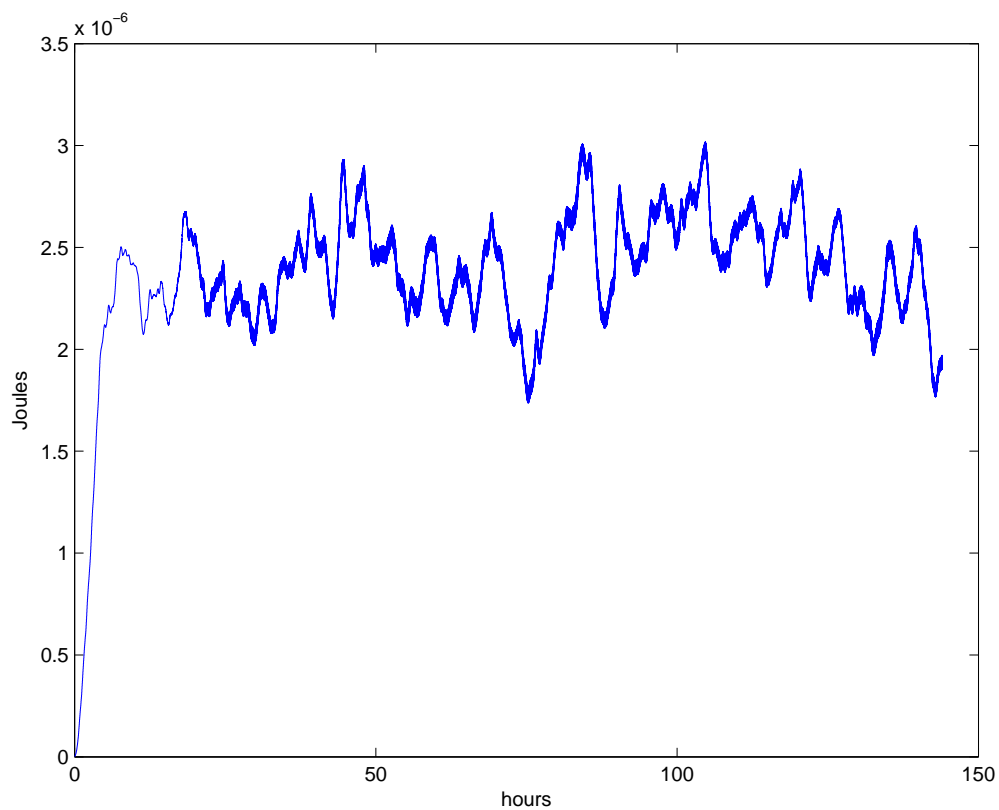
1. Στο σχήμα 3.11 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 10 εικονοστοιχεία¹ μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 27 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα) . Και από τα 117 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 141 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Επίσης θα μπορούσαμε να διακρίνουμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 22 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 30 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα) . Και από τα 105 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 117 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Ακόμα στο ίδιο σχήμα παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 28 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα) . Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 30 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου.
2. Στο σχήμα 3.12 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 7 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 28 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 120 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του

¹1 εικονοστοιχείο είναι ίσο με $100m$

Κόλπου έως τα 141 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Στο ίδιο σχήμα ακόμα παρατηρούμε ένα κυκλώνα οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 28 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα), και από τα 90 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 119 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Ακόμα υπάρχει ένας σε μικρότερη ισχύ αντικυκλώνας σε σχέση με τον προηγούμενο αντικυκλώνα του ίδιου σχήματος ο οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 40 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 45 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 75 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Τελειώνοντας αυτή την εικόνα εντοπίζουμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 33 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 27 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα).

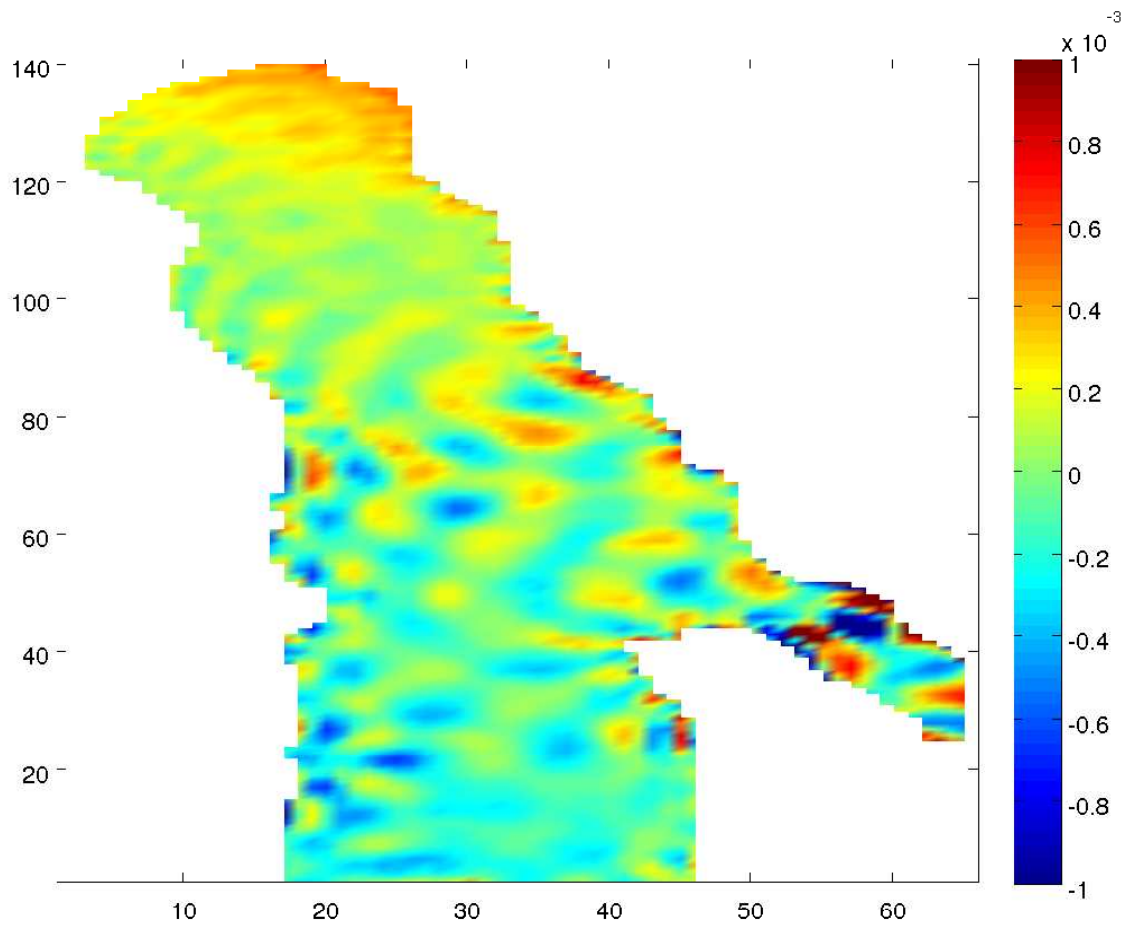
3. Στο σχήμα 3.13 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 7 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 28 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 118 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 141 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Επίσης στο ίδιο σχήμα παρατηρείται ένας κυκλώνας ο οποίος εντοπίζεται από τα 20 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 28 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 100 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 118 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα).

3.1.1 Κινητική ενέργεια

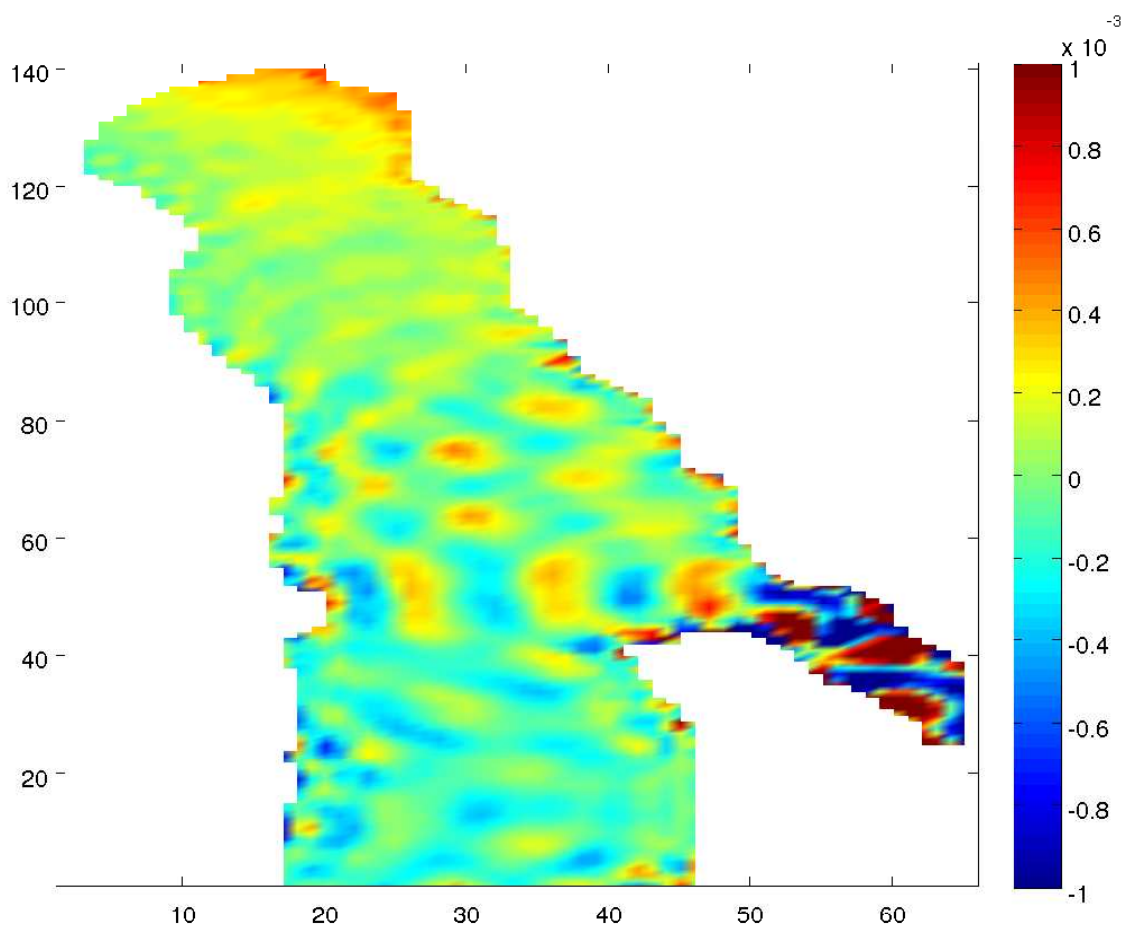


Σχήμα 3.1: Κινητική ενέργεια για 6 μέρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

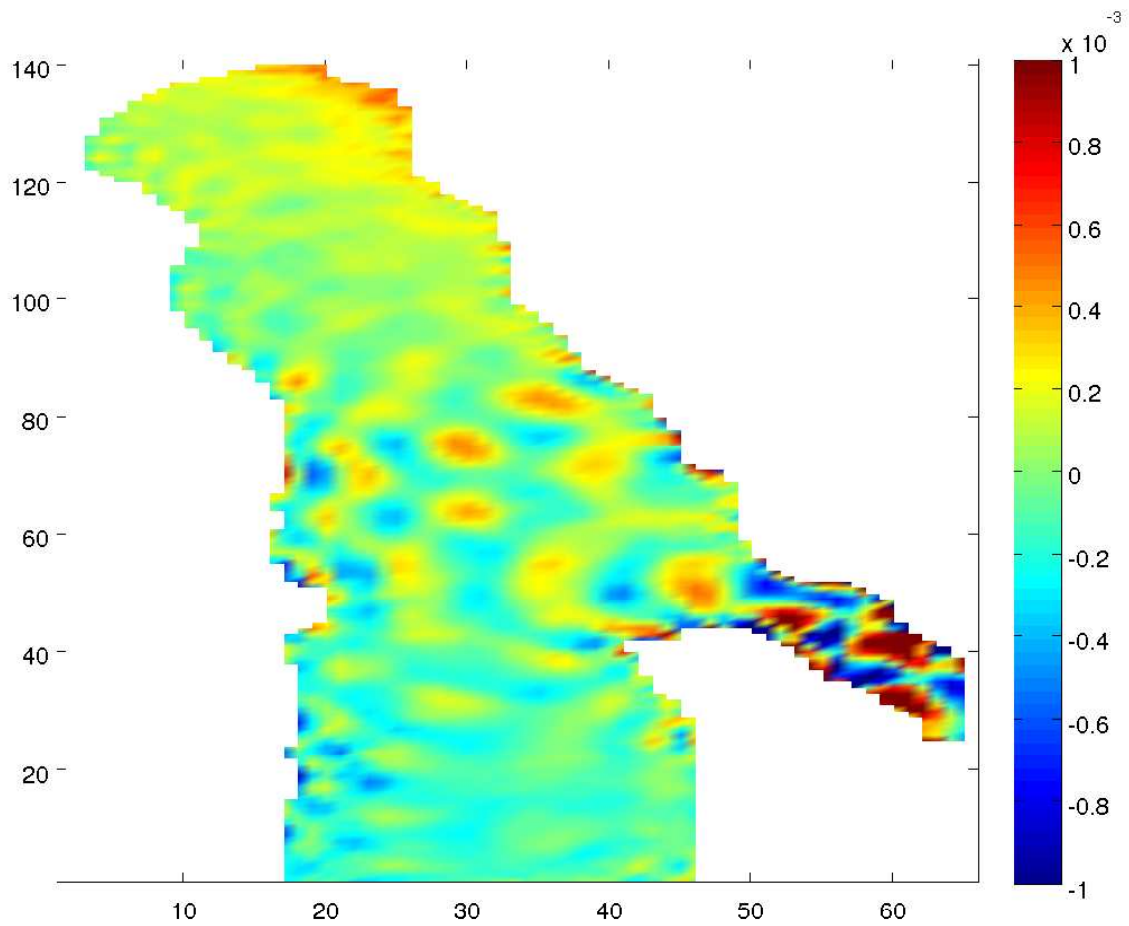
3.1.2 Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας



Σχήμα 3.2: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

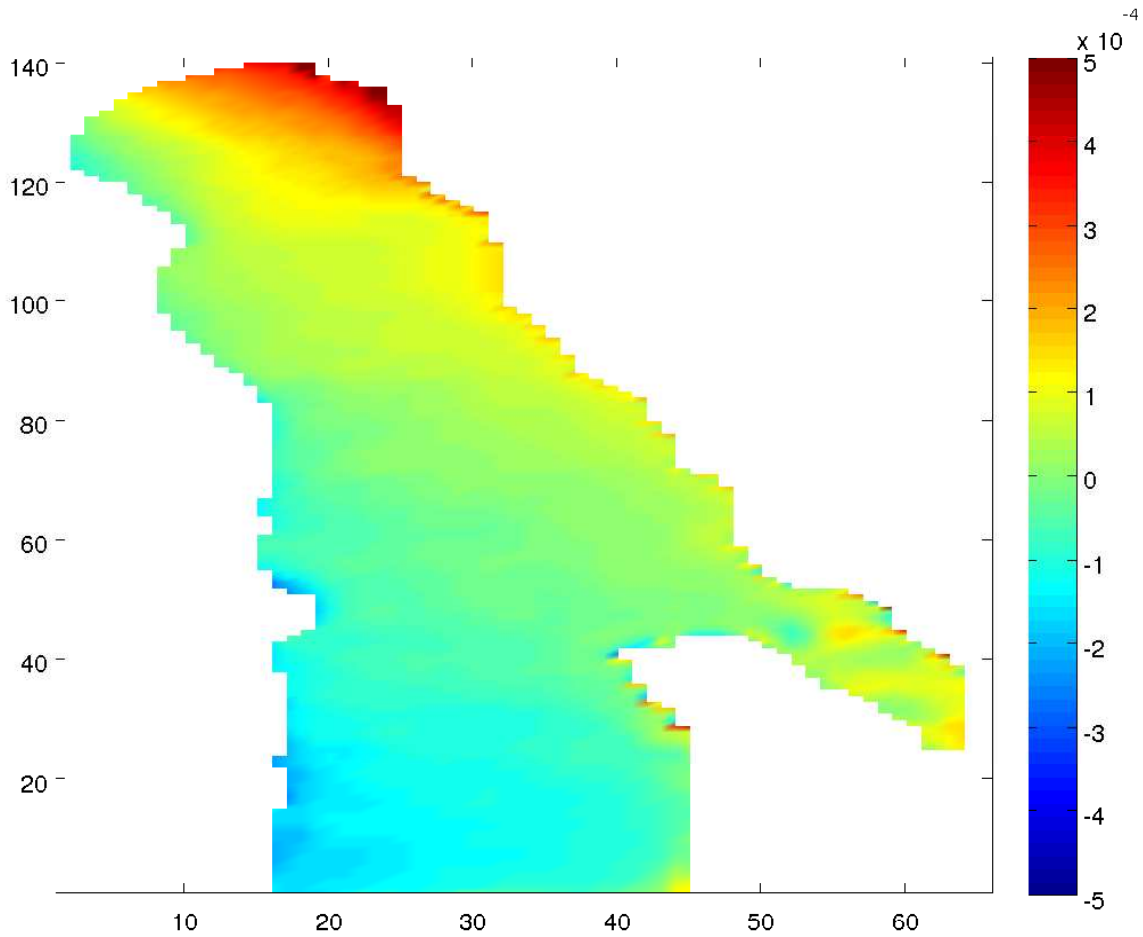


Σχήμα 3.3: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

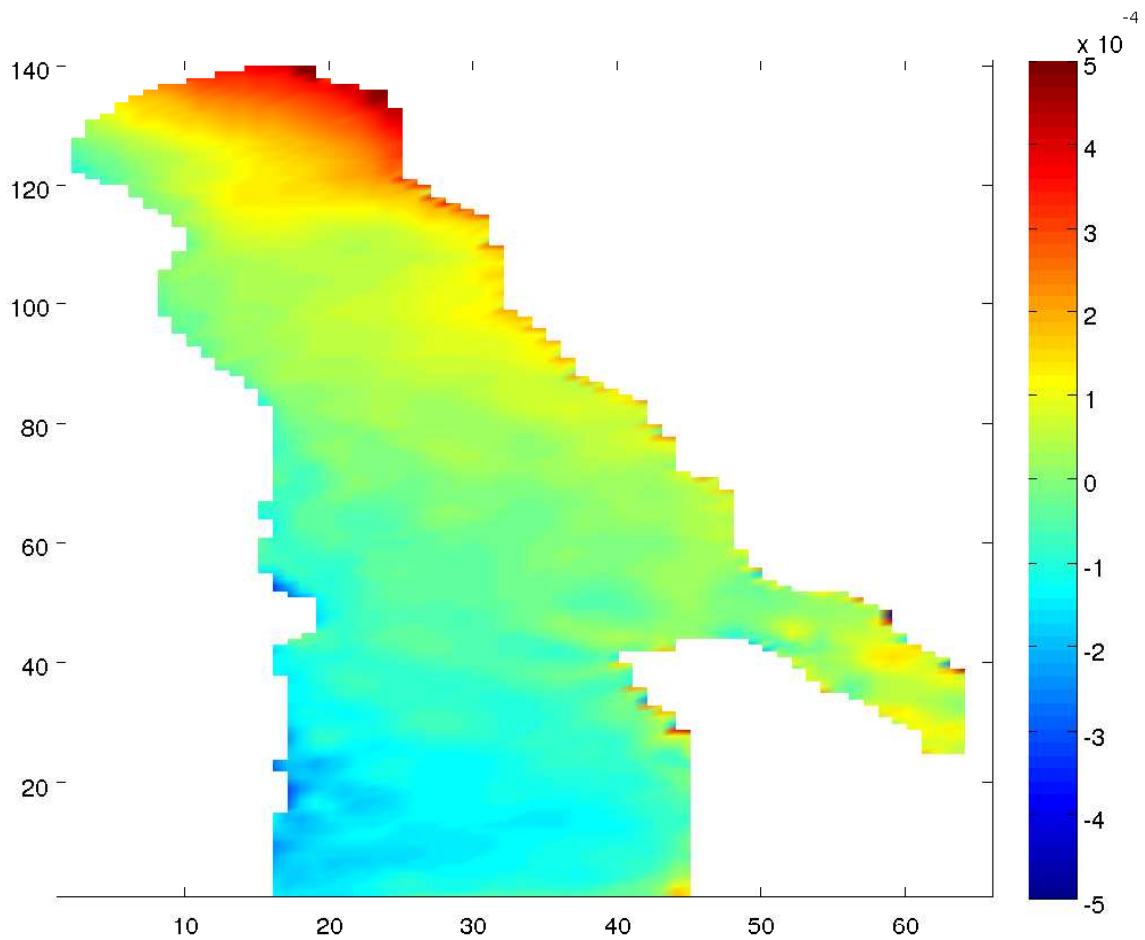


Σχήμα 3.4: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 241° .

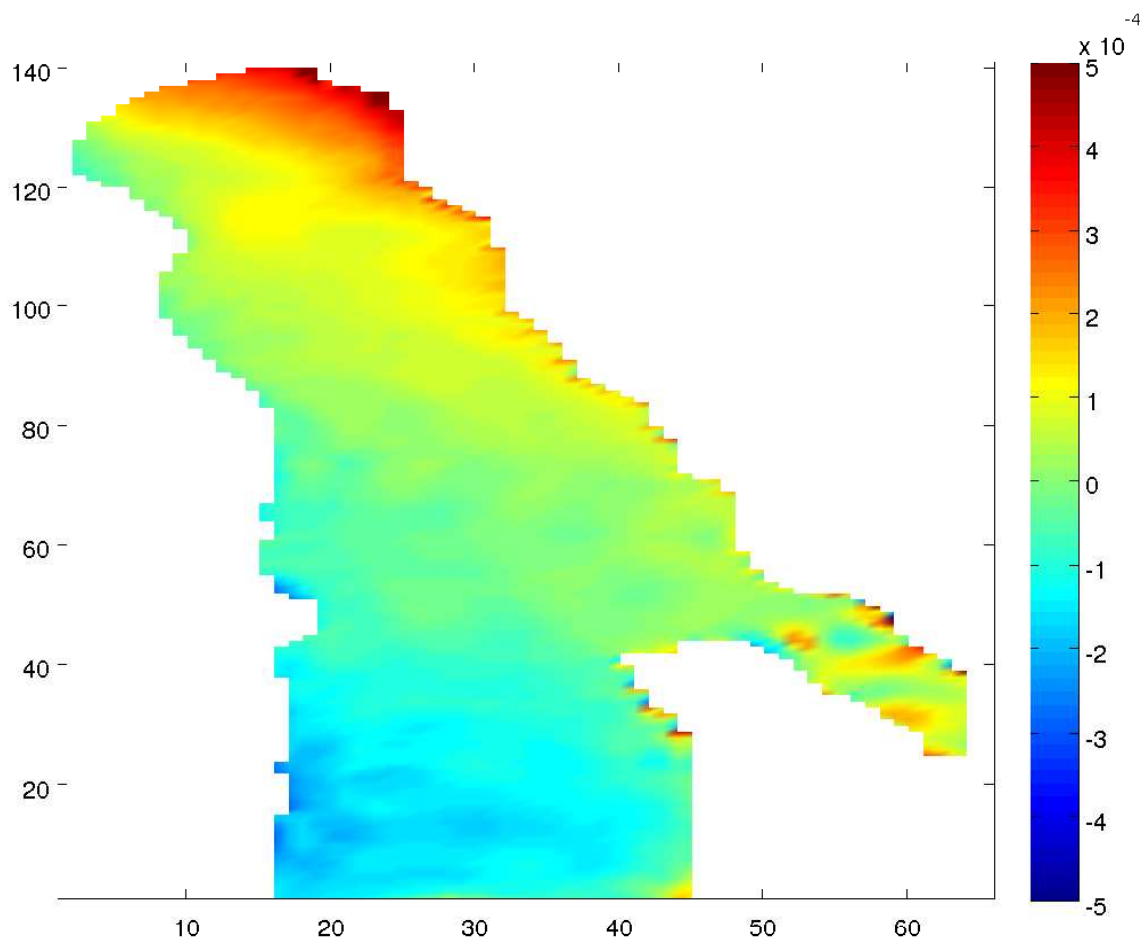
3.1.3 Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας από την οριζόντιο



Σχήμα 3.5: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

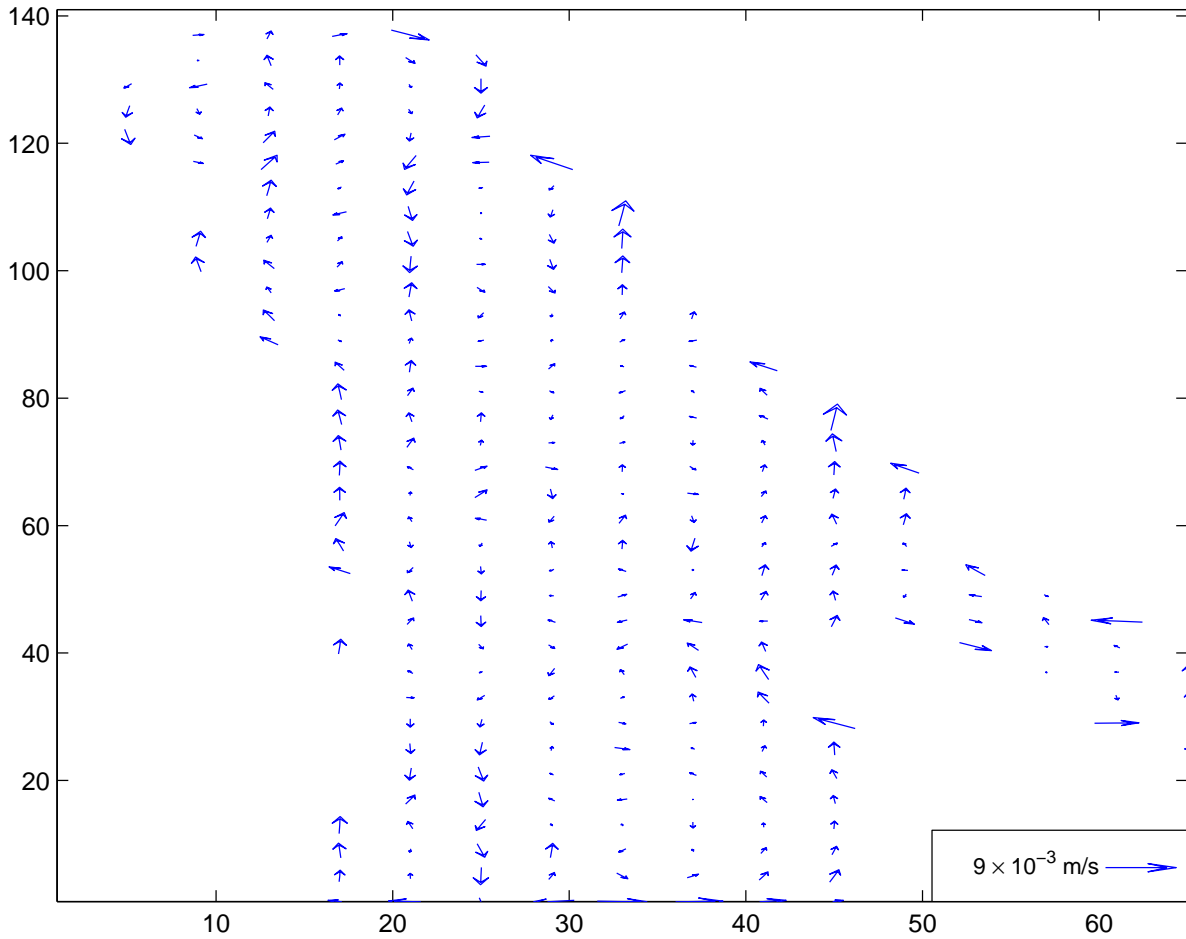


Σχήμα 3.6: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

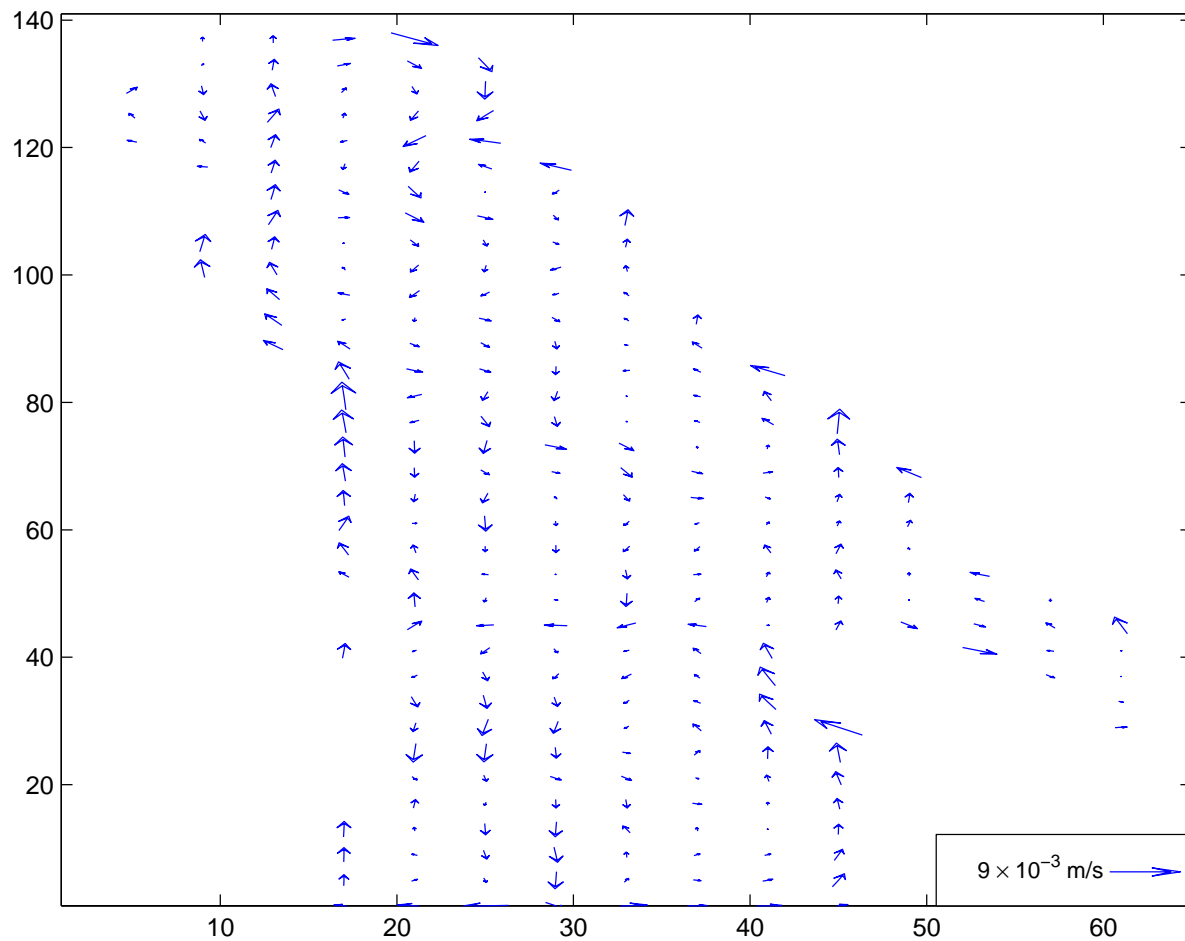


Σχήμα 3.7: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

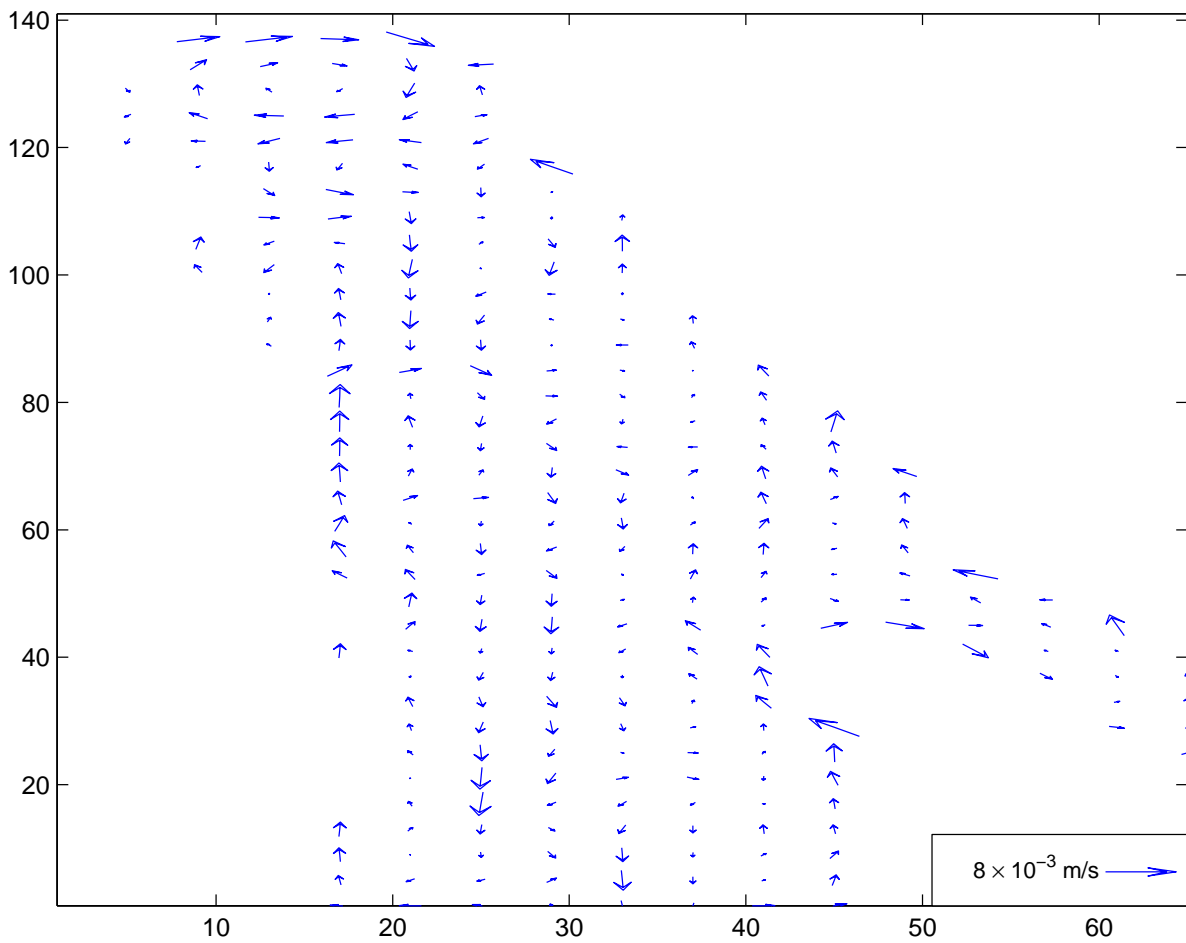
3.1.4 Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος



Σχήμα 3.8: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 241° .

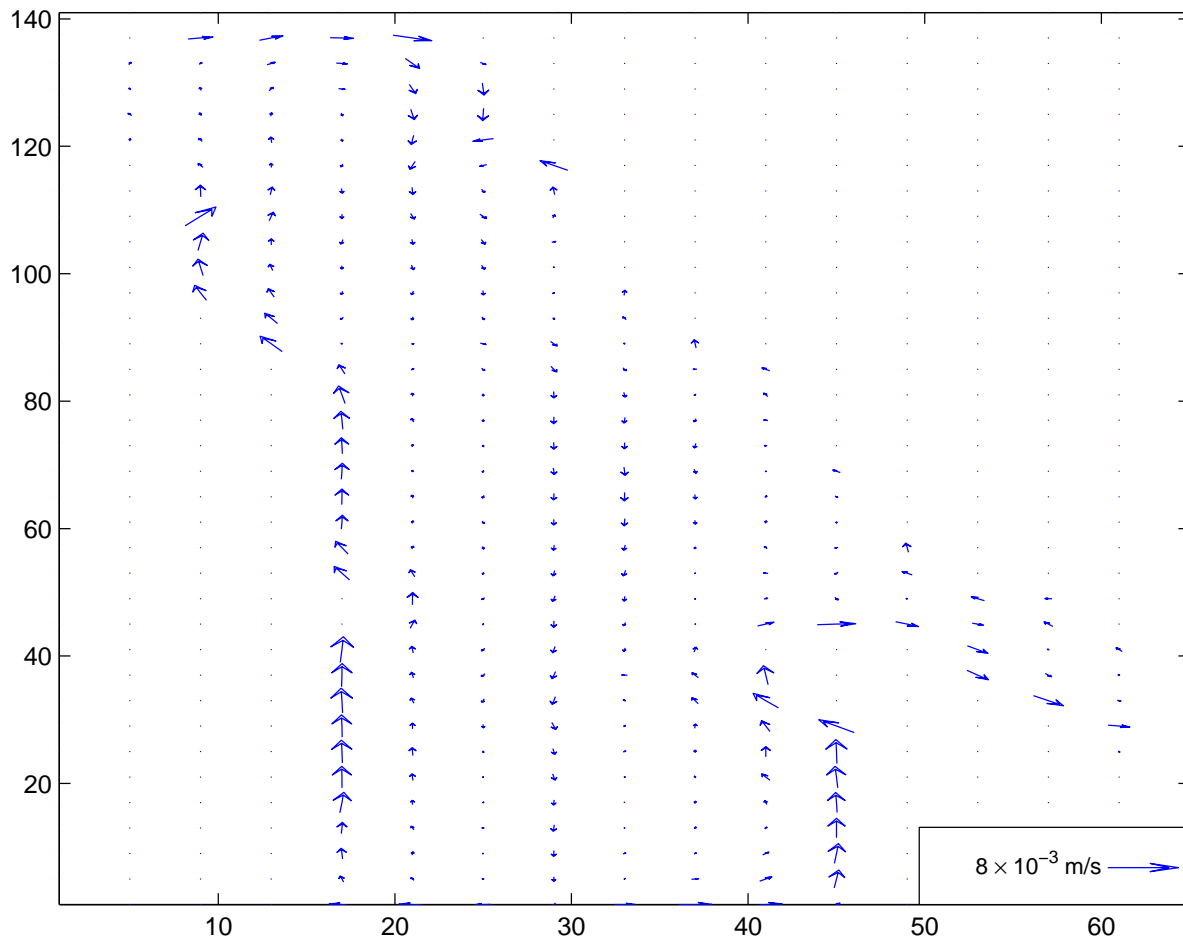


Σχήμα 3.9: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 241° .

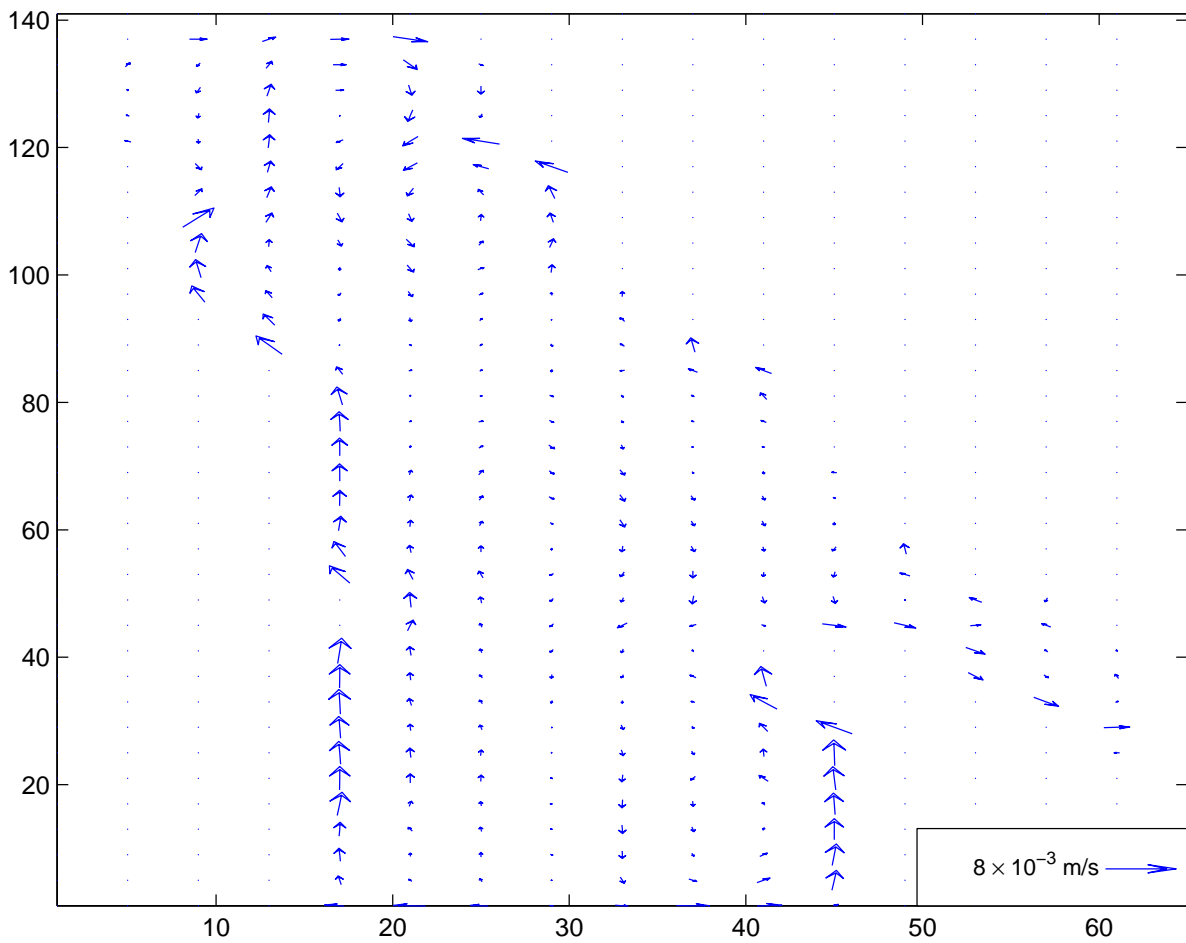


Σχήμα 3.10: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

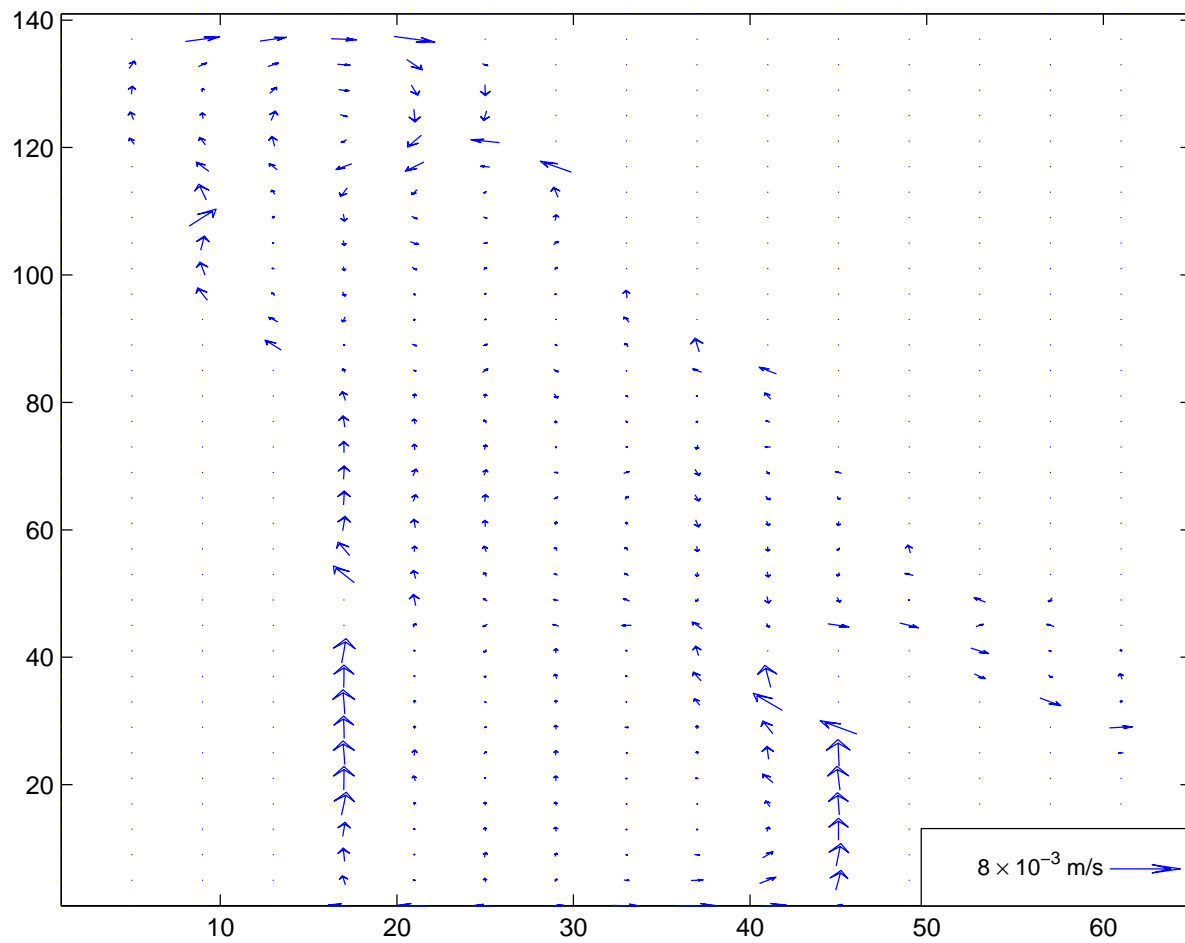
3.1.5 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα



Σχήμα 3.11: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .



Σχήμα 3.12: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 241° .



Σχήμα 3.13: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

3.2 Αποτελέσματα μοντέλου για μέγιστες εντάσεις ανέμων (10 m/s ή 5 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 241°

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το τρέξιμο του μοντέλου για μέγιστη ένταση ανέμου 10 m/s (5 Beaufort και με διεύθυνση ανέμου 241° (NNA) ήταν τα εξής :

Αρχικά από το σχήμα της κινητικής ενέργειας (Σχήμα 3.14) παρατηρούμε ότι σταθεροποιείται πιο γρήγορα σε σχέση με την κινητική ενέργεια με ένταση 2 Beaufort (Σχήμα 3.1) και ίδιας διεύθυνσης ανέμου (241°).

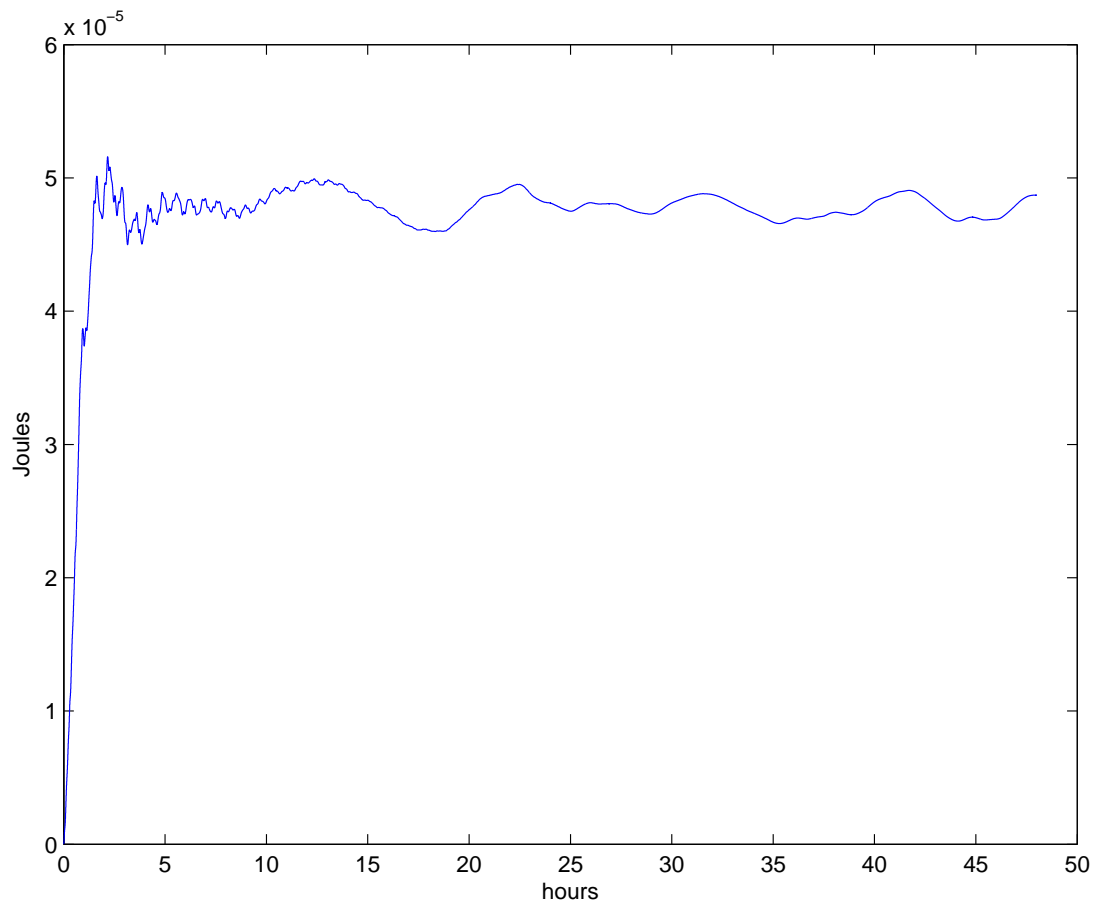
Από τα σχήματα (3.15 και 3.16) παρατηρούμε ότι έχουμε άνοδο της στάθμης θάλασσας στο βορειοανατολικό μέρος του κόλπου και κάθοδο της στάθμης θάλασσας στο νοτιοδυτικό μέρος του κόλπου. Αν συγκρίνουμε αυτά τα στιγμιότυπα (3.15 και 3.16) με τα αντίστοιχα για μία μέση ένταση ανέμου 2 Beaufort (δηλαδή 3.2 και 3.3) παρατηρούμε ότι σε αυτά με την μέση ένταση του ανέμου υπάρχουν κυματισμοί ενώ αυτά με τα 5 Beaufort (3.15 και 3.16) δεν έχουν. Από αυτή την παρατήρηση θα μπορούσαμε να υποθέσουμε ότι όταν τρέχουμε το μοντέλο με δυνατότερο άνεμο το σύστημα κυκλοφορίας φτάνει πιο γρήγορα σε ισορροπία και τα κύματα αποσβένονται.

Όσον αφορά την μέση βαροτροπική κυκλοφορία αν μελετήσουμε τα σχήματα (3.17 και 3.18) θα μπορούσαμε να κάνουμε τις παρακάτω παρατηρήσεις:

1. Στο σχήμα 3.17 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 11 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 35 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 81 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 122 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Ακόμα στο ίδιο σχήμα παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 28 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 25 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου. Τέλος αν κάναμε σύγκριση ανάμεσα στο σχήμα 3.11 (όπου αναφέρεται στα 2 Beaufort) με το σχήμα 3.17 (που αναφέρεται στα 5 Beaufort) παρατηρούμε ότι τα βαροτροπικά ρεύματα που σχηματίζονται είναι πιο ισχυρά στο σχήμα 3.17.
2. Στο σχήμα 3.18 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 11 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 35 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 81 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 122 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Τελειώνοντας αυτή την εικόνα εντοπίζουμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 28 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα).

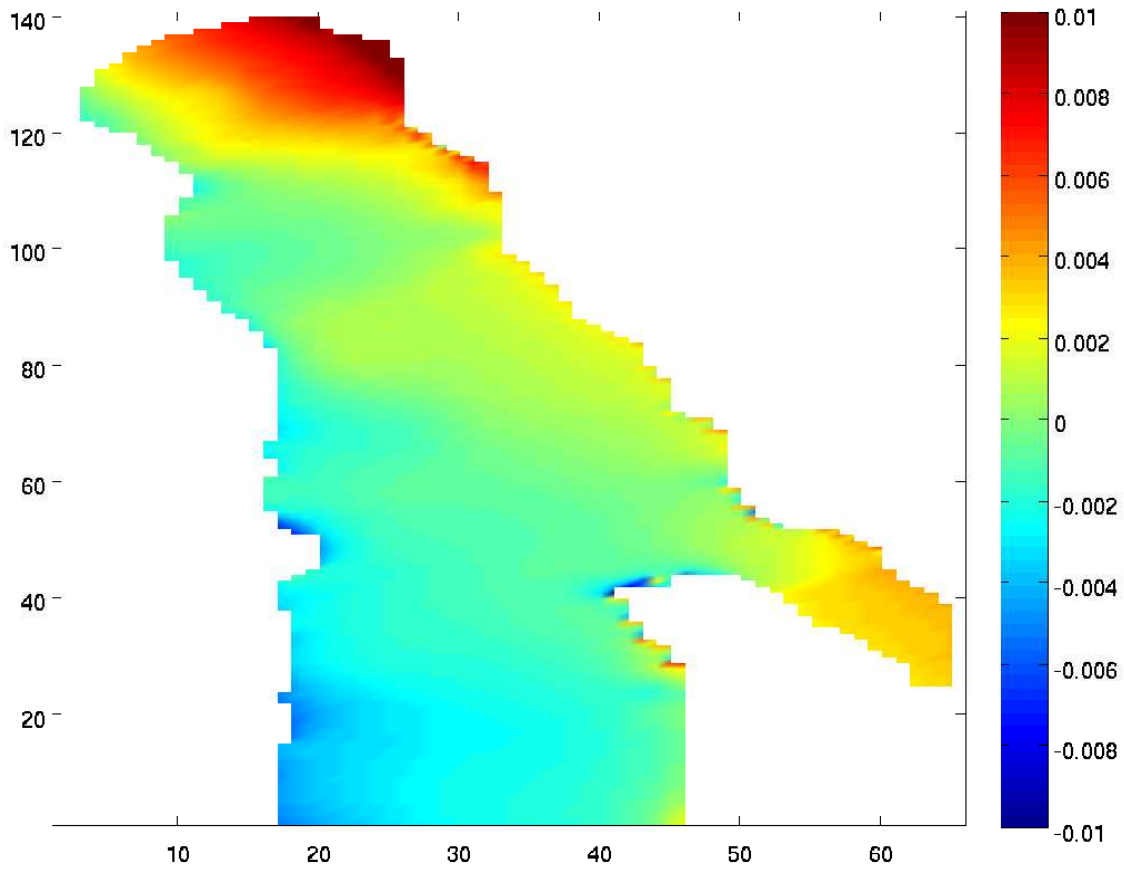
Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 25 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα). Τέλος αν κάναμε σύγκριση ανάμεσα στο σχήμα 3.12 με το σχήμα 3.18 παρατηρούμε ότι τα βαροτροπικά ρεύματα που σχηματίζονται είναι πιο ισχυρά στο σχήμα 3.18.

3.2.1 Κινητική ενέργεια

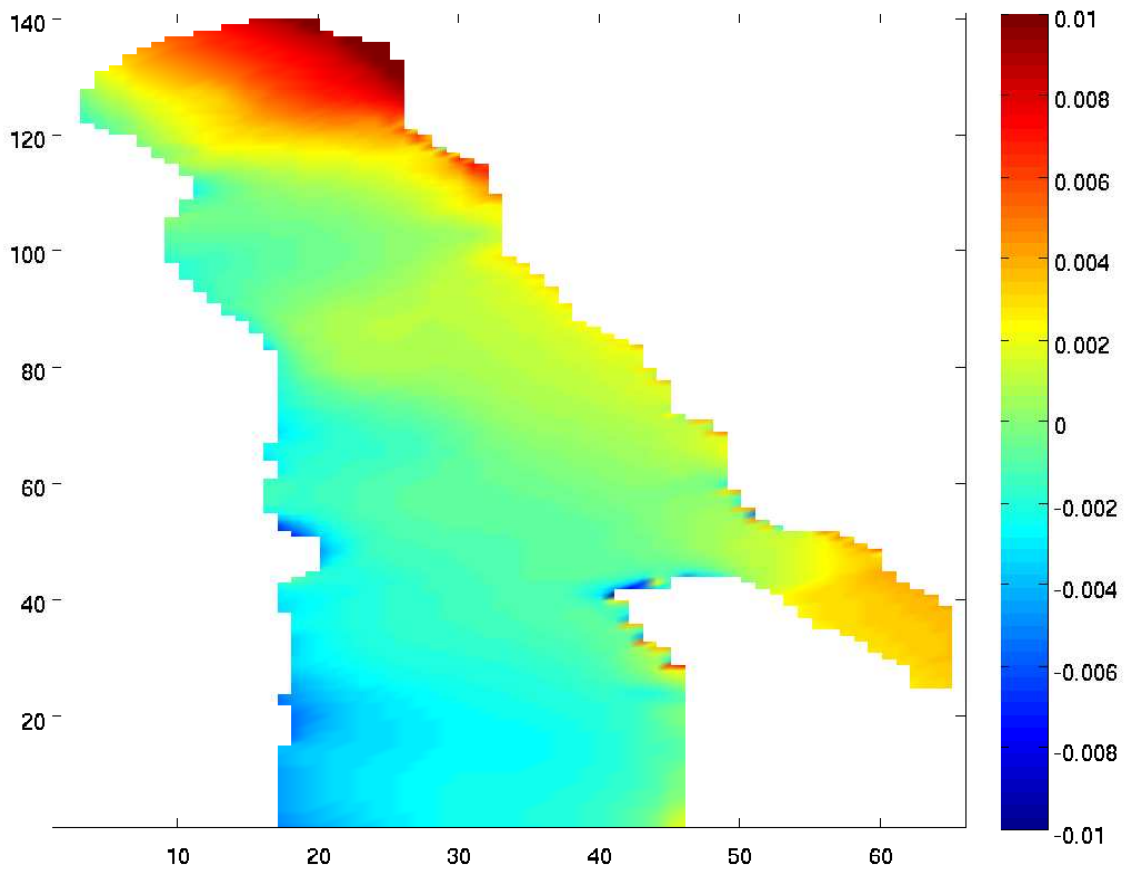


Σχήμα 3.14: Κινητική ενέργεια για 2 μέρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

3.2.2 Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας

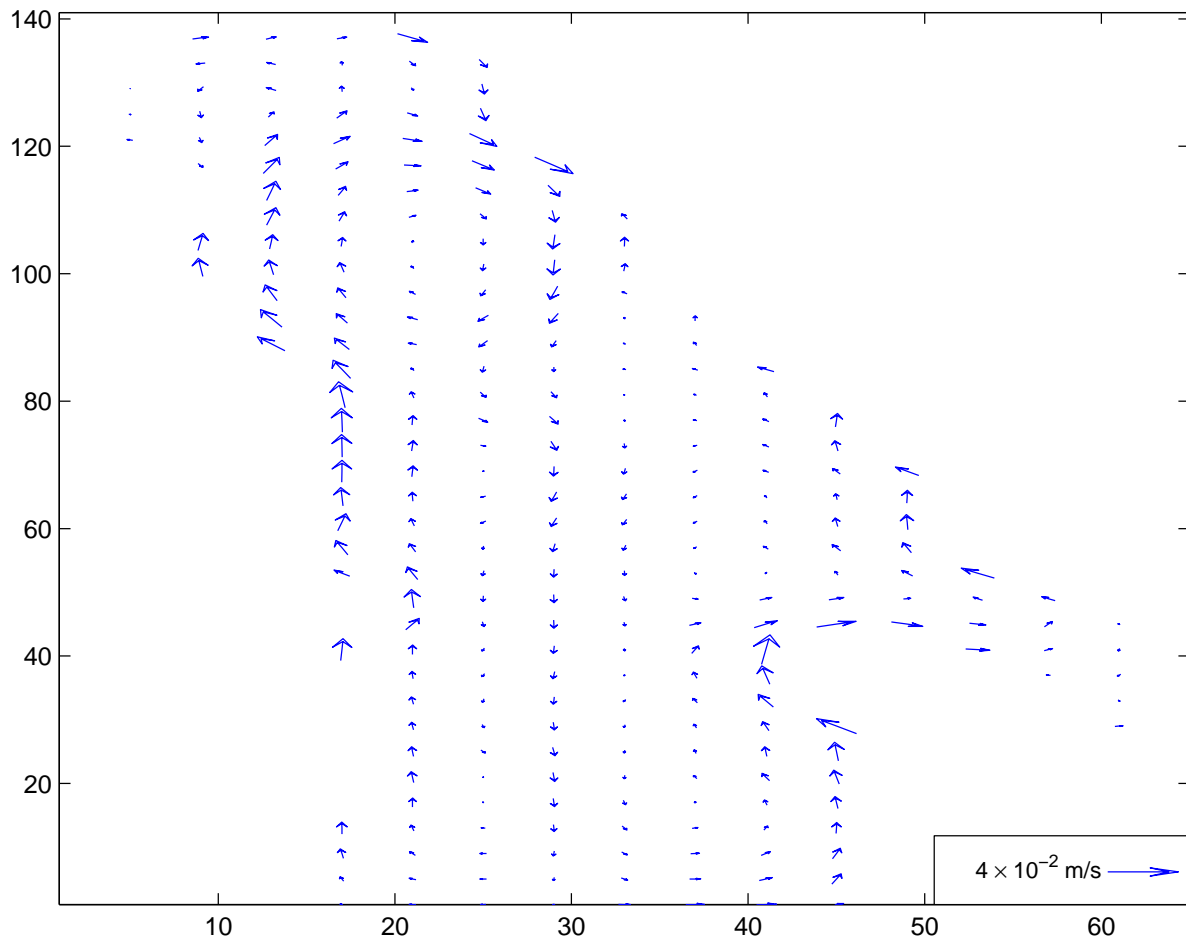


Σχήμα 3.15: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 241° .

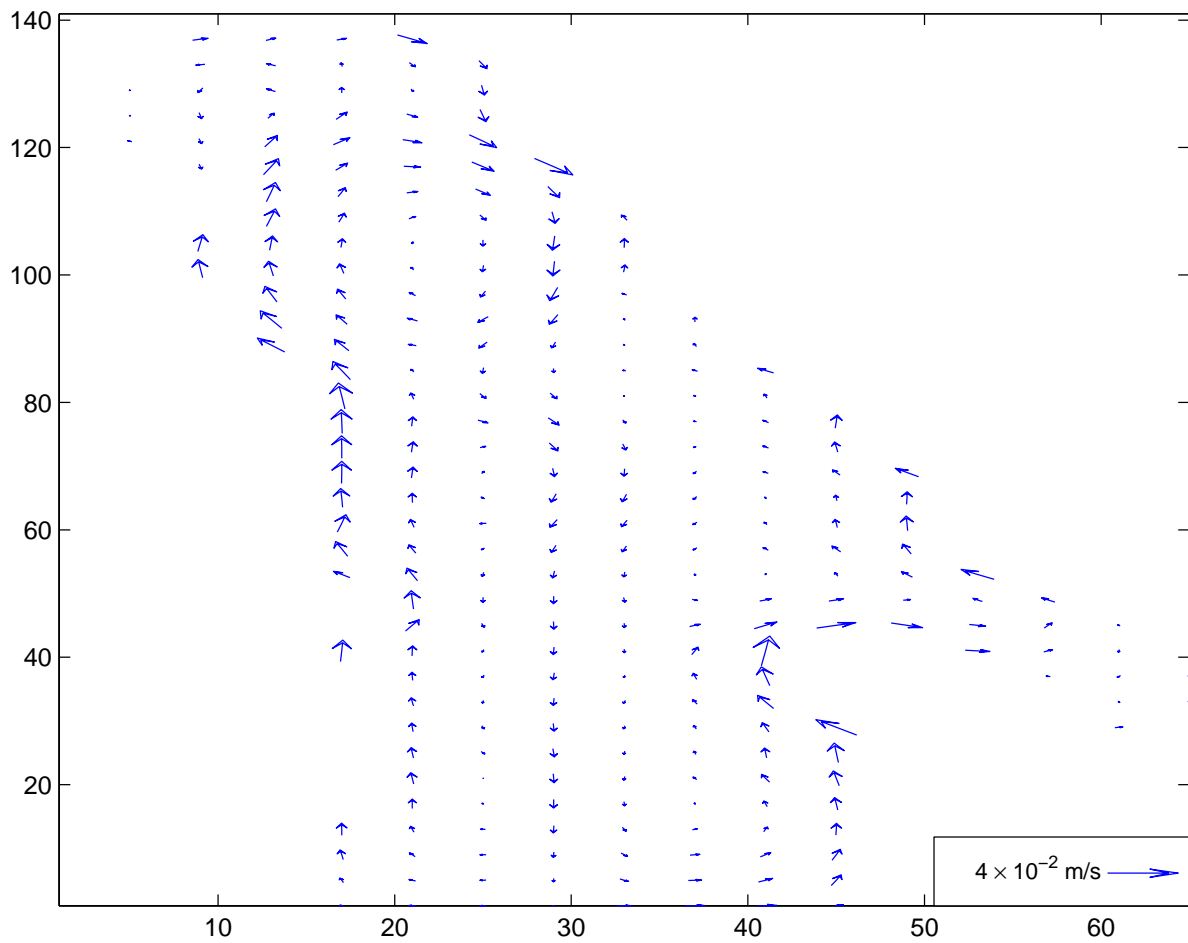


Σχήμα 3.16: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

3.2.3 Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος



Σχήμα 3.17: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .



Σχήμα 3.18: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 241° .

3.3 Αποτελέσματα μοντέλου για μέσες εντάσεις ανέμων (2 m/s ή 2 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 286°

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το τρέξιμο του μοντέλου για μέση ένταση ανέμου 2 m/s (2 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 286° (ΒΔ) ήταν τα εξής :

Αρχικά από το σχήμα της κινητικής ενέργειας (Σχήμα 3.19) παρατηρούμε ότι αυτή δεν είναι σταθερή. Αυτό θα μπορούσε να οφείλεται σε κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης αυτής. Χρησιμοποιώντας την εξίσωση 3.1, τα κύματα αυτά θα μπορούσαν να θεωρηθούν κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης γιατί αν παρατηρήσουμε τα σχήματα (3.20 έως 3.22) διακρίνουμε κάποιους κυματισμούς οι οποίοι έχουν μήκος κύματος από $\lambda \simeq 600m$ έως $\lambda \simeq 1100m$. Για τα κύματα αυτά θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα τους από τον τύπο 3.2 που είναι ίση περίπου με $10.7m.s^{-1}$ με h το μέσο βάθος της λεκάνης $h \simeq 11.7m$ και $g = 9.81m.s^{-2}$ είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας. Η περίοδος αυτών των κυμάτων κυμαίνεται από $T \simeq 56s$ έως $T \simeq 103s$. Για να δούμε τώρα κατά πόσο τα κύματα αυτά οφείλονται σε κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης θα χρησιμοποιήσουμε τον τύπο 3.1. Η λεκάνη έχει μήκος $L = 14,1km$ και αντικαθιστώντας στον τύπο 3.1 το n για τα περίπου 600m μήκος κύματος, είναι $n \simeq 47$ και το n για τα περίπου 1100m μήκος κύματος, είναι $n \simeq 26$ άρα θα μπορούσαν να είναι κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης.

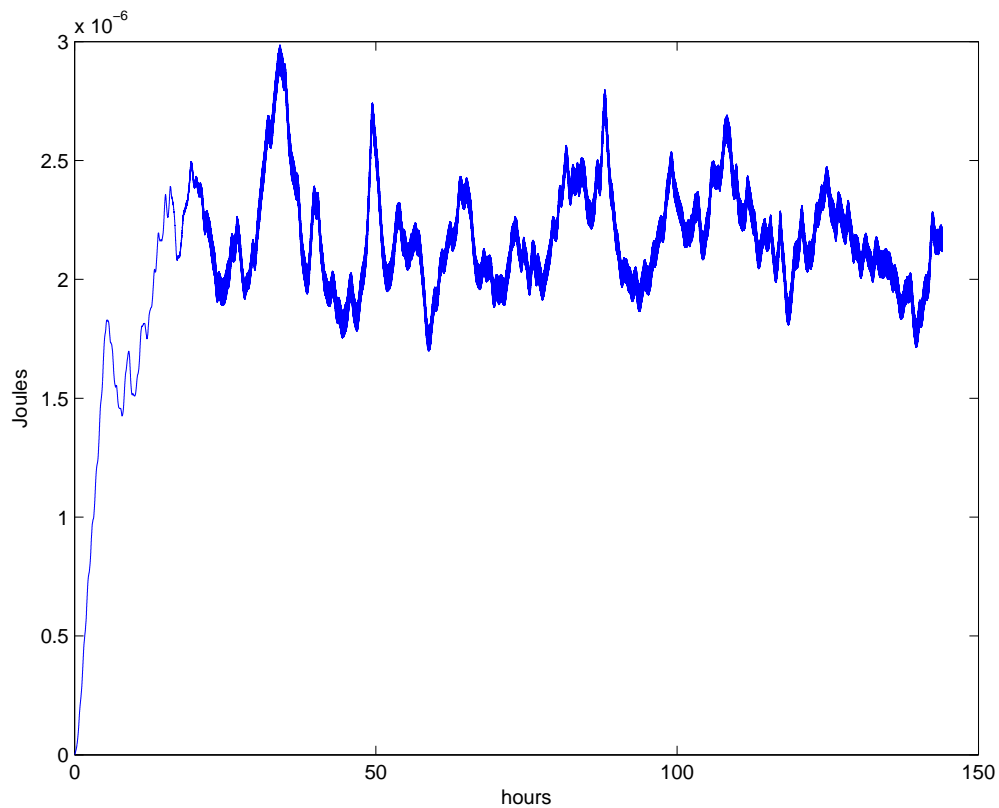
Στη συνέχεια επειδή ενδιαφερόμασταν για την καθαρή στάθμη θάλασσας κάναμε μέσους όρους ανά μέρα δηλαδή από το μέσο όρο των πρώτων 24 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.23, από το μέσο όρο των 25-48 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.24 και τέλος από το μέσο όρο των 49-72 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.25 (δηλαδή σε αυτά τα 3 σχήματα το βήμα χρόνου είναι ανά 1 ώρα). Όσον αφορά την στάθμη θάλασσας έχουμε άνοδο της στο νοτιοανατολικό μέρος του κόλπου και πτώση της στο βορειοδυτικό μέρος του Κόλπου.

Όσον αφορά την μέση βαροτροπική κυκλοφορία αν κοιτάξουμε τα σχήματα (3.26 έως 3.28) αντιμετωπίζουμε ένα πρόβλημα στο να ξεχωρίσουμε τις ταχύτητες που οφείλονται στο κύμα με τις ταχύτητες που οφείλεται στο μέσο βαροτροπικό ρεύμα. Οπότε θα εφαρμόσουμε και εδώ την μέθοδο με τους μέσους όρους ώστε ως τελικό αποτέλεσμα να έχουμε μόνο το μέσο βαροτροπικό ρεύμα. Μετά από μέσους όρους που έγιναν 1) για τις πρώτες 24 ώρες, 2) για το χρονικό διάστημα των 25-48 ωρών και 3) για το χρονικό διάστημα των 49-72 ωρών προκύπτουν τα σχήματα 3.29, 3.30 και 3.31, που αναφέρονται αντιστοίχως στα προηγούμενα χρονικά διαστήματα. Ακόμα θα μπορούσαμε να κάνουμε κάποιες παρατηρήσεις οι οποίες αφορούν τα σχήματα 3.29 έως 3.31 και είναι οι παρακάτω:

1. Στο σχήμα 3.11 παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 41 εικονοστοιχεία

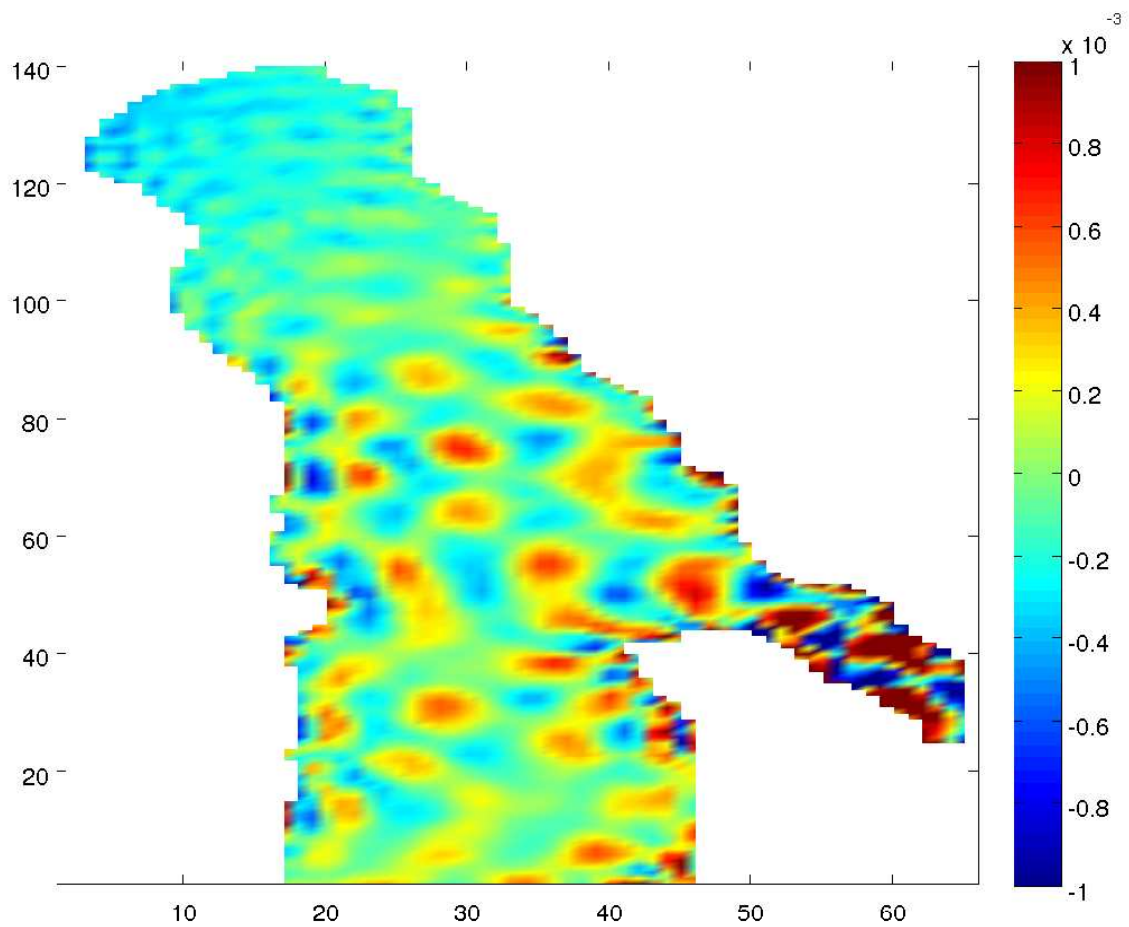
- (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 30 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα).
2. Στο σχήμα 3.30 παρατηρούμε κυρίως έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 10 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 29 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα) . Και από τα 117 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 141 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Επίσης θα μπορούσαμε να διακρίνουμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα) . Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 41 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα).
 3. Στο σχήμα 3.13 παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 40 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα).

3.3.1 Κινητική ενέργεια

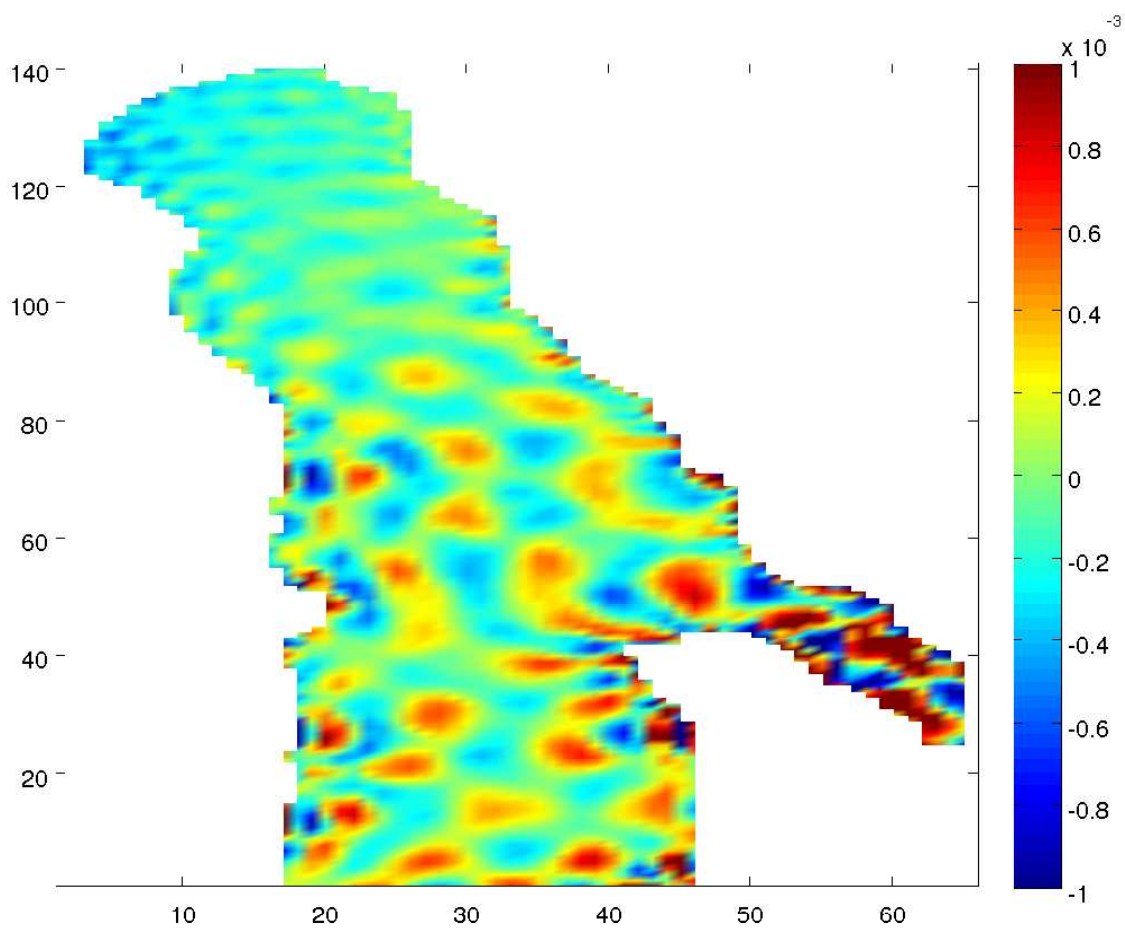


Σχήμα 3.19: Κινητική ενέργεια για 6 μέρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

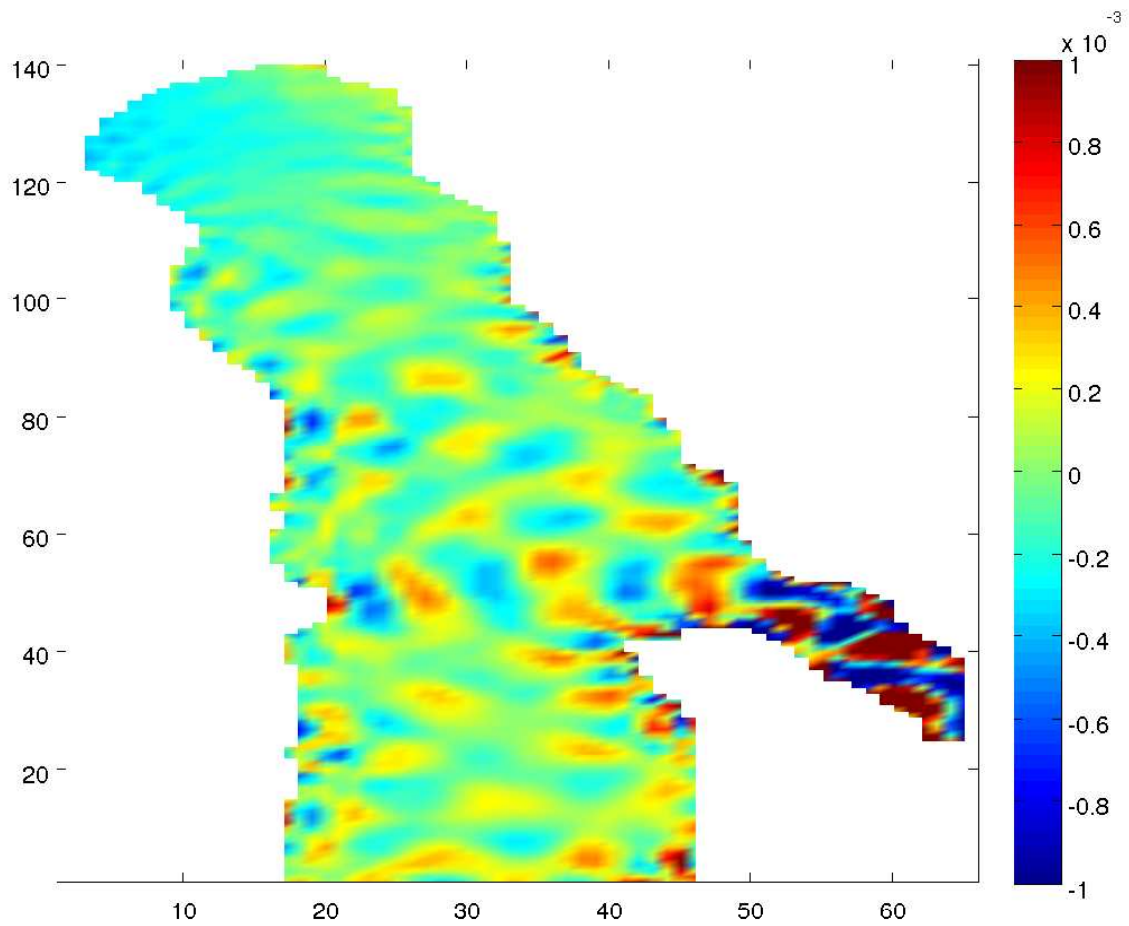
3.3.2 Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας



Σχήμα 3.20: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

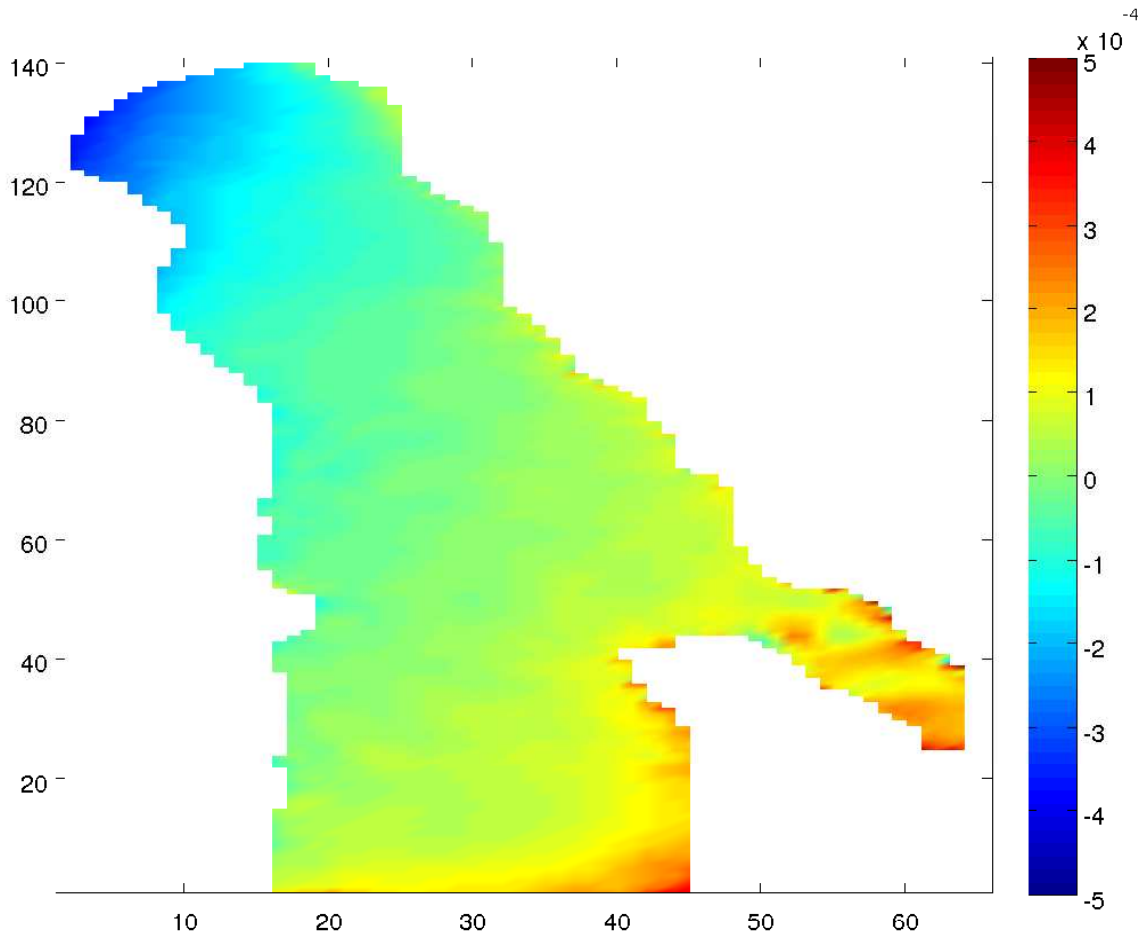


Σχήμα 3.21: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

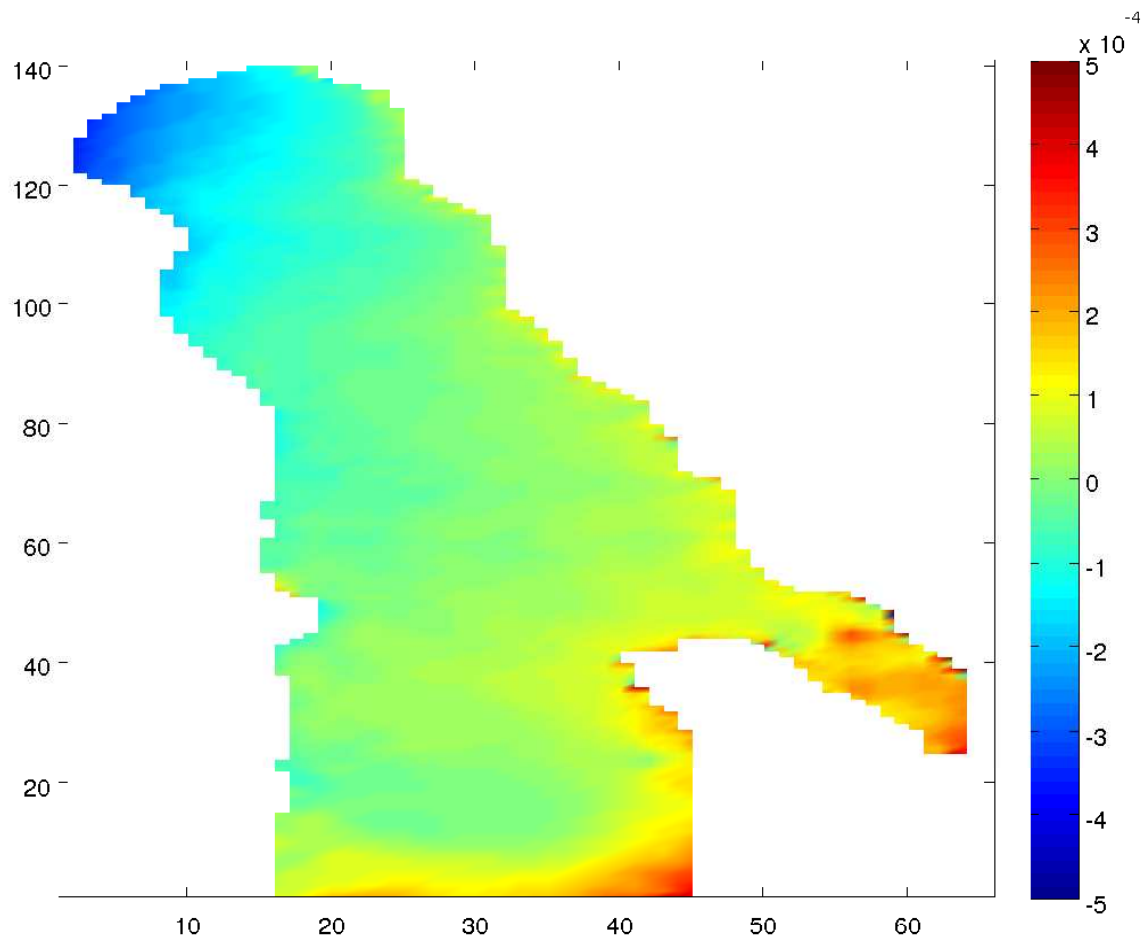


Σχήμα 3.22: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 286° .

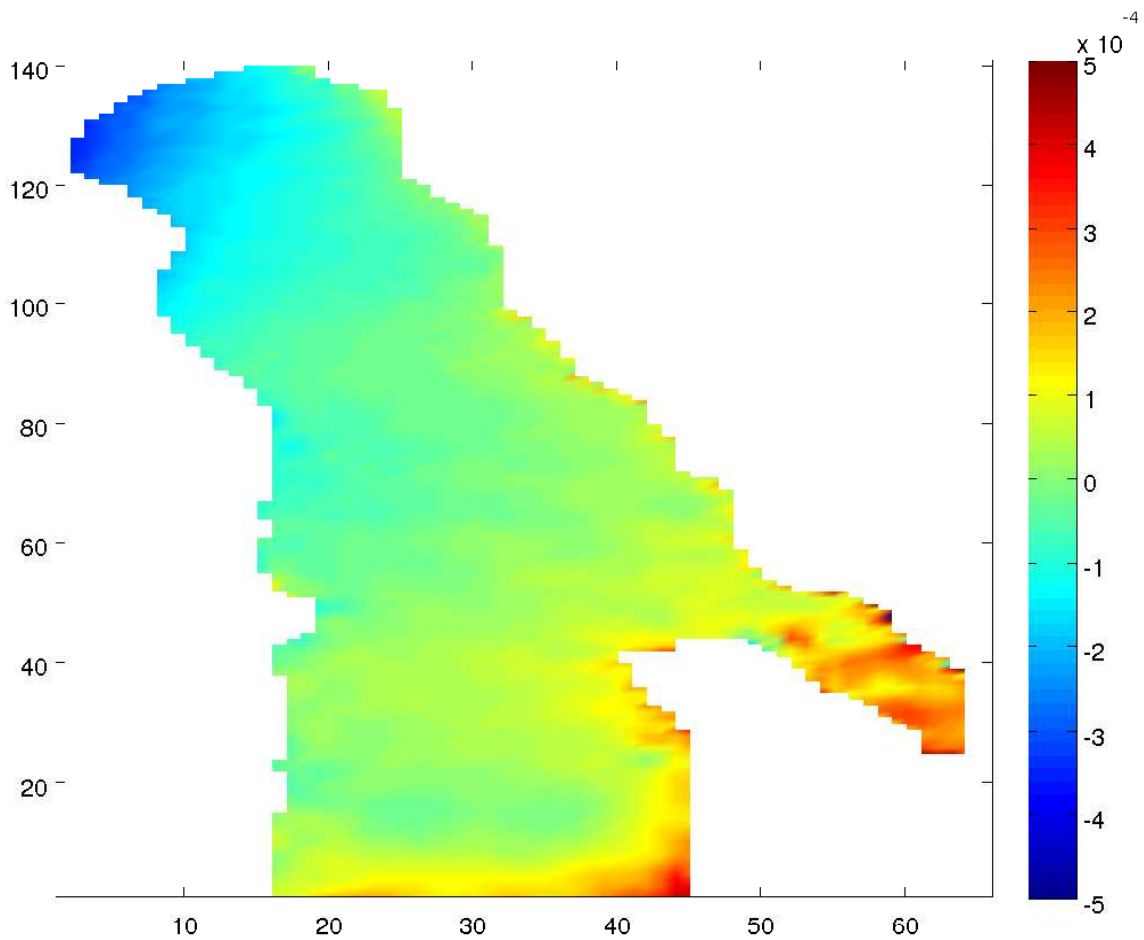
3.3.3 Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας από την οριζόντιο



Σχήμα 3.23: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

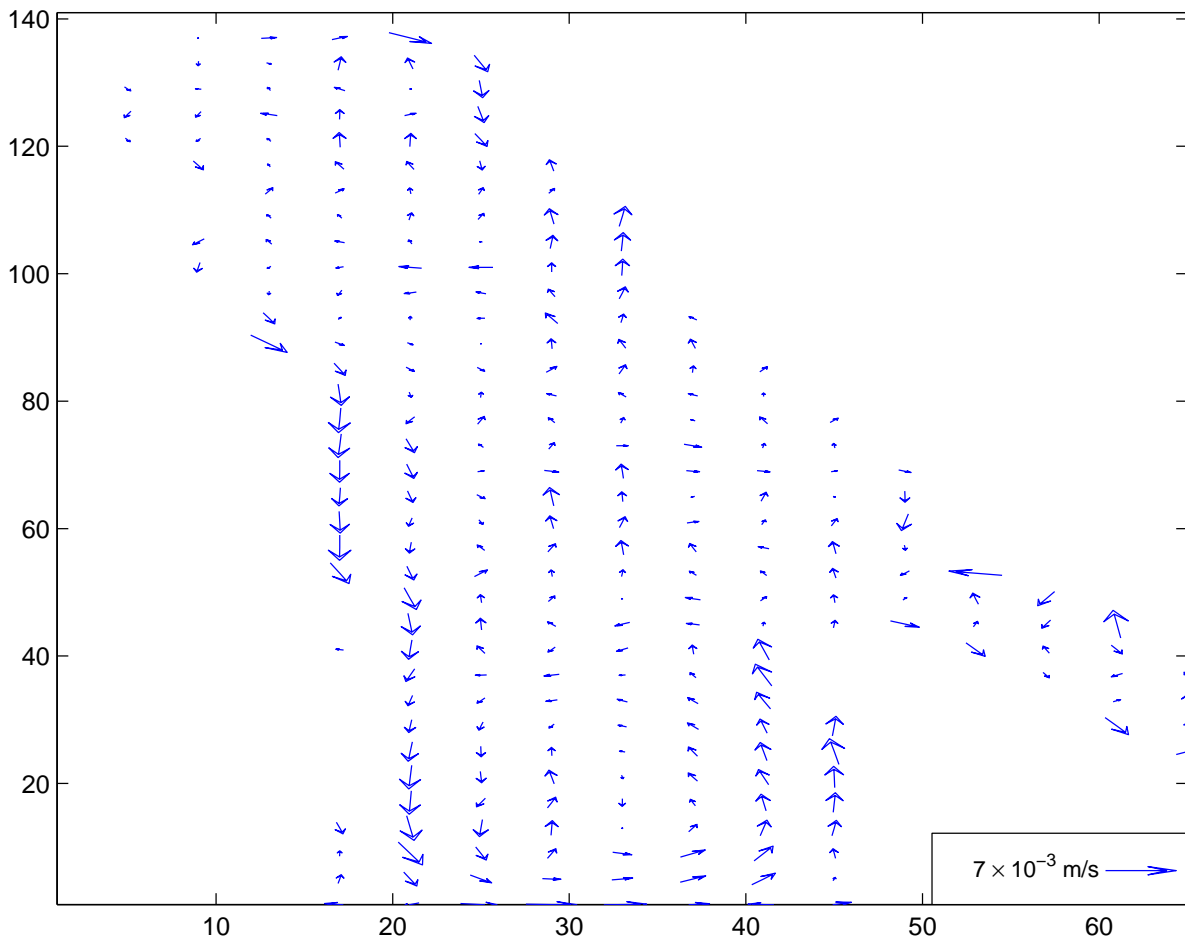


Σχήμα 3.24: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

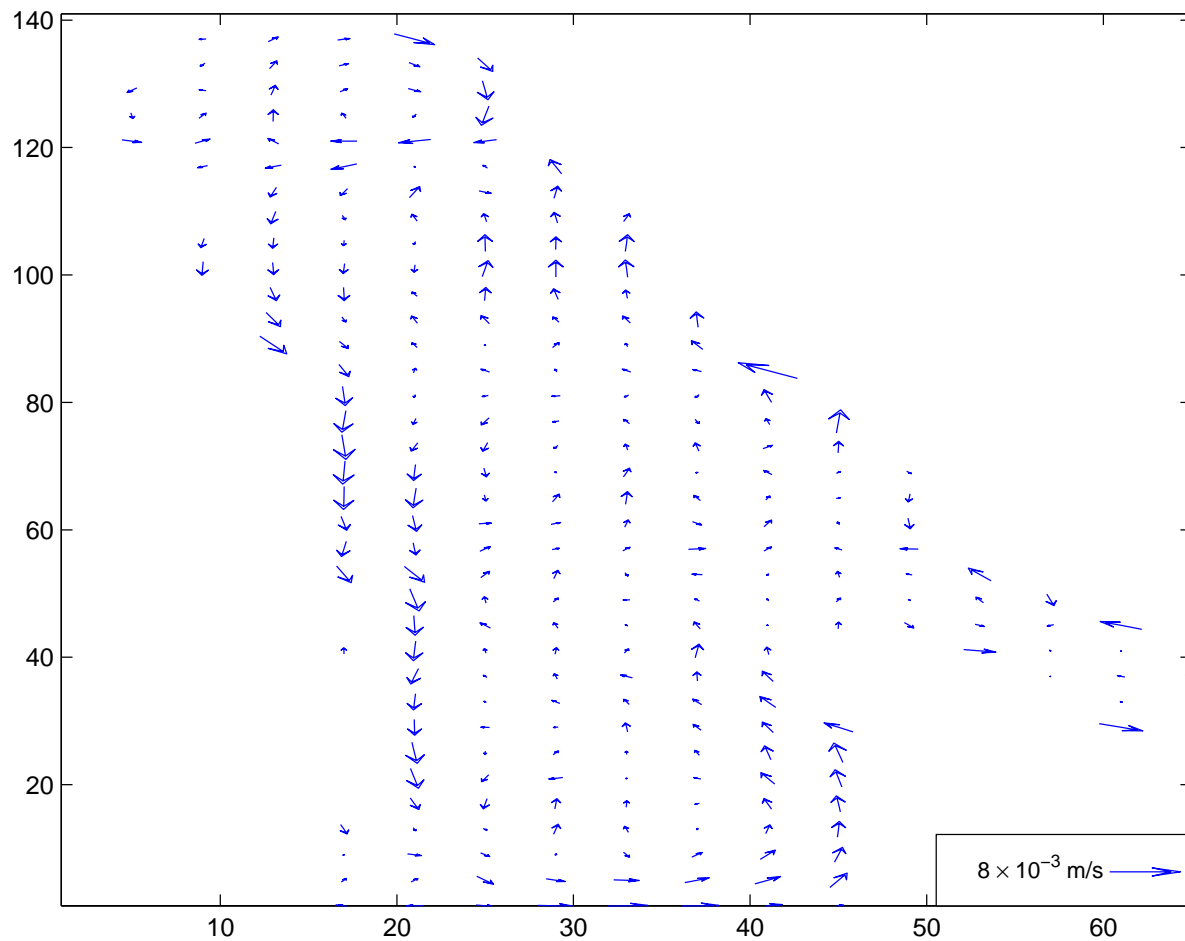


Σχήμα 3.25: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

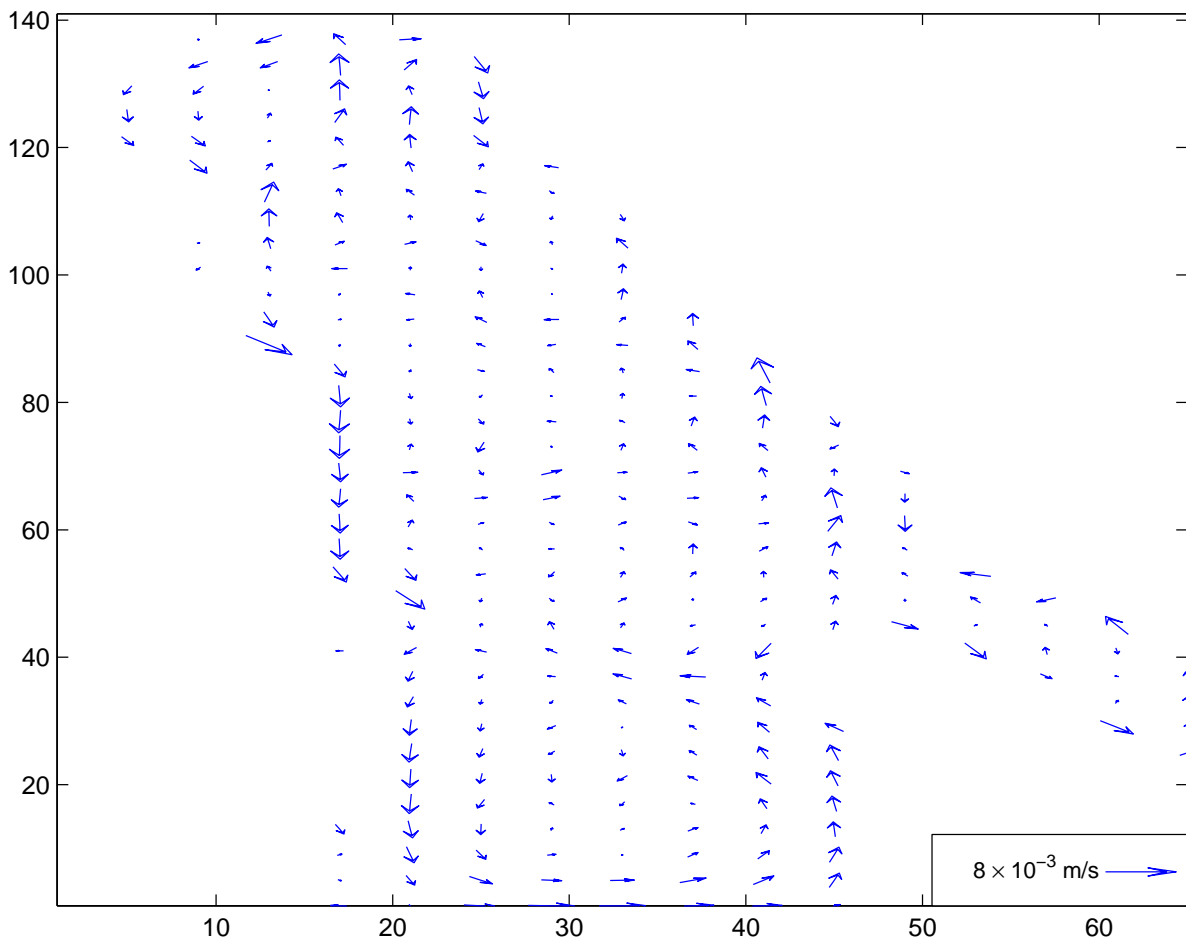
3.3.4 Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος



Σχήμα 3.26: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 286° .

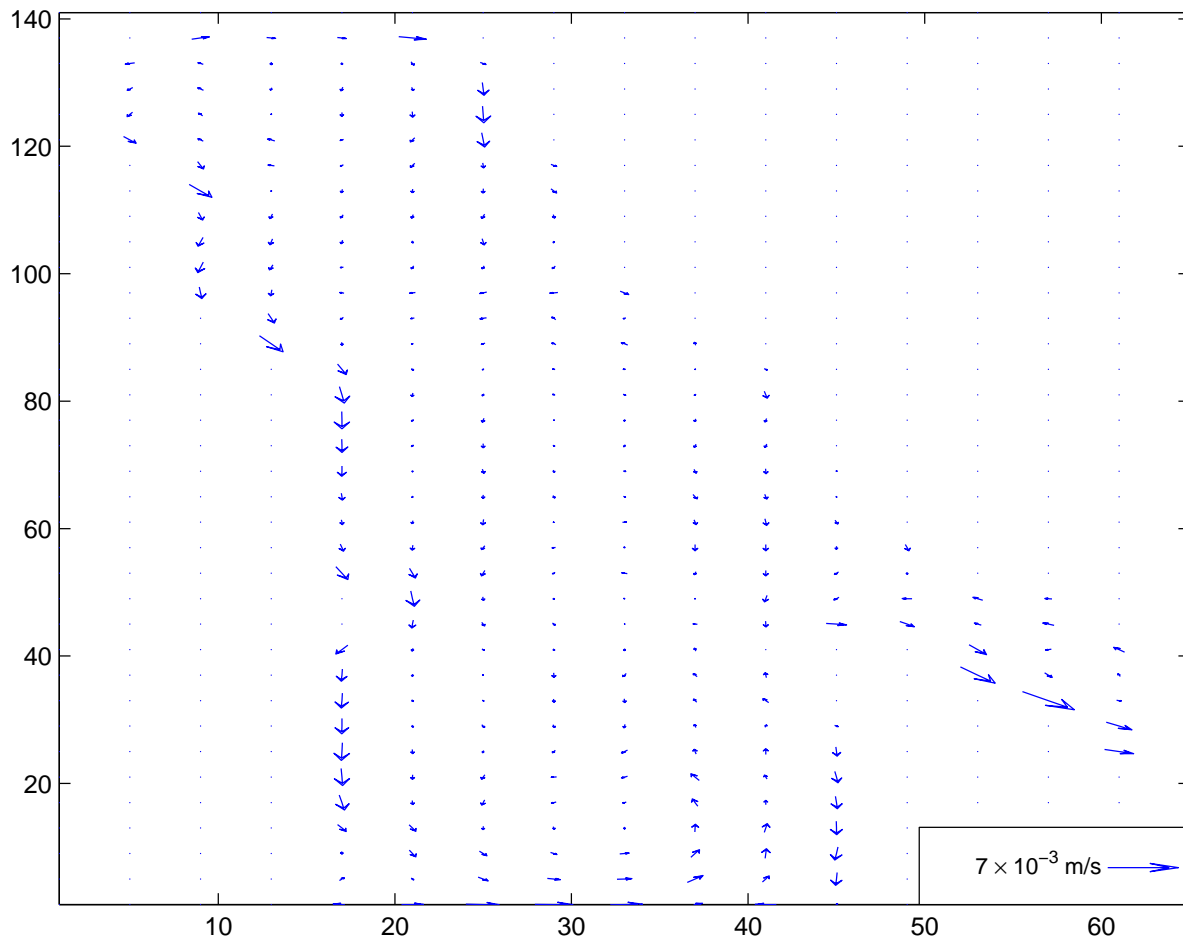


Σχήμα 3.27: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 286° .

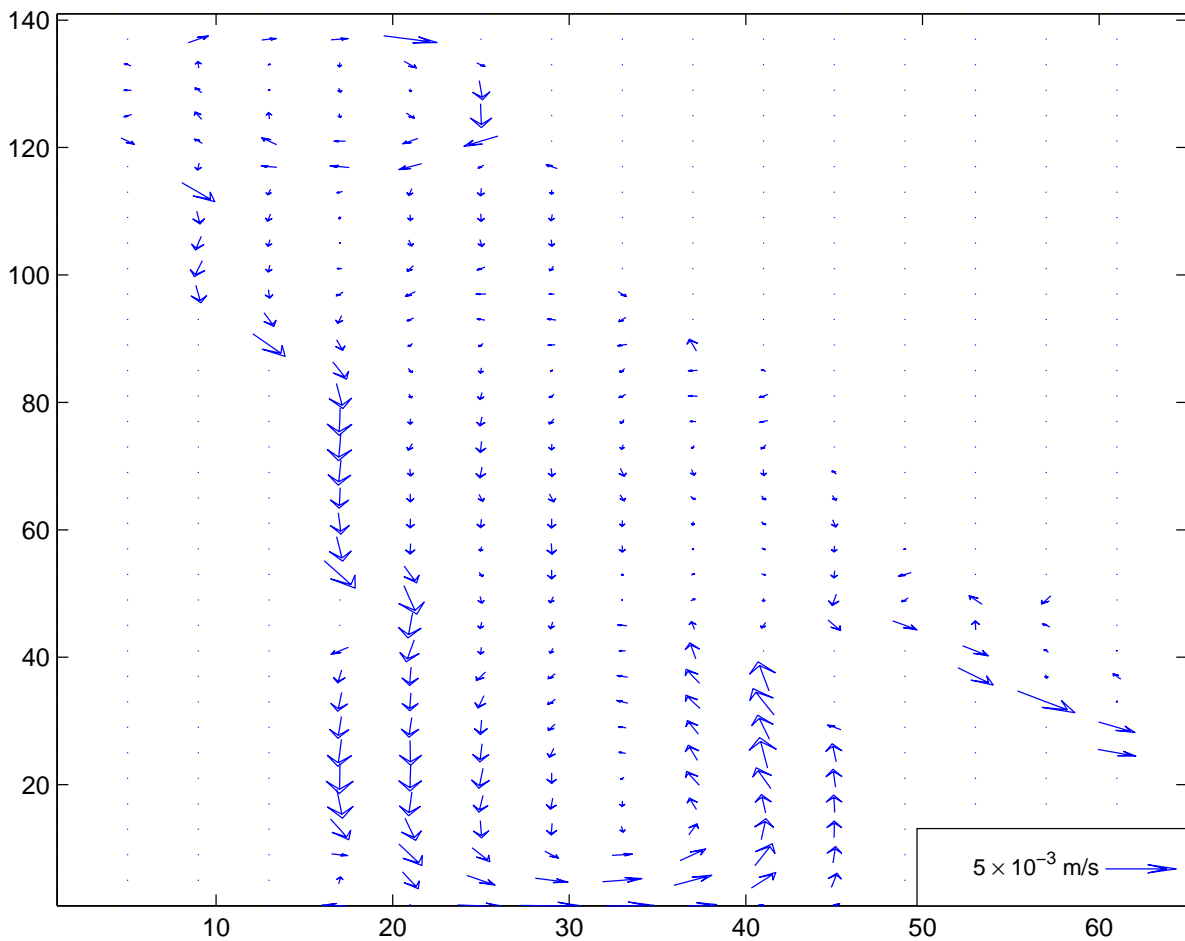


Σχήμα 3.28: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

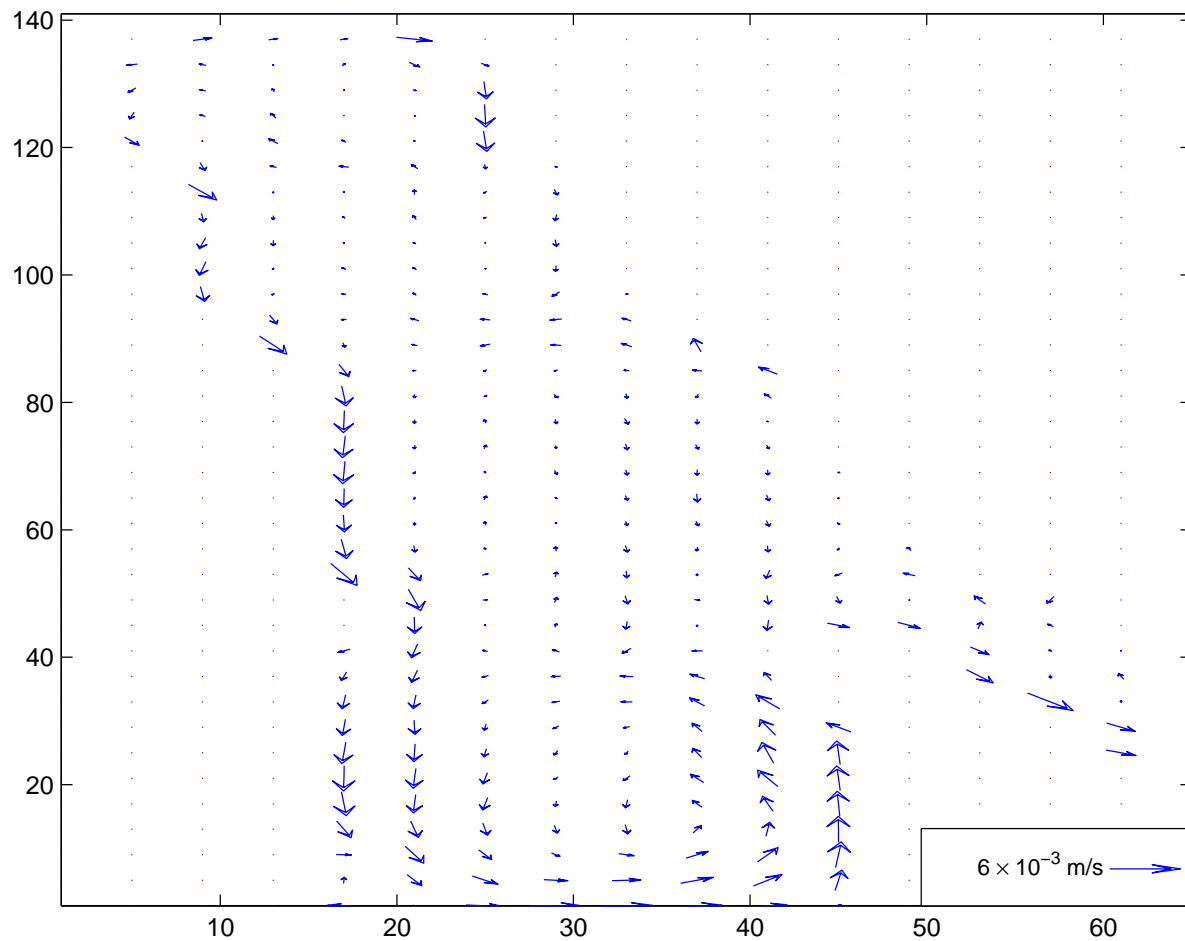
3.3.5 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα



Σχήμα 3.29: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .



Σχήμα 3.30: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .



Σχήμα 3.31: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

3.4 Αποτελέσματα μοντέλου για μέγιστες εντάσεις ανέμων (10 m/s ή 5 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 286°

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το τρέξιμο του μοντέλου για μέγιστη ένταση ανέμου 10 m/s (5 Beaufort και με διεύθυνση ανέμου 286° (ΒΔ) ήταν τα εξής :

Αρχικά από το σχήμα της κινητικής ενέργειας (Σχήμα 3.32) παρατηρούμε ότι σταθεροποιείται πιο γρήγορα σε σχέση με την κινητική ενέργεια με ένταση 2 Beaufort (Σχήμα 3.19) και ίδιας διεύθυνσης ανέμου (286°).

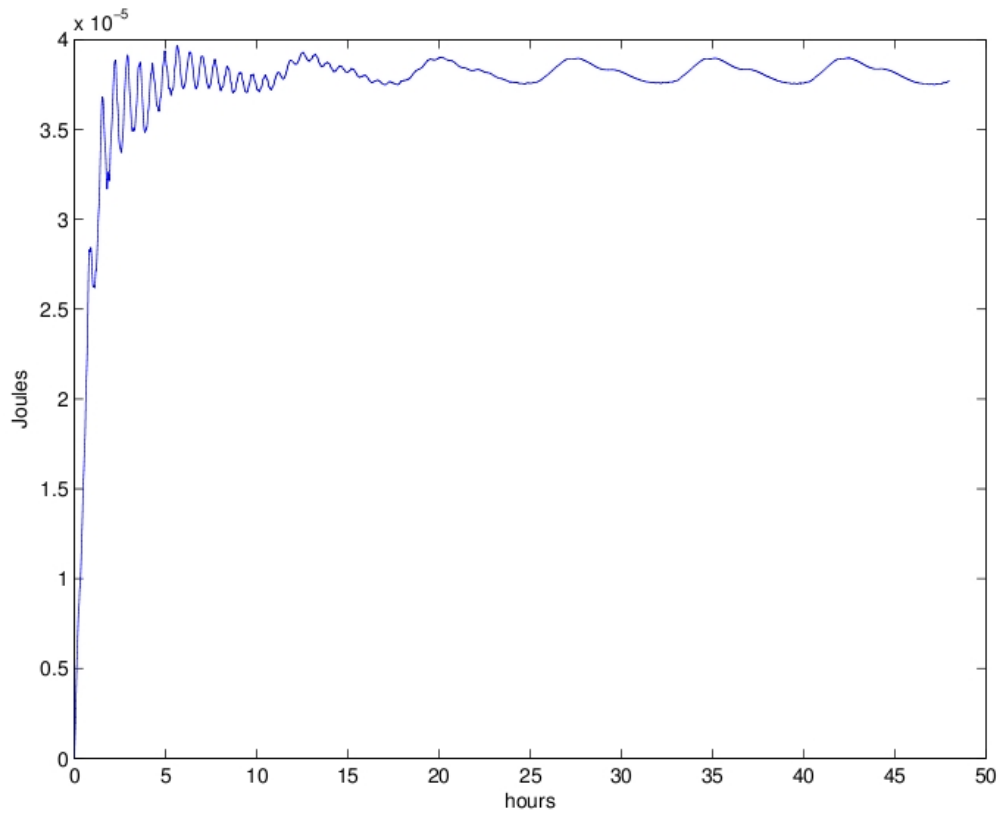
Από τα σχήματα (3.33 και 3.34) παρατηρούμε ότι έχουμε άνοδο της στάθμης θάλασσας στο βορειοανατολικό μέρος του κόλπου και κάθοδο της στάθμης θάλασσας στο νοτιοανατολικό μέρος του κόλπου. Αν συγκρίνουμε αυτά τα στιγμιότυπα (3.33 και 3.34) με τα αντίστοιχα για μία μέση ένταση ανέμου 2 Beaufort (δηλαδή 3.20 και 3.21) παρατηρούμε ότι σε αυτά με την μέση ένταση του ανέμου υπάρχουν κυματισμοί ενώ αυτά με τα 5 Beaufort (3.33 και 3.34) δεν υπάρχουν. Από αυτή την παρατήρηση θα μπορούσαμε να υποθέσουμε ότι στο μοντέλο με το δυνατότερο άνεμο, το σύστημα κυκλοφορίας φτάνει πιο γρήγορα σε ισορροπία και τα κύματα αποσβένονται.

Όσον αφορά την μέση βαροτροπική κυκλοφορία αν μελετήσουμε τα σχήματα (3.35 και 3.36) θα μπορούσαμε να κάνουμε τις παρακάτω παρατηρήσεις:

1. Στο σχήμα 3.35 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 25 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 60 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 80 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Ακόμα στο ίδιο σχήμα παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 20 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 57 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου. Τέλος αν κάναμε σύγκριση ανάμεσα στο σχήμα 3.29 (όπου αναφέρεται στα 2 Beaufort) με το σχήμα 3.35 (που αναφέρεται στα 5 Beaufort) παρατηρούμε ότι τα βαροτροπικά ρεύματα που σχηματίζονται είναι πιο ισχυρά στο σχήμα 3.35.
2. Στο σχήμα 3.36 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 25 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 47 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 58 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 80 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Τελειώνοντας αυτή την εικόνα εντοπίζουμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα).

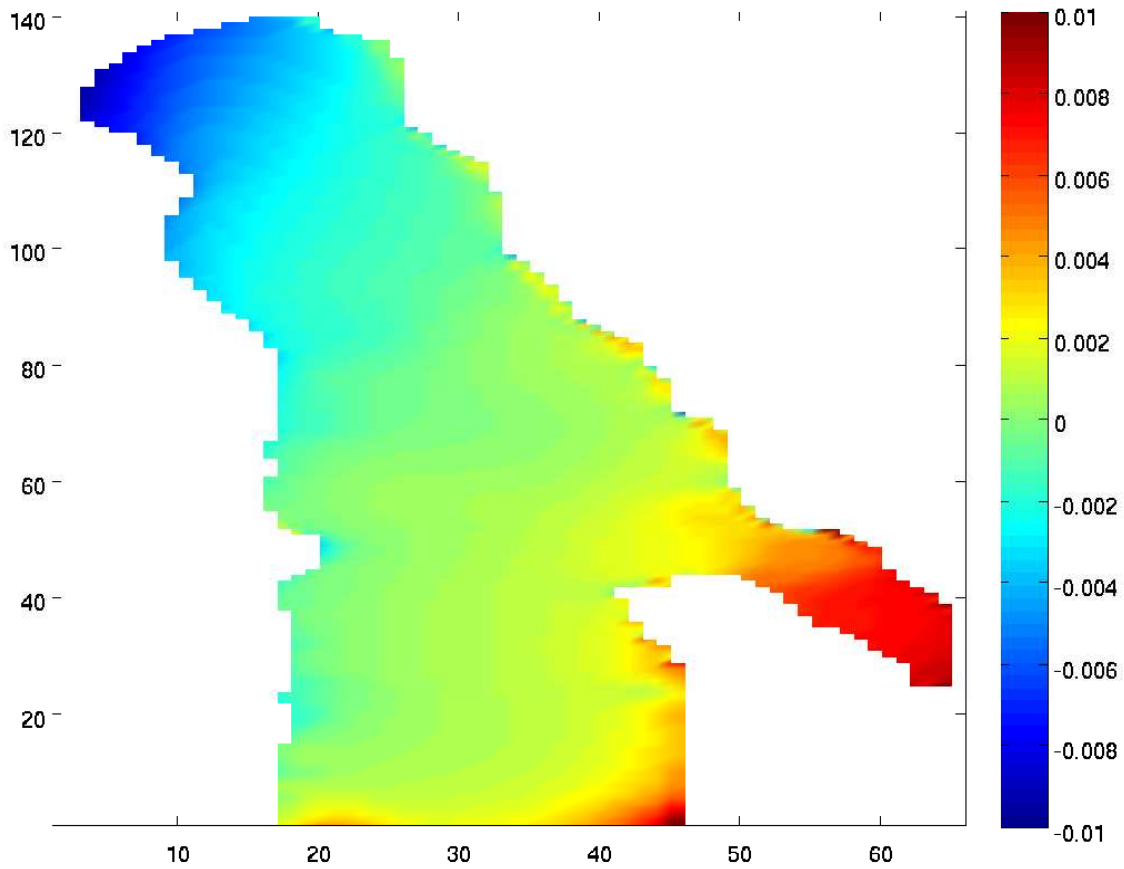
Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 57 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα). Τέλος αν κάναμε σύγκριση ανάμεσα στο σχήμα 3.30 με το σχήμα 3.36 παρατηρούμε ότι τα βαροτροπικά ρεύματα που σχηματίζονται είναι πιο ισχυρά στο σχήμα 3.36.

3.4.1 Κινητική ενέργεια

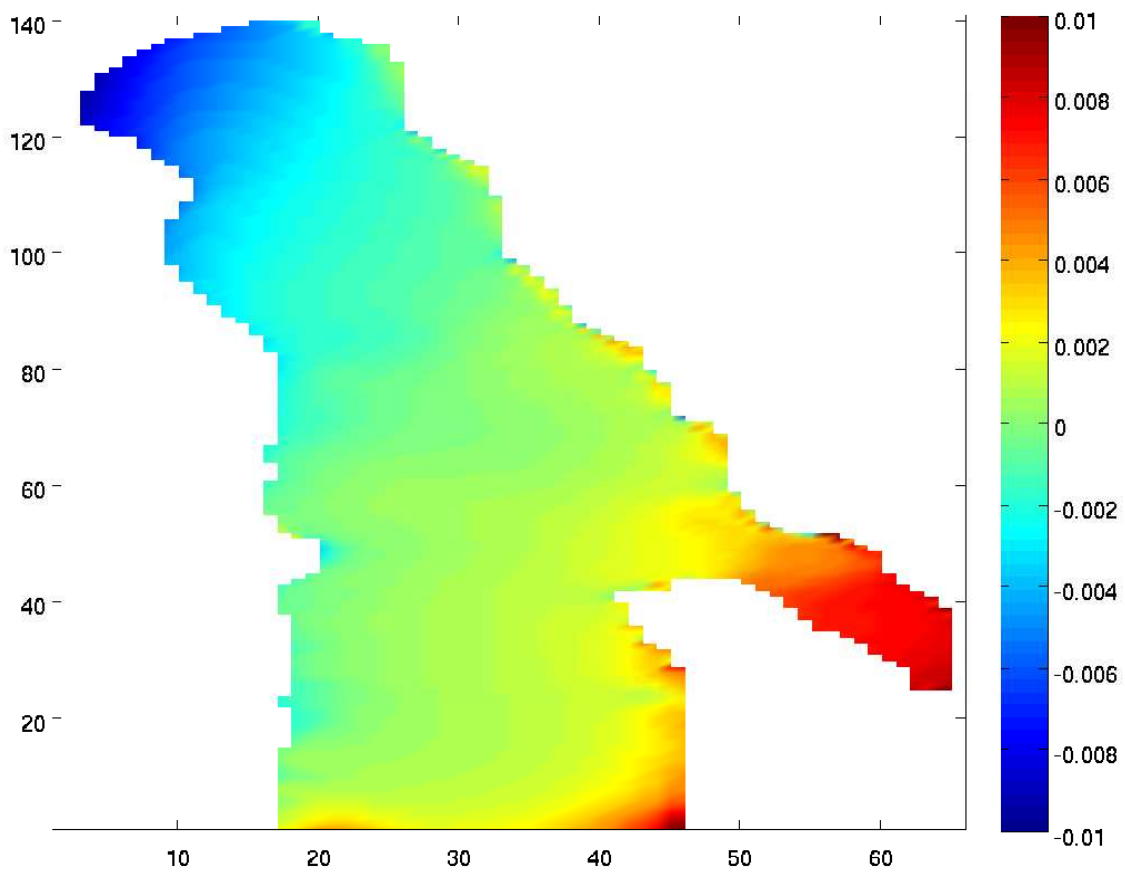


Σχήμα 3.32: Κινητική ενέργεια για 2 μέρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

3.4.2 Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας

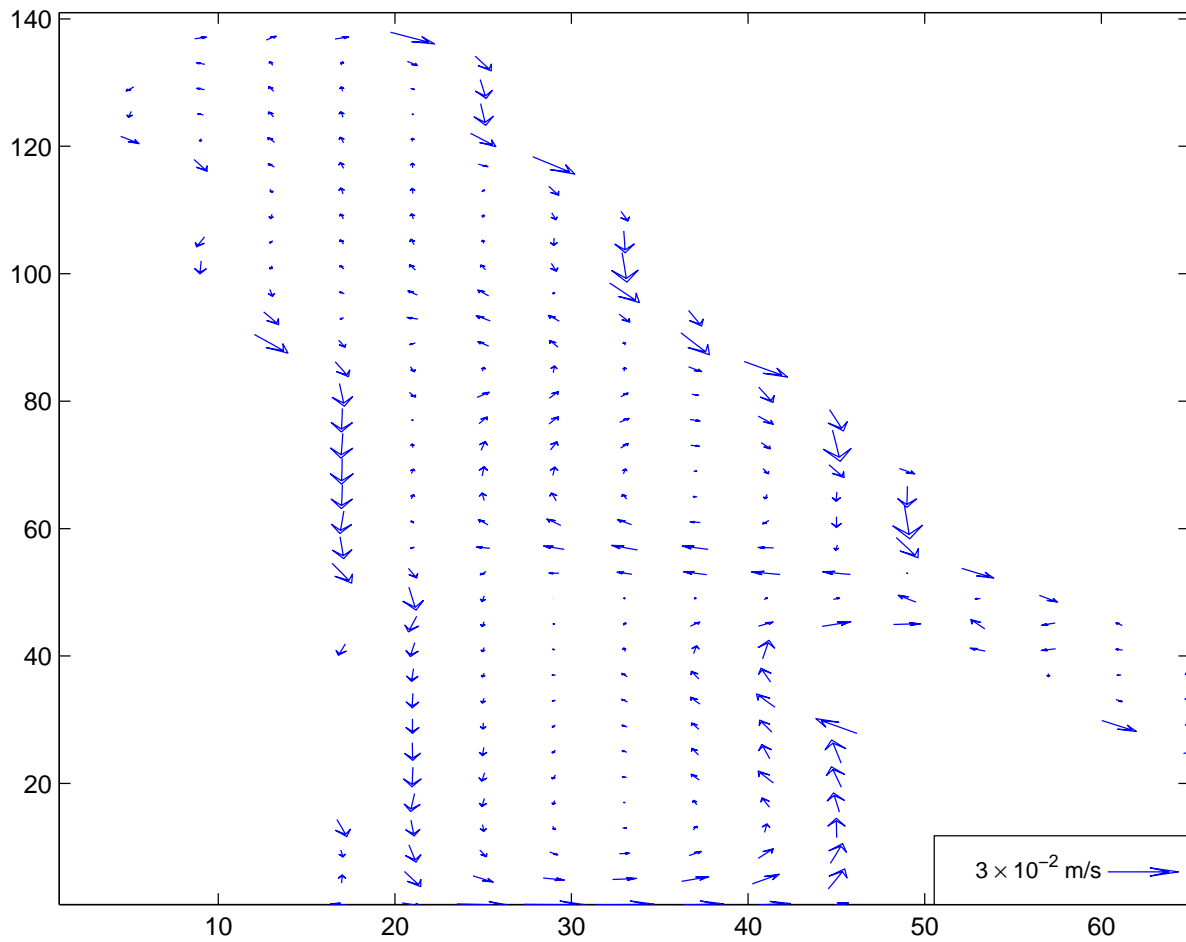


Σχήμα 3.33: Ανύψωση της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

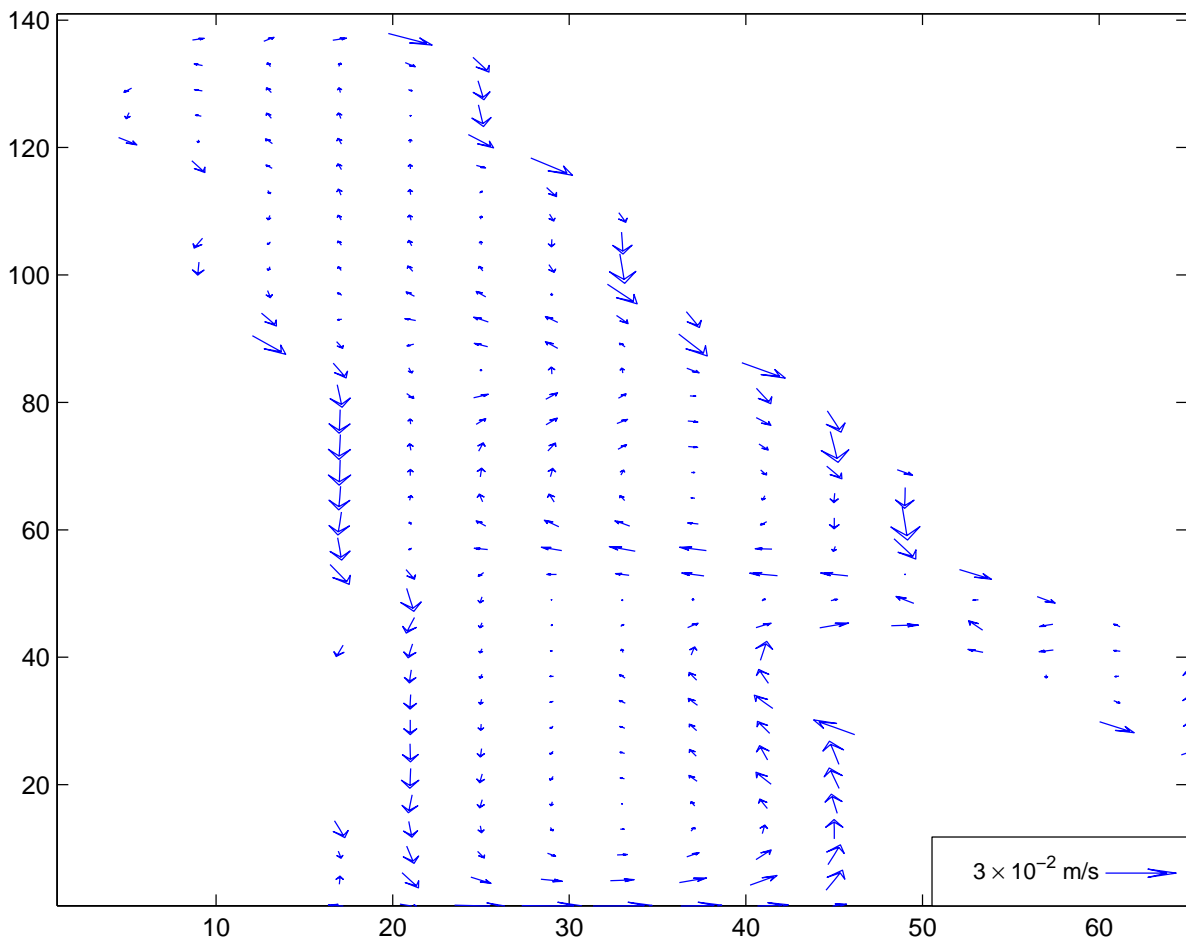


Σχήμα 3.34: Ανύψωση της στάθμης θάλασσας μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 286° .

3.4.3 Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος



Σχήμα 3.35: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .



Σχήμα 3.36: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 286° .

3.5 Αποτελέσματα μοντέλου για μέσες εντάσεις ανέμων (2 m/s ή 2 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 317°

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το τρέξιμο του μοντέλου για μέση ένταση ανέμου 2 m/s (2 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 317° (BBΔ) ήταν τα εξής :

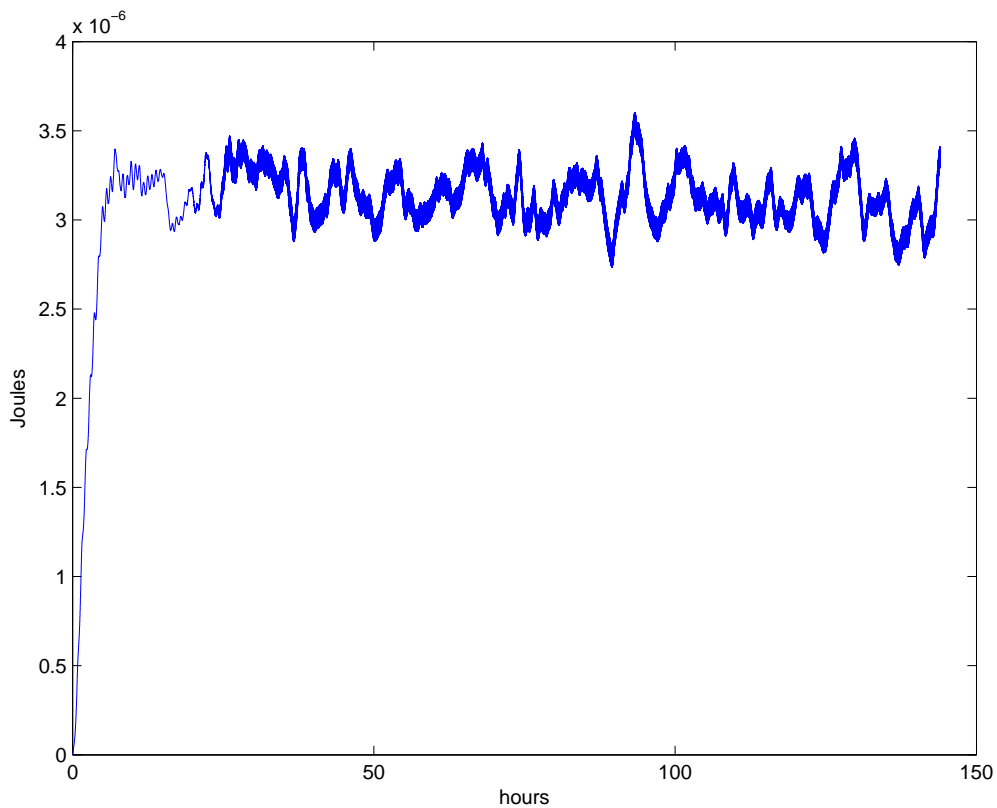
Αρχικά από το σχήμα της κινητικής ενέργειας (Σχήμα 3.37) παρατηρούμε ότι δεν είναι ιδιαίτερα σταθερή. Αυτό θα μπορούσε να οφείλεται σε κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης αυτής. Χρησιμοποιώντας την εξίσωση 3.1 τα κύματα αυτά θα μπορούσαν να θεωρηθούν κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης γιατί αν παρατηρήσουμε τα σχήματα (3.38 έως 3.40) διακρίνουμε κάποιους κυματισμούς οι οποίοι έχουν μήκος κύματος από $\lambda \simeq 600m$ έως $\lambda \simeq 1000m$. Για τα κύματα αυτά θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα τους από τον τύπο 3.2 που είναι ίση περίπου με $10.7m.s^{-1}$ με h το μέσο βάθος της λεκάνης $h \simeq 11.7m$ και $g = 9.81m.s^{-2}$ είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας. Η περίοδος αυτών των κυμάτων κυμαίνεται από $T = 56s$ έως $T = 93s$ περίπου. Για να δούμε τώρα κατά πόσο τα κύματα αυτά οφείλονται σε κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης θα χρησιμοποιήσουμε τον τύπο 3.1. Η λεκάνη έχει μήκος $L = 14,1km$ και αντικαθιστώντας στον τύπο 3.1 το n για τα περίπου 600m μήκος κύματος είναι $n \simeq 47$ και το n για τα περίπου 1000m μήκος κύματος είναι $n \simeq 28$ άρα θα μπορούσαν να είναι κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης. Στη συνέχεια επειδή ενδιαφερόμασταν για την καθαρή στάθμη θάλασσας κάναμε μέσους όρους ανά μέρα. Δηλαδή από το μέσο όρο των πρώτων 24 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.41, από το μέσο όρο των 25-48 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.42 και τέλος από το μέσο όρο των 49-72 ωρών προκύπτει το σχήμα 3.43 (δηλαδή σε αυτά τα 3 σχήματα το βήμα χρόνου είναι ανά 1 ώρα). Όσον αφορά την στάθμη θάλασσας έχουμε άνοδο της στο νότιο μέρος του κόλπου και πτώση της στο βόρειο μέρος του Κόλπου.

Όσον αφορά την μέση βαροτροπική κυκλοφορία αν κοιτάξουμε τα σχήματα (3.44 έως 3.46) αντιμετωπίζουμε ένα πρόβλημα στο να ξεχωρίσουμε τις ταχύτητες που οφείλονται στο κύμα με τις ταχύτητες που οφείλεται στο μέσο βαροτροπικό ρεύμα. Οπότε θα εφαρμόσουμε και εδώ την μέθοδο με τους μέσους όρους ώστε ως τελικό αποτέλεσμα να έχουμε μόνο το μέσο βαροτροπικό ρεύμα. Μετά από μέσους όρους που έγιναν 1) για τις πρώτες 24 ώρες, 2) για το χρονικό διάστημα των 25-48 ωρών και 3) για το χρονικό διάστημα των 49-72 ωρών προκύπτουν τα σχήματα 3.47, 3.48 και 3.49, όπου αναφέρονται αντιστοίχως στα προηγούμενα χρονικά διαστήματα. Ακόμα θα μπορούσαμε να κάνουμε κάποιες παρατηρήσεις οι οποίες αφορούν τα σχήματα 3.47 έως 3.49 και είναι οι παρακάτω:

1. Στο σχήμα 3.47 παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 42 εικονοστοιχεία

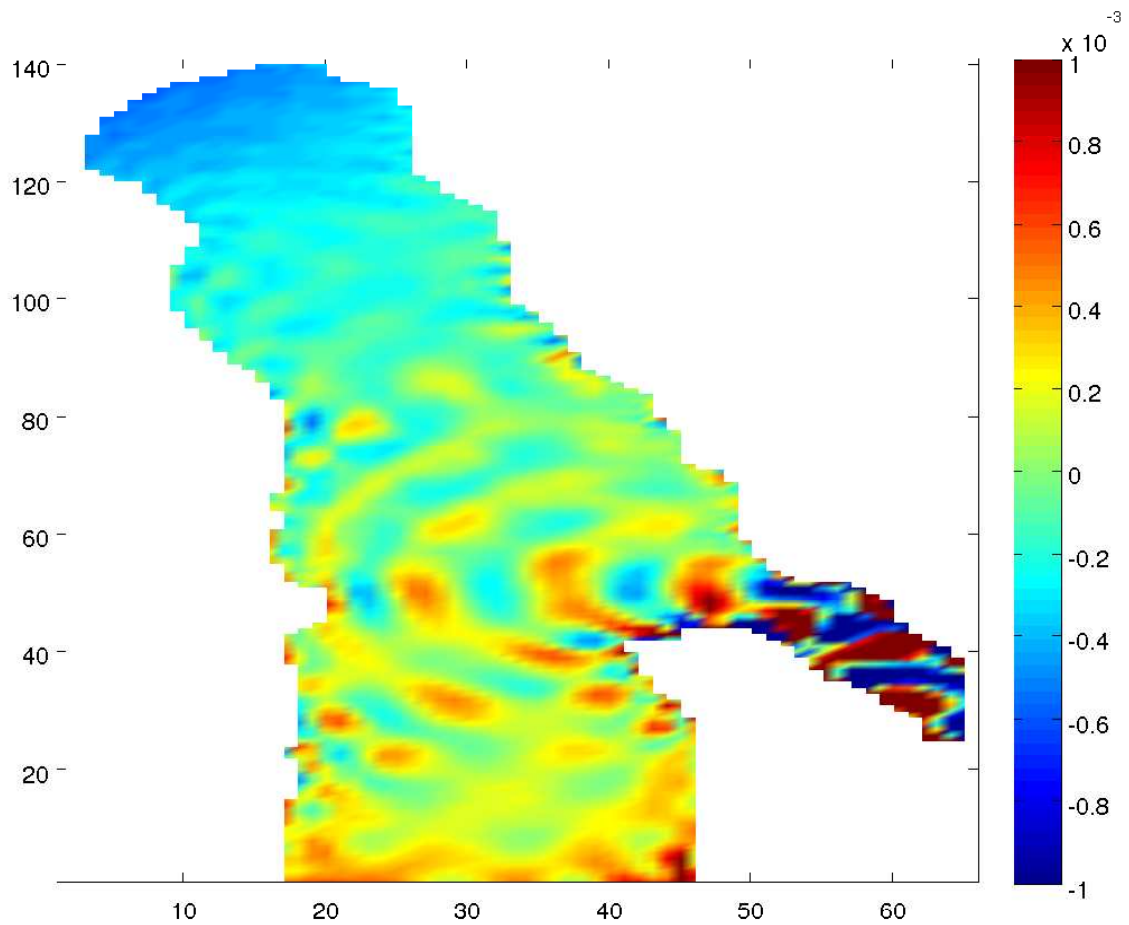
- (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 41 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα).
2. Στο σχήμα 3.48 παρατηρούμε κυρίως έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 22 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 30 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα) . Και από τα 120 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 141 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Επίσης θα μπορούσαμε να διακρίνουμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα) . Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 41 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα).
3. Στο σχήμα 3.49 παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 40 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα).

3.5.1 Κινητική ενέργεια

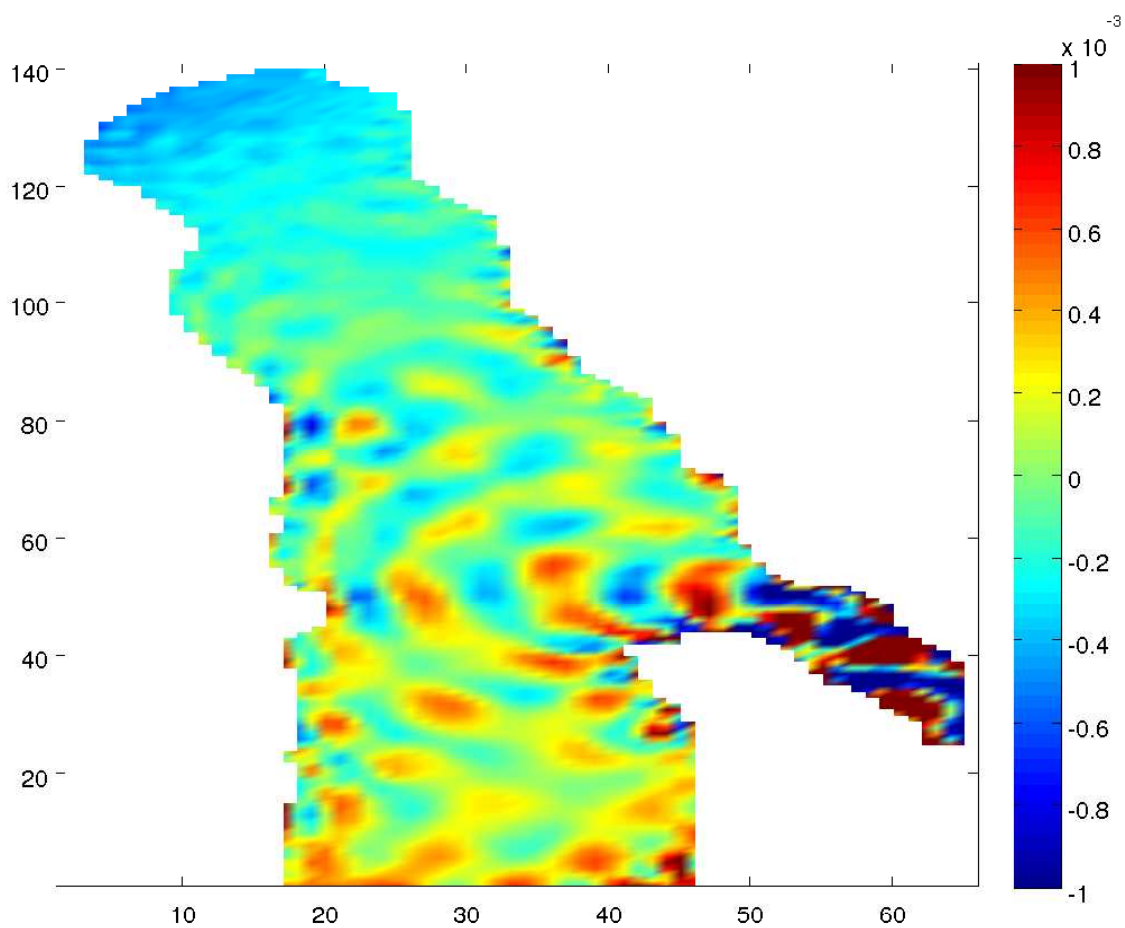


Σχήμα 3.37: Κινητική ενέργεια για 6 μέρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

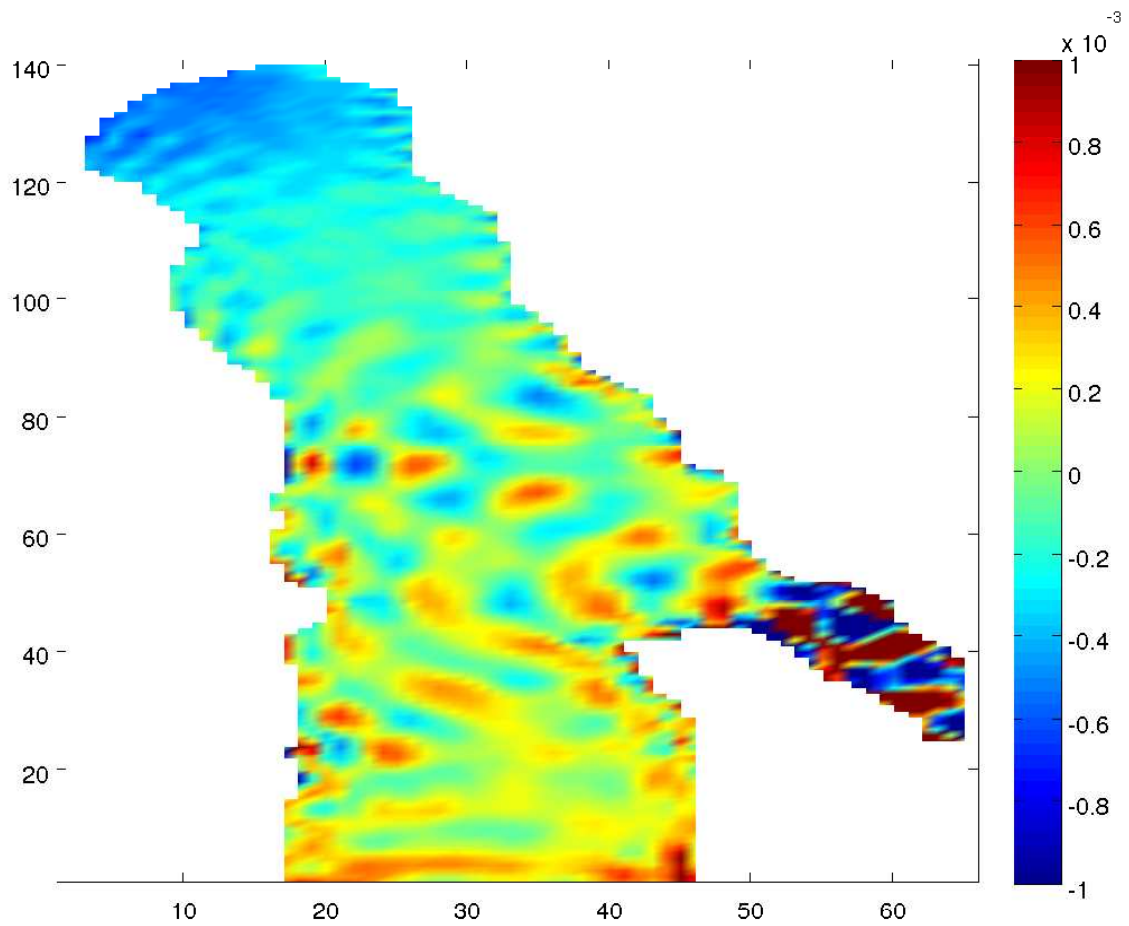
3.5.2 Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας



Σχήμα 3.38: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

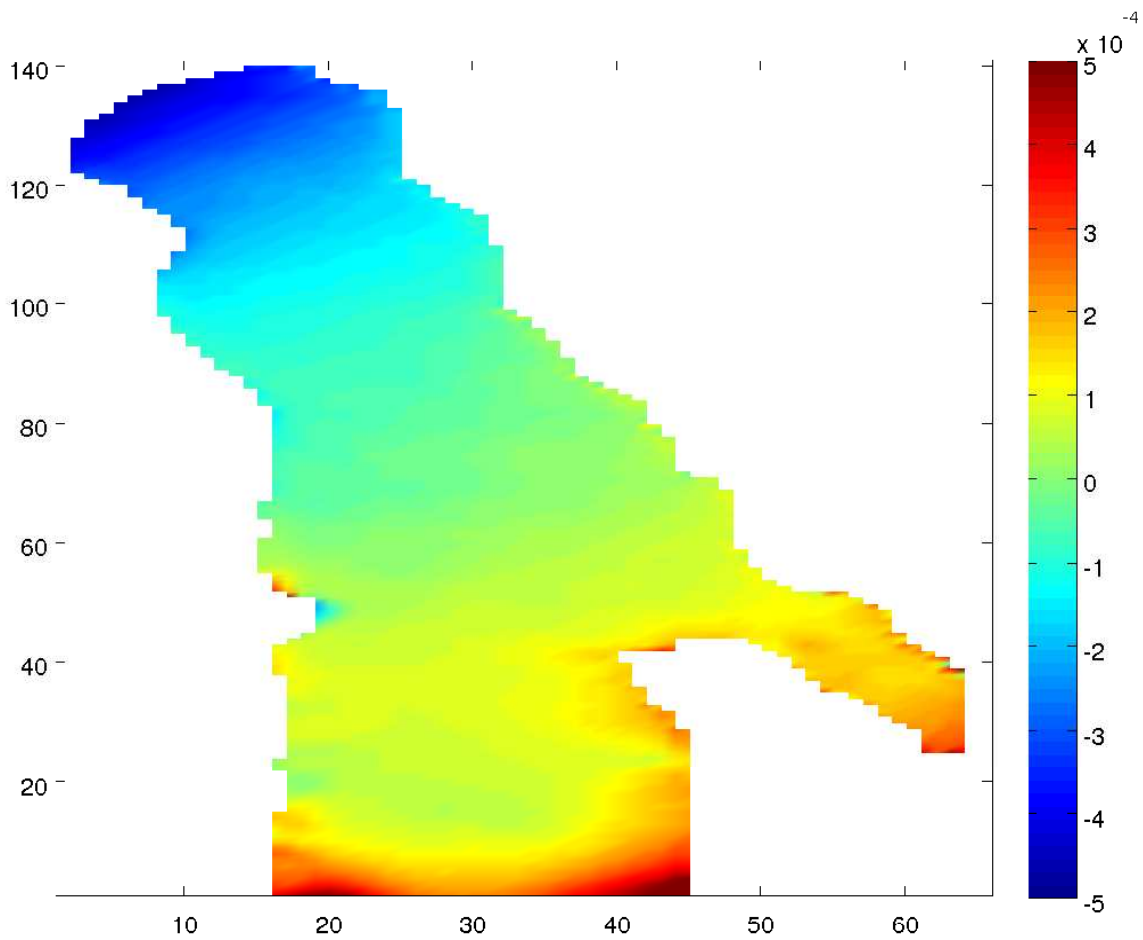


Σχήμα 3.39: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

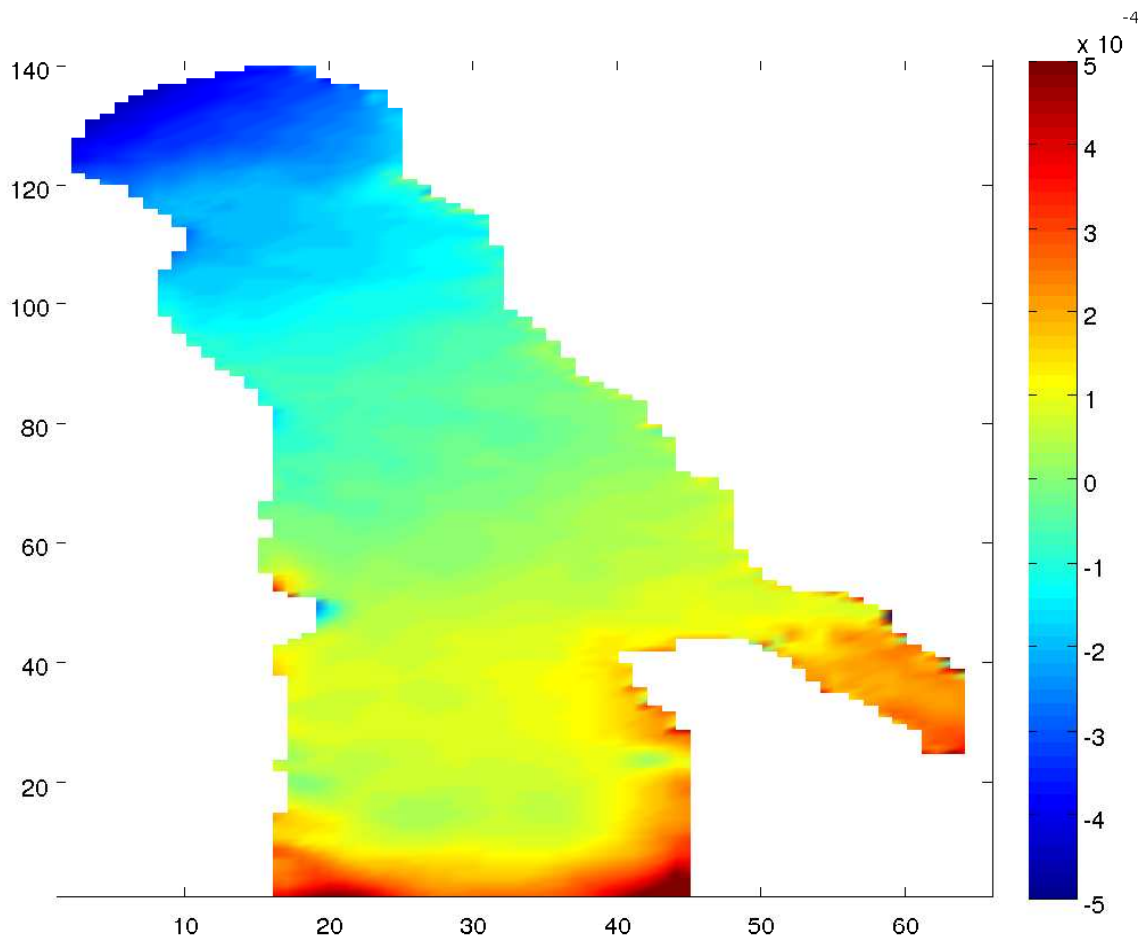


Σχήμα 3.40: Στιγμιότυπο της ανόδου της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

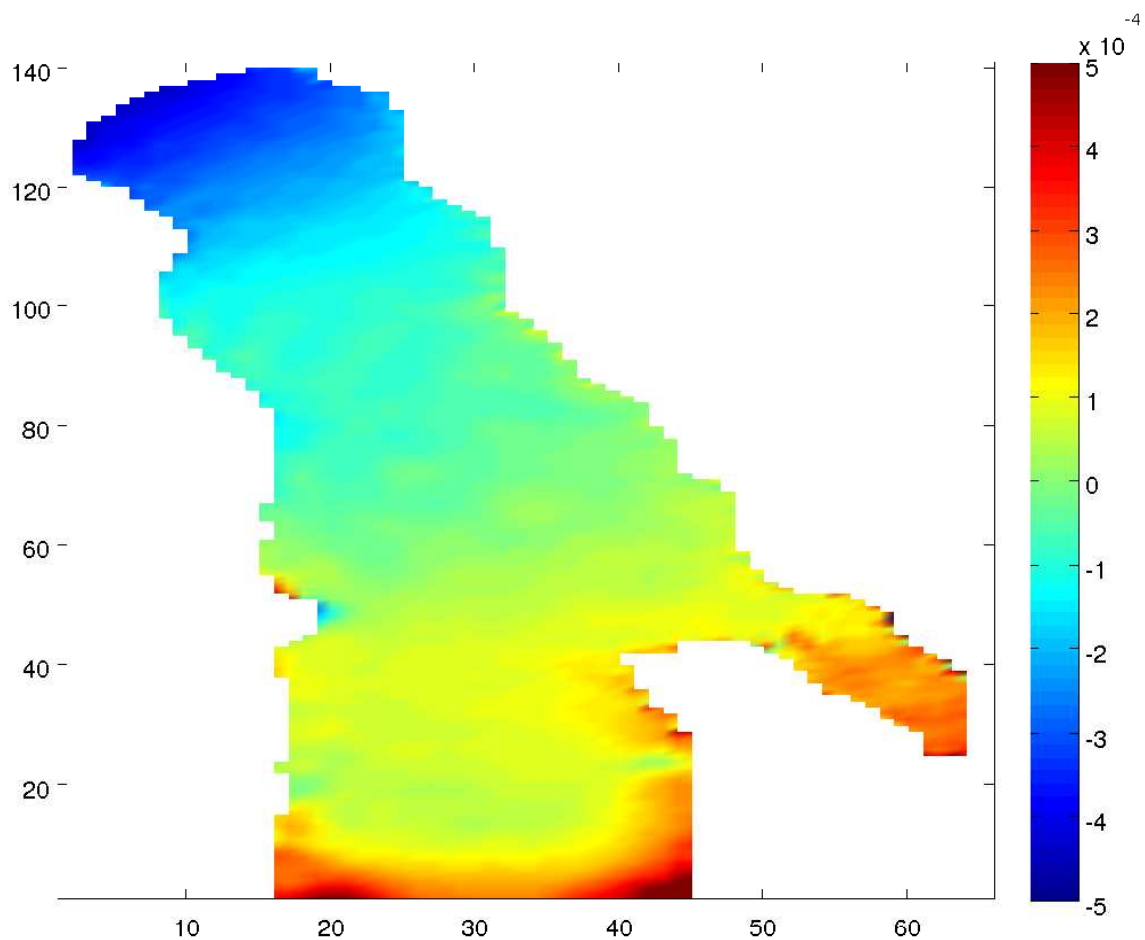
3.5.3 Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας από την οριζόντιο



Σχήμα 3.41: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

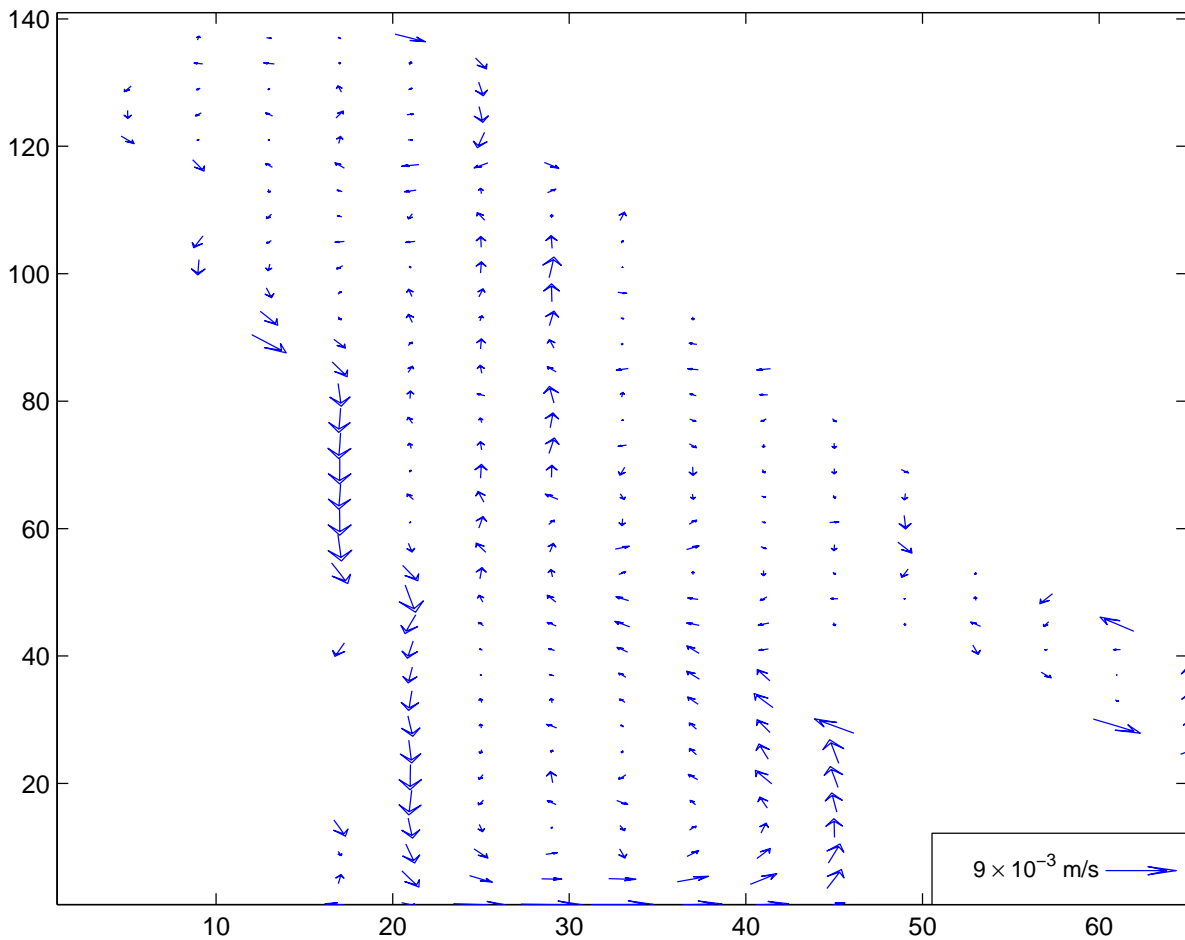


Σχήμα 3.42: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

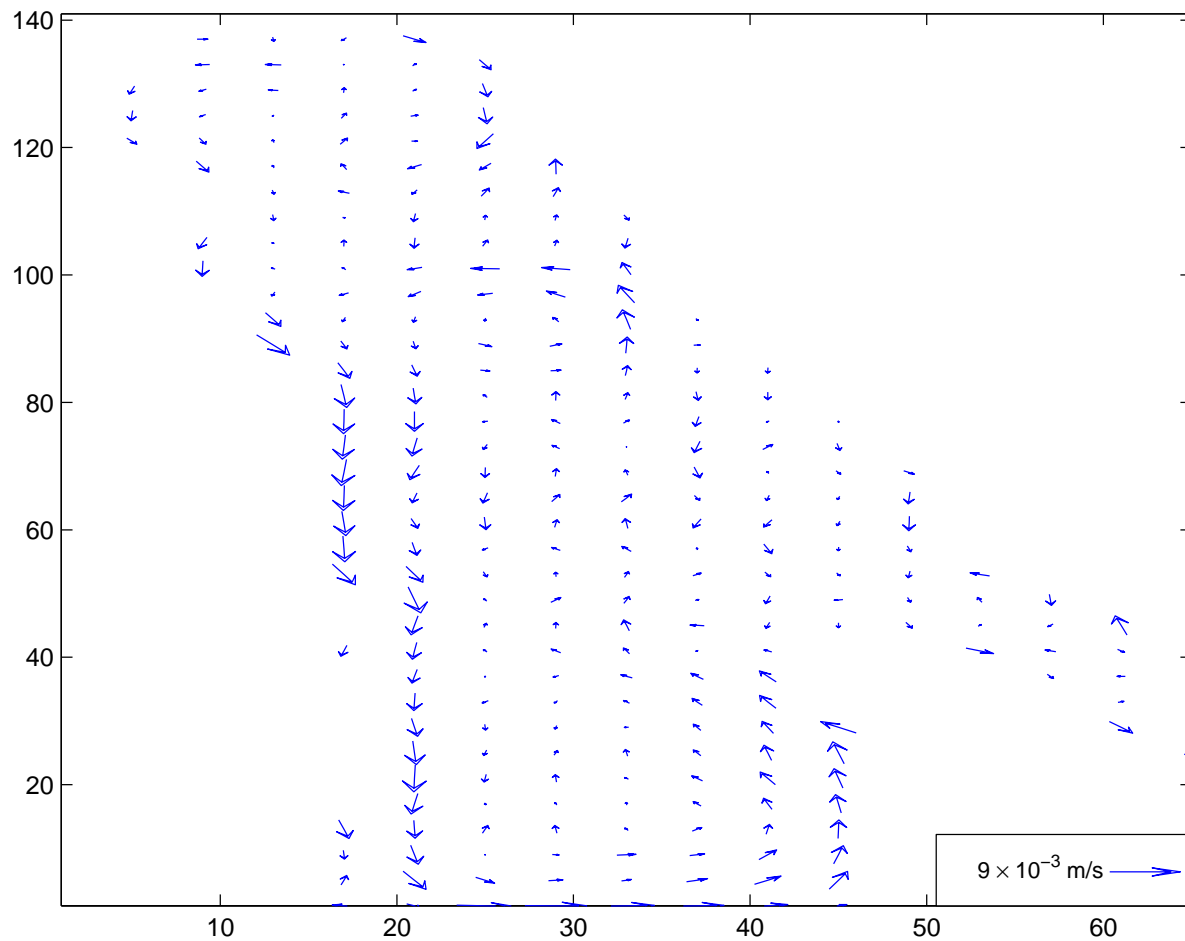


Σχήμα 3.43: Μέση μεταβολή της στάθμης θάλασσας μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 317° .

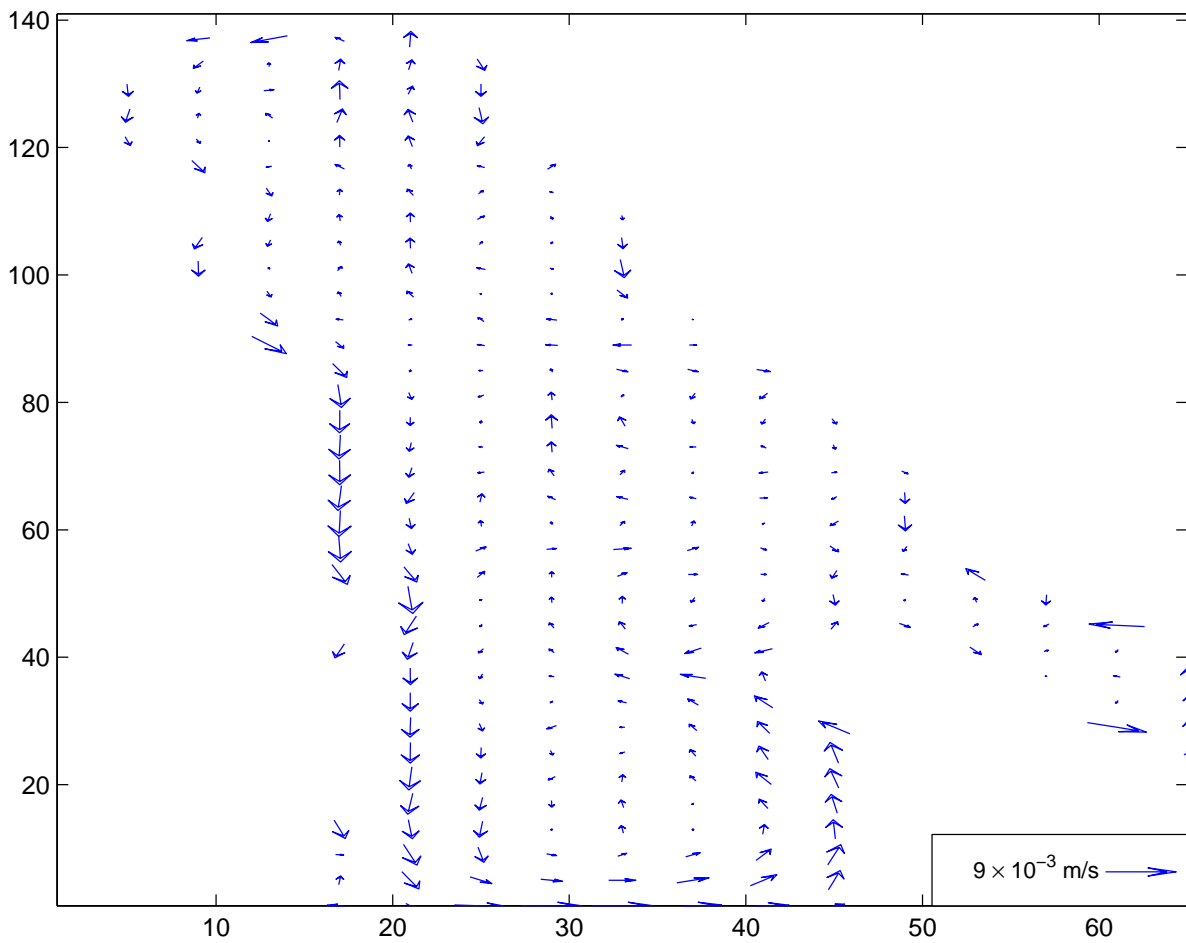
3.5.4 Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος



Σχήμα 3.44: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 317° .

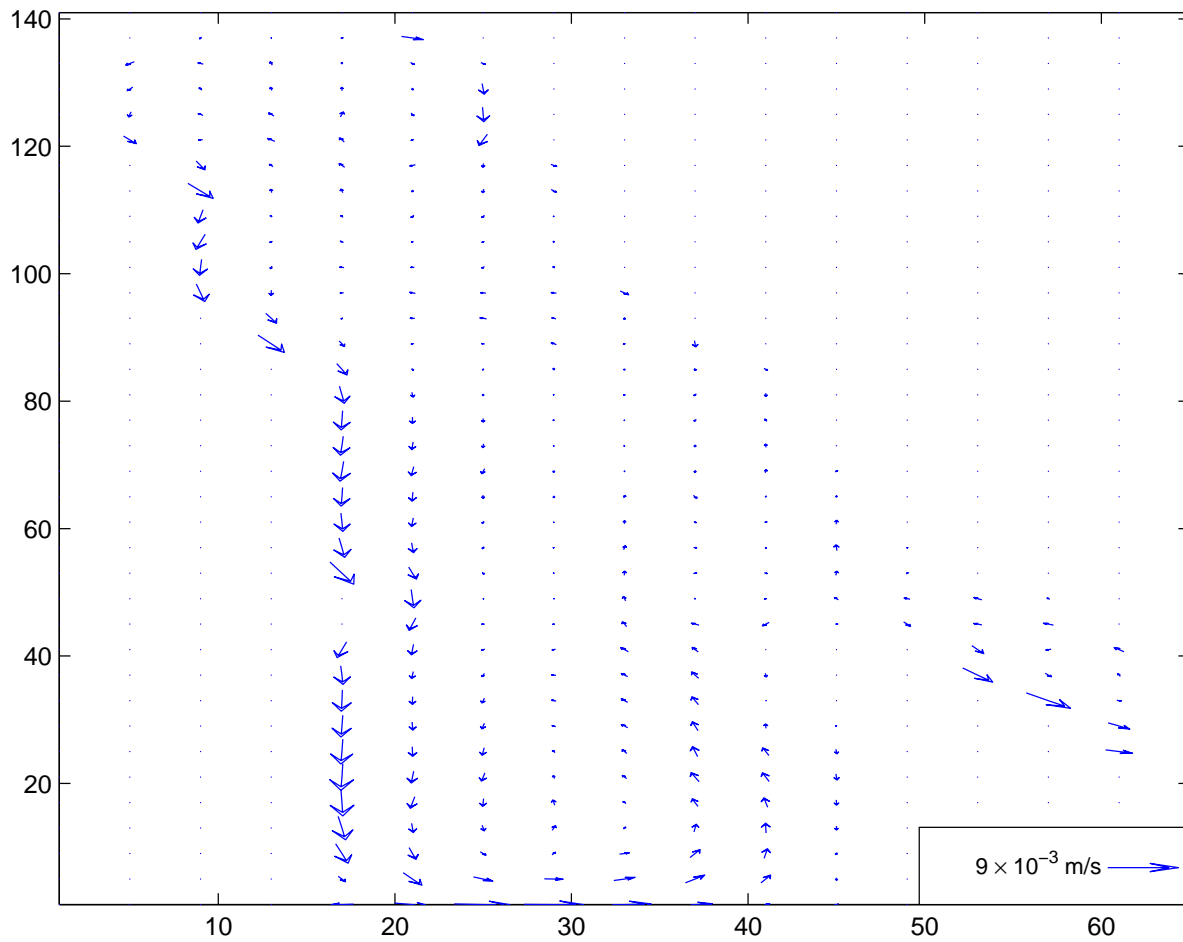


Σχήμα 3.45: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 317° .

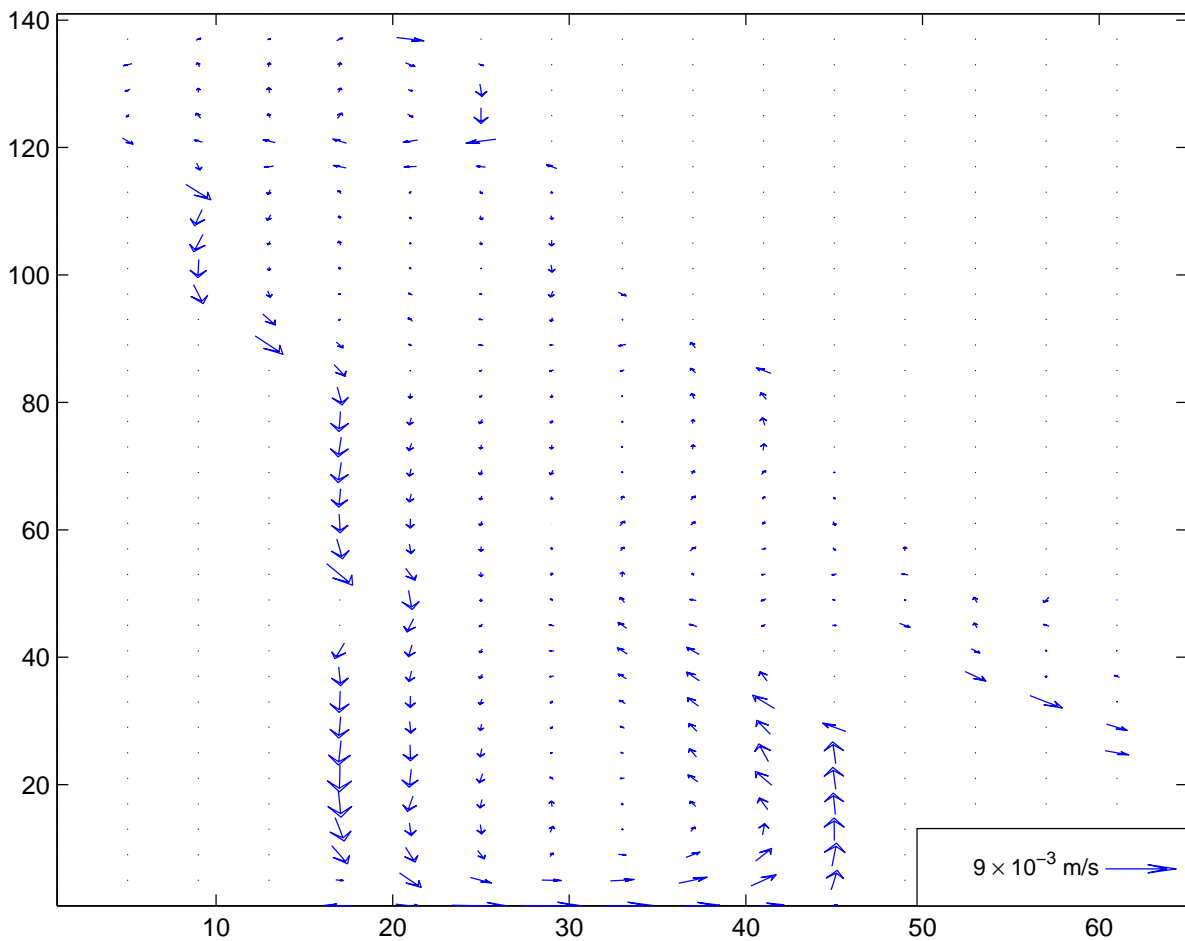


Σχήμα 3.46: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

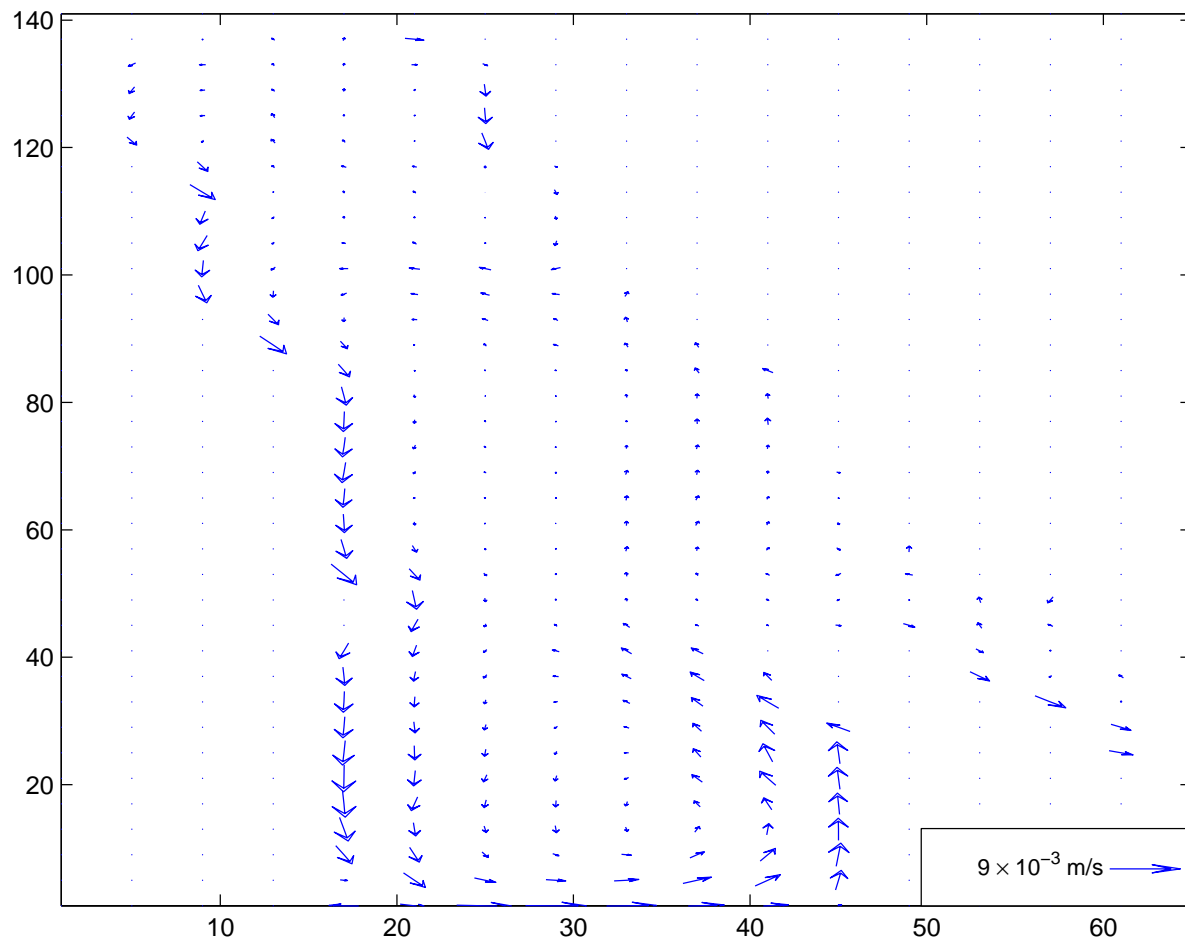
3.5.5 Μέσο βαροτροπικό ρεύμα



Σχήμα 3.47: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .



Σχήμα 3.48: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 48 ώρες, με ένταση ανέμου $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ και με διεύθυνση ανέμου 317° .



Σχήμα 3.49: Μέσο βαροτροπικό ρεύμα μετά από 72 ώρες, με ένταση ανέμου 2 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

3.6 Αποτελέσματα μοντέλου για μέγιστες εντάσεις ανέμων (10 m/s ή 5 Beaufort) με διεύθυνση ανέμου 317°

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το τρέξιμο του μοντέλου για μέγιστη ένταση ανέμου 10 m/s (5 Beaufort και με διεύθυνση ανέμου 317° (BBΔ) ήταν τα εξής :

Αρχικά από το σχήμα της κινητικής ενέργειας (Σχήμα 3.50) παρατηρούμε ότι σταθεροποιείται πιο γρήγορα σε σχέση με την κινητική ενέργεια με ένταση 2 Beaufort (Σχήμα 3.37) και ίδιας διεύθυνσης ανέμου (317°).

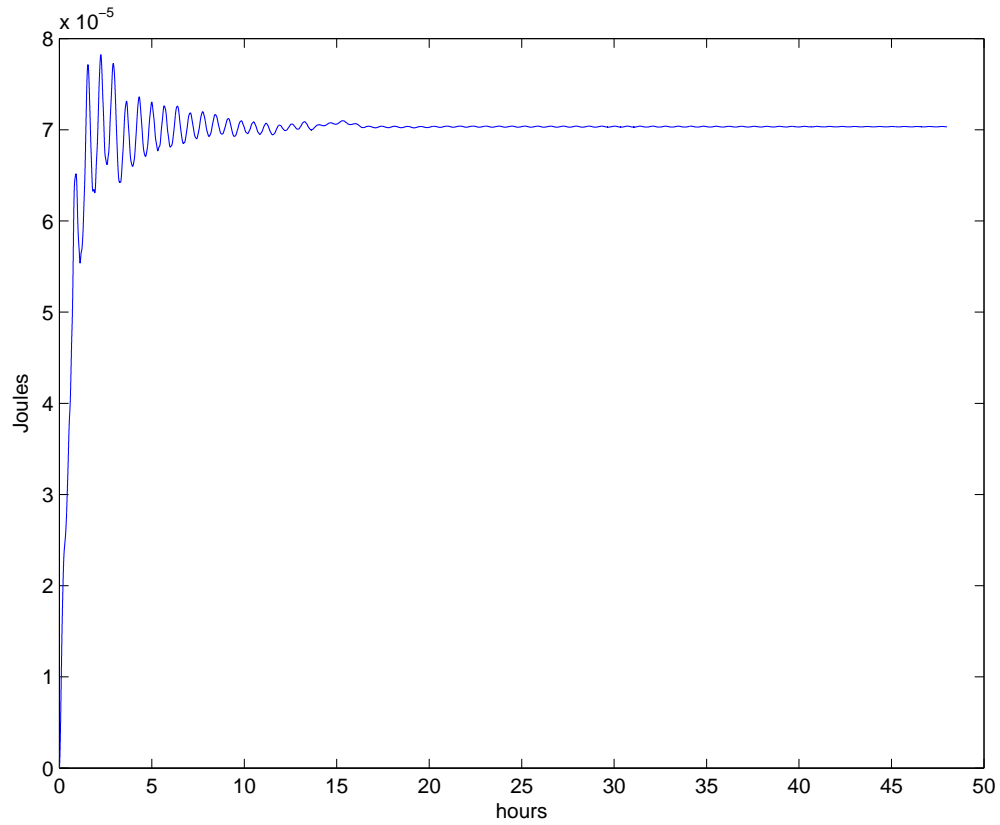
Από τα σχήματα (3.51 και 3.52) παρατηρούμε ότι έχουμε άνοδο της στο νότιο μέρος του κόλπου και πτώση της στο βόρειο μέρος του κόλπου. Αν συγκρίνουμε αυτά τα στιγμιότυπα (3.51 και 3.52) με τα αντίστοιχα για μία μέση ένταση ανέμου 2 Beaufort (δηλαδή 3.38 και 3.39) παρατηρούμε ότι σε αυτά με την μέση ένταση του ανέμου υπάρχουν κυματισμοί ενώ αυτά με τα 5 Beaufort (3.51 και 3.52) δεν υπάρχουν. Από αυτή την παρατήρηση θα μπορούσαμε να υποθέσουμε ότι στο μοντέλο με το δυνατότερο άνεμο το σύστημα κυκλοφορίας φτάνει πιο γρήγορα σε ισορροπία και τα κύματα αποσβένονται.

Όσον αφορά την μέση βαροτροπική κυκλοφορία αν μελετήσουμε τα σχήματα (3.53 και 3.54) θα μπορούσαμε να κάνουμε τις παρακάτω παρατηρήσεις:

1. Στο σχήμα 3.53 παρατηρούμε έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 33 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 47 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 53 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 80 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Ακόμα στο ίδιο σχήμα παρατηρούμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 40 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου. Τέλος αν κάναμε σύγκριση ανάμεσα στο σχήμα 3.47 (όπου αναφέρεται στα 2 Beaufort) με το σχήμα 3.53 (που αναφέρεται στα 5 Beaufort) παρατηρούμε ότι τα βαροτροπικά ρεύματα που σχηματίζονται είναι πιο ισχυρά στο σχήμα 3.53.
2. Στο σχήμα 3.54 παρατηρούμε κυρίως έναν αντικυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται 20 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 30 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από τα 117 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου έως τα 138 εικονοστοιχεία (ως προς το y άξονα). Τελειώνοντας αυτή την εικόνα εντοπίζουμε ένα κυκλώνα ο οποίος εντοπίζεται από τα 17 εικονοστοιχεία μακρύτερα από

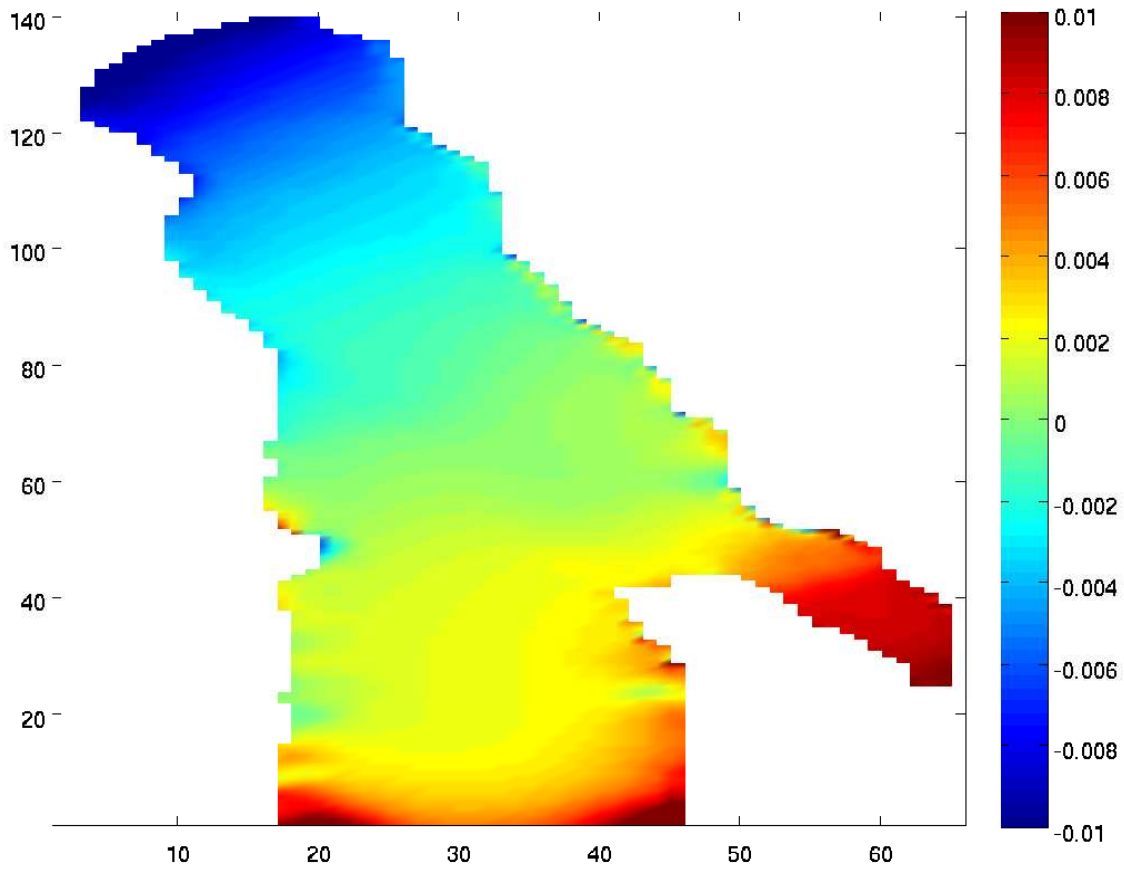
το δυτικότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 45 εικονοστοιχεία (ως προς το x άξονα). Και από το 1 εικονοστοιχείο στο νοτιότερο σημείο του Κόλπου και εκτείνεται έως τα 41 εικονοστοιχεία μακρύτερα από το νοτιότερο σημείο του Κόλπου (ως προς το y άξονα). Τέλος αν κάναμε σύγκριση ανάμεσα στο σχήμα 3.48 με το σχήμα 3.54 παρατηρούμε ότι τα βαροτροπικά ρεύματα που σχηματίζονται είναι πιο ισχυρά στο σχήμα 3.54.

3.6.1 Κινητική ενέργεια

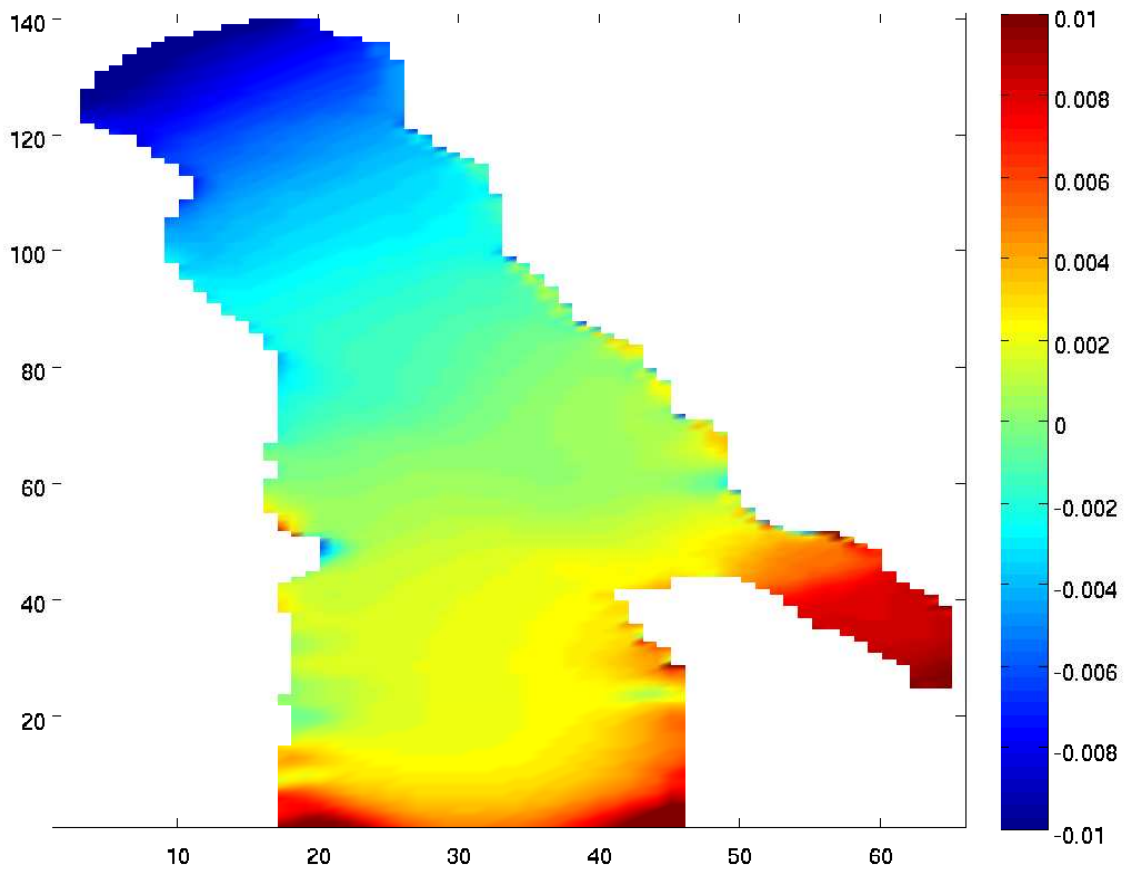


Σχήμα 3.50: Κινητική ενέργεια για 2 μέρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

3.6.2 Στιγμιότυπα της στάθμης θάλασσας

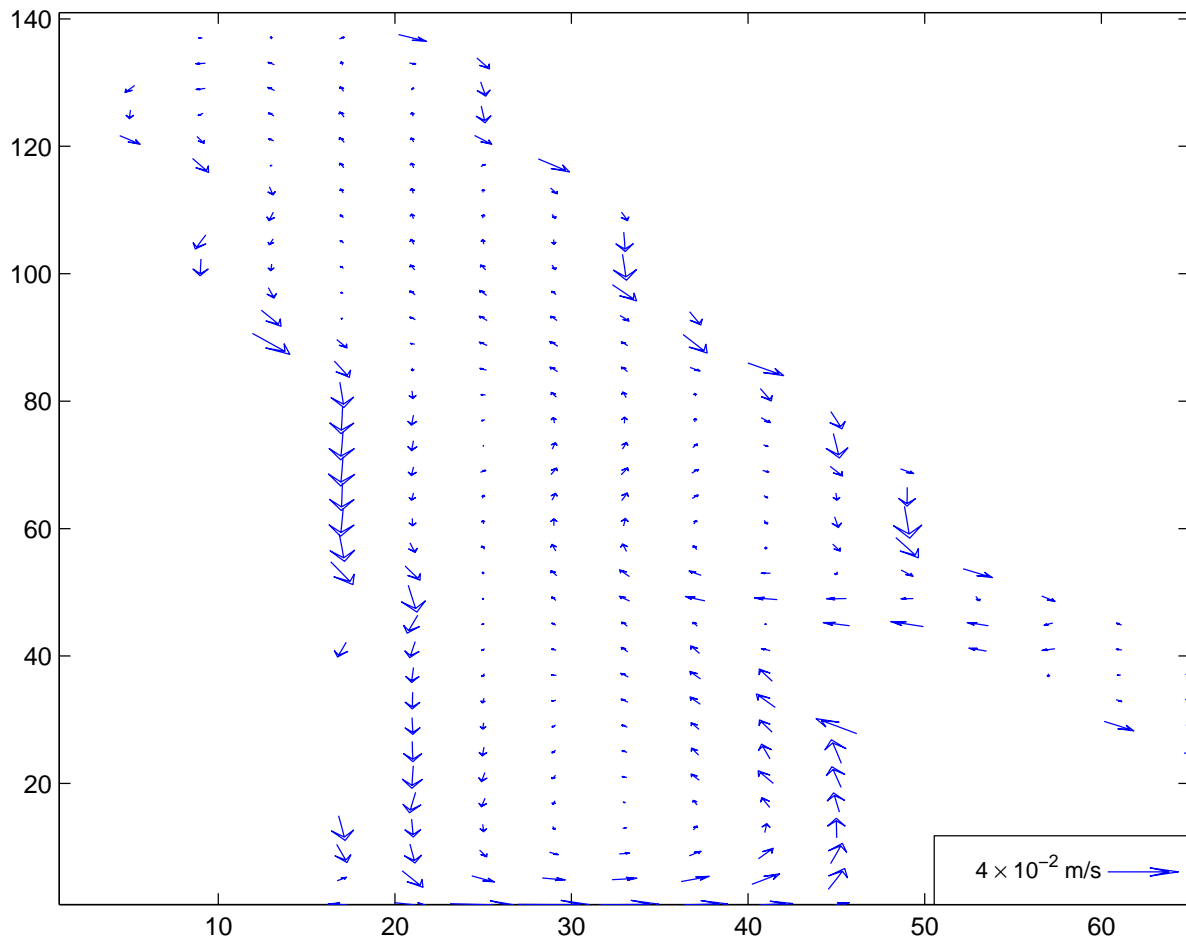


Σχήμα 3.51: Στιγμιότυπο της στάθμης θάλασσας μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

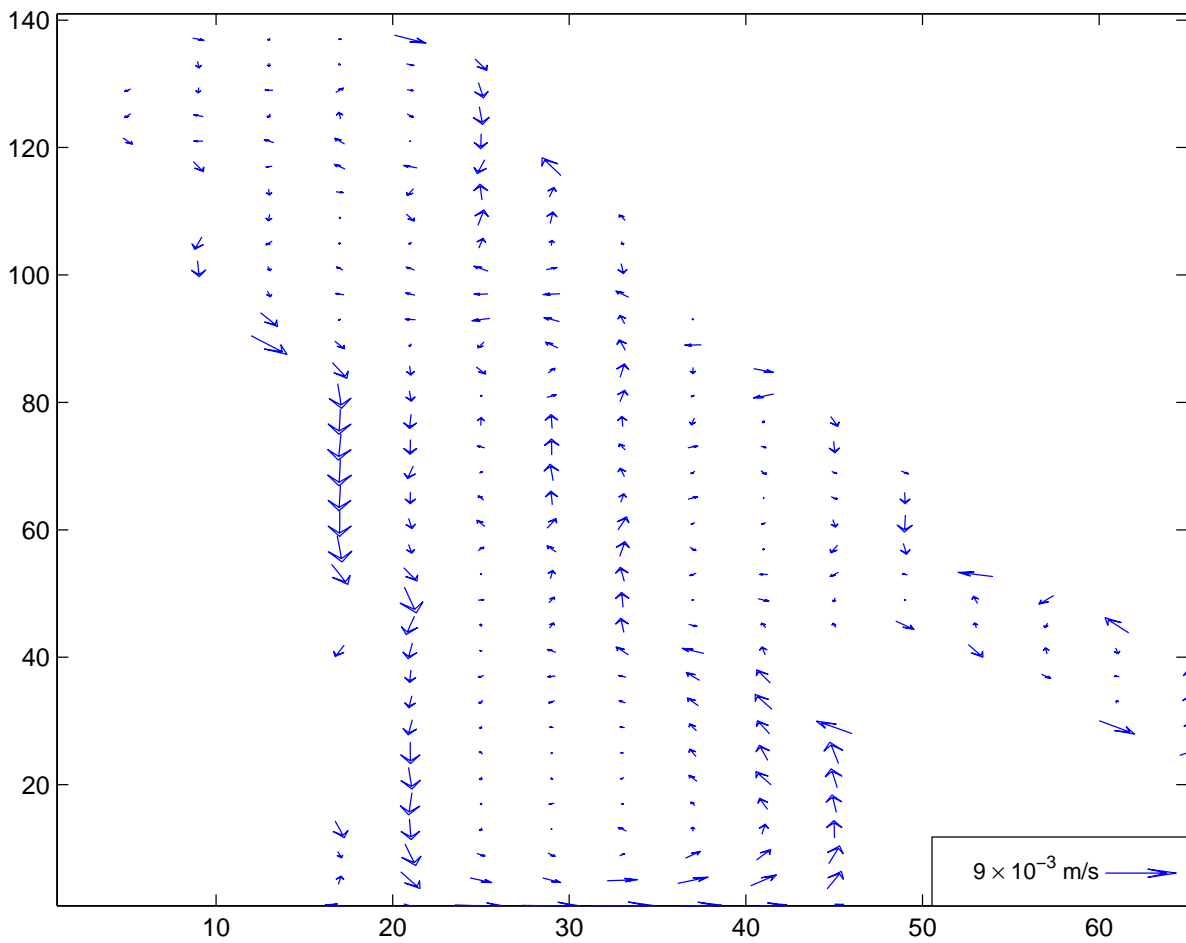


Σχήμα 3.52: Στιγμιότυπο της στάθμης θάλασσας μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

3.6.3 Στιγμιότυπα του μέσου βαροτροπικού ρεύματος



Σχήμα 3.53: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 24 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .



Σχήμα 3.54: Στιγμιότυπο του μέσου βαροτροπικού ρεύματος μετά από 47 ώρες, με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

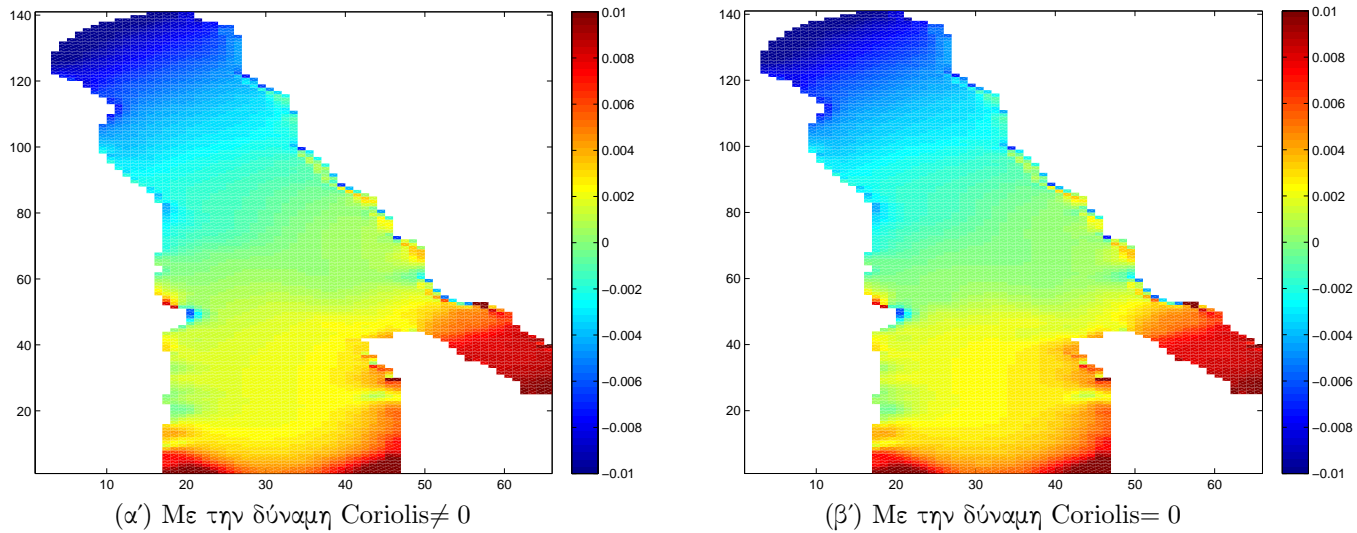
3.7 Σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου είτε με την επίδραση της δύναμης Coriolis είτε χωρίς την επίδρασή της, με διεύθυνση ανέμου 317° και με ένταση ανέμου 5 Beaufort

Μια άλλη υπόθεση που πήραμε ήταν να δοκιμάσουμε την επίδραση που θα έχει στα αποτελέσματα του μοντέλου η απουσία της δύναμης Coriolis. Όπως παρατηρούμε από τα σχήματα που βρίσκονται στην επόμενη σελίδα δηλαδή το σχήμα 3.55 και το σχήμα 3.56, η απουσία της δύναμης Coriolis επηρεάζει κατά ένα πολύ μικρό βαθμό τα αποτελέσματα μας. Εξετάζοντας αυτά τα σχήματα παρατηρούμε ότι η επιρροή της είναι της τάξης του 10^{-2} . Αυτή η επιρροή περιμέναμε να είναι μικρή γιατί αναφερόμαστε σε ένα μικρό κόλπο και αναμένουμε η ακτίνα Rossby να είναι πίο μεγάλη από τον Κόλπο δηλαδή:

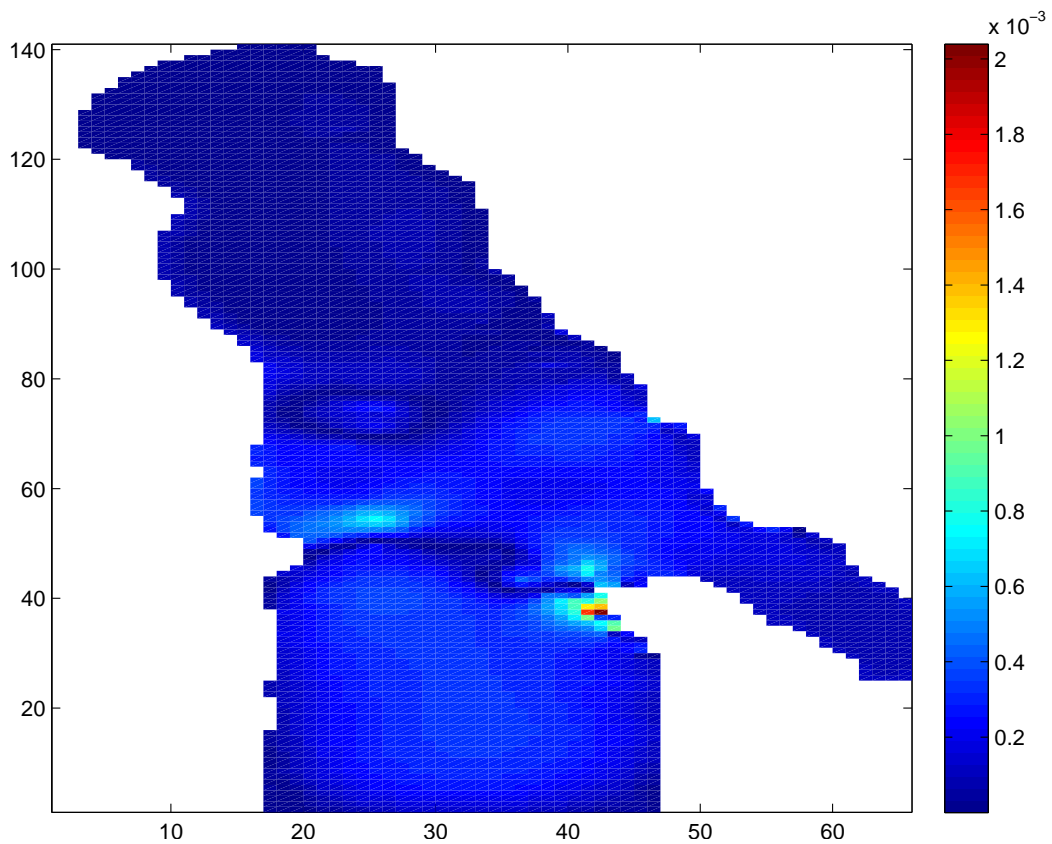
$$R = \frac{\sqrt{gH}}{f} \quad (3.3)$$

Αρά παίρνοντας το μέσο βάθος της λεκάνης $H = 11.6672m$, τη δύναμη Coriolis $f \simeq 10^{-4}s^{-1}$ και την επιτάχυνση της βαρύτητας $g = 9.81m.s^{-2}$. Εφαρμόζοντας αυτές τις τιμές στον τύπο 3.3 βρήκαμε ότι η ακτίνα Rossby είναι 1.0698×10^5m και επειδή ο Κόλπος έχει πλάτος 1.41×10^4m άρα η Coriolis δεν πρέπει να επηρεάζει τα αποτελέσματα μας.

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΙΩΣΗ ΤΗΣ ΑΝΕΜΟΓΕΝΟΥΣ ΒΑΡΟΤΡΟΠΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΟΥ ΑΡΓΟΣΤΟΛΙΟΥ



Σχήμα 3.55: Σχήματα από τα αποτελέσματα του μοντέλου είτε με την επίδραση της δύναμης Coriolis είτε χωρίς την επίδρασή της, με διεύθυνση ανέμου 317° και με ένταση ανέμου 5 Beaufort.



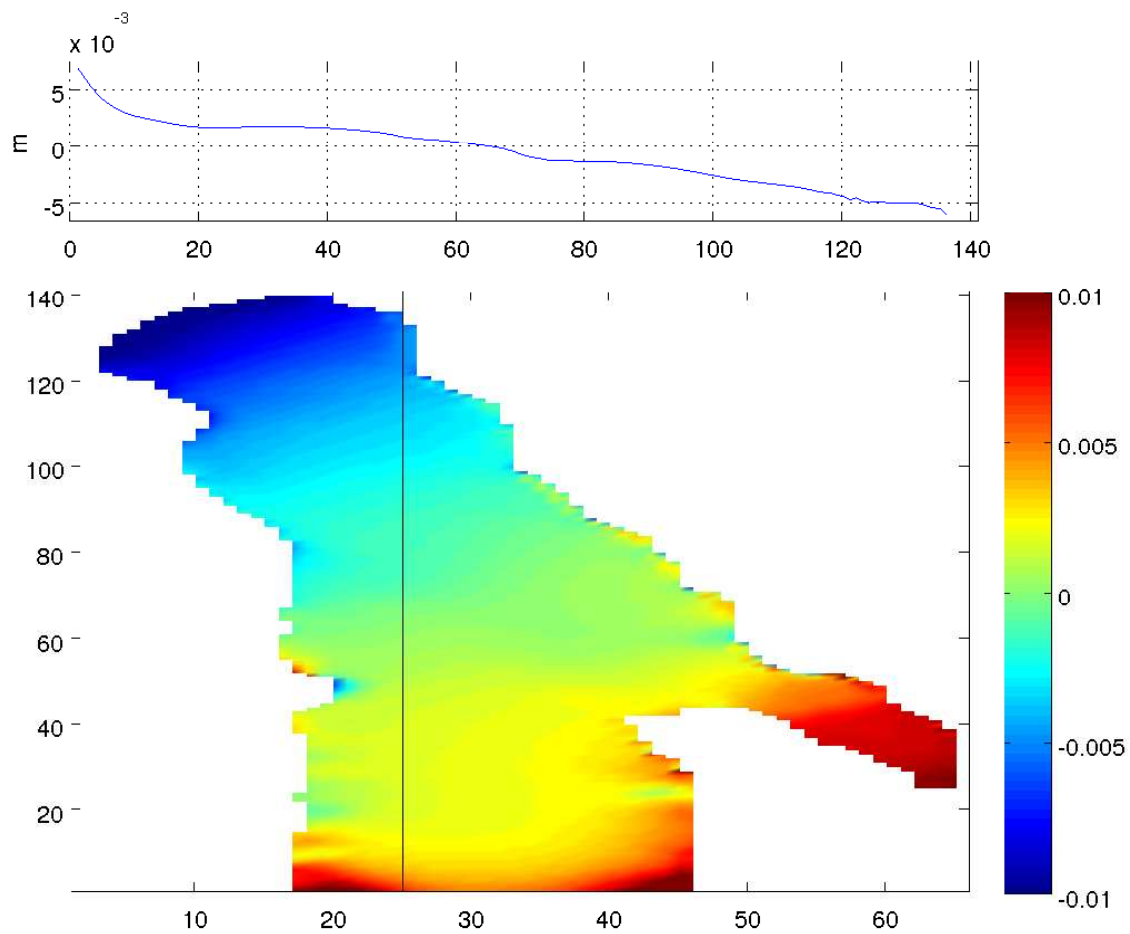
Σχήμα 3.56: Η διαφορά του εικόνας (α') με την εικόνα (β') του Σχήματος 3.55 .

3.8 Σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με την θεωρία που αναφέρεται στη διαμόρφωση του ανεμογενούς ρεύματος σε περιορισμένο πεδίο

Μια τελευταία σύγκριση που κάναμε ήταν η χρησιμοποίηση της θεωρίας που αναφέρεται στη διαμόρφωση του ανεμογενούς ρεύματος σε περιορισμένο πεδίο. Η θεωρία αυτή αναφέρει ότι για να βρούμε την μεταβολή στάθμης για μια δισδιάστατη λεκάνη (δηλαδή μήκος και βάθος) πρέπει να εφαρμόσουμε τον τύπο

$$\Delta\zeta = \frac{3}{2g} \frac{\tau}{\rho} \frac{l}{h} \quad (3.4)$$

Οπότε αντικαθιστώντας στον τύπο $g = 9.81m.s^{-2}$, $\frac{\tau}{\rho} = 1.9016 \times 10^{-4}N.kg.m^{-5}$, $l = 13600m$ και $h = 14.1463m$ το $\Delta\zeta$ είναι ίσο με $0.028m$, ενώ το dh είναι ίσο με $0.0128m$ που είναι λογικό να προκύψει υποεκτιμημένο το dh γιατί έχουμε δυο διαστάσεων μοντέλο και όχι τριών διαστάσεων. Ο λόγος που το κάναμε αυτό είναι γιατί θέλαμε να κάνουμε μια εκτίμηση με βάση τη θεωρία για να μπορέσουμε να κρίνουμε κατά πόσο είναι σωστά είναι τα αποτελέσματα. Αυτή η εκτίμηση είναι πιο εύκολο να πραγματοποιηθεί από την θεωρία, παρά αν προσπαθούσαμε να κρίνουμε τα αποτελέσματα μας με βάση τις εξισώσεις. Στο παρακάτω σχήμα (3.57) παρατίθεται η τομή από τα αποτελέσματα του μοντέλου, που χρησιμοποιήθηκε για να υπολογιστεί το dh .



Σχήμα 3.57: Καθετή τομή της στάθμης θάλασσας (με κατεύθυνση από Νότο προς Βορρά), με ένταση ανέμου 10 m.s^{-1} και με διεύθυνση ανέμου 317° .

Κεφάλαιο 4

Συμπεράσματα

Τα αποτελέσματα γενικά φαίνονται λογικά, γιατί όταν τα εξετάσαμε σε σχέση με την θεωρία που αναφέρεται στη διαμόρφωση του ανεμογενούς ρεύματος σε περιορισμένο πεδίο είδαμε ότι η αναμενόμενη μεταβολή της στάθμης από την θεωρία είναι $\Delta\zeta = 0.028m$ ενώ από το μοντέλο είναι $dh = 0.0128m$. Δηλαδή είναι της ίδιας τάξης μεγέθους. Ένας λόγος για τον οποίο το $\Delta\zeta$ είναι διαφορετικό από το $dh = 0.0128m$ θα μπορούσε να είναι η οριζόντια κυκλοφορία, η οποία τείνει να εκτονώνει τη στάθμη.

Γενικά το μοντέλο για τις μέσες εντάσεις ανέμων (2 Beaufort) που εξετάστηκαν σε αυτό, προβλέπει την δημιουργία κυματισμών που πιθανόν να οφείλονται σε κύματα από ιδιοταλαντώσεις της λεκάνης. Ενώ σε μεγαλύτερες εντάσεις ανέμων δεν παρατηρείται αυτό το φαινόμενο. Και φαίνεται ότι οι μεγαλύτερες εντάσεις ανέμων (5 Beaufort) τείνουν να φέρουν το σύστημα πιο γρήγορα σε ισορροπία. Αυτό με την ισορροπία μπορούμε να το παρατηρήσουμε και από την κινητική ενέργεια που λειτουργεί σαν διαγνωστική μέθοδος για το μοντέλο μας. Η κινητική ενέργεια πιο συγκεκριμένα σε όλα τα σχήματα με εντάσεις ανέμων 5 Beaufort παρατηρούμε να σταθεροποιείται καλύτερα.

Ειδικότερα το μοντέλο τρέχτηκε για 3 διευθύνσεις ανέμων με δυο διαφορετικές εντάσεις του ανέμου και παρουσίασε τα εξής:

- A1 Για άνεμο (2 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 241° προβλέπει πτώση στα Νοτιοδυτικά του Κόλπου και άνοδο στα βορειοανατολικά του Κόλπου. Εξετάζοντας τα αποτελέσματα για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία παρατηρείται η δημιουργία κυκλώνων και αντικυκλώνων.
- A2 Για άνεμο (5 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 241° προβλέπει μεγαλύτερη πτώση σε σχέση με την μέση ένταση ανέμου (δηλαδή τα 2 Beaufort) στα Νοτιοδυτικά του Κόλπου και μεγαλύτερη άνοδο στα βορειοανατολικά του Κόλπου. Εξετάζοντας τα αποτελέσματα για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία παρατηρούνται ισχυρότερα βαροτροπικά ρεύματα σε

σχέση με τα 2 Beaufort. Εν συνεχεία το μοντέλο προβλέπει την δημιουργία κυκλώνων και αντικυκλώνων.

B1 Για άνεμο (2 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 286° προβλέπει πτώση της στάθμης θάλασσας στα βορειοδυτικά του Κόλπου και άνοδο της στάθμης θάλασσας στα Νοτιοανατολικά του Κόλπου. Εξετάζοντας τα αποτελέσματα για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία παρατηρείται η δημιουργία κυκλώνων και αντικυκλώνων.

B2 Για άνεμο (5 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 286° προβλέπει μεγαλύτερη πτώση της στάθμης θάλασσας σε σχέση με την μέση ένταση ανέμου (δηλαδή τα 2 Beaufort) στα Βορειοδυτικά του Κόλπου και μεγαλύτερη άνοδο της στάθμης θάλασσας στα Νοτιοανατολικά του Κόλπου. Εξετάζοντας τα αποτελέσματα για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία παρατηρούνται ισχυρότερα βαροτροπικά ρεύματα σε σχέση με τα 2 Beaufort. Εν συνεχεία για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία το μοντέλο προβλέπει την δημιουργία κυκλώνων και αντικυκλώνων.

G1 Για άνεμο (2 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 317° προβλέπει πτώση της στάθμης θάλασσας στα Βόρεια του Κόλπου και άνοδο της στάθμης θάλασσας στα Νότια του Κόλπου. Εξετάζοντας τα αποτελέσματα για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία παρατηρείται η δημιουργία κυκλώνων και αντικυκλώνων.

G2 Για άνεμο (5 Beaufort) και με διεύθυνση ανέμου 317° προβλέπει μεγαλύτερη πτώση της στάθμης θάλασσας σε σχέση με την μέση ένταση ανέμου (δηλαδή τα 2 Beaufort) στα Βόρεια του Κόλπου και άνοδο της στάθμης θάλασσας στα Νότια του Κόλπου. Εξετάζοντας τα αποτελέσματα για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία παρατηρούνται ισχυρότερα βαροτροπικά ρεύματα σε σχέση με τα 2 Beaufort. Εν συνεχεία για την μέση βαροτροπική κυκλοφορία το μοντέλο προβλέπει την δημιουργία κυκλώνων και αντικυκλώνων.

Ακόμα εξετάστηκε η σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου είτε με την επίδραση της δύναμης Coriolis είτε χωρίς την επίδρασή της, με διεύθυνση ανέμου 317° και με ένταση ανέμου 5 Beaufort. Τελικά η επιρροή που παρατηρήσαμε ήταν μικρή.

Τελειώνοντας κάτι τελευταίο που εξετάσαμε ήταν η περίπτωση εισερχόμενων και εξερχόμενων ρευμάτων. Στην περίπτωση αυτή χωρίστηκε το άνοιγμα του Κόλπου του Αργοστολίου σε 2 τμήματα όπου στο τμήμα ένα εισερχόταν ένα ρεύμα με σταθερή ταχύτητα και από το άλλο τμήμα εξερχόταν ένα άλλο ρεύμα με σταθερή και αντίθετης φορά ταχύτητα. Η εισροή και η εκροή των ρευμάτων έγινε με τέτοιο τρόπο ώστε να μην αδειάζει ή να μην ξεχειλίζει η λεκάνη με νερό. Αυτή η περίπτωση παρουσίασε αστάθεια και τελικά δεχτήκαμε τον κόλπο σαν λίμνη.

Για να ήταν πιο επιτυχημένη αυτή η τελευταία προσπάθεια θα έπρεπε να είχαμε κατασκευάσει ένα μοντέλο μεγαλύτερης έκτασης και μέσα σε αυτό το να τρέχαμε το μοντέλο που δημιουργήσαμε σε αυτή την πτυχιακή. Ακόμη θα έπρεπε να συμπεριληφθεί η παλίρροια και το αντίστροφο βαρόμετρο γιατί όπως γνωρίζουμε, οι μεταβολές του ανέμου συμβαίνουν και με μεταβολές της πίεσης (αντίστροφο βαρόμετρο) και με παλίρροιες. Αυτά όμως, δηλαδή να συμπεριληφθούν οι μεταβολές των πιέσεων και η παλίρροια καθώς και να κατασκευαστεί ένα μοντέλο μεγαλύτερης έκτασης, ξεφεύγουν από τα πλαίσια αυτής της πτυχιακής και για αυτό τον λόγο δεν πραγματοποιήθηκαν.

Ορολογία

Ξενόγλωσσος Όρος	Ελληνικός Όρος
truncation error	σφάλμα αποκοπής
conduit	είδος ροής μέσα στον υδροφόρο ορίζοντα
Beaufort	μετεωρολογικός συμβολισμός της έντασης του ανέμου

Συντμήσεις - Αρκτικόλεξα

Σύντμηση	Πλήρης Ανάπτυξη
BA	Βορειοανατολικά
BBΔ	Βόρειο-βορειοδυτικά
BΔ	Βορειοδυτικά
MΔΕ	Μερικές Διαφορικές Εξισώσεις
NNA	Νοτιο-νοτιοανατολικά
DD	Decimal degrees
UTM	Universal Transverse Mercator

Βιβλιογραφία

- Arakawa, A. and V. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *Methods in computational physics*, **17**, 173–265.
- Armella, A., 2007: Geographic to utm coordinates. URL <http://www.mathworks.it/matlabcentral/fileexchange/15608-geographic-to-utm-coordinates-gui-utemization>.
- Beckers, J. and C. Benoit, 2005: *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics - Physical and Numerical Aspects*. ACADEMIC PRESS.
- Causon, D. and C. Mingham, 2010: *Introductory Finite Difference Methods for PDEs*. Ventus Publishing ApS.
- Drogue, C., 1989: Continuous inflow of seawater and outflow of brackish water in the substratum of the karstic island of cephalonia. *Journal of Hydrology JHYDA 7 Vol. 106*, (1), 147–153.
- Durrant, D., 2010: *Numerical Methods for Fluid Dynamics: With Applications to Geophysics*, Vol. 32. Springer Verlag.
- Dym, C., 2004: *Principles of mathematical modeling*, Vol. 54. Academic press.
- Dym, C. and E. Ivey, 1980: *Principles of mathematical modeling*. Academic Press.
- Fleury, P., M. Bakalowicz, and G. de Marsily, 2007: Submarine springs and coastal karst aquifers: A review. *Journal of Hydrology*, **339** (1-2), 79–92.
- Kampf, J., 2009: *Ocean Modelling for Beginners*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Kantha, L. and C. Clayson, 2000: *Numerical models of oceans and oceanic processes*, Vol. 66. Academic press.
- Miller, R., 2007: *Numerical modeling of ocean circulation*. Cambridge Univ Pr.
- Siedler, G., J. Church, and J. Gould, 2001: *Ocean circulation and climate: observing and modelling the global ocean*. Academic Press.

Skirris, N., 2009: *Class Notes of Numerical simulations(in greek)*. Department of Marine Sciences.

Stringfield, V. and H. LeGrand, 1969: Relation of sea water to fresh water in carbonate rocks in coastal areas, with special reference to florida, usa, and cephalonia (kephallinia), greece*
1. *Journal of Hydrology*, **9 (4)**, 387–404.

Παράρτημα

```

1      PROGRAM MODELO.KEF
2      IMPLICIT NONE
3
4      ! declarations twm metavlitwn
5          integer i,j,imax,jmax,nmax,n
6
7          parameter(imax=66,jmax=141,nmax=259200)
8          real u(1:imax+1,1:jmax+1),v(1:imax+1,1:jmax+1)
9          $ ,h(1:imax+1,1:jmax+1)
10         real uf(1:imax+1,1:jmax+1),vf(1:imax+1,1:jmax+1)
11         $ ,hf(1:imax+1,1:jmax+1),huf(1:imax+1,1:jmax+1),
12         $ hvf(1:imax+1,1:jmax+1)
13         real h2(1:imax+1,1:jmax+1) !einai to sinoliko vathos
14 !dhladh vathos + anypswsh stathmhs thalassas
15         real HB(1:imax+1,1:jmax+1),mas(1:imax+1,1:jmax+1)
16         real maskh(1:imax,1:jmax),hu(1:imax+1,1:jmax+1),
17         $ hv(1:imax+1,1:jmax+1)
18         real maskv(1:imax,1:jmax+1),masku(1:imax+1,1:jmax)
19         real g,f,DX,DY,Dt,t,Uwind,Vwind,KE,pi,botdrag
20         real stressx(1:jmax),stressx1,stressy1
21         integer iread
22         real adve_ux(1:imax,1:jmax),adve_vx(1:imax,1:jmax)
23         real adve_uy(1:imax,1:jmax),adve_vy(1:imax,1:jmax)
24         real dif_ux(1:imax,1:jmax),dif_vx(1:imax,1:jmax)
25         real dif_uy(1:imax,1:jmax),dif_vy(1:imax,1:jmax)
26         real vdc
27
28         g=9.81
29         f=0.0001!Coriolis
30         DX=100.
31         DY=100.
32         Dt=1.
33         t=0.
34         pi=3.14
35         botdrag=0.01 !bottom drag coefficient
36         vdc=2.5 !diffusion coefficient
37
38
39         Uwind=6.83
40         Vwind=-7.31
41         stressx1=0.0000019*sqrt(Uwind**2+Vwind**2)*Uwind !h x-sinistwsa

```

```

42 !tou wind stress
43     stressy1=0.0000019*sqrt(Uwind**2+Vwind**2)*Vwind !h y-sinistwsa
44 !tou wind stress
45     open(19,file='res_tif_neo.dat')!edw apothikeuonte i u sinistwsa ,
46 !i v sinistwsa kai i amopswsi tis statmis thalassas
47     open(20,file='KE_tif_neo.dat')!edw apothikeuete i kinitiki energeia
48     open(24,file='mask3m.dat',status='old')!maska gia ksexwrismo tis
49 !sterias me tin thalassa
50     open(22,file='teliko_mask_u.dat')!maska gia tin u sinistwsa
51     open(23,file='teliko_mask_v.dat') !maska gia tin v sinistwsa
52     open(25,file='depths_3m_141.66.dat')!i vithometria
53
54 !edw diavazei tin vithometria
55     do i=1,imax
56     do j=1,jmax
57         read(25,*,end=8) HB(i,j)
58     enddo
59 8     enddo
60
61 ! INITIAL CONDITIONS
62     do i=1,imax+1
63     do j=1,jmax+1
64         u(i,j)=0.
65         v(i,j)=0.
66         h(i,j)=0.
67         uf(i,j)=0.
68         vf(i,j)=0.
69         hf(i,j)=0.
70         huf(i,j)=0.
71         hvf(i,j)=0.
72         hu(i,j)=0.
73         hv(i,j)=0.
74         h2(i,j)=HB(i,j)
75         adve_ux(i,j)=0.
76         adve_uy(i,j)=0.
77         adve_vx(i,j)=0.
78         adve_vy(i,j)=0.
79         dif_ux(i,j)=0.
80         dif_uy(i,j)=0.
81         dif_vx(i,j)=0.
82         dif_vy(i,j)=0.
83     enddo
84     enddo

```

```

85
86 ! BOUNDARY CONDITIONS
87     do i=1,imax
88         v(i,1)=0.
89     enddo
90
91     do i=1,imax
92         v(i,jmax+1)=0.
93     enddo
94
95
96     do j=1,jmax
97         u(1,j)=0.
98         u(imax+1,j)=0.
99     enddo
100
101 !vazw edw na diavasei thn arxikh maska
102     do i=1,imax
103
104         do j=1,jmax
105             read(24,*,end=10) maskh(i,j)
106         enddo
107     enddo
108 10    close(24)
109
110 !vazw na diavasei thn maska tou u
111     do i=1,imax+1
112     do j=1,jmax
113         read(22,*,end=30) masku(i,j)
114     enddo
115     enddo
116 30    close(22)
117
118 !vazw na diavasei thn maska tou v
119     do i=1,imax
120     do j=1,jmax+1
121         read(23,*,end=20) maskv(i,j)
122     enddo
123     enddo
124 20    close(23)
125
126     do n=1,nmax
127

```

```

128
129     DO i=1,imax
130         DO j=1,jmax
131             hf(i,j)=h(i,j)-Dt*((hu(i+1,j)-hu(i,j))/DX+
132 $ (hv(i,j+1)-hv(i,j))/DY)
133             h2(i,j)=HB(i,j)+hf(i,j)
134             !ipologismos tou kainourgio vathous
135             ENDDO
136         ENDDO
137
138
139 !no linear terms
140 !adve_ux
141     DO i=2,imax-1
142         DO j=1,jmax
143             if (masku(i,j).eq.1.and.masku(i+1,j).eq.1) then
144                 if (u(i-1,j)+u(i,j)>0) then
145                     adve_ux(i,j)=0.5*(u(i-1,j)+u(i,j))*hu(i-1,j)*Dt
146                 else
147                     adve_ux(i,j)=0.5*(u(i-1,j)+u(i,j))*hu(i,j)*Dt
148                 endif
149             else
150                 adve_ux(i,j)=0.
151             endif
152         enddo
153     enddo
154
155 !adve_uy
156     DO i=2,imax
157         DO j=2,jmax
158             if (maskv(i,j).eq.1.and.maskv(i-1,j).eq.1) then
159                 if (v(i-1,j)+v(i,j)>0) then
160                     adve_uy(i,j)=0.5*(v(i-1,j)+v(i,j))*hu(i,j-1)*Dt
161                 else
162                     adve_uy(i,j)=0.5*(v(i-1,j)+v(i,j))*hu(i,j)*Dt
163                 endif
164             else
165                 adve_uy(i,j)=0.
166             endif
167         enddo
168     enddo
169
170 !adve_vx

```

```

171      DO i=2,imax
172      DO j=2,jmax
173          if (masku(i,j).eq.1.and.masku(i,j-1).eq.1) then
174              if (u(i,j-1)+u(i,j)>0) then
175                  adve_vx(i,j)=0.5*(u(i,j-1)+u(i,j))*hv(i-1,j)*Dt
176              else
177                  adve_vx(i,j)=0.5*(u(i,j-1)+u(i,j))*hv(i,j)*Dt
178              endif
179          else
180              adve_vx(i,j)=0.
181          endif
182      enddo
183  enddo
184
185 !adve_vy
186      DO i=1,imax
187      DO j=2,jmax-1
188          if (maskv(i,j).eq.1.and.maskv(i,j-1).eq.1) then
189              if (v(i,j-1)+v(i,j)>0) then
190                  adve_vy(i,j)=0.5*(v(i,j-1)+v(i,j))*hv(i,j-1)*Dt
191              else
192                  adve_vy(i,j)=0.5*(v(i,j-1)+v(i,j))*hv(i,j)*Dt
193              endif
194          else
195              adve_vy(i,j)=0.
196          endif
197      enddo
198  enddo
199
200
201 !diffusion_termns
202
203 !dif_ux
204
205      do i=2,imax
206      do j=1,jmax
207          if (maskh(i-1,j).eq.1) then
208              dif_ux(i,j)= (vdc/DX**2)*(hu(i,j)-hu(i-1,j))*Dt
209          else
210              dif_ux(i,j)=0.
211          endif
212      enddo
213  enddo

```



```

214
215 ! dif_uy
216
217     do i=1,imax
218         do j=2,jmax
219             if (maskv(i,j).eq.1.and.maskv(i-1,j).eq.1) then
220                 dif_uy(i,j)= (vdc/DY**2)*(hv(i,j)-hv(i,j-1))*Dt
221             else
222                 dif_uy(i,j)=0.
223             endif
224         enddo
225     enddo
226
227 ! dif_vx
228
229     do i=2,imax
230         do j=1,jmax
231             if (masku(i,j).eq.1.and.masku(i,j-1).eq.1) then
232                 dif_vx(i,j)= (vdc/DX**2)*(hv(i,j)-hv(i-1,j))*Dt
233             else
234                 dif_vx(i,j)=0.
235             endif
236         enddo
237     enddo
238
239 ! dif_vy
240
241     do i=1,imax
242         do j=2,jmax
243             if (maskh(i,j-1).eq.1) then
244                 dif_vy(i,j)= (vdc/DY**2)*(hv(i,j)-hv(i,j-1))*Dt
245             else
246                 dif_vy(i,j)=0.
247             endif
248         enddo
249     enddo
250
251
252     DO i=2,imax-1
253     DO j=1,jmax-1
254 !einai implicit scheme anti explicit
255 !xrisimopoiw tin maska tou u me to if gia na min kanei perites prakseis
256     if (masku(i,j).eq.1) then

```

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΑΝΕΜΟΓΕΝΟΥΣ ΒΑΡΟΤΡΟΠΙΚΗΣ
ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΟΥ ΑΡΓΟΣΤΟΛΙΟΥ

```

257     huf(i,j)=hu(i,j)+Dt*f*(0.25*(hv(i,j)+hv(i,j+1)+hv(i-1,j+1)
258 $   +hv(i-1,j)))
259 $   -Dt*g*0.5*(h2(i,j)+h2(i-1,j))*(hf(i,j)-hf(i-1,j))/DX+Dt*stressx1
260 $   -Dt*botdrag*u(i,j)
261 $ *sqrt(u(i,j)**2+(0.25*(v(i,j)+v(i,j+1)+v(i-1,j+1)+v(i-1,j)))*2)
262 $ +adve_ux(i,j)-adve_ux(i+1,j)+adve_uy(i,j)-adve_uy(i,j+1)+
263 $ dif_ux(i,j)-dif_ux(i+1,j)+dif_uy(i,j)-dif_uy(i,j+1)
264
265     endif
266     ENDDO
267     ENDDO
268
269
270
271     DO i=1,imax-1
272     DO j=2,jmax-1
273 !xrisimopoiw tin maska v tou me to if gia na min kanei perites prakseis
274     if (maskv(i,j).eq.1) then
275     hvf(i,j)=hv(i,j)-Dt*f*(0.25*(hu(i,j)+hu(i+1,j)+hu(i+1,j-1)
276 $   +hu(i,j-1)))
277 $   -Dt*g*0.5*(h2(i,j)+h2(i,j-1))*(hf(i,j)-hf(i,j-1))/DY+
278 $   Dt*stressy1
279 $   -Dt*botdrag*v(i,j)
280 $ *sqrt((0.25*(u(i,j)+u(i+1,j)+u(i+1,j-1)+u(i,j-1)))*2+v(i,j)**2)
281 $ +adve_vx(i,j)-adve_vx(i+1,j)+adve_vy(i,j)-adve_vy(i,j+1)+
282 $ dif_vx(i,j)-dif_vx(i+1,j)+dif_vy(i,j)-dif_vy(i,j+1)
283
284     endif
285     ENDDO
286     ENDDO
287
288
289
290     if(mod(n,3600).eq.0.) then
291     Do i=1,imax
292     Do j=1,jmax
293 !edw apothikeuei tin anipswsi thalassas , kai tis sinistwses
294 !tis taxitites u,v
295     if(masku(i,j).eq.1) then
296     write(19,*) h(i,j),0.5*(u(i,j)+u(i+1,j))
297 $   ,0.5*(v(i,j)+v(i,j+1))
298     else
299     write(19,*) 0.,0.,0.

```

```

300         endif
301         enddo
302         enddo
303     endif
304
305
306     do i=1,imax
307     do j=1,jmax
308     h(i,j)=hf(i,j)
309
310     enddo
311     enddo
312
313 !ksexwrisma tou h apo to u
314     do i=2,imax
315     do j=1,jmax
316     if(masku(i,j).eq.1) then
317     hu(i,j)=huf(i,j)
318     u(i,j)=huf(i,j)/(0.5*(h2(i-1,j)+h2(i,j)))
319     endif
320     enddo
321     enddo
322
323
324 !ksexwrisma tou h apo to v
325     do i=1,imax
326     do j=2,jmax
327     if(maskv(i,j).eq.1) then
328     hv(i,j)=hvf(i,j)
329     v(i,j)=hvf(i,j)/(0.5*(h2(i,j-1)+h2(i,j)))
330     endif
331     enddo
332     enddo
333
334 !ipologismos meshs kinhtikhs energeias
335     KE=0.
336     do i=1,imax
337     do j=1,jmax
338     KE= KE +0.5*((0.5*(u(i,j)+u(i+1,j)))**2
339     $ + ((0.5*(v(i,j)+v(i,j+1)))**2))/(imax*jmax)
340     enddo
341     enddo
342

```

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΑΝΕΜΟΓΕΝΟΥΣ ΒΑΡΟΤΡΟΠΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΟΥ ΑΡΓΟΣΤΟΛΙΟΥ

```
343 !i parakatw grammes einai gia na bgazei se poio deuterolepto
344 !kathos kai kapoies times tis
345 !kinitikis energias kai twn taxititwn auto to kanw se periptwsi
346 !pou dwsei apeiro h kapoia min fisiologiki timi
347 !na to stamatisw to treksimo tou montelou
348     write(20,*) n, KE
349     if(mod(n,3600).eq.0.) then
350
351         write(6,*) 'n=',n, ' u=',u(33,70),
352     $           ' v=',v(33,70), ' h=',h(33,70), 'KE=',KE
353     endif
354     enddo
355
356
357     close(19)
358     close(20)
359     end
```