



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΛΙΜΕΝΙΚΩΝ ΕΡΓΩΝ

**Συγκριτική αξιολόγηση μεθόδων σχηματοποίησης κυματικού κλίματος
– Η επίδραση της ενέργειας των προσπίπτοντων κυματισμών**



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Άννα Κονταξοπούλου

Επιβλέπων: Μιχάλης Χονδρός, Επίκουρος Καθηγητής ΕΜΠ

Αθήνα, Ιούλιος 2023

ΣΧΟΛΗ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΛΙΜΕΝΙΚΩΝ ΕΡΓΩΝ

**Συγκριτική αξιολόγηση μεθόδων σχηματοποίησης κυματικού κλίματος
– Η επίδραση της ενέργειας των προσπίπτοντων κυματισμών**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Άννα Κονταξοπούλου

Επιβλέπων: Μιχάλης Χονδρός, Επίκουρος Καθηγητής ΕΜΠ

Φωτογραφία εξωφύλλου: The Great Wave off Kanagawa, Print by Hokusai

Αθήνα, Ιούλιος 2023

Copyright © Άννα Κονταξοπούλου, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση σε αρχείο πληροφοριών, διανομή, αναπαραγωγή, μετάφραση ή μετάδοση της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό, υπό οποιαδήποτε μορφή και με οποιοδήποτε μέσο επικοινωνίας, ηλεκτρονικό ή μηχανικό, χωρίς την προηγούμενη έγγραφη άδεια του συγγραφέα. Επιτρέπεται η αναπαραγωγή, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν στη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τον συγγραφέα.

Η έγκριση της διπλωματικής εργασίας από τη Σχολή Πολιτικών Μηχανικών του Εθνικού Μετσοβίου Πολυτεχνείου δεν υποδηλώνει αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Ν. 5343/1932, Άρθρο 202).

Copyright © Anna Kontaxopoulou, 2023

All Rights Reserved

Neither the whole nor any part of this diploma thesis may be copied, stored in a retrieval system, distributed, reproduced, translated, or transmitted for commercial purposes, in any form or by any means now or hereafter known, electronic or mechanical, without the written permission from the author. Reproducing, storing and distributing this thesis for non-profitable, educational or research purposes is allowed, without prejudice to reference to its source and to inclusion of the present text. Any queries in relation to the use of the present thesis for commercial purposes must be addressed to its author.

Approval of this diploma thesis by the School of Civil Engineering of the National Technical University of Athens (NTUA) does not constitute in any way an acceptance of the views of the author contained herein by the said academic organization (L. 5343/1932, art. 202).

Ευχαριστίες

Φτάνοντας στο τέλος της εκπόνησης της διπλωματικής μου εργασίας, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους συνεισέφεραν στην ολοκλήρωσή της.

Καταρχάς, ευχαριστώ τον επιβλέποντα της διπλωματικής μου, Επίκουρο Καθηγητή ΕΜΠ κ. Μιχάλη Χονδρό για την ανάθεση της εργασίας, καθώς και την συνεχή καθοδήγησή καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησής της.

Εξίσου θερμά ευχαριστώ τον Υποψήφιο Διδάκτορα ΕΜΠ κ. Ανδρέα Παπαδημητρίου για την εξαιρετική επικοινωνία και την πολύτιμη βοήθεια που μου προσέφερε από την πρώτη μέχρι και την τελευταία μέρα. Ήταν πάντα παρόν και πρόθυμος να συζητήσει τις απορίες και τους προβληματισμούς μου, γεγονός που συνέβαλε καθοριστικά στην επίλυση των σύνθετων προβλημάτων που προέκυψαν στην πορεία.

Τέλος, ευχαριστώ τους γονείς, τον αδερφό μου και τους φίλους μου, που πάντα πίστευαν στις δυνατότητές μου και με στηρίζαν σε όλες μου τις προσπάθειες.

Με εκτίμηση,

Άννα Κονταξοπούλου

Αθήνα, 2023

Περιεχόμενα

Ευρετήριο εικόνων.....	vii
Ευρετήριο πινάκων	xi
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	xii
ABSTRACT.....	xiii
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
1.1 Αντικείμενο και σκοπός της διπλωματικής εργασίας.....	1
1.2 Διάρθρωση της διπλωματικής εργασίας	2
2. ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΒΑΣΙΚΩΝ ΕΝΝΟΙΩΝ.....	3
2.1 Παράκτια ζώνη.....	3
2.2 Θαλάσσια ρεύματα	4
2.3 Παράκτια στερεομεταφορά.....	5
2.3.1 Στερεομεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή	7
2.3.2 Στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτογραμμή.....	8
2.4 Μέθοδοι σχηματοποίησης.....	10
2.4.1 Μέθοδος ροής ενέργειας των κυματισμών	11
2.4.2 Μέθοδος σχηματοποίησης CERC.....	12
2.4.3 Μέθοδος σταθερών κλάσεων (Fixed Bins).....	12
2.4.4 Μέθοδος ροής ενέργειας για ακραία μεγέθη κυματικών συνθηκών.....	13
2.4.5 Μέθοδος σχηματοποίησης Opti-Routine.....	13
2.4.6 Μέθοδος ισοδύναμων κυματισμών.....	15
3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΧΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗΣ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΚΛΙΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟΥ SCIENTIA MARIS	16
3.1 Μέθοδος σχηματοποίησης ροής ενέργειας (Energy Flux Method)	16
3.2 Μέθοδος σχηματοποίησης ισοδύναμων κυματισμών με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου (Equivalent Waves Method with ANN)	17
3.3 Στατιστική αποτίμηση του υπολογιστικού μοντέλου	22
3.3.1 Συστηματικό σφάλμα.....	23
3.3.2 Ακρίβεια.....	23
3.3.3 Επίδοση.....	24

3.4 Υπολογιστικό πακέτο Scientia Maris.....	25
3.5 Παραβολικό μοντέλο ήπιας κλίσης – Maris PMS	26
3.5.1 Επιστημονικό υπόβαθρο παραβολικού μοντέλου ήπιας κλίσης	27
3.6 Υδροδυναμικό μοντέλο – Maris HYD	30
3.6.1 Βασικές εξισώσεις υδροδυναμικού μοντέλου	31
3.7 Μοντέλο στερεομεταφοράς – Maris SDT	33
3.7.1 Βασικές εξισώσεις μοντέλου στερεομεταφοράς.....	34
4. ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	36
4.1 Σαρδηνία	38
4.1.1 Γεωγραφική θέση – Γενικά στοιχεία	38
4.1.2 Μορφολογικά χαρακτηριστικά - Βαθυμετρία.....	40
4.2 Βόλος	42
4.2.1 Γεωγραφική θέση – Γενικά στοιχεία	42
4.2.2 Μορφολογία - Βαθυμετρία	42
5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ - ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	45
5.1 Προσδιορισμός κυματικού κλίματος	45
5.2 Σχεδιασμός υπολογιστικού πεδίου – Maris BTG	50
5.3 Υπολογισμός κυματικού κλίματος προσομοίωσης αναφοράς (Brute Force)	52
5.4 Υπολογισμός κυματικών αντιπροσώπων με τη μέθοδο ροής ενέργειας.....	55
5.5 Υπολογισμός κυματικών αντιπροσώπων με τη μέθοδο ισοδύναμων κυματισμών με χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου	57
5.6 Αποτελέσματα προσομοιώσεων.....	61
5.7 Αποτελέσματα για την ακτή μελέτης στη Σαρδηνία.....	62
5.7.1 Αποτελέσματα για την πλήρη χρονοσειρά.....	62
5.7.2 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης της ροής ενέργειας	64
5.7.3 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης των ισοδύναμων κυματισμών με EW-ANN	66
5.8 Αποτελέσματα για την ακτή μελέτης στον Βόλο.....	70
5.8.1 Αποτελέσματα για την πλήρη χρονοσειρά.....	70
5.8.2 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης της ροής ενέργειας	74

5.8.3 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης των ισοδύναμων κυματισμών με EW-ANN	79
5.9 Σύγκριση αποτελεσμάτων των σταθμισμένων μέσων όρων του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα.....	85
5.9.1 Σταθμισμένος ρυθμός εξέλιξης πυθμένα για την ακτή στη Σαρδηνία.....	85
5.9.2 Σταθμισμένος ρυθμός εξέλιξης πυθμένα για την ακτή στον Βόλο.....	87
5.10 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων	94
5.10.1 Επιλογή βέλτιστης μεθόδου σχηματοποίησης για την ακτή στη Σαρδηνία ..	94
5.10.2 Επιλογή βέλτιστης μεθόδου σχηματοποίησης για την ακτή στον Βόλο.....	95
5.11 Σύγκριση αποτελεσμάτων μεταξύ των δύο περιοχών μελέτης.....	95
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΕΡΑΙΤΕΡΩ ΕΡΕΥΝΑ	96
6.1 Συμπεράσματα	96
6.2 Προτάσεις για περαιτέρω έρευνα	97
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	99

Ευρετήριο εικόνων

Εικόνα 2.1: Διαχωρισμός της παράκτιας ζώνης σε επιμέρους ζώνες (Μουτζούρης, 1985)	3
Εικόνα 2.2: Ρεύματα παράλληλα στην ακτή (Miracosta Oceanography,2022)	4
Εικόνα 2.3: Ρεύματα εγκάρσια στην ακτή (USA Weather Service)	5
Εικόνα 2.4: Φορτίο πυθμένα (Καραμπάς Θ., 2015)	6
Εικόνα 2.5:Φορτίο αιώρησης (Καραμπάς Θ., 2015)	6
Εικόνα 2.6: Προφίλ ισοροπίας (Καραμπάς Θ.,2015)	8
Εικόνα 2.7: Στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτή (Reguero,2017)	8
Εικόνα 2.8: Σύγκριση των αποτελεσμάτων των μεθόδων σχηματοποίησης (Benedet et al.,2016)	13
Εικόνα 4.1: Πιθανές ακτές στην Μεσόγειο Θάλασσα (Google Earth)	36
Εικόνα 4.2: Θέση Σαρδηνίας στη Μεσόγειο (Google Earth)	39
Εικόνα 4.3: Προσδιορισμός περιοχής μελέτης στη Σαρδηνία (Google Earth)	39
Εικόνα 4.4: Πανοραμική άποψη Spiaggia di Piscinas (http://www.sardinianbeaches.com)	41
Εικόνα 4.5: Βαθυμετρία περιοχής μελέτης στη Σαρδηνία (https://www.navionics.com/)	41
Εικόνα 4.7: Θέση Βόλου στην Ελλάδα (Google Earth)	42
Εικόνα 4.6: Όρμος Βόλου (Google Earth)	42
Εικόνα 4.8: Βαθυμετρία όρμου Βόλου (https://www.navionics.com/)	43
Εικόνα 4.9: Πανοραμική άποψη λιμανιού Βόλου (https://www.naftikachronika.gr)	44
Εικόνα 5.1: Πλήρης χρονοσειρά ακτής στη Σαρδηνία	45
Εικόνα 5.2: Πλήρης χρονοσειρά ακτής στον Βόλο	46
Εικόνα 5.3: Χρονοσειρά χαρακτηριστικών διευθύνσεων ακτής στη Σαρδηνία (Διεύθυνση κάθετη στην ακτή: 300°)	47
Εικόνα 5.4: Χρονοσειρά χαρακτηριστικών διευθύνσεων ακτής στον Βόλο (Διεύθυνση κάθετη στην ακτή: 130°)	47
Εικόνα 5.5:Βαθυμετρία ακτής στον Βόλο	51
Εικόνα 5.6: Βαθυμετρία ακτής στη Σαρδηνία	52
Εικόνα 5.7: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στη Σαρδηνία – Μέθοδος Energy Flux	55

Εικόνα 5.8: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος Energy Flux	56
Εικόνα 5.9: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στη Σαρδηνία - Μέθοδος EW-ANN	58
Εικόνα 5.10: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος EW-ANN.....	60
Εικόνα 5.11: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Πλήρης χρονοσειρά	62
Εικόνα 5.12: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Πλήρης χρονοσειρά.....	63
Εικόνα 5.13: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά.....	63
Εικόνα 5.14: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά.....	64
Εικόνα 5.15: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος ροής ενέργειας.....	65
Εικόνα 5.16: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος ροής ενέργειας	65
Εικόνα 5.17: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος ροής ενέργειας.....	66
Εικόνα 5.18: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος EW-ANN	67
Εικόνα 5.19: Λεπτομέρεια στην περιοχή μετρήσεων χωρικής κατανομής ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW- ANN	68
Εικόνα 5.20: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN	68
Εικόνα 5.21: Λεπτομέρεια στην περιοχή μετρήσεων χωρικής κατανομής ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN	69
Εικόνα 5.22: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος EW-ANN	69
Εικόνα 5.23: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Πλήρης χρονοσειρά	70
Εικόνα 5.24: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Πλήρης χρονοσειρά	70
Εικόνα 5.25: Χωρική κατανομής ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Πλήρης χρονοσειρά.....	71
Εικόνα 5.26: Λεπτομέρεια στην περιοχή μετρήσεων της χωρικής κατανομής ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Πλήρης χρονοσειρά.....	72

Εικόνα 5.27: : Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης Χρονοσειρά.....	73
Εικόνα 5.28: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά.....	74
Εικόνα 5.29: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος ροής ενέργειας.....	75
Εικόνα 5.30: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος ροής ενέργειας	76
Εικόνα 5.31: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων χωρικής κατανομής ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος ροής ενέργειας	77
Εικόνα 5.32: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος ροής ενέργειας.....	78
Εικόνα 5.33: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος ροής ενέργειας	79
Εικόνα 5.34: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος EW-ANN	80
Εικόνα 5.35: Χωρική κατανομή ταχύτητας των ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN.....	81
Εικόνα 5.36: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων χωρικής κατανομής ταχύτητας των ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN	82
Εικόνα 5.37: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος EW-ANN	83
Εικόνα 5.38: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος EW-ANN.....	84
Εικόνα 5.39: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά	85
Εικόνα 5.40: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος ροής ενέργειας.....	86
Εικόνα 5.41: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος EW- ANN.....	86
Εικόνα 5.42: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά	88
Εικόνα 5.43: Λεπτομέρεια της χωρικής κατανομής του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά	89
Εικόνα 5.44: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος ροής ενέργειας.....	90

Εικόνα 5.45: Λεπτομέρεια της χωρικής κατανομής του σταθμισμένου ΜΟ του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος ροής ενέργειας.....	91
Εικόνα 5.46: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου ΜΟ του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος EW-ANN.....	92
Εικόνα 5.47: Λεπτομέρεια της χωρικής κατανομής του σταθμισμένου ΜΟ του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος EW- ANN.....	93

Ευρετήριο πινάκων

Πίνακας 3-1: Κατηγοριοποίηση τιμών δείκτη BSS, Van Rijn et al. (2003)	25
Πίνακας 4-1: Κατάταξη ακτών με αύξουσα σειρά.....	38
Πίνακας 5-1: Συχνότητες εμφάνισης ακτής στη Σαρδηνία	49
Πίνακας 5-2: Συχνότητες εμφάνισης ακτής στον Βόλο.....	49
Πίνακας 5-3: Μέσοι όροι κλάσεων για την ακτή στη Σαρδηνία	52
Πίνακας 5-4: Μέσοι όροι κλάσεων για την ακτή στον Βόλο	54
Πίνακας 5-5: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στη Σαρδηνία – Μέθοδος Energy Flux	56
Πίνακας 5-6: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος Energy Flux.....	57
Πίνακας 5-7: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στη Σαρδηνία – Μέθοδος EW-ANN...	59
Πίνακας 5-8: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος EW-ANN	60
Πίνακας 5-9: Σύγκριση τιμών BSS και RMSS για τις προσομοιώσεις στην ακτή στη Σαρδηνία	94
Πίνακας 5-10: Σύγκριση τιμών BSS και RMSS για τις προσομοιώσεις στην ακτή στον Βόλο	95

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα μοντέλα προσομοίωσης της παράκτιας μορφολογίας είναι πολύπλοκα και υπολογιστικά απαιτητικά. Η πολυπλοκότητα των μοντέλων που έγκειται στις σύνθετες παράκτιες φυσικές διεργασίες, καθώς και η απαίτηση της μείωσης του υπολογιστικού φόρτου εκτέλεσης του μοντέλου είναι οι βασικότεροι παράγοντες που οδηγούν στην ανάγκη ανάπτυξης μεθόδων σχηματοποίησης του κυματικού κλίματος. Μέσω αυτών των μεθόδων επιτυγχάνεται η μείωση της πλήρους χρονοσειράς του κυματικού κλίματος, μιας δεδομένης παράκτιας περιοχής σε ένα σύνολο «αντιπροσωπευτικών» κυματισμών, που ιδανικά επιφέρουν παρόμοια μορφολογική εξέλιξη του πυθμένα με την πλήρη χρονοσειρά, εξασφαλίζοντας έτσι τη μείωση του υπολογιστικού φόρτου και του απαιτούμενου χρόνου εκτέλεσης του μοντέλου.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία εξετάστηκαν δύο μέθοδοι σχηματοποίησης (Μέθοδος ροής ενέργειας και Μέθοδος ισοδύναμων κυματισμών με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου). Έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων των μεθόδων με τα αποτελέσματα της πλήρους χρονοσειράς. Η προαναφερθείσα διερεύνηση εκτελέστηκε στην ακτή *Spiaggia di Piscinas* στη Σαρδηνία και στην ακτή *Αλυκές Βόλου*, πλησίον του λιμανιού του Βόλου. Ως παράμετρος σύγκρισης των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκε η μεταβολή της στάθμης του πυθμένα σε σχέση με την αρχική βαθυμετρία, που λήφθηκε από μετρήσεις πεδίου. Όλες οι προσομοιώσεις εκτελέστηκαν με την χρήση του λογισμικού *Scientia Maris* και η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων πραγματοποιήθηκε με βάση τον στατιστικό δείκτη ικανότητας *Brier Skill Score*.

Τα αποτελέσματα αξιολόγησης των μεθόδων σχηματοποίησης αναδεικνύουν ως καλύτερη μέθοδο αυτή των ισοδύναμων κυματισμών με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου. Είναι αξιοσημείωτο ότι στην ακτή στον Βόλο και οι δύο μέθοδοι σχηματοποίησης είχαν συγκριτικά καλύτερα αποτελέσματα σε σχέση με την ακτή στη Σαρδηνία.

ABSTRACT

Coastal morphology models are complex and computationally demanding. The complexity of the models, tied with the complex coastal physical processes, as well as the requirement to reduce the computational load of the model are the main factors which lead to the need for wave schematization methods. Through these methods, the full time series of a given coastal area is reduced into a set of “representative” waves, which ideally result in a morphological bed level evolution almost identical to the output of the full time series, thereby ensuring the reduction of the computational load of the model execution as well as the time needed for the input data to be processed.

In the present study two methods of wave schematization were examined (Energy Flux Method and Equivalent Waves Method with the use of an Artificial Neural Network). A comparison was made between the two methods and the results of the full time series. The above-mentioned comparisons were executed at the coast of Spiaggia di Piscinas in Sardinia and the coast of Alykes near the port of Volos. The bed level change was used as a comparison parameter of the results. The simulations were performed using the Scientia Maris coupled computing package, and the results were evaluated using the Brier Skill Score.

The evaluation of the results reveals the Equivalent Waves Method with the use of Artificial Neural Network to be most efficient. It is worth noting that at the coast in Volos both methods were more effective at simulating the full time series than at the coast in Sardinia.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Αντικείμενο και σκοπός της διπλωματικής εργασίας

Η παράκτια ζώνη αποτελεί ένα από τα πιο δυναμικά συστήματα του φυσικού περιβάλλοντος και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον καθώς σε μικρή απόσταση από τις ακτές ζει μεγάλο μέρος του παγκόσμιου πληθυσμού και συνεπώς στη ζώνη αυτή συγκεντρώνεται πλήθος ανθρωπίνων δραστηριοτήτων και τεχνικών έργων. Η αποσταθεροποίηση της παράκτιας ζώνης που έχει ως συνέπεια αλλαγές στη μορφολογία του πυθμένα, είναι μείζονος σημασίας και οφείλεται σε πλήθος φυσικών και ανθρωπογενών παραγόντων. Οι φυσικές διεργασίες, οι κυματισμοί και τα παράκτια ρεύματα προκαλούν τη μεταφορά ιζήματος από και προς την ακτογραμμή, ενώ οι ανθρώπινες παρεμβάσεις μεταβάλλουν τους μηχανισμούς στερεομεταφοράς, εμποδίζοντας την ομαλή λειτουργία του παράκτιου χώρου.

Οι ακτομηχανικές μελέτες που εκπονούνται για την ορθή διαχείριση της παράκτιας ζώνης οφείλουν να αναπαριστούν κατά το δυνατόν πιστά τις διεργασίες μεταφοράς ιζήματος. Ως αποτέλεσμα απαιτούν την ανάπτυξη σύνθετων μοντέλων και την εκτέλεση χρονοβόρων προσομοιώσεων που βασίζονται στη συγκέντρωση πραγματικών δεδομένων. Για την καταγραφή των κυματικών δεδομένων χρησιμοποιούνται επιπλέοντα όργανα (waveriders), σταθεροί πλωτήρες (buoys) και ραντάρ. Επιπλέον χρησιμοποιούνται εμπορικά πλοία σαν επιστημονικές πλατφόρμες παρατήρησης καθώς έτσι είναι δυνατή η συλλογή περιβαλλοντικών δεδομένων σε θαλάσσιες περιοχές όπου τα ερευνητικά σκάφη δεν έχουν πρόσβαση ή είναι ασύμφορη η χρήση τους. Τέλος συχνά εκτιμώνται στοιχεία των ανεμογενών κυματισμών με βάση τα ανεμολογικά δεδομένα που συλλέγονται από μετεωρολογικές υπηρεσίες.

Έτσι συλλέγεται ένας μεγάλος όγκος καθημερινών κυματικών παρατηρήσεων, του οποίου η επεξεργασία είναι εξαιρετικά χρονοβόρα διαδικασία, καθώς αυξάνεται ο απαιτούμενος χρόνος για την εκτέλεση των προσομοιώσεων. Για την μείωση του χρόνου των προσομοιώσεων, απαιτείται η επεξεργασία των δεδομένων και η σχηματοποίησή τους ώστε να μειωθεί ο όγκος των εισαγόμενων δεδομένων, διατηρώντας όμως τα χαρακτηριστικά του αρχικού δείγματος.

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής είναι η διερεύνηση και η σύγκριση μεθόδων σχηματοποίησης του κυματικού κλίματος λαμβάνοντας υπόψη μορφολογικά σημαντικούς κυματισμούς. Σκοπός είναι να διερευνηθεί η αποτελεσματικότητα των μεθόδων μέσα από την εφαρμογή τους σε δύο περιοχές μελέτης (Σαρδηνία και Βόλος) όπου η κάθε μία έχει διαφορετικό κυματικό κλίμα και μορφολογικά χαρακτηριστικά.

1.2 Διάρθρωση της διπλωματικής εργασίας

Η παρούσα διπλωματική περιλαμβάνει πέραν της εισαγωγής τα εξής κεφάλαια:

- Στο Κεφάλαιο 2 παρουσιάζονται συνοπτικά οι βασικές έννοιες της Θαλάσσιας Υδραυλικής και της Ακτομηχανικής. Επίσης γίνεται μια εισαγωγή στις μεθόδους σχηματοποίησης του κυματικού κλίματος, εστιάζοντας στις μεθόδους μείωσης των δεδομένων εισόδου μέσω της σχηματοποίησης του κυματικού κλίματος σε κλάσεις.
- Στο Κεφάλαιο 3 περιγράφονται αναλυτικά οι μεθοδολογίες για τις υπό διερεύνηση μεθόδους σχηματοποίησης (Μέθοδος ροής ενέργειας και Μέθοδος ισοδύναμων κυματισμών με χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου) και τα βασικά μοντέλα του υπολογιστικού πακέτου Scientia Maris που χρησιμοποιήθηκαν για τις προσομοιώσεις που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής εργασίας. Καταγράφονται τα σημαντικότερα στοιχεία κάθε μοντέλου, οι βασικές παράμετροι εισόδου/εξόδου, καθώς και οι μαθηματικές εξισώσεις στις οποίες βασίζεται η λειτουργία των μοντέλων.
- Στο Κεφάλαιο 4 γίνεται μια σύντομη παρουσίαση των βασικών γεωγραφικών στοιχείων των δύο περιοχών μελέτης. Στη συνέχεια γίνεται ακτομηχανική αναγνώριση της κάθε περιοχής.
- Στο Κεφάλαιο 5 περιλαμβάνεται ο προσδιορισμός του αρχικού κυματικού και ανεμολογικού κλίματος καθώς και η σχηματοποίησή τους σύμφωνα με τη μέθοδο ροής ενέργειας και τη μέθοδο ισοδύναμων κυματισμών με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου. Παρουσιάζονται επίσης τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων και πραγματοποιείται στατιστική αξιολόγηση.
- Στο Κεφάλαιο 6 διατυπώνονται τα βασικά συμπεράσματα της παρούσας διπλωματικής εργασίας, ενώ δίνονται και προτάσεις για μελλοντική έρευνα σε ό,τι αφορά την αξιοπιστία των μεθόδων σχηματοποίησης ανάλογα με το κυματικού κλίμα που επικρατεί στην εκάστοτε ακτή.

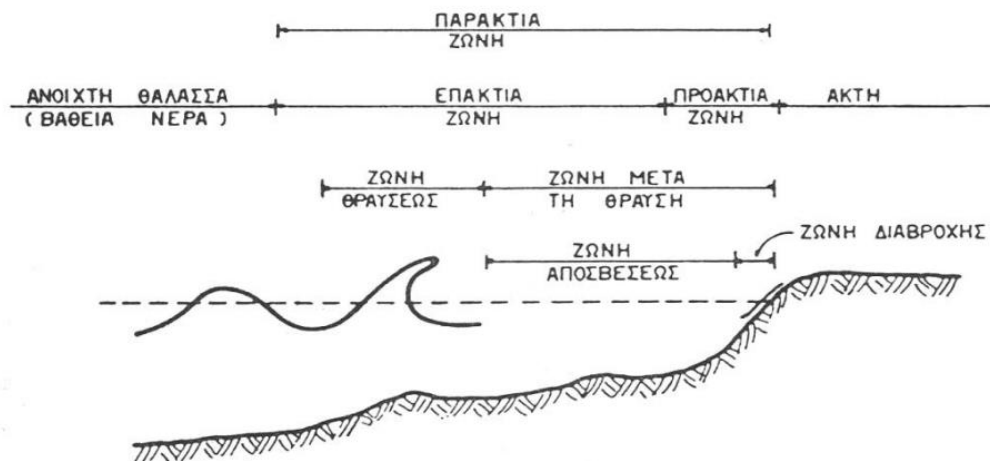
2. ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΒΑΣΙΚΩΝ ΕΝΝΟΙΩΝ

2.1 Παράκτια ζώνη

Με τον όρο ακτογραμμή ορίζεται η τομή της θαλάσσιας επιφάνειας με την επιφάνεια της ξηράς. Η παράκτια ζώνη είναι το πεδίο αλληλεπίδρασης μεταξύ της υδρόσφαιρας, της λιθόσφαιρας, της βιόσφαιρας και της ατμόσφαιρας. Πρόκειται για τη θαλάσσια ζώνη που έχει σαν εσωτερικό όριο την ακτογραμμή και εξωτερικό όριο την ισοβαθή στην οποία γίνεται αισθητή η επίδραση των κυμάτων ως τον πυθμένα. Αναλυτικότερα η παράκτια ζώνη χωρίζεται στην επάκτια ζώνη (inshore zone) και την προάκτια ζώνη (foreshore zone). Το όριο μεταξύ της επάκτιας και της προάκτιας ζώνης εντοπίζεται στη γραμμή μέσης κατώτατης ρηχίας (mean low-water line).

Ενδιάμεσα διακρίνονται οι παρακάτω επιπλέον ζώνες:

- Βαθύτερη ζώνη ή ζώνη πριν τη θραύση (βαθιά νερά). Πρόκειται για το πεδίο που εμφανίζονται οι παραμορφώσεις που τελικά οδηγούν στη θραύση.
- Ζώνη θραύσεως (breaker zone). Είναι το κύριο δυναμικό τμήμα της παράκτιας ζώνης. Εδώ εμφανίζεται και ολοκληρώνεται το φυσικό φαινόμενο της θραύσης του κύματος, το οποίο αποτελεί τη βασικότερη αιτία των περισσότερων διεργασιών που απασχολούν τον κλάδο της ακτομηχανικής.
- Ζώνη μετά τη θραύση, η οποία υποδιαιρείται σε ζώνη αποσβέσεως (surf zone) και ζώνη διαβροχής (swash zone). Στη ζώνη αποσβέσεως αποσβένεται το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας του θραυόμενου κύματος με τη μορφή θερμότητας και τύρβης. Η ζώνη διαβροχής είναι η ζώνη που περικλείεται από την κατώτερη και την ανώτερη θέση της ακτογραμμής και είναι μεταβλητού πλάτους. Γίνεται κατανοητό ότι η θέση αλλά και το πλάτος των δύο υποζωνών επηρεάζονται σημαντικά από τα χαρακτηριστικά των κυμάτων, την κλίση του πυθμένα, τη δράση της παλίρροιας και τις περιβαλλοντικές συνθήκες.



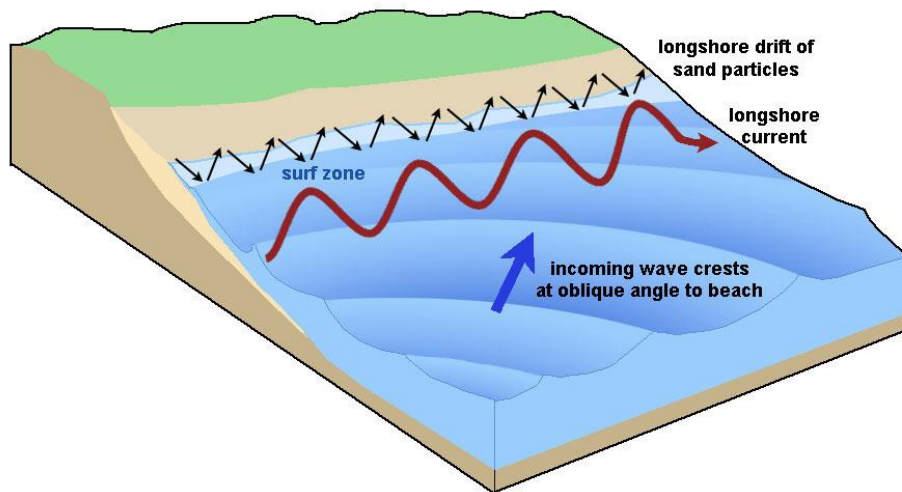
Εικόνα 2.1: Διαχωρισμός της παράκτιας ζώνης σε επιμέρους ζώνες (Μουτζούρης, 1985)

2.2 Θαλάσσια ρεύματα

Τα ρεύματα που εμφανίζονται στην παράκτια ζώνη χωρίζονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με τη διεύθυνση διάδοσής τους:

- Ρεύματα που διαδίδονται παράλληλα στην ακτή (longshore currents)
- Ρεύματα που διαδίδονται εγκάρσια στην ακτή (cross shore currents).

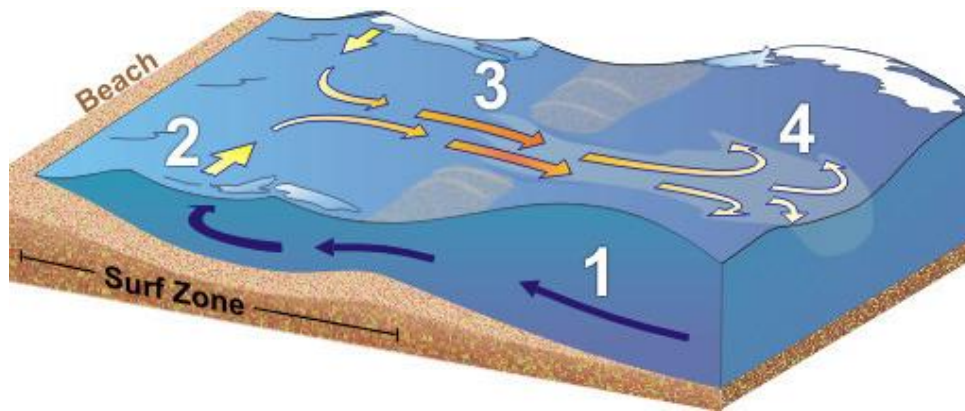
Τα ρεύματα παράλληλα στην ακτή προκαλούνται από κυματισμούς που προσπίπτουν υπό γωνία στην ακτή και οφείλονται στην ανομοιόμορφη κατανομή του ύψους κύματος στη ζώνη θραύσης. Οι τάσεις ακτινοβολίας είναι υπεύθυνες για τη δημιουργία ρευμάτων παράλληλα στην ακτή, όπως φαίνεται στην *Εικόνα 2.2*. Τα ιζήματα που παρασύρονται από ρεύματα παράλληλα στην ακτή, κινούνται με τις ίδιες ζικ-ζακ κινήσεις.



Εικόνα 2.2: Ρεύματα παράλληλα στην ακτή (Miracosta Oceanography, 2022)

Τα ρεύματα που διαδίδονται εγκάρσια την ακτή δημιουργούνται από τοπογραφικές ανωμαλίες του πυθμένα ή από τη συμβολή δύο αντίφορων ρευμάτων παρόμοιας έντασης. Μπορούν να αναπτύξουν μεγάλες ταχύτητες (έως και 2.5 m/s) μακριά από την ακτογραμμή, διασχίζοντας θραυόμενους κυματισμούς με κίνηση που θυμίζει κίνηση ποταμού μέσω της θάλασσας. Το πλάτος τους μπορεί να είναι αρκετά στενό ή να εκτείνεται για δεκάδες μέτρα. Επίσης το σημείο που σταματάνε τα ρεύματα (σημείο 4 στην *Εικόνα 2.3*) μπορεί να είναι ακριβώς στην αρχή της ζώνης θραύσης ή ακόμα και σε πολύ βαθύτερα ύδατα.

Οι θαλάσσιοι κυματισμοί προκαλούν την κίνηση των υγρών σωματιδίων που είναι εντονότερη στα επιφανειακά στρώματα και αποσβένεται με την αύξηση του βάθους της



Εικόνα 2.3: Ρεύματα εγκάρσια στην ακτή (USA Weather Service)

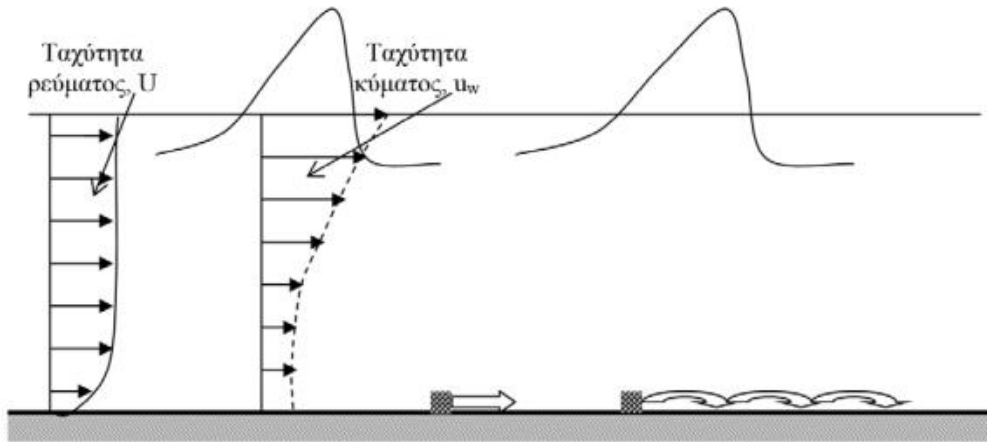
θαλάσσιας στήλης. Γίνεται λοιπόν αντιληπτό ότι η ένταση του κυματογενούς ρεύματος αυξάνει καθώς μειώνεται το σχετικό βάθος και μεγιστοποιείται στη ζώνη θραύσης.

2.3 Παράκτια στερεομεταφορά

Η υδροδυναμική κατάσταση κοντά στον πυθμένα, όταν υπάρχουν κυματισμοί ή ρεύματα ή και τα δύο, αποτελεί τον ουσιαστικό παράγοντα αποσταθεροποίησης των κόκκων των ιζημάτων. Οι διάφορες συνιστώσες που δρουν πάνω σε έναν κόκκο της επιφάνειας του πυθμένα, δηλαδή οι ορθές και οι διατμητικές τάσεις από το κινούμενο νερό, η αντίδραση στήριξης σε άλλους κόκκους, οι υδροδυναμικές υποπιέσεις λόγω διήθησης και οι δυνάμεις πρόσκρουσης άλλων κόκκων δημιουργούν τις κατάλληλες δυναμικές συνθήκες αποκόλλησης των επιφανειακών κόκκων. Ως παράκτια στερεομεταφορά ορίζεται η μεταφορά ιζήματος που προκαλείται από αυτή την αποσταθεροποίηση των κόκκων.

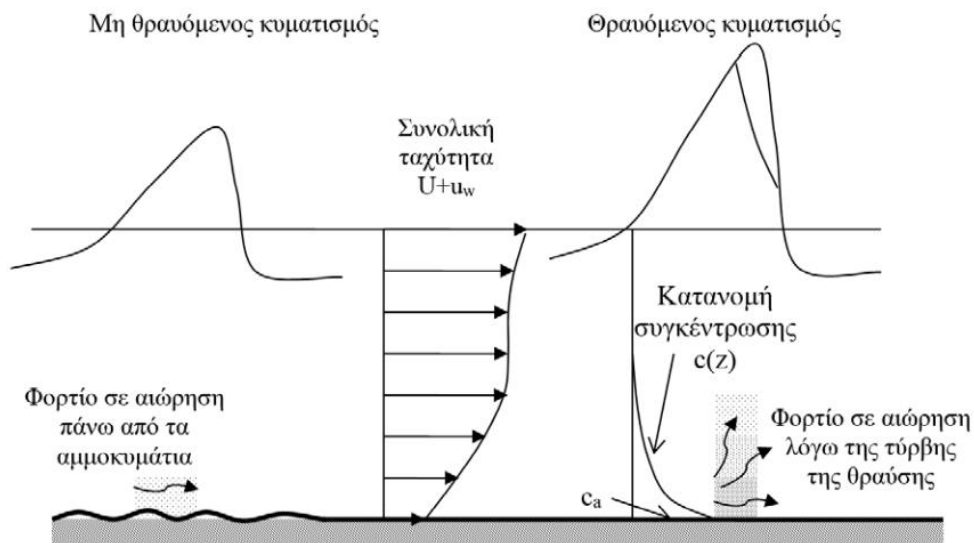
Μετά την αποσταθεροποίηση των κόκκων η κίνησή τους γίνεται με δύο τρόπους:

- όταν η κίνηση των κόκκων γίνεται με κύλιση στον πυθμένα ή διαδοχικά άλματα που συνεπάγονται περιοδική επαφή με τον πυθμένα, τότε η μεταφορά φερτών χαρακτηρίζεται σαν φορτίο πυθμένα



Εικόνα 2.4: Φορτίο πυθμένα (Καραμπάς Θ., 2015)

- όταν οι κόκκοι των ιζημάτων βρίσκονται σχεδόν συνέχεια σε αιώρηση στη στήλη του νερού λόγω της τύρβης, του οριακού στρώματος και των θραυόμενων κυματισμών, τότε η μεταφορά φερτών χαρακτηρίζεται σαν φορτίο σε αιώρηση.



Εικόνα 2.5: Φορτίο αιώρησης (Καραμπάς Θ., 2015)

Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά των κόκκων, των κυματισμών και των κυματογενών ρευμάτων, κυριαρχεί το ένα ή το άλλο φορτίο. Προφανώς, όσο πιο μεγάλη είναι η διάμετρος των κόκκων τόσο πιο σημαντικό είναι το φορτίο πυθμένα. Αντίθετα για μεγάλες ταχύτητες ροής το φορτίο τείνει να τεθεί σε αιώρηση. Η συνολική παροχή q_t του φορτίου φερτών υλών είναι το άθροισμα της παροχής δύο επιμέρους φορτίων, του φορτίου πυθμένα q_b και του φορτίου σε αιώρηση q_s : $q_t = q_b + q_s$.

Οι κυματισμοί που προσπίπτουν υπό γωνία στην ακτογραμμή συμβάλλουν σημαντικά στη μεταφορά ιζήματος κατά μήκος της παράκτιας ζώνης. Η ένταση της στερεομεταφοράς εξαρτάται από το μέγεθος της προσπίπτουσας γωνίας. Έχει παρατηρηθεί ότι όταν η γωνία

πρόσπτωσης γίνει 45° τότε η ταχύτητα των ρευμάτων παίρνει τη μέγιστη τιμή και επομένως η παροχή της στερεομεταφοράς μεγιστοποιείται. Εκτός από τη μεταφορά λόγω παράκτιων κυματογενών ρευμάτων, άλλοι μηχανισμοί στερεομεταφοράς είναι η μεταφορά λόγω κυματικής ασυμμετρίας και η μεταφορά λόγω δευτερογενών κυματογενών ρευμάτων.

Η κίνηση των φερτών στην παράκτια ζώνη αναλύεται σε δύο συνιστώσες:

- κάθετα προς την ακτογραμμή
- παράλληλα προς την ακτογραμμή.

2.3.1 Στερεομεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή

Η εγκάρσια κίνηση των ιζημάτων οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στους κυματισμούς. Οι κυματισμοί που προσπίπτουν εγκάρσια στην ακτή κατά τη διάρκεια ενός κυματικού επεισοδίου, μετακινούν τα ιζήματα και προκαλούν μορφολογικές μεταβολές του εγκάρσιου προφίλ. Οι μεταβολές αυτές τείνουν να διαμορφώσουν ένα συγκεκριμένο προφίλ ισορροπίας. Τα χαρακτηριστικά του προφίλ αυτού εξαρτώνται από την κοκκομετρία του ιζήματος του πυθμένα και τα χαρακτηριστικά των κυματισμών (ύψος και περίοδος) και σε γενικές γραμμές είναι τα ακόλουθα: (α) τείνουν να διαμορφωθούν καμπύλες με τα κοίλα προς τα πάνω, (β) οι κλίσεις είναι ήπιες όσο πιο λεπτόκοκκο είναι ίζημα, (γ) οι κλίσεις τείνουν να είναι πιο επίπεδες για μεγάλου ύψους κυματισμούς (Καραμπάς Θ., 2015).

Το υποθαλάσσιο τμήμα του προφίλ μπορεί σε γενικές γραμμές να εκφραστεί με την κλασική σχέση του Dean (1991):

$$d(y) = A_p y^m \quad (2.1)$$

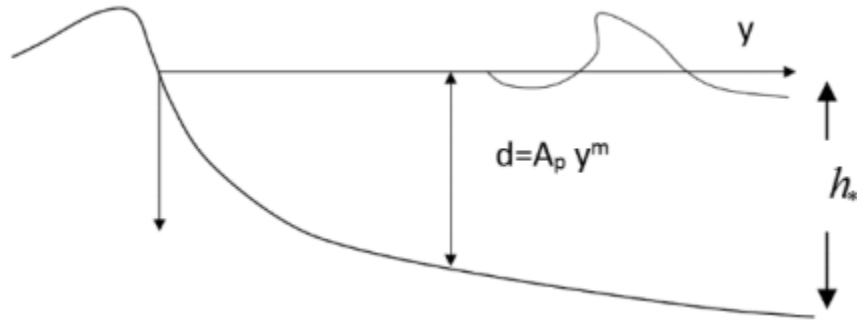
όπου:

d: βάθος νερού

A_p : παράμετρος που σχετίζεται με το μέγεθος του κόκκου

y: απόσταση από την ακτογραμμή

m: συντελεστής που συνήθως λαμβάνεται ίσος 2/3.



Εικόνα 2.6: Προφίλ ισορροπίας (Καραμπάς Θ., 2015)

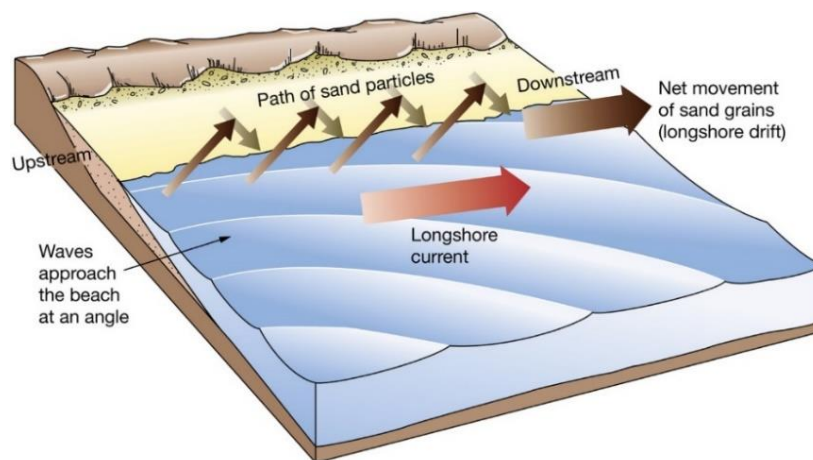
Σύμφωνα με τη σχέση 1 για μεγάλες τιμές του y , το βάθος αυξάνεται σημαντικά, λαμβάνοντας μη ρεαλιστικές τιμές. Στην πραγματικότητα το προφίλ ισορροπίας ισχύει έως ένα βάθος h^* . Το βάθος αυτό ονομάζεται κρίσιμο βάθος ή βάθος «κλεισίματος» (closure depth). Βαθύτερα από αυτό, οι κυματικές συνθήκες δεν είναι ικανές να μεταβάλουν τη μορφολογία (επειδή η ταχύτητα του πυθμένα μειώνεται και η διατμητική τάση παίρνει τιμές κάτω από την κρίσιμη τιμή αποκόλλησης των κόκκων). Το βάθος «κλεισίματος» h^* υπολογίζεται από τη σχέση Hallermeier (1981, 1983):

$$h_* = 2.28H_e - 68.5 \left(\frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \quad (2.2)$$

Όπου H_e το σημαντικό ύψος κύματος για ετήσια πιθανότητα υπέρβασης 0,137% (δηλαδή 12 h/year) και T_e η αντίστοιχη περίοδος.

2.3.2 Στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτογραμμή

Κάθε κυματισμός που προσπίπτει στην ακτή, μικρής ή μεγάλης έντασης και από οποιαδήποτε διεύθυνση, προκαλεί στερεομεταφορά κατά μήκος της ακτής. Γνωρίζοντας



Εικόνα 2.7: Στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτή (Reguero, 2017)

την παροχή στερεομεταφοράς εισόδου και εξόδου σε μια υδάτινη στήλη dx , υπολογίζεται η ποσότητα του ιζήματος που έμεινε μέσα στη στήλη ή έφυγε και άρα η μορφολογική

εξέλιξη του πυθμένα. Αυτή η διαδικασία γίνεται πριν και μετά την τοποθέτηση έργων ακτομηχανικής, ώστε να καταγραφεί η ανταπόκριση του πυθμένα και της ακτογραμμής στις ανθρώπινες παρεμβάσεις. η στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτή λαμβάνει χώρα σε όλο το πλάτος επίδρασης των κυματισμών, ωστόσο μεγιστοποιείται στη ζώνη θραύσης καθώς εκεί διαμορφώνεται το παράκτιο κυματογενές ρεύμα παράλληλα στην ακτή.

Για το υπολογισμό της παροχής στερεομεταφοράς υπάρχουν δύο μέθοδοι:

- μέθοδος ροής ενέργειας (Energy Flux Method)
- μέθοδος για τα κατά μήκος της ακτής ρεύματα.

Η πιο ευρέως διαδεδομένη μέθοδος είναι η μέθοδος CERC (Corps of Engineers Research Center), Coastal Engineering Manual (2008) που οφείλεται αποκλειστικά σε κυματογενή ρεύματα κατά μήκος της ακτής και υπολογίζει αθροιστικά τα φορτία πυθμένα και αιωρήσεως που διακινούνται στις ζώνες θραύσεως και αποσβέσεως. Σύμφωνα με αυτή τη μέθοδο ο ρυθμός στερεομεταφοράς παράλληλα στην ακτή υπολογίζεται ως εξής:

$$Q_l = \frac{K}{(\rho_s - \rho)g(1-n)} P_l \quad (2.3)$$

Όπου η ροή ενέργειας P_l υπολογίζεται ως εξής:

$$P_l = \frac{1}{16} \rho g H_b^2 C_{gb} \sin 2\alpha_b \quad (2.4)$$

και

Q_l : η στερεομεταφορά κατά μήκος της ακτής σε $m^3/\acute{\epsilon}τος$

P_l : η ροή ενέργειας κατά μήκος της ακτής σε $J/m/s$

K : εμπειρικός αδιάστατος συντελεστής

ρ_s : η μέση πυκνότητα ιζήματος ίση με $2650 \text{ kg}/m^3$

ρ : η μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού ίση με $1025 \text{ kg}/m^3$

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας ίση με $9.81 \text{ m}/s^2$

n : το πορώδες του ιζήματος περίπου ίσο με 0.40

H_b : το ύψος κύματος στη θραύση σε m

α_b : η γωνία θραύσης

C_{gb} : η ταχύτητα ομάδας κυματισμών σε m/s ίση με $\sqrt{(g * d_b)}$

d_b : το βάθος στο σημείο θραύσης

2.4 Μέθοδοι σχηματοποίησης

Το θεμελιώδες πρόβλημα που προκύπτει κατά την εκτέλεση μορφολογικών μοντελοποιήσεων βασισμένων σε διαδικασίες (process-based) είναι η ακριβής προσομοίωση των παράκτιων διεργασιών και των μορφοδυναμικών φαινομένων σε κλίμακες αρκετών ετών.

Ως σχηματοποίηση ορίζεται η διαδικασία μείωσης της πλήρους χρονοσειράς του κυματικού κλίματος μιας δεδομένης παράκτιας περιοχής σε ένα σύνολο «αντιπροσωπευτικών» κυματισμών, που επιφέρουν παρόμοια μορφολογική εξέλιξη πυθμένα με την πλήρη χρονοσειρά, εξασφαλίζοντας έτσι τη μείωση του υπολογιστικού φόρτου εκτέλεσης του μοντέλου (A guide to modelling coastal morphology, 2011). Συγκεκριμένα, η εξέλιξη των μορφολογικών μεταβολών που ενδιαφέρει τον πολιτικό μηχανικό συμβαίνει συνήθως σε χρονικές κλίμακες αρκετών τάξεων μεγέθους μεγαλύτερες από τη χρονική κλίμακα των υδροδυναμικών διεργασιών που προκαλούν τη στερεομεταφορά. Αυτή τη διαφορά στις κλίμακες μπορεί να εκμεταλλευτεί ο μηχανικός για να πετύχει την επιτάχυνση της μορφολογικής μοντελοποίησης.

Επειδή η εκτίμηση της συμπεριφοράς των ακτών είναι σε μεγάλο βαθμό στοχαστική διαδικασία με μεγάλο εύρος στο χώρο και σε μεγάλες χρονικές κλίμακες, τα δεδομένα είναι δύσκολο να επεξεργαστούν στο σύνολό τους. Γι' αυτό γίνεται χρήση μεθόδων μείωσης των δεδομένων εισόδου στο μοντέλο με στόχο τον διαχωρισμό των σχετικών δεδομένων από τον «λευκό θόρυβο» (white noise) (Vriend et al., 1993). Παρακάτω αναλύονται τρεις βασικές προσεγγίσεις μορφολογικών τεχνικών επιτάχυνσης της μοντελοποίησης.

- Μείωση των δεδομένων εισόδου (input reduction), η οποία επιλέγει έναν αριθμό αντιπροσωπευτικών δεδομένων, τους λεγόμενους αντιπροσώπους (representatives) και εφαρμόζει τα μοντέλα με αυτά τα μειωμένα δεδομένα εισόδου επιτυγχάνοντας παρόμοιες μακροχρόνιες επιδράσεις με τα αρχικά δεδομένα.
- Μείωση υπολογιστικού μοντέλου (model reduction), η οποία βασίζεται στην ιδέα ότι το ίδιο μοντέλο μπορεί να αναδιατυπωθεί στην επιθυμητή κλίμακα χωρίς να είναι απαραίτητα η περιγραφή των διαδικασιών μικρότερης κλίμακας.
- Μοντελοποίηση προσαρμοσμένη στη συμπεριφορά (behaviour-oriented modelling), η οποία επιχειρεί να μοντελοποιήσει τα επιθυμητά φαινόμενα χωρίς να κατανοεί ή να λαμβάνει υπόψη τις υποκείμενες διαδικασίες, όπως για παράδειγμα διεργασίες ιζημάτων στις ακτές, διάβρωση – ξήρανση, υπόγεια ρεύματα.

Σε ορισμένες περιπτώσεις όπως για παράδειγμα κατά την έρευνα της μορφολογικής μεταβολής της ακτής λόγω της δράσης ενός ακραίου μεμονωμένου φαινομένου (π.χ. μια καταιγίδα) δεν είναι δυνατόν να εφαρμοστούν οι μέθοδοι σχηματοποίησης του κυματικού κλίματος.

Τα τελευταία χρόνια πιο διαδεδομένη μέθοδος σχηματοποίησης είναι η μείωση των δεδομένων εισόδου που απαιτούνται για την μοντελοποίηση. Η μείωση των δεδομένων εισόδου στο μοντέλο έχει στόχο την αντικατάσταση πολύπλοκων χρονοσειρών των κυματικών δεδομένων με συγκεκριμένο αριθμό αντιπροσωπευτικών κυματικών δεδομένων τα οποία παράγουν την ίδια παροχή στερεομεταφοράς με τις πλήρεις χρονοσειρές για μια δεδομένη χρονική περίοδο. Η διαδικασία που ακολουθείται απαιτεί τον διαχωρισμό του εκάστοτε κυματικού κλίματος σε κλάσεις με βάση το ύψος κύματος και τη μέση γωνία διάδοσης του κυματισμού. Για την μείωση των κυματικών δεδομένων έχουν προταθεί οι εξής τεχνικές:

- Μέθοδος ροής ενέργειας κυματισμών (Energy Flux Method)
- Μέθοδος CERC
- Μέθοδος σταθερών κλάσεων (Fixed Bins Method)
- Μέθοδος ροής ενέργειας για ακραία μεγέθη κυματικών συνθηκών (Energy Flux with Extreme Wave)
- Μέθοδος σχηματοποίησης κυματικού κλίματος Opti-Routine
- Μέθοδος ισοδύναμων κυματισμών (Equivalent Waves Method)

Στην παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι μείωσης δεδομένων εισόδου της ροής ενέργειας κυματισμών και η μέθοδος των ισοδύναμων κυματισμών με τεχνητό νευρωνικό δίκτυο, ωστόσο παρακάτω αναλύονται όλες οι μέθοδοι μείωσης των δεδομένων εισόδου.

Οι βασικές αρχές των μεθόδων σχηματοποίησης των δεδομένων είναι παρόμοιες, ωστόσο οι τεχνικές για τη μείωση των δεδομένων διαφέρουν, όπως και ο αριθμός των αντιπροσώπων που χρησιμοποιούνται (Lesser, 2009). Οι συνηθισμένες μεθοδολογίες σχηματοποίησης βασίζονται στον διαχωρισμό της χρονοσειράς σε κυματικές κλάσεις κατά τη διεύθυνση και το ύψος των κυματισμών και υπολογίζουν μια αντιπροσωπευτική τιμή για κάθε κλάση. Βασική ιδέα όλων των μεθόδων σχηματοποίησης αποτελεί η θεώρηση ότι η κατά μήκος της ακτής στερεομεταφορά, η οποία συνδέεται άμεσα με τη ροή ενέργειας των κυματισμών παίζει τον μεγαλύτερο ρόλο στις μακροχρόνιες μορφοδυναμικές μεταβολές.

2.4.1 Μέθοδος ροής ενέργειας των κυματισμών

Αυτή η μέθοδος βασίζεται στον διαχωρισμό σε κλάσεις με βάση την διατήρηση ίσης ενέργειας κύματος (Benedet et al, 2016). Η μέθοδος θα αναλυθεί παρακάτω αλλά αξίζει να σημειωθεί ότι ενέργεια του κυματισμού υπολογίζεται από τον τύπο:

$$E_f = \left(\frac{\rho g H_s^2}{8} \right) C_g \quad (2.5)$$

2.4.2 Μέθοδος σχηματοποίησης CERC

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στον διαχωρισμό του κυματικού κλίματος σε κλάσεις με βάση τη δυνατότητα μεταφοράς ιζημάτων, η οποία σε αντίθεση με την μέθοδο Energy Flux, υπολογίζεται από τον εμπειρικό τύπο CERC (USACE,1984):

$$Q_l = K \left(\frac{\rho \sqrt{g}}{16\kappa^{\frac{1}{2}}(\rho_s - \rho)(1-n)} \right) H_b^{\frac{5}{2}} \sin(2a_b) \quad (2.6)$$

όπου:

Q_l : η στερεομεταφορά κατά μήκος της ακτής σε $m^3/έτος$

K : εμπειρικός αδιάστατος συντελεστής που χρησιμοποιείται ως συντελεστής ταξινόμησης

κ : ο δείκτης διακοπής που ορίζεται από τον λόγο $\frac{H_b}{d_b} = 0.78$

ρ_s : η μέση πυκνότητα ιζήματος ίση με 2650 kg/m^3

ρ : η μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού ίση με 1025 kg/m^3

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας ίση με 9.81 m/s^2

n : το πορώδες του ιζήματος περίπου ίσο με 0.40

H_b : το ύψος κύματος στη θραύση σε m

a_b : η γωνία θραύσης.

Τα διαστήματα διάδοσης των κυματισμών και του ύψους κύματος ορίζουν κλάσεις ίσων παροχών μεταφοράς ιζήματος, ώστε σε κυματικό κλίμα με n αριθμό κλάσεων, η κάθε κλάση να περιέχει το $1/n$ της πιθανής μεταφοράς ιζήματος για το σύνολο των κυματικών παρατηρήσεων. Σημειώνεται ότι οι κυματισμοί με γωνίες θραύσεως κοντά στις 0° ή στις 90° σε σχέση με την ακτογραμμή, προκαλούν μικρότερες παροχές στερεομεταφοράς και εκπροσωπούνται λιγότερο στο κυματικό κλίμα που θα προκύψει, σε σύγκριση με τα κύματος ίδιου ύψους αλλά με γωνία κοντά στις 45° .

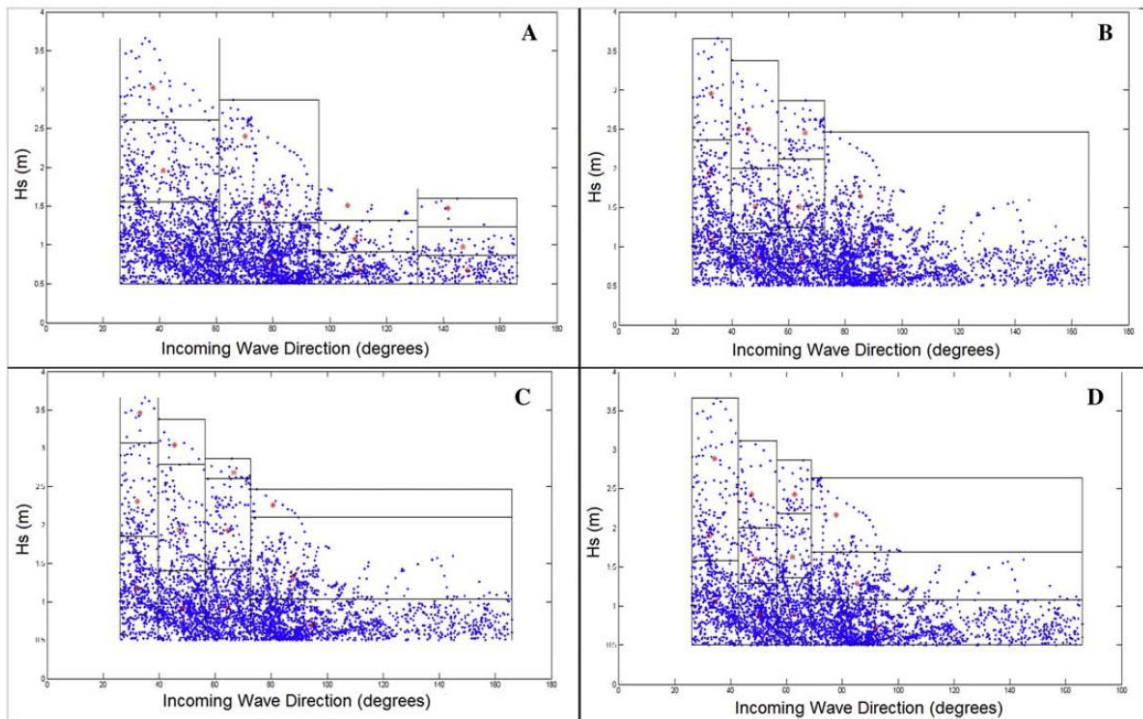
2.4.3 Μέθοδος σταθερών κλάσεων (Fixed Bins)

Σε αυτή τη μέθοδο καθορίζεται αυθαίρετα ο αριθμός των κλάσεων τόσο κατά τη διεύθυνση διάδοσης όσο και κατά το ύψος των κυματισμών (Benedet et al., 2016). Σε αντίθεση όμως με τις υπόλοιπες, εδώ οι κλάσεις έχουν σταθερό εύρος κατά τη διεύθυνση των κυματισμών, το οποίο εξαρτάται από τον επιλεγμένο αριθμό κλάσεων. Στη συνέχεια καθεμία από τις σταθερές κατακόρυφες κλάσεις, χωρίζεται σε καθορισμένο αριθμό οριζόντιων με βάση το ύψος κύματος. Ως αποτέλεσμα, ενώ ο συνολικός αριθμός κατακόρυφων κλάσεων παραμένει σταθερός, πιθανώς να υπάρχει διαφοροποίηση ως προς το εύρος του ύψους μεταξύ των κατακόρυφων διαστημάτων.

2.4.4 Μέθοδος ροής ενέργειας για ακραία μεγέθη κυματικών συνθηκών

Η μέθοδος αυτή βασίζεται όπως και η μέθοδος Energy Flux στη διατήρηση ίσης ενέργειας κύματος σε κάθε κλάση, με την προσθήκη όμως μιας ακραίας κυματικής συνθήκης, ώστε σε ένα μέσο κυματικό κλίμα να προσομοιάζεται μια συνθήκη καταιγίδας (Benedet et al., 2016). Η κλάση των ακραίων κυματικών συνθηκών περιέχει την καταγραφή που σημειώνει τη μεγαλύτερη ενέργεια κυματισμού, σε κάθε κατακόρυφο διάστημα διεύθυνσης διάδοσης κυματισμού. Τα ακραία καιρικά φαινόμενα μπορεί να αντιπροσωπεύουν ένα μικρό μέρος των κυματικών παρατηρήσεων με χαμηλή συχνότητα εμφάνισης, ωστόσο επηρεάζουν σημαντικά την μεταφορά ζημάτων και κατά συνέπεια την αλλαγή της μορφολογίας του πυθμένα.

Συγκεντρωτικά τα διαφορετικά αποτελέσματα των παραπάνω μεθόδων για την ίδια χρονοσειρά και τον ίδιο αριθμό αντιπροσώπων (12) παρουσιάζονται στην *Εικόνα 2.8*. Στο σχήμα A απεικονίζονται τα αποτελέσματα της σχηματοποίησης με τη μέθοδο σταθερών κλάσεων, στο σχήμα B με τη μέθοδο ροής ενέργειας, στο σχήμα C με τη μέθοδο ροής ενέργειας για ακραία μεγέθη κυματικών συνθηκών και στο σχήμα D με τη μέθοδο CERC.



Εικόνα 2.8: Σύγκριση των αποτελεσμάτων των μεθόδων σχηματοποίησης (Benedet et al., 2016)

2.4.5 Μέθοδος σχηματοποίησης Opti-Routine

Η μέθοδος Opti-Routine διαφέρει σημαντικά από τις προηγούμενες, καθώς βασίζεται στην εκτέλεση βραχυπρόθεσμων προσομοιώσεων, για κάθε παρατήρηση του πλήρους κυματικού κλίματος, με σκοπό την διατήρηση ενός πρότυπου μοτίβου απόθεσης ή/και

διάβρωσης. Στη συνέχεια μέσω μίας αυτόματης διαδικασίας δοκιμής και σφάλματος, μειώνεται ο αριθμός των αντιπροσώπων, διατηρώντας όμως τις κυματικές παρατηρήσεις με την μεγαλύτερη συμβολή στη στερεομεταφορά. Η μέθοδος Opti-Routine έχει ισχυρή θεωρητική βάση και μπορεί να εφαρμοστεί για κάθε τύπο διαμόρφωσης ακτών. Ωστόσο σε σύγκριση με τις άλλες μεθόδους μείωσης των δεδομένων εισόδου, συνδέεται με σημαντική επιπρόσθετη υπολογιστική επιβάρυνση, καθώς απαιτεί την διαδοχική εκτέλεση μεγάλου αριθμού αριθμητικών προσομοιώσεων. Παρακάτω αναλύονται εν συντομία τα βήματα της μεθόδου, όπως αναπτύχθηκαν από τον D. Roelvink και βελτιώθηκαν από τους Lesser (2009), Mol (2007), Roelvink and Reniers (2012).

- Εκτέλεση προσομοίωσης Delft3D με μεγάλο αριθμό κυματικών περιπτώσεων (συνήθως πάνω από 50) και δημιουργία μιας καμπύλης μεταφοράς ιζημάτων. Τα αποτελέσματα προστίθενται βάσει της συχνότητας εμφάνισης της κάθε θαλάσσιας συνθήκης, ώστε να καθοριστεί ο σταθμισμένος μέσος όρος του μοτίβου στόχου.
- Μέσω του υπολογισμού του σταθμισμένου μέσου όρου για κάθε αποτέλεσμα της της προσομοίωσης, το συνολικό κυματικό κλίμα μειώνεται σε υποσύνολό του.
- Εφαρμόζεται μια αυτόματη διαδικασία δοκιμής και σφάλματος, ώστε να διατηρείται η καμπύλη μεταφοράς ιζήματος παρόμοια με την αρχική.
- Για τη μείωση του κυματικού κλίματος η μέθοδος λαμβάνει υπόψιν την συχνότητα εμφάνισης κάθε αντιπροσωπευτικής παρατήρησης. Η συνθήκη με τη χαμηλότερη συμβολή στην τελική καμπύλη μεταφοράς ιζήματος εξαιρείται και ακολουθεί ανακατανομή των εναπομενόντων συνθηκών, n φορές, ώστε να παρεκκλίνουν όσο το δυνατόν λιγότερο από την καμπύλη-στόχο. Ο αριθμός των επαναλήψεων ω καθορίζεται από τον χρήστη.

Η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι ένα υποσύνολο κυματικών συνθηκών να μπορεί να αντιπροσωπεύει την συνολική στερεομεταφορά.

Στο άρθρο των Benedet et al. (2016) συγκρίνονται τα αποτελέσματα των διαφορετικών μεθόδων μείωσης δεδομένων εισόδου σε ένα πραγματικό έργο επίχωσης σε παραλία στην Φλόριντα των ΗΠΑ. Πραγματοποιήθηκαν προσομοιώσεις με 6, 12, 20, 30 αντιπροσώπους, με χρήση πολλαπλασιαστικού συντελεστή Morfac. Η σύγκριση της απόδοσής τους έγινε μέσω του ριζικού μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE) Συνολικά από όλες τις μεθόδους τα καλύτερα αποτελέσματα δίνουν οι μέθοδοι ροής ενέργειας και Opti-Routine, καθώς προσομοιάζουν καλύτερα τις κυματικές συνθήκες του συνολικού κυματικού κλίματος. Ως καλύτερη λύση επιλέχθηκε η μέθοδος ροής ενέργειας καθώς είναι αντικειμενική, εύκολη στη χρήση και δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα με μειωμένα δεδομένα εισόδου (12 αντιπρόσωποι) ακόμα και σε σχέση με την πιο σύνθετη και χρονοβόρα μέθοδο Opti-Routine. Επίσης η μέθοδος ροής ενέργειας είναι αντικειμενική καθώς οι κυματισμοί επιλέγονται σαν συνάρτηση της ροής ενέργειας που προκαλούν.

Η μέθοδος Opti-Routine λειτουργεί καλύτερα από όλες τις μεθόδους για μικρό αριθμό αντιπροσώπων (6). Αντίθετα, η μέθοδος ροής ενέργειας για ακραία μεγέθη κυματικών συνθηκών λειτουργεί καλά μόνο για μεγάλο αριθμό αντιπροσώπων (30). Η μέθοδος σταθερών κλάσεων δεν παράγαγε ικανοποιητικά αποτελέσματα και επιπλέον περιέχει και την προκατάληψη της υποκειμενικότητας. Η μέθοδος CERC δίνει αποδεκτά αποτελέσματα, αλλά η απόδοσή της είναι κατώτερη των μεθόδων ροής ενέργειας και Opti-Routine.

Η περαιτέρω σύγκριση των αποτελεσμάτων έδειξε ότι ο βέλτιστος αριθμός αντιπροσώπων είναι κοντά στους 12, για την προσομοίωση του εν λόγω ετήσιου κυματικού κλίματος. Αυτός ο αριθμός εξασφαλίζει ταυτόχρονα γρήγορους χρόνους προσομοίωσης και καλή συσχέτιση με το συνολικό κυματικό κλίμα.

2.4.6 Μέθοδος ισοδύναμων κυματισμών

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στον υπολογισμό ισοδύναμων τιμών για τα κυματικά χαρακτηριστικά των παρατηρήσεων που ανήκουν σε ένα συγκεκριμένο εύρος διευθύνσεων (Paradimitriou et al., 2022). Η μέθοδος θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο αλλά επισημαίνεται ότι οι ισοδύναμες τιμές υπολογίζονται έτσι ώστε να διατηρείται η παρακάτω ισοδυναμία:

$$\sum(f_i) * H_e^2 T_e \cos \alpha_e \sin a_{e,b} = \sum(f_i H_i^2 T_i \cos a_i \sin a_{i,b}) \quad (2.7)$$

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΧΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗΣ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΚΛΙΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟΥ SCIENTIA MARIS

Στο παρόν Κεφάλαιο θα αναλυθούν οι μέθοδοι σχηματοποίησης του κυματικού κλίματος που εφαρμόστηκαν στην εν λόγω εργασία. Η διαφορά μεταξύ των μεθόδων έγκειται στο κριτήριο που χρησιμοποιείται για τον διαχωρισμό του κυματικού κλίματος σε κλάσεις και τον τρόπο υπολογισμού των αντιπροσώπων. Οι μέθοδοι μείωσης των δεδομένων εισόδου που χρησιμοποιήθηκαν είναι η μέθοδος ροής ενέργειας και η μέθοδος ισοδύναμων κυματισμών με χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου για τις περιπτώσεις των 12 και 9 αντιπροσώπων. Στη συνέχεια θα γίνει περιγραφή του υπολογιστικού πακέτου Scientia Maris καθώς και των επιμέρους μοντέλων που περιέχει (Maris BTG, PMS, HYD, SDT). Τέλος θα αναλυθεί το επιστημονικό υπόβαθρο των μοντέλων και οι αντίστοιχες σχέσεις υπολογισμού που χρησιμοποιούνται για την εκτέλεση των προσομοιώσεων.

3.1 Μέθοδος σχηματοποίησης ροής ενέργειας (Energy Flux Method)

Αρχικά γίνεται διαχωρισμός της συνολικής χρονοσειράς της κάθε ακτής με βάση τις χαρακτηριστικές διευθύνσεις που επιλέχθηκαν. Για κάθε παρατήρηση της καινούργιας μειωμένης χρονοσειράς υπολογίστηκε η ροή ενέργειας του κυματισμού (Energy Flux) μέσω του τύπου:

$$E_f = \left(\frac{\rho g H_s^2}{8}\right) C_g \quad (3.1)$$

όπου:

ρ : η μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού ίση με 1025 kg/m^3

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας ίση με 9.81 m/s^2

H_s : το παρατηρούμενο ύψος κύματος

C_g : η ταχύτητα ομάδας των κυματισμών που υπολογίζεται από τη σχέση $C_g = \frac{L}{2T}$

L : το μήκος κύματος που υπολογίζεται από τη σχέση $L = \frac{gT^2}{2\pi}$

T_p : η περίοδος του κύματος.

Υπολογίζεται η ροή ενέργειας για όλες τις ωριαίες παρατηρήσεις διακριτών υψών κυμάτων και γίνεται σχηματοποίηση των δεδομένων με βάση τη μεθοδολογία που αναλύεται παρακάτω και στη δημοσίευση Benedet et al (2016). Είναι αξιοσημείωτο ότι στο επιστημονικό άρθρο Benedet et al. (2016) η μέθοδος ροής ενέργειας προκύπτει ως η

καλύτερη και ακριβέστερη μέθοδος σχηματοποίησης σε σχέση με τις μεθόδους CERC και Fixed Bins. Αυτό εξηγείται διότι στις μακροχρόνιες μορφοδυναμικές μεταβολές τον βασικότερο ρόλο παίζει η κατά μήκος της ακτής στερεομεταφορά, η οποία συνδέεται πρωταρχικά με τη ροή ενέργειας των κυματισμών. Έτσι η μέθοδος Energy Flux θεωρείται η ιδανική για την αναπαράσταση φαινομένων στερεομεταφοράς. Η μεθοδολογία που εφαρμόζεται ακολουθεί παρακάτω:

Μεθοδολογία:

- Υπολογίζεται αρχικά η ροή ενέργειας της κάθε κυματικής παρατήρησης και η αθροιστική ροή ενέργειας του συνόλου των παρατηρήσεων.
- Η χρονοσειρά χωρίζεται σε n κατακόρυφες κλάσεις (αυτός ο αριθμός εξαρτάται από τον επιθυμητό αριθμό αντιπροσώπων) κατά τη διεύθυνση των κυμάτων (directional bins). Ο διαχωρισμός γίνεται έτσι ώστε κάθε ομάδα (κλάση) να έχει συνολική τιμή ροής ενέργειας ίση με $\text{sum}(E_f)/n$, όπου $\text{sum}(E_f)$ το άθροισμα των τιμών ροής ενέργειας ολόκληρης της χρονοσειράς.
- Η κάθε μία από τις n κλάσεις χωρίζεται εκ νέου σε k οριζόντιες κλάσεις (υποκλάσεις) ώστε η κάθε μία να έχει ροή ενέργειας ίση με $\text{sum}(E_f)/(n*k)$.
- Τελικά προκύπτουν $n*k$ κλάσεις και ο ίδιος αριθμός αντιπροσώπων. Ως a ορίζεται η κλάση με τα μικρότερα ύψη και ως b η κλάση με τα μεγαλύτερα.
- Επόμενο βήμα είναι ο υπολογισμός της μέσης τιμής της ύψος κύματος, περιόδου και διεύθυνσης κυματισμού κάθε κλάσης που αποτελεί τον λεγόμενο αντιπρόσωπο της κλάσης.
- Τέλος υπολογίζεται και η συχνότητα εμφάνισης του κάθε αντιπροσώπου από τον λόγο του αριθμού των παρατηρήσεων της εκάστοτε κλάσης προς τον συνολικό αριθμό παρατηρήσεων.

3.2 Μέθοδος σχηματοποίησης ισοδύναμων κυματισμών με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου (Equivalent Waves Method with ANN)

Μια άλλη μεθοδολογία (Papadimitriou et al., 2022) μείωσης των δεδομένων εισόδου στο μοντέλο είναι ο συνδυασμός της μεθόδου ισοδύναμων κυματισμών με ένα τεχνητό νευρωνικό δίκτυο (Artificial Neural Network-ANN). Το τεχνητό νευρωνικό δίκτυο είναι εκπαιδευμένο έτσι ώστε να μπορεί να απομακρύνει από τις χρονοσειρές τις παρατηρήσεις, που δεν θα οδηγήσουν σε κίνηση του ιζήματος. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την περαιτέρω μείωση του μεγέθους των χρονοσειρών και άρα την μείωση του απαιτούμενου υπολογιστικού χρόνου.

Οι περισσότερες μέθοδοι μείωσης των δεδομένων εισόδου στο μοντέλο (input reduction) βασίζονται στον υπολογισμό μεγεθών, όπως η ροή ενέργειας, για την επιλογή αντιπροσωπευτικών τιμών που επηρεάζουν την κατά μήκος της ακτής στερεομεταφορά. Παρόλο που αυτές οι μέθοδοι είναι ευρέως αποδεκτές, η αποτελεσματικότητά τους

εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως είναι για παράδειγμα ο αριθμός των αντιπροσώπων, η διάρκεια του φαινομένου και το μέγεθος της αντίστοιχης χρονοσειράς. Σε περιπτώσεις όπου το κυματικό κλίμα είναι ήπιο, υπάρχει επίσης κίνδυνος να υπερεκτιμηθεί η συνεισφορά των παρατηρήσεων με χαμηλό ενεργειακό φορτίο στην τελική διαμόρφωση της ακτογραμμής. Για να αντισταθμιστεί αυτό το πρόβλημα, συνήθως απομακρύνονται από τη χρονοσειρά παρατηρήσεις που δεν ξεπερνάνε μια συγκεκριμένη τιμή ύψους κύματος. Ωστόσο αν αυτό το όριο δεν επιλεγεί σωστά και είναι πολύ υψηλό για τη συγκεκριμένη χρονοσειρά, μπορεί να οδηγήσει σε παραμόρφωση του τελικού αποτελέσματος.

Στην εργασία των Papadimitriou et al. (2022) παρουσιάζεται η μεθοδολογία για την απομάκρυνση των κυματικών καταστάσεων που δεν είναι ικανές να θέσουν σε κίνηση το ίζημα με χρήση ενός τεχνητού νευρωνικού δικτύου (ANN). Για να αυξηθεί το εύρος εφαρμογής της μεθοδολογίας πραγματοποιήθηκαν πολλές προσομοιώσεις στο παραβολικό μοντέλο ήπιας κλίσης (PMS) και στο υδροδυναμικό μοντέλο (HYD) και τα αποτελέσματα χρησιμοποιήθηκαν για την εκπαίδευση του τεχνητού νευρωνικού δικτύου (ANN). Έτσι το εκπαιδευμένο τεχνητό νευρωνικό δίκτυο έχει την ικανότητα να εκτιμήσει αν ένας συνδυασμός κυματικών χαρακτηριστικών στα βαθιά νερά για δεδομένη κλίση πυθμένα και μέση διάμετρο κόκκου ιζήματος, μπορεί να προκαλέσει σημαντικές αλλαγές στη μορφολογία της ακτογραμμής.

Οι κόκκοι ιζήματος παρασύρονται, μεταφέρονται και τελικά εναποθέτονται στον πυθμένα λόγω της από κοινού επίδρασης των κυματισμών και των ρευμάτων. Οι κυματισμοί είναι η κύρια αιτία που το ίζημα τίθεται σε κίνηση, ενώ τα ρεύματα είναι κυρίως υπεύθυνα για την μεταφορά του. Σε ακτές που είναι κατά κύριο λόγο αμμώδεις και η ροή χαρακτηρίζεται από μικρές ταχύτητες, οι κόκκοι ιζήματος συνήθως παραμένουν ακίνητοι. Όσο όμως αυξάνεται η ταχύτητα των κυματισμών, αρχίζει η κίνηση του ιζήματος, ορίζοντας έτσι το λεγόμενο κατώφλι κίνησης. Το κατώφλι κίνησης ορίζεται ως ο λόγος της διατμητικής τάσης που πρέπει να ασκήσει η θάλασσα για να θέσει σε κίνηση έναν κόκκο ιζήματος προς το υποθαλάσσιο βάρος του κόκκου που αντιστέκεται σε αυτή την κίνηση. Η μέγιστη τιμή της διατμητικής τάσης σε μια περίοδο κυματισμού (τ_{max}) είναι υπεύθυνη για την έναρξη της κίνησης των κόκκων του ιζήματος. Η τιμή της σχετίζεται με τη μέση τιμή της συνισταμένης διατμητικής τάσης του πυθμένα λόγω κυματισμών και ρευμάτων (τ_m) και των μεμονωμένων διατμητικών τάσεων των κυμάτων τ_w και των ρευμάτων τ_c . Η τιμή της τ_m υπολογίζεται από τον παρακάτω τύπο:

$$\tau_m = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_w + \tau_c} \right)^{3.2} \right] \quad (3.2)$$

όπου:

τ_m : η μέση τιμή διατμητικής τάσης σε μία περίοδο κυματισμού ($kg \cdot m/s^2$)

τ_w : η διατμητική τάση λόγω της δράσης των κυματισμών ($kg \cdot m/s^2$)

τ_c : η διατμητική τάση λόγω της δράσης των ρευμάτων ($kg \cdot m/s^2$)

Τα κύματα δημιουργούν μια ταχύτητα ταλάντωσης που λαμβάνει την μέγιστη τιμή της στην κορυφή του κύματος και ευθύνεται για την κίνηση του ιζήματος και δίνεται από τον τύπο:

$$U_w = \frac{\pi H_s}{T_p \sinh(kh)} \quad (3.3)$$

όπου:

H_s : το ύψος κύματος (m)

T_p : η περίοδος κυματισμού (s)

k : ένας κυματαριθμός (rad/m)

h : το βάθος από τη μέση στάθμη της θάλασσας (m)

Η διατμητική τάση λόγω της δράσης των κυματισμών υπολογίζεται από τον τύπο:

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho f_w U_w^2 \quad (3.4)$$

όπου:

ρ : η μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού ίση με 1025 kg/m^3

f_w : ο συντελεστής τριβής που υπολογίζεται από τον τύπο $f_w = 0.237r^{-0.52}$

r : η σχετική τριβή του πυθμένα που δίνεται από τον τύπο $r = \frac{U_w T_p}{2\pi k_s}$

k_s : ο συντελεστής Nikuradse που εξαρτάται από τη μέση διάμετρο κόκκου d_{50} .

Τα ρεύματα μπορούν να μεταφέρουν κόκκους ιζήματος και κατά κανόνα η μεταφορά γίνεται προς τη διεύθυνση που κινούνται τα ρεύματα. Η διατμητική τάση λόγω της δράσης των ρευμάτων μπορεί να υπολογιστεί από τον τύπο:

$$\tau_c = \rho \frac{gn^2}{h^3} \bar{U}^2 \quad (3.5)$$

όπου:

n : ο συντελεστής Manning ($m^{1/3}/s$)

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας ίση με $9,81 \text{ m/s}^2$

\bar{U} : η ταχύτητα του ρεύματος σε μέσο βάθος

Τελικά μέγιστη τιμή της διατμητικής τάσης σε μια περίοδο κυματισμού υπολογίζεται από τον τύπο:

$$\tau_{max} = [(\tau_m + \tau_w \cos \varphi)^2 + (\tau_w \sin \varphi)^2]^{1/2} \quad (3.6)$$

όπου:

φ : η σχετική γωνία μεταξύ της γωνίας διάδοσης του ρεύματος και του κύματος (rad).

Αν η τιμή της τ_{max} ξεπερνάει την τιμή της κρίσιμης διατμητικής τάσης τ_{cr} , τότε το ίζημα τίθεται σε κίνηση. Η κρίσιμη διατμητική τάση υπολογίζεται από τον παρακάτω τύπο:

$$\tau_{cr} = \theta_{cr} g (\rho_s - \rho) d_{50} \quad (3.7)$$

όπου:

ρ_s : η πυκνότητα του ιζήματος

d_{50} : η διάμετρος του κόκκου ιζήματος

θ_{cr} : η παράμετρος Schields που δίνεται από τη σχέση $\theta_{cr} = \frac{0.3}{1+1.2D_*} + 0.055 [1 - e^{-0.02D_*}]$

D_* : ο αδιάστατος συντελεστής διαμέτρου κόκκου ιζήματος που δίνεται από τη σχέση

$$D_* = \left[\frac{g(s-1)}{v^2} \right]^{1/3} d_{50}$$

s : ο λόγος της πυκνότητας ιζήματος προς την πυκνότητα του νερού, $s = \frac{\rho_s}{\rho_w}$

v : το κινηματικό ιξώδες του νερού.

Όπως και στις υπόλοιπες μεθόδους μείωσης δεδομένων εισόδου, υπολογίζονται ορισμένες ισοδύναμες τιμές για τα κυματικά χαρακτηριστικά (equivalent wave characteristics) που έχουν στόχο την διατήρηση της παρακάτω ισοδυναμίας της ροής ενέργειας.

$$\sum(f_i) * H_e^2 T_e \cos \alpha_e \sin \alpha_{e,b} = \sum(f_i H_i^2 T_i \cos \alpha_i \sin \alpha_{i,b}) \quad (3.8)$$

όπου:

f_i : η συχνότητα εμφάνισης της κάθε παρατήρησης

H_e : το ισοδύναμο ύψος κύματος

T_e : η ισοδύναμη περίοδος κυματισμού

α_e : η ισοδύναμη γωνία διάδοσης των κυματισμών

$\alpha_{e,b}$: η ισοδύναμη γωνία διάδοσης των κυματισμών στη ζώνη θραύσης.

Στο δεξί μέρος της εξίσωσης ο δείκτης i για κάθε μέγεθος αντιστοιχεί σε μία παρατήρηση. Με δεδομένο ότι οι γωνίες διάδοσης είναι ίσες και στα δύο μέρη της εξίσωσης, η παραπάνω ισοδυναμία μπορεί να γραφτεί και ως εξής:

$$H_e^2 T_e = \frac{\sum(f_i H_i^2 T_i)}{\sum(f_i)} \quad (3.9)$$

Σύμφωνα με τους Brown et al (2009), η ισοδύναμη περίοδος μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$T_e = \frac{\sum(f_i T_i)}{\sum(f_i)} \quad (3.10)$$

Για την εκπαίδευση του τεχνητού νευρωνικό δικτύου ακολουθούνται τα παρακάτω βήματα:

- Δημιουργούνται τρεις ιδανικές βαθυμετρίες με ισοβαθείς παράλληλες στην ακτογραμμή, η κάθε μία από τις οποίες έχει κλίση πυθμένα 1/5, 1/25, 1/50 αντίστοιχα.
- Ορίζεται ένας αριθμός από συνδυασμούς των δεδομένων εισόδου (input parameters-IP) των μεγεθών H_s , T_p , a_0 , d_{50} και $\tan\beta$. Η επιλογή πολλών διαφορετικών συνδυασμών είναι επιθυμητή ώστε να μπορούν να καλύψουν ένα ευρύ φάσμα πιθανών τιμών, οι οποίες μπορεί να εμφανίζονται στην χρονοσειρά προς επεξεργασία.
- Οι συνδυασμοί εισάγονται στο υπολογιστικό μοντέλο.
- Για κάθε συνδυασμό IP εκτελούνται προσομοιώσεις για τη διάδοση του κυματισμού χρησιμοποιώντας το παραβολικό μοντέλο ήπιας κλίσης. Στη συνέχεια τα αποτελέσματα για τις τάσεις ακτινοβολίας εισάγονται στις εξισώσεις για τα ρηχά νερά με δεδομένη την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ρεύματος.
- Υπολογίζεται επίσης η μέγιστη διατμητική τάση τ_{max} για μία περιοχή στη μέση της ακτογραμμής. Αυτή η τιμή λαμβάνεται ως ο μέσος όρος για το μέγιστο βάθος από όπου ξεκινάει το φαινόμενο της θραύσης.
- Ο συγκεκριμένος συνδυασμός IP συνδέεται με τα αντίστοιχα αποτελέσματα για την τ_{max} (output parameters-OP)
- Οι συνδεδεμένες τιμές IP και OP χρησιμοποιούνται για την εκπαίδευση και επαλήθευση του τεχνητού νευρωνικού δικτύου, το οποίο θα μπορεί πλέον να προβλέπει τιμές τ_{max} για οποιαδήποτε τιμή.
- Στη συνέχεια υπολογίζεται η κρίσιμη διατμητική τάση τ_{cr} .
- Κάθε σενάριο-παρατήρηση που ικανοποιεί την ανίσωση $\tau_{max} < \tau_{cr}$ θεωρείται ανίκανο να θέσει τα σωματίδια σε κίνηση και απομακρύνεται από τη χρονοσειρά. Τα σενάρια που απορρίπτονται θεωρούνται ότι εμφανίζουν συνθήκες ηρεμίας και γι' αυτό λαμβάνονται υπόψη κατά τον υπολογισμό της συχνότητας εμφάνισης των αντιπροσώπων.
- Μετά την απομάκρυνση αυτών των παρατηρήσεων, απομένει η τελική χρονοσειρά όπου όλα τα σενάρια επηρεάζουν την διαμόρφωση της μορφολογίας της ακτογραμμής.

Η μεθοδολογία εύρεσης των αντιπροσώπων με αυτή τη μέθοδο είναι η εξής:

- Η καινούργια χρονοσειρά χωρίζεται n υποδιευθύνσεις (directional bins) εύρους $180/n$ μοίρες.
- Για κάθε bin υπολογίζεται η ισοδύναμη περίοδος και στη συνέχεια το ισοδύναμο ύψος κύματος. Η διεύθυνση διάδοσης του αντιπροσώπου είναι ο μέσος όρος των διευθύνσεων του bin.
- Οι αντιπρόσωποι εισάγονται στα μοντέλα (PMS, HYD, STD) για την πρόβλεψη της εξέλιξης της ακτογραμμής.

3.3 Στατιστική αποτίμηση του υπολογιστικού μοντέλου

Εφαρμόζοντας τις μεθοδολογίες σχηματοποίησης προκύπτει ο προβληματισμός που σχετίζεται με τη μείωση των δεδομένων εισόδου και κατά πόσο ένας μικρός αριθμός χαρακτηριστικών στοιχείων μπορεί να δώσει αποτελέσματα που θα προσομοιώνουν ικανοποιητικά τις πραγματικές συνθήκες. Γι' αυτό τον λόγο πραγματοποιείται η αξιολόγηση του μοντέλου που χρησιμοποιήθηκε στις προσομοιώσεις, ως προς την ακρίβεια των αποτελεσμάτων και την απόκλιση τους από τις πραγματικές συνθήκες.

Η εξακρίβωση της εγκυρότητας του μοντέλου έγινε σύμφωνα με τη μεθοδολογία που αναλύεται από τους Sutherland et al. (2004). Η διερεύνηση της αξιοπιστίας των αριθμητικών μοντέλων αποτελεί αναπόσπαστο κομμάτι της υπολογιστικής διαδικασίας. Σύμφωνα με τους Sutherland et al. (2004) τα παρακάτω κριτήρια είναι επιθυμητά για ορθή στατιστική αξιολόγηση ενός υπολογιστικού μοντέλου:

- Η στατιστική ανάλυση θα πρέπει να είναι εύκολα κατανοητή και επομένως θα πρέπει να έχει απλή και ξεκάθαρη εννοιολογική βάση.
- Για να θεωρηθεί πετυχημένο το μοντέλο, θα πρέπει η στατιστική του αξιολόγηση να είναι τουλάχιστον «καλή».
- Η αποτελεσματικότητα του μοντέλου δεν πρέπει να επηρεάζεται από μικρές αλλαγές.
- Το μοντέλο θα πρέπει να μπορεί να εφαρμοστεί με ικανοποιητικά αποτελέσματα σε όλα τα δεδομένα. Γι' αυτό χρησιμοποιούνται αδιάστατοι συντελεστές για τη στατιστική αξιολόγηση.
- Η στατιστική ανάλυση θα πρέπει να υπολογίζει επίδοση (skill) αντί για ακρίβεια (accuracy), καθώς τα αποτελέσματα της επίδοσης είναι πιο αντικειμενικά.

Οι προβλέψεις των μοντέλων χωρίζονται σε 2 κατηγορίες, τις κατηγοριοποιημένες και τις πιθανοτικές. Οι κατηγοριοποιημένες προβλέψεις χρησιμοποιούνται όταν το μοντέλο προβλέπει περιορισμένο αριθμό αποτελεσμάτων και κατηγοριών, όπως είναι ο διαχωρισμός των αποτελεσμάτων της εξέλιξης της ακτογραμμής σε διάβρωση, ισορροπία και πρόοδο της ακτής. Οι πιθανοτικές προβλέψεις χρησιμοποιούνται όταν το μοντέλο προβλέπει αποτελέσματα σε μορφή χρονοσειράς διακριτών (θέση στην ακτή) ή συνεχών

(σημεία κατά μήκος της ακτογραμμής) τιμών. Σε αυτή την περίπτωση ο αριθμός των πιθανών αποτελεσμάτων είναι άπειρος και γι' αυτό η σύγκρισή τους γίνεται χρησιμοποιώντας χρονοσειρές τιμών και όχι κατηγορίες. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι χρονοσειρές με διακριτές τιμές και συνεπώς χρησιμοποιείται η πιθανοτική μέθοδος για την αξιολόγησή τους. Τα βασικά χαρακτηριστικά της πιθανοτικής είναι η συστηματικό σφάλμα (bias), η ακρίβεια (accuracy) και η επίδοση (skill).

3.3.1 Συστηματικό σφάλμα

Το συστηματικό σφάλμα (bias) σχετίζεται με τη μέτρηση της απόκλισης των κεντρικών ροπών των προβλέψεων και των παρατηρήσεων. Συνήθως υπολογίζεται η κεντρική ροπή του μέσου όρου. Το συστηματικό σφάλμα δηλώνει την τάση του μοντέλου να υπέρ- ή υποτιμά στις προβλέψεις. Μια θετική τιμή του συστηματικού σφάλματος δηλώνει ότι το μοντέλο υπερεκτιμά στις προβλέψεις του. Η βασική εξίσωση υπολογισμού του συστηματικού σφάλματος είναι η εξής:

$$Bias_a = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J (y_j - x_j) = \langle Y \rangle - \langle X \rangle$$

$$Bias_m = Y_M - X_M \quad (3.11)$$

όπου:

Y: το σύνολο των J προβλέψεων (y_1, y_2, \dots, y_j)

X: το σύνολο των J παρατηρήσεων (x_1, x_2, \dots, x_j)

$Y_M, \langle Y \rangle$: ο μέσος όρος των προβλέψεων

$X_M, \langle X \rangle$: ο μέσος όρος των παρατηρήσεων

3.3.2 Ακρίβεια

Η ακρίβεια (accuracy) αφορά τον υπολογισμό του μέσου όρου της διαφοράς μεταξύ μιας ομάδας προβλέψεων και των αντίστοιχων παρατηρήσεων, δηλαδή το μέσο σφάλμα. Είναι πιθανό ένα μοντέλο να είναι αξιόπιστο αλλά να έχει χαμηλή ακρίβεια. Οι πιο κοινοί δείκτες για την αξιολόγηση της ακρίβειας είναι το μέσο απόλυτο σφάλμα (Mean Absolute Error - MAE) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (Mean Squared Error - MSE) που δίνονται από τους τύπους:

$$MAE(Y, X) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J |y_j - x_j| = \langle |Y - X| \rangle \quad (3.12)$$

$$MSE(Y, X) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J (y_j - x_j)^2 = \langle (Y - X)^2 \rangle \quad (3.13)$$

Επίσης χρησιμοποιείται συχνά η μέση τετραγωνική ρίζα του σφάλματος (Root Mean Squared Error - RMSE). Η επιλογή ανάμεσα στα MAE και RMSE εξαρτάται από την ποσότητα των ακραίων τιμών, καθώς η ύπαρξη λίγων ακραίων τιμών επηρεάζει περισσότερο τη RMSE από το MAE. Εφόσον η RMSE τετραγωνίζει τις αποκλίσεις, παίρνει συνήθως μεγαλύτερη τιμή από το MAE και γι' αυτό είναι πιο συντηρητική έκφραση υπολογισμού του σφάλματος. Η διαφορά στις τιμές του εξαρτάται από το σχήμα των κατανομών των παρατηρήσεων και των αποτελεσμάτων και μειώνεται όσο οι κατανομές τείνουν προς τη συμμετρική. Η τιμή της RMSE υπολογίζεται από τον παρακάτω τύπο:

$$RMSE(Y, X) = \left[\frac{1}{J} \sum_{j=1}^J (y_j - x_j)^2 \right]^{\frac{1}{2}} = \langle (Y - X)^2 \rangle^{1/2} \quad (3.14)$$

3.3.3 Επίδοση

Η επίδοση (skill) είναι ένας αδιάστατος δείκτης της ακρίβειας των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων σε σχέση με την βασική πρόβλεψη (στην συγκεκριμένη περίπτωση την αρχική βαθυμετρία της περιοχής). Η διαφορά της επίδοσης από την ακρίβεια φαίνεται από το παρακάτω παράδειγμα: ένα μοντέλο προσομοίωσης της κίνησης της ακτογραμμής προέβλεψε ότι θα υπάρχει μικρή κίνηση προς τα βαθιά, ενώ οι παρατηρήσεις έδειξαν ότι υπάρχει κίνηση προς τα ρηχά νερά. Η διαφορά μεταξύ της προβλεπόμενης μετακίνησης και της μετακίνησης που παρατηρήθηκε ήταν μικρή οπότε η ακρίβεια του μοντέλου ήταν σχετικά υψηλή, παρόλο που το μοντέλο προέβλεψε κίνηση προς τη λάθος κατεύθυνση. Όμως εισάγοντας σαν βασική πρόβλεψη ότι η ακτογραμμή δεν θα κινηθεί, φαίνεται ότι η πρόβλεψη του μοντέλου (ότι θα κινηθεί προς τα βαθιά) είναι λιγότερο ακριβής από την βασική πρόβλεψη. Άρα το μοντέλο έχει αρνητική τιμή επίδοσης.

Για την αξιολόγηση της επίδοσης χρησιμοποιούνται οι δείκτες BSS (Brier Skill Score), RMSSS (Root Mean Square Skill Score) και MASS (Mean Absolut Skill Score). Πιο διαδεδομένη είναι η χρήση του δείκτη BSS. Σε μια θεωρητική απόλυτη ταύτιση των προβλέψεων και των παρατηρήσεων ο δείκτης BSS θα έπαιρνε την τιμή 1. Αντίθετα αν η πρόβλεψη για την τελική βαθυμετρία με την σχηματοποιημένη χρονοσειρά έχει μεγαλύτερη απόκλιση από την βαθυμετρία της ολόκληρης χρονοσειράς από ότι η βαθυμετρία ολόκληρης της χρονοσειράς έχει από την βασική υπόθεση ότι ο ρυθμός εξέλιξης του πυθμένα είναι παντού 0, τότε ο δείκτης παίρνει αρνητικές τιμές, χωρίς κάτω όριο. Συνεπώς αυτή η μέθοδος μπορεί να είναι πολύ ευαίσθητη σε μικρές αλλαγές όταν η βασική πρόβλεψη είναι πολύ κοντά στην βαθυμετρία που προκύπτει από ολόκληρη την χρονοσειρά (μικρός παρονομαστής του BSS). Οι εξισώσεις που χρησιμοποιούνται για την αξιολόγηση της επίδοσης του μοντέλου σύμφωνα με τους Sutherland et al. (2004) είναι οι εξής:

$$BSS = 1 - \frac{MSE(Y, X)}{MSE(B, X)} = 1 - \frac{\langle (Y - X)^2 \rangle}{\langle (B - X)^2 \rangle} \quad (3.15)$$

$$RMSSS = 1 - \frac{RMSE(Y,X)}{RMSE(B,X)} = 1 - \frac{\langle(Y-X)^2\rangle^{1/2}}{\langle(B-X)^2\rangle^{1/2}} \quad (3.16)$$

$$MASS = 1 - \frac{MAE(Y,X)}{MAE(B,X)} = 1 - \frac{\langle|Y-X|\rangle}{\langle|B-X|\rangle} \quad (3.17)$$

όπου:

Y: το σύνολο των προβλέψεων (y_1, y_2, \dots, y_j)

X: το σύνολο των παρατηρήσεων (x_1, x_2, \dots, x_j)

B: το σύνολο των στοιχείων της βασικής πρόβλεψης

Για την αξιολόγηση του μοντέλου στην παρούσα διπλωματική χρησιμοποιήθηκε ο δείκτης BSS. Ο συγκεκριμένος δείκτης προτιμήθηκε, διότι παρέχει τη δυνατότητα αποσύνθεσης σε όρους ακριβείας, υποδεικνύοντας τις περιοχές πιθανής βελτίωσης του μοντέλου. Επίσης λαμβάνει το σφάλμα ως τη μέση τετραγωνική διαφορά των προβλέψεων και των παρατηρήσεων. Οι τιμές τους κατηγοριοποιούνται σύμφωνα με τους Van Rijn et al. (2003) με βάση τον παρακάτω πίνακα:

Πίνακας 3-1: Κατηγοριοποίηση τιμών δείκτη BSS, Van Rijn et al. (2003)

Εύρος τιμών BSS	Αξιολόγηση μοντέλου
1.0 – 0.5	Εξαιρετικό
0.5 – 0.2	Καλό
0.2 – 0.1	Αποδεκτό
0.1 – 0.0	Φτωχό
< 0.0	Κακό

3.4 Υπολογιστικό πακέτο Scientia Maris

Το λογισμικό Scientia Maris είναι ένα υπολογιστικό πακέτο που χρησιμοποιείται σε εφαρμογές κυματικής διαταραχής εντός και εκτός λιμένων και μορφολογικής εξέλιξης παράκτιου πυθμένα. Αποτελείται από δύο κυματικά μοντέλα που βασίζονται κατά σειρά στην παραβολική και υπερβολική προσέγγιση της ήπιας κλίσης, ένας υδροδυναμικό μοντέλο κυκλοφορίας και ένα μοντέλο στερεομεταφοράς / υπολογισμού αρχικών ρυθμών μεταβολής πυθμένα. Στη συνέχεια θα παρουσιαστούν τα επιμέρους αριθμητικά μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής εργασίας..

3.5 Παραβολικό μοντέλο ήπιας κλίσης – Maris PMS

Το παραβολικό μοντέλο ήπιας κλίσης (PMS) είναι ένα μη γραμμικό μοντέλο που βασίζεται στην παραβολική εκτίμηση της εξίσωσης της ήπιας κλίσης (mild-slope equation). Λαμβάνει υπόψη αρμονικούς και μη αρμονικούς κυματισμούς, τα φαινόμενα της ρήχωσης, διάθλασης και περίθλασης, τη μη γραμμική διασπορά των κυματισμών και τις απώλειες ενέργειας λόγω τριβών του πυθμένα και θραύσης των κυματισμών. Ωστόσο τα φαινόμενα της ανάκλασης, της μη γραμμικής αλληλεπίδρασης μεταξύ διαφορετικών κυματικών συνιστωσών και της γένεσης κυματισμών από τον άνεμο δεν μπορούν να προσομοιωθούν από το μοντέλο. Γι' αυτό τον λόγο δεν πρέπει να χρησιμοποιείται για την προσομοίωση της διάδοσης κυματισμών σε λιμενικές λεκάνες ή σε περιοχές όπου οι λιμενικές εγκαταστάσεις αναμένεται σε επηρεάσουν σημαντικά τις κοντινές ακτές λόγω της ανάκλασης των κυματισμών.

Ως δεδομένα εισόδου το μοντέλο δέχεται το αρχείο βαθυμετρίας που δημιουργήθηκε από το Maris BTG καθώς και το ύψος, την περίοδο και τη διεύθυνση διάδοσης κυματισμού για κάθε ξεχωριστό σενάριο που προσομοιώνει. Τα αποτελέσματα που μπορεί να διαλέξει ο μελετητής να εξάγει είναι χρονοσειρές που αναπαριστούν την εξέλιξη του ύψους, της ταχύτητας κυματισμών, της ανύψωσης της θαλάσσιας επιφάνειας, της μέσης διεύθυνσης διάδοσης κυματισμών και των πιέσεων ακτινοβολίας από τα βαθιά στα ρηγά νερά.

Πολύ σημαντικό βήμα είναι ο σωστός ορισμός των συνθηκών ορίου (boundary conditions) της περιοχής που προσομοιώνεται. Αρχικά επιλέγεται το όριο που αποτελεί την «ανοιχτή» πλευρά της ακτής, που ταυτίζεται με την κύρια διεύθυνση διάδοσης του κυματισμού (Βορράς, Ανατολή, Νοτιάς, Δύση). Η αντιδιαμετρική διεύθυνση αποτελεί αυτόματα το στερεό όριο, δηλαδή τη στεριά στο μοντέλο. Οι άλλες δύο διευθύνσεις ονομάζονται πλευρικά όρια και ο μελετητής μπορεί να επιλέξει αν σ' αυτά τα κύματα θα διαδίδονται απλά και θα φεύγουν εκτός του μοντέλου (που είναι και η προτεινόμενη επιλογή) ή θα ανακλώνται.

Όσο αφορά τα χαρακτηριστικά της γένεσης των κυματισμών το μοντέλο δίνει τη δυνατότητα επιλογής κανονικών ή μη κανονικών κυματισμών. Σε περίπτωση που επιλεγούν μη κανονικοί κυματισμοί μπορούν να εξατομικευτούν ο αριθμός περιόδων, το φάσμα των κυματισμών (JONSWAP ή TMA), η ελάχιστη και η μέγιστη περίοδος και ο συντελεστής γ που συνήθως παίρνει την τιμή 3.3. Σ' αυτό το βήμα εισάγονται και τα χαρακτηριστικά του κυματισμού στα βαθιά νερά.

Το μοντέλο Maris PMS είναι μη γραμμικό και τα αποτελέσματά του έχουν πολύ μεγαλύτερη ακρίβεια σε σχέση με αντίστοιχα γραμμικά μοντέλα. Η επίλυση γίνεται επαναληπτικά ώστε να είναι γνωστά τα ύψη κύματος που επηρεάζουν τη διασπορά των κυματισμών και άρα τα παράκτια χαρακτηριστικά τους. Οι επαναλήψεις που γίνονται είναι συνήθως τρεις και έχουν στόχο την μεγαλύτερη ακρίβεια των αποτελεσμάτων. Υπάρχουν δύο διαθέσιμες θεωρίες που χρησιμοποιούνται για την μη γραμμική εύρεση του πλάτους

διασποράς των κυματισμών και από τους Kirby και Dalrymple (1986) και Zhao και Anastasiou (1993). Στην παρούσα διπλωματική χρησιμοποιήθηκε η σχέση των Kirby και Dalrymple (1986), οπότε και θα αναλυθεί παρακάτω. Υπάρχουν επίσης και τρεις διαφορετικοί τρόποι παραβολικής εκτίμησης των αποτελεσμάτων που εξαρτώνται από την απόκλιση της γωνίας διάδοσης του κύματος σε κάθε σενάριο από την κύρια διεύθυνση διάδοσης. Αν η απόκλιση είναι της τάξεως $\pm 10^\circ$ τότε χρησιμοποιείται η μέθοδος Simple. Αν η απόκλιση είναι μέχρι και $\pm 45^\circ$ τότε χρησιμοποιείται η μέθοδος Pade's. Για μεγαλύτερη απόκλιση έως $\pm 60^\circ$ χρησιμοποιείται η μέθοδος Minimax.

Όπως προαναφέρθηκε, το μοντέλο PMS μπορεί να προσομοιώσει τη συμπεριφορά των κυματισμών λαμβάνοντας υπόψη τα φαινόμενα θραύσης και τριβής πυθμένα. Ωστόσο στην παρούσα διπλωματική επιλέχθηκε να αγνοηθούν τα συγκεκριμένα φαινόμενα.

3.5.1 Επιστημονικό υπόβαθρο παραβολικού μοντέλου ήπιας κλίσης

Το μοντέλο Maris PMS βασίζεται στην παραβολική εκτίμηση της ελλειπτικής εξίσωσης ήπιας κλίσης (elliptic mild-slope equation) που διατυπώθηκε αρχικά από τον Berkhoff (1972) και στην συνέχεια μελετήθηκε από τους Kirby και Dalrymple (1986), οι οποίοι διατύπωσαν μια παραβολική σχέση με τύπο μιας κυβικής διαφορικής εξίσωσης του Schrödinger που διατυπώνει το σύνθετο πλάτος A , της βασικής συχνότητας κύματος Stokes. Ο Kirby το 1986 βελτίωσε τη δική του σχέση ώστε να ικανοποιείται για μεγαλύτερο εύρος διάδοσης του κυματισμού. Αυτό το εύρος αυξήθηκε αισθητά με το να μειώσει την τοπική ακρίβεια που υπολογίζεται μέσω της μεθόδου Pade σε κανονικά κύματα ώστε να ελαχιστοποιήσει το μέγιστο σφάλμα σε προκαθορισμένο διάστημα διευθύνσεων διάδοσης κύματος. Η γενικευμένη παραβολική σχέση που επιτρέπει την μελέτη κυματισμών με ευρύτερες γωνίες διάδοσης είναι η εξής:

$$C_g A_x + i(\bar{k} - a_0 k) C_g A + \frac{1}{2} (C_g)_x A + \frac{i}{\omega} (a_1 - b_1 \frac{\bar{k}}{k}) (C C_g A_y)_y - \frac{b_1}{\omega k} (C C_g A_y)_{yx} + \frac{b_1}{\omega} \left(\frac{k_x}{k^2} + \frac{(C_g)_x}{2k C_g} \right) (C C_g A_y)_y + \frac{i \omega k^2}{2} D |A|^2 A + \frac{w}{2} A = 0 \quad (3.18)$$

όπου:

C_g : η ταχύτητα ομάδας κυματισμών

C : η ταχύτητα φάσης των κυματισμών

A : το σύνθετο πλάτος που σχετίζεται με την μετατόπιση της θαλάσσιας επιφάνειας με τη σχέση $\eta = A e^{-i(kx - \omega t)}$

k : ο τοπικός κυματικός αριθμός που σχετίζεται με τη συχνότητα του κύματος και το βάθος

ω : η συχνότητα του κύματος

h : το βάθος

\bar{k} : ο μέσος κυματικός αριθμός στον άξονα y

a_0, a_1, b_1 : συντελεστές που εξαρτώνται από το πλάτος διαφράγματος που επιλέγεται κάθε φορά από την εκτίμηση του Kirby (1986).

D : η παράμετρος που δίνεται από τον τύπο $D = \frac{(\cosh 4kh + 8 - 2 \tanh^2 kh)}{8 \sinh^4 kh}$

w : ο παράγοντας διασποράς

Οι αρχικές συνθήκες για $x = 0$ είναι $A(0, y) = A_0 e^{ily}$, όπου A_0 είναι το δεδομένο πλάτος κυματισμού, l ο κυματικός αριθμός στη διεύθυνση y που δίνεται από τη σχέση $l = k \sin \theta$, όπου θ η γωνία διάδοσης του κύματος σε σχέση με τον άξονα x . Συνήθως η παραβολική προσέγγιση απαιτεί μία κύρια διεύθυνση διάδοσης κυματισμού. Γι' αυτό η πλειοψηφία των μοντέλων βασίζονται σε εξισώσεις που χρειάζονται σαν δεδομένο εισόδου μόνο ένα όριο από το οποίο να διαδίδονται οι κυματισμοί (Βοριάς, Ανατολή, Νοτιάς, Δύση). Ωστόσο αυτή η προσέγγιση έχει αποδειχθεί ότι είναι αρκετά χρονοβόρα για κυματικές προσομοιώσεις σε παράκτια έργα, καθώς η ακτογραμμή πρέπει να περιστρέφεται σε κάθε σενάριο ώστε να ισχύει η παραπάνω απαίτηση. Οι Chondros et al. (2021) προτείνουν μια διαφορετική προσέγγιση ώστε να λυθεί το συγκεκριμένο πρόβλημα. Αυτή είναι μια μετατροπή του πίνακα με τα στοιχεία τους ακτογραμμής ώστε να μπορεί να προσομοιώνει οποιαδήποτε ακτογραμμή ανεξάρτητα από τον προσανατολισμό της ή τη διεύθυνση του εισερχόμενου κυματισμού. Συγκεκριμένα, παρακάτω παρουσιάζονται οι μετατροπές:

- $h = h^t$, για κυματισμούς με διεύθυνση $\pm 45^\circ$ από τον Βοριά, ο πίνακας του βάθους αναστρέφεται
- $h = h^r$, για κυματισμούς με διεύθυνση $\pm 45^\circ$ από την Ανατολή, ο πίνακας του βάθους ανακλάται προς τον άξονα y
- $h = h^{r,t}$, για κυματισμούς με διεύθυνση $\pm 45^\circ$ από τον Νοτιά, ο πίνακας του βάθους ανακλάται ως προς τον άξονα y και μετά αναστρέφεται
- $h = h$, για κυματισμούς με διεύθυνση $\pm 45^\circ$ από την Δύση, ο πίνακας του βάθους δεν αλλάζει.

Ομοίως, τα ύψη κύματος που θα υπολογιστούν μετατρέπονται για να επανέλθουν στον σωστό προσανατολισμό.

Τα πλευρικά όρια ορίζονται από τις εξισώσεις $\frac{dA}{dy} = 0$ ή $\frac{dA}{dy} = i l A$ αν επιλεχθούν να ανακλούν τους κυματισμούς ή αν τους αφήνουν να βγουν εκτός μοντέλου αντίστοιχα. Για να συμπεριληφθούν στους υπολογισμούς τα φαινόμενα μη γραμμική διασποράς των κυματισμών έχουν προταθεί πολλές θεωρίες που προσομοιάζουν την επίδραση του πλάτους διασποράς σε ρηγά νερά. Οι Kirby και Dalrymple (1986) πρότειναν την παρακάτω θεωρία που δίνει καλή εκτίμηση για ρηγά και βαθιά νερά και προβλέπει τις κυματικές παραμέτρους σε όλα τα βάθη.

$$\omega^2 = gk(1 + f_1(kh)\varepsilon^2 D) \tanh(kh + f_2(kh)\varepsilon) \quad (3.19)$$

όπου:

$$f_1(kh) = \tanh^5(kh)$$

$$f_2(kh) = \left(\frac{kh}{\sinh(kh)}\right)^4$$

$$\varepsilon = k|A|$$

Το μοντέλο Maris PMS επιτρέπει τη γένεση και διάδοση μη κανονικών κυματισμών μιας διεύθυνσης, χωρίζοντας το φάσμα κυματικής ενέργειας σε ξεχωριστές κυματικές συνιστώσες και τρέχοντας προσομοιώσεις για καθεμία χωριστά. Τα κυματικά χαρακτηριστικά λαμβάνονται τότε από κάθε κελί του υπολογιστικού χώρου με γραμμική υπέρθεση των χωριστών κυματικών συνιστωσών. Το φάσμα χωρίζεται σε κλάσεις ίσης κυματικής ενέργειας, χρησιμοποιώντας τη φασματική συνάρτηση JONSWAP ή TMA, έτσι ώστε κάθε συνιστώσα να έχει την ίδια ποσότητα κυματικής ενέργειας και άρα ύψος κύματος. Η εφαρμογή αυτής της μεθόδου εξασφαλίζει την ακρίβεια των αποτελεσμάτων, ενώ ταυτόχρονα αποφεύγει τον χωρισμό σε μεγάλο αριθμό συνιστωσών, που συνήθως χρησιμοποιούν παρόμοια μοντέλα.

Για τον τελικό υπολογισμό του ύψους κύματος χρησιμοποιούνται οι παρακάτω τύποι:

$$H_{rms} = 2\sqrt{2E} \quad (3.20)$$

$$H_s = 4\sqrt{E} \quad (3.21)$$

όπου:

H_{rms} : η ρίζα του μέσου ύψους κύματος

H_s : το χαρακτηριστικό ύψος κύματος

E : η συνολική κυματική ενέργεια.

Οι τάσεις ακτινοβολίας υπολογίζονται από τους παρακάτω τύπους (Chawla et al. 1997):

$$\frac{S_{xx}}{\rho g} = \frac{1}{8} H_{rms}^2 \left[n(1 + \cos^2 \theta) - \frac{1}{2} \right] \quad (3.22)$$

$$\frac{S_{yy}}{\rho g} = \frac{1}{8} H_{rms}^2 \left[n(1 + \sin^2 \theta) - \frac{1}{2} \right] \quad (3.23)$$

$$\frac{S_{xy}}{\rho g} = \frac{1}{16} H_{rms}^2 n \sin(2\theta) \quad (3.24)$$

όπου:

S_{xx} : η τάση ακτινοβολίας στο επίπεδο x κατά τη διεύθυνση x

S_{yy} : η τάση ακτινοβολίας στο επίπεδο y κατά τη διεύθυνση y

S_{xy} : η τάση ακτινοβολίας στο επίπεδο y κατά τη διεύθυνση x (ισούται με S_{yx})

n : ο λόγος ταχύτητας ομάδας κυματισμού C_g προς ταχύτητα φάσης C , $n = \frac{C_g}{C}$

3.6 Υδροδυναμικό μοντέλο – Maris HYD

Το υδροδυναμικό μοντέλο Maris HYD είναι ένα δισδιάστατο μοντέλο που εφαρμόζεται σε παράκτιες περιοχές και βασίζεται στις σχέσεις Reynolds averaged Navier-Stokes (RANS). Λαμβάνει υπόψη διάφορες παραμέτρους που προκαλούν παράκτια ρεύματα, όπως την επίδραση των τάσεων ακτινοβολίας, τις διατμητικές τάσεις ανέμου, τη διατμητική τάση πυθμένα, τη δύναμη Coriolis και την αστρονομική παλίρροια. Πιο συγκεκριμένα, το μοντέλο αποτελείται από δομημένο κανάβο.

Το υδροδυναμικό μοντέλο μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση ρευμάτων που δημιουργούνται από κυματισμούς, άνεμο και παλίρροια με ή χωρίς λιμενικά έργα όπως κυματοθραύστες ή προβόλους. Λόγω της μεγάλης ακρίβειας των αποτελεσμάτων και της σύντομης διάρκειας των προσομοιώσεων είναι πολύ χρήσιμο στις έρευνες της παράκτιας συμπεριφοράς σε παραλιακές ή περιοχές λιμένων. Ως δεδομένα εισόδου δέχεται τα αρχεία εξόδου του παραβολικού μοντέλου ήπιας κλίσης (Maris PMS) και τη βαθυμετρία της περιοχής μελέτης (Maris BTG). Το μοντέλο υπολογίζει δεδομένα που αφορούν τις ταχύτητες ρευμάτων U, V και C , τη ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας, τη διεύθυνση διάδοσης και το τελικό βάθος της περιοχής.

Ο μελετητής μπορεί να επιλέξει αν θα τρέξει την προσομοίωση σε σχεδόν στατικές (quasi-stationary) ή στατικές συνθήκες (instationary). Στην πρώτη περίπτωση, πρέπει να οριστεί ένα κριτήριο που σταματάει την προσομοίωση όταν ικανοποιηθεί. Πρέπει όμως ο προβλεπόμενος χρόνος προσομοίωσης να είναι αρκετός, ώστε να προλάβει το μοντέλο να σταθεροποιήσει τα αποτελέσματά του, δηλαδή να περάσει η στιγμή όπου τα χαρακτηριστικά του ρεύματος (ταχύτητα και διεύθυνση) παραμένουν σταθερά με τη πάροδο του χρόνου. Τυπικές τιμές είναι στο διάστημα 200 s μέχρι και 1200 s, ανάλογα με το μέγεθος της περιοχής και το χρονικό βήμα της προσομοίωσης. Στη δεύτερη περίπτωση που είναι και αυτή που επιλέχθηκε για την παρούσα εργασία υπάρχουν τρεις διαθέσιμοι τρόποι λύσης, οι οποίοι είναι, ο τύπος του Euler και οι εξισώσεις δεύτερης ή τρίτης τάξης του Runge-Kutta. Ο Euler παράγει πιο γρήγορα αποτελέσματα γι' αυτό και επιλέχθηκε.

Πολύ κρίσιμη είναι η επιλογή του χρονικού βήματος της προσομοίωσης, το οποίο σε συνδυασμό με την κατάλληλη κατανομή του κανάβου dx και την ταχύτητα ομάδας c πρέπει να ικανοποιούν το κριτήριο CLF. Το κριτήριο CLF ορίζει ότι οι τιμές του αριθμού Courant C δεν πρέπει να ξεπερνάνε την τιμή 1. Ο αριθμός Courant αντιστοιχεί στον αριθμό των κελιών του κανάβου που θα διανύσει ο κυματισμός σε ένα χρονικό βήμα.

$$C = c \frac{dt}{dx} \leq 1 \quad (3.25)$$

Τυπικές τιμές του χρονικού βήματος κυμαίνονται μεταξύ 0.01 s και 0.1 s. Στην παρούσα εργασία επιλέχθηκε χρονικό βήμα ίσο με 0.05 s. Σχετικά με τις αρχικές συνθήκες της προσομοίωσης επιλέχθηκαν οι τιμές των ταχυτήτων U, V και της ανύψωσης της θαλάσσιας επιφάνειας να είναι 0.

Το υδροδυναμικό μοντέλο Maris HYD μπορεί να λάβει υπόψη στους υπολογισμούς το ιξώδες μιας δίνης στην περιοχή, του οποίου ο συντελεστής λαμβάνεται σταθερός και ίσος με 2. Αντίστοιχα επιλέγεται να ληφθεί υπόψη και η πίεση του πυθμένα που θεωρείται σταθερή με συντελεστή 0.03. Η πίεση του πυθμένα σε περιοχές με άμμο εξαρτάται από το μέγεθος του κόκκου και την παρουσία ρευμάτων. Μια αύξηση του συντελεστή της πίεσης πυθμένα σε ρηχά νερά συχνά οδηγεί σε αυξανόμενη απώλεια ενέργειας και άρα μειωμένες ταχύτητες ρευμάτων. Οι πιέσεις ακτινοβολίας ευθύνονται για τη δημιουργία παράκτιων ρευμάτων στην παράκτια ζώνη και γι' αυτό τα αρχεία αποτελεσμάτων S_{xx} , S_{xy} , S_{yy} του μοντέλου Maris PMS εισάγονται σαν δεδομένα εισόδου στο υδροδυναμικό μοντέλο.

3.6.1 Βασικές εξισώσεις υδροδυναμικού μοντέλου

Το υδροδυναμικό μοντέλο Maris HYD υπολογίζει διακυμάνσεις στην επιφάνεια της θάλασσας και ρεύματα γεννώμενα από διάφορους μηχανισμούς σε λίμνες, ακτές και εκβολές ποταμών. Χρησιμοποιεί τις σχέσεις Reynolds averaged Navier-Stokes (RANS) που παρουσιάζονται παρακάτω:

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial(Uh)}{\partial x} + \frac{\partial(Vh)}{\partial y} = S$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} = & -\frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \left(v_h h \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \left(v_h h \frac{\partial U}{\partial y} \right) \\ & + fV + \frac{\tau_{sx}}{\rho h} - \frac{\tau_{bx}}{\rho h} + S_x \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} = & -\frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} \right) + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \left(v_h h \frac{\partial V}{\partial x} \right) + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \left(v_h h \frac{\partial V}{\partial y} \right) - fU + \\ & \frac{\tau_{sy}}{\rho h} - \frac{\tau_{by}}{\rho h} + S_y \end{aligned} \quad (3.26)$$

Όπου:

U: η ταχύτητα ρεύματος στον άξονα x

V: η ταχύτητα ρεύματος στον άξονα y

$\bar{\eta}$: η μέση ανύψωση της στάθμης της θάλασσας

ρ : η πυκνότητα του θαλασσινού νερού ίση με 1025 kg/m^3

h : το συνολικό βάθος

f : ο συντελεστής Coriolis

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας ίση με 9.81 m/s^2

ν_h : ο συντελεστής τυρβώδους ιξώδους

τ_{sx} : η συνισταμένη της πίεσης του ανέμου στον άξονα x

τ_{sy} : η συνισταμένη της πίεσης του ανέμου στον άξονα y

S: οι εξωτερικές παροχές που προστίθενται ή αφαιρούνται σε περίπτωση πηγής ή εκβολής αντίστοιχα

Σε περίπτωση που ο μελετητής δεν ορίσει συνθήκες ορίων (boundary conditions), τότε σε κάθε όριο προστίθεται αυτόματα μια γραμμή ή στήλη με κελία που προσομοιώνουν στεριά ώστε να είναι εκεί η ταχύτητα ρεύματος 0.

Η πίεση του πυθμένα υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\tau_{bi} = \rho c_D U_i U_{tot} \quad (3.27)$$

όπου:

τ_{bi} : η πίεση του πυθμένα

ρ : η πυκνότητα του θαλασσινού νερού ίση με 1025 kg/m^3

c_D : αδιάστατος συντελεστής που δίνεται από τη σχέση $c_D = gn^2 h^{-\frac{1}{3}}$ με n τον συντελεστή Manning

U_i : η ταχύτητα ρευμάτων U ή V

U_{tot} : η ρίζα των ταχυτήτων του ρεύματος ίση με $U_{tot} = \sqrt{UV}$.

Η πίεση του ανέμου υπολογίζεται από την εξής σχέση:

$$\tau_{si} = \rho_\alpha c_{D,w} W_i W \quad (3.28)$$

όπου:

ρ_α : η πυκνότητα του αέρα

$c_{D,w}$: η παράμετρος της αντίστασης του ανέμου που δίνεται από τη σχέση των Powel et al.

$$(2003) \quad c_{D,w} = \begin{cases} \left(\frac{0.40}{14.56 - 2 \ln W_i} \right)^2 & \text{για } W \leq 30 \text{ m/s} \\ 10^{-3} \max(3.86 - 0.04W_i; 0.15) & \text{για } W > 30 \text{ m/s} \end{cases} \quad (3.29)$$

W_i : η ταχύτητα του ανέμου στα 10 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας

W: η ρίζα των ταχυτήτων του ανέμου ίση με $W = \sqrt{W_i W_i}$

3.7 Μοντέλο στερεομεταφοράς – Maris SDT

Το μοντέλο στερεομεταφοράς Maris SDT είναι ένα δισδιάστατο μοντέλο ικανό να προσομοιώσει τις παροχές στερεομεταφοράς και την εξέλιξη του πυθμένα σε παράκτιες περιοχές, χρησιμοποιώντας την πεπερασμένη διαφορική μέθοδο σε ορθογώνιο κάναβο. Η βασική εξίσωση που χρησιμοποιεί το μοντέλο είναι η εξίσωση ισορροπίας του ιζήματος. Μπορεί να προσομοιώσει την παροχή στερεομεταφοράς και τις αλλαγές του πυθμένα που προκαλούνται από κυματισμούς, κυματογενή ή ανεμογενή ρεύματα ή από την παλίρροια, λαμβάνοντας υπόψη υδροδυναμικά πεδία, το φορτίο πυθμένα, την μορφολογία του πυθμένα, τα χαρακτηριστικά του ιζήματος (π.χ. μέγεθος κόκκου), τυχόν μη διαβρώσιμες περιοχές και εξωτερικές πηγές στερεομεταφοράς (π.χ. εκβολή ποταμού).

Ως δεδομένα εισόδου δέχεται τη βαθυμετρία της περιοχής και τα αρχεία εξόδου που αφορούν το ύψος κύματος και τις ταχύτητες U και V και το τελικό βάθος της περιοχής μελέτης από τα μοντέλα Maris PMS και Maris HYD αντίστοιχα. Επίσης απαιτείται ο προσδιορισμός της διαμέτρου του κόκκου ιζήματος. Το μοντέλο μπορεί ανάλογα με τις ανάγκες του μελετητή να βγάλει αποτελέσματα για τη μορφολογία του πυθμένα, τον ρυθμό που γίνονται οι αλλαγές, τις συνιστώσες x και y της συνολικής στερεομεταφοράς και την τελική μάζα και διεύθυνση της στερεομεταφοράς.

Σε πρώτο στάδιο ορίζεται η μέθοδος υπολογισμού που θα χρησιμοποιήσει το μοντέλο μεταξύ της στατικής μεθόδου (stationary) και της εναλλασσόμενης με το χρόνο (time-varying). Για την στατική μέθοδο πρέπει να οριστούν τα χρονικά στιγμιότυπα των αποτελεσμάτων από τα μοντέλα Maris PMS και HYD που θα χρησιμοποιηθούν. Επίσης ορίζεται μια τιμή χρονικού βήματος που αντιστοιχεί στον χρόνο προσομοίωσης. Στην δεύτερη μέθοδο λαμβάνονται υπόψη όλα τα στιγμιότυπα των προηγούμενων μοντέλων και ομοίως πρέπει να οριστεί το χρονικό βήμα αλλά και η συνολική διάρκεια της προσομοίωσης.

Στη συνέχεια προσδιορίζεται η πυκνότητα του ιζήματος ίση με 2650 kg/m^3 και το πορώδες του ίση με 0.4. Ανάλογα με την κατηγορία του ιζήματος (κροκάλες, χάλικες, άμμος, ιλύς και άργιλος) ορίζεται και η τιμή της διαμέτρου d_{50} . Επειδή οι περιοχές μελέτης είναι κατά κύριο λόγο αμμώδεις ορίζεται $d_{50}=0.5 \text{ mm}$. Η τριβή του πυθμένα θεωρείται σταθερή για όλη την περιοχή και επιλέγεται να υπολογιστεί από την εξίσωση του Manning με συντελεστή τριβής 0.02. Σημαντική είναι επίσης η επιλογή της σχέσης με βάση την οποία θα υπολογιστεί τελικά η παροχή στερεομεταφοράς. Στην παρούσα διπλωματική εργασία επιλέχθηκε η σχέση του Van Rijn (2007), ενώ οι άλλες εναλλακτικές που εμπεριέχονται

στο μοντέλο είναι των Soulsby-Van Rijn (1997), Van Thiel-Van Rijn (2008) και Soulsby (1997).

3.7.1 Βασικές εξισώσεις μοντέλου στερεομεταφοράς

Η ταχύτητα τροχιάς των παράκτιων κυμάτων είναι η βασική αιτία που θέτει σε κίνηση τους κόκκους του ιζήματος. Υπάρχουν τρεις τρόποι για τον υπολογισμό της, λαμβάνοντας υπόψη φασματικούς κυματισμούς, κανονικούς κυματισμούς ή εφαρμόζοντας μεγαλύτερης τάξης κυματική θεωρία του Stokes. Στην παρούσα διπλωματική εργασία εφαρμόστηκε η μέθοδος των φασματικών κυματισμών που παρουσιάζεται παρακάτω. Σε αυτή τη μέθοδο η ταχύτητα τροχιάς υπολογίζεται εφαρμόζοντας την σχέση των Soulsby & Smallman (1986):

$$\frac{U_{rms}T_n}{H_s} = \frac{0.25}{(1+At^2)^3} \quad (3.30)$$

όπου:

T_n : η περίοδος κυματισμού που υπολογίζεται από τη σχέση $T_n = \sqrt{\frac{h}{g}}$

h : το βάθος από τη μέση στάθμη της θάλασσας

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας ίση με $9,81 \text{ m/s}^2$

H_s : το χαρακτηριστικό ύψος κύματος

A : αδιάστατος συντελεστής που υπολογίζεται από τη σχέση $A = [6500 + (0.56 + 15.54t)^6]^{\frac{1}{6}}$

t : παράμετρος που υπολογίζεται από τη σχέση $t = \frac{T_n}{T_z}$

T_z : η περίοδος zero-crossing που σχετίζεται με τη μέγιστη περίοδο T_p μέσω της σχέσης $T_p = 1.28 T_z$.

Το πλάτος της ταχύτητας τροχιάς του κυματισμού βρίσκεται από τη σχέση $U_w = U_{rms}\sqrt{2}$.

Για τον υπολογισμό του ρυθμού μεταβολής της στερεομεταφοράς το μοντέλο μπορεί να εφαρμόσει τις παρακάτω θεωρίες: Soulsby - Van Rijn (1997), Van Thiel - Van Rijn (2008), Van Rijn (2007) και Soulsby (1997). Στην παρούσα εργασία εφαρμόστηκε η θεωρία του Van Rijn (2007), η οποία αναλύεται παρακάτω. Η θεωρία αυτή υπολογίζει τη στερεομεταφορά σε μορφή φορτίου πυθμένα και φορτίου αιώρησης. Η στερεομεταφορά λόγω φορτίου πυθμένα υπολογίζεται από τον τύπο:

$$q_b = a_{cal,b} 0.015 \bar{U}_{tot} h \left(\frac{d_{50}}{h}\right)^{1.2} M_e^{1.5} \quad (3.31)$$

όπου:

$\alpha_{cal,b}$: συντελεστής ίσος με 1

d_{50} : διάμετρος κόκκου

\bar{U} : η μέση ταχύτητα ρευμάτων που υπολογίζεται από τον τύπο $\bar{U} = \bar{U}^2 + \bar{V}^2$

M_e : η παράμετρος κίνησης του ιζήματος που υπολογίζεται από τον τύπο $M_e = \frac{U_e - U_{cr}}{\sqrt{g d_{50} (s-1)}}$

U_e : η ταχύτητα ροής που υπολογίζεται από τον τύπο $U_e = \bar{U}_{tot} + \gamma U_w$

γ : συντελεστής ίσος με 0,4

U_w : η ταχύτητα τροχιάς στον πυθμένα

s : η σχετική πυκνότητα ιζήματος που δίνεται από τον τύπο $s = \frac{\rho_s}{\rho_w}$.

Η διαδικασία της στερεομεταφοράς ξεκινάει όταν η τιμή της ταχύτητας ροής U_e είναι μεγαλύτερη από την κρίσιμη ταχύτητα του ρεύματος $U_{cr} = \beta U_{cr,c} + (1 - \beta) U_{cr,w}$, όπου $\beta = \frac{\bar{U}_{tot}}{\bar{U}_{tot} + U_w}$.

Οι κρίσιμες ταχύτητες λόγω ρευμάτων ($U_{cr,c}$) και λόγω κυμάτων ($U_{cr,w}$) υπολογίζονται από τους παρακάτω τύπους:

$$U_{cr,c} = 0.19(d_{50})^{0.1} \log\left(\frac{4h}{d_{90}}\right) \quad \text{για } 0.05 \leq d_{50} < 0.5 \text{ mm} \quad (3.32)$$

$$U_{cr,c} = 8.5(d_{50})^{0.6} \log\left(\frac{4h}{d_{90}}\right) \quad \text{για } 0.5 \leq d_{50} < 2.0 \text{ mm} \quad (3.33)$$

$$U_{cr,w} = 0.24[(s-1)g]^{0.66} (d_{50})^{0.33} T_p^{0.33} \quad \text{για } 0.05 \leq d_{50} < 0.5 \text{ m} \quad (3.34)$$

$$U_{cr,w} = 0.95[(s-1)g]^{0.57} (d_{50})^{0.43} T_p^{0.14} \quad \text{για } 0.5 \leq d_{50} < 2.0 \text{ mm} \quad (3.35)$$

όπου:

d_{90} : η διάμετρος κόκκου του 90% του δείγματος

T_p : η μέγιστη περίοδος κυματισμού.

Η στερεομεταφορά λόγω του φορτίου αιώρησης υπολογίζεται από τον τύπο

$$q_s = \alpha_{cal,s} 0.012 \bar{U}_{tot} d_{50} (D_*)^{-0.6} M_e^{2.4} \quad (3.36)$$

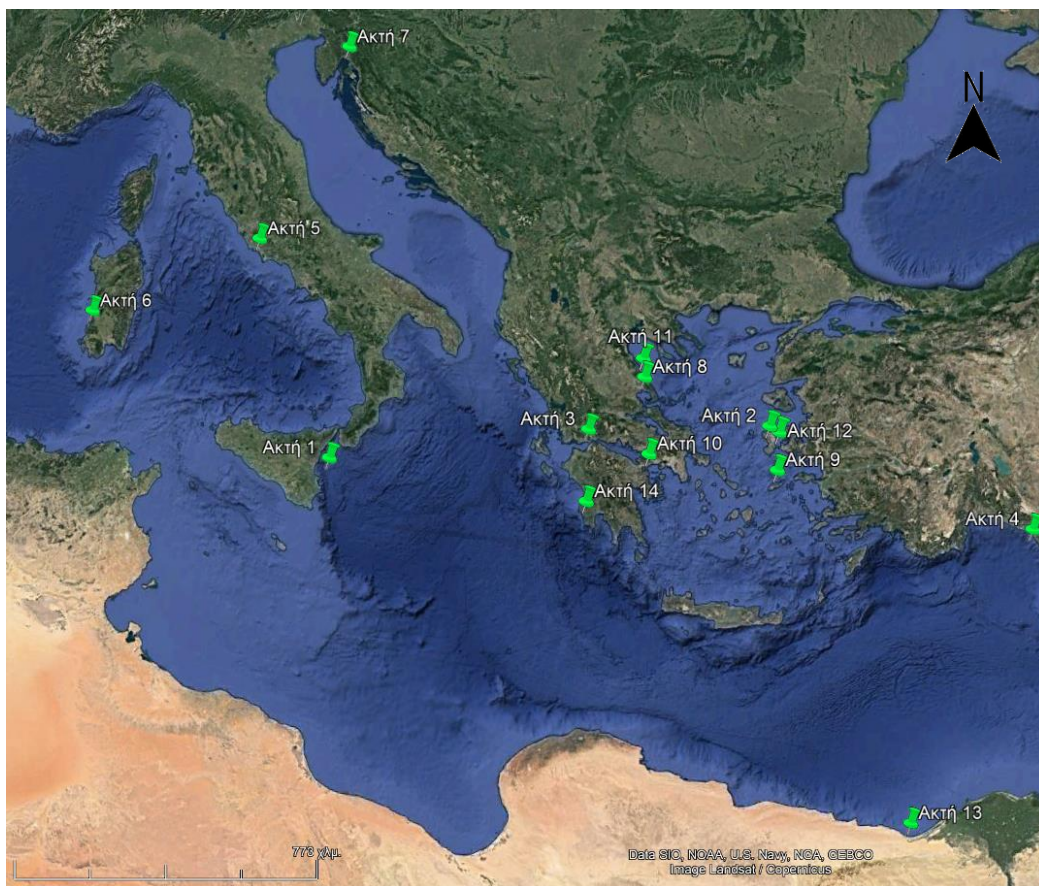
Όπου: $\alpha_{cal,s}$: συντελεστής ίσος με 1 και $D_* = \left[\frac{g(s-1)}{v^2}\right]^{1/3}$ το αδιάστατο μέγεθος κόκκου.

Τελικά ο συνολικός ρυθμός στερεομεταφοράς (q_t) είναι το άθροισμα της στερεομεταφοράς λόγω φορτίου πυθμένα και λόγω φορτίου αιώρησης.

$$q_t = q_b + q_s \quad (3.37)$$

4. ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Για την εύρεση της περιοχής μελέτης, διερευνήθηκαν αρχικά 14 ακτές στη Μεσόγειο, οι οποίες είχαν διαφορετικά αναπτύγματα πελάγους. Στην *Εικόνα 4.1* φαίνονται στον χάρτη του Google Earth και γίνεται κατανοητό ότι επιλέχθηκαν έτσι ώστε ορισμένες να έχουν μεγάλο ανάπτυγμα πελάγους, άλλες να βρίσκονται σε κλειστούς κόλπους και άρα να έχουν πολύ μικρά αναπτύγματα και ορισμένες με μεσαίες τιμές. Για αυτές τις ακτές συλλέχθηκαν από την βάση δεδομένων Copernicus Marine Service χρονοσειρές με ωριαία δεδομένα για το ύψος κύματος H_s , την περίοδο T_p και τη διεύθυνση διάδοσης των κυματισμών MWD για τη χρονική περίοδο 1993-2019.



Εικόνα 4.1: Πιθανές ακτές στην Μεσόγειο Θάλασσα (Google Earth)

Για τον προσδιορισμό του κυματικού κλίματος έγινε χρήση της βάσης δεδομένων Copernicus Marine Environmental Monitoring Service (CMEMS) της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκε το πακέτο MEDSEA_MULTIYEAR_WAV_006_012, το οποίο εκτείνεται σε 29 έτη (01/01/1993 – 30/06/2021) και αποτελείται από ωριαίες παρατηρήσεις σε οριζόντια ανάλυση $1/24^\circ$

καλύπτοντας τη Μεσόγειο Θάλασσα μέχρι και -18.125 W στον Ατλαντικό Ωκεανό. Χρησιμοποιήθηκαν ωστόσο τα 27 έτη για τις χρονοσειρές, μόνο μέχρι το 2019. Το μοντέλο κυματικής πρόβλεψης Med-WAV βασίζεται στο κυματικό μοντέλο WAM 4.6.2 και έχει αναπτυχθεί ως ένθετο δύο υπολογιστικών κανάλιων (πυκνού και αδρομερή) με σκοπό τη σωστή πρόβλεψη της διάδοσης των κυμάτων από τον Βόρειο Ατλαντικό στη Μεσόγειο, μέσω του πορθμού του Γιβραλτάρ. Ο πυκνός κλάδος καλύπτει τη Μεσόγειο από 18.125° W έως 39.2197° E και από 30.1875° N έως 45.9792° N με ανάλυση $1/24^\circ$. Από την άλλη ο αδρομερής κλάδος καλύπτει τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό από 75° W έως 10° E και από 70° N έως 10° S με ανάλυση $1/6^\circ$. Το μοντέλο επιλύει το προγνωστικό κομμάτι του κυματικού φάσματος με 24 κατευθυντήρια και 32 λογαριθμικά καταναμημένα τμήματα συχνοτήτων. Οι λύσεις του μοντέλου βελτιστοποιούνται μέσω του βέλτιστου συστήματος παρεμβολής των διαθέσιμων παρατηρήσεων χαρακτηριστικού ύψους κύματος από δορυφόρους.

Τα κυματικά δεδομένα που ελήφθησαν από την βάση CMEMS είχαν τη μορφή αρχείων netcdf, οπότε ήταν απαραίτητη επεξεργασία τους και η μετατροπή τους σε πίνακα επεξεργάσιμης μορφής. Αρχικά, έγινε εισαγωγή τους στο πρόγραμμα QGIS 3.28.3 όπου μετατράπηκαν σε πίνακες χρονοσειρών, οι οποίοι επεξεργάστηκαν στη συνέχεια μέσω του προγράμματος Excel της Microsoft.

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, η τιμή της ροής ενέργειας που μπορεί να παράξει ένας κυματισμός εξαρτάται από το γινόμενο του τετραγώνου του ύψους και της περιόδου του. Με στόχο λοιπόν την εύρεση των ακτών με τη μεγαλύτερη και τη μικρότερη ροή ενέργειας υπολογίστηκε το γινόμενο $H_s^2 * T_p$ (αθροιστικά και κατά μέσο όρο) στην κάθε ακτή. Προφανώς οι ακτές με τον μεγαλύτερο αριθμό έχουν και τη μεγαλύτερη δυναμική για κατά μήκος της ακτής στερεομεταφορά. Η κατάταξη των 14 ακτών παρουσιάζεται στον Πίνακα 4-1. Στην παρούσα διπλωματική επιλέχθηκε να μελετηθούν οι ακτές με το μεγαλύτερο και το μικρότερο $H_s^2 * T_p$, δηλαδή η ακτή στο νησί της Σαρδηνίας και η ακτή στο λιμάνι του Βόλου αντίστοιχα, προκειμένου να αξιολογηθεί η ικανότητα των μεθόδων σχηματοποίησης σε διαφορετικές περιπτώσεις κυματικού κλίματος.

Πίνακας 4-1: Κατάταξη ακτών με αύξουσα σειρά

Μέσο $H_s^2 * T_p$	Αθροιστικό $H_s^2 * T_p$
Ακτή 8 Βόλος (0.009)	Ακτή 8 Βόλος (0.03)
Ακτή 10 Ισθμός (0.03)	Ακτή 10 Ισθμός (0.08)
Ακτή 7 Δαλματικές Ακτές (0.05)	Ακτή 7 Δαλματικές Ακτές (0.16)
Ακτή 3 Κάτω Βασιλική (0.08)	Ακτή 3 Κάτω Βασιλική (0.18)
Ακτή 11 Πολυδένδρι (1.02)	Ακτή 11 Πολυδένδρι (2.78)
Ακτή 12 Χίος Ανατολικά (1.29)	Ακτή 12 Χίος Ανατολικά (3.30)
Ακτή 1 Σικελία (1.32)	Ακτή 1 Σικελία (3.52)
Ακτή 4 Τουρκία (1.79)	Ακτή 4 Τουρκία (3.82)
Ακτή 2 Χίος Δυτικά (2.02)	Ακτή 2 Χίος Δυτικά (4.07)
Ακτή 5 Ιταλία (2.32)	Ακτή 5 Ιταλία (5.34)
Ακτή 9 Ικαρία (3.91)	Ακτή 9 Ικαρία (7.20)
Ακτή 14 Πύλος (3.77)	Ακτή 14 Πύλος (7.55)
Ακτή 13 Αίγυπτος (4.59)	Ακτή 13 Αίγυπτος (8.25)
Ακτή 6 Σαρδηνία (6.88)	Ακτή 6 Σαρδηνία (18.01)

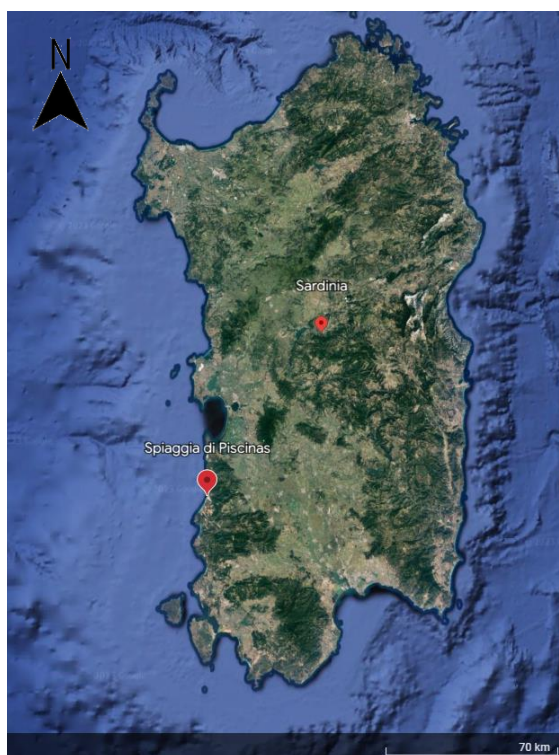
4.1 Σαρδηνία

4.1.1 Γεωγραφική θέση – Γενικά στοιχεία

Η Σαρδηνία είναι το δεύτερο μεγαλύτερο νησί της Μεσογείου μετά την Σικελία με έκταση 24.100 km² και είναι μια από τις 20 διοικητικές περιοχές στις οποίες χωρίζεται η Ιταλία. Βρίσκεται στα δυτικά της ιταλικής χερσονήσου, βόρεια της Τυνησίας και νότια της νήσου Κορσικής. Η ακτή μελέτης βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του νησιού και βρέχεται από το πέλαγος της Σαρδηνίας που αποτελεί κομμάτι της Μεσογείου Θάλασσας. Η Σαρδηνία έχει 3 διεθνή αεροδρόμια και 2 τοπικά. Επίσης έχει 6 μεγάλα λιμάνια που τη συνδέουν με την υπόλοιπη Ιταλία αλλά και την Γαλλία και την Ισπανία. Έχει περίπου 1.6 εκατομμύρια κατοίκους, από τους οποίους περίπου το ¼ ζει στην πρωτεύουσα του νησιού, το Cagliari.



Εικόνα 4.2: Θέση Σαρδηνίας στη Μεσόγειο (Google Earth)



Εικόνα 4.3: Προσδιορισμός περιοχής μελέτης στη Σαρδηνία (Google Earth)

4.1.2 Μορφολογικά χαρακτηριστικά - Βαθυμετρία

Σε αντίθεση με την υπόλοιπη Ιταλία, η Σαρδηνία δεν είναι σεισμογενής περιοχή. Τα πετρώματά της χρονολογούνται από την Παλαιοζωική περίοδο, δηλαδή έχουν ηλικία πάνω από 500 εκατομμύρια χρόνια. Λόγω των μακροχρόνιων διαδικασιών διάβρωσης τα βουνά της έχουν κατά μέσο όρο υψόμετρο από 300 m έως 1000 m και αποτελούνται από γρανίτη, σχιστόλιθο, βασάλτη και δολομιτικό ασβεστόλιθο. Η ψηλότερη κορυφή ονομάζεται Punta La Marmora με υψόμετρο 1834 m. Έχει σχετικά λίγα μεγάλα ποτάμια με το Tirso που είναι το μεγαλύτερο να φτάνει σε μήκος τα 151 km. Υπάρχουν επίσης 54 τεχνητές λίμνες που χρησιμοποιούνται για την παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας και τις υδρευτικές και αρδευτικές ανάγκες του νησιού. Η μοναδική φυσική λίμνη ονομάζεται Lago di Baratz.

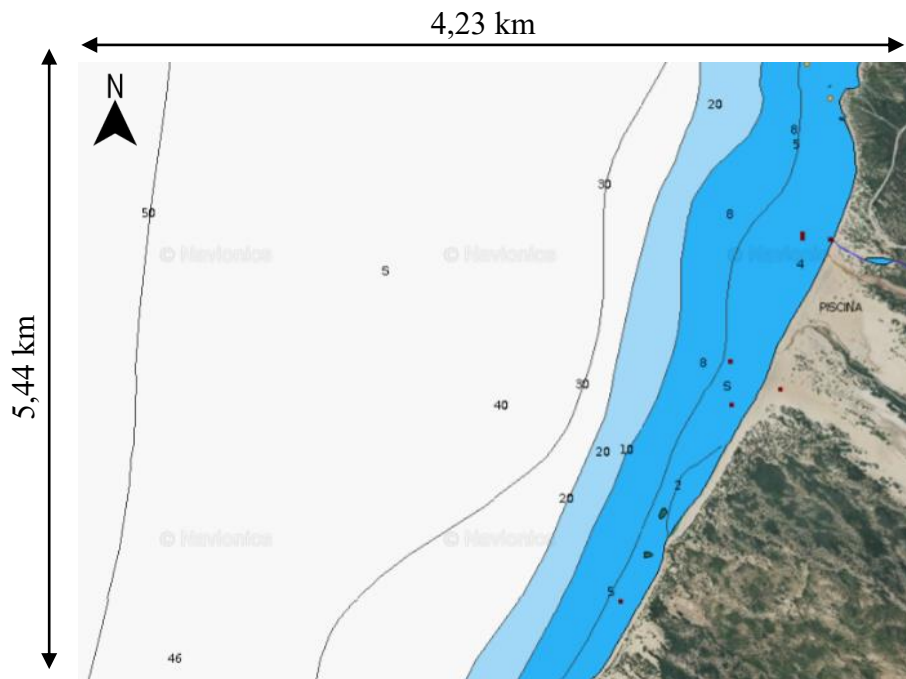
Οι ακτές της Σαρδηνίας έχουν συνολικό μήκος 1849 km. Η ακτογραμμή του νησιού αποτελείται από μεγάλα κομμάτια ευθύγραμμων ακτών που είναι όμως κατά κύριο λόγο απόκρημνες και βραχώδεις. Υπάρχουν όμως και πολλοί μικροί κολπίσκοι και πολλά μικρότερα νησιά κοντά στην ακτογραμμή.

Όπως προαναφέρθηκε η περιοχή μελέτης βρίσκεται στα δυτικά του νησιού και ονομάζεται Spiaggia di Piscinas (Παραλία της πισίνας). Πρόκειται για μια αμμώδη παραλία μήκους 3 km με μεγάλο πλάτος που σε ορισμένα σημεία φτάνει και τα 50 m. Η παραλία περιβάλλεται από αμμόλοφους που έχουν δημιουργηθεί από δυνατούς βορειοδυτικούς ανέμους (Μαΐστρος) που χαρακτηρίζουν την περιοχή και μπορεί να ξεπεράσουν τα 8 Beaufort (66 km/h). Έχουν παρατηρηθεί περίοδοι όπου η διάρκεια πνοής του Μαΐστρου ξεπερνά τις 65 ώρες με ταχύτητα πνοής σταθερά πάνω από 6 Beaufort (30 km/h). Οι αμμόλοφοι έχουν ύψος μέχρι 60 m και εκτείνονται έως και 1 km προς την ενδοχώρα. Είναι από τους μεγαλύτερους στην Ευρώπη και έχουν αναγνωριστεί από την UNESCO ως μνημείο παγκόσμιας κληρονομιάς. Στην παραλία εκβάλλει επίσης ο ποταμός Rio Piscinas.



Εικόνα 4.4: Πανοραμική άποψη Spiaggia di Piscinas (<http://www.sardinianbeaches.com>)

Η περιοχή μελέτης έχει εμβαδόν 23 km^2 με τις διαστάσεις που απεικονίζονται στην Εικόνα 4.5. Η βαθυμετρία στην περιοχή μελέτης είναι αρκετά ομοιόμορφη με ισοβαθείς παράλληλες στην ακτογραμμή και ήπια κλίση πυθμένα περίπου ίση με 0.02. Σε περίπου 200 m απόσταση από την ακτή βρίσκεται ένα ναυάγιο ενός αγγλικού πλοίου του 18^{ου} αιώνα που αποτελεί πόλο έλξης για τους τουρίστες και τους λάτρεις των καταδύσεων.



Εικόνα 4.5: Βαθυμετρία περιοχής μελέτης στη Σαρδηνία (<https://www.navionics.com/>)

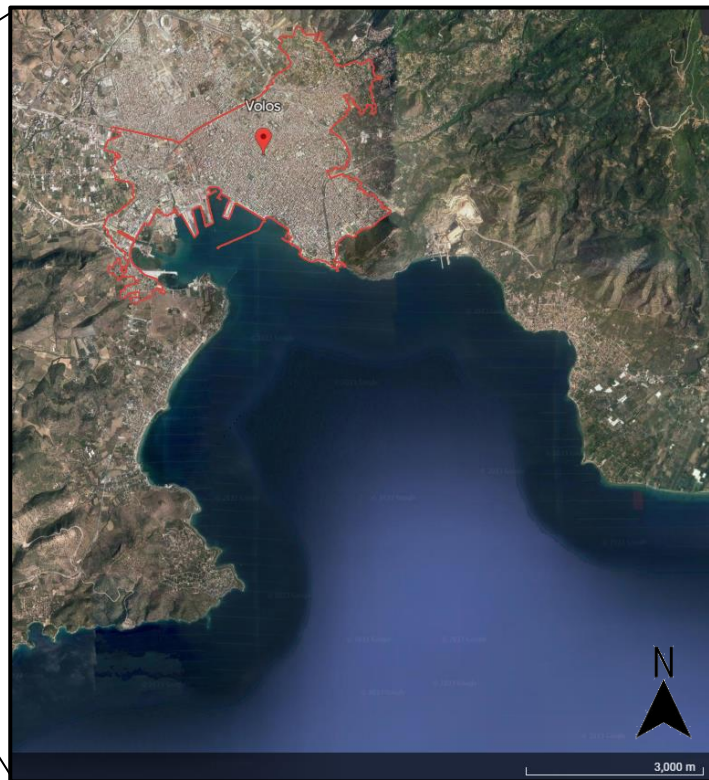
4.2 Βόλος

4.2.1 Γεωγραφική θέση – Γενικά στοιχεία

Ο Βόλος είναι πόλη στη Θεσσαλία και πρωτεύουσα του Νομού Μαγνησίας, χτισμένη στον μυχό του Παγασητικού κόλπου, κοντά στη θέση της αρχαίας Ιωλκού και στους πρόποδες του βουνού των Κενταύρων, του Πηλίου. Αποτελεί μία από τις μεγαλύτερες πόλεις και ένα από τα σημαντικότερα λιμάνια της Ελλάδας. Το λιμάνι του Βόλου χτίστηκε το 1893 και σήμερα είναι το τρίτο μεγαλύτερο εμπορικό λιμάνι της Ελλάδας μετά τον Πειραιά και τη Θεσσαλονίκη. Είναι επίσης και τουριστικός λιμένας και συνδέεται με το νησιωτικό σύμπλεγμα των Σποράδων (Σκιάθος, Σκόπελος και Αλόνησος) καθώς και με την Λήμνο, τη Λέσβο, τη Χίο και τη Σκύρο. Ο Δήμος Βόλου έχει έκταση 27.7 km² και πληθυσμό που ανέρχεται σε 125000 κατοίκους. Τοποθετείται γεωγραφικά στην περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας, στο πεδινό τμήμα του νομού Μαγνησίας. Χαρακτηρίζεται από έντονες αστικές λειτουργίες, στους τομείς της βιομηχανίας και του τουρισμού αλλά και από ένα αξιοσημείωτο αριθμό νέων ανθρώπων, κυρίως λόγω της ύπαρξης του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.



Εικόνα 4.6: Θέση Βόλου στην Ελλάδα (Google Earth)



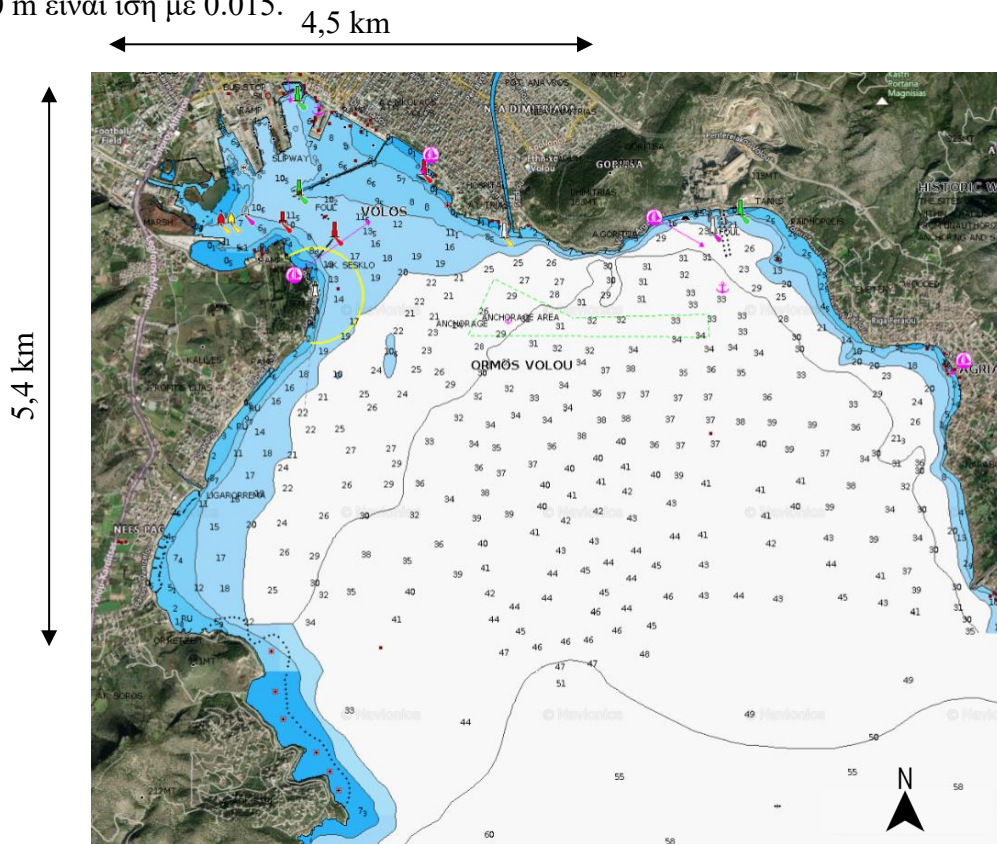
Εικόνα 4.7: Όρμος Βόλου (Google Earth)

4.2.2 Μορφολογία - Βαθυμετρία

Στο όρος Πήλιο που έχει μέγιστο υψόμετρο τα 1610 m, έχουν τις πηγές τους 3 μεγάλα ποτάμια που διασχίζουν τον Βόλο και εκβάλλουν στον Παγασητικό κόλπο. Ο ποταμός Άναυρος όπου κατά τη Μυθολογία ο Ιάσωνας έχασε το ένα από τα σανδάλια του, χωρίζει

την περιοχή της Νέας Δημητριάδας από την υπόλοιπη πόλη. Ο ποταμός Κραυσίδωνας με μήκος 12 km είναι το μεγαλύτερο ποτάμι που ρέει στο εσωτερικό της πόλης και χωρίζει τον Βόλο από την Νέα Ιωνία. Τέλος ο ποταμός Ξηριάς ρέει επίσης στο εσωτερικό της πόλης του Βόλου και της Νέας Ιωνίας.

Ο Παγασητικός κόλπος στον οποίο είναι χτισμένη η πόλη και το λιμάνι του Βόλου είναι μια αρκετά κλειστή και σχετικά αβαθής θάλασσα που σχηματίζεται μεταξύ της ηπειρωτικής Ελλάδας και της χερσονήσου του Πηλίου. Ο κόλπος έχει έκταση ίση με 175 km² και μέγιστο βάθος 101 m. Η είσοδος (άνοιγμα) του κόλπου είναι στον Νοτιά, προς τον Ευβοϊκό κόλπο ανάμεσα στο ακρωτήρι Τρίκερι της Μαγνησίας και το ακρωτήρι Σταυρός της βορειοανατολικής Φθιώτιδας. Το σημείο εισόδου έχει άνοιγμα μόλις 4 km. η περιοχή μελέτης έχει εμβαδόν 24.3 km² με τις διαστάσεις που φαίνονται στην *Εικόνα 4.8*. Η κλίση του πυθμένα είναι σχετικά απότομη (0.07) μέχρι την ισοβαθή των 10 m ωστόσο στη συνέχεια γίνεται πιο ήπια. Ειδικά από την ισοβαθή των 10 m μέχρι την ισοβαθή των 30 m είναι ίση με 0.015.



Εικόνα 4.8: Βαθυμετρία όρμος Βόλου (<https://www.navionics.com/>)



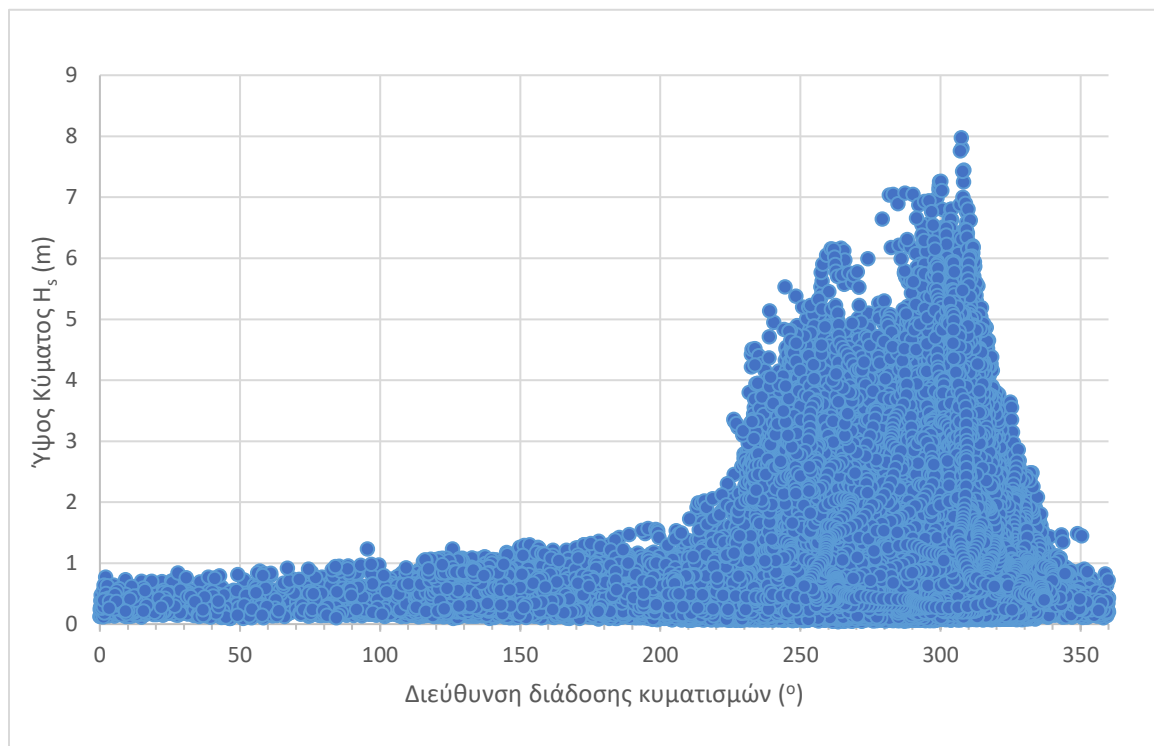
Εικόνα 4.9: Πανοραμική άποψη λιμανιού Βόλου (<https://www.naftikachronika.gr>)

5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ - ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

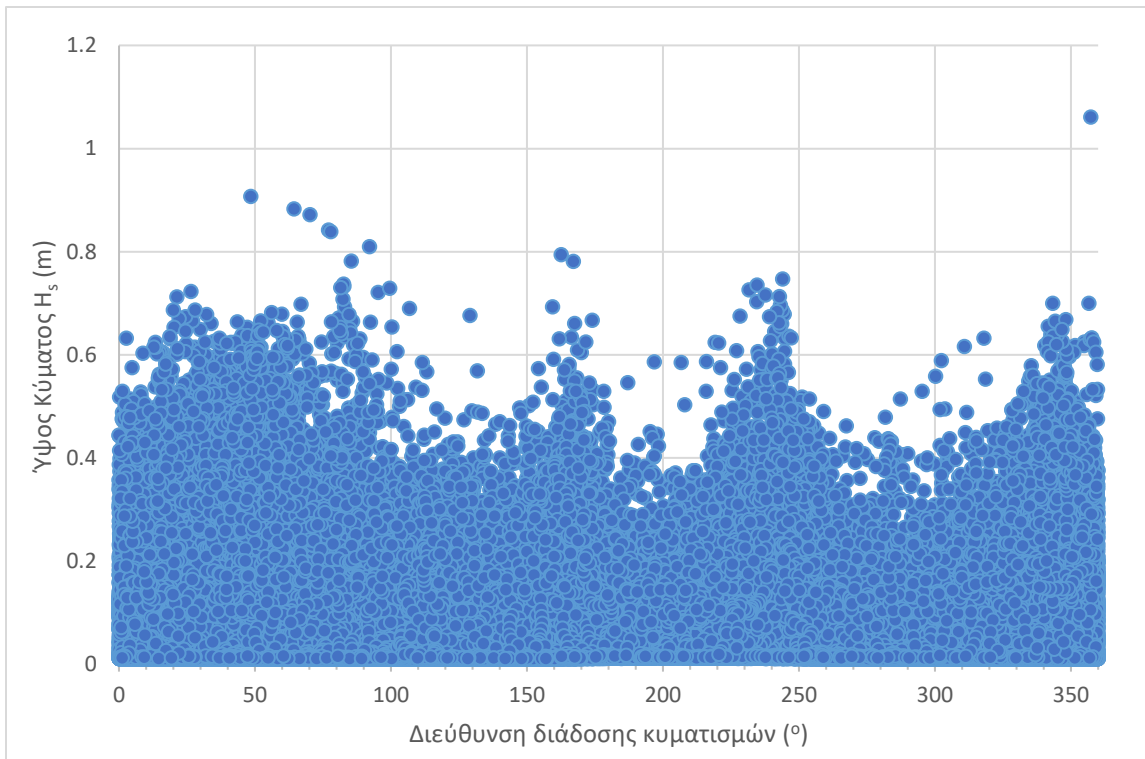
5.1 Προσδιορισμός κυματικού κλίματος

Για τον προσδιορισμό του κυματικού κλίματος όπως προαναφέρθηκε έγινε χρήση της βάσης δεδομένων Copernicus Marine Environmental Monitoring Service (CMEMS) της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Μετά την επεξεργασία τους, η οποία περιεγράφηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, οι τελικές χρονοσειρές παρατηρήσεων των ακτών μελέτης παρουσιάζονται στα παρακάτω διαγράμματα.

Είναι φανερό ότι η ακτή στη Σαρδηνία που έχει το μεγαλύτερο $H_s^2 * T_p$ εμφανίζει πολύ μεγαλύτερα ύψη κύματος που φτάνουν μέχρι και τα 8 m, ενώ τα ύψη κύματος στην ακτή στο λιμάνι του Βόλου με το μικρότερο $H_s^2 * T_p$ μόλις που ξεπερνάνε την τιμή του 1 m.

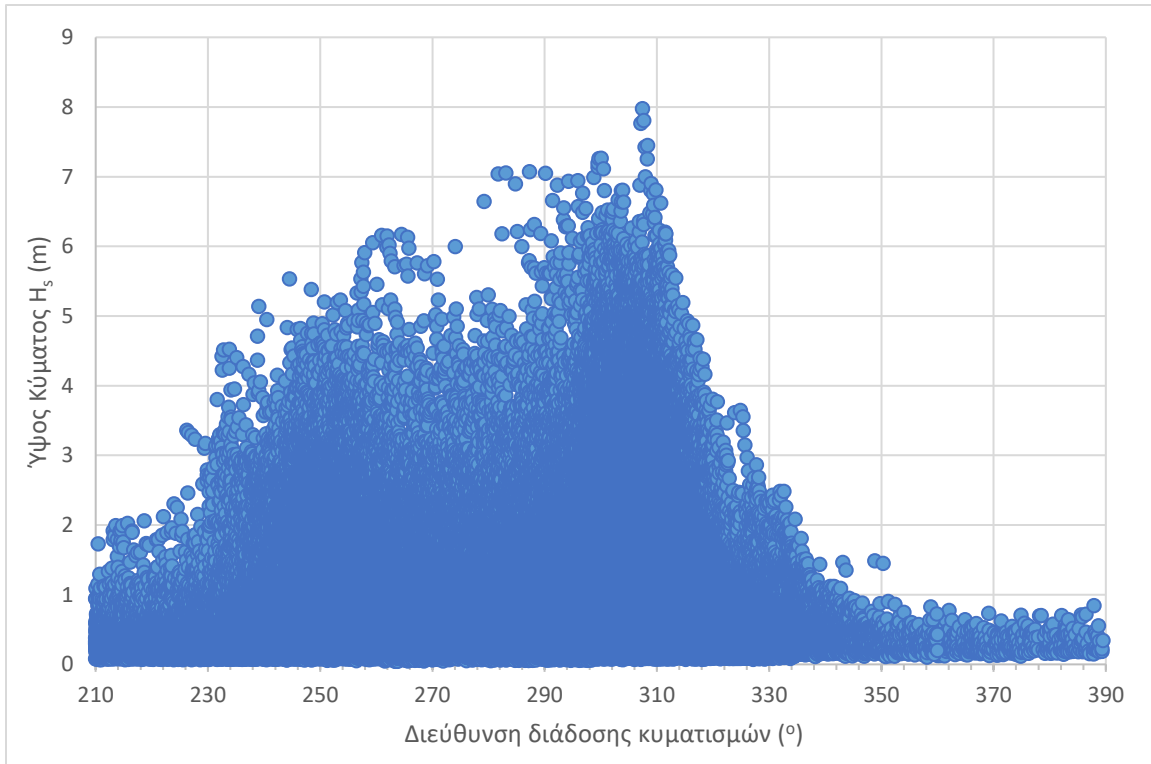


Εικόνα 5.1: Πλήρης χρονοσειρά ακτής στη Σαρδηνία

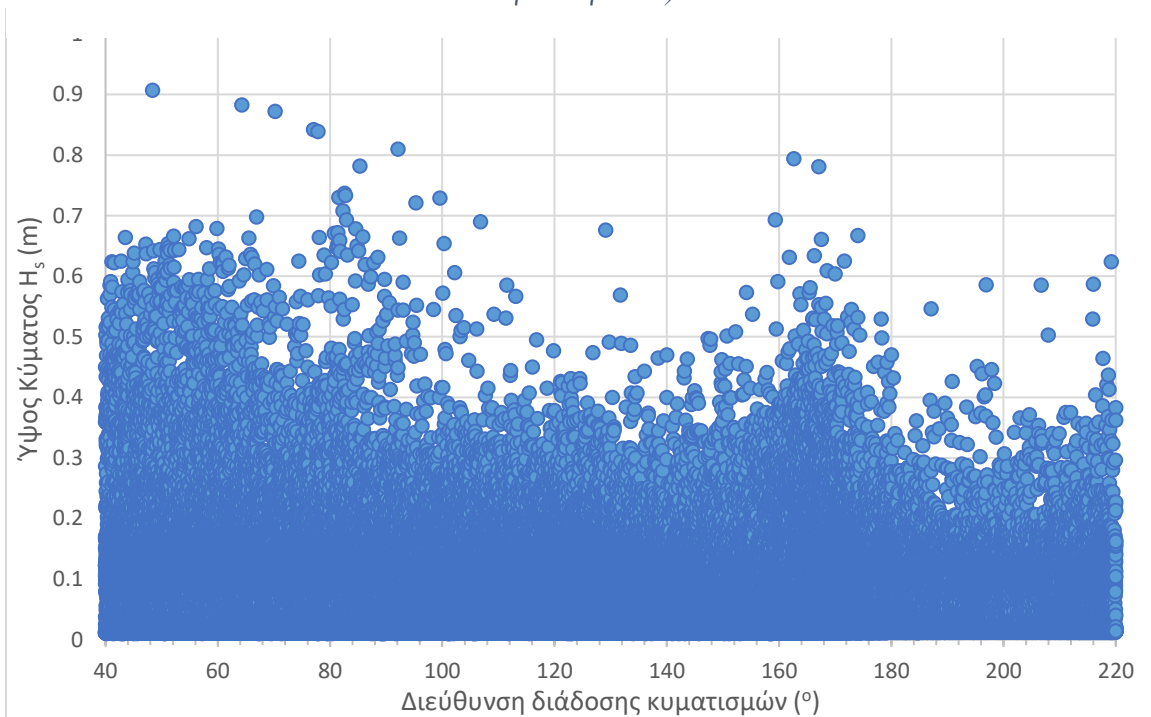


Εικόνα 5.2: Πλήρης χρονοσειρά ακτής στον Βόλο

Ο προσανατολισμός της ακτής Spiaggia di Piscinas στη Σαρδηνία βρέθηκε από το Google Earth και είναι νοτιοδυτικός-βορειοανατολικός στις διευθύνσεις $210-360^\circ$ και $0-30^\circ$. Επομένως η κύρια διεύθυνση είναι η κάθετη στην ακτογραμμή και άρα είναι οι 300° . Οι διευθύνσεις $210-360^\circ$ και $0-30^\circ$ είναι οι διευθύνσεις που επηρεάζουν την στερεομεταφορά κατά μήκος της ακτής και γι' αυτό χρησιμοποιήθηκαν για την σχηματοποίηση της χρονοσειράς των κυματικών παρατηρήσεων. Για την ακτή στο λιμάνι του Βόλου που έχει προσανατολισμό βορειοανατολικό-νοτιοδυτικό με διευθύνσεις $40-220^\circ$, η κύρια διεύθυνση που πρέπει να είναι κάθετη στην ακτογραμμή είναι οι 130° . Οι διευθύνσεις επιλέχθηκαν έτσι, καθώς ο προσανατολισμός των ακτών καθιστά τις αντίστοιχες διευθύνσεις κρίσιμες σε ό,τι αφορά την παράκτια στερεομεταφορά. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι χρονοσειρές των περιοχών μελέτης που αποτελούνται μόνο από τις παρατηρήσεις εντός του εύρους των διευθύνσεων που προαναφέρθηκαν.



Εικόνα 5.3: Χρονοσειρά χαρακτηριστικών διευθύνσεων ακτής στη Σαρδηνία (Διεύθυνση κάθετη στην ακτή: 300°)



Εικόνα 5.4: Χρονοσειρά χαρακτηριστικών διευθύνσεων ακτής στον Βόλο (Διεύθυνση κάθετη στην ακτή: 130°)

Για την προσομοίωση του συνολικού κυματικού κλίματος χρειάστηκε να υπολογιστούν οι συχνότητες εμφάνισης των κυματισμών ανά διεύθυνση και ανάλογα με το ύψος κύματος. Γι' αυτό τον λόγο το κυματικό κλίμα χωρίστηκε σε 12 υποδιευθύνσεις (bins) 30° και τα ύψη κύματος σε υποκλάσεις εύρους 0.5m. Στους παρακάτω πίνακες παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για τις ακτές μελέτης. Με κόκκινο χρώμα σημειώνονται οι χαρακτηριστικές διευθύνσεις σε κάθε ακτή.

Πίνακας 5-1: Συχνότητες εμφάνισης ακτής στη Σαρδηνία

H _s bins (m)	a ₀ bins (°)											
	[0 - 30)	[30 - 60)	[60 - 90)	[90 - 120)	[120 - 150)	[150 - 180)	[180 - 210)	[210 - 240)	[240 - 270)	[270 - 300)	[300 - 330)	[330 - 360)
(0.0 – 0.5]	0.131	0.099	0.128	0.351	0.971	1.380	2.142	3.385	4.954	6.476	16.726	1.426
(0.5 – 1.0]	0.016	0.019	0.035	0.130	0.489	0.393	0.340	0.912	5.438	4.460	11.224	0.671
(1.0 -1.5]	0	0	0	0.003	0.028	0.028	0.034	0.244	3.400	2.551	7.276	0.187
(1.5 – 2.0]	0	0	0	0	0	0	0.0025	0.1086	1.9839	1.6577	5.3111	0.0410
(2.0 - 2.5]	0	0	0	0	0	0	0	0.069	1.224	1.044	3.787	0.01
(2.5 – 3.0]	0	0	0	0	0	0	0	0.059	0.692	0.641	2.428	0
(3.0 – 3.5]	0	0	0	0	0	0	0	0.020	0.289	0.370	1.506	0
(3.5 – 4.0]	0	0	0	0	0	0	0	0.006	0.157	0.232	0.874	0
(4.0 – 4.5]	0	0	0	0	0	0	0	0.004	0.069	0.143	0.528	0
(4.5 – 5.0]	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0.030	0.059	0.270	0
(5.0 – 5.5]	0	0	0	0	0	0	0	0.000	0.007	0.032	0.145	0
(5.5 – 6.0]	0	0	0	0	0	0	0	0	0.007	0.023	0.071	0
(6.0 – 6.5]	0	0	0	0	0	0	0	0	0.003	0.009	0.022	0
(6.5 – 7.0]	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.005	0.01	0
(7.0 – 7.5]	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.003	0.003	0
(7.5 – 8.0]	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0
Σύνολο	0.147	0.118	0.163	0.483	1.488	1.801	2.518	4.810	18.254	17.705	50.178	2.338

Πίνακας 5-2: Συχνότητες εμφάνισης ακτής στον Βόλο

H _s bins (m)	a ₀ bins (°)											
	[0 - 30)	[30 - 60)	[60 - 90)	[90 - 120)	[120 - 150)	[150 - 180)	[180 - 210)	[210 - 240)	[240 - 270)	[270 - 300)	[300 - 330)	[330 - 360)
(0,0 - 0,5]	8.146	8.059	8.138	11.583	14.503	7.322	4.844	7.547	9.660	5.289	5.152	9.451
(0,5 - 1,0]	0.045	0.104	0.048	0.011	0.001	0.017	0.002	0.017	0.017	0.001	0.002	0.045
Σύνολο	8.190	8.163	8.187	11.595	14.504	7.339	4.846	7.564	9.677	5.290	5.154	9.496

Από τους πίνακες συχνότητας εμφάνισης των κυματισμών, γίνεται αντιληπτό ότι η επιλογή των χαρακτηριστικών διευθύνσεων είναι ορθή, καθώς σε εκείνες εμφανίζονται συνολικά το μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης. Στην ακτή στην Σαρδηνία οι χαρακτηριστικές διευθύνσεις (210-390°) έχουν 93.4% ποσοστό εμφάνισης, ενώ συγκεκριμένα το bin 300-330 στο οποίο περιέχεται η κύρια διεύθυνση (300°) έχει ποσοστό εμφάνισης 50.1. Στην ακτή στον Βόλο όπου τα ύψη κύματος είναι πολύ μικρότερα, ο διαχωρισμός δεν είναι τόσο εμφανής. Ωστόσο και εκεί οι χαρακτηριστικές διευθύνσεις έχουν το μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης 62.2%. Το bin 120-150° που περιέχει την κύρια διεύθυνση (130°) έχει ποσοστό εμφάνισης 14.5%, το μέγιστο σε σχέση με τα άλλα bin.

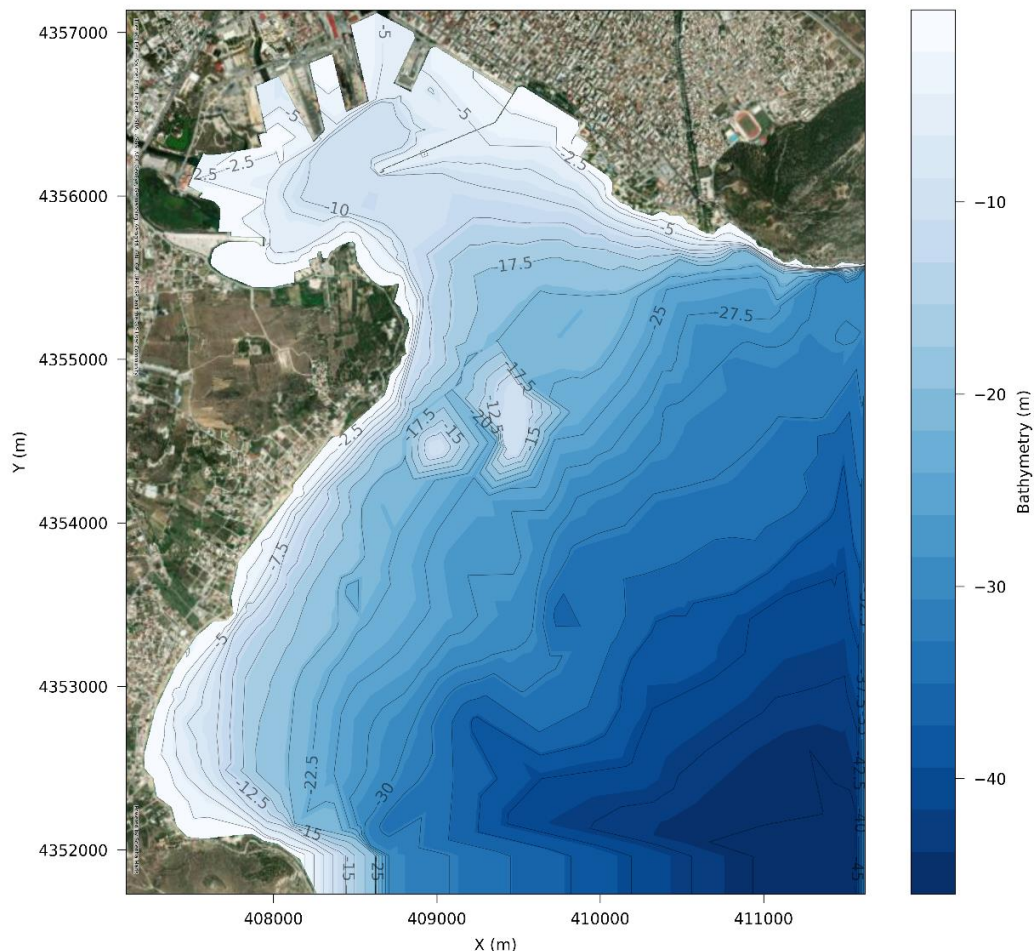
5.2 Σχεδιασμός υπολογιστικού πεδίου – Maris BTG

Το πρώτο βήμα πριν την εκτέλεση της προσομοίωσης είναι ο σχεδιασμός της βαθυμετρίας της περιοχής μελέτης με τη μορφή ενός κανάβου αποτελούμενου από σημεία στεριάς και θάλασσας με τις αντίστοιχες συντεταγμένες τους (x,y,z). Το αρχείο της βαθυμετρίας θα χρησιμοποιηθεί σαν δεδομένο εισόδου μετέπειτα στο μοντέλο. Έχοντας αποτυπώσει την ακτή στο περιβάλλον του QGIS σε υπόβαθρο Google Earth, στο Παγκόσμιο Γεωδαιτικό Σύστημα Συντεταγμένων WGS 84/UTM zones 32N και 36N για την ακτή στη Σαρδηνία και τον Βόλο αντίστοιχα, έγινε εξαγωγή αυτών των συντεταγμένων σε αρχείο Autocad ώστε να είναι δυνατή η ευκολότερη επεξεργασία τους. Τα δεδομένα για την βαθυμετρία ελήφθησαν από το Navionics Chart Viewer και το Navionics Sonar Chart για μεγαλύτερη Αρχικά πρέπει να οριστεί μια ευρύτερη περιοχή ορθογώνιου σχήματος που να περιέχει την περιοχή ενδιαφέροντος. Το μέγεθος του ορθογωνίου εξαρτάται από τα κυματικά χαρακτηριστικά, τη βαθυμετρία και την μορφολογία της ακτής και πρέπει να είναι τέτοιο ώστε το μοντέλο να λαμβάνει υπόψη του τα σημαντικότερες ιδιαιτερότητες της περιοχής.

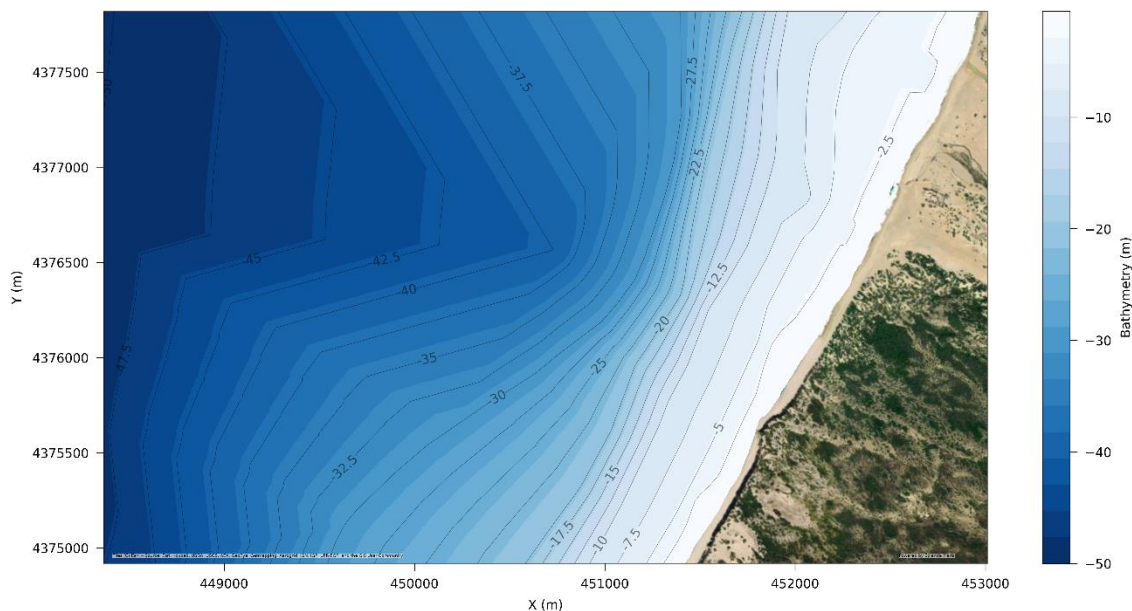
Παρακάτω παρουσιάζεται η περιοχή μελέτης στον Βόλο με την βαθυμετρία της, όπως σχεδιάστηκε με υπόβαθρο τους ναυτικούς χάρτες του Navionics. Η ίδια διαδικασία ακολουθήθηκε και για την ακτή στη Σαρδηνία. Οι ισοβαθείς γραμμές αντιστοιχούν στη μέση στάθμη της θάλασσας και τα σημεία σε μεμονωμένα βάθη για την καλύτερη αποτύπωση και διαβάθμιση του βάθους μεταξύ των ισοβαθών. Το ορθογώνιο πλαίσιο είναι το όριο της περιοχής ενδιαφέροντος που θα εισαχθεί στο μοντέλο και έχει διαστάσεις 4523 m x 5410 m στη διεύθυνση x και y αντίστοιχα. Το σημείο έναρξης του κανάβου βρίσκεται πάντα στην κάτω αριστερή γωνία του πλαισίου. Αυτό το πολύγωνο περιλαμβάνει τις λιμενικές εγκαταστάσεις και τις παραλίες δεξιά και αριστερά του λιμένα. Στη συνέχεια, διαιρείται στο Autocad σε μεμονωμένα σημεία αρκετά στο πλήθος ώστε να μπορούν να αντιπροσωπεύουν επαρκώς την πολυπλοκότητα της ακτογραμμής. Τέλος οι συντεταγμένες x και y των σημείων εξάγονται σε αρχείο τύπου csv που αποτελεί όπως προαναφέρθηκε δεδομένο εισόδου για το μοντέλο. Με παρόμοιο τρόπο εξάγονται και οι συντεταγμένες x,y και z των ισοβαθών γραμμών και των μεμονωμένων σημείων και αποθηκεύονται σε ξεχωριστό αρχείο.

Ξεκινώντας τη διαδικασία δημιουργίας του αρχείου βαθυμετρίας, εισάγονται τα κατάλληλα αρχεία στο μοντέλο, καθώς και οι συντεταγμένες αρχής (origin coordinates). Πολύ σημαντικό βήμα είναι ο ορισμός του αριθμού των κελιών του κανάβου που θα δημιουργηθεί όπως και το μέγεθός τους. Ένα εύλογο μέγεθος είναι τα 2.5 m και ανάλογα με την διάσταση του πλαισίου που επιλέχθηκε, υπολογίζονται και οι αριθμοί των κελιών σε κάθε διάσταση.

Το μοντέλο παρέχει τη δυνατότητα επιλογή της μεθόδου με την οποία θα γίνει η παρεμβολή των βαθών για τα οποία δεν υπάρχουν δεδομένα. Στην παρούσα διπλωματική επιλέχθηκε η μέθοδος της γραμμικής παρεμβολής (linear interpolation), ενώ οι άλλες δύο επιλογές ήταν παρεμβολή με βάση το κοντινότερο σημείο (nearest-neighbor interpolation) και παρεμβολή με αντίστροφη μέτρηση της απόστασης (inverse distance weighting interpolation). Μετά από αυτό το βήμα, το μοντέλο μπορεί να συνθέσει τα δεδομένα εισόδου και να δημιουργήσει το αρχείο βαθυμετρίας σε μορφή αρχείου csv.



Εικόνα 5.5: Βαθυμετρία ακτής στον Βόλο



Εικόνα 5.6: Βαθυμετρία ακτής στη Σαρδηνία

5.3 Υπολογισμός κυματικού κλίματος προσομοίωσης αναφοράς (Brute Force)

Για την προσομοίωση του συνολικού κυματικού κλίματος υπολογίστηκαν οι μέσοι όροι ύψους κύματος, περίοδος και διεύθυνση διάδοσης των κυματισμών για καθένα από τα σενάρια των χαρακτηριστικών διευθύνσεων όπου η συχνότητα εμφάνισης δεν είναι μηδενική. Στην ακτή της Σαρδηνίας τα σενάρια αυτά είναι 62 και στον Βόλο είναι 12. Άρα προκύπτει ότι θα χρειαστεί να πραγματοποιηθούν 62 και 12 προσομοιώσεις αντίστοιχα για την απεικόνιση του υφιστάμενου κυματικού κλίματος. Τα αποτελέσματα των μέσων όρων παρουσιάζονται στον Πίνακα 5-3 για την ακτή στη Σαρδηνία και στον Πίνακα 5-4 για την ακτή στον Βόλο.

Πίνακας 5-3: Μέσοι όροι κλάσεων για την ακτή στη Σαρδηνία

H_s (m)	MWD (bin)	H_s (m)	T_p (s)	MWD (o)	F (%)
(0.0 – 0.5]	[0 - 30)	0.29	5.17	12.87	0.131
(0.5 – 1.0]		0.60	7.65	15.45	0.016
(0.0 – 0.5]	[210 - 240)	0.26	4.87	225.79	3.385
(0.5 – 1.0]		0.68	5.99	228.77	0.912
(1.0 -1.5]		1.19	7.00	231.68	0.244
(1.5 – 2.0]		1.74	8.04	233.13	0.109
(2.0 - 2.5]		2.24	8.71	235.87	0.069
(2.5 – 3.0]		2.74	9.39	236.28	0.059
(3.0 – 3.5]		3.20	10.01	233.55	0.020
(3.5 – 4.0]		3.74	9.82	235.97	0.006

(4.0 – 4.5]		4.24	10.39	236.00	0.004
(4.5 – 5.0]		458	10.83	235.14	0.001
(5.0 - 5.5]		5.14	10.15	239.05	0.0004
(0.0 – 0.5]	[240 - 270)	0.30	5.05	255.52	4.954
(0.5 – 1.0]		0.73	6.49	255.43	5.438
(1.0 -1.5]		1.22	7.43	255.06	3.400
(1.5 – 2.0]		1.73	8.07	254.31	1.984
(2.0 - 2.5]		2.24	8.67	254.02	1.224
(2.5 – 3.0]		2.72	9.26	253.47	0.692
(3.0 – 3.5]		3.21	9.67	253.63	0.289
(3.5 – 4.0]		3.72	10.16	254.87	0.157
(4.0 – 4.5]		4.22	10.56	255.38	0.069
(4.5 – 5.0]		4.69	10.81	255.62	0.030
(5.0 - 5.5]		5.21	10.93	256.90	0.007
(5.5 - 6.0]		5.74	11.31	261.99	0.007
(6.0 – 6.5]		6.11	11.54	262.42	0.003
(0.0 – 0.5]	[270 – 300)	0.30	4.66	287.17	6.476
(0.5 – 1.0]		0.72	6.08	287.28	4.460
(1.0 -1.5]		1.23	7.13	287.83	2.551
(1.5 – 2.0]		1.73	7.94	289.05	1.658
(2.0 - 2.5]		2.22	8.67	289.62	1.044
(2.5 – 3.0]		2.74	9.39	290.98	0.641
(3.0 – 3.5]		3.23	9.74	291.13	0.370
(3.5 – 4.0]		3.73	10.25	291.62	0.232
(4.0 – 4.5]		4.22	10.65	290.96	0.143
(4.5 – 5.0]		4.72	11.00	292.19	0.059
(5.0 - 5.5]	[270 – 300)	5.22	11.30	293.62	0.032
(5.5 - 6.0]		5.72	11.83	293.41	0.023
(6.0 – 6.5]		6.22	12.04	294.21	0.009
(6.5 - 7.0]		6.76	11.98	292.74	0.005
(7.0 – 7.5]		7.11	12.46	291.57	0.003
(0.0 – 0.5]	[300 - 330)	0.29	4.15	314.85	16.726
(0.5 – 1.0]		0.73	6.22	311.94	11.224
(1.0 -1.5]		1.24	7.56	310.32	7.276
(1.5 – 2.0]		1.74	8.43	309.49	5.311
(2.0 - 2.5]		2.24	9.12	308.59	3.787
(2.5 – 3.0]		2.73	961	307.94	2.428
(3.0 – 3.5]		3.23	10.09	307.76	1.506
(3.5 – 4.0]		3.73	10.44	307.69	0.874
(4.0 – 4.5]		4.22	10.76	307.16	0.528
(4.5 – 5.0]		4.73	11,16	306.19	0.270

(5.0 - 5.5]		5.22	11.57	306.22	0.145
(5.5 - 6.0]		5.73	11.82	306.17	0.071
(6.0 - 6.5]		6.20	11.99	305.23	0.022
(6.5 - 7.0]		6.71	12.77	305.64	0.007
(7.0 - 7.5]		7.25	12.51	305.50	0.003
(7.5 - 8.0]		7.85	13.10	307.40	0.001
(0.0 - 0.5]	[330 - 360)	0.31	5.48	336.46	1.426
(0.5 - 1.0]		0.68	7.13	336.41	0.671
(1.0 - 1.5]		1.22	7.64	333.96	0.187
(1.5 - 2.0]		1.71	8.09	332.63	0.041
(2.0 - 2.5]		2.19	7.91	331.68	0.013

Παρατηρείται ότι ο συχνότερα εμφανιζόμενος συνδυασμός (16.73%) έχει το μικρότερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 0.29$ m, $T_p = 4.15$ s) και προέρχεται από τα βορειοδυτικά (314.8°) πολύ κοντά στην κύρια διεύθυνση της ακτής (300°). Αντίθετα ο κυματισμός που εμφανίζεται σπανιότερα (0.001%), έχει το μεγαλύτερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 7.85$ m, $T_p = 13.10$ s) και προέρχεται επίσης από τα βορειοδυτικά (307.4°).

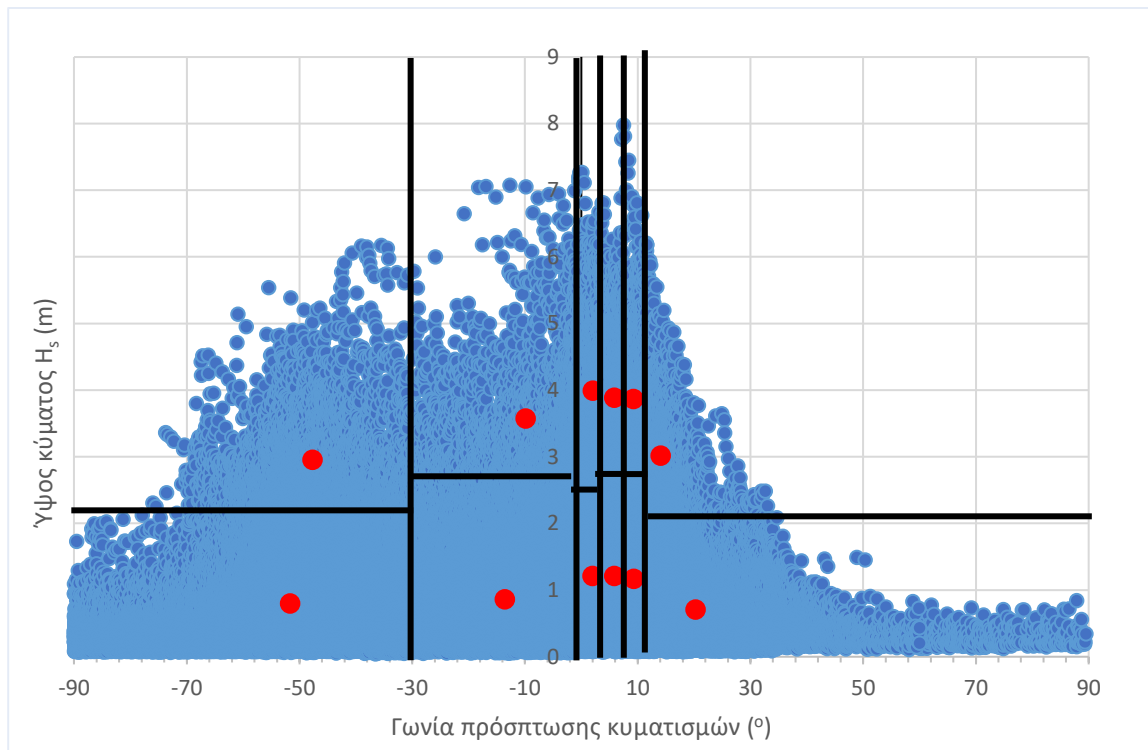
Πίνακας 5-4: Μέσοι όροι κλάσεων για την ακτή στον Βόλο

H_s (m)	MWD (bin)	H_s (m)	T_p (s)	MWD (o)	f (%)
(0.0 - 0.5]	[30 - 60)	0.09	1.52	45.02	4.844
(0.5 - 1.0]		0.56	2.87	46.58	14.503
(0.0 - 0.5]	[60 - 90)	0.07	1.48	75.18	11.583
(0.5 - 1.0]		0.59	2.84	72.85	8.138
(0.0 - 0.5]	[90 - 120)	0.06	1.60	106.59	7.322
(0.5 - 1.0]		0.58	3.20	99.45	8.059
(0.0 - 0.5]	[120 - 150)	0.06	1.66	133.06	0.104
(0.5 - 1.0]		0.62	4.31	130.43	0.002
(0.0 - 0.5]	[150 - 180)	0.08	1.66	164.61	0.017
(0.5 - 1.0]		0.57	3.22	166.35	0.011
(0.0 - 0.5]	[180 - 210)	0.06	1.46	194.53	0.048
(0.5 - 1.0]		0.56	3.02	199.64	0.001

Αντίθετα, στην ακτή στον Βόλο παρατηρείται ότι ο συχνότερα εμφανιζόμενος συνδυασμός (14.5%) έχει το δεύτερο μεγαλύτερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 0.56$ m, $T_p = 2.87$ s) και προέρχεται από τα βορειοανατολικά (46.5°) σχεδόν παράλληλα στην διεύθυνση της ακτής. Ταυτόχρονα ο κυματισμός που εμφανίζεται σπανιότερα (0.001%), έχει το ίδιο ύψος κύματος αλλά μεγαλύτερη περίοδο ($H_s = 0.56$ m, $T_p = 3.02$ s) και προέρχεται από τα νότια (199.64°), επίσης σχεδόν παράλληλα στην διεύθυνση της ακτής.

5.4 Υπολογισμός κυματικών αντιπροσώπων με τη μέθοδο ροής ενέργειας

Ακολουθώντας την μεθοδολογία, όπως αναπτύχθηκε στο Κεφάλαιο 3, υπολογίστηκαν οι τιμές των κυματικών αντιπροσώπων για την μέθοδο ροής ενέργειας για τις ακτές στην Σαρδηνία και τον Βόλο. Παρακάτω παρουσιάζονται σχηματικά στις *Εικόνες 5.7 και 5.8* οι χρονοσειρές για τις ακτές της Σαρδηνίας και του Βόλου αντίστοιχα μαζί με τους αντιπροσώπους για τις 12 κλάσεις για την ακτή στη Σαρδηνία και τις 9 για την ακτή στον Βόλο. Στον *Πίνακα 5-5* παρουσιάζονται οι τιμές των αντιπροσώπων για την μέθοδο ροής ενέργειας στην ακτή στην Σαρδηνία και αντίστοιχα στον *Πίνακα 5-6* για την ακτή στον Βόλο.

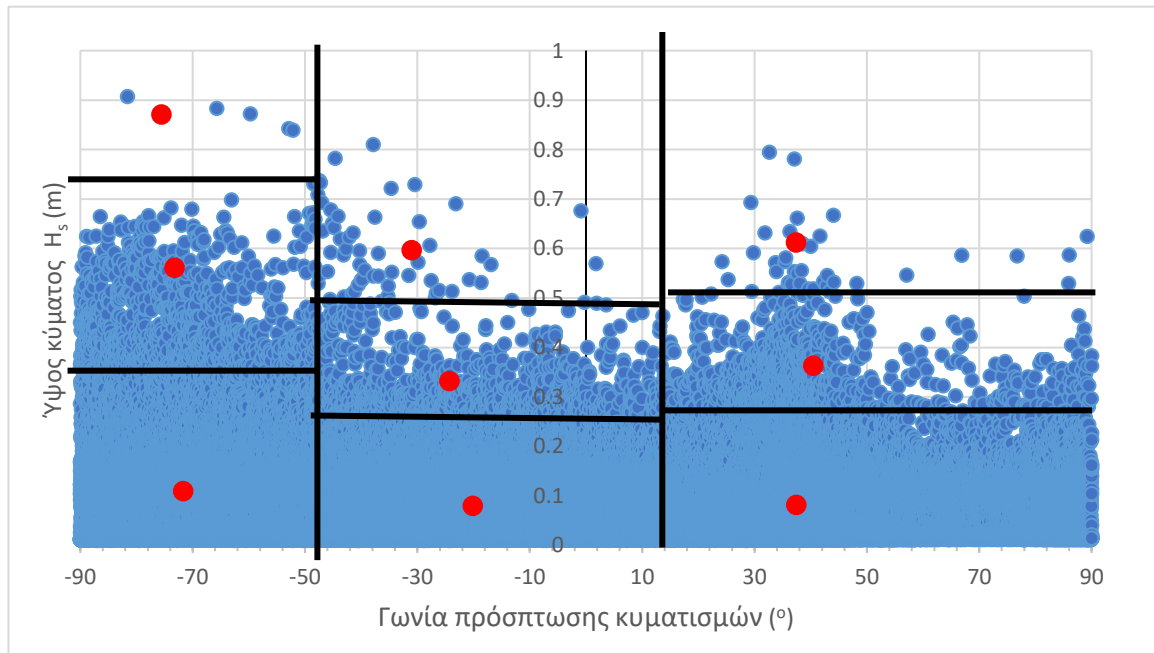


Εικόνα 5.7: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στη Σαρδηνία – Μέθοδος Energy Flux

Πίνακας 5-5: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στη Σαρδηνία – Μέθοδος Energy Flux

Αντιπρόσωποι	H_s (m)	T_p (s)	MWD (°)	F (%)
1a	0.80	6.28	248.28	22.07
1b	2.95	9.45	252.27	1.82
2a	0.86	6.09	286.41	17.71
2b	3.57	10.05	290.09	1.16
3a	1.21	7.01	301.96	8.43
3b	3.99	10.80	301.99	0.88
4a	1.21	7.12	305.82	8.73
4b	3.89	10.69	305.84	0.94
5a	1.17	6.89	309.29	9.11
5b	3.86	10.46	309.21	0.98
6a	0.70	5.61	320.26	26.43
6b	3.02	9.55	314.07	1.73

Παρατηρείται και πάλι ότι ο αντιπρόσωπος με την μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης έχει το μικρότερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 0.70$ m, $T_p = 5.61$ s) και προέρχεται από διευθύνσεις σχεδόν κάθετες στην ακτή. Από την άλλη, το μικρότερο ποσοστό εμφάνισης έχει ο αντιπρόσωπος με το μεγαλύτερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 3.99$ m, $T_p = 10.80$ s) που προέρχεται από την διεύθυνση κάθετα στην ακτή.



Εικόνα 5.8: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος Energy Flux

Πίνακας 5-6: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος Energy Flux

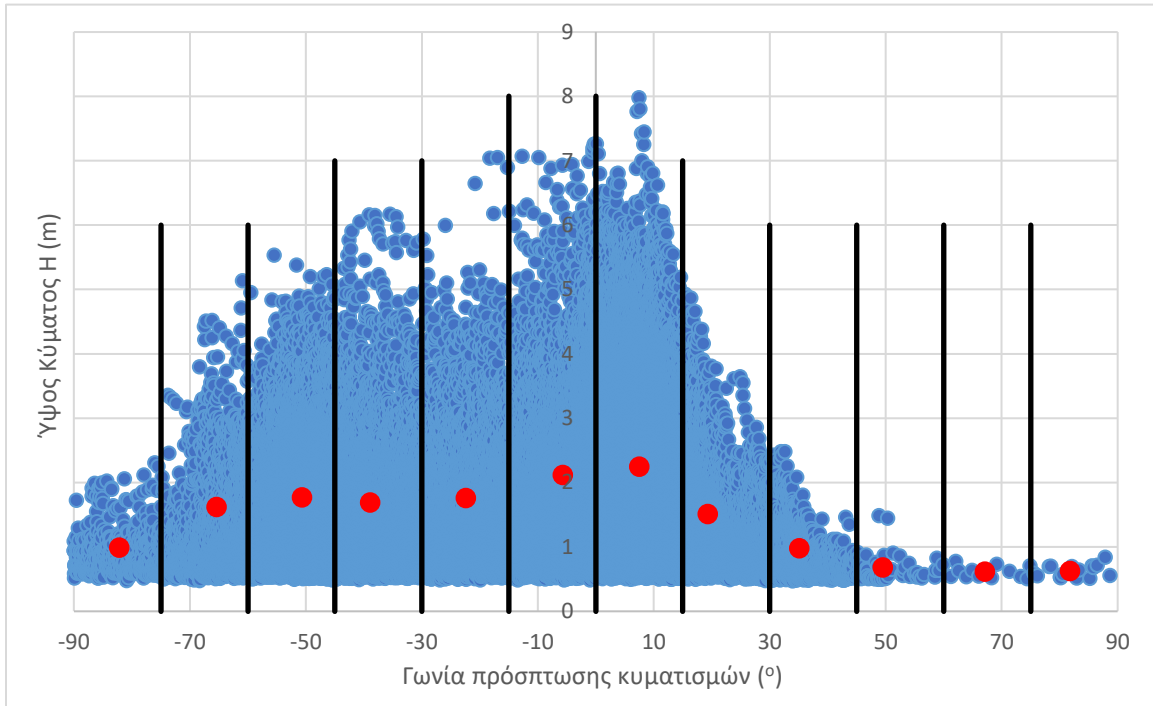
Αντιπρόσωποι	H _s (m)	T _p (s)	MWD (°)	F (%)
1a	0.07	1.45	58.32	16.988
1b	0.34	2.33	56.76	0.991
1c	0.52	2.75	54.40	0.348
2a	0.05	1.54	109.83	38.900
2b	0.20	2.19	105.66	2.973
2c	0.36	2.66	98.94	0.716
3a	0.05	1.52	167.41	36.031
3b	0.22	2.29	170.45	2.377
3c	0.31	2.61	168.16	0.676

Σε αντίθεση με ότι παρατηρήθηκε στις πραγματικές συνθήκες, οι αντιπρόσωποι του Βόλου με τη μέθοδο ροής ενέργειας που εμφανίζονται συχνότερα είναι εκείνοι με το μικρότερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 0.05$ m, $T_p = 1.54$ s και $T_p = 1.52$ s) και προέρχονται από διευθύνσεις σχεδόν κάθετες στην ακτή (109.8° , 167.4°). Αυτοί οι 2 αντιπρόσωποι έχουν συντριπτικά μεγάλο συνολικό ποσοστό εμφάνισης (78.22%). Ο σπανιότερα εμφανιζόμενος αντιπρόσωπος (0.35%) έχει το μεγαλύτερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 0.52$ m, $T_p = 2.75$ s) και προέρχεται από τα βορειοανατολικά, δηλαδή από διεύθυνση σχεδόν παράλληλη στην ακτή.

5.5 Υπολογισμός κυματικών αντιπροσώπων με τη μέθοδο ισοδύναμων κυματισμών με χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου

Ακολουθώντας την μεθοδολογία της μεθόδου των ισοδύναμων κυματισμών, όπως αναπτύχθηκε στο Κεφάλαιο 3, υπολογίστηκαν οι τιμές των κυματικών αντιπροσώπων με χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου για τις ακτές στην Σαρδηνία και τον Βόλο. Παρακάτω παρουσιάζονται σχηματικά στις Εικόνες 5.9 και 5.10 οι χρονοσειρές για τις ακτές της Σαρδηνίας και του Βόλου μαζί με τους αντιπροσώπους για τις 12 και 9 κλάσεις αντίστοιχα. Στον Πίνακα 5-7 παρουσιάζονται οι τιμές των αντιπροσώπων για την μέθοδο ισοδύναμων κυματισμών με νευρωνικό δίκτυο στην ακτή στην Σαρδηνία και αντίστοιχα στον Πίνακα 5-8 για την ακτή στον Βόλο.

Για την ακτή στη Σαρδηνία η χρονοσειρά που περιλαμβάνει μόνο τις διευθύνσεις που επηρεάζουν την στερεομεταφορά (210-390°) αποτελείται από 221107 ωριαίες παρατηρήσεις. Μετά την εφαρμογή του τεχνητού νευρωνικού δικτύου (EW-ANN), η χρονοσειρά για τις ίδιες διευθύνσεις αποτελείται από 132321 ωριαίες παρατηρήσεις (40% μείωση της χρονοσειράς). Στην *Εικόνα 5.9* παρουσιάζονται σχηματικά οι 12 αντιπρόσωποι της μεθόδου των ισοδύναμων κυματισμών και η μειωμένη χρονοσειρά από το τεχνητό νευρωνικό δίκτυο. Στον *Πίνακα 5-7* αναγράφονται οι τιμές των 12 αντιπροσώπων για αυτή τη μέθοδο.



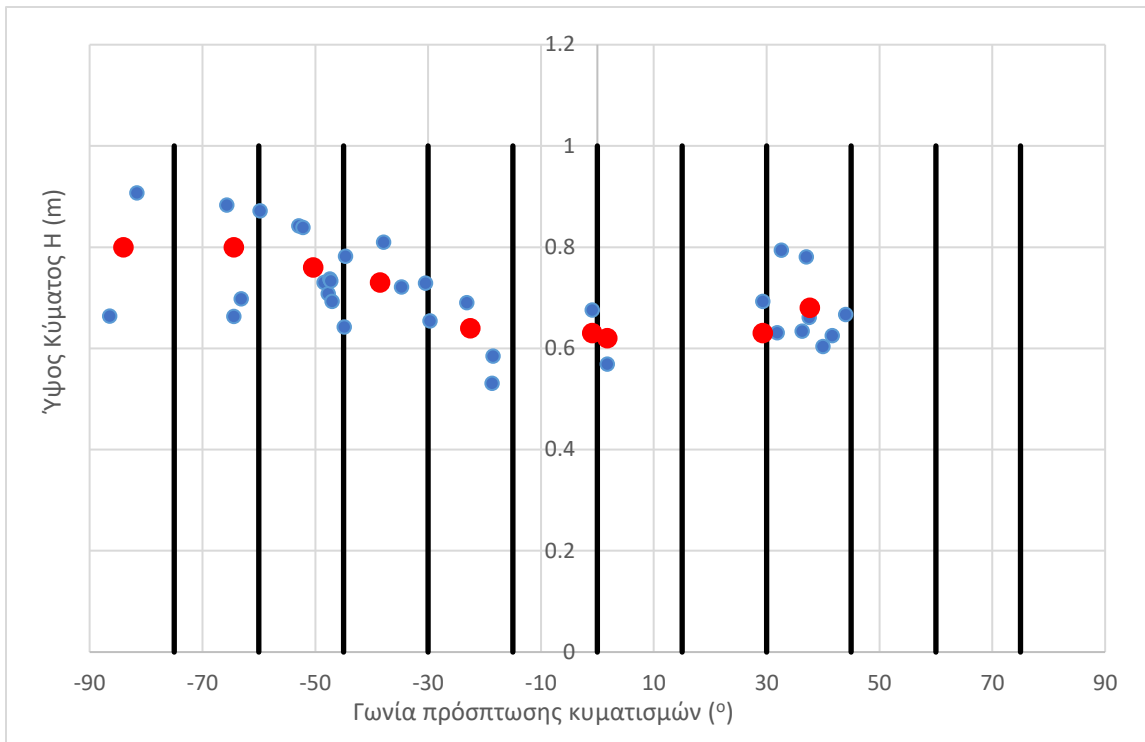
Εικόνα 5.9: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στη Σαρδηνία - Μέθοδος EW-ANN

Πίνακας 5-7: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στη Σαρδηνία – Μέθοδος EW-ANN

Αντιπρόσωπος	H _s (m)	T _p (s)	MWD (°)	F (%)
1	0.99	6.81	217.8	0.020
2	1.62	7.18	234.6	0.031
3	1.77	7.73	249.3	0.100
4	1.69	7.45	261.1	0.095
5	1.76	7.24	277.6	0.069
6	2.12	7.73	294.3	0.120
7	2.25	8.28	307.5	0.373
8	1.51	7.26	319.3	0.164
9	0.98	7.58	335.1	0.023
10	0.68	7.8	349.5	0.002
11	0.62	8.18	7.1	0.001
12	0.63	7.91	21.8	0.001

Σε αυτή τη μέθοδο παρατηρούνται μεγάλα ποσοστά εμφάνισης αντιπροσώπων με μεγάλα ύψη κύματος. Συγκεκριμένα ο αντιπρόσωπος με το μεγαλύτερο ύψος κύματος και περίοδο ($H_s = 2.25$ m, $T_p = 8.28$ s) που προέρχεται από τα βορειοδυτικά εμφανίζεται συχνότερα (0.37%). Αντίστοιχα σπανιότερα εμφανίζονται αντιπρόσωποι με μικρά ύψη κύματος και περίοδο.

Για την ακτή στον Βόλο η χρονοσειρά που περιλαμβάνει μόνο τις διευθύνσεις που επηρεάζουν την στερεομεταφορά ($130-220^\circ$) αποτελείται από 127062 ωριαίες παρατηρήσεις. Με την εφαρμογή του τεχνητού νευρωνικού δικτύου, η χρονοσειρά για τις ίδιες διευθύνσεις αποτελείται πλέον μόνο από 33 ωριαίες παρατηρήσεις (99.97% μείωση της χρονοσειράς). Η τεράστια διαφορά σε σχέση με τη μείωση της χρονοσειράς της Σαρδηνίας, έγκειται στα πολύ μικρότερα ύψη κύματος της ακτής του Βόλου. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ελάχιστες κυματικές παρατηρήσεις να επηρεάζουν την στερεομεταφορά και άρα να περιλαμβάνονται στην σχηματοποιημένη χρονοσειρά. Ωστόσο ενώ η χρονοσειρά χωρίστηκε σε 12 υποδιευθύνσεις, οι αντιπρόσωποι που προκύπτουν είναι 9, καθώς στις 3 τελευταίες υποδιευθύνσεις δεν υπάρχουν κυματικές παρατηρήσεις και άρα δεν υπολογίζεται για αυτές αντιπροσωπευτική τιμή. Τα αποτελέσματα της σχηματοποίησης με τη μέθοδο των ισοδύναμων κυματισμών για την ακτή στον Βόλο παρουσιάζονται στην *Εικόνα 5.10* και στον *Πίνακα 5-8*.



Εικόνα 5.10: Διαχωρισμός δεδομένων σε κλάσεις και οι αντιπρόσωποι για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος EW-ANN

Πίνακας 5-8: Τιμές αντιπροσώπων για την ακτή στον Βόλο - Μέθοδος EW-ANN

Αντιπρόσωπος	H_s (m)	T_p (s)	MWD (°)	F (%)
1	0.80	3.40	-84.03	0.00157
2	0.80	3.24	-64.42	0.00315
3	0.76	3.24	-50.35	0.00708
4	0.73	3.29	-38.51	0.00472
5	0.64	3.79	-22.50	0.00394
6	0.63	4.11	-0.90	0.00157
7	0.62	4.31	1.75	0.00157
8	0.63	3.77	29.34	0.00157
9	0.68	3.54	37.63	0.00708

Λόγω της μεγάλης μείωσης της χρονοσειράς με την χρήση του τεχνητού νευρωνικού δικτύου, οι συχνότητες εμφάνισης των αντιπροσώπων είναι πάρα πολύ μικρές. Τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης ίση με 0.007% έχουν οι αντιπρόσωποι με $H_s = 0.76$ m, $T_p = 3.24$ s και $H_s = 0.68$ m, $T_p = 3.54$ s.

5.6 Αποτελέσματα προσομοιώσεων

Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για τις 2 περιοχές μελέτης σύμφωνα με τις δύο τρόπους σχηματοποίησης που προαναφέρθηκαν καθώς και τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για την πλήρη χρονοσειρά της εκάστοτε περιοχής. Παράλληλα γίνεται μια πρώτη σύγκριση των τριών διαφορετικών μεθόδων προσομοίωσης του κυματικού κλίματος. Για κάθε προσομοίωση στο Parabolic Mild-Slope Wave Model, συμπληρώνονται τα κυματικά χαρακτηριστικά του κάθε αντιπροσώπου, ο οποίος αποτελεί το εισερχόμενο κύμα στην λεκάνη μελέτης. Από το αποτέλεσμα των προσομοιώσεων εξάγεται η μεταβολή της βαθυμετρίας ως προς την αρχική, η οποία προκαλείται από τον κάθε αντιπρόσωπο. Μετά την ολοκλήρωση των προσομοιώσεων για την κάθε μέθοδο σχηματοποίησης, υπολογίζεται ο σταθμισμένος μέσος όρος του ρυθμού μεταβολής του πυθμένα, λαμβάνοντας υπόψη την συχνότητα εμφάνισης του κάθε αντιπροσώπου και έτσι προκύπτει το τελικό προφίλ της ακτής.

Παρακάτω θα παρουσιαστούν ενδεικτικά τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για:

- την χωρική κατανομή του ύψους κύματος από το Maris PMS
- την χωρική κατανομή της ταχύτητας από το Maris HYD
- την χωρική μεταβολή της στάθμης του πυθμένα από το Maris SDT.

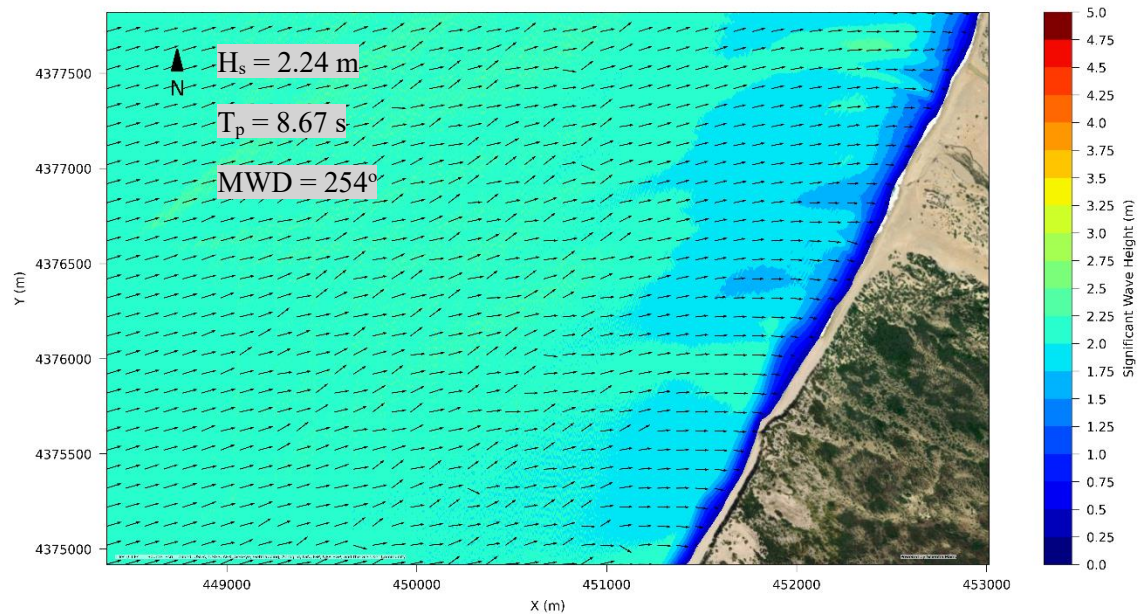
Τα αποτελέσματα που θα παρουσιαστούν αφορούν τον εκάστοτε αντιπρόσωπο επιλεγμένο ώστε να προσπίπτει με κλίση στην ακτή και να δημιουργεί στερεομεταφορά παράλληλη στην ακτή από την πλήρη χρονοσειρά και τις δύο μεθόδους σχηματοποίησης.

5.7 Αποτελέσματα για την ακτή μελέτης στη Σαρδηνία

5.7.1 Αποτελέσματα για την πλήρη χρονοσειρά

➤ Parabolic Mild-Slope Wave Model

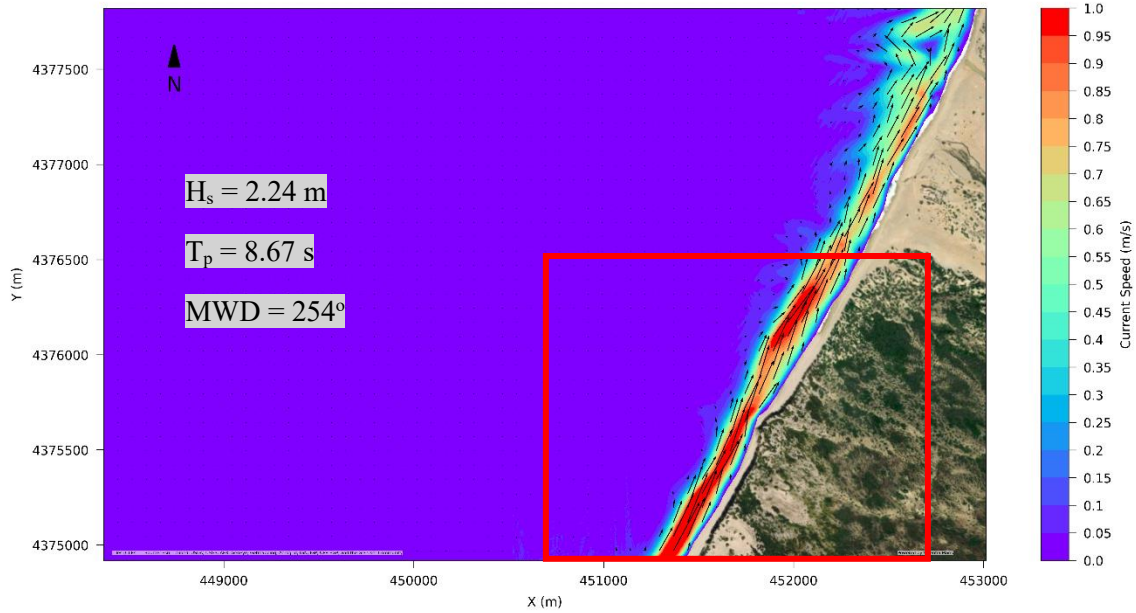
Η *Εικόνα 5.11* απεικονίζει την χωρική κατανομή του ύψους κύματος λόγω του εισερχόμενου κυματισμού βορειοδυτικής διεύθυνσης, με ύψος $H_s = 2.24$ m και περίοδο $T_p = 8.67$ s. Η συγκεκριμένη κυματική κατάσταση εμφανίζεται με συχνότητα 1.24 % της πλήρους χρονοσειράς. Ενδεικτικά παρατηρείται ότι σε μια ζώνη 150 m από την ακτή το ύψος κύματος δεν ξεπερνάει το 1 m.



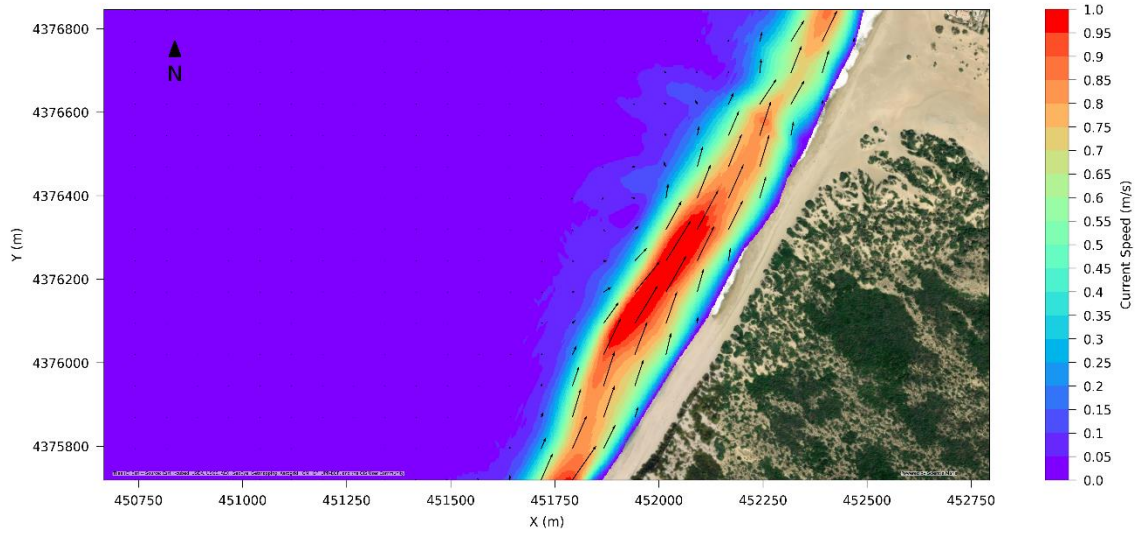
Εικόνα 5.11: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Πλήρης χρονοσειρά

➤ Hydrodynamic Model

Στις *Εικόνες 5.12* και *5.13*, παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της ταχύτητας ρευμάτων για τη συγκεκριμένη κυματική κατάσταση. Παρατηρείται ότι η παραπάνω κυματική κατάσταση δημιουργεί σημαντική κίνηση των ρευμάτων σε μια ζώνη 150 m από την ακτή. Η μέγιστη ταχύτητα που παρατηρείται είναι 1 m/s. Η κίνηση των ρευμάτων είναι παράλληλη στην ακτή με διεύθυνση από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά.



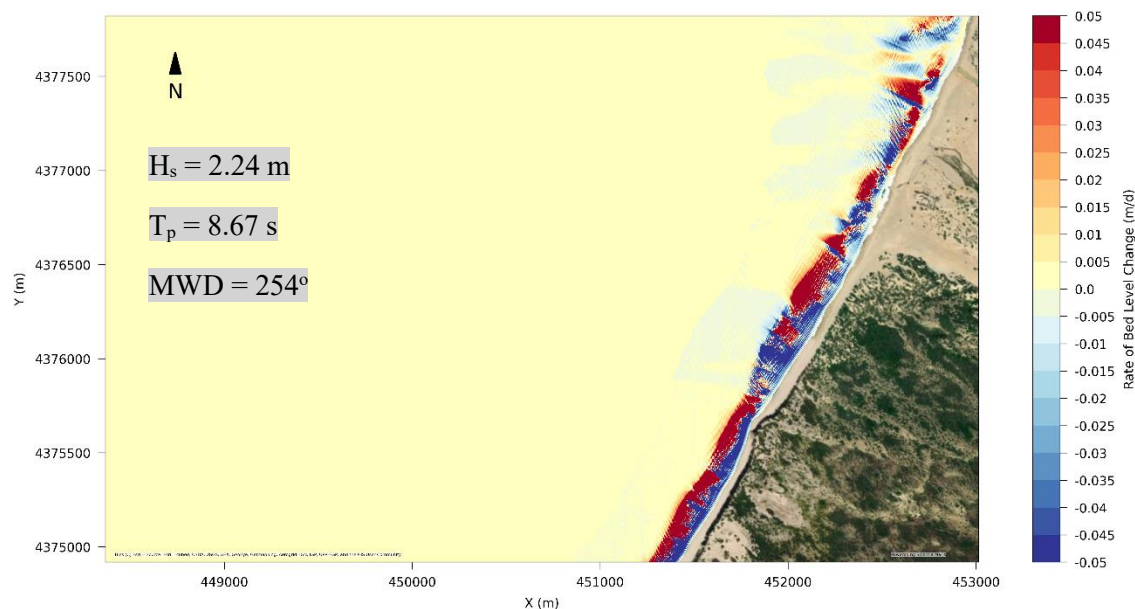
Εικόνα 5.12: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Πλήρης χρονοσειρά



Εικόνα 5.13: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά

➤ Sediment Transport Model

Η Εικόνα 5.14 απεικονίζει τον τελικό ρυθμό μετακίνησης του ιζήματος που προκαλείται από την εν λόγω κυματική παρατήρηση. Σε μια ζώνη απόστασης 150 m από την ακτή παρατηρείται σχεδόν ρυθμός εξέλιξης του πυθμένα, με μέγιστη τιμή 0.05 m/d. Σε αυτή την απόσταση παρατηρούνται κατά τόπους και υποχωρήσεις του πυθμένα με μέγιστη τιμή 0.05 m/d.

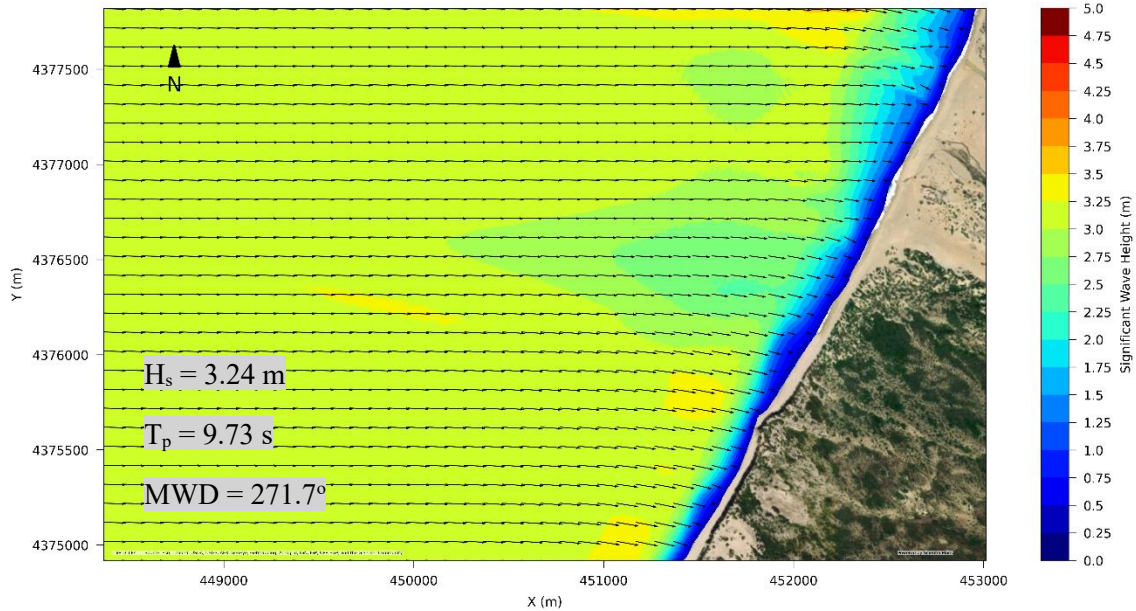


Εικόνα 5.14: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά

5.7.2 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης της ροής ενέργειας

➤ Parabolic Mild-Slope Wave Model

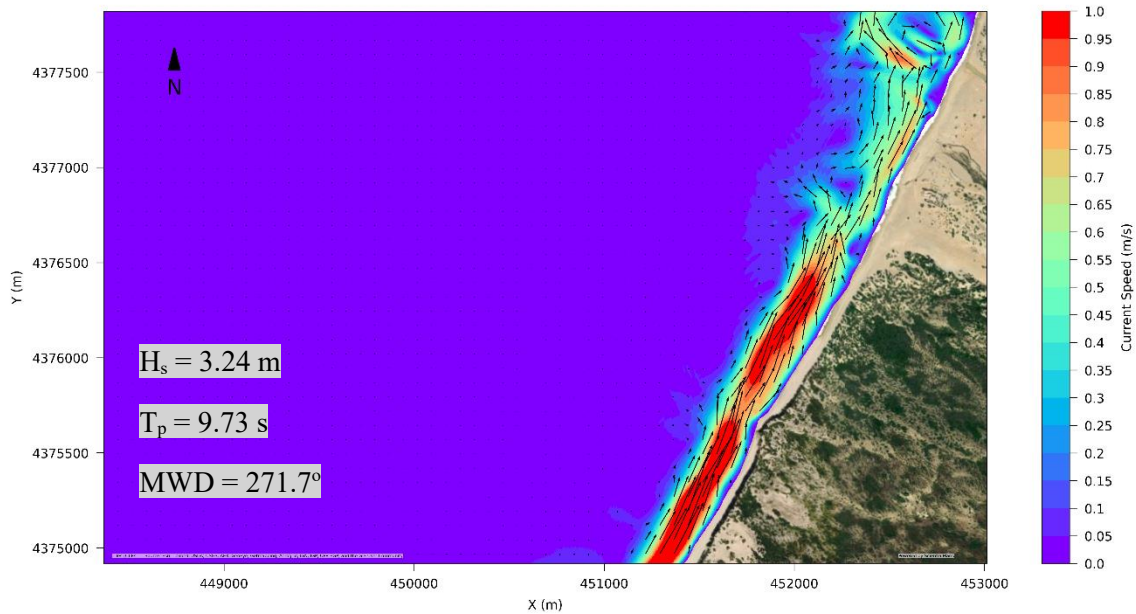
Η Εικόνα 5.15 απεικονίζει την χωρική κατανομή του ύψους κύματος λόγω του εισερχόμενου κυματισμού δυτικής διεύθυνσης, με ύψος $H_s = 3.24$ m και περίοδο $T_p = 9.73$ s. Η συγκεκριμένη κυματική κατάσταση εμφανίζεται με συχνότητα 1.16 % της πλήρους χρονοσειράς. Το μέγιστο ύψος κύματος σε απόσταση 30 m από την ακτή είναι 1 m. Παρατηρείται ότι η τελική διαμόρφωση της κατανομής του ύψους κύματος αυτής της κυματικής κατάστασης εμφανίζει ομοιότητες με την αντίστοιχη που προκαλεί η αντιπροσωπευτική κυματική κατάσταση της πλήρους χρονοσειράς. Ειδικότερα ενώ οι μέγιστες τιμές της διαφέρουν, όπως είναι λογικό αφού διαφέρουν και τα κυματικά χαρακτηριστικά, είναι χαρακτηριστικό ότι εμφανίζει τα μέγιστα της στις ίδιες περιοχές της ακτογραμμής.



Εικόνα 5.15: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος ροής ενέργειας

➤ Hydrodynamic Model

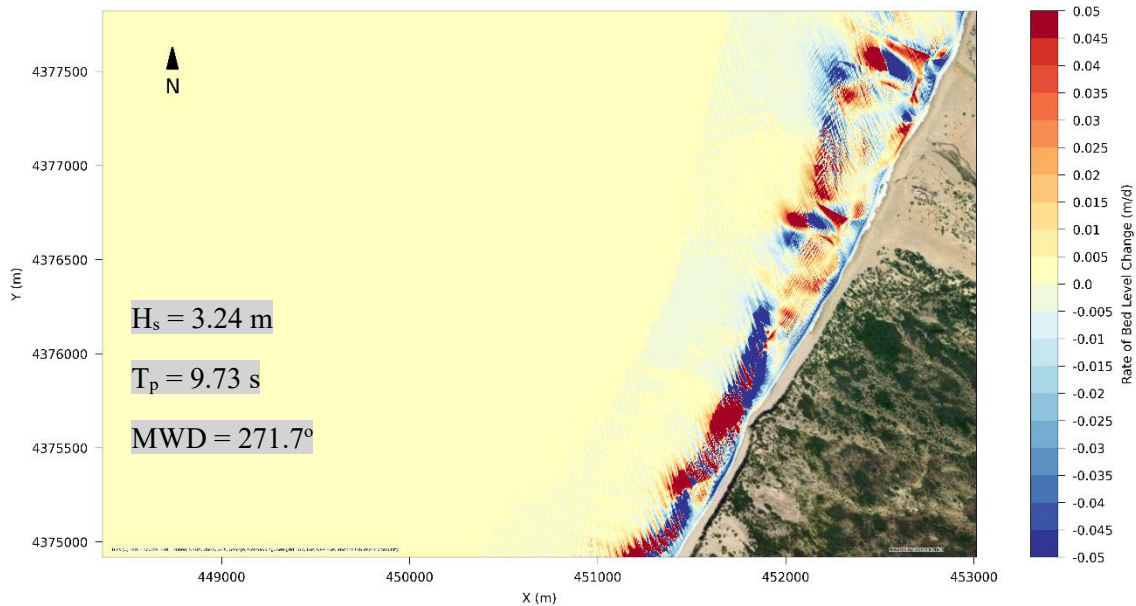
Στην Εικόνα 5.16 παρουσιάζεται η κίνηση των θαλάσσιων ρευμάτων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης και μια λεπτομέρεια αυτής στην περιοχή των μετρήσεων. Η παραπάνω κυματική κατάσταση δημιουργεί σημαντική κίνηση των ρευμάτων σε μια ζώνη 80 m από την ακτή. Η μέγιστη ταχύτητα που παρατηρείται είναι 0.50 m/s. Η κίνηση των ρευμάτων είναι παράλληλη στην της με διεύθυνση από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά.



Εικόνα 5.16: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος ροής ενέργειας

➤ Sediment Transport Model

Στην *Εικόνα 5.17* απεικονίζεται ο ρυθμός μετακίνηση του ιζήματος που προκαλείται από τον συγκεκριμένο αντιπρόσωπο. Σε μια ζώνη απόστασης 280 m από την ακτή παρατηρούνται πολύ έντονες μεταβολές στην εξέλιξη του πυθμένα με ρυθμό με μέγιστη τιμή 0.05 m/d. Κατά τόπους σε αυτή την ζώνη παρατηρούνται και αποθέσεις ιζήματος με μέγιστη τιμή τα 0.05 m/d.

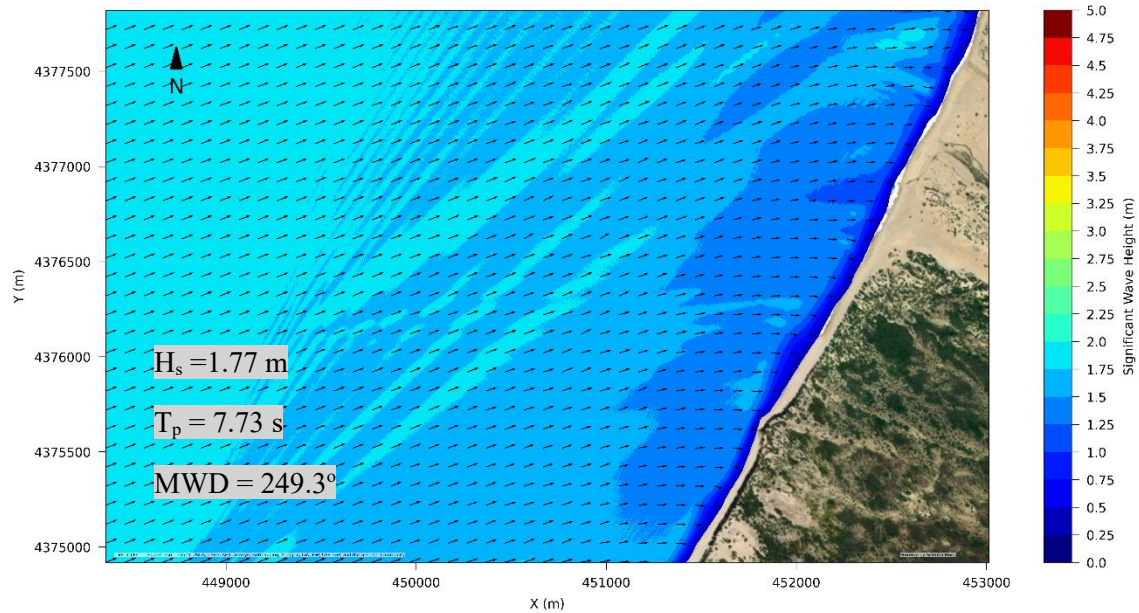


Εικόνα 5.17: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος ροής ενέργειας

5.7.3 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης των ισοδύναμων κυματισμών με EW-ANN

➤ Parabolic Mild-Slope Wave Model

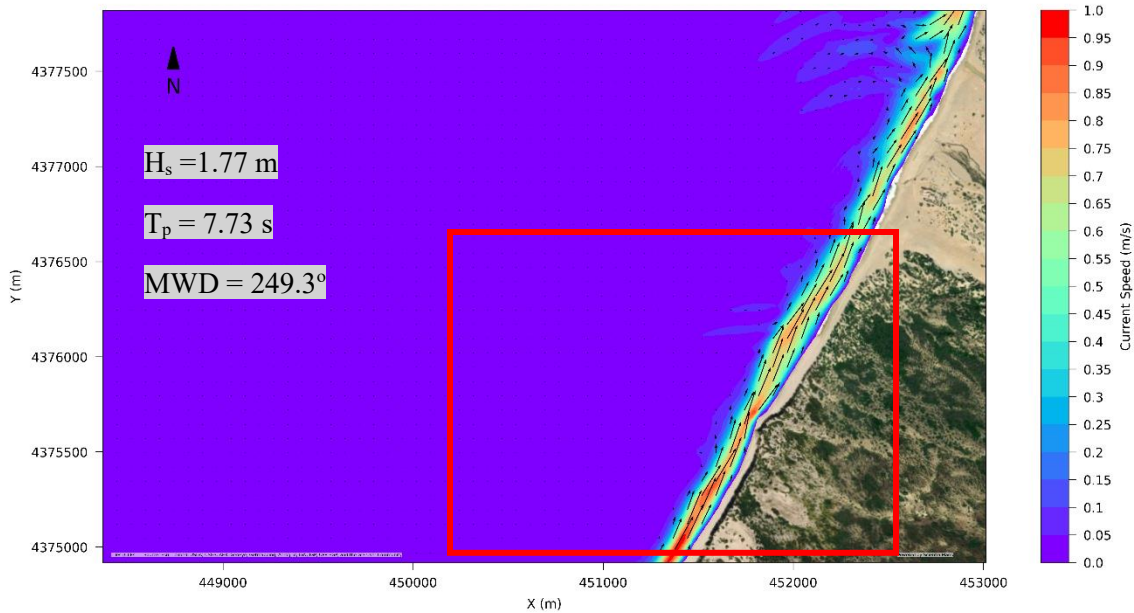
Η *Εικόνα 5.18* απεικονίζει την χωρική κατανομή του ύψους κύματος λόγω του εισερχόμενου κυματισμού νοτιοδυτικής διεύθυνσης, με ύψος $H_s = 1.77$ m και περίοδο $T_p = 7.73$ s. Η συγκεκριμένη κυματική κατάσταση εμφανίζεται με συχνότητα 7.05 %. Το μέγιστο ύψος κύματος σε απόσταση 160 m από την ακτή λαμβάνει την σημαντική τιμή των 1.4 m.



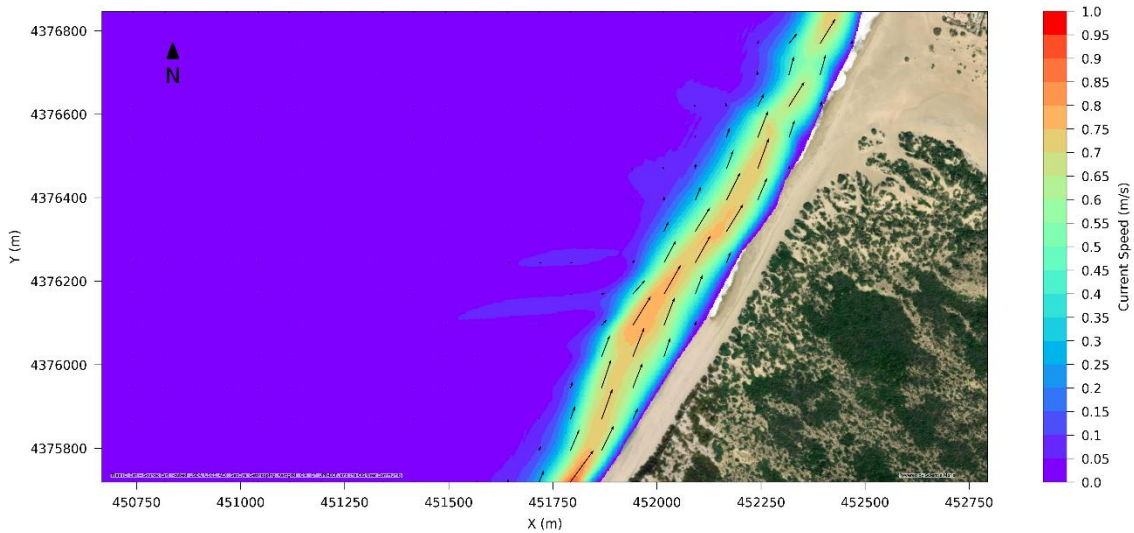
Εικόνα 5.18: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος EW-ANN

➤ Hydrodynamic Model

Οι Εικόνες 5.19 και 5.20 απεικονίζουν την κατανομή της ταχύτητας των ρευμάτων που δημιουργούνται λόγω της παραπάνω κυματικής συνθήκης. Παρατηρείται μια αρκετά έντονη κίνηση ρευμάτων με μέγιστη αναπτυσσόμενη ταχύτητα ίση με 0.8 m/s σε μεγάλο εύρος της ακτής. Η κίνηση των ρευμάτων είναι παράλληλη στην ακτή με διεύθυνση από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά.



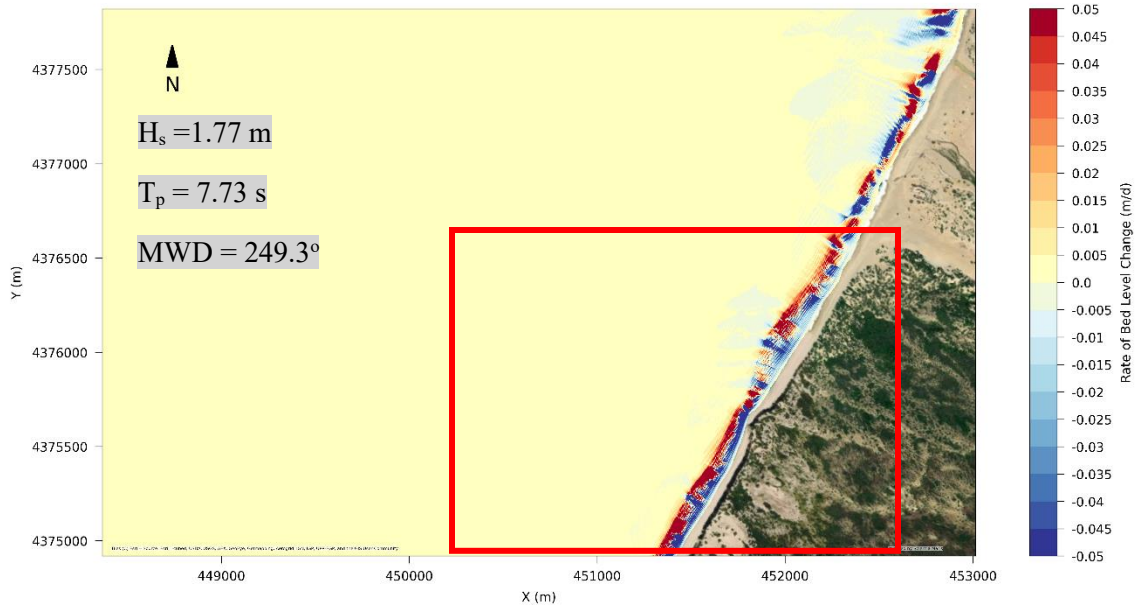
Εικόνα 5.20: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN



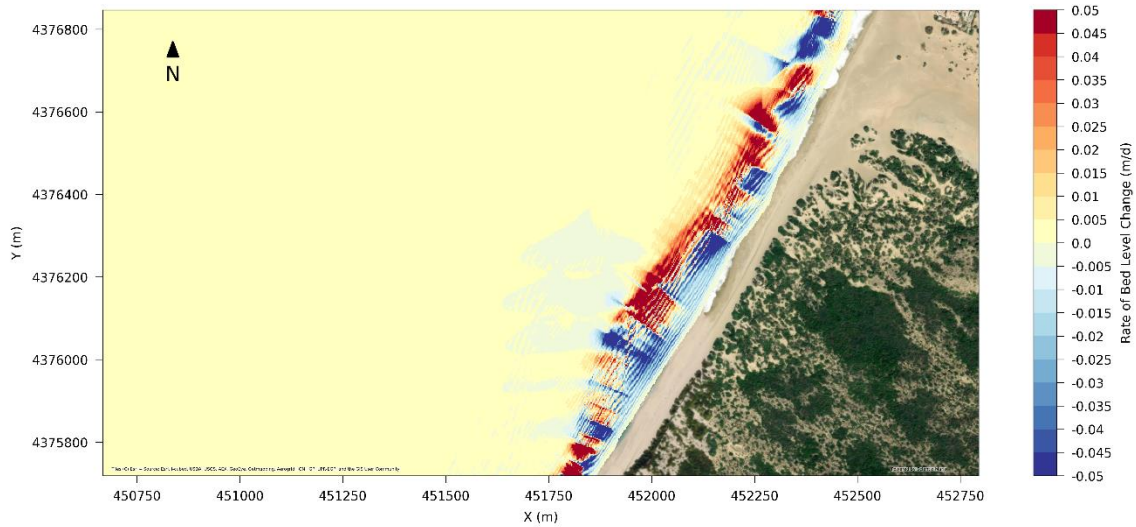
Εικόνα 5.19: Λεπτομέρεια στην περιοχή μετρήσεων χωρικής κατανομής ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW- ANN

Sediment Transport Model

Στις Εικόνες 5.21 και 5.22 απεικονίζεται ο ρυθμός εξέλιξης της ακτογραμμής λόγω της στερεομεταφοράς του ιζήματος, που προκαλεί ο συγκεκριμένος αντιπρόσωπος. Σε μια ζώνη απόστασης 150 m από την ακτή παρατηρείται τάσεις εναπόθεσης ιζήματος με μέγιστη τιμή 0.05 m/d και υποχώρησης του πυθμένα με μέγιστη τιμή τα 0.05 m/d. Γενικώς παρατηρούνται εναλλασσόμενες τάσεις μεταβολής πυθμένα σε όλο το μήκος της περιοχής μελέτης.



Εικόνα 5.22: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος EW-ANN



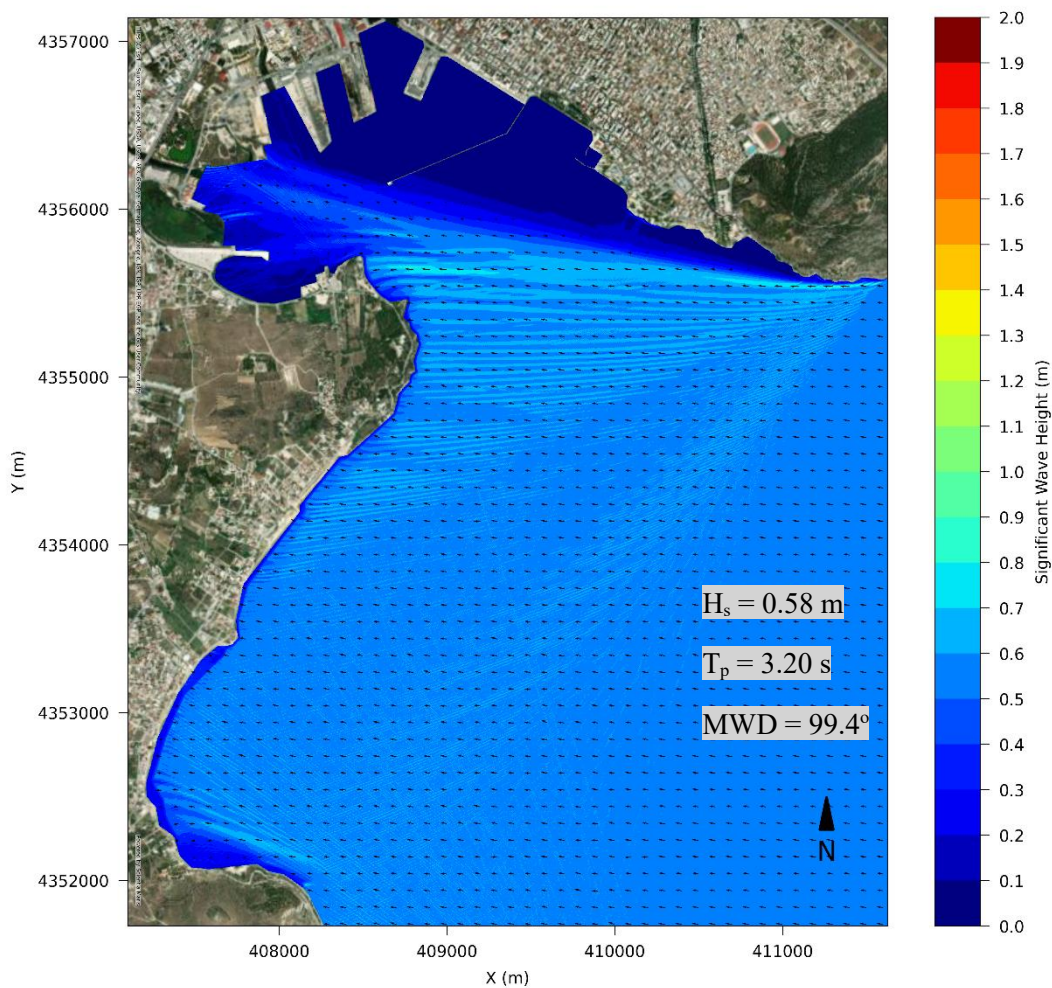
Εικόνα 5.21: Λεπτομέρεια στην περιοχή μετρήσεων χωρικής κατανομής ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN

5.8 Αποτελέσματα για την ακτή μελέτης στον Βόλο

5.8.1 Αποτελέσματα για την πλήρη χρονοσειρά

➤ Parabolic Mild-Slope Wave Model

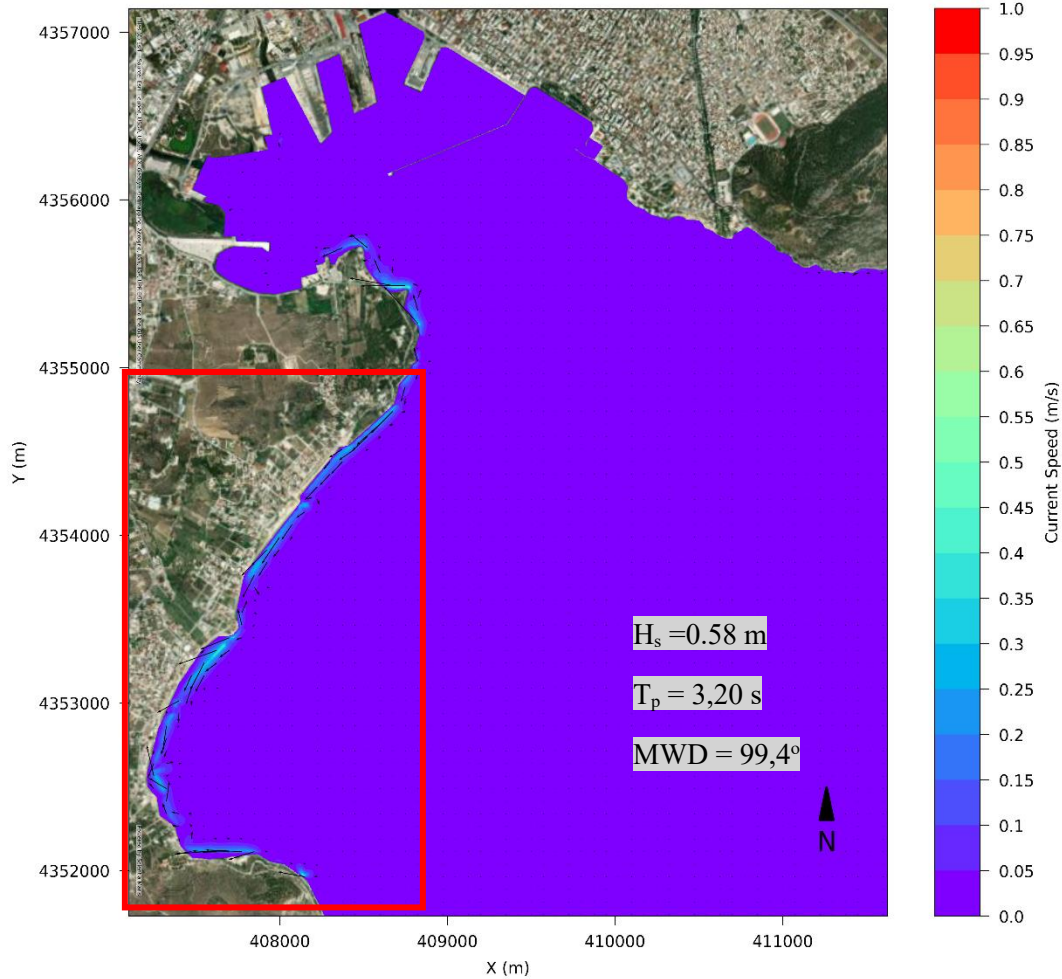
Στην *Εικόνα 5.23* απεικονίζεται η χωρική κατανομή του ύψους κύματος λόγω του εισερχόμενου κυματισμού βορειοανατολικής διεύθυνσης, με ύψος $H_s = 0.58$ m και περίοδο $T_p = 3.20$ s. Η συγκεκριμένη κυματική κατάσταση εμφανίζεται με συχνότητα 0.11 %. Όπως ήταν αναμενόμενο από το μικρό ύψος κύματος της συνθήκης, η διατάραξη λόγω του κυματισμού είναι ελάχιστη με μέγιστο ύψος κύματος τα 0.6 m σε απόσταση 30 m από την ακτή.



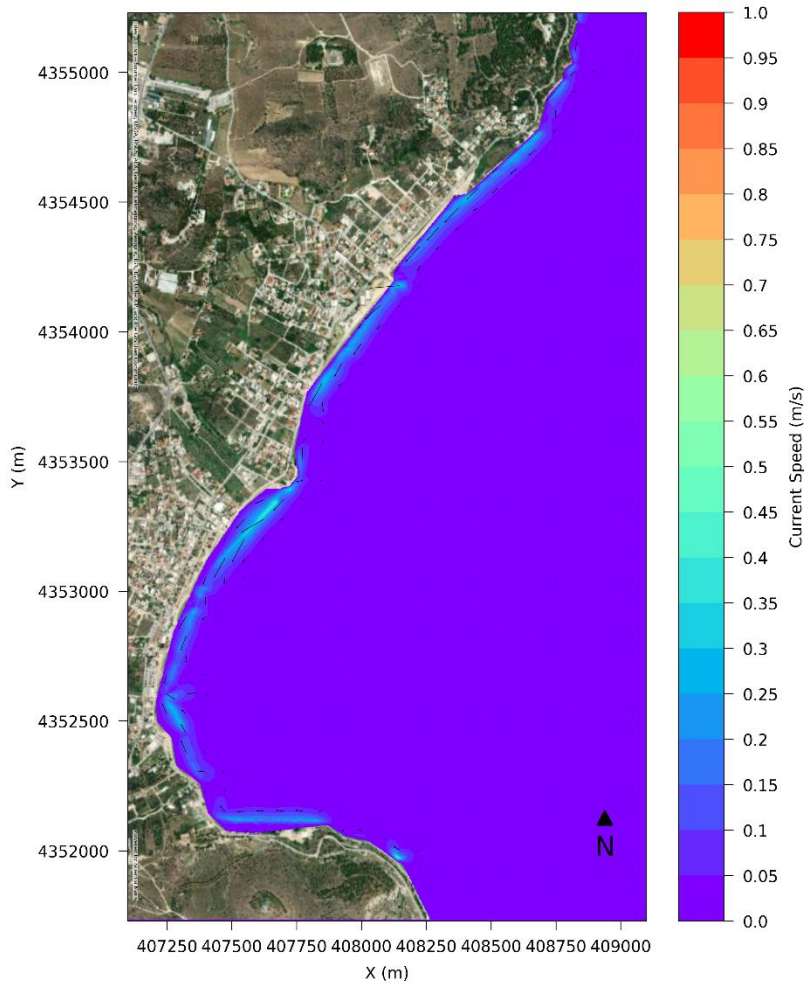
Εικόνα 5.23: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Πλήρης χρονοσειρά

➤ Hydrodynamic Model

Στις *Εικόνες 5.25 και 5.26* απεικονίζονται η μικρή κυκλοφορία των ρευμάτων στην ευρύτερη περιοχή. Η μέγιστη ταχύτητα είναι ίση με 0.35 m/s και σχετίζεται με επιχώσεις του πυθμένα και η κίνησή τους είναι παράλληλη στην ακτή με διεύθυνση από τα βορειοανατολικά προς τα νοτιοδυτικά.



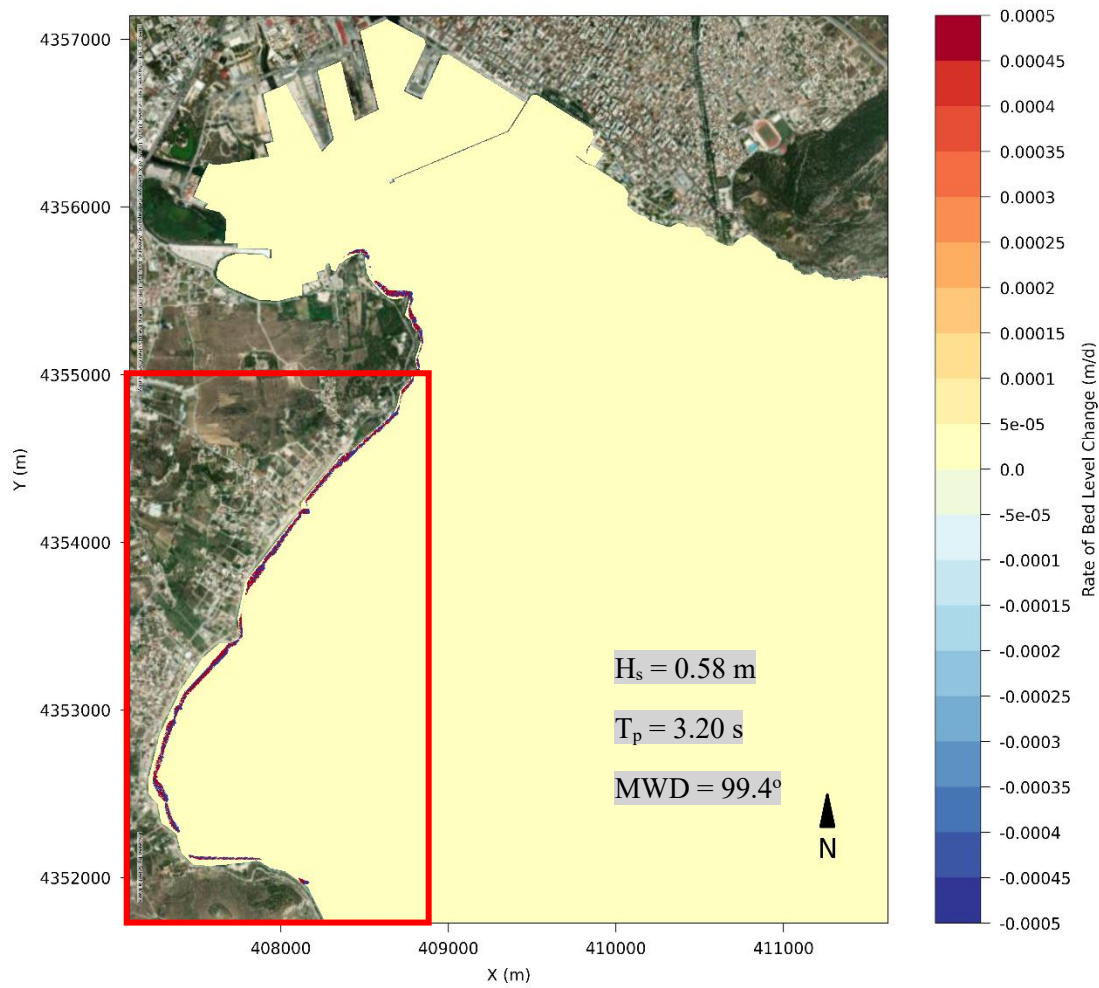
Εικόνα 5.25: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Πλήρης χρονοσειρά



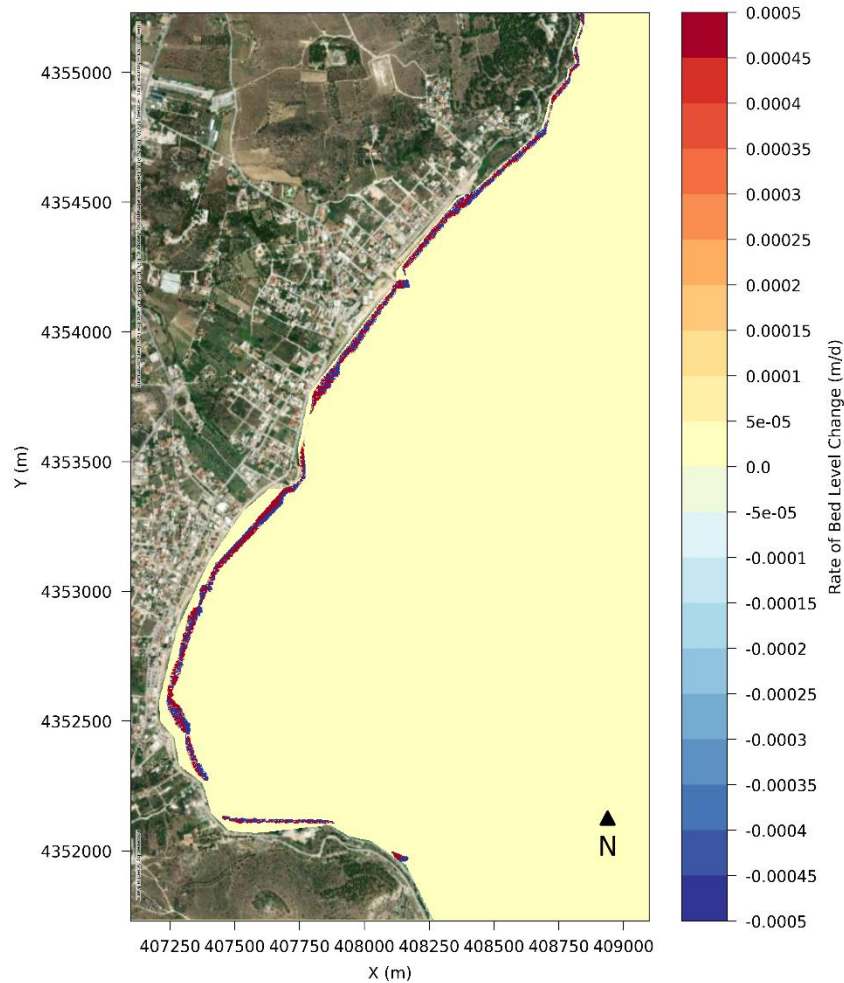
Εικόνα 5.26: Λεπτομέρεια στην περιοχή μετρήσεων της χωρικής κατανομής ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Πλήρης χρονοσειρά

➤ Sediment Transport Model

Στις Εικόνες 5.27 και 5.28 παρατηρούνται εξ ολοκλήρου περιοχές σχεδόν μηδενικής διάβρωσης στην ευρύτερη περιοχή, καθώς ο ρυθμός εξέλιξης της στάθμης του πυθμένα παίρνει πολύ χαμηλές τιμές. Ακόμα και στην Εικόνα 5.28 όπου παρουσιάζεται μεγενθυμένο το κομμάτι της ακτής όπου παρατηρήθηκε κίνηση ρευμάτων, δεν διακρίνεται σημαντική μεταβολή στη στάθμη του πυθμένα, καθώς η μέγιστη τιμή είναι 0.0005 m/d.



Εικόνα 5.27: : Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης Χρονοσειρά

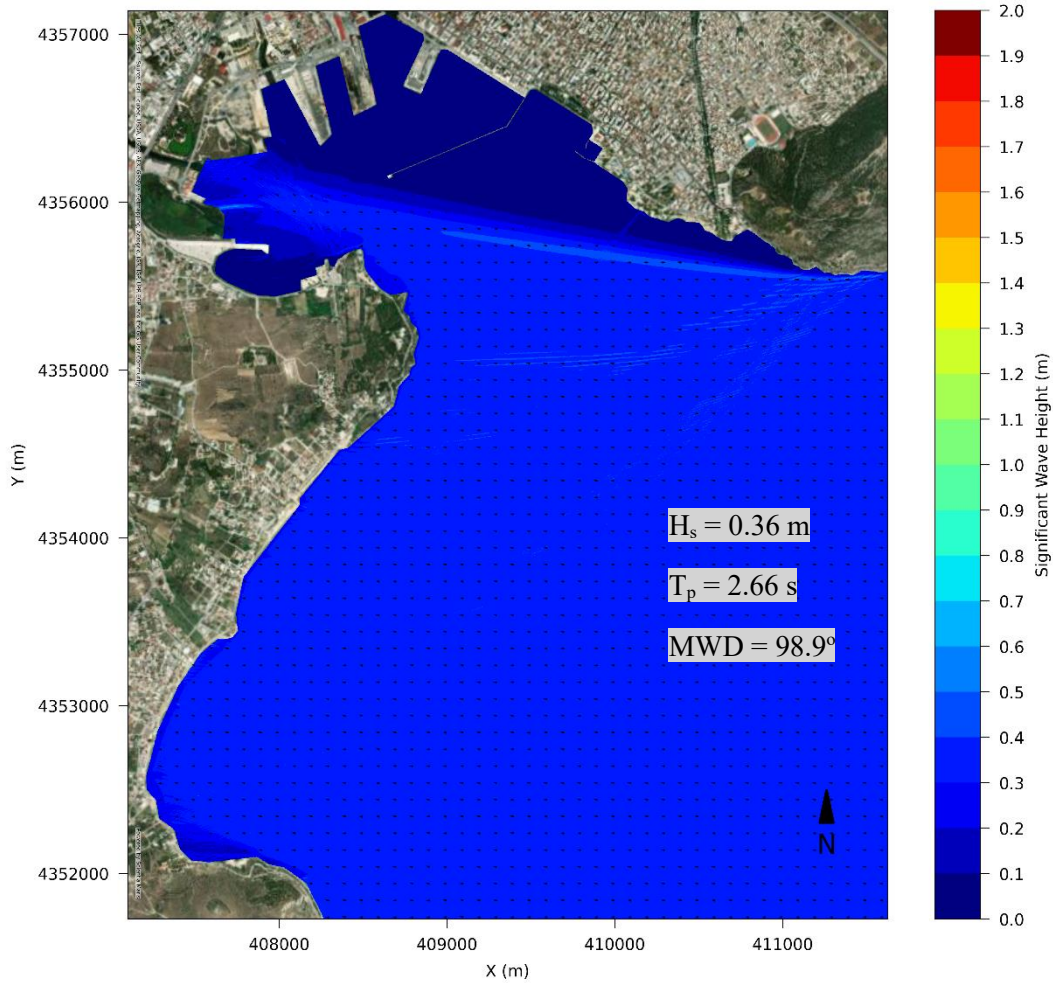


Εικόνα 5.28: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά

5.8.2 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης της ροής ενέργειας

➤ Parabolic Mild-Slope Wave Model

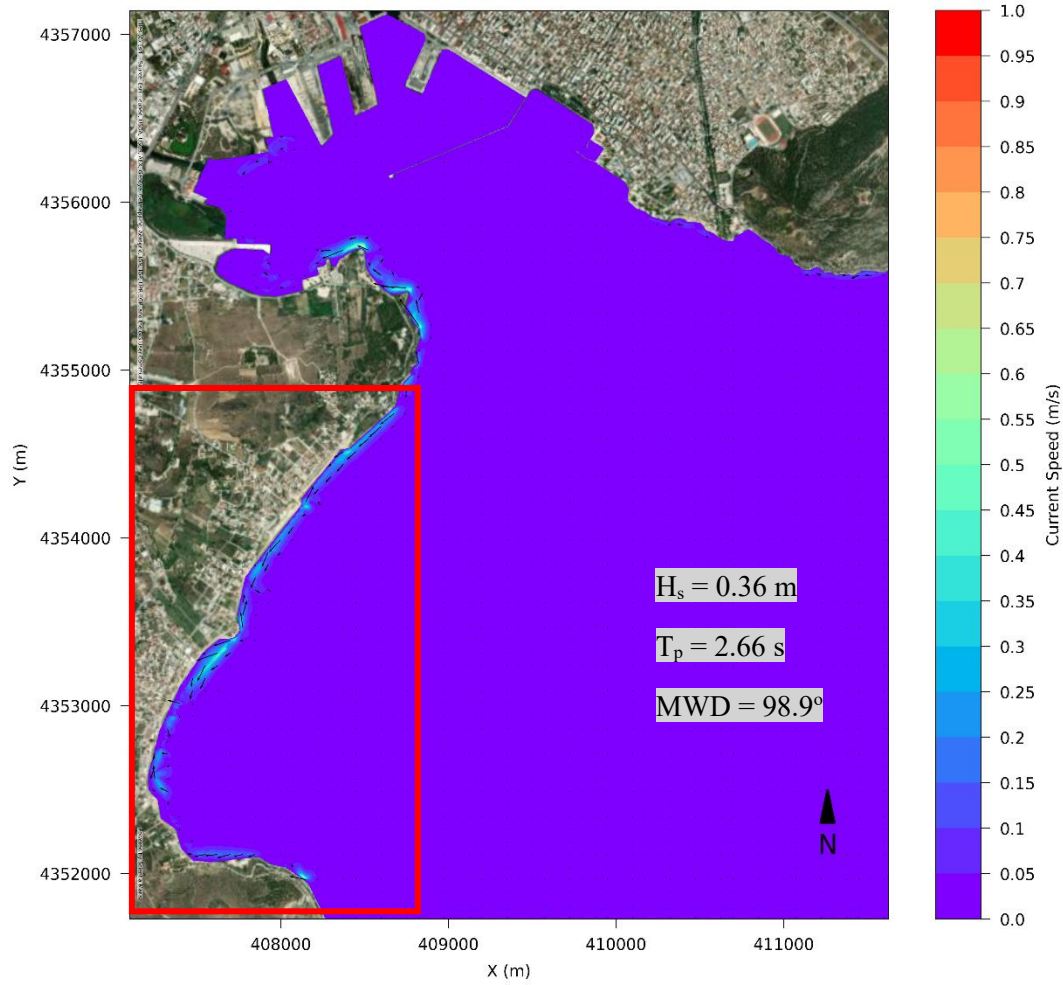
Στην *Εικόνα 5.29* απεικονίζεται η εξέλιξη του εισερχόμενου κυματισμού ανατολικής διεύθυνσης με ύψος κύματος $H_s = 0.36$ m και περίοδο $T_p = 2.66$ s. Η συγκεκριμένη κυματική συνθήκη εμφανίζεται με συχνότητα 0.716% ανάμεσα στις 9 αντιπροσωπευτικές που προκύπτουν από τη σχηματοποίηση της πλήρους χρονοσειράς. Παρατηρείται η αποτελεσματική λειτουργία του κυματοθραύστη του λιμανιού, καθώς το ύψος κύματος στο εσωτερικό της λιμενολεκάνης είναι μηδενικό. Λόγω του μικρού ύψους του συγκεκριμένου αντιπροσώπου και στην υπόλοιπη ακτή τα ύψη κύματος είναι αρκετά μικρά, με μέγιστη τιμή τα 0.7 m.



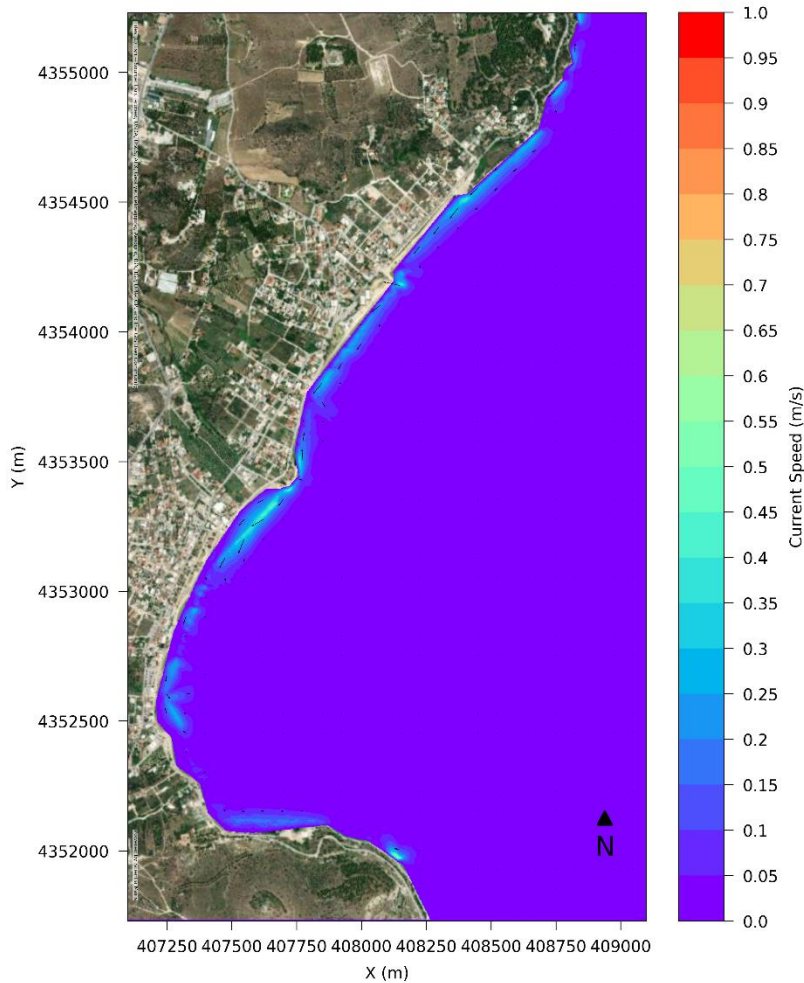
Εικόνα 5.29: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος ροής ενέργειας

➤ Hydrodynamic Model

Οι Εικόνες 5.30 και 5.31 απεικονίζουν την κίνηση των θαλάσσιων ρευμάτων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης και μια λεπτομέρεια αυτής στην περιοχή των μετρήσεων. Παρατηρείται πολύ μικρή κίνηση των ρευμάτων με μέγιστη ταχύτητα 0.4 m/s. Η κίνηση των ρευμάτων αν και μικρής σημασίας, είναι παράλληλη στην ακτή με διεύθυνση από τα βορειοανατολικά προς τα νοτιοδυτικά.



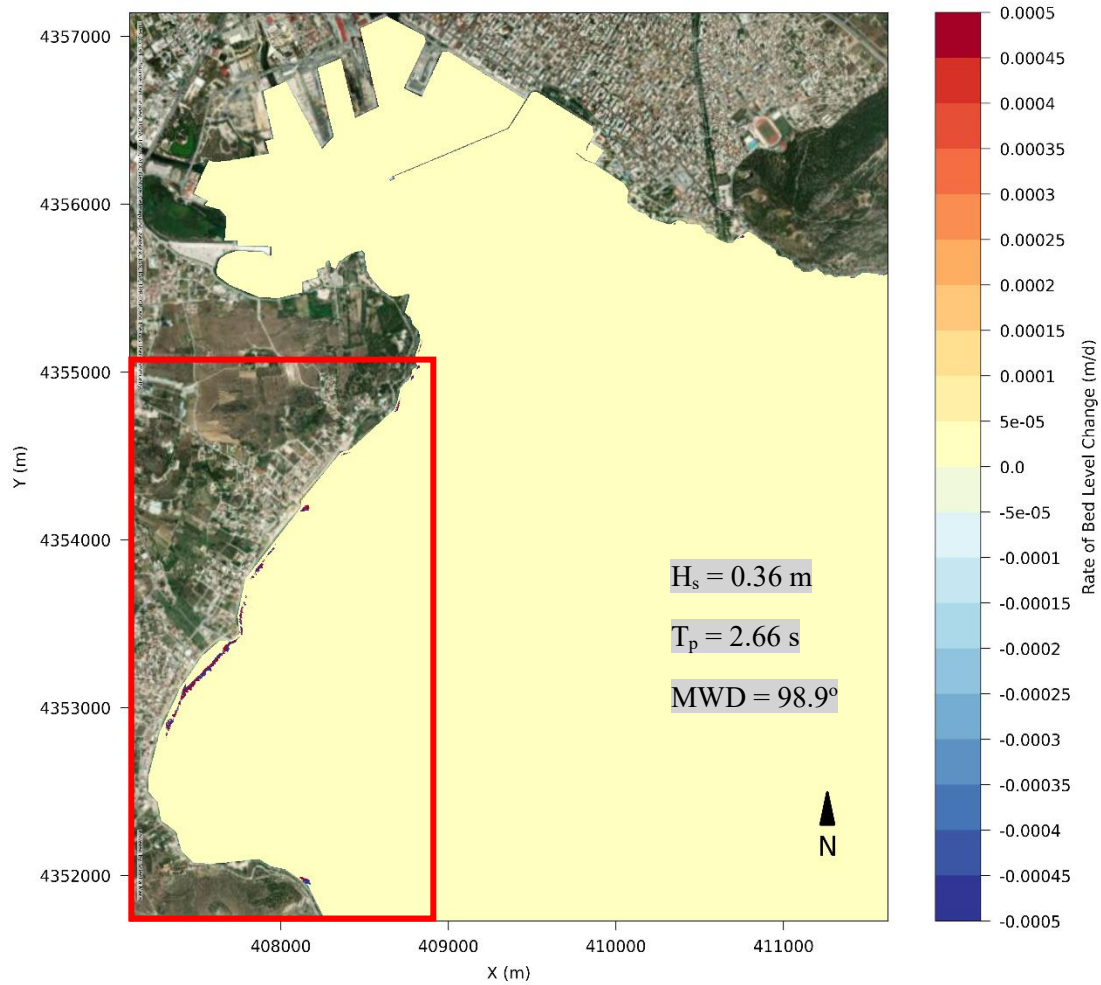
Εικόνα 5.30: Χωρική κατανομή ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος ροής ενέργειας



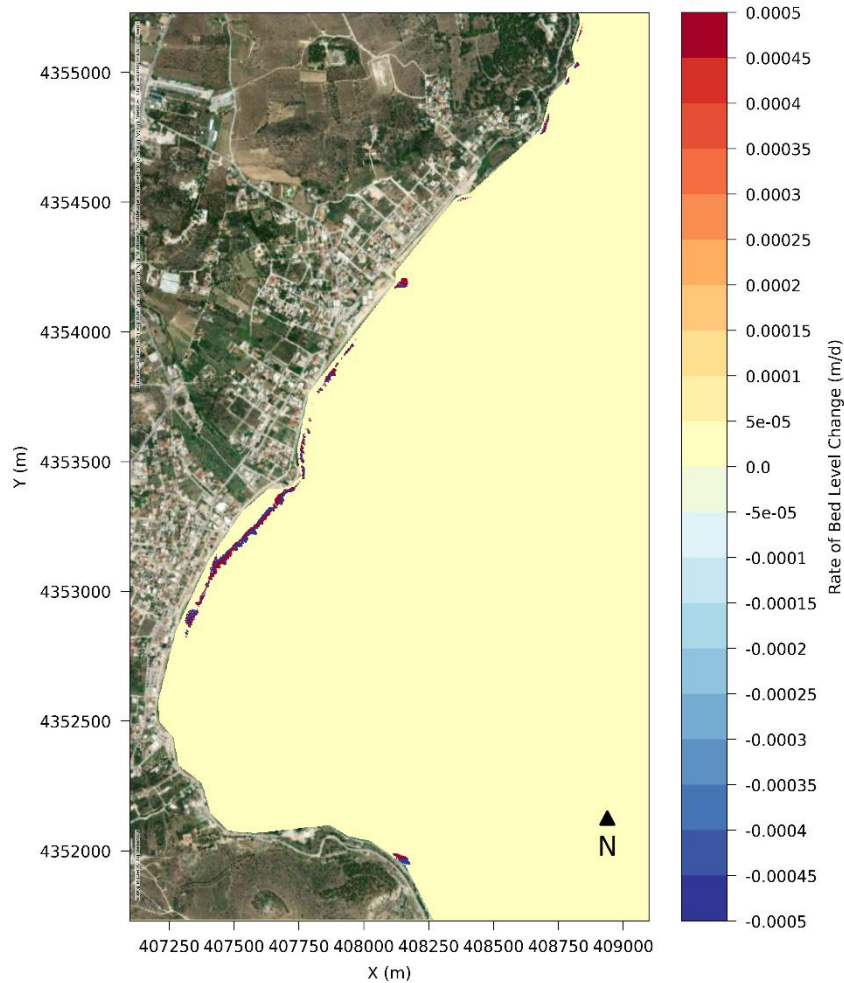
Εικόνα 5.31: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων χωρικής κατανομής ταχύτητας ρευμάτων (Time Step 4/4)- Μέθοδος ροής ενέργειας

➤ Sediment Transport Model

Οι Εικόνες 5.32 και 5.33 απεικονίζουν, σε συμφωνία με τον αντιπρόσωπο της πλήρους χρονοσειράς, σχεδόν εξ ολοκλήρου περιοχές ελάχιστης διάβρωσης στην ευρύτερη περιοχή. Ακόμα και στην Εικόνα 5.33 όπου παρουσιάζεται μεγενθυμένο το κομμάτι της ακτής όπου παρατηρήθηκε κίνηση ρευμάτων, διακρίνεται ελάχιστη μεταβολή στη στάθμη του πυθμένα, λόγω του μικρού ύψους κύματος της εν λόγω κυματικής κατάστασης.



Εικόνα 5.32: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος ροής

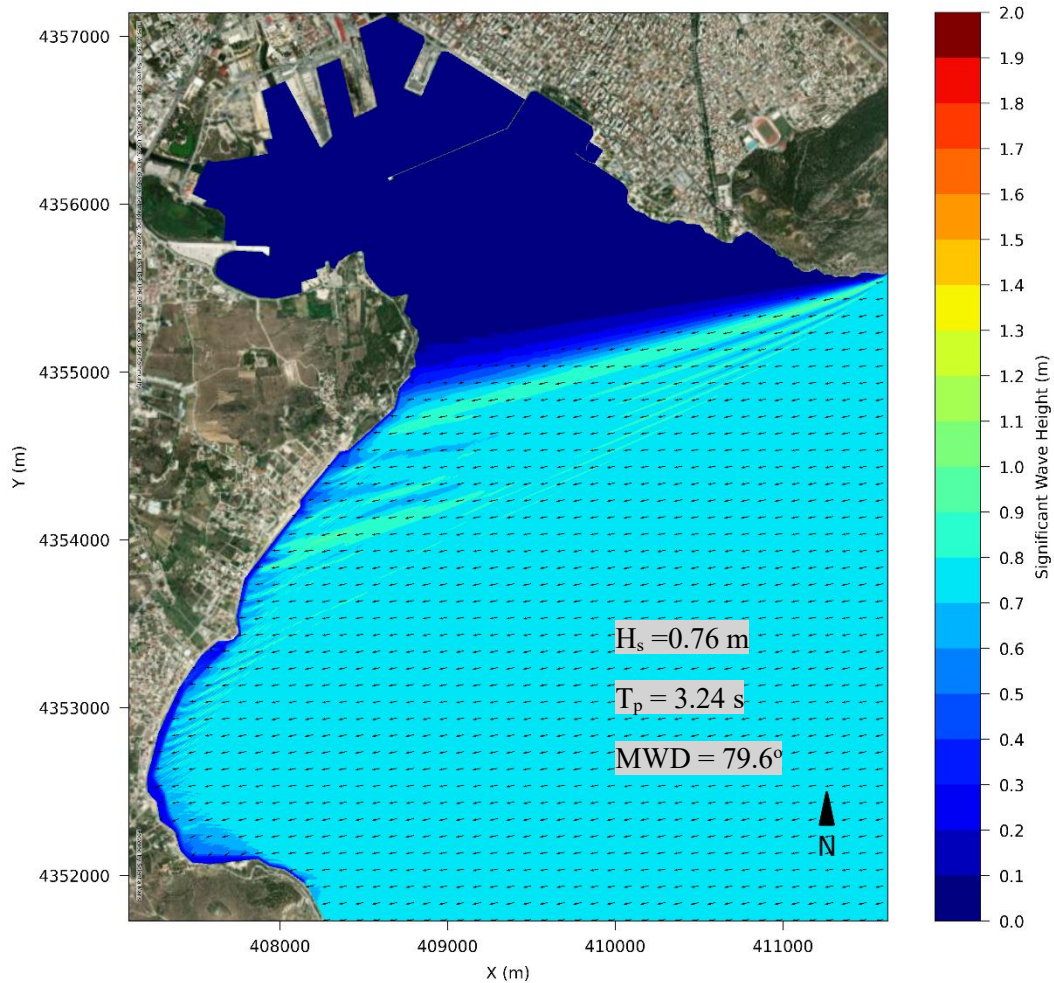


Εικόνα 5.33: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος ροής ενέργειας

5.8.3 Αποτελέσματα για τη μέθοδο σχηματοποίησης των ισοδύναμων κυματισμών με EW-ANN

➤ Parabolic Mild-Slope Wave Model

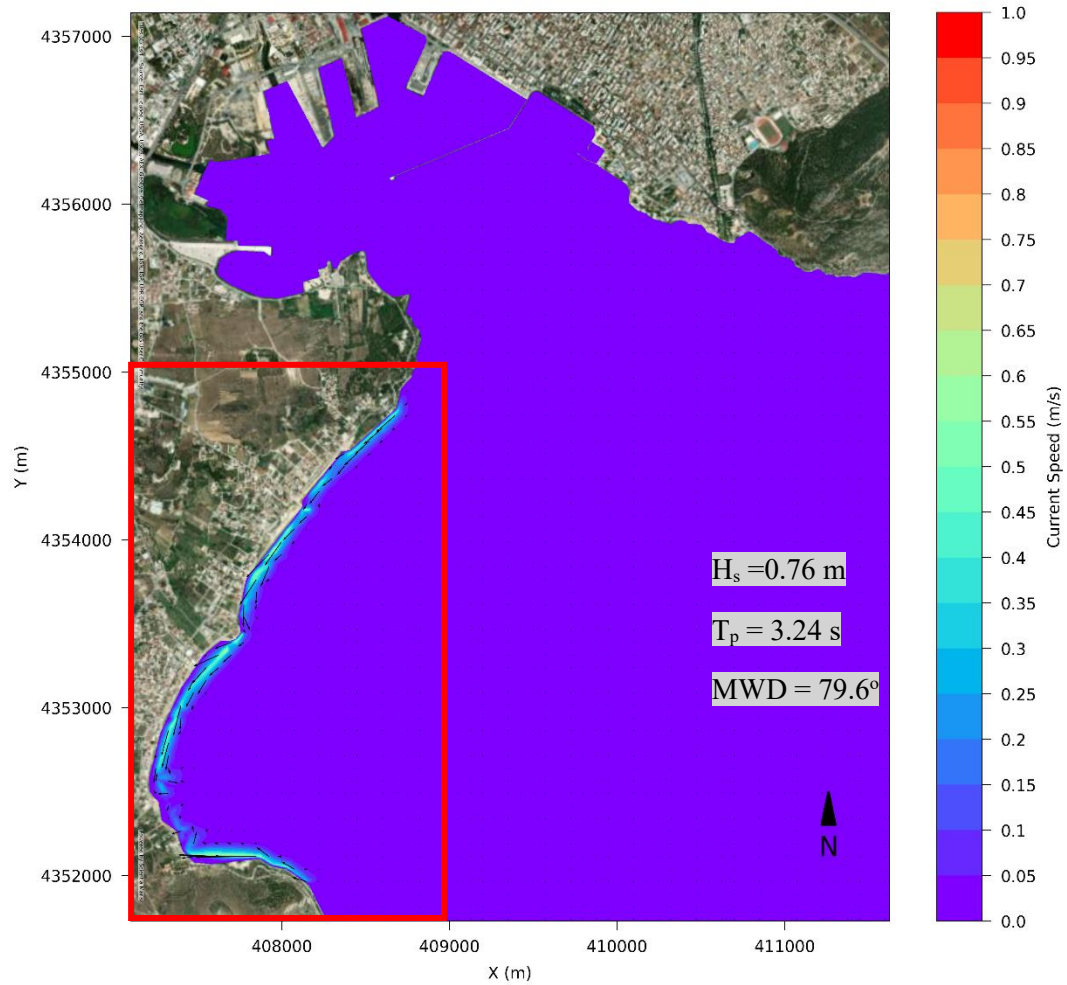
Στην *Εικόνα 5.34* απεικονίζεται η εξέλιξη του εισερχόμενου κυματισμού ανατολικής διεύθυνσης με ύψος κύματος $H_s = 0.76$ m και περίοδο $T_p = 3.24$ s. Η συγκεκριμένη κυματική συνθήκη εμφανίζεται με τη μεγαλύτερη συχνότητα (0.0071%), ανάμεσα στις 9 αντιπροσωπευτικές που προκύπτουν από τη σχηματοποίηση της πλήρους χρονοσειράς με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου. Παρατηρείται ότι η μορφολογία του κόλπου εμποδίζει την διάδοση του κυματισμού στο εσωτερικό του λιμένα του Βόλου. Σε μια ζώνη όμως 100 m από την ακτή Αλυκές το μέγιστο ύψος κύματος είναι 0.5 m.



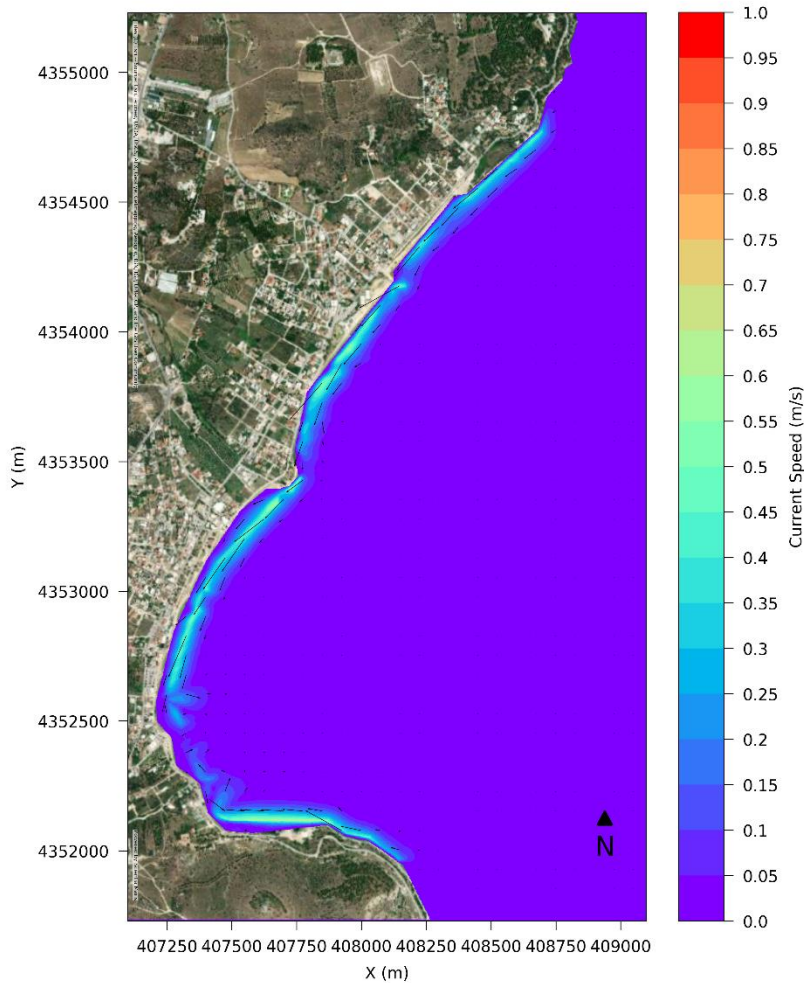
Εικόνα 5.34: Χωρική κατανομή του ύψους κύματος - Μέθοδος EW-ANN

➤ Hydrodynamic Model

Στις Εικόνες 5.35 και 5.36 απεικονίζεται η κίνηση των ρευμάτων στην ευρύτερη περιοχή λόγω της συγκεκριμένης κυματικής συνθήκης. Παρατηρείται αυξημένη κυκλοφορία στην περιοχή ενδιαφέροντος, όπου σε μια ζώνη απόστασης 80 m από την ακτή η μέγιστη ταχύτητα των ρευμάτων λαμβάνει την τιμή 0.2 m/s. Η κίνησή τους είναι παράλληλη στην ακτή, με φορά από τα βορειοανατολικά προς τα νοτιοδυτικά. Στην Εικόνα 5.36 φαίνεται ότι σε ένα κομμάτι της ακτής λόγω της μορφολογίας της ακτογραμμής σχηματίζονται στρόβιλοι.



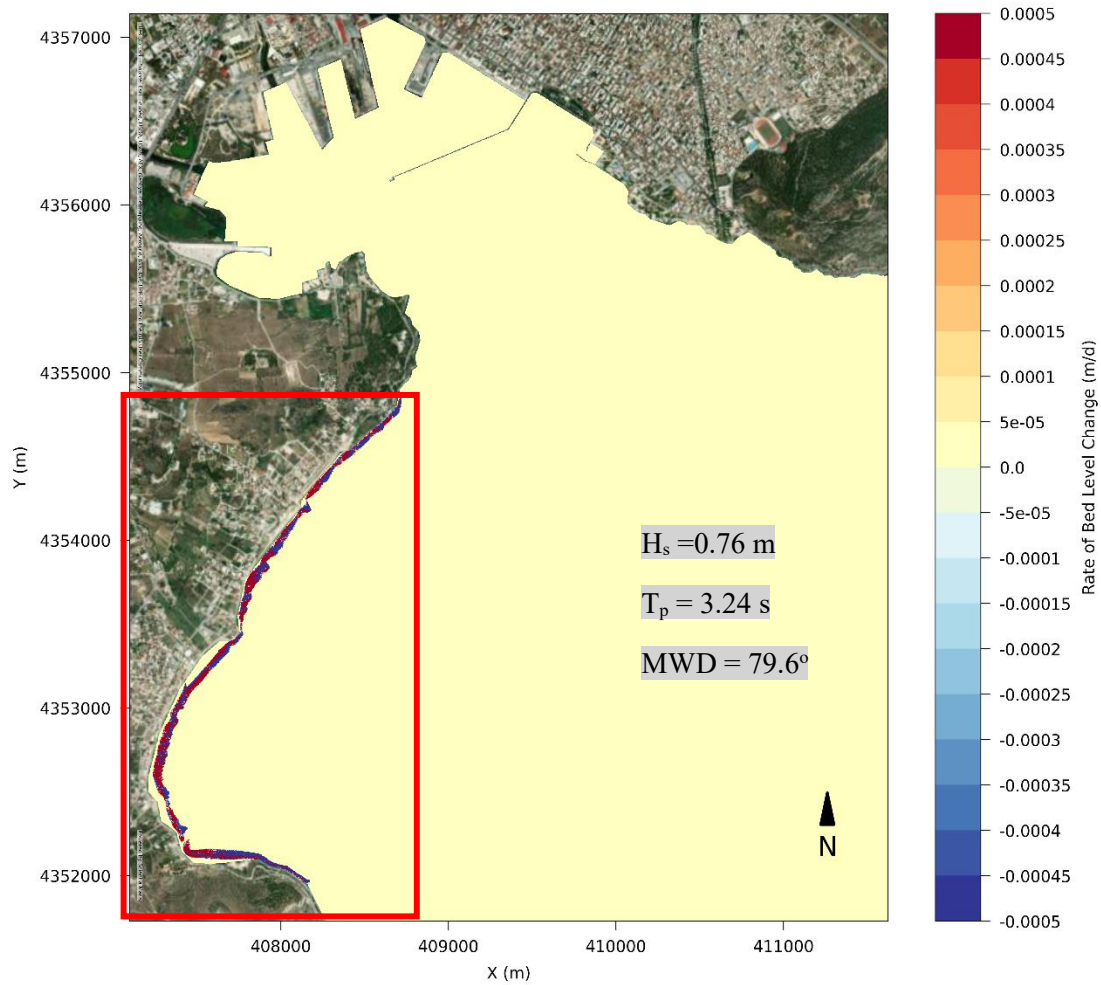
Εικόνα 5.35: Χωρική κατανομή ταχύτητας των ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN



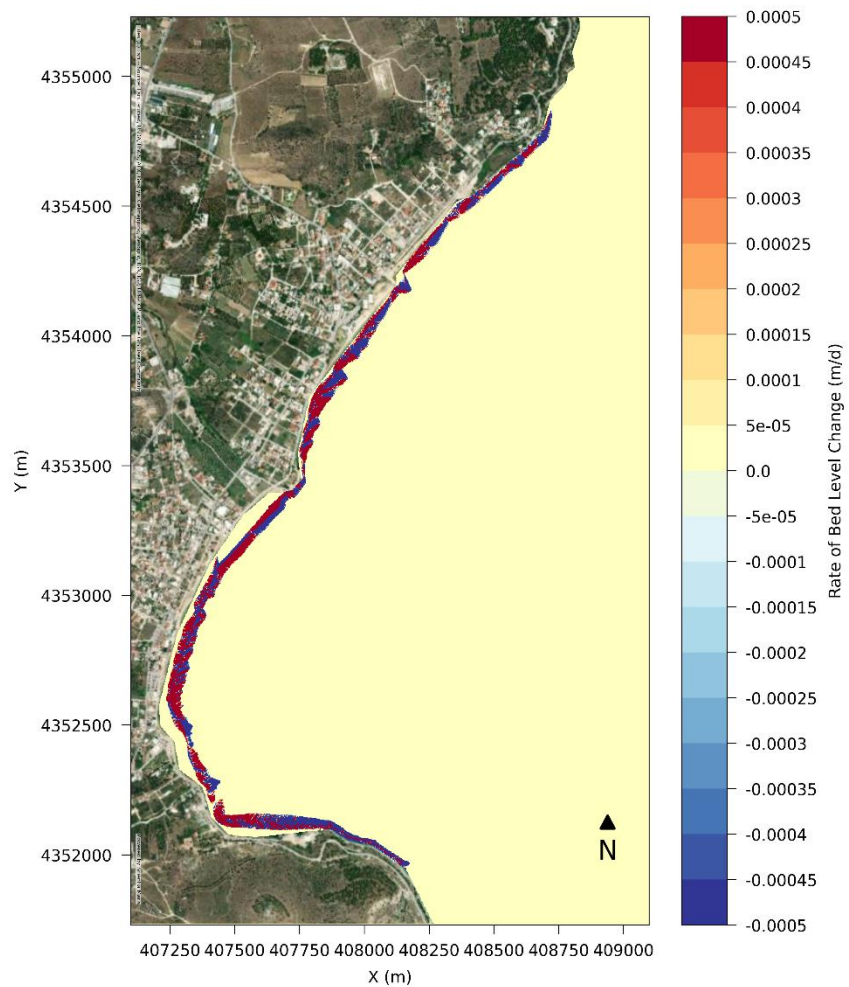
Εικόνα 5.36: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων χωρικής κατανομής ταχύτητας των ρευμάτων (Time Step 4/4) - Μέθοδος EW-ANN

➤ Sediment Transport Model

Οι Εικόνες 5.37 και 5.38 απεικονίζουν τον ρυθμό κινητικότητας του ιζήματος, που προκαλεί ο αντιπρόσωπος με συχνότητα εμφάνισης 0.0071%. Παρατηρείται κυρίως μικρός ρυθμός μετατόπιση ιζήματος αλλά εντονότερος σε σχέση με τις προηγούμενες κυματικές συνθήκες λόγω του μεγαλύτερου ύψους κύματος. Σε μια ζώνη σε απόσταση 60 m από την ακτή σημειώνεται εναπόθεση ιζήματος με ρυθμό με μέγιστη τιμή ίση με 0.0005 m/d.



Εικόνα 5.37: Χωρική κατανομή του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος EW-ANN



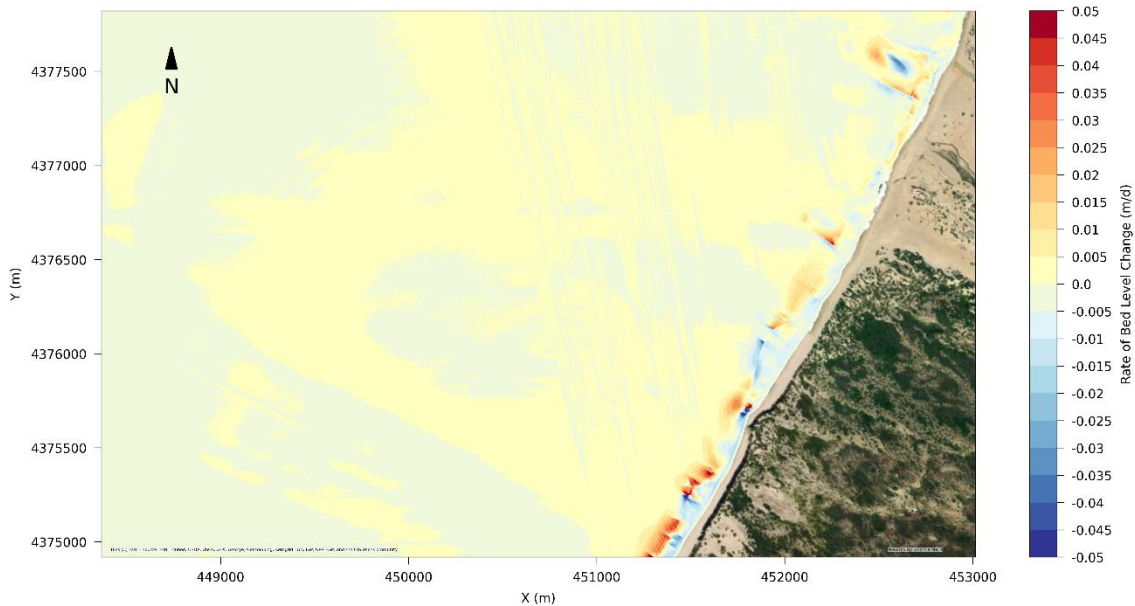
Εικόνα 5.38: Λεπτομέρεια στην περιοχή των μετρήσεων της χωρικής κατανομής του ρυθμού εξέλιξης στάθμης του πυθμένα - Μέθοδος EW-ANN

5.9 Σύγκριση αποτελεσμάτων των σταθμισμένων μέσων όρων του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα

5.9.1 Σταθμισμένος ρυθμός εξέλιξης πυθμένα για την ακτή στη Σαρδηνία

➤ Πλήρης χρονοσειρά

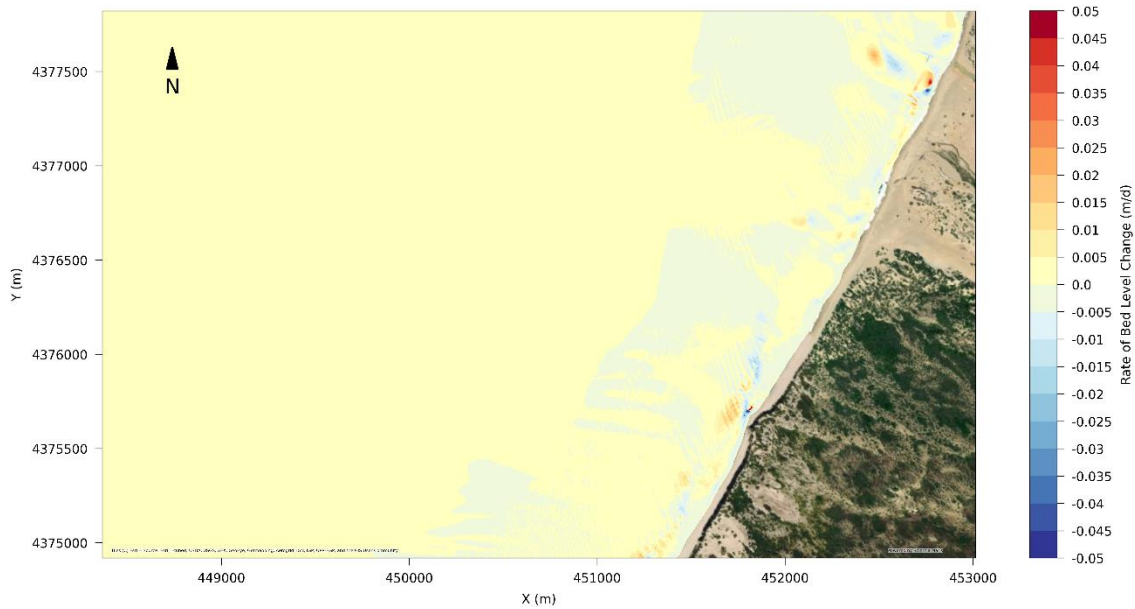
Στην *Εικόνα 5.39* απεικονίζεται ο σταθμισμένος μέσος όρος του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα των σεναρίων της πλήρους χρονοσειράς. Παρατηρείται ότι σε μια ζώνη απόστασης 150 m από την ακτή ο ρυθμός μεταβολής του πυθμένα παίρνει μέγιστη τιμή 0.04 m/d.



Εικόνα 5.39: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά

➤ Μέθοδος ροής ενέργειας

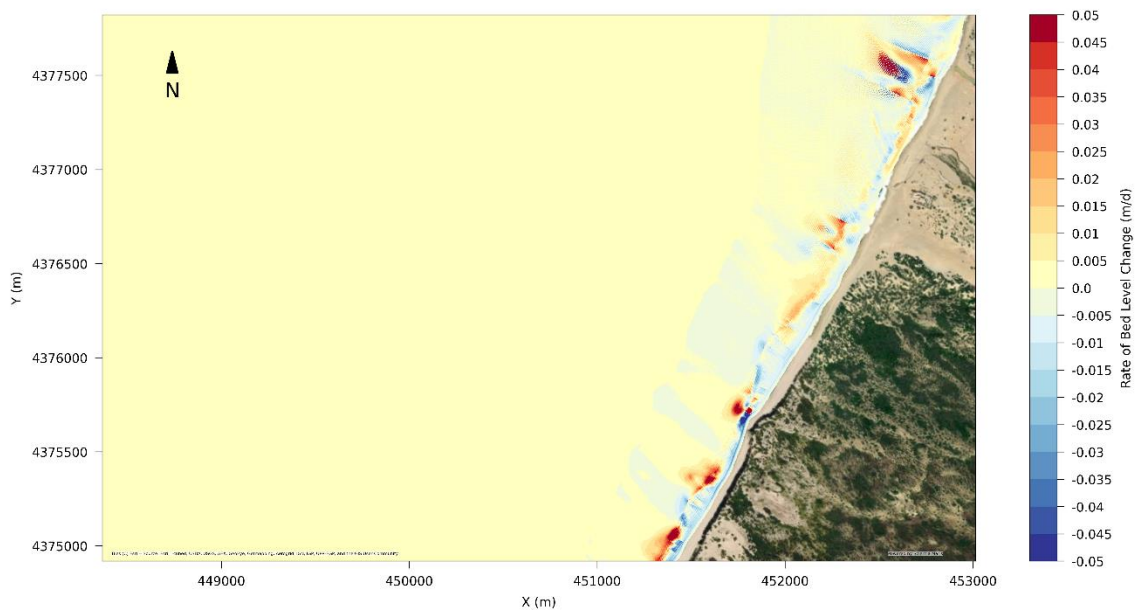
Στην *Εικόνα 5.40* απεικονίζεται ο σταθμισμένος μέσος όρος του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα των αντιπροσώπων της μεθόδου ροής ενέργειας. Παρατηρείται ότι σε μια ζώνη απόστασης 150 m από την ακτή ο ρυθμός μεταβολής του πυθμένα παίρνει μέγιστη τιμή 0.02 m/d.



Εικόνα 5.40: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος ροής ενέργειας

➤ Μέθοδος EW-ANN

Στην Εικόνα 5.41 απεικονίζεται ο σταθμισμένος μέσος όρος του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα των αντιπροσώπων της μεθόδου ισοδύναμων κυματισμών. Παρατηρείται ότι σε μια ζώνη απόστασης 150 m από την ακτή ο ρυθμός μεταβολής του πυθμένα παίρνει μέγιστη τιμή 0.05 m/d.



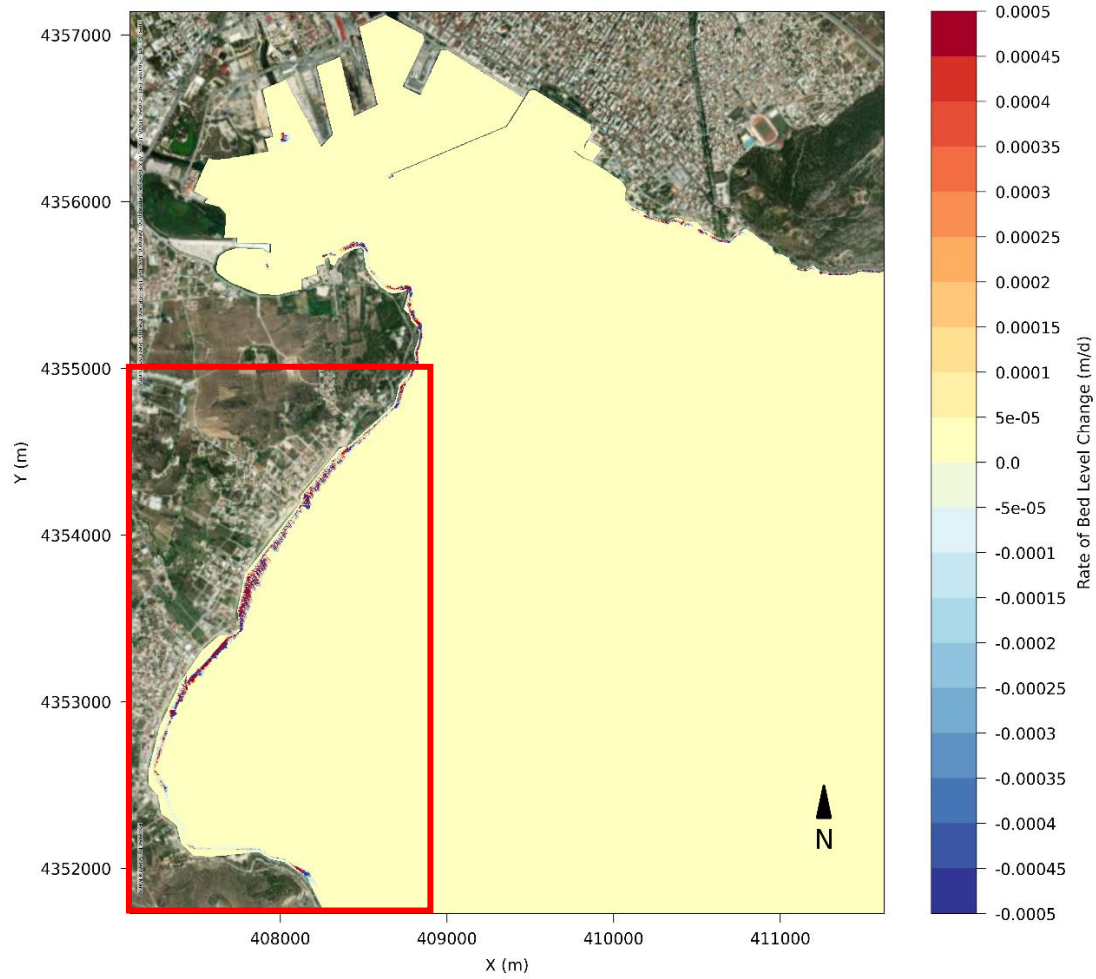
Εικόνα 5.41: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος EW- ANN

Συγκρίνοντας τα τελικά αποτελέσματα παρατηρείται ότι οι σταθμισμένοι μέσοι όροι του ρυθμού μεταβολής του πυθμένα της πλήρους χρονοσειράς και της σχηματοποιημένης με τη μέθοδο των ισοδύναμων κυματισμών με ANN είναι παραπλήσιοι. Συγκεκριμένα παρουσιάζουν τις μέγιστες τιμές τους στα ίδια σημεία της ακτής (βορειοδυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα), με τη διαφορά ότι για την μέθοδο EW-ANN η μέγιστη τιμή του ρυθμού απόθεσης ιζήματος είναι 0.05 m/d, ενώ για την πλήρη χρονοσειρά είναι 0.04 m/d. Ο σταθμισμένος μέσος όρος της μεθόδου ροής ενέργειας έχει μια απόκλιση από τις άλλες 2 μεθόδους. Εκεί παρατηρούνται αρκετά μικρότερες τιμές ρυθμού μεταβολής του πυθμένα, με μέγιστη τα 0.02 m/d. Από την οπτική σύγκριση των αποτελεσμάτων φαίνεται ότι η μέθοδος EW-ANN προσομοιώνει καλύτερα την ένταση των τάσεων διάβρωσης-απόθεσης σε σύγκριση με την μέθοδο EF.

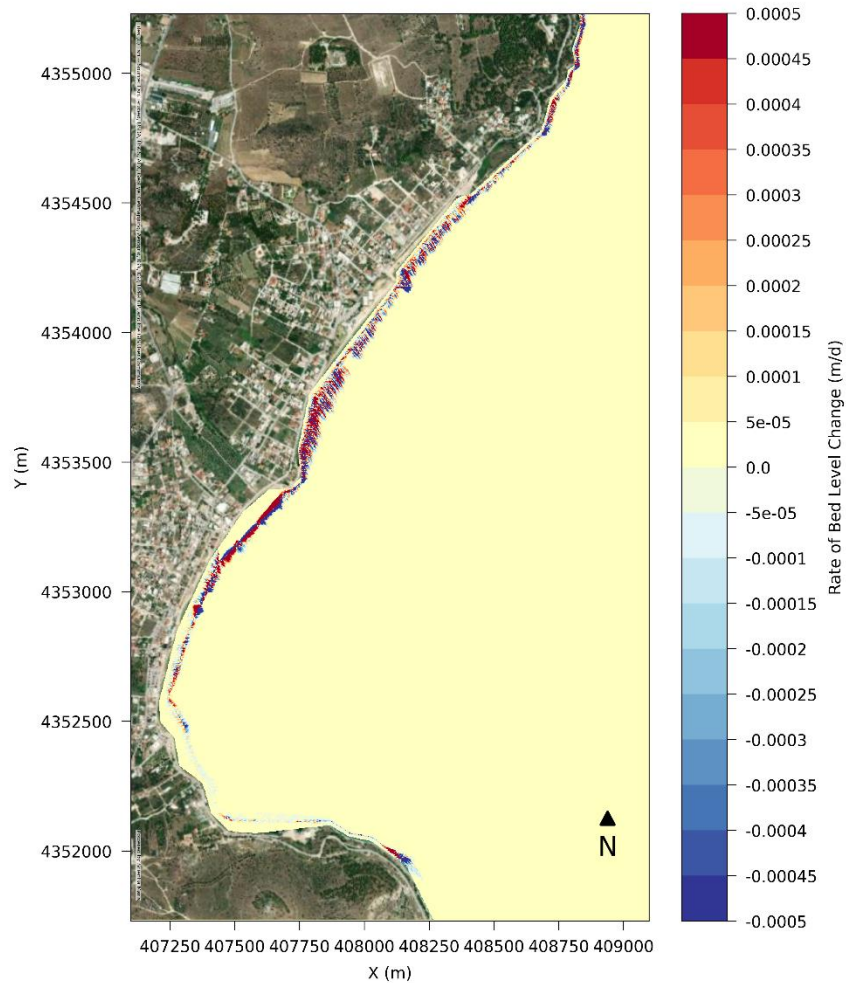
5.9.2 Σταθμισμένος ρυθμός εξέλιξης πυθμένα για την ακτή στον Βόλο

➤ Πλήρης χρονοσειρά

Στις *Εικόνες 5.42* και *5.43* απεικονίζεται ο σταθμισμένος μέσος όρος του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα των σεναρίων της πλήρους χρονοσειράς. Παρατηρείται ότι ο ρυθμός εξέλιξης της ακτογραμμής είναι ελάχιστος καθώς δεν ξεπερνάει τα 0.0005 m/d.



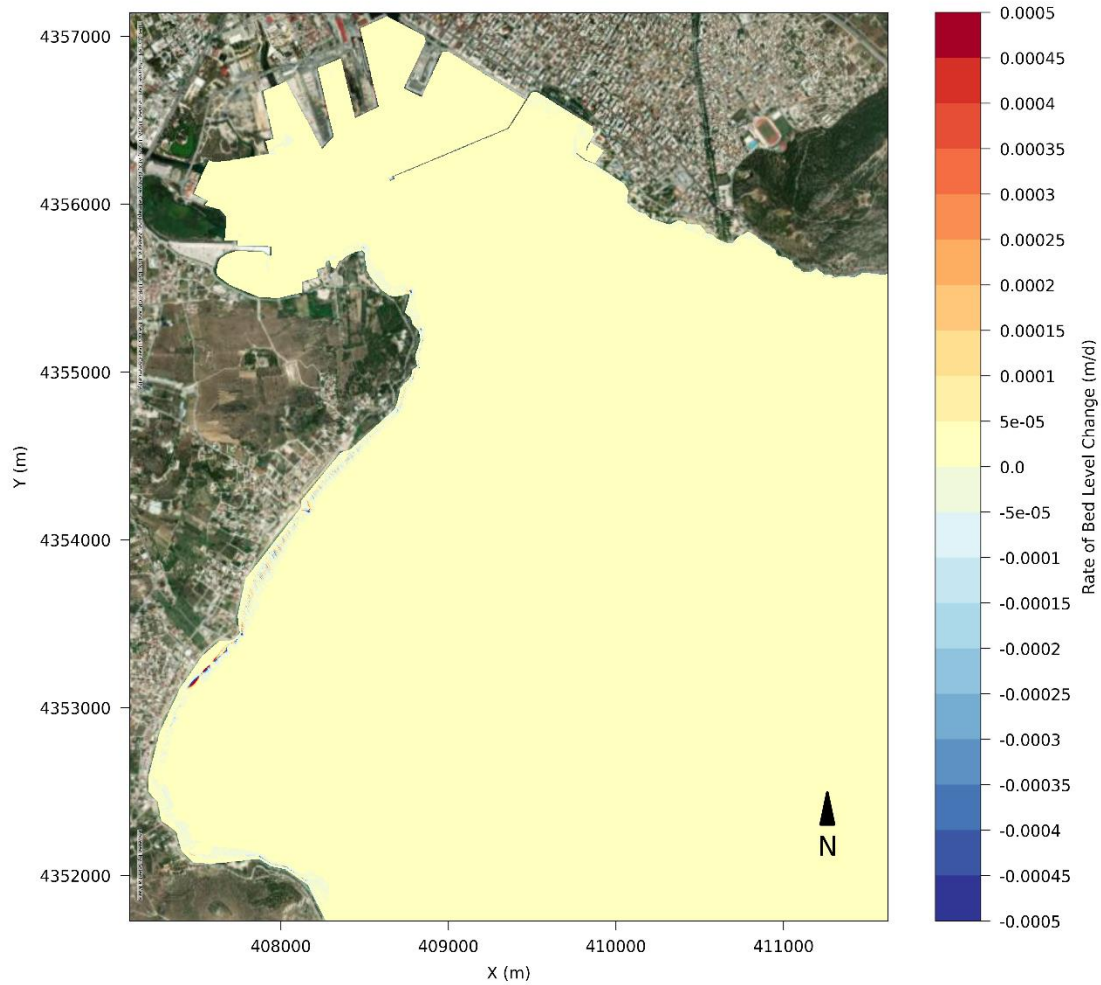
Εικόνα 5.42: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου ΜΟ του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά



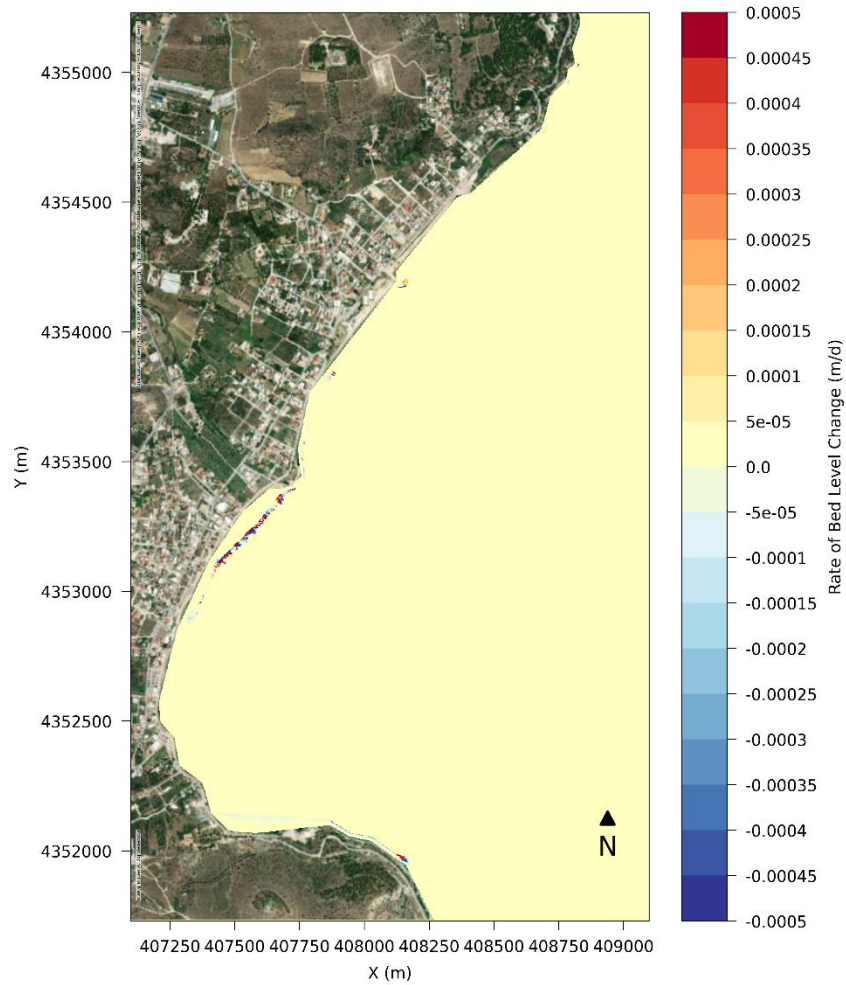
Εικόνα 5.43: Λεπτομέρεια της χωρικής κατανομής του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα - Πλήρης χρονοσειρά

➤ Μέθοδος ροής ενέργειας

Στις Εικόνες 5.44 και 5.45 απεικονίζεται ο σταθμισμένος μέσος όρος του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα των αντιπροσώπων της μεθόδου ροής ενέργειας. Παρατηρείται ότι ο ρυθμός εξέλιξης της ακτογραμμής είναι ελάχιστος καθώς δεν ξεπερνάει τα 0.00045 m/d.



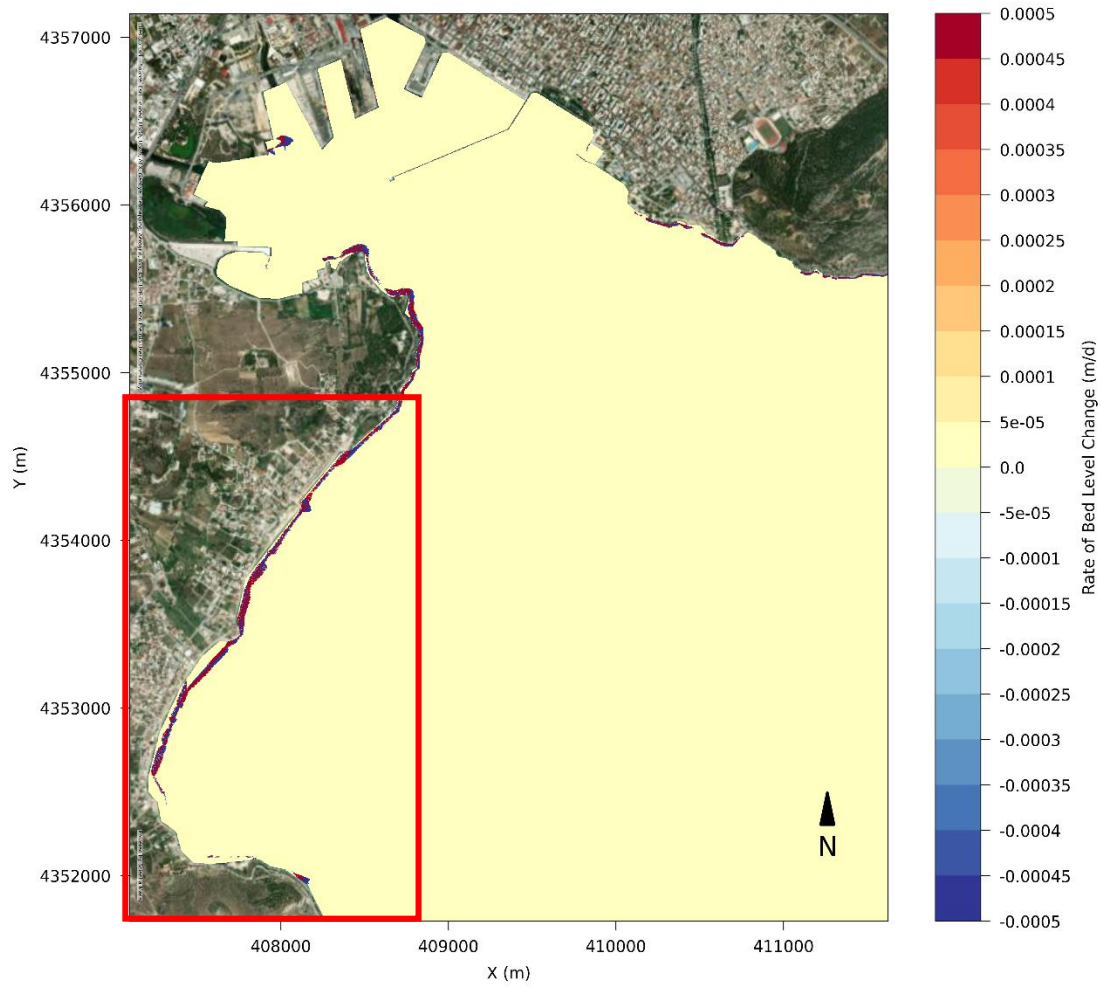
Εικόνα 5.44: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος ροής ενέργειας



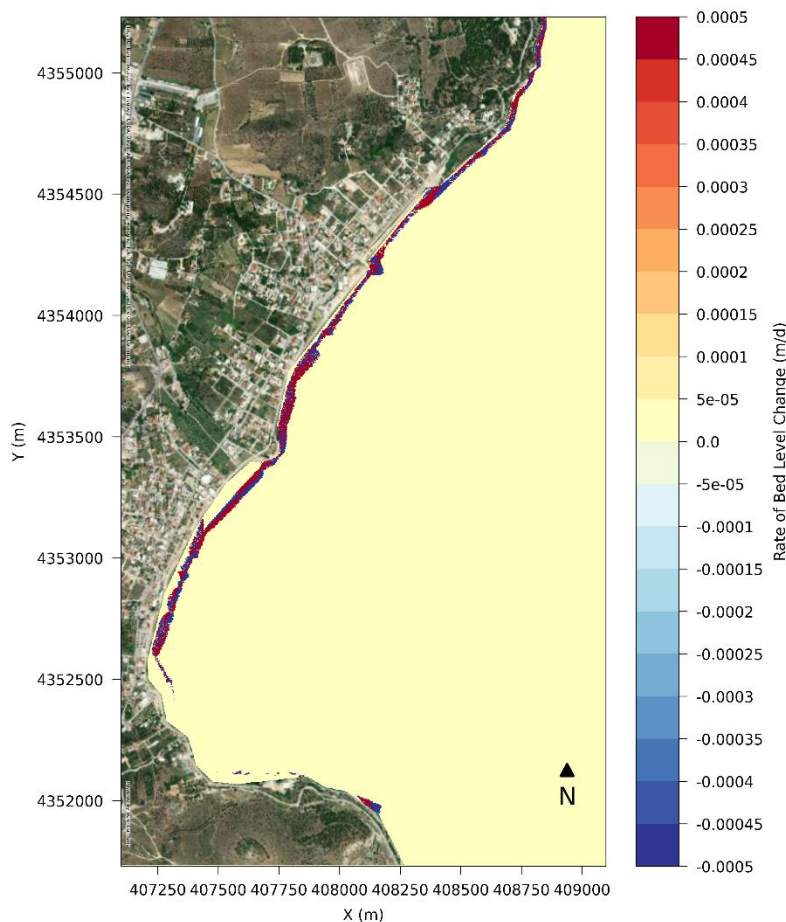
Εικόνα 5.45: Λεπτομέρεια της χωρικής κατανομής του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος ροής ενέργειας

➤ Μέθοδος EW-ANN

Στις Εικόνες 5.46 και 5.47 απεικονίζεται ο σταθμισμένος μέσος όρος του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα των αντιπροσώπων της μεθόδου ισοδύναμων κυματισμών. Παρατηρείται ότι ο ρυθμός εξέλιξης της ακτογραμμής είναι ελάχιστος καθώς δεν ξεπερνάει τα 0.00045 m/d.



Εικόνα 5.46: Χωρική κατανομή του σταθμισμένου MO του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος EW-ANN



Εικόνα 5.47: Λεπτομέρεια της χωρικής κατανομής του σταθμισμένου ΜΟ του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα – Μέθοδος EW- ANN

Από την σύγκριση των τριών μεθόδων προκύπτει ότι και οι δύο μέθοδοι σχηματοποίησης εμφανίζουν μικρότερο ρυθμό εξέλιξης του πυθμένα με μέγιστη τιμή τα 0.00045 m/d σε μικρό τμήμα της ακτής, σε σχέση με την πλήρη χρονοσειρά, που έχει σε μεγαλύτερο τμήμα της ακτής μέγιστο ρυθμό εξέλιξης ίσο με 0.0005 m/d. Η σχηματοποιημένη χρονοσειρά με τη μέθοδο των ισοδύναμων κυματισμών προσομοιάζει ελάχιστα καλύτερα τον ρυθμό εξέλιξης του πυθμένα της πλήρους χρονοσειράς. Ωστόσο από την οπτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων διαφαίνεται ότι οι δύο μέθοδοι υποεκτιμούν την ένταση του ρυθμού εξέλιξης του πυθμένα σε σχέση με την πλήρη χρονοσειρά, κάτι που δείχνει τη σημαντική επίδραση των κυματικών καταστάσεων με υψηλότερο ενεργειακό περιεχόμενο όταν το προσπίπτον κυματικό κλίμα κρίνεται ήπιο.

5.10 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων

Για την εξακρίβωση της εγκυρότητας των αποτελεσμάτων έγινε χρήση των στατιστικών μεγεθών που παρουσιάστηκαν στο *Κεφάλαιο 3.4*. Το βασικό κριτήριο αξιολόγησης αποτελεί ο ρυθμός μεταβολής της στάθμης του πυθμένα. Υπενθυμίζεται ότι η συνθήκη τέλει ταύτισης δίνει βαθμολογία ικανότητας του μοντέλου 1. Ωστόσο, επισημαίνεται ότι οποιαδήποτε τιμή BSS μεγαλύτερη του 0.2 αποτελεί μια καλή και χρήσιμη πρόβλεψη.

Σύμφωνα με την δημοσίευση των Sutherland κ.α (2004), η αξιολόγηση του μοντέλου μέσω του δείκτη BSS προσφέρει τη δυνατότητα αποσύνθεσης σε όρους φάσης, εύρους και μεροληψίας. Αυτό είναι μεγάλο πλεονέκτημα της μεθόδου σε σχέση με τις υπόλοιπες μεθόδους βαθμολόγησης ικανοτήτων, όπως είναι οι δείκτες MAE, MSE και RMSE. Ακολουθεί η αξιολόγηση των μεθόδων σχηματοποίησης που χρησιμοποιήθηκαν και η επιλογή της βέλτιστης για τις ακτές μελέτης, με την χρήση του Brier Skill Score.

Για τον υπολογισμό του δείκτη BSS και RMSS, χρησιμοποιήθηκαν οι παρακάτω βαθυμετρικές που αποτελούν τον σταθμισμένο μέσο όρο του συνόλου των προσομοιώσεων που εκτελέστηκαν:

- ως βαθυμετρία βάσης (*B*): ένας πίνακας ίδιων διαστάσεων με την περιοχή μελέτης αλλά με μηδενικά στοιχεία
- ως τελική βαθυμετρία μετρήσεων (*X*): το αποτέλεσμα των προσομοιώσεων για τον ρυθμό εξέλιξης του πυθμένα από την πλήρη χρονοσειρά (BF)
- ως τελική βαθυμετρία προβλέψεων (*Y*): τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για τον ρυθμό εξέλιξης του πυθμένα από τις σχηματοποιημένες χρονοσειρές των μεθόδων ροής ενέργειας (EF) και ισοδύναμων κυματισμών (EW-ANN).

5.10.1 Επιλογή βέλτιστης μεθόδου σχηματοποίησης για την ακτή στη Σαρδηνία

Η περιοχή μετρήσεων έχει σημειωθεί με κόκκινο πλαίσιο στις εικόνες που προηγήθηκαν.

Πίνακας 5-9: Σύγκριση τιμών BSS και RMSS για τις προσομοιώσεις στην ακτή στη Σαρδηνία

	Τιμές BSS	Τιμές RMSS
	Περιοχή μετρήσεων	Περιοχή μετρήσεων
BF - EF	0.37	0.117
BF – (EW-ANN)	0.42	0.149

Στον *Πίνακα 5-9* συνοψίζονται τα αποτελέσματα του υπολογισμού του BSS και του RMSS για την ακτή στη Σαρδηνία με τις διαφορετικές μεθόδους σχηματοποίησης. Παρατηρούνται γενικά τιμές του BSS που χαρακτηρίζονται καλές. Ωστόσο η σχηματοποίηση με τη χρήση της μεθόδου των ισοδύναμων κυματισμών (0.42) φαίνεται να αποφέρει καλύτερα αποτελέσματα από τη μέθοδο ροής ενέργειας (0.37), λόγω της απαλοιφής κυματικών καταστάσεων που θεωρείται ότι δεν προκαλούν έναρξη κίνησης ιζήματος.

5.10.2 Επιλογή βέλτιστης μεθόδου σχηματοποίησης για την ακτή στον Βόλο

Παρόμοια με τους υπολογισμούς για το BSS στη Σαρδηνία, θα συγκριθούν οι τιμές του BSS της εξεταζόμενης ακτής. Η περιοχή μετρήσεων έχει επισημανθεί με κόκκινο πλαίσιο στις εικόνες που προηγήθηκαν και περιλαμβάνει την ακτή Αλυκές.

Πίνακας 5-10: Σύγκριση τιμών BSS και RMSS για τις προσομοιώσεις στην ακτή στον Βόλο

	Τιμές BSS	Τιμές RMSS
	Περιοχή μετρήσεων	Περιοχή μετρήσεων
BF - EF	0.45	0.139
BF – (EW-ANN)	0.52	0.176

Ο Πίνακας 5-10 συνοψίζει τα αποτελέσματα του δείκτη BSS και του RMSS για την ακτή μελέτης στον Βόλο συγκρίνοντας τις δύο μεθόδους σχηματοποίησης των δεδομένων εισόδου. Είναι αντιληπτή η υπεροχή της μεθόδου των ισοδύναμων κυματισμών (0.52) σε σχέση με τη μέθοδο ροής ενέργειας (0.45). Όπως και για την ακτή στη Σαρδηνία, τα καλύτερα αποτελέσματα της μεθόδου των ισοδύναμων κυματισμών οφείλονται στην απαλοιφή κυματικών καταστάσεων που θεωρείται ότι δεν είναι ικανές να προκαλέσουν έναρξη κίνησης ιζήματος.

5.11 Σύγκριση αποτελεσμάτων μεταξύ των δύο περιοχών μελέτης

Από τη συγκριτική αξιολόγηση που πραγματοποιείται για τις τιμές του BSS παρατηρείται ότι αυτές είναι υψηλότερες και στις δύο ακτές για την μέθοδο EW-ANN. Η υπεροχή της μεθόδου EW-ANN έναντι της EF μπορεί να αποδοθεί στο γεγονός ότι η συμβολή των κυματισμών χαμηλού ενεργειακού περιεχομένου δεν επηρεάζει σημαντικά τα αποτελέσματα των μεθόδων σχηματοποίησης και στην περίπτωση της μεθόδου EF οι κυματισμοί αυτοί δεν απαλείφονται. Συγκρίνοντας την εφαρμογή των δύο μεθόδων μεταξύ των δύο ακτών που εξετάστηκαν, παρατηρείται ότι και οι δύο μέθοδοι αποδίδουν καλύτερα στην ακτή στον Βόλο, το οποίο ενδεχόμενα οφείλεται και στη μικρότερη έκταση της πλήρους χρονοσειράς, σε σχέση με την ακτή της Σαρδηνίας. Συγκεντρωτικά ωστόσο, παρατηρείται ότι και οι δύο μέθοδοι σχηματοποίησης αποδίδουν ικανοποιητικά και στις δυο περιπτώσεις σύμφωνα με τις τιμές του δείκτη BSS. Οι τιμές του είναι πάντα στο εύρος που τα αποτελέσματα του μοντέλου χαρακτηρίζονται καλά. Επιπλέον για την μέθοδο EW-ANN στον Βόλο τα αποτελέσματα είναι εξαιρετικά. Αξίζει όμως να σημειωθεί ότι από την οπτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων οι μέθοδοι φαίνεται να αποδίδουν καλύτερα για την ακτή της Σαρδηνίας σε σχέση με την ακτή του Βόλου, παρόλο τις χαμηλότερες τιμές του BSS. Συνεπώς χρήζει περαιτέρω διερεύνησης η καταλληλότητα του δείκτη BSS όταν οι τιμές του ρυθμού μεταβολής βαθυμετρίας είναι σχετικά μικρές, καθώς σε αυτή την περίπτωση μπορεί ο δείκτης BSS να υπερεκτιμά την αποτελεσματικότητα των προσομοιώσεων.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΕΡΑΙΤΕΡΩ ΕΡΕΥΝΑ

6.1 Συμπεράσματα

Το κύριο αίτιο της μακροχρόνιας μεταβολής της μορφολογίας της ακτογραμμής είναι η μεταφορά ιζημάτων λόγω της διεργασίας της κατά μήκος της ακτής στερεομεταφοράς, η οποία προκαλείται από τα θαλάσσια ρεύματα και την κυματική δράση. Ωστόσο το πλήθος των υδροδυναμικών και γεωμορφολογικών παραμέτρων που εισάγονται στα εν λόγω μοντέλα, οδηγεί σε μεγάλη πολυπλοκότητα και αυξημένο υπολογιστικό φόρτο. Δημιουργείται λοιπόν η ανάγκη μείωσης του απαιτούμενου υπολογιστικού φόρτου και χρόνο εκτέλεσης των προσομοιώσεων. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί με την σχηματοποίηση των δεδομένων εισόδου στο μοντέλο (input reduction). Ως σχηματοποίηση ορίζεται η διαδικασία μείωσης της πλήρους χρονοσειράς του κυματικού κλίματος μιας δεδομένης παράκτιας περιοχής σε ένα σύνολο «αντιπροσωπευτικών» κυματισμών, που ιδανικά επιφέρουν παρόμοια μορφολογική εξέλιξη του πυθμένα με την πλήρη χρονοσειρά, με αποτέλεσμα τη μείωση του υπολογιστικού φόρτου του μοντέλου και της επεξεργασίας των δεδομένων εισόδου.

Αξιολογήθηκαν δύο μέθοδοι σχηματοποίησης σε δύο περιοχές μελέτης, η μέθοδος ροής ενέργειας για 12 αντιπροσώπους στην πρώτη περιοχή και 9 αντιπροσώπους στην δεύτερη και η μέθοδος ισοδύναμων κυματισμών με χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου για 12 και 9 αντιπροσώπους αντίστοιχα. Ως βασική παράμετρος σύγκρισης των αποτελεσμάτων των μεθόδων ο αρχικός ρυθμός εξέλιξης της στάθμης του πυθμένα λαμβάνοντας υπόψη το μέσο ετήσιο κυματικό κλίμα. Για την εξακρίβωση της αξιοπιστίας των μεθόδων χρησιμοποιήθηκε η πλήρης χρονοσειρά ως δεδομένο εισόδου για το κυματικό καθεστώς, έπειτα οι σχηματοποιημένες χρονοσειρές και τέλος έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων. Όλες οι προσομοιώσεις εκτελέστηκαν με την χρήση του υπολογιστικού πακέτου της Scientia Maris και συγκεκριμένα των μοντέλων PMS, HYD και SDT. Η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων έγινε μέσω του στατιστικού δείκτη ικανότητας του μοντέλου Brier Skill Score (BSS). Οι ακτές των οποίων η τοπογραφία και το κυματικό κλίμα χρησιμοποιήθηκαν ως βάση για την εφαρμογή των παραπάνω μεθόδων είναι η ακτή Spiaggia di Piscinas στη Σαρδηνία και η ακτή Αλυκές στον Βόλο. Η βασική διαφορά τους έγκειται στα διαφορετικά κυματικά κλίματα που παρουσιάζουν οι δύο περιοχές. Η ακτή στη Σαρδηνία έχει πολύ ενεργητικό κυματικό κλίμα με ύψη κύματα που ξεπερνούν τα 8,5 m σε αρκετές περιπτώσεις. Αντίθετα η ακτή στον Βόλο έχει πολύ ηπιότερο κυματικό κλίμα, καθώς το μέγιστο ύψος κύματος είναι ίσο με 1 m.

Μετά την στατιστική αξιολόγηση παρατηρήθηκαν αποκλίσεις στα αποτελέσματα του αριθμητικού μοντέλου σε σχέση με τις πραγματικές μετρήσεις πεδίου όσο αφορά τον ρυθμό μεταβολής του πυθμένα μετά το πέρας των προσομοιώσεων. Ωστόσο αυτές κρίθηκαν αποδεκτές δεδομένου ότι επιτεύχθηκε η απαιτούμενη μείωση του υπολογιστικού

χρόνου εκτέλεσης του μοντέλου σε σχέση με την πλήρη χρονοσειρά. Συγκεκριμένα έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων για τη σχηματοποίηση με 12 αντιπροσώπους με τη μέθοδο ροής ενέργειας και με 12 αντιπροσώπους με τη μέθοδο ισοδύναμων κυματισμών με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου για την ακτή στη Σαρδηνία, ενώ οι ίδιες μεθοδολογίες εφαρμόστηκαν στην ακτή στον Βόλο με 9 αντιπροσώπους.

Από τις τιμές του BSS προκύπτει το συμπέρασμα ότι και οι δύο μέθοδοι σχηματοποίησης έχουν καλύτερη εφαρμογή στην ακτή στον Βόλο. Αυτό ενδεχομένως να οφείλεται στην μικρότερη έκταση της πλήρους χρονοσειράς ή στο ηπιότερο κυματικό κλίμα που επικρατεί στον Βόλο. Συγκρίνοντας όμως οπτικά τα αποτελέσματα των σταθμισμένων μέσων όρων του ρυθμού εξέλιξης των 2 ακτογραμμών, παρατηρείται ότι στη Σαρδηνία οι σχηματοποιημένες χρονοσειρές προσομοιάζουν λίγο καλύτερα τον ρυθμό εξέλιξης της ακτογραμμής, κάτι που δεν αντικατοπτρίζεται στις τιμές του BSS, καθώς είναι χαμηλότερες από τις αντίστοιχες του Βόλου. Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο δείκτης BSS ίσως να μην είναι ο κατάλληλος όταν οι τιμές του ρυθμού μεταβολής του πυθμένα είναι πολύ μικρές όπως συμβαίνει στην ακτή στον Βόλο, καθώς πιθανόν να οδηγεί σε υπερεκτίμηση του αποτελέσματος.

Εν τέλει, ως βέλτιστη μέθοδος και για τις δύο ακτές προέκυψε η μέθοδος των ισοδύναμων κυματισμών με τη χρήση τεχνητού νευρωνικού δικτύου. Τα αποτελέσματά της προσομοιώνουν συνολικά καλύτερα τις πραγματικές συνθήκες, καθώς δεν λαμβάνουν υπόψη κυματισμούς χαμηλού ενεργειακού φορτίου που αποδείχθηκε ότι δεν επηρεάζουν τον ρυθμό εξέλιξης του πυθμένα. Στην περίπτωση της ακτής στη Σαρδηνία παρατηρούνται εναλλασσόμενες τάσεις μεταβολής του πυθμένα. Υπερισχύει η εναπόθεση ιζήματος με μέγιστο ρυθμό τα 0.05 m/d, ενώ η διάβρωση της ακτής γίνεται με μέγιστο ρυθμό τα 0.02 m/d. Στην ακτή στον Βόλο από την άλλη ο ρυθμός μεταβολής του πυθμένα είναι πολύ μικρότερος, καθώς η μέγιστη τιμή είναι 0,0005 m/d και αφορά την απόθεση ιζήματος στο νότιο τμήμα της ακτής.

6.2 Προτάσεις για περαιτέρω έρευνα

Σχετικά με μελλοντικές έρευνες και περαιτέρω διερεύνηση της εφαρμογής των μεθόδων σχηματοποίησης μείωσης δεδομένων εισόδου παρατίθενται οι παρακάτω προτάσεις:

- Προσομοίωση της μορφολογικής εξέλιξης της ακτογραμμής με την εφαρμογή κάποιου μοντέλου που έχει τη δυνατότητα ενσωμάτωσης του φαινομένου της κυματικής αναρρίχησης, όπως για παράδειγμα κάποιο μοντέλο τύπου Boussinesq. Με αυτόν τον τρόπο η πρόβλεψη καθίσταται πιο αντιπροσωπευτική και στα πρώτα μέτρα από την ακτογραμμή, γεγονός που επηρεάζει ευμενώς τους στατιστικούς δείκτες αξιολόγησης της προσομοίωσης. Ένας από τους λόγους που δεν χρησιμοποιήθηκε κάποιο τέτοιο μοντέλο στην παρούσα διπλωματική εργασία παρά την αυξημένη ακρίβειά του είναι η απαίτηση υψηλού υπολογιστικού φόρτου κατά την εκτέλεση των προσομοιώσεων.

- Περαιτέρω διερεύνηση ως προς την επιλογή της μεθόδου σχηματοποίησης και του μικρότερου δυνατού αριθμού αντιπροσώπων με σκοπό την βέλτιστη προσομοίωση των πραγματικών συνθηκών. Προτείνεται η εφαρμογή της μεθόδου Opti-Routine.
- Εφαρμογή των δύο μεθόδων σχηματοποίησης και για μια περιοχή μελέτης με μέτρια τιμή γινομένου $H_s^2 * T_p$, ώστε να ερευνηθεί κατά πόσο η ένταση του κυματικού κλίματος επηρεάζει την αποτελεσματικότητα των προσομοιώσεων. Οι διαφορές ως προς τον προσανατολισμό, το κυματικό κλίμα και την τοπογραφία της εκάστοτε ακτής θα ενισχύσουν την αξιοπιστία της τελικής επιλογής της βέλτιστης μεθόδου σχηματοποίησης.
- Τέλος συνίσταται η διερεύνηση της συνεισφοράς των ακραίων κυματικών φαινομένων, που δεν λήφθηκαν υπόψη στην παρούσα εργασία καθώς και πώς αυτά θα μπορούσαν να εισαχθούν στις προτεινόμενες μεθοδολογίες.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Benedet, L., Dobrochinski, J.P.F., Walstra, D.J.R., Klein, A.H.F. and Ranasinghe, R. (2016), “*A morphological modeling study to compare different methods of wave climate schematization and evaluate strategies to reduce erosion losses from a beach nourishment project*”

Berkhoff, J.C.W. (1972), “*Computation of Combined Refraction-Diffraction*”

Brown, J.M., Davies, A.G., (2009), “*Methods for Medium-Term Prediction of the Net Sediment Transport by Waves and Currents in Complex Coastal Regions*”

Chawla, A. & Tuba, H. & Kirby, J. (1998), “*Spectral Model for Wave Transformation and Breaking Over Irregular Bathymetry*”

Coastal Engineering Manual, (2008) by US Army Corps of Engineers

Guide to Modeling Coastal Morphology, downloaded from www.worldscientific.com by DEAKIN UNIVERSITY. For personal use only

Kirby, J.T. and Dalrymple, R.A. (1983), “*A parabolic equation for the combined refraction diffraction of Stokes waves by mildly varying topography*”

Lesser, G.R. (2009), “*An Approach to Medium-term Coast Morphological Modelling*”, Dissertation

Papadimitriou, A., Panagopoulos, L., Chondros, M., Tsoukala V. (2020) “*A Wave Input-Reduction Method Incorporating Initiation of Sediment Motion*”

Papadimitriou, A., Chondros, M., Metallinos, A. and Tsoukala, V. (2022) “*Accelerating Predictions of Morphological Bed Evolution by Combining Numerical Modelling and Artificial Neural Networks*”

Powel, M., Vickery, P., and Reinhold, T. (2003), “*Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones*”

Queiroz, Br., Scheel, F., Caires, S., Walstra, D.J., Olij, D., Yoo, J., Reniers, Ad. and Boer, W. (2019) *“Performance Evaluation of Wave Input Reduction Techniques for Modeling Inter-Annual Sandbar Dynamics”*

Reguero, B.G., Fajardo, F. S., Ramirez, C. A. A., (2017), *“The importance of Reefs and Dunes in coastal protection”*

Sutherland, J., Peet, A.H. and Soulsby, R.L. (2004) *“Evaluating the performance of morphological models”*

Van Rijn L.C., Walstra, D.J.R., Grasmeyer, B., Sutherland, J., Pan, S., Sierra, J.P. (2003) *“The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models”*

Vriend, H.J de., Capobianco, M., Chasher, T., Swart, H.E de., Latteux, B. and Stive, M.J.F. (1993) *“Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review”*

Miracosta College (2023), *“Oceanography”*

Maris HYD - User Guide (2022), Hydrodynamic Model

Maris PMS - User Guide (2022), Parabolic Mild-Slope Wave Model

Maris SDT - User Guide (2022), Sediment Transport Model

Καραμπάς, Θ., Κρεστενίτης, Ι. και Κουτίτας, Χ. (2015) *«Παράκτια Στερεομεταφορά, μορφοδυναμική των ακτών, διάβρωση ακτών»*

Μέμος, Κ. (2013), *«Εισαγωγή στα Λιμενικά Έργα»*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Μουτζούρης, Κ. Ι. (2009), *«Θαλάσσια Υδραυλική»*, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Παναγόπουλος, Λ. Ε. (2019), «Στερεομεταφορά και Παράκτιες Διεργασίες με μεθόδους σχηματοποίησης κυματικού κλίματος – Περίπτωση Λιμένα Ρεθύμνου», Διπλωματική Εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Πυθαρούλιου, Α. Χ. (2020), «Αποτίμηση μεθόδων μακροχρόνιας πρόβλεψης μορφολογικής εξέλιξης πυθμένα – Εφαρμογή στην ακτή Καμάεας της Σίφνου», Διπλωματική Εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Λίστα ιστοτόπων:

Κυματικά δεδομένα: <https://marine.copernicus.eu/>

Δεδομένα βαθυμετρίας: <https://www.navionics.com/>

Γενικά στοιχεία για τις περιοχές μελέτης: <https://en.wikipedia.org/wiki/Sardinia>,
<https://en.wikipedia.org/wiki/Volos>