



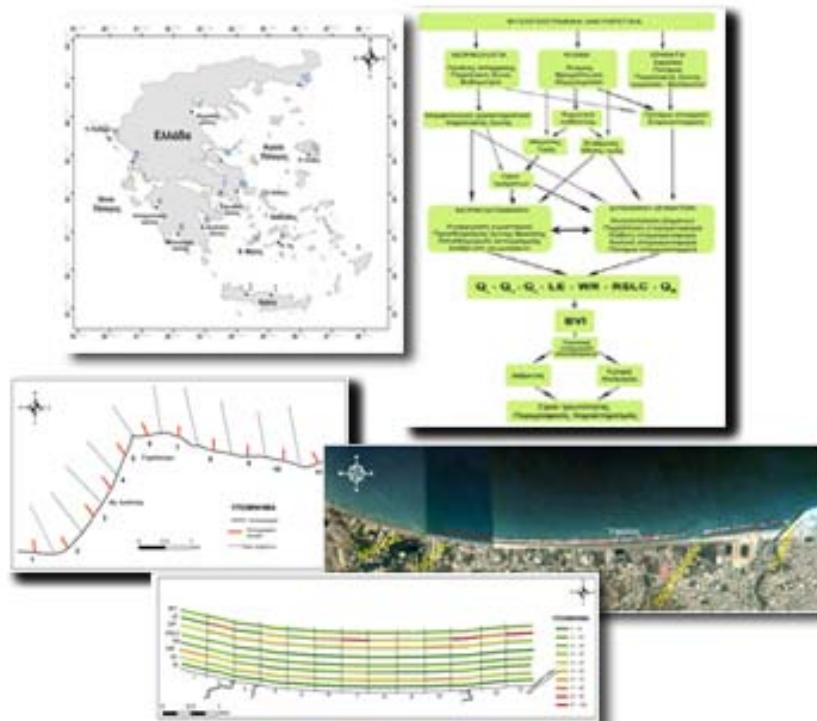
ΕΘΝΙΚΟΝ & ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Διατμηματικό Μεταπτυχιακό Ωκεανογραφίας & Διαχείρισης
Θαλάσσιου Περιβάλλοντος

Υπολογισμός του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών της Ελλάδος με βάση ωκεανογραφικά και γεωλογικά στοιχεία

Διδακτορική Διατριβή



ΑΛΕΞΑΝΔΡΑΚΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

ΑΘΗΝΑ, 2011



IKY

ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΑΤΙΚΩΝ
ΥΠΟΤΡΟΦΙΩΝ
STATE SCHOLARSHIPS
FOUNDATION

Η παρούσα διδακτορική διατριβή υποστηρίχτηκε από το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών στο πεδίο της Γεωλογικής Ωκεανογραφίας στο πρόγραμμα υποτροφιών 2006-2007.

Στους δασκάλους και στην οικογένεια μου...

*"It is all there. . . The earth and the ocean...
They contain the power of our lives"*

*Great ocean road
The Gathering*

Συμβουλευτική Επιτροπή

Αναπληρωτής Καθηγητής Σεραφείμ Πούλος

Καθηγητής Γεώργιος Αναστασάκης

Καθηγητής Αντώνιος Βελεγράκης

Εξεταστική επιτροπή

Καθηγητής Χαμπίκ Μαρουκιάν

Αναπληρωτής Καθηγητής Θεωφάνης Καραμπάς

Καμπάνης Νικόλαος, Ερευνητής ΙΤΕ

Καψιμάλης Βασίλιος, Ερευνητής ΕΛΚΕΘΕ

Ευχαριστίες

Από την στιγμή της ολοκλήρωσης των βασικών σπουδών μου στο τμήμα γεωλογίας έως την ολοκλήρωση της διδακτορικής διατριβής είναι πολλοί εκείνοι, οι οποίοι ο καθένας με τον τρόπο του συνέβαλαν στη πορεία αυτή. Ξεκινώντας από τον καθηγητή του πανεπιστημίου Κρήτης κ. Ελευθερίου, ο οποίος το 2003 μου έδωσε την ευκαιρία, με «φρέσκο» ακόμα το πτυχίο γεωλογίας, να δουλέψω για πρώτη φορά πάνω σε θαλάσσια ιζήματα στα εργαστήρια του ΙΘΑΒΙΚ. Σε εκείνο το εργαστήριο ξεκίνησε η ενασχόληση μου με την θαλάσσια ερεύνα, η οποία άρχισε και επίσημα με την αποδοχή μου στο διατμηματικό μεταπτυχιακό. Από εκείνη τη στιγμή και μετά ο κατάλογος αυτός μεγαλώνει περιλαμβάνοντας όλους του καθηγητές του μεταπτυχιακού της ωκεανογραφίας, οι οποίοι ο καθένας με τον τρόπο του, διαμόρφωσαν την «εικόνα» και τις γνώσεις μου για τη θάλασσα και το θαλάσσιο περιβάλλον. Όλους αυτούς τους ευχαριστώ θερμά.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες και την ευγνωμοσύνη μου θέλω να εκφράσω στον επιβλέποντα μου Αναπλ. καθηγητή Σεραφείμ Πούλο με τον οποίο είχα την τύχη να συνεργάζομαι σχεδόν από την πρώτη στιγμή αυτής της πορείας, του οποίου η υποστήριξη και καθοδήγηση συνέβαλε τα μέγιστα σε όλη αυτή την περίοδο. Θερμές ευχαριστίες οφείλω στον καθηγητή Αντώνη Βελεγράκη μέλος της συμβουλευτικής επιτροπής, ο οποίος ένα καλοκαίρι στη Μυτιλήνη, πολύ πριν την ανάθεση της διατριβής μου έδωσε μια άλλη οπτική στην προσέγγιση του παράκτιου περιβάλλοντος, καθώς και στον καθηγητή μου καθηγητή Γιώργο Αναστασάκη για τις παρατηρήσεις του, την συμπαράσταση του και για τις εύστοχες παρατηρήσεις του.

Πολύτιμη ήταν η συμβολή και η βοήθεια του Δρ. Γιώργου Γκιώνη, τόσο στις συζητήσεις στην αρχική ιδέα για την διατριβή όσο και στην επίλυση σημαντικών προβλημάτων και δυσκολιών στην ανάπτυξη της μεθοδολογίας, αλλά και για την συμβολή του στο σχεδιασμό και την πραγματοποίηση των εργασιών πεδίου και για αυτό τον ευχαριστώ θερμά.

Θέλω να ευχαριστήσω επίσης τον ερευνητή του ΙΥΜ-ΙΤΕ Δρ. Νίκο Καμπάνη, για την ευκαιρία που μου έδωσε να εργαστώ σε μία μεγάλη περίοδο της διατριβής μου στις εγκαταστάσεις του Ιδρύματος Τεχνολογίας και Έρευνας στο Ηράκλειο, καθώς και για την ευκαιρία να ασχοληθώ πάνω σε διαφορετικά αντικείμενα στα πλαίσια των ερευνητικών προγραμμάτων του ιδρύματος και κάτω από ιδανικές συνθήκες σε ένα εξαιρετικό χώρο για έρευνα και μελέτη.

Ακόμα, ένα μεγάλο ευχαριστώ στον Αναπλ. Καθηγητή Απόστολο Αλεξόπουλο (ΕΚΠΑ) για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, ώστε να με προτείνει για να εργαστώ στον ΟΑΝΑΚ, προσφέροντας μου με αυτό τον τρόπο την οικονομική δυνατότητα και ηρεμία ώστε να αφοσιωθώ με «καθαρό» μυαλό για την εκπόνηση της διατριβής.

Επίσης, ευχαριστώ θερμά τους συναδέλφους Κατερίνα Καρδιτσά, Περικλή Ανδρή και Στέλιο Πετράκη για την βοήθεια στην συλλογή των δεδομένων στις εργασίες πεδίου, για την παρέα στο εργαστήριο όλα αυτά τα χρόνια αλλά και για την αλληλοστήριξη και υποστήριξη των προσπαθειών μας. Ακόμα τον Δρ. Μιχάλη Βουσδούκα για την παραχώρηση μέρους των δεδομένων από την διατριβή του και όλους του συναδέλφους των οποίων τα δεδομένα επαναπεξεργαστήκα για τις ανάγκες της διατριβής.

Τέλος, ευχαριστώ το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών για την χορήγηση της υποτροφίας, η οποία μια διαρκής στήριξη και κίνητρο για την ολοκλήρωση της διατριβής.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ	ix
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ	xii
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΕΡΩΝ ΣΥΜΒΟΛΩΝ	xvii
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	xx
ABSTRACT	xxi
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1. ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ – ΧΡΗΣΕΙΣ ΌΡΩΝ	4
1.1 Ταξινόμηση Ακτών	4
1.1.1 Ταξινόμηση κατά Shepard (1973)	5
1.1.1.1 Πρωτογενείς Ακτές	5
1.1.1.2 Δευτερογενής Ακτές.	6
1.2 Ταξινόμηση παραλιακών ζωνών (Hasslet 2000)	6
1.2.1 Παραλίες επαφτόμενες στην ακτογραμμή (shoreline beaches)	6
1.2.2 Παραλίες μη επαφτόμενες της ακτογραμμής (detached beaches)	7
1.3 Μορφοδυναμικά χαρακτηριστικά παραλιακής ζώνης	8
1.4 Παράκτια Διάβρωση	9
1.4.1 Παράγοντες που προκαλούν την παράκτια διάβρωση.	11
1.4.1.1 Φυσικοί παράγοντες που προκαλούν τη παράκτια διάβρωση.	12
1.4.1.2 Ανθρωπογενείς παράγοντες.	13
1.4.2 Άνοδος στάθμης θάλασσας και μεταβολή της ακτογραμμής.	14
1.5 Εξέλιξη της παράκτιας ζώνης και η σύγχρονη κλιματική αλλαγή.	14
1.5.1 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης	15
1.5.2 Τρωτότητα παραλιακών ζωνών σε σχέση με την άνοδο της στάθμης της.	17
1.6 Ισοζύγιο ιζημάτων στην παραλιακή ζώνη	20
1.6.1 Χωρικές και χρονικές κλίμακες για το ιζηματολογικό ισοζύγιο.	21
1.6.2 Υπολογισμός του ιζηματολογικού ισοζυγίου μιας παραλιακής ζώνης.	21
1.6.2.1 Παράκτιο κελί (Littoral Cell)	21
1.6.2.2 Ποσοτικοποίηση της προσφοράς και απώλειας ιζήματος.	23
1.6.2.3 Παράλληλη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (Longshore transport)	24
1.6.2.4 Μεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή (cross shore transport)	25
1.6.2.5 Ποτάμια στερεομεταφορά.	26
1.6.2.6 Προσφορά ιζήματος από τη διάβρωση των γεωμορφών του χερσαίου τμήματος της παραλιακή ζώνης.	26
1.6.2.7 Αιολική μεταφορά ιζημάτων	27
1.6.2.8 Ροές βαρύτητας	27
1.6.2.9 Βιογενής διεργασίες	28
1.6.2.10 Ανθρωπογενής επεμβάσεις.	28
2. ΥΦΙΣΤΑΜΕΝΗ ΓΝΩΣΗ (STATE-OF-THE-ART) ΤΗΣ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΖΩΝΗΣ.	29
2.1 Μέθοδοι υπολογισμού δυνητικής παράκτιας στερεομεταφοράς.	29
2.1.1 Η φόρμουλα του CERC (1974, 1980).	30
2.1.2 Σχέση του Komar (1998).	31
2.1.3 Walton (1943).	31
2.2 Μέθοδοι υπολογισμού της στερεομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή.	32
2.2.1 Μαθηματικές εκφράσεις προσδιορισμού της κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς.	33
2.2.1.1 Μοντέλο με βάση την κλίση κύματος (H/L)	33
2.2.1.2 Ενεργειακό μοντέλο με βάση το μέγεθος των κόκκων	34
2.2.1.3 Ενεργειακό μοντέλο του Bagnold	34
2.2.1.4 Ενεργειακό μοντέλο των Inman and Bagnold	35

2.2.1.5	Ενεργειακό μοντέλο γενικής κυκλοφορίας.	36
2.3	Χερσαία προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια και τις γεωμορφές.	36
2.3.1	Προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια	37
2.3.1.1	Εμπειρικά μοντέλα	37
2.3.1.2	Φυσικά μοντέλα	40
2.3.1.3	Μοντέλα βασισμένα σε νομογράμματα ιζημάτων	41
2.3.1.4	Στοχαστικά μοντέλα	41
2.3.2	Προσφορά ιζήματος από τις γεωμορφές του χερσαίου τμήματος.	42
2.3.2.1	Μέθοδοι βασισμένες στην μεταβολές του όγκου.	42
2.3.2.2	Αριθμητικά μοντέλα.	43
2.4	Οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω μεταβολής της στάθμης της θάλασσας.	44
2.4.1	Ο κανόνας του Bruun	46
2.4.2	Μέθοδος του Edelman	47
2.4.3	Μέθοδος του Dean	47
2.4.4	Μέθοδος Kriebel and Dean	48
2.5	Ύψος αναρρίχησης του κυματισμού.	48
2.5.1	Regular wave run-up	48
2.5.2	Irregular wave run-up	50
2.6	Αιολική μεταφορά ιζήματος.	54
2.6.1	Ο'Brien and Rindlaub (1936)	55
2.6.2	Bagnold (1936)	55
2.6.3	Kawamura (1951)	56
2.6.4	Zingg (1953)	56
2.6.5	Kadib (1965)	56
2.6.6	Lettau and Lettau (1977)	57
2.6.7	Hsu (1986)	57
3.	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ	59
3.1	Ανάπτυξη του Δείκτη Τρωτότητας των Παραλιακών Ζωνών (BVI)	59
3.2	Προσδιορισμός του κυματικού καθεστώτος	62
3.3	Προσδιορισμός των ορίων των τμημάτων της παραλιακής ζώνης.	64
3.3.1	Υπολογισμός του μέγιστου βάθους κινητοποίησης (closure depth, hc).	65
3.3.2	Υπολογισμός της ζώνης θραύσης (breaking zone – wave characteristics).	66
3.4	Προσδιορισμός των οριακών συνθηκών για την κίνηση του ιζήματος	68
3.4.1	Κατώφλι κίνησης των ιζημάτων στην υποθαλάσσια περιοχή.	68
3.4.2	Κατώφλι κίνησης των ιζημάτων στην χερσαία περιοχή	70
3.5	Συλλογή δεδομένων και επεξεργασία	70
3.5.1	Συλλογή πρωτογενών δεδομένων - Εργασίες πεδίου.	71
3.5.2	Εργαστηριακές κοκκομετρικές αναλύσεις.	72
3.5.3	Στατιστικές κοκκομετρικές παράμετροι	73
3.5.4	Αξιοποίηση υφιστάμενων μετρήσεων.	73
3.6	Στατιστική Επεξεργασία	74
3.6.1	Ανάλυση ευαισθησίας	74
3.6.2	Παραγοντική ανάλυση (factor analysis).	75
4.	ΦΥΣΙΟΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΑ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ	76
4.1	Ο Ελληνικός παράκτιος χώρος	76
4.1.1	Φυσιογραφικά στοιχεία	76
4.1.2	Βασικά Ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά του Ελληνικού χώρου.	77
4.1.3	Βασικά κλιματολογικά χαρακτηριστικά του Ελληνικού χώρου.	79
4.2	Παραλιακές ζώνες εφαρμογής του δείκτη τρωτότητας.	83
4.2.1	Αμμουδάρα (Νομός Ηρακλείου, Κρήτης)	84
4.2.2	Αλμυρός (Νόμος Χανίων)	86
4.2.3	Αγ. Ιωάννης (Νήσος Λευκάδα)	88
4.2.4	Δέλτα Αλφειού (Κυπαρισσιακός κόλπος)	89
4.2.5	Αγ. Πέτρου (Νήσος Άνδρος).	91

4.2.6	Σάνταβα (Μεσσηνιακός κόλπος).	92
4.2.7	Κινέττα (Αργολικός κόλπος).	94
4.2.8	Άστρος Κυνουρίας (Αργολικός κόλπος).	95
4.2.9	Μυλοπόταμος (Νήσος Ίος)	97
4.2.10	Μαραθώνας (Νομός Αττικής).	98
4.2.11	Λιμνοθάλασσα Κορισσίων (Ν.Δ. Κέρκυρα)	99
4.2.12	Αλεξανδρούπολη (Β.Α. Αιγαίο)	101
4.2.13	Βατερών (Νήσου Λέσβου).	102
4.2.14	Αγ. Άννα – Κρύα Βρύση (Β.Α Εύβοια).	104
4.2.15	Σκάλα Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος)	105
4.2.16	Αχιβαδολίμνη (Νήσος Μήλος).	107
5.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ	109
5.1	Ανάπτυξη του δείκτη τρωτότητας	109
5.1.1	Υπολογισμός επιμέρους παραμέτρων του δείκτη τρωτότητας (BVI)	111
5.1.2	Παράκτια στερεομεταφορά (longshore sediment transport, Q_L)	113
5.1.3	Μεταφορά ιζήματός κάθετα στην ακτογραμμή (crossshore sediment transport, Q_c)	113
5.1.4	Ποτάμια προσφορά ιζήματος (Q_R)	116
5.1.5	Διάβρωση χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης (LE).	116
5.1.6	Υποχώρηση της ακτογραμμής λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (Relative Sea Level Change, RSLC).	117
5.1.7	Ύψος αναρρίχησης (wave run up WR)	117
5.1.8	Αιολική μεταφορά (Q_a).	118
5.1.9	Υπολογισμός των τιμών των μεταβλητών και του δείκτη.	118
5.2	Ανάλυση ευαισθησίας του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών.	119
5.2.1	Σημαντικό ύψος κύματος (H_o)	120
5.2.2	Ύψος κύματος στη θραύση (H_b)	121
5.2.3	Ύψος χερσαίου ορίου (B)	122
5.2.4	Ταχύτητα ανέμου (U_a)	122
5.2.5	Χαρακτηριστικά του προφίλ (W_b, L, W)	123
5.2.6	Γωνία θραύσης του κύματος (a_b)	125
5.2.7	Κοκκομετρικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης	125
5.2.8	Ποτάμια στερεοαπορροή (q_s)	127
5.2.9	Συζήτηση	127
5.3	Περιοχές αναλυτικής εφαρμογής	129
5.3.1	Αμμουδάρα (νομός Ηρακλείου)	129
5.3.2	Αλμυρός (νομός Χανίων)	138
5.3.3	Αγ. Ιωάννης (Νήσος Λευκάδα)	146
5.4	Περιοχές συγκριτικής εφαρμογής	154
5.4.1	Δέλτα Αλφειού (Κυπαρισσιακός κόλπος).	154
5.4.2	Αγ. Πέτρος (Νήσος Άνδρος).	156
5.4.3	Σάνταβα (Μεσσηνιακός κόλπος).	159
5.4.4	Κινέττας (Σαρωνικός κόλπος).	162
5.4.5	Άστρος (Αργολικός κόλπος)	165
5.4.6	Μυλοπόταμος (Νήσος Ίος)	168
5.4.7	Μαραθώνας (νομός Αττικής)	171
5.4.8	Λιμνοθάλασσα Κορρισίων (ΝΔ Κέρκυρα)	174
5.4.9	Αλεξανδρούπολη (Β.Α. Αιγαίο)	177
5.4.10	Βατερά (Νήσος Λέσβος)	180
5.4.11	Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης (Β.Α. Εύβοια)	183
5.4.12	Σκάλα Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος).	186
5.4.13	Αχιβαδολίμνη (Νήσος Μήλος).	189
5.3.14	Η σχέση του τρωτότητας με την παράμετρο της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής σε σχέση με το χρόνο.	191
5.4.14	Σύγκριση αποτελεσμάτων του δείκτη και των παραμέτρων του μεταξύ των παραλιακών ζωνών	193
5.4.15	Περιγραφική κλίμακα για τον δείκτη τρωτότητας	194
5.5	Ανάλυση των κύρων παραγόντων που διαμορφώνουν το δείκτη.	198

5.5.1	Σύνολο παραλιακών ζωνών.	198
5.5.2	Υψηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες.	199
5.5.3	Μέσης ενέργειας παραλιακές ζώνες.	201
5.5.4	Ανοικτές παραλιακές ζώνες.	202
5.5.5	Παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας.	204
5.5.6	Παραλιακές ζώνες με ενεργά ποτάμια συστήματα.	205
5.5.7	Συζήτηση αποτελεσμάτων παραγοντικής ανάλυσης	207
6.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΈΡΕΥΝΑ	209
6.1	Συμπεράσματα	209
6.1.1	Ανάπτυξη και αξιολόγηση του δείκτη τρωτότητας	209
6.1.2	Πειραματική εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας	210
6.1.3	Επίδραση της ανόδου της στάθμης της θάλασσας	212
6.1.4	Σημαντικότητα των μεταβλητών του δείκτη τρωτότητας	212
6.2	Μελλοντική έρευνα	213
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	215
	Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία	215
	Ελληνόγλωσση Βιβλιογραφία	231

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 1.1: Είδη αιγιαλών (παραλιών) που εφάπτονται της ακτογραμμής: (α) ευθυγράμμιση ζώνης διαβροχής (swash alignment), (β) ευθυγράμμιση μεταφοράς (drift alignment) και (γ) σχήματος ζήτα (zeta-form) (White et al. 1992).....	7
Σχήμα 1.2: Παραλίες (αιγιαλοί) αποχωριζόμενες της ακτογραμμής (detached beaches).....	8
Σχήμα 1.3: (α) Φυσιογραφικές ενότητες της παράλιας ζώνης (β) Υδροδυναμικές ζώνες της παράλιας ζώνης (Komar 1998).....	9
Σχήμα 1.4: Χάρτης έκθεσης παράλιων περιοχών της Ελλάδας σε διάβρωση (Alexandrakis et al. 2010).....	11
Σχήμα 1.5: Καμπύλες της στάθμης της θαλάσσιας επιφάνειας στον Ελληνικό χώρο για τα τελευταία 10000χρόνια (Roulos et al. 2009).....	15
Σχήμα 1.6: Μέση παγκόσμια θαλάσσια στάθμη και η εκτιμώμενη άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (IPCC 2007).	16
Σχήμα 1.7: Σχηματική απεικόνιση ενός παράκτιου κελίου σε μια παραλία που ορίζεται στα άκρα από δύο ακρωτήρια. (Komar 1996).....	22
Σχήμα 2.1: Οι τιμές του συντελεστή αναλογίας α ανά περιοχές της Ελλάδας (Φλαμπούρης 2008)	40
Σχήμα 3.1: Ανάλυση διεργασιών σε παράγοντες που επηρεάζουν την τρωτότητα μιας παραλιακής ζώνης.	60
Σχήμα 3.2: Σχηματική αναπαράσταση των ορίων των κελιών και τα γεωμορφολογικά δεδομένα που χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό του δείκτη.....	65
Σχήμα 3.3: Προσανατολισμός και καθορισμός των συντεταγμένων στο RCPWAVE	67
Σχήμα 3.4: Ισορροπία δυνάμεων που ασκούνται σε έναν σφαιρικό κόκκο που αποτελεί μέρος ενός ομοιόμορφου κοκκομετρικά πυθμένα λόγω του βάρους του (Fg) της άνωσης (Fi) και της υπερκείμενης ροής (Fd) (Leeder, 1999).	69
Σχήμα 3.5: Θέσεις τοπογραφικών τομών για τις 3 περιοχές μελέτης α)Αμμουδάρα, β) Αλμυρός και γ) Αγ. Ιωάννης Λευκάδας.....	72
Σχήμα 4.1: Ταξινόμηση των παρακτίων περιοχών της Ελλάδας (Alexandrakis et al. 2010)	77
Σχήμα 4.2: Μέσο Σημαντικό ύψος κύματος για τις ελληνικές θάλασσες.	78
Σχήμα 4.3: Καμπύλες co-tidal (---) και co-range (-) για την M ₂ συνιστώσα (Tsimplis 1994).	79
Σχήμα 4.4: Καμπύλες ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης για τις ελληνικές θάλασσες για μια περίοδο 10000 χρόνων (Roulos et al. 2009).....	79
Σχήμα 4.5: Ύψη βροχής (i) και Θερμοκρασίες (ii) ανά γεωγραφικό διαμέρισμα στην Ελλάδα (ΥΠΕΧΩΔΕ 2003)	82
Σχήμα 4.6: Θέσεις παραλιακών ζωνών εφαρμογής του δείκτη τρωτότητας.	84
Σχήμα 4.7: Η παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας Ηρακλείου.....	85
Σχήμα 4.8: Η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού Χανίων	86
Σχήμα 4.9: Η παραλιακή ζώνη Αγ. Ιωάννη Γυράπετρας Λευκάδας.....	88
Σχήμα 4.10: Η παραλιακή ζώνη του δέλτα του Αλφειού.....	90
Σχήμα 4.11: Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου, Άνδρου.	91
Σχήμα 4.12: Η παραλιακή ζώνη της Σάνταβας.....	93
Σχήμα 4.13: Η παραλιακή ζώνη της Κινέττας Αττικής.	95
Σχήμα 4.14: Η παραλιακή ζώνη της του Άστρους Κυνουρίας.	96
Σχήμα 4.15: Η παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.....	97
Σχήμα 4.16: Η παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα	99
Σχήμα 4.17: Η παραλιακή ζώνη λιμνοθάλασσας Κορισσίων.....	100
Σχήμα 4.18: Η παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης.	102
Σχήμα 4.19: Η παραλιακή ζώνη των Βατερών Λέσβου.....	103
Σχήμα 4.20: Η παραλιακή ζώνη Αγίας Άννας - Κρύας Βρύσης Ευβοίας.....	104
Σχήμα 4.21: Η παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης.	106
Σχήμα 4.22: Η παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης.....	107

Σχήμα 5.1: Διάγραμμα ροής της μεθόδου υπολογισμού του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών.....	112
Σχήμα 5.2: Συσχέτιση σημαντικού ύψους κύματος H_0 με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	121
Σχήμα 5.3: Συσχέτιση ύψους κύματος στη θραύση H_b με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	121
Σχήμα 5.4: Συσχέτιση του ύψους του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	122
Σχήμα 5.5: Συσχέτιση της έντασης του ανέμου με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	123
Σχήμα 5.6: Συσχέτιση μήκους του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	124
Σχήμα 5.7: Συσχέτιση μήκους του θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	124
Σχήμα 5.8: Συσχέτιση του συνολικού της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	124
Σχήμα 5.9: Συσχέτιση της γωνίας θραύσης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	125
Σχήμα 5.10: Συσχέτιση της κοκκομετρίας χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	126
Σχήμα 5.11: Συσχέτιση της κοκκομετρίας θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	126
Σχήμα 5.12: Συσχέτιση της κοκκομετρίας θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.....	127
Σχήμα 5.13: Σχηματικά οι παράμετροι και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.....	137
Σχήμα 5.14: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.....	146
Σχήμα 5.15: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας.....	153
Σχήμα 5.16: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού.....	156
Σχήμα 5.17: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου.....	159
Σχήμα 5.18: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Σάνταβας.....	162
Σχήμα 5.19: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Κινέττας.....	165
Σχήμα 5.20: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Άστρους.....	168
Σχήμα 5.21: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.....	171
Σχήμα 5.22: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα.....	174
Σχήμα 5.23: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Λιμνοθάλασσας Κορρισίων.....	177
Σχήμα 5.24: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης.....	180
Σχήμα 5.25: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη των Βατερών.....	182
Σχήμα 5.26: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης.....	185

Σχήμα 5.27: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης.....	188
Σχήμα 5.28: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης.....	191
Σχήμα 5.29: Μεταβολή της παραμέτρου RSLC σε σχέση με το χρόνο	192
Σχήμα 5.30: Σχηματική απεικόνιση του υπολογισμού των περιγραφικών ορίων τρωτότητας. ...	194
Σχήμα 5.31: Scree plot για το σύνολο των παραλιακών ζωνών	198
Σχήμα 5.32: Scree plot για τις υψηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες.....	200
Σχήμα 5.33: Scree plot για τις χαμηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες	201
Σχήμα 5.34: Scree plot για τις ανοικτές παραλιακές ζώνες.....	203
Σχήμα 5.35: Scree plot για τις παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας.	204
Σχήμα 5.36: Scree plot για τις παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας.	206

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1.4.1: Διάβρωση στο Ελλ. Αρχιπέλαγος (Eurosion 2001)	11
Πίνακας 1.5.1: Ταξινόμηση των μεταβλητών του CVI ως προς την επικινδυνότητα και τα όρια κάθε μεταβλητής	19
Πίνακας 1.5.2: Τρόποι υπολογισμού του δείκτη τρωτότητας CVI.....	20
Πίνακας 1.6.1: Φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες για την μεταφορά ιζήματος στη παράκτια ζώνη και τις χαρακτηριστικές πηγές και απώλειες (List, 2005).	24
Πίνακας 3.5.1: Η σειρά κόσκινων που χρησιμοποιήθηκε για την κοκκομετρική ανάλυση των δειγμάτων (α) και η ταξινόμηση Κόκκων κατά Wentworth (β) (Folk, 1980).	73
Πίνακας 4.1.1: Ποσοστά παραλιακών ζωνών και παραλιών κλειστής κυκλοφορίας στα γεωγραφικά διαμερίσματα της Ελλάδας.	77
Πίνακας 4.2.1: Βασικά χαρακτηριστικά των παραλιακών ζωνών εφαρμογής του δείκτη τρωτότητας.....	83
Πίνακας 4.2.2: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στο νομό Ηρακλείου για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	86
Πίνακας 4.2.3: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στο νομό Χανίων για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	87
Πίνακας 4.2.4: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Λευκάδα για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	89
Πίνακας 4.2.5: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης για το βόριο Κυπαρισσιακό για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010). ..	91
Πίνακας 4.2.6: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Άνδρο για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)	92
Πίνακας 4.2.7: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Καλαμάτα για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	94
Πίνακας 4.2.8: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στην Ελευσίνα για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	95
Πίνακας 4.2.9 Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στο Άστρος για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	97
Πίνακας 4.2.10 Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Νάξο για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)	98
Πίνακας 4.2.11: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στην Αττική για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)	99
Πίνακας 4.2.12: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Κέρκυρα για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)	101
Πίνακας 4.2.13: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στην Αλεξανδρούπολη για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	102
Πίνακας 4.2.14: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Μυτιλήνη για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)	103
Πίνακας 4.2.15: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Χαλκίδα για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	105
Πίνακας 4.2.16: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Κατερίνη για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010).....	106
Πίνακας 4.2.17: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Μήλο για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)	108
Πίνακας 5.1.1: Παραμέτρων και μεταβλητές απαραίτητες για τον υπολογισμό του BVI.....	110
Πίνακας 5.2.1: Οι τιμές κάθε μεταβλητής που χρησιμοποιήθηκαν στις δοκιμές ευαισθησίας. ..	120
Πίνακας 5.2.2:Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ του σημαντικού ύψους κύματος και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	120
Πίνακας 5.2.3: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ του ύψους κύματος στη θραύση και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	122

Πίνακας 5.2.4: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ του ύψους του χερσαίου ορίου και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	122
Πίνακας 5.2.5: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ της ταχύτητας του ανέμου και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	123
Πίνακας 5.2.6: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των χαρακτηριστικών του προφίλ και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	123
Πίνακας 5.2.7: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ της γωνίας θραύσης του κύματος και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	125
Πίνακας 5.2.8: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των κοκκομετρικών χαρακτηριστικών της παραλιακής ζώνης και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	126
Πίνακας 5.2.9: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των κοκκομετρικών χαρακτηριστικών της παραλιακής ζώνης και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.	127
Πίνακας 5.3.1: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για την για τις διευθύνσεις (B, BA και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.	130
Πίνακας 5.3.2: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Αμμουδάρας ανά τμήμα και μέσες τιμές.	131
Πίνακας 5.3.3: Τιμές της παράκτιας στερεομεταφοράς (σε $10^3 m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.	132
Πίνακας 5.3.4: Τιμές της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς (σε $10^3 m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.	132
Πίνακας 5.3.5: Το ύψος του χερσαίου ορίου ανά τμήμα και οι τιμές της αναρρίχησης του κύματος για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.	133
Πίνακας 5.3.6: Η αιολική μεταφορά ανά διεύθυνση ανέμου η αθροιστική κάθετη, παράλληλη και συνολική ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας. ..	134
Πίνακας 5.3.7: Το πλάτος του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.	134
Πίνακας 5.3.8: Υδρολογικά στοιχεία των ποταμών Γαζανός και Ξηροπόταμος.	135
Πίνακας 5.3.9: Εκτιμώμενο ίζημα από την ποτάμια προσφορά που μεταφέρεται παράλληλα στην ακτογραμμή για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.	135
Πίνακας 5.3.10: Εκτιμώμενη προέλαση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης της Αμμουδάρας.	136
Πίνακας 5.3.11: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.	137
Πίνακας 5.3.12: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για την για τις διευθύνσεις (B, BA και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.	138
Πίνακας 5.3.13: : Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.	139
Πίνακας 5.3.14: Τιμές της παράκτιας στερεομεταφοράς (σε $10^3 m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.	140
Πίνακας 5.3.15: Τιμές της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς (σε $10^3 m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.	141
Πίνακας 5.3.16: Το ύψος του χερσαίου ορίου ανά τμήμα και οι τιμές της αναρρίχησης του κύματος για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.	141
Πίνακας 5.3.17: Η αιολική μεταφορά ανά διεύθυνση ανέμου η αθροιστική κάθετη, παράλληλη και συνολική ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού. ..	142
Πίνακας 5.3.18: Το πλάτος του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.	143
Πίνακας 5.3.19: Υδρολογικά στοιχεία των ποταμών Αλμυρού, Δελφίνα, Μουσέλα και Πετρέ. ..	143

Πίνακας 5.3.20: Εκτιμώμενο ίζημα από την ποτάμια προσφορά που μεταφέρεται παράλληλα στην ακτογραμμή για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.....	144
Πίνακας 5.3.21: Εκτιμώμενη προέλαση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.....	144
Πίνακας 5.3.22: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.....	145
Πίνακας 5.3.23: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις διευθύνσεις (Β, Δ και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.....	146
Πίνακας 5.3.24: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Αγ. Ιωάννη ανά τμήμα και μέσες τιμές.....	148
Πίνακας 5.3.25: Τιμές της παράκτιας στερεομεταφοράς (σε 103m ³ /year) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.....	148
Πίνακας 5.3.26: Τιμές της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (σε 103m ³ /year) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.....	149
Πίνακας 5.3.27: Το ύψος του χερσαίου ορίου ανά τμήμα και οι τιμές της αναρρίχησης του κύματος για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.....	149
Πίνακας 5.3.28: Η αιολική μεταφορά ανά διεύθυνση ανέμου η αθροιστική κάθετη, παράλληλη και συνολική ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.....	150
Πίνακας 5.3.29: Το πλάτος του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη....	151
Πίνακας 5.3.30: Εκτιμώμενη προέλαση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης του Αγ. Ιωάννη.....	151
Πίνακας 5.3.31: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.....	152
Πίνακας 5.4.1: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αλφειού.....	154
Πίνακας 5.4.2: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.....	155
Πίνακας 5.4.3: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού.....	156
Πίνακας 5.4.4: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου.....	157
Πίνακας 5.4.5: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Αγ. Πέτρου ανά τμήμα και μέσες τιμές.....	158
Πίνακας 5.4.6: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου.....	159
Πίνακας 5.4.7: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Σάνταβας.....	160
Πίνακας 5.4.8: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Σάνταβας ανά τμήμα και μέσες τιμές.....	160
Πίνακας 5.4.9: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Σάνταβας.....	161
Πίνακας 5.4.10: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Κινέττας.....	163
Πίνακας 5.4.11: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.....	164

Πίνακας 5.4.12: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Κινέττας.	165
Πίνακας 5.4.13: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Άστρους.....	166
Πίνακας 5.4.14: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Άστρους ανά τμήμα και μέσες τιμές.	166
Πίνακας 5.4.15: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Άστρους.....	167
Πίνακας 5.4.16: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.....	169
Πίνακας 5.4.17: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Μυλοπόταμου ανά τμήμα και μέσες τιμές.....	169
Πίνακας 5.4.18: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.....	170
Πίνακας 5.4.19: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.....	172
Πίνακας 5.4.20: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.....	172
Πίνακας 5.4.21: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα.....	173
Πίνακας 5.4.22: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων.	175
Πίνακας 5.4.23: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της λιμνοθάλασσας Κορισσίων ανά τμήμα και μέσες τιμές.	175
Πίνακας 5.4.24: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων.	176
Πίνακας 5.4.25: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για την για τις διευθύνσεις (B, BA και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων.....	178
Πίνακας 5.4.26: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.....	178
Πίνακας 5.4.27: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης.	179
Πίνακας 5.4.28: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη των Βατερών.	180
Πίνακας 5.4.29: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.....	181
Πίνακας 5.4.30: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη των Βατερών.	182
Πίνακας 5.4.31: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννα - Κρύα Βρύση.	183
Πίνακας 5.4.32: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης ανά τμήμα και μέσες τιμές.	184
Πίνακας 5.4.33: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης.	185

Πίνακας 5.4.34: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης.	186
Πίνακας 5.4.35: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Σκάλας Κατερίνης ανά τμήμα και μέσες τιμές.	187
Πίνακας 5.4.36: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα.	188
Πίνακας 5.4.37: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης.	189
Πίνακας 5.4.38: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Αχιβαδολίμνης ανά τμήμα και μέσες τιμές.	190
Πίνακας 5.4.39: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης.	190
Πίνακας 5.4.40: Τιμές της παραμέτρου RSLC και του δείκτη τρωτότητας για τα χρονικά διαστήματα 1, 20, 50 και 100 ετών.	192
Πίνακας 5.4.41: Τιμές των παραμέτρων τρωτότητας και του δείκτη ανά παραλιακή ζώνη.	194
Πίνακας 5.4.42: Οι τιμές για τα όρια τρωτότητας καθώς και για τη διάμεσο και την τυπική απόκλιση.	195
Πίνακας 5.4.43: Τιμές τρωτότητας, η ελάχιστη και η μέγιστη παράμετρος και χαρακτηρισμός για τις παραλιακές ζώνες.	196
Πίνακας 5.5.1: Πινάκας παραγόντων για το σύνολο των παραλιακών ζωνών.	199
Πίνακας 5.5.2: Πινάκας παραγόντων (factor) για το σύνολο των παραλιακών ζωνών.	200
Πίνακας 5.5.3: Πινάκας παραγόντων για της χαμηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες.	202
Πίνακας 5.5.4: Πινάκας παραγόντων για τις ανοικτές παραλιακές ζώνες.	204
Πίνακας 5.5.5: Πινάκας παραγόντων για τις κλειστής κυκλοφορίας παραλιακές ζώνες.	205
Πίνακας 5.5.6: Πινάκας παραγόντων για τις παραλιακές ζώνες με ενεργά ποτάμια συστήματα.	206

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΕΡΩΝ ΣΥΜΒΟΛΩΝ

A_e	Εμβαδόν της υδρολογικής λεκάνης
BVI	Δείκτης τρωτότητας των παραλιακών ζωνών
C	Παράγοντας εδαφικής κάλυψης στο νόμο RUSLE
c	Λόγος της απορρόφησης της ενέργεια προς την ακτή και προς τα ανοικτά.
C_D	Συντελεστής οπισθέλκουσας (drag coefficient)
C_f	Συντελεστής τριβής λόγω τραχύτητας του πυθμένα
C_{gb}	Ομαδική ταχύτητα στη ζώνη θραύσης
C_o	Ομαδική ταχύτητα των κυμάτων στα βαθιά
D	Μέση διάμετρος των κόκκων
D_{50}	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος
d_b	Βάθος θραύσης
$E_b C_{gb}$	Παράγοντας ροής ενέργειας (wave energy flux)
F	Απόσταση ανάπτυξης του κύματος (fetch)
F_D	Δύναμη λόγω ροής
F_G	Δύναμη της βαρύτητας
F_l	Άωση
g	Επιτάχυνση της βαρύτητας,
G	Ξηρό βάρος σε μεταφορά
h	Βάθος σε απόσταση γ από την ακτή
h_b	Ύψος κύματος στη θραύση
h_c	Μέγιστο βάθος κινητοποίησης του πυθμένα (closure depth)
H_e	Ύψος των κυμάτων θυέλλης
H_o	Σημαντικό ύψος κύματος
i_θ	Μέσος ρυθμός μεταφοράς του βάρους ανά μονάδα μήκους
k	Κυματικός αριθμός
$\langle i \rangle$	Εμβαπτισμένο βάρος του μεταφερόμενου υλικού.
kr	Συντελεστής διάθλασης
L	Μήκος του ενεργού προφίλ
LE	Προσφορά ιζήματος από τη χέρσο,
L_o	Μήκος κύματος,
L_{om}	Μήκος κύματος στα ανοικτά που σχετίζεται με τη μέση περίοδο
LS	Παράγοντας της τοπογραφίας στο νόμο RUSLE
m_o	Κλίση του προφίλ πάνω στην ακτογραμμή
NGP	Ετήσιος αριθμός ημερών με βροχόπτωση
Ns	Μέση βροχόπτωση στη διάρκεια του θέρους (Μάιος-Οκτώβριος).
P	Ετήσια βροχόπτωση
PI	Δυνητική στερεομεταφορά
Q	Επιφανειακή απορροή ($m^3/year$)
Q_c	Κάθετη της ακτογραμμή στερεομεταφορά,
Q_L	Επιμήκης παράκτια στερεομεταφορά,
Q_i	Όγκος των ιζημάτων (σε $m^3/ημέρα$),
Q_R	Ποτάμια στερεοαπορροή.
QA	Αιολικής στερεομεταφορά,
$R(t)$	Μεταβολή του προφίλ σε συνάρτηση με το χρόνο
R_1	Σημερινή θέση της ακτογραμμής

R_2	Μελλοντική θέση της ακτογραμμής,
R_s	Αναρρίχηση για το σημαντικό ύψος κύματος,
RSLC	Οπισθοχώρηση της ακτογραμμής
R_{st}	Παράγοντας διάβρωσης λόγω βροχόπτωσης,
$R_{u2\%}$	Κατακόρυφη ανύψωση του κύματος που υπερβαίνει το 2% του κυματισμού
R_X	Αναρρίχηση για το X% του κυματισμού
S^*	Διαβαθμισμένο αδιάστατο εμβαπτισμένο βάρος του ιζήματος
S	Κλίση του εδάφους.
S_1	Ιστορικός ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας
S_2	Μελλοντικός ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας,
SY	Ποσοστό της μηχανικής διάβρωσης
t	Ο απαιτούμενος χρόνος για την πλήρη ανάπτυξη του κυματισμού
T_θ	Θερμοκρασία,
T_μ	Μέση θερμοκρασία
T	Περίοδος
T_A	Χρόνος ανόδου
u^*	Ταχύτητα τριβής (διατμητική ταχύτητα)
U_{2m}	Ταχύτητα του ανέμου στα 2m πάνω από την επιφάνεια
U_A	Συντελεστής τάσης ανέμου (wind stress factor)
u_b	Ταχύτητα του νερού στο πυθμένα
\tilde{u}	Μεταβαλλόμενη με το χρόνο συνιστώσα του διανύσματος u_t .
U_{m-off}	Μέγιστη συνιστώσα της τροχιακής ταχύτητας προς τα βαθιά
U_{m-on}	Μέγιστη συνιστώσα της τροχιακής ταχύτητας προς την ακτή
u_t	Διάνυσμα της ταχύτητας κοντά στο πυθμένα,
U_{ut}	Απαιτούμενη ταχύτητα για την έναρξή της μεταφοράς
U_{wle}	Απαιτούμενη ταχύτητα για την έναρξή της μεταφοράς
u_θ	Ταχύτητα του ρεύματος στη διεύθυνση θ ,
u_o	Τροχιακή ταχύτητα του κύματος,
V	Όγκος του ιζήματος
V_l	Ταχύτητα παράκτιου ρεύματος σε ένα σημείο της ζώνη κυματωγής
V_α	Κινηματικό ιξώδους του αέρα
V_o	Θεωρητική ταχύτητα του παράκτιου ρεύματος στη ζώνη κυματωγής
W_b	Μήκος του προφίλ
WR	Αναρρίχηση του κυματισμού,
w_s	Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων (m/sec)
α	Κλίση του μετώπου
A_R	Εμβαδόν της λεκάνης,
α_b	Γωνία θραύσης των κυμάτων
β	Κλίση του πυθμένα,
B	Ύψος της παράκτιας γεωμορφής,
γ	Δείκτης θραύσης κυμάτων
$\delta_u, \psi_1, \psi_2, \psi_3, u_{3*}, u_{5*}$	Στιγμιαίες ταχύτητες ρεύματος κάθετα στην ακτογραμμή
E	Ενέργεια του κύματος
E_b	Ενέργεια στη ζώνη θραύσης,
ϵ_b	Συντελεστής απόδοσης κυλιόμενου υλικού
ϵ_s	Συντελεστής απόδοσης αιωρούμενου υλικού

H	Ύψος της απορροής,
θ_0	Διεύθυνση του κύματος
I_x	Εμβυθισμένο βάρος του μεταφερόμενου υλικού κάθετα στην ακτογραμμή
K	Παράγοντας διάβρωσής του εδάφους στο νόμο RUSLE
ν	Κινηματικό ιξώδες του θαλασσινού νερού
ξ_0	αριθμός Iribarren
ρ	Πυκνότητα του νερού,
ρ_a	Πυκνότητα του αέρα
ρ_s	Πυκνότητα του ιζήματος
TD	Παράγοντας για την παλίρροια
T_m	Μέση περίοδος
T_R	Εύρος της θερμοκρασίας
φ	Γωνία εσωτερικής τριβής,
ω	Τοπικός μέσος ρυθμός απορρόφησης της ενέργειας

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο δείκτης τρωτότητας των παραλιακών ζωνών (BVI, Beach Vulnerability Index) έχει σαν στόχο την εκτίμηση της τρωτότητας μίας παραλιακής ζώνης ως προς την διάβρωση. Η εκτίμηση αυτή γίνεται με μια αριθμητική προσέγγιση των διεργασιών που ελέγχουν την εξέλιξη μίας παραλιακής ζώνης όπως η προσφορά ιζηματος από την χέρσο ή η ποσότητα ιζηματος που εισέρχεται ή απομακρύνεται από την παραλιακή ζώνη μέσω των ρευμάτων. Οι διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη μίας παραλιακής ζώνης είναι η μεταφορά ιζημάτων από τα ρεύματα στην ζώνη θραύση. Επίσης η προσφορά ιζημάτων από την χέρσο είτε αυτή είναι η ενδοχώρα και οι λεκάνες απορροής των ποταμών που εκβάλουν σε αυτή είτε τα ιζήματα που προέρχονται από τη διάβρωση των γεωμορφών που βρίσκονται στην παραλιακή είτε από την αιολική μεταφορά ιζημάτων. Το κυματικό καθεστώς ελέγχει την κυματική ενέργεια, τα παράκτια ρεύματα αλλά και τη αναρρίχηση του κυματισμού. Η αναρρίχηση του κυματισμού είναι μια διεργασία η οποία καθορίζει το τμήμα της παραλιακής ζώνης που επηρεάζεται από την κυματική δράση.

Προκειμένου να περιγραφεί το σύνολο αυτών των διεργασιών επιδέχτηκαν οι παράμετροι του δείκτη με βάση τις οποίες γίνεται ο προσδιορισμός τους και οι οποίες είναι: i) η στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτογραμμή, ii) η στερεομεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή, iii) η προσφορά ιζηματος από τα ποτάμια, iv) η προσφορά ιζηματος από την διάβρωση της χέρσου, v) το ύψος αναρρίχησης του κυματισμού, vii) η αιολική μεταφορά ιζηματος, viii) η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω της σχετικής μεταβολή της στάθμης της θάλασσας. Στον υπολογισμό των παραμέτρων αυτών περιλαμβάνονται οι μεταβλητές όπως η κοκκομετρία, το ύψος του κύματος εμπεριέχονται στις προαναφερόμενες μεταβλητές. Για τον υπολογισμό του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών (BVI), χρησιμοποιούνται μαθηματικές σχέσεις, οι οποίες μπορούν να αποτυπώσουν την συνεισφορά της κάθε μεταβλητής στην τρωτότητα της παραλίας, σε σχέση με τις εξεταζόμενες παραμέτρους.

Για την εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών επιλέχτηκαν 16 παραλιακές ζώνες με διαφορετικά φυσικογεωγραφικά χαρακτηριστικά έτσι ώστε να καλύπτουν κατά το δυνατόν τη διαφορετικότητα των ελληνικών παράκτιων περιβαλλόντων.

Από την ανάλυση ευαισθησίας προέκυψε ότι οι μεταβλητές που επηρεάζουν την τελική τιμή του δείκτη τρωτότητας είναι i) το σημαντικό ύψος κύματος, ii) το ύψος κύματος στη θραύση, iii) το ύψος του χερσαίου ορίου, iv) η ταχύτητα του ανέμου, v) το μήκος του υποθαλάσσιου προφίλ και vi) η κοκκομετρία του θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης. Ο δείκτης τρωτότητας των παραλιακών ζωνών είναι ικανός να διακρίνει τμήματα της παραλιακής ζώνης, τα οποία να εμφανίζουν μεγαλύτερη τρωτότητα από γειτονικά ή ακόμα και από το σύνολο της παραλιακής ζώνης.

Επίσης, είναι δυνατή η σύγκριση διαφορετικών παραλιακών ζωνών μεταξύ τους, λόγω της χρήσης αδιάστατων παραγόντων τρωτότητας και με την χρήση περιγραφικών κλάσεων τρωτότητας που προκύπτουν από την στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων. Βασικές μεταβλητές είναι αυτές που ορίζονται από τα κυματικά χαρακτηριστικά της κάθε παραλιακής ζώνης. Μεγάλης σημαντικότητας μεταβλητή είναι η κοκκομετρία του θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης.

Λέξεις κλειδιά: Τρωτότητα, Δείκτης, Παραλιακή ζώνη, Άνοδος θαλάσσιας στάθμης, παράκτια στερεομεταφορά, αναρρίχηση κυματισμού

TITLE

“The development of a beach vulnerability index (BVI) for the assessment of beach zone erosion in Greece”

ABSTRACT

The Beach Vulnerability Index (BVI) aims in assessing the vulnerability of a beach zone to erosion. This assessment uses a numerical approximation of the processes that control the evolution of a beach zone, as the sediment supply from the land or the amount of sediment that enters or is removed from the beach zone by the nearshore currents. The processes that control the evolution of a beach zone is the sediment transport by currents in the breaking zone, the supply of sediments from the erosion of the hydrological basins of the rivers that their mouths exits are located in the beach zone or sediment from the erosion of landforms found in beach zone, like coastal cliffs and dune fields or transport of sediments by wind. The wave regime controls wave energy, nearshore currents and the wave run up. The Wave run up is a process that determines the area of the beach zone that is affected by the wave action.

The parameters that were chosen to describe all these processes are: i) the longshore sediment transport, ii) the crossshore sediment transport, iii) the supply of sediment from rivers, iv) the supply of sediment from erosion of the beach zone landforms, v) the wave run up, vii) the aeolian sediment transport, viii) the retreat of the shoreline due to relative changes in sea level. The calculation of these parameters includes variables such as grain size, the wave height. To calculate the Beach Vulnerability Index (BVI), simple equations were used, which can describe in a very efficient level the contribution of each variable in the vulnerability of the beach zone, in relation with the parameters considered.

For the purposes of the Beach Vulnerability Index 16 beach zone were selected with different physiographic characteristics, in order to as to represent as much as possible the diversity of the Greek coastal environments.

The sensitivity analysis applied to the BVI showed that variables that affect the final value of the vulnerability index is i) the significant wave height, ii) the wave breaking height, iii) the height of the beach zone land boundary, iv) the wind speed, v) the length of the underwater profile, and vi) the grain size distribution in the sea section of the profile. The Beach Vulnerability Index is able to distinguish section of the beach zone, which exhibit greater vulnerability from neighboring or even the entire coastline.

It is also possible to compare different beach zones between them, due to the use of dimensionless factors of vulnerability and use descriptive classification of vulnerability, with the use of specific classes resulting from the statistical analysis of results. The key variables for the calculation of the Index are those that derive from the wave characteristics of each coastal zone. While, a variable of great importance is the grain size of the marine section of beach zone.

Keywords: Vulnerability, Index, beach zone, sea level rise, sediment transport, wave run up

Πρόλογος

Η παρούσα διατριβή ανατέθηκε από το διατμηματικό μεταπτυχιακό ωκεανογραφίας και διαχείρισης θαλάσσιου περιβάλλοντος, τον Νοέμβριο του 2006, ως συνέχεια του ομωνύμου διετούς μεταπτυχιακού κύκλου σπουδών (master). Ο τίτλος της διατριβής είναι «Υπολογισμός του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών της Ελλάδος με βάση ωκεανογραφικά και γεωλογικά στοιχεία» με τριμελή συμβουλευτική επιτροπή που αποτελείται τον αναπληρωτή καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών Σεραφείμ Πούλο ως επιβλέπων, από τον καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών Γεώργιο Αναστασάκη και τον καθηγητή του τμήματος Επιστημών της Θάλασσας του Πανεπιστημίου Αιγαίου, Αντώνιο Βελεγράκη. Η εκπόνηση της διατριβής υποστηρίχτηκε από το από το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών κατόπιν εξετάσεων στο πεδίο της Γεωλογικής Ωκεανογραφίας.

Η επιλογή του θέματος έγινε για την διερεύνηση των αιτιών γενικευμένης οπισθοχώρησης των παραλιακών ζωνών της Ελλάδος η οποία εντείνεται από την ανθρώπινη παρέμβαση και την ήδη εκδηλούμενη κλιματική αλλαγή (άνοδο θαλάσσιας στάθμης και ακραία καιρικά φαινόμενα). Από την βιβλιογραφία είναι γνωστές οι προσπάθειες προσδιορισμού της τρωτότητας των ακτών στα πλαίσια των οποίων αναπτύχθηκε και ο δείκτης τρωτότητας ακτών Coastal Vulnerability Index - CV) των Hammar-Klose and Thielert (2001). Ο δείκτης αυτός αποτέλεσε και την αρχική ιδέα για την ανάπτυξη του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών. Στην πορεία της βιβλιογραφικής έρευνας διαπιστώθηκε ότι στην περίπτωση των παραλιακών ζωνών καθώς η κλίμακα παρατήρησης μικραίνει, οι διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη τους γίνονται εξαιρετικά πολύπλοκες και αλληλοεξαρτώμενες. Αυτό δημιούργησε την ανάγκη να αναπτυχθεί για την ανάπτυξη ενός όχι περιγραφικού δείκτη αλλά ενός δείκτη που να περιγράφει τις διεργασίες με μαθηματικό τρόπο.

Η αρχική σκέψη την ανάπτυξη του νέου δείκτη ήταν να περιγραφεί με μαθηματικό τρόπο του ιζηματολογικού ισοζυγίου της παραλιακής ζώνης. Ωστόσο και πάλι διαπιστώθηκε ότι τούτο δεν ήταν επαρκές καθώς υπάρχουν και άλλες διεργασίες που συμβάλουν στην διάβρωση των ακτών με χαρακτηριστικότερη αυτή που αναφέρεται στην εκδηλούμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης που προκαλείται από την κλιματική αλλαγή. Για το λόγο αυτό στη διαμόρφωσή του δείκτη εμπεριέχονται και άλλες παράμετροι όπως η σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης και την αναρρίχηση του κυματισμού σε μία παραλιακή ζώνη.

Το τελικό αποτέλεσμα είναι η δημιουργία ενός νέου δείκτη τρωτότητας που αναφέρεται αποκλειστικά στις παραλιακές ζώνες με διαφορετικά φυσικογεωγραφικά χαρακτηριστικά και ο οποίος να λαμβάνει υπόψη όλες τις διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη των παραλιακών ζωνών.

Δομή της διατριβής

Η διατριβή εμπεριέχει τα παρακάτω έξι κεφάλαια, στα οποία αναφέρονται οι απαραίτητες βασικές έννοιες, η μέχρι τώρα διεθνής γνώση, ανάπτυξη της μεθοδολογίας, η περιγραφή των περιοχών πειραματικής εφαρμογής του δείκτη και τέλος τα αποτελέσματα και συμπεράσματα.

Στο **1^ο κεφάλαιο** παρουσιάζονται βασικές έννοιες και οι χρήσεις των όρων, που αφορούν την ταξινόμηση των ακτών και των παραλιακών ζωνών, γίνεται αναφορά στις διεργασίες που ελέγχουν την παράκτια διάβρωση και σε βασικές έννοιες που αφορούν την προβλεπόμενη κλιματική αλλαγή και τον τρόπο με τον οποίο θα επηρεάσει τις παράκτιες περιοχές. Αναπτύσσονται συνοπτικά οι μέχρι τώρα μέθοδοι πρόβλεψης για την εξέλιξη των παράκτιων περιοχών. Έμφαση δίνεται στην μέθοδο του Coastal Vulnerability Index (CVI) των Hammar-Klose and Thieler (2001) που αποτελεί και την αρχική ιδέα για την ανάπτυξη του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών. Τέλος περιγράφεται το ιζηματολογικό ισοζύγιο και αναπτύσσονται οι διεργασίες που το αποτελούν.

Στο **2^ο κεφάλαιο** παρουσιάζονται οι μέθοδοι που είναι διαθέσιμες στην επιστημονική κοινότητα για τον υπολογισμό των παραγόντων που διαμορφώνουν της υδροδυναμικές και μορφοδυναμικές συνθήκες της παραλιακής ζώνης και αποτελούν τη θεωρητική βάση των εξισώσεων που διαμορφώνουν τον δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών που αναπτύσσεται στο κεφάλαιο 3. Οι μέθοδοι αυτοί ειδικότερα αφορούν: (i) την παράκτια στερεομεταφορά, (ii) τη στερεομεταφορά κάθετα στην ακτή, (iii) το ύψος αναρρίχησης του κυματισμού, (iv) την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω της επίδρασης της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, (v) τη προσφορά χερσαίων ιζημάτων από τα ποτάμια και τις γεωμορφές της παραλιακής ζώνης και (vi) την αιολική μεταφορά του ιζήματος. Η επιλογή των παραγόντων αυτών έγινε καθώς αυτές περιγράφουν όλες εκείνες τις διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη μίας παραλιακής ζώνης.

Στο **3ο κεφάλαιο** αναπτύσσετε η μεθοδολογία υπολογισμού του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών και περιλαμβάνει την αναλυτική παρουσίαση των εξισώσεων υπολογισμού κάθε παράγοντα καθώς και την διαδικασία υπολογισμού των τιμών του δείκτη. Επίσης παρουσιάζονται οι εργασίες υπαίθρου που έγιναν για την συλλογή των δεδομένων που είναι απαραίτητα για την εφαρμογή του δείκτη και τέλος οι στατιστικές μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του δείκτη τρωτότητας και την εξαγωγή συμπερασμάτων.

Για τον έλεγχο της λειτουργίας του δείκτη τρωτότητας έγινε ανάλυση ευαισθησίας στις κύριες μεταβλητές του δείκτη η οποία έδειξε ότι ο δείκτης εμφανίζει διαφοροποιήσεις στις μεταβολή των μεταβλητών που τον απαρτίζουν και αυτό επέτρεψε την εφαρμογή του στις επιλεγμένες παραλιακές ζώνες. Η επιλογή των παραλιακών ζωνών έγινε ώστε να συμπεριλαμβάνουν περιοχές με διαφορετικά φυσικογεωγραφικά

χαρακτηριστικά έτσι ώστε να καλύπτουν κατά το δυνατόν τη διαφορετικότητα των ελληνικών παράκτιων περιβαλλόντων.

Τέλος η παραγοντική ανάλυση του δείκτη τρωτότητας εξήγαγε συμπεράσματα που αφορούσαν τις κύριες μεταβλητές που καθορίζουν την εξέλιξη των παραλιακών ζωνών καθώς και το πώς αυτές μεταβάλλονται όταν το φυσιογεωγραφικό περιβάλλον είναι διαφορετικό.

Στο **4^ο κεφάλαιο** παρουσιάζονται κάποια βασικά φυσικογεωγραφικά στοιχεία για τον Ελληνικό χώρο ενώ παρουσιάζονται ξεχωριστά οι περιοχές στις οποίες έγινε εφαρμογή του δείκτη. Το κεφάλαιο αυτό ακολουθεί την μεθοδολογία καθώς κύριος σκοπός της διατριβής είναι η δημιουργία και ανάπτυξη του δείκτη. Ωστόσο για τον έλεγχο του σε πραγματικές συνθήκες καθώς και για τη ανάπτυξη της περιγραφικής κατηγοριοποίησης είναι απαραίτητη η εφαρμογή του σε ένα σημαντικό αριθμό παραλιακών ζωνών. Τα φυσιογραφικά στοιχεία των περιοχών αυτών παρουσιάζονται εδώ.

Στο **5^ο κεφαλαίο** παρουσιάζετε αναλυτικά ο δείκτης τρωτότητας, τα αποτελέσματα της ανάλυσης ευαισθησίας του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών, στις μεταβολές οχτώ βασικών μεταβλητών σε σχέση με τους παράγοντες του δείκτη και τον τελικό δείκτη. Στη συνέχεια ακολουθεί η παρουσίαση των αποτελεσμάτων του δείκτη τρωτότητας στις περιοχές εφαρμογής. Αυτές διακρίνονται σε δύο κατηγορίες. Στην πρώτη ανήκουν οι παραλιακές ζώνες για τις οποίες έγιναν μετρήσεις με σκοπό να χρησιμοποιηθούν για την παραγωγή του δείκτη και στη δεύτερη περιλαμβάνονται οι περιοχές για τις οποίες υπήρχαν επαρκή δεδομένα από προηγούμενες μελέτες, έρευνες, προπτυχιακές, μεταπτυχιακές εργασίες και διδακτορικές διατριβές, ώστε να δημιουργηθεί μία βάση δεδομένων για την καλύτερη στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων. Στο τελευταίο τμήμα του κεφαλαίου παρουσιάζεται η στατιστική επεξεργασία των μεταβλητών σε σχέση με τις παραλιακές ζώνες και γίνεται μια ομαδοποίηση των μεταβλητών.

Στο **6^ο κεφάλαιο** παρουσιάζονται τα συμπεράσματα από την ανάπτυξη και την εφαρμογή του δείκτη και διακρίνονται σε τρεις ενότητες. Η πρώτη ενότητα αφορά την διαδικασία δημιουργίας του δείκτη και την αξιολόγηση του ως προς την ευαισθησία του στις μεταβολές των μεταβλητών του. Η δεύτερη ενότητα αφορά τα συμπεράσματα από την εφαρμογή του στις 16 παραλιακές ζώνες. Τέλος η τρίτη ενότητα αφορά τα συμπεράσματα για την παραγοντική ανάλυση του δείκτη και την σημαντικότητα των μεταβλητών που περιλαμβάνονται στους υπολογισμούς. Τέλος παρατίθενται κάποιες σκέψεις για μελλοντική έρευνα και εξέλιξη της μεθόδου και του δείκτη τρωτότητας.

1. Βασικές έννοιες – Χρήσεις Όρων

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται βασικές έννοιες που αφορούν την ταξινόμηση των ακτών και των παραλιακών ζωνών, γίνεται αναφορά στις διεργασίες που ελέγχουν την παράκτια διάβρωση και σε βασικές έννοιες που αφορούν την προβλεπόμενη κλιματική αλλαγή και τον τρόπο με τον οποίο θα επηρεάσει τις παράκτιες περιοχές.

Αναπτύσσονται συνοπτικά οι μέχρι τώρα μέθοδοι πρόβλεψης για την εξέλιξη των παράκτιων περιοχών. Έμφαση δίνεται στην μέθοδο του Costal Vulnerability Index (CVI) των Hammar-Klose and Thieler (2001) που αποτελεί και την αρχική ιδέα για την ανάπτυξη του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών. Τέλος περιγράφεται το ιζηματολογικό ισοζύγιο και αναπτύσσονται οι διεργασίες που το αποτελούν.

1.1 Ταξινόμηση Ακτών

Από την φύση τους, οι ακτές είναι ένα πολύ σύνθετο περιβάλλον και ως τέτοιο είναι πολύ δύσκολο να ενταχθούν σε κατηγορίες. Ωστόσο, η μελέτη για την κατανόηση των διεργασιών που συμβάλουν στην εξέλιξη μιας ακτής αλλά και οι ανθρώπινες δραστηριότητες σε αυτές δημιούργησαν την ανάγκη για την δημιουργία κανόνων ταξινόμησης. Οι περισσότερες προσπάθειες ταξινόμησης έχουν ομαδοποιήσει τις παράκτιες περιοχές σε ευπροσδιόριστες κατηγορίες με βάση παρόμοια γεωλογικά και περιβαλλοντικά χαρακτηριστικά και τα στάδια εξέλιξης τους.

Μια προσπάθεια για την ταξινόμηση των ακτών ήταν η κατάταξη τους με βάση τον τρόπο δημιουργίας τους και με το εάν μια ακτή είχε επηρεαστεί από τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας (Dana 1849, Davis 1896, Gulliver 1899, Johnson 1919, Suess 1888). Νεότερες αλλά ανάλογες κατατάξεις είναι αυτές των Shepard (1937), Cotton (1952), Valentin (1952), Inman and Nordstrom (1971), και των Shepard and Wanless (1971). Με εξαίρεση αυτή των Inman and Nordstrom (1971), οι κατατάξεις αυτές βασίζονται στην γεωμορφολογία της παράκτιας ζώνης και της ακτογραμμής, χωρίς να περιλαμβάνουν τις θαλάσσιες διεργασίες που επηρεάζουν το πυθμένα, αν και είναι αναπόσπαστο τμήμα της παράκτιας ζώνης. Προσπάθειες για την δημιουργία ταξινομήσεων που να λαμβάνουν υπόψη και την μορφολογία της υφαλοκρηπίδας έγιναν από τους Shepard (1948, 1977) και King (1972), χωρίς όμως να καταφέρουν να διευρύνουν την έως τότε ταξινόμηση.

Η πιο διαδεδομένη ταξινόμηση είναι αυτή κατά Shepard που παρουσιάστηκε το 1937 και διαφοροποιήθηκε από τον ίδιο τα επόμενα χρόνια. Διακρίνει τις ακτές σε πρωτογενής, οι οποίες διαμορφώνονται από χερσαίες διεργασίες και σε δευτερογενής, οι οποίες διαμορφώνονται υπό την επίδραση των θαλάσσιων διεργασιών. Η περαιτέρω κατηγοριοποίηση γίνεται με βάση ποίος παράγοντας, χερσαίος ή θαλάσσιος, επηρεάζει περισσότερο την δημιουργία της ακτής. Το πλεονέκτημά της είναι ότι είναι πιο

λεπτομερής από τις υπόλοιπες και συμπεριλαμβάνει περισσότερα είδη ακτών. Ενώ δέχεται ότι υπάρχουν τύποι ακτών στους οποίους κυριαρχούν περισσότεροι από ένας παράγοντάς και ως εκ τούτου είναι δύσκολο να ταξινομηθούν. Οι περισσότερες ακτές παρουσιάζουν μόνο μια κυρίαρχη επιρροή ως αιτία των σημαντικών χαρακτηριστικών τους (Shepard 1973).

Το 2001, για τις ανάγκες του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος EUROSION δημιουργήθηκε μια ταξινόμηση στην οποία, οι ακτές διακρίνονται με βάση το υλικό από το οποίο αποτελούνται, το μήκος τους και αν είναι φυσικές ή ανθρωπογενής. Η ταξινόμηση αυτή δίνει μεγαλύτερη βάση στις παραλιακές ζώνες και για αυτό το λόγο χρησιμοποιήθηκε για την κατηγοριοποίηση των παραλιακών ζωνών που μελετήθηκαν στα πλαίσια της διατριβής.

1.1.1 Ταξινόμηση κατά Shepard (1973)

Η ταξινόμηση του Shepard (1973) διακρίνει τις ακτές σε πρωτογενείς και δευτερογενείς ανάλογα με τις κυρίαρχες διεργασίες που τις διαμορφώνουν.

1.1.1.1 Πρωτογενείς Ακτές

Θεωρούνται οι ακτές που η δημιουργία τους και η εξέλιξη τους διαμορφώνονται κυρίως από χερσαίους παράγοντες και διακρίνονται στις παρακάτω κατηγορίες.

- α. **Ακτές λόγω διάβρωσης.** Διαμορφώθηκαν από την διάβρωση της χέρσου και τον εγκιβωτισμό της μερικώς λόγω της μεταπαγετώδους ανόδου της στάθμης θάλασσας (είτε με ή χωρίς βύθιση του φλοιού) ή το κατακλυσμό της χέρσου από την τήξη μιας μάζας πάγου σε μια παράκτια κοιλάδα. Τέτοιες ακτές είναι: i) Ακτές Ria (κατακλυσμένες ποτάμιες κοιλάδες), ii) Κατακλυσμένες ακτές παγετώδους διάβρωσης, iii) Κατακλεισμένο Καρστ.
- β. **Ακτές χερσαίας απόθεσης:** i) Ακτές ποτάμιας απόθεσης (Δελταϊκές ακτές, αλουβιακά ριπίδια). ii) Ακτές παγετώδους απόθεσης (μερικώς βυθισμένες Μώραινες (moraines), μερικώς βυθισμένα drumlins).
- γ. **Ακτές αιολικής απόθεσης.** Είναι συνήθως δύσκολο να εξακριβωθεί εάν μια ακτή έχει διαμορφωθεί πραγματικά από αιολικές αποθέσεις, αλλά πολλές ακτές αποτελούνται από αμμόλοφους σε μια στενή λωρίδα άμμου που σχηματίζει την παραλία, (π.χ. ακτές με θίνες ή με υπολειμματικές θίνες ή με συνεκτικοποιημένους αμμόλοφους (αιολιανίτες)).
- δ. **Ακτές από κατολισθήσεις.** Δημιουργούνται από την κατολίσθηση παράκτιων κρημνών.
- ε. **Ηφαιστιογενής ακτές,** (ροές λάβας, τέφρας, εκρήξεις ηφαιστειών ή λόγω καταστροφής της καλδέρας).
- στ. **Τεκτονικές ακτές** με απότομη τοπογραφία που συνεχίζεται στη θάλασσα με απότομη βυθομετρία. Σχετίζονται με την ύπαρξη τεκτονικών ρηγμάτων στην ακτή.

1.1.1.2 Δευτερογενής Ακτές.

Θεωρούνται οι ακτές που η δημιουργία τους και η εξέλιξη τους διαμορφώνονται κυρίως από θαλάσσιους παράγοντες και διακρίνονται στις παρακάτω κατηγορίες.

- α. **Ακτές διάβρωσης κυμάτων:** (i) Απότομοι κρημνοί, (ii) ευθύγραμμοι κρημνοί, (iii) Ακτές που διαβρώνουν παλαιά ρήγματα και δημιουργούν ευθύγραμμες ακτές, (iv) Ακτές όπου έχουν προκύψει από την διάβρωση τμημάτων της χέρσου που έχει ανυψωθεί ή βυθιστεί τεκτονικά.
- β. **Ακτές θαλάσσιας απόθεσης:** Διαβαθμίζονται από τα κύματα και τα ρεύματα. Διαμορφώνονται κυρίως κατά μήκος των δελταϊκών ή άλλων ακτών με χαμηλή παράκτια κλίση που επιτρέπει στα κύματα να αποθέσουν υλικό.
- γ. **Βιογενής ακτές:** Κοραλλιογενής ύφαλοι οι οποίοι σχηματίζονται από την δράση θαλάσσιων οργανισμών.

1.2 Ταξινόμηση παραλιακών ζωνών (Hasslet 2000)

Η παραλιακή ζώνη είναι ένας ενεργός αποδέκτης της θαλάσσιας ενέργειας που κύρια σχετίζεται με την κυματική δράση και την εξαρτώμενη από αυτή παράκτια κυκλοφορία. Ως αποτέλεσμα των υδροδυναμικών συνθηκών και σύμφωνα με την θέση των ως προς την ακτογραμμή κατατάσσονται σε δύο κύριες κατηγορίες, στις παραλίες επαπτόμενες στην ακτογραμμή (shoreline beaches) και στις παραλίες μη επαπτόμενες (αποχωριζόμενες) στην ακτογραμμή (detached beaches).

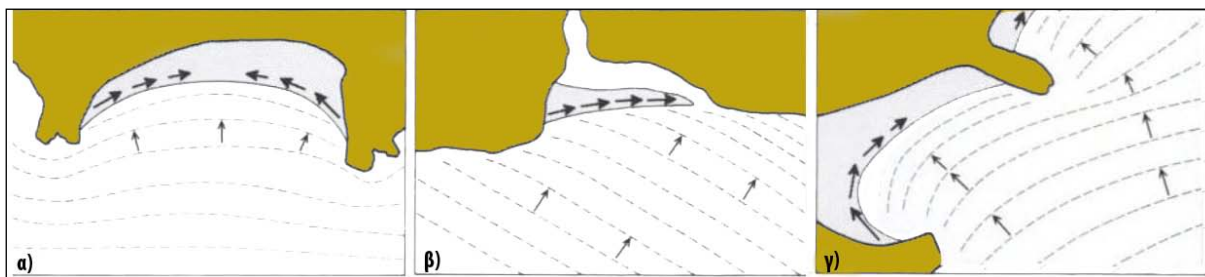
1.2.1 Παραλίες επαπτόμενες στην ακτογραμμή (shoreline beaches)

Οι επαπτόμενες στην ακτογραμμή παραλίες σχηματίζονται συνήθως όπου έχουμε συγκεντρώσεις παράκτιων ιζημάτων κατά μήκος μια σταθερής ακτής. Τις επαπτόμενες της ακτογραμμής παραλίες τις διακρίνουμε σε δύο γενικές κατηγορίες, στις i) ανοικτές παραλίες (open beaches) που δέχονται (ή και ανταλλάσσουν) ανεμπόδιστα ιζήματα τόσο πλευρικά όσο και με την ανοικτή θάλασσα, και στις ii) εγκιβωτισμένες παραλίες (rocket beaches) που είναι σχετικά απομονωμένες ως αναφορά την πλευρική τροφοδοσία τους σε ιζημα (σχήμα 1.1). Τέτοιου τύπου είναι οι περισσότερες παραλίες που αναπτύσσονται μέσα σε όρμους και κοιλίσκους των ελληνικών νησιών.

Οι παραλίες αυτού του τύπου γενικά τείνουν να προσανατολίζονται παράλληλα προς το μέτωπο του κύματος που φθάνει μετά από διάθλαση στα αβαθή της παράλιας ζώνης, όπου μετά και την θραύση του δημιουργεί επιμήκη ρεύματα τα οποία μετακινούν τα ιζήματα μέχρι η γωνία αρχική γωνία μεταξύ της γραμμής κορυφής των κυμάτων και της ακτογραμμής να μηδενιστεί. Η διαδικασία αυτή τροποποιεί συνεχώς την ακτογραμμή μέχρι να γίνει παράλληλη με τα κύματα, οπότε και σταματά κάθε μετακίνηση των ιζημάτων.

Ανάλογα με την γωνία προσβολής των κυμάτων με την ακτογραμμή διακρίνονται σε παράλιες με :

- i) Ευθυγράμμιση ζώνης διαβροχής (swash alignment). Τα κύματα προσπίπτουν κάθετα ή με πολύ μικρή γωνία σε μια εγκιβωτισμένη ακτή, όπου η παράκτια κυκλοφορία είναι περιορισμένη αν όχι αδύνατη (σχήμα 1.1α).
- ii) Ευθυγράμμιση επιμήκους μεταφοράς (drift alignment). Τα κύματα προσπίπτουν υπό γωνία σε μια ανοικτή (στην παράκτια κυκλοφορία) παραλία. Εδώ έχουμε μια κατάσταση δυναμικής ισορροπίας, όπου ο προσανατολισμός της παραλίας διαμορφώνεται από τη παράκτια κυκλοφορία, με τέτοιο τρόπο, ώστε να εξασφαλίζεται η σταθερότητα του σχήματος της (σχήμα 1.1β).
- iii) Σχήματος ζήτα (zeta-form). Αποτελούν ένα συνδυασμό των προηγούμενων δύο μορφών και τις συναντάμε όταν προεκβολές της χέρσου εμποδίζουν τοπικά την παράκτια κυκλοφορία. Έτσι, το τμήμα της παραλίας που 'προστατεύεται' από μια τέτοια χερσαία παρεμβολή παίρνει το σχήμα της ευθυγράμμισης παφλασμού, ενώ το τμήμα που εκτίθεται στην παράκτια κυκλοφορία, πέραν του εμποδίου, αποκτά τη μορφή της ευθυγράμμισης μεταφοράς (σχήμα 1.1γ).



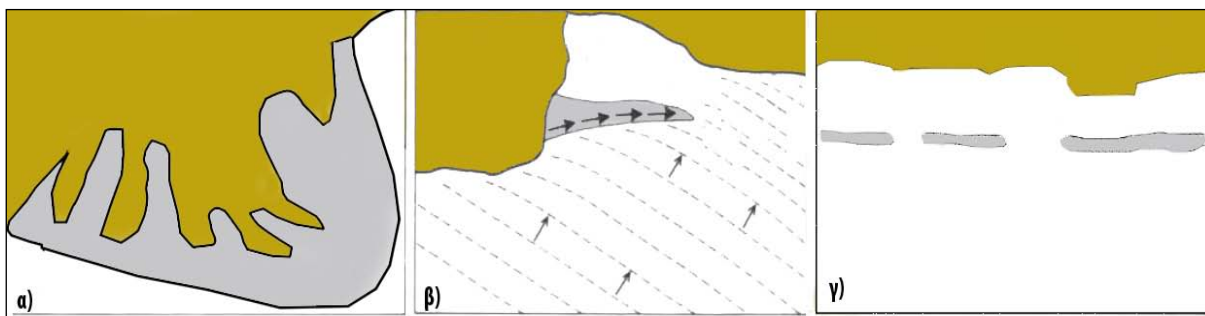
Σχήμα 1.1: Είδη αιγιαλών (παραλιών) που εφάπτονται της ακτογραμμής: (α) ευθυγράμμιση ζώνης διαβροχής (swash alignment), (β) ευθυγράμμιση μεταφοράς (drift alignment) και (γ) σχήματος ζήτα (zeta-form) (White et al. 1992)

1.2.2 Παραλίες μη εφαπτόμενες της ακτογραμμής (detached beaches)

Οι κύριοι εκπρόσωποι της κατηγορίας αυτής είναι παράλιοι μορφολογικοί σχηματισμοί που συνδέονται με την ακτογραμμή αλλά αναπτύσσονται όχι εφάπτομενικά με αυτήν αλλά προχωρώντας προς την θάλασσα. Τέτοιες παράκτιες γεωμορφές είναι οι αμμώδεις γλωσσοειδείς σχηματισμοί (spits), οι κυρτές χερσαίες προχώρες (cusperate forelands), τα παράλληλα στην ακτή νησιωτικά τόξα ή φράγματα (barrier islands) (σχήμα 1.2).

- i) Οι κυρτές προχώρες (cusperate forelands). Είναι τριγωνικοί παράκτιοι σχηματισμοί έχοντας τη βάση του τριγώνου στην ακτογραμμή και την κορυφή να προελαύνει προς τη θάλασσα. Ο σχηματισμός τους συνήθως σχετίζεται με τη διάθλαση των κυμάτων σε κάποιο παρακείμενο ύψωμα του πυθμένα και με μια αμφίπλευρη τροφοδοσία σε ίζημα(σχήμα 1.1). Στην δε περίπτωση που οι cusperate forelands συνδέει την ακτογραμμή με ένα νησάκι (βραχώδες ή αμμώδες), τότε έχουμε την δημιουργία ενός tombolo.

- ii) Αμμώδεις γλωσσοειδείς σχηματισμοί (spits). Ο σχηματισμός των spits συνδέεται με μια ακτογραμμή και με ένα παράκτιο ρεύμα που όταν η ακτογραμμή ξαφνικά κατευθυνθεί προς την ενδοχώρα, όπως π.χ. στην περίπτωση ενός όρμου, το παράκτιο ρεύμα δεν ακολουθεί την αλλαγή διεύθυνσης της αλλά διατηρεί την αρχική πορεία του τότε η παράκτια μεταφορά των ιζημάτων, στο σημείο αλλαγής του σχήματος της ακτογραμμής, δεν σταματά με αποτέλεσμα την απόθεση και σχηματισμό των spits (σχήμα 1.2β).
- iii) Τα νησιωτικά φράγματα (barrier islands). Είναι επιμήκης αποθέσεις με που κείνται παράλληλα στην ακτογραμμή και που χωρίζονται από αυτή με αβαθείς κόλπους και λιμνοθάλασσες. Συνήθως η δημιουργία τους σχετίζεται με τη συνδυασμένη δράση μικρής παλιρροϊκής ενέργειας και κυματικής δράσης(σχήμα 1.2γ).



Σχήμα 1.2: Παραλίες (αιγιαλοί) αποχωριζόμενες της ακτογραμμής (detached beaches).

1.3 Μορφοδυναμικά χαρακτηριστικά παραλιακής ζώνης

Ως **παραλία** ή **παραλιακή ζώνη** (shore ή beach) θεωρούμε μια ζώνη με γενικά ομαλή επιφάνεια από ασύνδετα υλικά, χαλαρά ιζήματα, όπως, άμμοι, κροκάλες, λατύπες, και που εκτείνεται χωρικά το βάθος όπου είναι δυνατή η μετακίνηση των ιζημάτων του πυθμένα από υδροδυναμικά αίτια και ορίζεται δυναμικά και κατά περίπτωση από το βάθος κινητικότητας του ιζήματος (closure depth). Είναι προφανές ότι το όριο αυτό βρίσκεται πέρα από τη ζώνη θραύσης των μεγαλύτερων σε ύψος προσερχόμενων κυμάτων. Προς τη χέρσο εκτείνεται μέχρι κάποιο χαρακτηριστικό φυσιογραφικό σημείο, που μπορεί να είναι ένα πεδίο παράκτιων θινών, μια ζώνη έντονης βλάστησης. Διακρίνεται σε δύο κύρια μέρη: (1) το θαλάσσιο και (2) το χερσαίο.

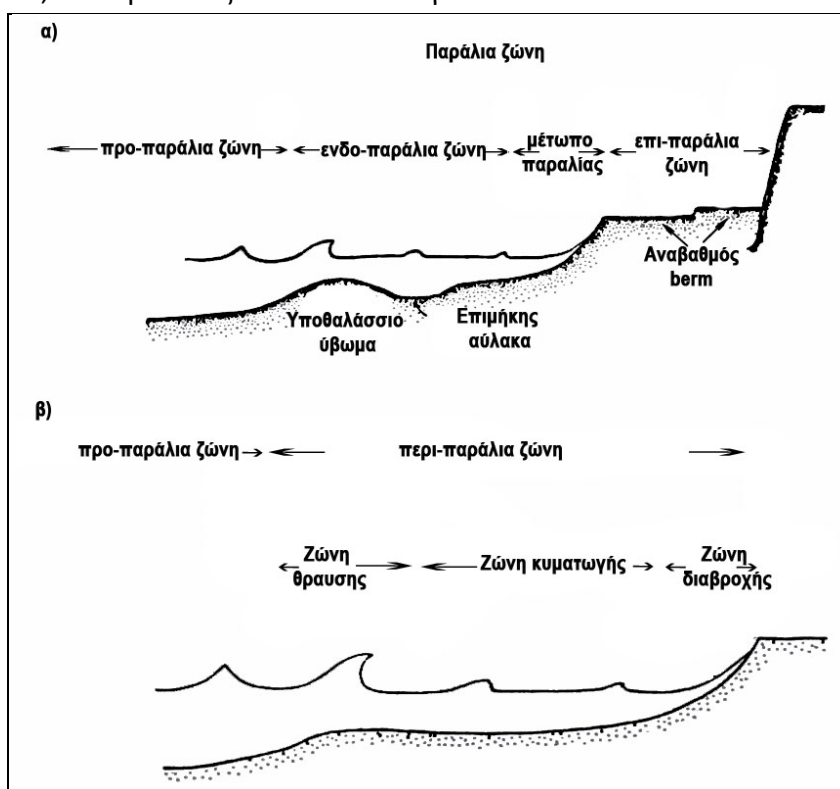
Το θαλάσσιο τμήμα (foreshore) που καλύπτεται περιοδικά από την θάλασσα, είτε λόγω του κυματισμού, είτε λόγω της παλίρροιας, συμπεριλαμβάνοντας και το μέτωπο της παραλίας (beach- face) και περιλαμβάνει τις περιοχές της ανοικτής θάλασσας (offshore), που είναι η σχετικά ομαλή και αρχίζει από τη ζώνη όπου “σπάνε” τα κύματα (breaking zone) και εκτείνεται προς τα ανοικτά μέχρι το άκρο της υφαλοκρηπίδας και την περιοχή κοντά στην ακτή (nearshore zone) που εκτείνεται από την ακτογραμμή προς την ανοικτή θάλασσα μέχρι και το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων (closure depth). Αυτή χωρίζεται με βάση το κυματικό καθεστώς στις ζώνες (Σχήμα 1.1β):

α. Ζώνη διαβροχής (swash zone) που είναι το τμήμα της παράκτιας ζώνης που περιοδικά καλύπτεται και αποκαλύπτεται από τη θάλασσα.

β. Ζώνη κυματωγής (surf zone) που είναι το τμήμα της παράκτιας ζώνης που διαδίδονται τα κύματα με τη μορφή μικρών αναδιπλώσεων του κύματος μετά το “σπάσιμο” και εκτείνεται μέχρι το σημείο που αρχίζει πλέον η ανάπτυξη της ζώνης παφλασμού.

γ. Ζώνη “θραύσης” του κύματος (breaking zone). Πρόκειται για το τμήμα κοντά στην ακτή, όπου τα κύματα που φτάνουν από την ανοικτή θάλασσα “σπανέ”.

Το χερσαίο τμήμα (backshore) της παραλίας, που εκτείνεται από το ανώτερο σημείο της στάθμης της θάλασσας μέχρι εκείνου του βάθους που αλλάζει σημαντικά η μορφολογία της χέρσου. Το τμήμα αυτό της παραλίας μπορεί σποραδικά να βρέχεται από τα κύματα, σε περιόδους έντονων καταιγίδων.



Σχήμα 1.3: (α) Φυσιογραφικές ενότητες της παράλιας ζώνης (β) Υδροδυναμικές ζώνες της παράλιας ζώνης (Komar 1998)

1.4 Παράκτια Διάβρωση

Η παράκτια διάβρωση είναι η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής και μετρείται με τον υπολογισμό του μέσου όρου οπισθοχώρησης κατά τη διάρκεια μιας περιόδου, η οποία είναι αρκετά μεγάλη για να αποβάλει τις επιδράσεις του καιρού, των καταιγίδων και της δυναμικής των ιζημάτων στην περιοχή (EUROSION 2001).

Είναι ένα σύνθετο φυσικό φαινόμενο, οι επιμέρους διεργασίες του οποίου δεν είναι απόλυτα κατανοητές και αποτελούν αντικείμενο μελέτης. Η παράκτια διάβρωση μπορεί

να προκαλείται από μια ποικιλία φυσικών μηχανισμών όπως είναι η ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, έχοντας σημαντικές επιπτώσεις στις παράκτιες περιοχές (Μαρουκιάν et al 2001, Roulos et al. 2009). Η ευστατική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης σχετίζεται με φυσικά αίτια αλλά και με την ανθρώπινη παρέμβαση, όπως στην περίπτωση του φαινομένου του θερμοκηπίου (Wigley 1999). Ωστόσο στην διάβρωση των παράκτιων περιοχών συχνά σημαντικό ρόλο παίζουν οι ανθρώπινες παρεμβάσεις όπως η εξόρυξη αδρανών υλικών (άμμος, χαλίκια) από τις παραλίες ή από τις κοίτες των ποταμών, οι τεχνητές εκβαθύνσεις, η κατασκευή φραγμάτων που δεσμεύουν τα ιζήματα των ποταμών στα ανάντη (Roulos et al. 2002), η κατασκευή λιμανιών και προβόλων που συνήθως διακόπτουν την παράκτια στερεομεταφορά. Το αντίθετο φαινόμενο, δηλαδή η προέλαση της ακτής, σχετίζεται με την φυσική ανακατανομή των παράκτιων ιζημάτων (συνήθως προερχόμενα από παρακείμενες θέσεις διάβρωσης), εξωγενείς πηγές (κύρια τα ποτάμια), σε περιοχές μιας συνεχούς τεκτονικής ανύψωσης της χέρσου και στην ανθρώπινη παρέμβαση (π.χ. στην δέσμευση των παράκτιων μετακινουμένων ιζημάτων).

Η διάβρωση εκφράζεται συνήθως με επεισοδιακό χαρακτήρα και δεν είναι εύκολο να προβλεφτεί χρονικά και να προσδιοριστεί με ακρίβεια ο ρυθμός της. Ακόμη και σε περιοχές συνεχούς διάβρωσης υπάρχουν περίοδοι πολύ μεγάλης έντασης που πιθανόν να διαχωρίζονται από περιόδους σχετικής σταθερότητας. Ο βαθμός διάβρωσης των ακτών δεν είναι παντού ο ίδιος, αλλά εξαρτάται από πολλούς τοπικούς παράγοντες, όπως: η τοπογραφία της ακτής (ακτή σε κόλπο ή στην ανοιχτή θάλασσα), η γεωλογία της ακτής (αμμώδης ή βραχώδης, τεκτονικές κινήσεις ακτών), η μορφολογία της ακτής (ήπια ή απότομη κλίση), οι επικρατούσες κλιματικές και κυματικές συνθήκες (άνεμος, σύνθετος ύψος κυμάτων και επιμήκη παράκτια ρεύματα), η συχνότητα και η ένταση ακραίων καιρικών και κυματικών φαινομένων, το ιζηματολογικό ισοζύγιο της περιοχής.

Η παράκτια διάβρωση οφείλεται συνήθως σε ένα συνδυασμό παραγόντων, φυσικών και ανθρωπογενών και οδηγεί σε δυο διαφορετικούς τύπους επιδράσεων (ή κινδύνων): α) την απώλεια παράκτιας γης, με οικονομικές επιπτώσεις και την καταστροφή φυσικών παράκτιων συστημάτων που βρίσκονται υπό προστασία (π.χ. ένα σύστημα αμμόλοφων). β) υπονόμηση των τεχνητών παράκτιων έργων προστασίας.

Για τον Ελλαδικό χώρο, σύμφωνα με το EUROSION (2001) και τους Alexandrakis et al. (2009), σχεδόν όλες οι ακτές της Αιγαίου αντιμετωπίζουν προβλήματα διάβρωσης (σχήμα. 1.4). Αυτό αποδίδεται στην παράκτια γεωμορφολογία και λιθολογία, στην επικράτηση δηλαδή παράκτιων σχηματισμών όπως είναι οι εκτεταμένες παραλιακές ζώνες (κυρίως αμμώδεις ή και χαλικώδεις), όπως επίσης και στο εντονότερο κυματικό καθεστώς (περίπτωση Κρήτης) σε σύγκριση με αυτό του Βορείου Αιγαίου. Έτσι, για τον Ελληνικό χώρο, σε σύνολο ακτογραμμής μήκους 6938 km, το 25,2% (1750 km) βρίσκεται υπό διάβρωση (πίνακας 1.1). Αξίζει να σημειωθεί ότι το 65,8% της ακτογραμμής της Κρήτης διαβρώνεται.



Σχήμα 1.4: Χάρτης έκθεσης παράλιων περιοχών της Ελλάδας σε διάβρωση (Alexandrakis et al. 2010)

Πίνακας 1.4.1: Διάβρωση στο Ελλ. Αρχιπέλαγος (Eurosion 2001)

Περιοχή	Ακτή (μήκος km)	Ακτή υπό διάβρωση (μήκος, km)	Περιοχή με απειλούμενα οικοσυστήματα (km ²)
Β. Αιγαίο	1311	231 (17.6%)	349
Ν. Αιγαίο	3423	503 (14.7%)	929
Ιόνιο	1056	260 (24.6%)	356
Κρήτη	1148	756 (65.8%)	355
Σύνολο	6938	1750 (25.2%)	1989

1.4.1 Παράγοντες που προκαλούν την παράκτια διάβρωση.

Οι σημαντικότεροι φυσικοί παράγοντες είναι: τα ανεμογενή κύματα που προκαλούνται από τον συνήθη άνεμο και τις θύελλες, τα παράκτια ρεύματα, η σχετική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας λόγω ευστατισμού, τεκτονισμού ή συνδυασμός των δύο (π.χ. Pranzini and Rossi 1995, Khalil 1997), η λιθολογία της παράκτιας ζώνης, η κλίση της παράκτιας περιοχής, οι ποτάμιες εισροές και η μεταβολή τους που οφείλονται σε φυσικά αίτια (π.χ. PAP/RAC 2000, Berriolo Fierro and Gamboni 2001). Στα παραπάνω

έρχονται να προστεθούν άμεσα ή έμμεσα και οι κλιματικές αλλαγές (π.χ. Medina and Lopez 1997). Οι ανθρωπογενείς παράγοντες περιλαμβάνουν: τις παράκτιες κατασκευές, την αλλαγή χρήσης της γης, την αποκοπή της τροφοδοσίας της παράκτιας ζώνης με ίζημα λόγω της κατασκευής φραγμάτων ανάντη των ποταμών (π.χ. Roulos et al. 1996, Velegrakis et al. 2006), την εκβάθυνση του πυθμένα και την αφαίρεση της βλάστησης από τα πεδία θινών.

Οι διεργασίες της παράκτιας διάβρωσης είναι διαφορετικές για διαφορετικούς τύπους ακτών. Για τις ακτές απότομων κρημνών, η διάβρωση είναι μια τρέχουσα διαδικασία, ακόμη και έλλειψη της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, των ανθρώπινων επεμβάσεων ή των αλλαγών στη ποτάμια στερεοπαροχή.

1.4.1.1 Φυσικοί παράγοντες που προκαλούν τη παράκτια διάβρωση.

- i) **Άνεμος:** Επηρεάζει δευτερογενώς ως αιτία γέννησης των κυμάτων αλλά και της αιολικής μεταφοράς του ιζήματος, συνήθως σε ανεπτυγμένα πεδία θινών στη παράκτια ζώνη. Συνεισφέρει επίσης στην αιολική διάβρωση των μετώπων των παράκτιων κρημνών.
- ii) **Θαλάσσιες Καταιγίδες (Storms):** Η απώλεια ιζήματος που προκαλείται από τα κύματα θύελλας δεν συμβάλλει απαραίτητα στη μακροπρόθεσμη παράκτια διάβρωση. Η αμετάκλητη διάβρωση λόγω καταιγίδων εμφανίζεται κυρίως σε ακτές με μεγάλες κλίσεις, αλλά όχι τόσο στις αμμώδης ακτές όταν υπάρχει ανεφοδιασμός ιζήματος. Η επίδραση μιας καταιγίδας σε μια αμμώδη ακτή εξαρτάται από το μέγεθος των χαρακτηριστικών της καταιγίδας, (ταχύτητα του ανέμου και ύψος των κυμάτων), το υψόμετρο των θινών της ακτής (ή του αναβαθμού όταν δεν υπάρχουν αμμόλοφοι) και την κλίση της ακτής. Ακόμα συμμετέχουν στην μηχανική διάβρωση παράκτιων κρημνών, κυρίως με την υποσκαφή της βάσης τους.
- iii) **Παράκτια ρεύματα:** Είτε σαν ανεμογενούς προέλευσης, είτε σαν ρεύματα που οφείλονται στην παλίρροια, τα παράκτια ρεύματα συμβάλουν κυρίως στην εξέλιξη της παραλιακής ζώνης είτε με την μεταφορά ιζημάτων παράλληλα με την ακτή, αποθέτοντας ή διαβρώνοντας κατά μήκος της ακτής, είτε με την μεταφορά ιζημάτων κάθετα στην ακτογραμμή (από και προς τα ανοικτά). Όσον αφορά στα παλιρροιακά ρεύματα, συμβάλλουν στη μεταφορά ιζημάτων κυρίως σε κόλπους των παλιρροιακών λεκανών σε περιοχές που το φαινόμενο της παλίρροιας είναι έντονο. Αυτές οι περιπτώσεις είναι πολύ μικρής σημασίας για τις περιοχές της Μεσογείου.
- iv) **Παράκτια κλίση:** Καλύπτει ένα ευρύ φάσμα των αλληλεπιδράσεων μεταξύ της χέρσου και της θάλασσας που οδηγούν τελικά στην κατάρρευση ή την ολίσθηση των παράκτιων κρημνών για τις παράκτιες περιοχές με μεγάλες κλίσεις. Στην περίπτωση των παραλιακών ζωνών ελέγχει και το ύψος της αναρρίχησης των κυματισμών.
- v) **Σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης:** Μπορεί να οφείλεται σε ευστατικά αίτια, που συνδέονται κυρίως με τις μακροχρόνιες κλιματικές αλλαγές, σε ισοστασία όπως στην περίπτωση των Σκανδιναβικών χωρών, στο τεκτονισμό των παράκτιων περιοχών, ενώ στην περίπτωση των παράκτιων αλλουβιακών αποθέσεων (δέλτα

ποταμών) μπορεί να οφείλεται στην φυσική συμπύκνωση των υπεδάφινων στρωμάτων του ιζήματος (compaction) (π.χ. Kooi 1997, Kooi et al. 1998).

1.4.1.2 Ανθρωπογενείς παράγοντες.

- i) **Τεχνικά έργα:** Η κατασκευή κυματοθραυστών, λιμενοβραχιόνων και άλλων τεχνικών έργων που στοχεύουν στην προστασία της ακτής ή υποδομών στην ακτή προκαλούν αλλαγές στο κυματικό καθεστώς και κατά συνέπεια και στην ιζηματολογία του πυθμένα. Η μετακίνηση των ιζημάτων μπορεί να προκαλέσει τη διάβρωση σε κάποια τμήματα της παραλίας και την απόθεση σε άλλα. Η αλλαγή του κυματικού καθεστώτος αλλά και η παράκτια μεταφορά ιζήματος συσχετίζονται, μεταξύ άλλων, με την παγίδευση του ιζήματος που μεταφέρεται παράλληλα στην ακτογραμμή πάνω στα τεχνικά έργα (π.χ. πρόβολοι). (Pilkey and Wright 1989, Hsu et al. 2007) Την ανάκλαση του κυματισμού στα τεχνικά έργα και εμποδίζοντας τον ενεργειακό διασκεδασμό, αυξάνοντας την ενέργεια με συνέπεια την αυξανόμενη διάβρωση. Τα κάθετα τοιχεία αυξάνουν επίσης αυτό το φαινόμενο που οδηγεί στην παράκτια διάβρωση. Ακόμα, η διάθλαση των κυμάτων οδηγεί στην μεταβολή της ενέργειας κυμάτων με ελάττωση στα σημεία που βρίσκονται τα τεχνικά έργα (κυματοθραύστες) και την συγκέντρωση της ενέργειας σε άλλα σημεία με αποτέλεσμα την διάβρωση της ακτής σε αυτά (Griggs et al. 1994, Miles et al. 2001, Sutherland et al. 2003).
- ii) **Εκτροπές ποταμών και φράγματα:** Η διευθέτηση της κοίτης των ποταμών καθώς και η κατασκευή φραγμάτων έχει σαν αποτέλεσμα την μείωση ή και την διακοπή της τροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης με αποτέλεσμα την διαταραχή του ιζηματολογικού ισοζυγίου λόγω της μείωσης της προσφοράς ιζήματος (Poulos et al. 1996, Velegrakis et al. 2006.)
- iii) **Εκβάθυνση και αφαίρεση ιζήματος από τις ακτές:** Κυρίως για την κατασκευή αλιευτικών καταφυγίων και την συλλογή υλικών οικοδομής από τις παραλίες. Με την αφαίρεση από τα υλικών από τις ακτές (πέτρες, χαλίκια) που προστάτευαν την ακτή από τη διάβρωση (π.χ. Masalu 2002, Thornton et al. 2006 Walkden and Stansby. 2006).
- iv) **Αφαίρεση της βλάστησης:** Η καταστροφή των πεδίων θινών στο χερσαίο τμήμα της ακτής προκαλεί την διάβρωση της παραλιακής ζώνης με την αύξηση του ύψους αναρρίχησης των κυματισμών (π.χ. Stockton and Gillette 1990, Martinez et al. 2004) Στο θαλάσσιο τμήμα η καταστροφή των λιβαδιών Ποσειδωνίας προκαλεί διάβρωση της ακτής, καθώς λειτουργούν σαν εμπόδιο στην προς τα ανοικτά μετακίνηση του ιζήματος όταν αυτό κινείται κάθετα στην ακτή.
- v) **Υπεράντληση υδροφόρων:** Η εξάντληση των παράκτιων υδροφόρων λόγω τις υπεράντλησης τους μπορεί να οδηγήσει στην συμπυκνώσει των υπεδάφινων στρωμάτων και την καθίζηση τους.

1.4.2 Άνοδος στάθμης θάλασσας και μεταβολή της ακτογραμμής.

Οι μεταβολές στην στάθμη της θάλασσας κατά την διάρκεια του γεωλογικού χρόνου έχουν επιφέρει μεγάλες μεταβολές στη θέση των ακτών, ιδιαίτερα σε περιοχές χαμηλής κλίσης, όπως είναι οι παραλιακές ζώνες, που στερούνται σημαντικών ποτάμιων συστημάτων (Muhs et al. 2004). Κατά τη διάρκεια του τελευταίου αιώνα θεωρείται ότι οι αλλαγές αυτές έχουν παίξει σημαντικό ρόλο στη μεταβολή των ακτών και στην απώλεια γης κατά μήκος της ακτής, η οποία σχέση είναι δύσκολο να ποσοτικοποιηθεί. Η δυσκολία οφείλεται στο εύρος των διαδικασιών που συμβάλουν στην εξέλιξη των παρακτίων περιοχών, στη συχνότητα με την οποία οι μεταβολές αυτές εμφανίζονται, και στην αλληλεπίδραση και αλληλεξάρτηση όλων αυτών των διεργασιών. Έτσι, οι αλλαγές στη θέση των ακτών έχουν συνδεθεί στενά με τη διαθεσιμότητα των ιζημάτων στο παράκτιο σύστημα με την μεταφορά ιζημάτων από τα παράκτια ρεύματα (Carter and Woodroffe 1994, Wright 1995). Επιπλέον, η μεταβολή της ακτής που προκαλείτε από ένα μεγάλο γεγονός, όπως μια καταιγίδα, μπορεί να προκαλέσει αλλαγές στη θέση των ακτών. Οι αλλαγές αυτές είναι δυνατόν να παραμένουν για μεγάλα χρονικά διαστήματα από εβδομάδες έως και δεκαετίες (Morton et al. 1994; Zhang et al. 2004, Riggs and Ames 2007). Η θέση της ακτής και η μορφολογία μιας παραλίας μπορεί να διαφοροποιηθεί σε μεγάλο βαθμό κατά τη διάρκεια μερικών μηνών έως και για αρκετές δεκαετίες λόγω του συνδυασμού των παραγόντων που ελέγχουν την εξέλιξη της (Morton et al. 1994; Honeycutt et al. 2001; Zhang et al. 2002).

Ακόμα οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ιζημάτων στην παράκτια ζώνη και της λιθολογίας της περιοχής καθώς και ο τρόπος με τον οποίο συνδέονται επηρεάζει τη εξέλιξη της μορφολογίας της παράλιας. (Riggs et al. 1995, Honeycutt et al. 2003, Schuur et al. 2006, Miselis and McNinch 2006).

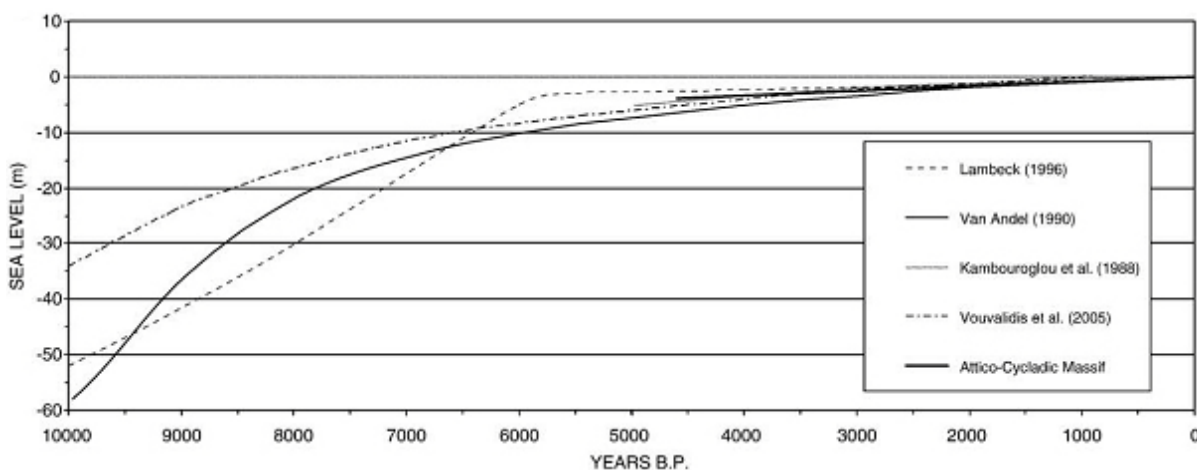
1.5 Εξέλιξη της παράκτιας ζώνης και η σύγχρονη κλιματική αλλαγή.

Γεωλογικά δεδομένα δείχνουν ότι το παγκόσμιο κλίμα και η στάθμη της θάλασσας ήταν σχετικά σταθερά κατά τη διάρκεια των προηγούμενων 10.000 ετών (Williams et al. 2008, Zalasiewicz et al. 2008). Αντίθετα, η συγκέντρωση δεδομένων από την επιστημονική έρευνα κατά τη διάρκεια των προηγούμενων δεκαετιών κατηγορηματικά καταδεικνύει ότι το παγκόσμιο κλίμα αλλάζει κυρίως λόγω των ανθρώπινων δραστηριοτήτων και των εκπομπών διοξειδίου του άνθρακα που αυτές προκαλούν (IPCC, 2001 2007). Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας είναι μια από τις επιδράσεις της μεταβολής του κλίματος σε θερμότερο, γεγονός που θα επιδράσει σημαντικά σε όλες τις παράκτιες περιοχές σε όλο τον κόσμο. Τα αποτελέσματα της ανόδου της στάθμης της θάλασσας είναι εμφανή σε πολλές περιοχές, δεδομένου ότι οι ακτές διαβρώνονται και παράκτιες περιοχές κατακλύζονται με μεγαλύτερη συχνότητα από τα κύματα θύελλας.

1.5.1 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης

Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης διακρίνονται σε αυτές που σχετίζονται με παγκόσμιες κλιματικές μεταβολές διάρκειας εκατοντάδων χιλιάδων χρόνων (γεωλογικός χρόνος) και σε σύγχρονες, μικρής διάρκειας, (από ώρες μέχρι χρόνια). Οι μεγάλης κλίμακας μεταβολές που αφορούν τον όγκο του νερού των ωκεανών είναι γνωστές και ως ευστατισμός. Όμως σε παράκτιες περιοχές όπου εκτός από τον ευστατισμό υπάρχουν και τεκτονικές κινήσεις, αναφέρεται ως σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης η οποία μπορεί εν μέρει ή και εξ ολοκλήρου να οφείλεται σε ανοδική ή καθοδική κίνηση της παρακείμενης χέρσου.

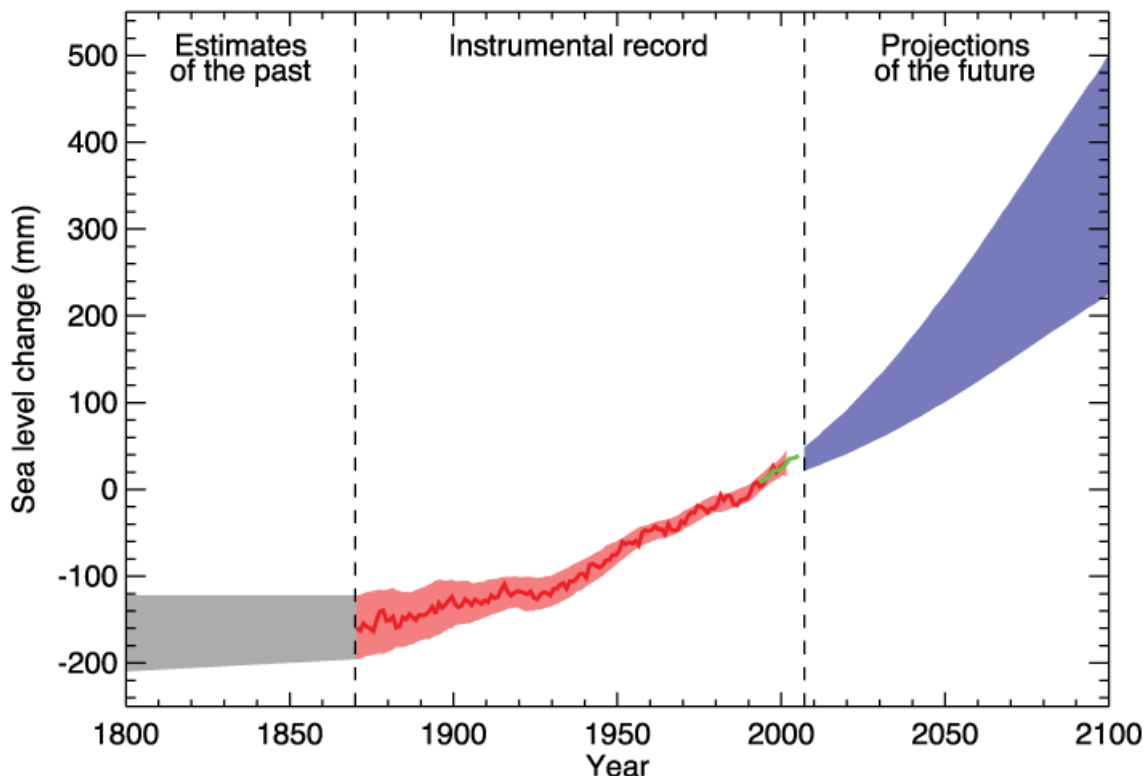
Όσον αφορά τον παγκόσμιο ευστατισμό, είναι γενικά αποδεκτό ότι βρισκόμαστε σε μια μεσοπαγετώδη περίοδο ή οποία διαδέχθηκε μια παγετώδη περίοδο κατά την οποία η θαλάσσια στάθμη βρισκόταν 100-120m χαμηλότερα από σήμερα. Μετά από αυτό το ελάχιστο που έλαβε χώρα 18.000-20.000 χρόνια πριν από σήμερα, ακολούθησε η άνοδος της στάθμης της θάλασσας που συνεχίζεται έως σήμερα. Η άνοδος αυτή μέχρι περίπου το 5000-6000 BP (πριν από σήμερα) είχε γρήγορο ρυθμό, και η στάθμη της θάλασσας έφθασε περίπου στα -4 με -6m σε σχέση με τη σημερινή, για να συνεχιστεί έκτοτε με μειωμένο ρυθμό φθάνοντας το 2000 BP να προσεγγίζει περίπου τη σημερινή στάθμη. Πρόσφατες μελέτες για τον Ελληνικό χώρο (Lambeck 1996, Fouache et al. 2005, Vouvalidis et al. 2005) την τοποθετούν 1-2m χαμηλότερα από τη σημερινή στάθμη. Στο σχήμα 1.5 παρουσιάζονται καμπύλες διαφορετικής στάθμης της θαλάσσιας επιφάνειας κατά τα τελευταία 10.000 χρόνια, σύμφωνα με τον Lambeck 1996, Van Andel 1990, Kambouroglou et al. 1988, Vouvalidis et al. 2005 και Poulos et al. 2009.



Σχήμα 1.5: Καμπύλες της στάθμης της θαλάσσιας επιφάνειας στον Ελληνικό χώρο για τα τελευταία 10000χρόνια (Poulos et al. 2009).

Όσον αφορά τις σύγχρονες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, από μετρήσεις στο χρονικό διάστημα 1890-1990 έχει προκύψει ότι έχει ανεβεί κατά 18cm (min: +10cm, max: +25cm) ενώ η πρόβλεψη για το 2100, κυρίως λόγω της αύξησης της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας συνεπεία του φαινομένου του θερμοκηπίου, είναι της τάξης κατ' ελάχιστον +20cm μέχρι και τα +50cm. Η καμπύλη της προβλεπόμενης ανόδου της

στάθμης της θάλασσας φαίνεται στο σχήμα 1.6 (IPCC 2007). Με γκρι είναι η περίοδος από 1800 μέχρι 1870 κατά την οποία δεν έχουμε μετρήσεις. Με κόκκινο είναι η περίοδος στην οποία έχουμε μετρήσεις από σταθμηγράφους ανά τον κόσμο. Με πράσινη γραμμή δείχνεται η μεταβολή που καταγράφηκε μέσω δορυφόρων. Με μπλε είναι η εκτιμώμενη άνοδος της θάλασσας στάθμης με το εύρος της περιοχής να καλύπτει τις αποκλίσεις των διαφόρων «αριθμητικών μοντέλων» που χρησιμοποιήθηκαν. Πρέπει ωστόσο να σημειωθεί ότι μια μικρή αύξηση της θάλασσας στάθμης (της τάξης των δεκάδων εκατοστών) σε παραλίες με μικρή τοπογραφική κλίση έχει ως αποτέλεσμα την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής από λίγα μέχρι και αρκετά μέτρα (Bruun 1962).



Σχήμα 1.6: Μέση παγκόσμια θαλάσσια στάθμη και η εκτιμώμενη άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (IPCC 2007).

Εκτός από τις μεγάλης διάρκειας ευστατικές μεταβολές υπάρχουν και οι σύγχρονες περιοδικές μεταβολές που οφείλονται συνήθως σε μετεωρολογικά αίτια, όπως αλλαγή στην ένταση και τη διάρκεια πνοής των ανέμων, άρα και των αντίστοιχων κυμάτων, μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης, αυξομειώσεις της θερμοκρασίας της θάλασσας, των βροχοπτώσεων κ.ά.

Χαρακτηριστικά από τον Ελληνικό χώρο αναφέρεται ότι έχει μετρηθεί αύξηση της μέσης θαλάσσιας στάθμης περί τα 60cm στις βόρειες ακτές της Κρήτης μετά από 2 ημέρες ισχυρών Βόρειων ανέμων (μελτεμιού) με ένταση >6 Beaufort (Γκιώνης κ.ά. 2006).

1.5.2 Τρωτότητα παραλιακών ζωνών σε σχέση με την άνοδο της στάθμης της.

Μια από τις σημαντικότερες φυσικές επιδράσεις της ανόδου της στάθμης της θάλασσας είναι διάβρωση των παραλιών, ιδιαίτερα κατά μήκος ανοικτών ακτών. Αυτό θα είχε σαν αποτέλεσμα την έκθεση της παράκτιας υποδομής στα κύματα θύελλας κάνοντας την με αυτό πιο τρωτή σε αυτά (Titus et al. 1985). Συμφωνά με τον Bruun (1962) η μακροχρόνια διάβρωση των αμμωδών παραλιών είναι συνέπεια της ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Το μοντέλο του Bruun προβλέπει ότι οι παραλίες θα διαβρώσουν από 50-200 φορές το ποσοστό αύξησης της στάθμης θάλασσας (Douglas 2001). Αυτή η σχέση της ανόδου της στάθμης της θάλασσας και διάβρωσης έχει γίνει γνωστή ως κανόνας του Bruun (Leatherman 2001). Συμφώνη τον οποίο, η αυξανόμενη στάθμη θάλασσας επιτρέπει στα κύματα υψηλής ενέργειας και μικρής διάρκειας κύματα θύελλας, να αυξάνουν το ύψος της αναρρίχησης τους, επηρεάζοντας με αυτό τον τρόπο μεγαλύτερο τμήμα της παραλιακής ζώνης.

Οι μέχρι τώρα υπάρχουσες μέθοδοι πρόβλεψης για την εξέλιξη των ακτών, όπως ο κανόνας του Bruun (Bruun 1962), η εξέταση των ιστορικών μεταβολών των ακτών (NRC 1987, Leatherman 1990), και ο απλός κατακλυσμός μιας στατικής τοπογραφίας (Najjar et al. 2000, Titus and Richman 2001) είναι βασισμένες σε υποθέσεις που είναι είτε δύσκολο να επικυρωθούν είτε είναι πολύ απλοϊκές για να εξηγήσουν τις σύνθετες διεργασίες που προκαλούν την εξέλιξη της παράκτιας ζώνης (Pilkey and Davis 1987, Wells 1995, Bird 1995). Κατά συνέπεια, η αποτελεσματικότητα αυτών των μεθόδων για την ποσοτικοποίηση της σχέσης ανόδου της στάθμης της θάλασσας και της εξέλιξης της παραλιακής ζώνης έχει αμφισβητηθεί σε αρκετές περιπτώσεις. (Pilkey et al. 1993, Thieler et al. 2000, Leatherman et al. 2000a, 2000b, Pilkey et al. 2000, Sallenger et al. 2000, Cooper and Pilkey 2004).

Πιο σύνθετα μοντέλα για την εξέλιξη της παραλιακής ζώνης όπως τα Advanced Circulation Model (ADCIRC) (π.χ. Luettich and Westerink 1995), Regional Ocean Modeling System (ROMS) (Shchepetkin and McWilliams 2005), Delft3D (π.χ. Vitousek et al. 2007), Shoreface Translation Model (Cowell et al. 1995) και το Geomorphic Model of Barrier, Estuarine, and Shoreface Translations (GEOMBEST) (Stolper et al. 2005) έχουν επιδιώξει να ενσωματώσουν σημαντικούς παράγοντες όπως το ιζηματολογικό ισοζύγιο και η λιθολογία της παράκτιας ζώνης στις προβλέψεις για την εξέλιξη της. Το IPCC το 1988, στην προσπάθεια να συλλέξει πληροφορίες για την παγκόσμια κλιματική αλλαγή και να διαμορφώσει στρατηγικές αντιμετώπισης του προβλήματος, όρισε την τρωτότητα ως «το βαθμό στον οποίο το παράκτιο σύστημα επηρεάζεται από τους διάφορους παράγοντες κλιματικών αλλαγών».

Η πρόβλεψη της εξέλιξης της παράκτιας ζώνης είναι μια σύνθετη διαδικασία, καθώς αποτελεί τη συνισταμένη πολλών παραγόντων. Διάφορες μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί κατά καιρούς έχουν χρησιμοποιήσει την ιστορική οπισθοχώρηση, τη στατική κατάκλιση της χέρσου, την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, τη διάβρωση των ακτών κλπ. Η πιο κοινά αποδεκτή μέθοδος προσδιορισμού της τρωτότητας των παράκτιων περιοχών αποτελεί το μοντέλο του δείκτη τρωτότητας (CVI) που αναπτύχθηκε

από τους Hammar-Klose and Thieler (2001) οι οποίοι τροποποίησαν αυτόν που αρχικά διαμόρφωσαν και εφήρμοσαν στις ΗΠΑ οι Gornitz et al. (1994) και Thieler and Hammar-Klose (1999).

Ο δείκτης τρωτότητας των παράκτιων περιοχών αποτελεί μια δυναμική, απλή, αντικειμενική και εύχρηστη μέθοδο προσδιορισμού της τρωτότητας των παράκτιων τμημάτων ή ζωνών σε σχέση με τις μελλοντικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας. Η προσέγγιση αυτή συνδυάζει την «ευαισθησία» του παράκτιου συστήματος σε μεταβολές (διαφοροποίηση ακτογραμμής λόγω ανόδου της στάθμης της θάλασσας) με τη φυσική δυνατότητά του για προσαρμογή στις μεταβαλλόμενες περιβαλλοντικές συνθήκες (Gornitz et al. 1991).

Η βασική ιδέα του δείκτη είναι η ταξινόμηση της τρωτότητας των παράκτιων περιοχών σε σχέση με ορισμένες μεταβλητές ή παραμέτρους. Ο πρωταρχικός σκοπός της πρόβλεψης της μεταβολής της ακτογραμμής λόγω ανόδου της στάθμης της θάλασσας είναι η ποσοτικοποίηση των σημαντικών μεταβλητών που συμβάλλουν στην παράκτια εξέλιξη μιας περιοχής και έχει βασικό σκοπό τον εντοπισμό περιοχών που ενδέχεται να είναι περισσότερο ευάλωτες σε μελλοντική άνοδο της στάθμης της θάλασσας.

Για τον υπολογισμό του δείκτη τρωτότητας χρησιμοποιούνται μεταβλητές που έχουν προσδιοριστεί από μελέτες του U.S. Geological Survey (U.S.G.S.) σε ακτές του Ατλαντικού Ωκεανού και του Κόλπου του Μεξικού. Οι μεταβλητές οι οποίες επιλέχθηκαν για τον προσδιορισμό της παράκτιας εξέλιξης των παραπάνω περιοχών είναι: (1) η γεωμορφολογία της ακτής, (2) η παράκτια κλίση, (3) οι ιστορικές μεταβολές της ακτογραμμής, οι οποίες αποτελούν τις γεωλογικές μεταβλητές του δείκτη, (4) η σχετική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας, (5) το μέσο σημαντικό ύψος κύματος και (6) το μέσο εύρος της παλίρροιας οι οποίες ανήκουν στις μεταβλητές φυσικών διεργασιών. Οι Gornitz et al. δημιούργησαν το 1991 ένα δείκτη τρωτότητας βασισμένο σε φυσικές και θαλάσσιες μεταβλητές, ενώ οι Birdwell and Daniels (1991) επέκτειναν αυτή τη βάση δεδομένων για τις μεταβλητές του δείκτη και σε κλιματολογικά δεδομένα. Ακολούθως, οι Gornitz and White (1992) κατηγοριοποίησαν τις μεταβλητές του δείκτη τρωτότητας βάση αριθμητικών ή ποιοτικών διαφοροποιήσεων. Σε κάθε μεταβλητή δόθηκε μια σχετική τιμή επικινδυνότητας βασισμένη στο πιθανό μέγεθος της συνεισφοράς της στην εξέλιξη της ακτής όσο αυξάνεται η στάθμη της θάλασσας. Έτσι, οι προαναφερόμενες έξι μεταβλητές ταξινομήθηκαν σε μια κλίμακα από το 1 μέχρι το 5 με σειρά αυξανόμενης επικινδυνότητας: πολύ μικρή, μικρή, μέτρια, υψηλή, πολύ υψηλή (πίνακας 1.2). Η κατηγοριοποίηση των παραπάνω μεταβλητών επιτρέπει τη συσχέτισή τους με ποσοτικό τρόπο στο δείκτη τρωτότητας, έτσι ώστε να εκφράζεται η επικινδυνότητα της ακτής στις φυσικές αλλαγές λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας.

Από αυτές, οι ποσοτικές μεταβλητές κατατάσσονται βάση του εύρους των τιμών τους και η ποιοτική μεταβλητή της γεωμορφολογίας κατατάσσεται ανάλογα με τη σχετική αντοχή της δοθείσας γεωμορφής στη διάβρωση.

Πίνακας 1.5.1: Ταξινόμηση των μεταβλητών του CVI ως προς την επικινδυνότητα και τα όρια κάθε μεταβλητής.

Παράγοντες		Πολύ χαμηλή 1	Χαμηλή 2	Μέση 3	Υψηλή 4	Πολύ υψηλή 5
Γεωμορφολογία	a	Βραχώδης ακτές, υψηλοί γκρεμοί	Μέσου ύψους, γκρεμοί	Χαμηλοί γκρεμοί, Αλλουβιακές πεδιάδες	Ακτές με κροκάλες, Λιμνοθάλασσες.	Νησιωτικά φράγματα, Αμμώδης ακτές, δέλτα
Μεταβολή Ακτογραμμής (m/yr)	b	>2,0	1.0 – 2.0	-1.0 – 1.0	-2.0 - -1.0	<-2.0
Παράκτια κλίση (%)	c	> 1,20	1.20 – 0.90	0.90 – 0.60	0.60 – 0.30	<0.30
Σχετική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας (mm/yr)	d	<1,8	1.8 – 2.5	2.5 – 3.0	3.0 – 3.4	>3.4
Ύψος κύματος (m)	e	<0,55	0.55 – 0.85	0.85 – 1.05	1.05 – 1.25	>1.25
Εύρος παλίρροιας (m)	f	> 6,0	4.0 – 6.0	2.0 – 4.0	1.0 – 2.0	<1.0

Όσον αφορά τη διάβρωση / οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, ακτές με ρυθμό διάβρωσης από -1.0 ως +1.0mm/έτος θεωρούνται μέτριας επικινδυνότητας. Ακτές με παράκτιες κλίσεις με τιμές <0.2% θεωρούνται μικρής επικινδυνότητας και ακτές που έχουν παράκτιες κλίσεις με τιμές >0.025% θεωρούνται μεγάλης επικινδυνότητας.

Η ταξινόμηση του ρυθμού μεταβολής της στάθμης της θάλασσας εκφράζει κυρίως τις περιφερειακές και τοπικές ισοστατικές και τεκτονικές διεργασίες, αφού ο παγκόσμιος ρυθμός είναι κοινός για όλες τις ακτογραμμές. Ο ρυθμός αυτός ταξινομείται με βάση τον τωρινό ρυθμό της ευστατικής ανόδου 1.8m/έτος που θεωρείται μικρής επικινδυνότητας.

Το μέσο σημαντικό ύψος κυμάτων κατηγοριοποιείται ως πολύ μικρής επικινδυνότητας (<0.55m) και πολύ μεγάλης επικινδυνότητας (>1.25m).

Το μέσο παλίρροιακό εύρος κατηγοριοποιείται με τρόπο ώστε οι «μικροπαλίρροιακές» ακτές (<1.0m) να θεωρούνται πολύ υψηλής επικινδυνότητας και οι «μακροπαλίρροιακές» ακτές (>6.0m) μικρής επικινδυνότητας.

Σε προηγούμενες σχετικές εργασίες (π.χ. των Gornitz 1990, Shaw et al. 1998), οι «μακροπαλίρροιακές» ακτές (μεγάλου παλίρροιακού εύρους) θεωρήθηκε ότι έχουν υψηλή επικινδυνότητα ενώ οι «μικροπαλίρροιακές» ακτές (μικρού παλίρροιακού εύρους) μικρή επικινδυνότητα. Η θεώρηση αυτή βασίστηκε στην ιδέα ότι μεγάλο παλίρροιακό εύρος συνδέεται με ισχυρά παλίρροιακά ρεύματα που επηρεάζουν τις παράκτιες περιοχές και μειώνει το χρόνο έκθεσης τους στις θύελλες.

Με δεδομένες τις τιμές των 6 μεταβλητών από 1 μέχρι 5 μπορεί να προκύψει για ορισμένο τμήμα μιας ακτογραμμής ο δείκτης τρωτότητας των παράκτιων περιοχών (Coastal Vulnerability Index - CVI) υπολογίζοντας την τετραγωνική ρίζα του γεωμετρικού μέσου (εξίσωση 1.1) κατηγοριοποιημένων μεταβλητών και διαιρώντας με το πλήθος των μεταβλητών αυτών, όπου οι παράγοντες a, b, c, d, e, f (πίνακας 1.2) λαμβάνουν ακέραιες τιμές από 1 μέχρι 5 βάση του πίνακα χαρακτηρισμού επικινδυνότητας των 6 μεταβλητών. Οι Gornitz and White (1992) πρότειναν διάφορους τρόπους υπολογισμού του δείκτη τρωτότητας, οι οποίες εφαρμόστηκαν σε ένα δείγμα 93 παράκτιων τμημάτων (πίνακας 1.3).

Ο επικρατέστερος είναι ο τύπος της τετραγωνικής ρίζας του γεωμετρικού μέσου (1.6) που έχει χρησιμοποιηθεί σε μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί στις αμερικανικές ακτές του Ειρηνικού και του Ατλαντικού Ωκεανού από τους Gornitz and White 1992, Thieler and Hammar-Klose 1999, 2000a, 2000b, Pendleton et al. 2004a, 2004b, 2005) στο Καναδά (Shaw et al. 1998), και αλλού (π.χ. στην Αργεντινή από τους Diez et al. 2007) και χρησιμοποιείται από την Αμερικάνική Υπηρεσία Εθνικών Πάρκων ως εργαλείο προγραμματισμού (Thieler et al. 2002). Στην Ελλάδα, η μέθοδος αυτή έχει εφαρμοστεί για την περιοχή της ανατολικής Αττικής από τον Χατζηελευθερίου et. al. 2007 όπου ο δείκτης τρωτότητας εφαρμόστηκε σε σύνολο 5 παραγόντων χωρίς τον υπολογισμό της παλίρροιας και για το σύνολο του Ελληνικού χώρου από τους Alexandrakis et. al. 2009 με τον συνυπολογισμό της παλίρροιας.

Πίνακας 1.5.2: Τρόποι υπολογισμού του δείκτη τρωτότητας CVI.

ΤΡΟΠΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ ΤΡΩΤΟΤΗΤΑΣ	
Γεωμετρικός μέσος	$CVI = \frac{a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot e \cdot f}{6} \quad (1.1)$
Τροποποιημένος γεωμετρικός μέσος (1)	$CVI = \frac{a \cdot b \cdot c \cdot \frac{d}{2} \cdot \left(\frac{e+f}{2}\right)}{4} \quad (1.2)$
Μέσος όρος αθροίσματος τετραγώνων	$CVI = \frac{a^2 + b^2 + c^2 + d^2 + e^2 + f^2}{6} \quad (1.3)$
Τροποποιημένος γεωμετρικός μέσος (2)	$CVI = \frac{a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot e \cdot f}{5^2} \quad (1.4)$
Άθροισμα γινομένων	$CVI = 4a + 4b + 4c + 2d + 2(e + f) \quad (1.5)$
Τετραγωνική ρίζα γεωμετρικού μέσου	$CVI = \sqrt{\frac{a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot e \cdot f}{6}} \quad (1.6)$

1.6 Ισοζύγιο ιζημάτων στην παραλιακή ζώνη

Η δημιουργία και εξέλιξη κάθε παραλιακής ζώνης, ακόμα και σε σχέση με την επικείμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης λόγω της κλιματικής αλλαγής, ουσιαστικά καθορίζεται από το ιζηματολογικό της ισοζύγιο και τους παράγοντες που το διαμορφώνουν. Το ιζηματολογικό ισοζύγιο μπορεί να οριστεί ως η ισορροπία μεταξύ των μεταβολών στον όγκο του ιζήματος που αποθηκεύεται στο σύστημα και του όγκου του ιζήματος που εισάγεται ή που αφαιρείται από το σύστημα. Οι Bowen and Inman (1966) παρείχαν ένα από τους αρχικούς ορισμούς για το ιζηματολογικό ισοζύγιο για της παραλιακές ζώνες:

«Η διαδικασία, η οποία συχνά αναφέρεται ως ιζηματολογικό ισοζύγιο, αποτελείται από την αξιολόγηση της συνεισφοράς και απώλειας ιζήματος από την παραλιακή ζώνη

και την τελική εξίσωση αυτών στην προσφορά ή την απώλεια (ισορροπία των ιζημάτων) σε ένα δεδομένο ιζηματολογικό διαμέρισμα.»

Στην ουσία, το ιζηματολογικό ισοζύγιο είναι μια εξίσωση του όγκου των ιζημάτων με τους τρεις όρους που το αποτελούν να έχουν άθροισμα μηδέν. Οι όροι που το αποτελούν είναι: i) Η προσφορά ιζήματος, ii) η απώλεια ιζήματος, και iii) το ποσοστό όγκου που μεταβάλλεται μέσα στο σύστημα, που ορίζεται σαν ο όγκος που μεταφέρεται από την ακτή προς τη χέρσο και αντίστροφα αλλά και το ίζημα που παραμένει μέσα σε αυτό.

1.6.1 Χωρικές και χρονικές κλίμακες για το ιζηματολογικό ισοζύγιο.

Αν και δεν υπάρχει κανένας περιορισμός στις χωρικές και χρονικές κλίμακες που εξετάζονται για το προσδιορισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου, στην πράξη οι χωρικές κλίμακες είναι της τάξης χιλιομέτρων για μία ακτή ενώ οι μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες είναι της τάξης δεκάδων ή και περισσότερων ετών. Αυτές οι κλίμακες εξετάζουν τη μακροπρόθεσμη διαχείριση της παράκτιας διάβρωσης. Το ιζηματολογικό ισοζύγιο επηρεάζεται κυρίως από μεγάλης κλίμακας διεργασίες των οποίων το μακροπρόθεσμο αποτέλεσμα στην παράκτια ζώνη έχει επιπτώσεις στη θέση της ακτογραμμής. Τα μεμονωμένα γεγονότα που μεταφέρουν ιζήματα, όπως οι θύελλες, μπορεί να μην σχετίζονται άμεσα εκτός αν συμβάλλουν στη μακροπρόθεσμη αλλαγή στη θέση της ακτογραμμής, κυρίως με την αύξηση της συχνότητάς τους.

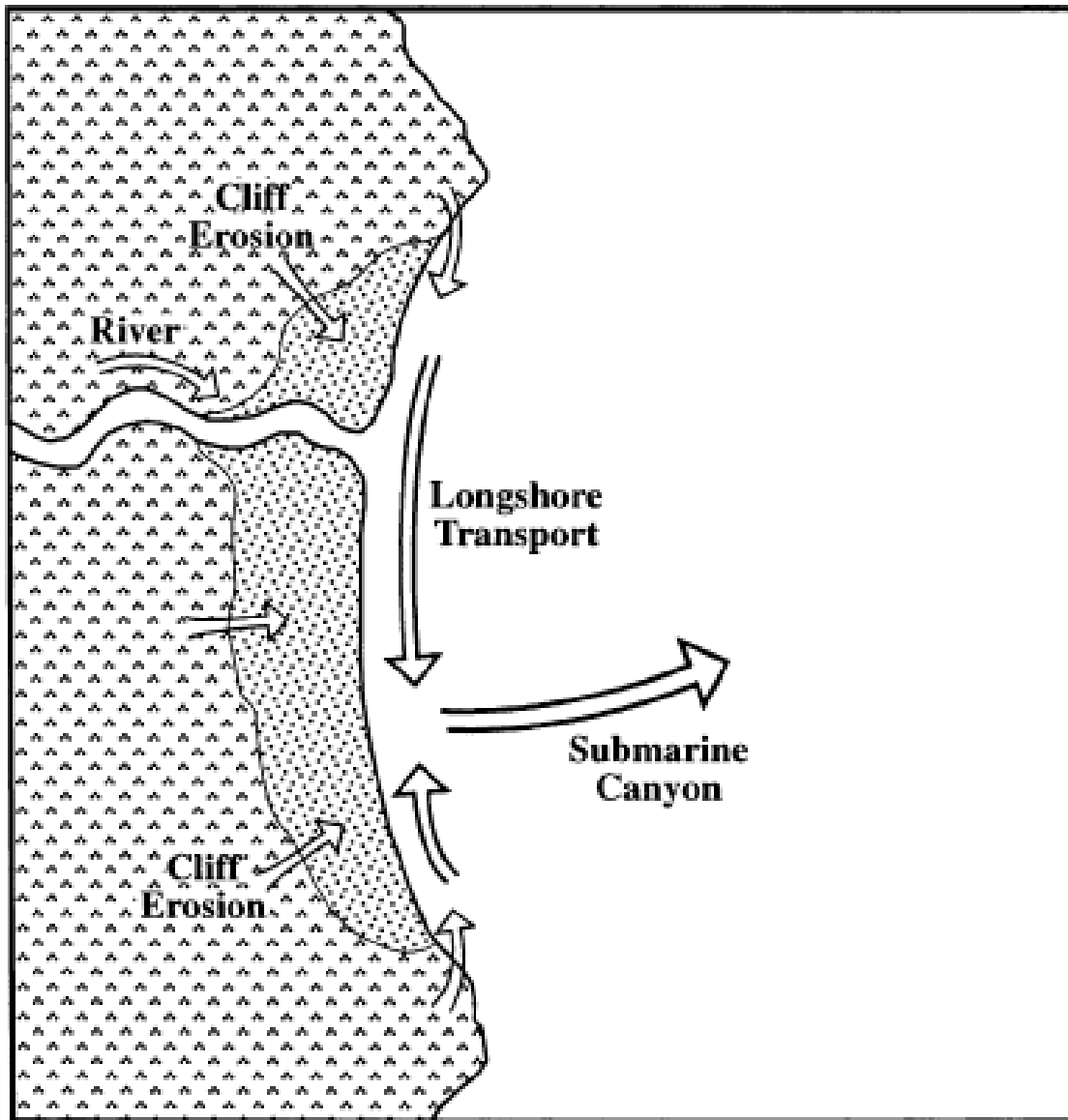
1.6.2 Υπολογισμός του ιζηματολογικού ισοζυγίου μιας παραλιακής ζώνης.

Για τον προσδιορισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου είναι αναγκαίο να προσδιοριστεί το σύστημα στο οποίο αναπτύσσεται και συγκεκριμένα των ορίων του συστήματος καθώς επίσης να προσδιοριστούν και ποσοτικοποιηθούν οι διεργασίες που προσφέρουν ή απομακρύνουν ίζημα από το σύστημα.

1.6.2.1 Παράκτιο στοιχείο ή κελί (Littoral Cell)

Ο προσδιορισμός των ορίων του συστήματος γίνεται με τον προσδιορισμό ενός όγκου ελέγχου για τη μελέτη του ιζηματολογικού ισοζυγίου ο οποίος αναφέρεται συνήθως ως **παράκτιο στοιχείο ή κελί (Littoral Cell)** (Komar 1996). Μέχρι στιγμής δε υπάρχει κάποιο αποδεκτό πρότυπο για τον καθορισμό του παράκτιου κελιού που να εφαρμόζεται σε όλες τις ακτές. Ο καθορισμός του προσδιορίζεται κάθε φορά με βάση τα παράκτια χαρακτηριστικά, τους στόχους της μελέτης και τη μέθοδο προσέγγισης του ιζηματολογικού ισοζυγίου. Ένας ευρέως εφαρμόσιμος ορισμός για τα παράκτια κελία είναι: «Υποενότητες όπου μπορεί να αναπτυχτεί καλύτερα το ιζηματολογικό ισοζύγιο» (Komar 1996). Σε γενικές γραμμές, το παράκτιο κελί καλύπτει την περιοχή των παράκτιων ιζημάτων για τα οποία οι αλλαγές του όγκου ιζημάτων συνδέονται άμεσα με

τις αλλαγές των ακτών, ενώ οι περιοχές εξωτερικές στο παράκτιο κελί ενεργούν ως περιοχές προσφοράς ή αφαίρεσης ιζημάτων. Στην πράξη, μπορεί να είναι πολύ δύσκολο να τοποθετηθούν αντικειμενικά τα όρια για τα παράκτια κελία. Ένα παράδειγμα του ιζηματολογικού ισοζυγίου σε μια παραλία που ορίζεται στα άκρα από δύο ακρωτήρια που θεωρούνται ως εμπόδια στην παράκτια στερεομεταφορά φαίνεται στο σχήμα 1.7.



Σχήμα 1.7: Σχηματική απεικόνιση ενός παράκτιου στοιχείου ή κελίου σε μια παραλία που ορίζεται στα άκρα από δύο ακρωτήρια. (Komar 1996).

Σε πολλές ακτές, τα όρια της παραλιακής στερεομεταφοράς αλλά και του παράκτιου κελιού είναι λιγότερο σαφή. Εάν το παράκτιο κελί επιλέγεται για να καλύψει μια αρκετά μεγάλη περιοχή, η υπόθεση ότι δεν υπάρχει ανταλλαγή ιζημάτων με τα παρακείμενα παράκτια κελία μπορεί να είναι ρεαλιστική. Ωστόσο, εάν ένα παράκτιο κελί που καθορίζεται κατά αυτόν τον τρόπο περιλάβει τμήματα της ακτής με διαφορετικά ποσοστά διάβρωσης ή προσαύξησης, η αξία του ιζηματολογικού ισοζυγίου σαν εργαλείο για τον προσδιορισμό της μεταβολής της ακτής θα είναι περιορισμένη. Στην πράξη, τα

μεγαλύτερα κελία αποτελούνται συνήθως από μικρότερα τα οποία απομονώνουν τμήματα της ακτής με σχεδόν ομοιόμορφα χαρακτηριστικά (Jarrett 1991), με την υπόθεση ότι οι διεργασίες που ενεργούν μέσα σε αυτά τα μικρότερα τμήματα της ακτής είναι επίσης σχεδόν ομοιόμορφες. Τα όρια κελιών μπορούν έτσι να βρεθούν μέσα σε ένα συνεχές τμήμα της ακτής, με το προσδιορισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου να απαιτεί μια ταυτόχρονη λύση για όλα τα μικρότερα κελία τα οποία έχουν κοινά όρια.

Τα κάθετα προς την ακτογραμμή όρια του κελιού επιλέγονται ως προς τη χέρσο από με βάση ενός χαρακτηριστικού γεωμορφολογικού ορίου, όπως η βάση του πεδίου θινών ή ενός απότομου κρημνού. Όμως, το προς τη θάλασσα όριο του παράκτιου κελιού είναι ιδιαίτερα δύσκολο να καθοριστεί. Αυτό οφείλεται στο ότι οι διεργασίες μεταφοράς ιζημάτων κάθετα στην ακτογραμμή δεν είναι επαρκώς κατανοητές. Συνήθως, επιλέγεται με βάση μια σειρά υποθέσεων, όπως ότι το παράκτιο κελί καλύπτει ένα προφίλ της παραλιακής ζώνης που διατηρείται σε μια σταθερή μορφή (προφίλ ισορροπίας) (Dean 1991). Με αυτήν την υπόθεση, οι παράκτιες μεταβολές στον όγκο του ιζήματος μέσα στο κελί μπορούν να συσχετιστούν με τις μεταβολές της ακτογραμμής (Jarrett 1991). Ακόμα, θεωρείται ότι υπάρχει ένα προς τη θάλασσα όριο της για την σημαντική μεταφορά ιζήματος κάθετα στην ακτογραμμή (Hallermeier 1981), και αυτό το βάθος αντιστοιχεί κατά προσέγγιση στο προς τη θάλασσα όριο του προφίλ ισορροπίας. Το βάθος αυτό θεωρείται ότι βρίσκεται στα 8-15m, αναφέρεται συχνά ως «μέγιστο βάθος κινητοποίησης» (closure depth).

Αν και σε μερικά προφίλ έχει αποδειχθεί ότι μπορούν να διατηρήσουν μια γενικά σταθερή μορφή κατά τη διάρκεια πολλών δεκαετιών και οι εξισώσεις που υπάρχουν μπορούν να υπολογίσουν το μέγιστο βάθος κινητοποίησης σε συνάρτηση με το κυματικό καθεστώς και της κοκκομετρίας του πυθμένα (Hallermeier 1981). Οι απλοποιήσεις αυτές για το προφίλ ισορροπίας είναι ανεπαρκείς για να εξετάσουν αυτές τις υποθέσεις με αυστηρούς ορούς για τις περισσότερες περιοχές μελέτης. Εντούτοις, παρέχουν μια λειτουργική μέθοδο για τον προσδιορισμό του προς τη θάλασσα ορίου του παράκτιου κελιού έλλειψη αυστηρότερων εναλλακτικών λύσεων.

1.6.2.2 Ποσοτικοποίηση της προσφοράς και απώλειας ιζήματος.

Ανεξάρτητα από τον τρόπο με τον οποίο το παράκτιο κελί καθορίζεται, μια βασική πρόκληση για τον υπολογισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου είναι ο προσδιορισμός της ροής ιζημάτων στα όρια των κελιών. Ένα βασικό βήμα στον προσδιορισμό αυτό είναι να αναγνωριστούν οι σημαντικές διεργασίες για την μεταφορά ιζήματος στην περιοχή που εξετάζεται. Ακόμα είναι επίσης χρήσιμο να προσδιοριστούν οι πηγές και οι απώλειες του ιζήματος και πως αυτές συνδέονται με τις διεργασίες του ιζηματολογικού ισοζυγίου. Η ποσοτικοποίηση των μεταβολών του όγκου του ιζήματος μέσα στις διεργασίες των πηγών ή των απωλειών ιζήματος είναι συχνά η πιο αξιόπιστη μέθοδος (List 2005). Στο πίνακα 1.4 παρουσιάζονται οι κύριες φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες αρμόδιες για τη μεταφορά ιζήματος στη παράκτια ζώνη και τις χαρακτηριστικές πηγές και απώλειες για το ίζημα που συνδέονται με αυτές τις διεργασίες.

Πίνακας 1.6.1: Φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες για την μεταφορά ιζήματος στη παράκτια ζώνη και τις χαρακτηριστικές πηγές και απώλειες (List, 2005).

Διεργασίες Μεταφοράς Ιζήματος	Πηγές προσφοράς ιζήματος	Πηγές απώλειας ιζήματος
Παράκτια στερεομεταφορά	Γειτονικές πηγές ιζήματος	Γειτονικές πηγές ιζήματος
Κάθετη στερεομεταφορά	Παράκτιες περιοχές εκτός της παραλιακής ζώνης, Κρημνοί, πεδία θινών	Παράκτιες περιοχές εκτός της παραλιακής ζώνης, πεδία θινών, χερσαίες περιοχές εκτός της παραλιακής ζώνης
Ποτάμια στερεομεταφορά	Λεκάνη απορροής	
Αιολική στερεομεταφορά	Πεδία θινών, χερσαίες περιοχές εκτός της παραλιακής ζώνης	Πεδία θινών
Ροές βαρύτητας		Υποθαλάσσια φαράγγια
Βιογενής διεργασίες	Βιογενής ιζηματογένεση	
Ανθρώπινες δραστηριότητες	Πρόσθεση ιζήματος στην παραλιακή ζώνη	Εξόρυξη ιζήματος για οικοδομικούς και βιομηχανικούς σκοπούς, λιμενικές κατασκευές, πρόβολοι, εκβαθύνσεις

Σε γενικές γραμμές, το ιζηματολογικό ισοζύγιο μπορεί να προσδιοριστεί αθροίζοντας τις ογκομετρικές συνεισφορές από όλες τις διεργασίες και υπολογίζοντας την ογκομετρική διαφορά στην παραλιακή ζώνη. Η μεταβολή της ακτογραμμής μπορεί να προβλεφτεί από την μεταβολή του όγκου του ιζήματος στην προσπάθεια αυτού να φτάσει στην ισορροπία.

Παρά την αβέβαιη φύση του, ο υπολογισμός των συνεισφορών στο ιζηματολογικό ισοζύγιο των απωλειών και την προσφορά ιζήματος στο παραλιακό σύστημα είναι συχνά το καλύτερο διαθέσιμο εργαλείο για τον προσδιορισμό των επιπτώσεων των ανθρώπινων επεμβάσεων αλλά και της μεταβολής της ακτογραμμής που οφείλονται σε φυσικές διεργασίες.

1.6.2.3 Παράλληλη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (Longshore transport)

Προκαλείται από την θραύση των κυμάτων όταν αυτά σπανέ υπό γωνία σε σχέση με την ακτή. Αυτός ο τρόπος μπορεί να εμφανιστεί κατά μήκος όλης της ζώνης θραύσης των κυμάτων και όχι μόνο κοντά στην ακτογραμμή. (Komar 1990). Αποτελεί ίσως μια από τις σημαντικότερες διεργασίες που αφορούν το αιματολογικό ισοζύγιο. Δύο κύριες προσεγγίσεις έχουν υιοθετηθεί για τον υπολογισμό της προσφοράς και της απώλειας ιζήματος λόγω της παράκτιας στερεομεταφοράς.

Η μια προσέγγιση χρησιμοποιεί τις εμπειρικά διαμορφωμένες εξισώσεις που αφορούν τα χαρακτηριστικά κυμάτων και ιδιαίτερα το ύψος κύματος και την διεύθυνση, για τον υπολογισμό της τιμής και της κατεύθυνσης της παράκτιας στερεομεταφοράς (Komar 1990). Τα ελαττώματα αυτής της προσέγγισης οφείλονται στο γεγονός ότι στις εξισώσεις αυτές εμπεριέχονται αβεβαιότητες και απλοποιήσεις αλλά ακόμα και στην έλλειψη επαρκών στοιχείων για το κυματικό καθεστώς (Jarrett 1991).

Η εναλλακτική προσέγγιση για την προσφορά και την απώλεια ιζήματος λόγω της παράκτιας στερεομεταφοράς γίνεται με τον υπολογισμό των αλλαγών στον όγκο του ιζήματος που περιλαμβάνεται στην πηγή προσφοράς ή απώλειας του ιζήματος στις εξωτερικές, από το παράκτιο κελί, περιοχές του ιζηματολογικού ισοζυγίου. Δηλαδή για παράδειγμα την αύξηση του όγκου σε ένα νησιωτικό φράγμα ή τη δέσμευση του ιζήματος σε ένα πρόσφατα κατασκευασμένο εμπόδιο (πχ ένας κάθετος πρόβολος), που

εμποδίζει την παράκτια στερεομεταφορά. Το μειονέκτημα της προσέγγισης αυτής είναι ότι δεν είναι εφαρμόσιμη πάντα καθώς η περιοχές απώλειας ή προσφοράς ιζήματος δεν είναι πάντα εύκολες να γνωριστούν.

1.6.2.4 Μεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή (cross shore transport)

Η μεταφορά ιζήματος στην παραλιακή ζώνη γίνεται και κάθετα στην ακτογραμμή και αυτή οφείλεται σε διεργασίες που σχετίζονται με το κυματικό καθεστώς και τα ρεύματα. Η μεταφορά του ιζήματος μπορεί να γίνει τόσο προς τα ανοικτά όσο και προς την ακτογραμμή. Αν και η κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφορά επηρεάζει σημαντικά το ιζηματολογικό ισοζύγιο, ο προσδιορισμός της ποσότητας του ιζήματος που προσφέρεται ή χάνεται μέσω αυτής της διαδικασίας είναι εξαιρετικά δύσκολος. Από τις διεργασίες που διαμορφώνουν την κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς, λίγες έχουν περιγραφεί επαρκώς ώστε οι εμπειρικές προσεγγίσεις να παρέχουν ικανοποιητικές ποσοτικές εκτιμήσεις για το ιζηματολογικό ισοζύγιο. Επιπλέον, η κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφορά μπορεί αποτελεί ένα εξαιρετικά μικρό μέρος της συνολικής στερεομεταφοράς, όμως μπορεί να αντιπροσωπεύσει ένα σημαντικό παράγοντα για το ιζηματολογικό ισοζύγιο όταν αυτή εξετάζεται σε μεγαλύτερη χρονική κλίμακα παρατήρησης.

Το ίζημα, που μπορεί να προέρχεται από χερσαίες ή παράκτιες πηγές, μπορεί να μεταφερθεί σε μεγάλες ποσότητες ανάλογα με πολλούς παράγοντες, συμπεριλαμβανομένης της κοκκομετρίας και του κυματισμού. Ωστόσο, ένα μεγάλο μέρος αυτής της μεταφοράς είναι κυκλικό, όπου το ίζημα μπορεί να μεταφέρεται προς τα ανοικτά κατά τη διάρκεια των θυελλών και προς τη χέρσο κατά τη διάρκεια των ήρεμων περιόδων. Το γεγονός αυτό κάνει ξεκάθαρη τη μεταφορά στα όρια των παράκτιων κελίων του ιζηματολογικού ισοζυγίου μια περιοχής, κάνοντας με αυτό τον τρόπο δύσκολο τον υπολογισμό του. Επίσης σε περιόδους θύελλας ο κυματισμός μπορεί να επηρεάζει το χερσαίο τμήμα της παραλιακής ζώνης σε μεγαλύτερο βαθμό. Αυτό συμβαίνει όταν αυξάνει η αναρρίχηση του κυματισμού και τον καθιστά ικανό να διαβρώσει τμήματα από την βάση των χερσαίων ορίων της παράκτιας ζώνης, όπως για παράδειγμα τη βάση ενός σχηματισμού θινών ή ενός παράκτιου κρημνού (Ruggiero et al. 1997). Η διαδικασία αυτή με την ενίσχυση της ροής του ιζήματος μέσω της βαρύτητας οδηγεί σε μια άμεση μεταφορά του ιζήματος από το χερσαίο τμήμα της παραλιακής ζώνης στο θαλάσσιο, μια διαδικασία που δεν είναι εύκολα αντιστρέψιμη.

Συμφώνα με τον Komar (1996), ο όγκος του ιζήματος που διαβρώνεται από το χερσαίο τμήμα της παραλιακής ζώνης είναι δεν απαραίτητα ίδιος με τον όγκο που μπορεί να διατηρηθεί για την ισορροπία του ιζηματολογικού ισοζυγίου στο παράκτιο κελί. Σε γεγονότα καταιγίδας όπου το κύμα μπορεί να υπερβαίνει το χερσαίο όριο της παραλιακής ζώνης, η απόθεσή γίνεται με στο χερσαίο τμήμα της παραλιακής ζώνης πίσω από το όριο της παραλιακής ζώνης (Dolan and Hayden 1981). Οι αποθέσεις που γίνονται με αυτό τον τρόπο αντιπροσωπεύουν απώλειες ιζήματος από την παραλιακή ζώνη (Kochel and Dolan 1986). Οι διεργασίες που σχετίζονται με την ανακατανομή των

ιζημάτων στην παραλιακή ζώνη είναι σύνθετες και περιλαμβάνουν τόσο την παράκτια στερεομεταφορά, όσο και την κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφορά και αποτελούν σημαντικό παράγοντα για τον υπολογισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου (Rosati and Kraus, 1999).

Το προς τη θάλασσα όριο της παραλιακής ζώνης μπορεί να λειτουργήσει και σαν πηγή προσφοράς ιζήματος (Williams and Meisburger 1987) αλλά και σαν πηγή απώλειας του ιζήματος (Niedoroda et al. 1985). Ο καθορισμός των προσφορών ή των απωλειών του ιζήματος λόγω της μεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή είναι γενικά εξαιρετικά δύσκολος, έτσι συχνά θεωρείται ότι η μεταφορά ιζημάτων είναι αμελητέα προς τη θάλασσα μετά το μέγιστο βάθος κινητοποίησης. Σαν εναλλακτική προσέγγιση, αρκετές μελέτες (π.χ. Inman και Dolan 1989) θεωρούν ότι σημαντικές δυσαναλογίες στο ιζηματολογικό ισοζύγιο μπορούν να εξηγηθούν με την απώλεια ιζήματος προς τα ανοικτά, πέρα από το προς την θάλασσα όριο της παραλιακής ζώνης.

1.6.2.5 Ποτάμια στερεομεταφορά.

Η μεταφορά ιζήματος στην παραλιακή ζώνη από τα ποτάμια συστήματα είναι ένας πολύ σημαντικός παράγοντας για το ιζηματολογικό ισοζύγιο. Διάφορες μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί για τον υπολογισμό της συμβολής των ποτάμιων συστημάτων στο ιζηματολογικό ισοζύγιο, αν και όλες περιέχουν έναν υψηλό βαθμό αβεβαιότητας λόγω της δυσκολίας του υπολογισμού του φορτίου του ιζήματος που μεταφέρετε από ένα ποτάμιο σύστημα αλλά και του ποσοστού που αυτό ενσωματώνεται στο ισοζύγιο. Ο Komar (1996) αναλύοντας αρκετές μεθόδους που έχουν χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της συμμετοχής του ιζήματος που προέρχεται από τα ποτάμια συστήματα στο ιζηματολογικό ισοζύγιο κατέληξε στο συμπέρασμα ότι, μόνο το τμήμα του ιζήματος που έχει παρόμοιο κοκκομετρικό μέγεθος με αυτό της παραλιακής ζώνης συμβάλει στο ιζηματολογικό ισοζύγιο.

1.6.2.6 Προσφορά ιζήματος από τη διάβρωση των γεωμορφών του χερσαίου τμήματος της παραλιακή ζώνης.

Το ιζημα που προέρχεται από την διάβρωση των γεωμορφών του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης αποτελεί σημαντικό παράγοντα προσφοράς ιζήματος για το ιζηματολογικό ισοζύγιο μιας παραλιακής ζώνης. Η διάβρωση των γεωμορφών χερσαίου τμήματος είναι ιδιαίτερα επεισοδιακή, παρατηρείται συνήθως κατά τη διάρκεια εντόνων γεγονότων όπως οι θύελλες που αυξάνουν την κυματική ενέργεια και κατά την διάρκεια καταιγίδων όπου αυξάνεται η ένταση των βροχοπτώσεων.

Η διεργασία της διάβρωσης των γεωμορφών χερσαίου τμήματος ελέγχεται εκτός από την κυματική ενέργεια που δέχονται, αλλά και από άλλους παράγοντες συμπεριλαμβανομένων της κοκκομετρικής σύστασης του της γεωμορφής, τη βροχόπτωση και την κλίση του. Οι παράγοντες αυτοί μπορούν να δρουν συνδυαστικά ή και ανεξάρτητα μεταξύ τους. Για παράδειγμα οι Benumof et al. 2000 σε μελέτες σε παράκτιους κρημούς στη νότια Καλιφόρνια διαπίστωσαν ότι η διάβρωση τους ελέγχεται

κυρίως από την ανθεκτικότητα στην διάβρωση του κρημού και την ομοιογένεια του και όχι από την κυματική ενέργεια. Σε ομοιογενείς παράκτιους κρημούς έχει παρατηρηθεί ότι το ποσοστό της διάβρωσής είναι εξαιρετικά μειωμένο (π.χ. Giese and Aubrey 1987, Everts 1991, Carter and Guy 1988). Οι Hampton and Dingler (1998) διαπίστωσαν ότι η ύπαρξη υπόγειου νερού μπορεί επίσης να προκαλέσει την διάβρωση του κρημού.

Οι Shih et al. (1994) και Ruggiero et al. (1996), μελετώντας την επίδραση των κυμάτων στην διάβρωση των γεωμορφών χερσαίου τμήματος, διαπίστωσαν ότι βασικό ρόλο διαδραματίζει η αναρρίχηση του κυματισμού στην παραλιακή ζώνη. Το εύρος της παραλιακής ζώνης παίζει σημαντικό ρόλο στην προστασία των γεωμορφών χερσαίου τμήματος από την δράση των κυμάτων (π.χ. Sunamura 1992, Amin 2001, Brunsden and Lee 2004). Ο Everts (1991) έδειξε ότι ένα πλάτος παραλιακής ζώνης που κυμαίνεται από 20 έως 30m παρέχει ικανοποιητική προστασία από την δράση των κυμάτων ενώ για εύρος παραλιακής ζώνης μεγαλύτερο από 60m θεωρείται ότι παρέχει πλήρη προστασία στις γεωμορφές. Ωστόσο, λίγες μελέτες που έχουν ποσοτικοποιήσει τη σχέση μεταξύ του εύρους της παραλιακής ζώνης και της διάβρωσης των γεωμορφών που βρίσκονται στο όριο της παραλιακής ζώνης.

1.6.2.7 Αιολική μεταφορά ιζημάτων

Σε πολλές παραλιακές ζώνες, η αιολική μεταφορά διαδραματίζει έναν σημαντικό ρόλο στη ροή του ιζήματος από περιοχές εκτός του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης προς αυτή και αντίστροφα. Κόκκοι ιζήματος, κυρίως άμμου, που δεν έχουν σταθεροποιηθεί καλά από τη βλάστηση στα πεδία θινών, ή στις αποθέσεις από υπερκάλυψη από τα κύματα καταιγίδας είναι δυνατόν να λειτουργήσουν σαν πηγές απόθεσης ιζήματος. Αντίθετα ο σχηματισμός πεδίων θινών δείχνει ότι η επίδραση της αιολικής στερεομεταφοράς αποτελεί πηγή απώλειας ιζήματος για την παραλιακή ζώνη. Ο άμεσος υπολογισμός της συμβολής της αιολικής μεταφοράς στο ιζηματολογικό ισοζύγιο δεν είναι εφικτός. Ο υπολογισμός των πηγών απόθεσης και απώλειας ιζήματος και ο προσδιορισμός των αλλαγών στον όγκο των αμμόλοφων, ίσως να είναι η καλύτερη διαθέσιμη μέθοδος (Inman και Dolan 1989). Λόγω του ότι τα πεδία θινών είναι τρωτά στις διεργασίες της διάβρωσης που οφείλονται στη δράση των κυμάτων, στον υπολογισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ότι το πεδίο θινών μπορεί να αντιπροσωπεύουν και μια πηγή προσφοράς ιζήματος στην παραλιακή ζώνη έκτος από την λειτουργία του σαν πηγή απώλειας.

1.6.2.8 Ροές βαρύτητας

Στα όρια της παραλιακής ζώνης, τόσο στο θαλάσσιο όσο και στο χερσαίο, η μεταφορά ιζημάτων που οδηγείται πρώτιστα από την επίδραση της βαρύτητας. Αύτη μπορεί να αντιπροσωπεύσει μια ακόμα σημαντική συμβολή για το ιζηματολογικό ισοζύγιο.

Στο προς τη χέρσο όριο, η αποσάθρωσή παράκτιων κρημών και του πεδίου θινών μπορεί να προσφέρουν ίζημα στην παραλιακή ζώνη, πολλές φορές και στιγμιαία. Οι

διεργασίες που μεταφέρουν το ίζημα είναι ποικίλες και σύνθετες, αλλά κυρίαρχο ρόλο παίζει η κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (Everts 1991). Στο προς τη θάλασσα όριο της παραλιακής ζώνης, οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές απώλειες στον ιζηματολογικό ισοζύγιο, ειδικά σε ακτές με στενή υφαλοκρηπίδα όπου τα υποθαλάσσια φαράγγια μπορούν να φτάνουν σχεδόν μέχρι την χέρσο (Lewis and Barnes 1999). Οι ροές βαρύτητας αρχίζουν όταν η παράκτια στερεομεταφορά οδηγήσει το ίζημα στην αρχή του υποθαλάσσιου φαραγγιού και η συγκέντρωσή του προκαλεί την ροή λόγω βαρύτητας.

1.6.2.9 Βιογενής διεργασίες

Συμβαίνει κυρίως στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές. Ένα σημαντικό ποσοστό του ιζήματος μια παραλιακής ζώνης μπορεί να είναι βιογενούς προέλευσης, κυρίως από ασβεστολιθικά και πυριτικά κελύφη οργανισμών. Σε αυτές τις περιοχές, το ιζηματολογικό ισοζύγιο μπορεί να επηρεαστεί έντονα από τη βιογενή παραγωγή Komar (1996). Ο υπολογισμός της συμβολής της στο ιζηματολογικό ισοζύγιο είναι γενικά δύσκολος, αν και μερικές τεχνικές έχουν αναπτυχθεί (Komar 1996).

1.6.2.10 Ανθρωπογενής επεμβάσεις.

Κατά μήκος πολλών ακτών, η επιρροή των ανθρώπινων δραστηριοτήτων γίνεται όλο και περισσότερο σημαντική και πρέπει να συμπεριληφθεί στον υπολογισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες ποικίλουν, ωστόσο μπορούν να ταξινομηθούν γενικά σε δραστηριότητες που παρεμποδίζουν τις φυσικές διεργασίες και στις δραστηριότητες που κινούν το ίζημα άμεσα.

Οι παρεμβάσεις στις φυσικές διεργασίες μπορούν να οδηγήσουν στη μείωση στην προσφορά ιζήματος ή την οριστική διακοπή της. Η κατασκευή των φραγμάτων στα ανάντη των ποταμών, μπορεί να παγιδέψει το ίζημα στους ταμιευτήρες, μειώνοντας πολύ την ποτάμια στερεομεταφορά του ιζήματος στην παραλιακή ζώνη (Roulos and Collins 2002). Οι κατασκευές για την προστασία από την διάβρωση κρημνών ή των πεδίων θινών, εμποδίζουν τη λειτουργία διεργασιών όπως οι ροές βαρύτητας και η κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφορά με την μείωση του ιζήματος που μετακινείται με αυτούς τους τρόπους. Η κατασκευή προβόλων που στόχο έχουν να διακόψουν την παράκτια στερεομεταφορά, δημιουργεί νέες πηγές απώλειας ιζήματος σε γειτονικές περιοχές. Ο υπολογισμός του αντίκτυπου των ανθρωπίνων παρεμβάσεων στο ιζηματολογικό ισοζύγιο είναι, σε πολλές περιπτώσεις, απλούστερος από ότι για τις καθαρά φυσικές διεργασίες.

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες που μεταφέρουν ίζημα μπορούν άμεσα επίσης να οδηγήσουν είτε σε προσφορά είτε σε απώλεια ιζήματος στην παραλιακή ζώνη. Οι πηγές προσφοράς περιλαμβάνουν την τροφοδοσία της παραλιακής ζώνης από εξωτερικές πηγές (beach nourishment). Οι απώλειες ιζημάτων περιλαμβάνουν τις εκβαθύνσεις περιοχών όταν είναι η περιοχή διάθεσης βρίσκεται έξω από τα όρια της παραλιακής ζώνης και την χρήση της άμμου σαν οικοδομικό υλικό.

2. Υφιστάμενη γνώση (state-of-the-art) της υδροδυναμικής και μορφοδυναμικής της παραλιακής ζώνης.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι μέθοδοι που είναι διαθέσιμες στην επιστημονική κοινότητα για τον υπολογισμό των παραγόντων που διαμορφώνουν της υδροδυναμικές και μορφοδυναμικές συνθήκες της παραλιακής ζώνης και αποτελούν τη θεωρητική βάση των εξισώσεων που διαμορφώνουν τον δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών που αναπτύσσεται στο κεφάλαιο 3. Οι μέθοδοι αυτοί ειδικότερα αφορούν: (i) την παράκτια στερεομεταφορά, (ii) τη στερεομεταφορά κάθετα στην ακτή, (iii) το ύψος αναρρίχησης του κυματισμού, (iv) την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω της επίδρασης της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, (v) τη προσφορά χερσαίων ιζημάτων από τα ποτάμια και τις γεωμορφές της παραλιακής ζώνης και (vi) την αιολική μεταφορά του ιζήματος.

2.1 Μέθοδοι υπολογισμού δυνητικής παράκτιας στερεομεταφοράς.

Η παράκτια στερεομεταφορά στην παραλιακή ζώνη αποτελείται από δύο συνιστώσες κίνησης, (i) τη μεταφορά ιζήματος παράλληλα με την ακτογραμμή και (ii) τη μεταφορά ιζήματος κάθετα στην ακτογραμμή. Η επικρατούσα διεύθυνση σε κάθε περίπτωση εξαρτάται από τα ιδιαίτερα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης καθώς και από τα χαρακτηριστικά του κυματισμού που προκαλεί τα παράκτια ρεύματα.

Η στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτογραμμή έχει μελετηθεί για περίπου πέντε δεκαετίες αλλά υπάρχει ακόμα αβεβαιότητα σχετικά με ορισμένες παραμέτρους που επηρεάζουν την μεταφορά ιζήματος (π.χ. ο ρόλος της κοκκομετρίας, και της τοπογραφίας του πυθμένα). Αντίθετα η μελέτη για την κάθετα στη ακτογραμμή στερεομεταφορά είναι πιο πρόσφατη και αυτό έχει σαν συνέπεια να υπάρχουν μεγαλύτερες αβεβαιότητες στον υπολογισμό της.

Διαφορές μέθοδοι για τον προσδιορισμό της δυνητικής παράκτιας στερεομεταφοράς έχουν προταθεί κατά καιρούς που στηρίζονται είτε στην κυματική ενέργεια είτε στο συνδυασμό της κυματικής ενέργειας και της ενέργειας από τα παράκτια ρεύματα.

Ο Munch-Peterson το 1938 πρώτος συσχέτισε την παράκτια στερεομεταφορά ιζήματος με την ενέργεια των κυμάτων που προσεγγίζουν την ακτή από τα βαθιά νερά με την χρήση ανεμολογικών δεδομένων λόγω έλλειψης κυματικών δεδομένων. Οι εφαρμογές της μεθόδου, έδωσαν αρχικά εκτιμήσεις για την διεύθυνση της παράκτιας στερεομεταφοράς. Στις ΗΠΑ το Scripps Institute of Oceanography (1947) και το τμήμα των μηχανικών του Αμερικανικού Στρατού (U.S. Army Corps of Engineers) χρησιμοποίησε την μέθοδο αυτή στις ακτές της Καλιφόρνιας (Eaton 1950). Οι Watts (1953) και Caldwell

(1956) έκαναν τις πρώτες τεκμηριωμένες μετρήσεις της για την παράκτια στερεομεταφορά στη South Lake Worth στη Φλώριδα και τον κόλπο του Anahaim στην Καλιφόρνια, αντίστοιχα. Σε αυτές τις μελέτες συσχέτισαν τις ποσότητες του μεταφερόμενου ιζήματος με την ενέργεια κυμάτων και στη συνέχεια τροποποίησαν στους υπάρχοντες τύπους.

Ο Savage (1962) χρησιμοποιώντας δεδομένα πεδίου και εργαστηριακών πειραμάτων ανέπτυξε μια εξίσωση που υιοθετήθηκε και από το U.S. Army Corps of Engineers το 1966 και έγινε γνωστή σαν “CERC formula”. Οι Inman and Bagnold (1963), βασισμένοι σε μεθόδους για την αιολική μεταφορά και την μεταφορά ιζημάτων σε ποτάμια πρότειναν το προσδιορισμό της στερεομεταφοράς με βάση το βάρος των μεταφερόμενων ιζημάτων σε αντίθεση με τις μέχρι τότε μεθόδους που βασιζόταν στον προσδιορισμό του όγκου. Οι Komar and Inman (1970) βελτίωσαν την μέθοδο βασισμένοι σε δεδομένα πεδίου στα οποία χρησιμοποιήθηκαν ιχνηθέτες. Η βελτιωμένη εξίσωση παρουσιάζεται στις εκδόσεις του Shore Protection Manual (1977, 1984, 2000).

2.1.1 Η φόρμουλα του CERC (1974, 1980).

Η **δυναμική στερεομεταφορά** υπολογίζεται με βάση την εξίσωση για την ροή ενέργειας και βασίζεται στην υπόθεση ότι υπάρχει διαθέσιμη ποσότητα ιζήματος:

$$P_l = E_b C_{gb} \sin a_b \cos a_b \quad (2.1)$$

όπου το E_b η ενέργεια στη ζώνη θραύσης, C_{gb} η ομαδική ταχύτητα στη ζώνη θραύσης και a_b η γωνία θραύσης των κυμάτων με

$$E_b = \frac{\rho g H_b^2}{8} \quad (2.2)$$

και

$$C_{gb} = \sqrt{gd_b} = \sqrt{\frac{gH_b}{\gamma}}$$

(2.3)

με γ ο δείκτης για τη θραύση των κυμάτων

$$\gamma = \frac{H_b}{d_b} \quad (2.4)$$

Ο όρος ($E_b C_{gb}$) εκφράζει το παράγοντα ροής της ενέργειας (wave energy flux) και υπολογίζεται στην ζώνη θραύσης.

Ο υπολογισμός του βάρους του ιζήματος που μεταφέρεται γίνεται με βάση την σχέση 2.5

$$I_l = KP_l \Leftrightarrow I_l = K \left(\frac{\rho g^{3/2}}{16\sqrt{\gamma}} \right) H_b^{5/2} \sin(2a) \quad (2.5)$$

έτσι η εξίσωση για τον υπολογισμό του όγκου των ιζημάτων γίνεται:

$$Q_l = \frac{K}{(\rho_s - \rho)(1-n)g} P_l \quad (2.6)$$

και

$$Q_l = K \left(\frac{\rho \sqrt{g}}{16 \sqrt{\gamma} (\rho_s - \rho)(1-n)} \right) H_b^{5/2} \sin(2a) \quad (2.7)$$

Το K είναι μια σταθερά που υπολογίζεται με τη σχέση των Del Valle et al. (1993) και εκφράζει την κοκκομετρία του ιζήματος σε σχέση με το μέσο κοκκομετρικό μέγεθος D_{50} .

$$K = 1.4e^{(-2.5D_{50})} \quad (2.8)$$

2.1.2 Σχέση του Komar (1998).

Ο Komar το 1998, ανέπτυξε μια πιο απλουστευμένη εξίσωση που υπολογίζει την δυνητική στερεομεταφορά χρησιμοποιώντας την μέθοδο που βασίζεται την ροή ενέργειας στην ζώνη θραύσης. Ο όγκος των ιζημάτων που μεταφέρονται από την παράλληλη προς την ακτογραμμή συνιστώσα της συνολικής προσπίπτουσας ροής κυματικής ενέργειας (P_L), για το σύνολο της ζώνης θραύσης δίνεται από την εξίσωση (Komar 1998):

$$Q_l = 1,1 \rho g^{3/2} H_b^{5/2} \eta \mu(\alpha_b) \sigma \nu(\alpha_b) \quad (2.9)$$

όπου Q_l : όγκος των ιζημάτων (σε $m^3/ημέρα$), ρ : η πυκνότητα του νερού, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, H_b : το ύψος του κύματος την στιγμή που σπάει, και α_b : η γωνία που σχηματίζει η γραμμή της κορυφής των κυμάτων με την ισοβαθή στην ζώνη θραύσης. Στην δε περίπτωση όπου αντί του ύψους θραύσης των κυμάτων (H_b), χρησιμοποιείται το σημαντικό ύψος μιας κυματοσειράς τότε αντί του συντελεστή (1.1) στην εξίσωση ο συντελεστής γίνεται 0,46.

Για τον υπολογισμό της στερεομεταφοράς, πρέπει να σημειωθεί ότι αυτή αφορά την δυνητική ικανότητα μεταφοράς των ιζημάτων ενώ συχνά οι πραγματικές τιμές μπορεί να αποκλίνουν έως και 50%. Για τον λόγο αυτό οι τιμές που υπολογίζονται θα πρέπει να συνοδεύονται και από μετρήσεις πεδίου, συχνά διαεποχιακές ειδάλλως να χρησιμοποιούνται ως ενδεικτικές για την φορά μεταφοράς και την τάξη μεγέθους του όγκου των μεταφερόμενων ιζημάτων.

2.1.3 Walton (1943).

Ο Grant το 1943 παρατήρησε ότι η παράκτια στερεομεταφορά οφείλετε στη συνδυαστική δράση των κυμάτων και των ρευμάτων, με τα κύματα να θέτουν το ίζημα

σε κίνηση και τα ρεύματα να το μεταφέρουν. Με βάση αυτό, ο Walton (1980, 1982) πρότεινε μια μέθοδο υπολογισμού της στερεομεταφοράς χρησιμοποιώντας το παράκτιο ρεύμα του προκύπτει από την θραύση των κυμάτων με την χρήση του μοντέλου του Longuet - Higgins (1970), όπου η ροή ενέργειας δίνεται από τη σχέση:

$$P_l = \frac{2\rho g H_b W V_l C_f V_o}{5\pi V} \quad (2.10)$$

όπου W είναι το πλάτος της ζώνης κυματωγής, το V_l είναι το μετρημένο παράκτιο ρεύμα σε ένα σημείο στη ζώνη κυματωγής, V_o η θεωρητική ταχύτητα του παράκτιου ρεύματος στη ζώνη κυματωγής, C_f είναι ο συντελεστής τριβής που εξαρτάται από την τραχύτητα του πυθμένα και τον αριθμό Reynolds. Έτσι η εξίσωση (2.6) για τον υπολογισμό του όγκου των ιζημάτων μετατρέπεται με βάση την (2.10) σε:

$$Q_l = \frac{2K\rho H_b W V_l C_f V_o}{5\pi V(\rho_s - \rho)(1-n)} \quad (2.11)$$

όπου το V/V_o είναι η Longuet-Higgins αδιάστατη ταχύτητα του παράκτιου ρεύματος για έναν υποθετικό συντελεστή μίξης (mixing coefficient) ίσο με 0.4. Αυτή η υπόθεση έχει επαληθευτεί από εργαστηριακά δεδομένα. Με την χρήση των εξισώσεων αυτών και γνωρίζοντας τα χαρακτηριστικά των κυμάτων την στιγμή που σπανέ, το πλάτος της ζώνης κυματωγής, την ταχύτητα του παράκτιου ρεύματος και μια θεωρητική τιμή για το συντελεστή τριβής μπορεί να υπολογιστεί η τιμή της παράκτιας στερεομεταφοράς.

2.2 Μέθοδοι υπολογισμού στις στερεομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή.

Η μεταφορά ιζημάτων κάθετα στην ακτογραμμή συμβαίνει και στις δυο διευθύνσεις και προς τα ανοικτά κυρίως κατά τη διάρκεια των έντονων φαινομένων και τη μεταφορά προς την ακτή, η οποία είναι κυρίαρχη όταν επικρατούν συνήθης συνθήκες κυματισμού. Η μεταφορά σε αυτές τις δύο διευθύνσεις δεν εμφανίζεται με διακριτούς τρόπους και δεν έχει περιοδικότητα. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να είναι δύσκολος ο διαχωρισμός και η συνολική εκτίμηση της.

Η προς τα ανοικτά στερεομεταφορά είναι πιο απλή διαδικασία και εμφανίζεται πιο έντονη και επηρεάζει όλο το ενεργό προφίλ της παραλιακής ζώνης. Αντίθετα, η στερεομεταφορά προς την ακτή συμβαίνει μέσα στην περιοχή που ορίζεται από το υποθαλάσσιο ύψωμα και την ακτογραμμή. Η πλήρης κατανόηση της μεταφοράς ιζημάτων κάθετα στην ακτογραμμή γίνεται ακόμα πιο δύσκολη, καθώς υπάρχει και το ζήτημα του τρόπου μεταφοράς των ιζημάτων (φορτίο πυθμένα ή αιωρούμενο υλικό), ο

διαχωρισμός των οποίων εξαρτάται από το μέγεθος των κόκκων, την ενέργεια κυμάτων και άλλες μεταβλητές.

Η μεταφορά ιζήματος κάθετα στην ακτογραμμή ελέγχει διάφορους γεωμορφολογικές διεργασίες στην παραλιακή ζώνη, όπως την μεταβολή της παραλιακής ζώνης και την εξέλιξη πεδίου θινών όπου αυτό υπάρχει, το σχηματισμό του προφίλ ισορροπίας, την αντίδρασή της παραλίας σε μια ενδεχόμενη άνοδο της στάθμης της θάλασσας, τις εποχιακές διακυμάνσεις του προφίλ ισορροπίας και το «overwash» σε μία παραλιακή ζώνη. Αυτές οι μεταβολές μπορούν να είναι εντονότερες κατά την διάρκεια ενός έντονου καιρικού φαινομένου (όπως μια καταιγίδα).

Για τον υπολογισμό της στερεομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα τα οποία είναι είτε εμπειρικά και βασίζονται σε δεδομένα πεδίου ή σε εργαστηριακές μετρήσεις, είτε είναι θεωρητικά, τα οποία βελτιώθηκαν με πειράματα σε πραγματικές συνθήκες. Έτσι οι King and Williams (1949), King (1959), και Seibold (1963) ανέπτυξαν το μοντέλο των ανεμογενών ρευμάτων το οποίο βασίζεται σε εργαστηριακές μετρήσεις χωρίς όμως να έχουν προταθεί ποσοτικές εξισώσεις που να περιγράφουν το μοντέλο. Θεωρεί ότι όταν πνέουν ισχυροί άνεμοι προς την ακτή ασκείτε στο νερό μια επιφανειακή τάση που προκαλεί ένα επιφανειακό ρεύμα προς την ακτή και ένα ρεύμα επιστροφής προς το πυθμένα. Το αντίθετο συμβαίνει για τους ανέμους αντίθετης διεύθυνσης. Επίσης, ένα μοντέλο εγκάρσιων ρευμάτων προτάθηκε από τον Shepard (1953) και βασίζεται στα εγκάρσια ρεύματα χωρίς όμως να υπάρχει μαθηματική έκφραση του μοντέλου. Ακόμα έχουν προταθεί ενεργειακά μοντέλα, τα οποία υπολογίζουν την ποσότητα του ιζήματος που μπορεί να μεταφερθεί από ένα ρεύμα συσχετίζοντάς την με την ενέργεια του.

2.2.1 Μαθηματικές εκφράσεις προσδιορισμού της κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς.

2.2.1.1 Μοντέλο με βάση την κλίση κύματος (H/L)

Χρησιμοποιήθηκαν από το 1950 για τον υπολογισμό της κάθετης στην ακτή στερεομεταφορά με βάση τη σχέση μεταξύ κλίσης του κύματος και της κλίσης της ακτής.

Ο Rector (1954) με εργαστηριακές μεθόδους έδειξε ότι η κλίση του μετώπου (β) και η κλίση του κύματος (H/L) σχετίζονται με βάση τη σχέση:

$$\beta = 0.3 \left(\frac{H}{L} \right)^{-0.3} \quad (2.12)$$

με βάση αυτή την εξίσωση φαίνεται ότι όσο αυξάνει η κλίση του κύματος τόσο μειώνεται η κλίση του μετώπου.

Ο Dean (1973, 1977) βασισμένος στη θεωρία του Airy όρισε την φόρα της κάθετης στερεομεταφοράς με βάση τη σχέση:

$$\frac{H_o R g T}{L_o w_s \pi} \begin{cases} < 1 \text{ onshore} \\ > 1 \text{ offshore} \end{cases} \quad (2.13)$$

όπου H_o : το σημαντικό ύψος κύματος, L_o : το μήκος κύματος, R : το αδιαστάτο ύψος αιώρησης πάνω από το πυθμένα με $R=0.6$, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, T : η περίοδος και w_s : η ταχύτητα καθίζησης των κόκκων.

Οι Hattori και Kawamata (1980) τροποποίησαν το μοντέλο εισάγοντας την κλίση της παραλιακής ζώνης οπότε προέκυψε η σχέση

$$\frac{g H_o \tan \beta T}{L_o w_s} \begin{cases} < 0,5 \text{ onshore} \\ > 0,5 \text{ offshore} \end{cases} \quad (2.14)$$

2.2.1.2 Ενεργειακό μοντέλο με βάση το μέγεθος των κόκκων

Η King (1972), μετά από μετρήσεις πεδίου κατάληξε στην εμπειρική εξίσωση για την κλίση της ακτής από την οποία φαίνεται ότι είναι ανάλογη του μεγέθους των κόκκων του ιζήματος και αντιστρόφως ανάλογη της ενέργειας του κύματος (εξίσωση 2.20).

$$\beta = 407.71 + 4.20 D_\phi - 0.71 \log(E) \quad (2.15)$$

όπου E η ενέργεια του κύματος και D_ϕ το μέγεθος των κόκκων σε ϕ .

Τα παραπάνω μοντέλα μπορούν να δώσουν πληροφορίες για την κατεύθυνση της στερεομεταφοράς και για τα αποτελέσματα που θα έχει ένας κυματισμός με δεδομένα χαρακτηριστικά σε μια ακτή συγκεκριμένης κοκκομετρίας αλλά δεν μπορούν να ποσοτικοποιήσουν την ποσότητα του ιζήματος που μεταφέρεται.

2.2.1.3 Ενεργειακό μοντέλο του Bagnold

Αναπτύχθηκε από τον Bagnold το 1962 και 1963 και θεωρεί ότι μαζί με τη κυματική δράση και την ταλάντωση που θέτει τους κόκκους του ιζήματος σε μια παλινδρομική κίνηση, υπάρχει και ένα ρεύμα σταθερής διεύθυνσης που μεταφέρει το ιζήμα. Ο ρυθμός μεταφοράς δίνεται από την σχέση:

$$i_\theta = \kappa' \omega \frac{u_\theta}{u_o} \quad (2.16)$$

όπου i_θ : ο μέσος ρυθμός μεταφοράς του βάρους ανά μονάδα μήκους στη διεύθυνση θ , u_θ : η ταχύτητα του ρεύματος στη διεύθυνση θ , u_o : η τροχιακή ταχύτητα του κύματος, ω : ο τοπικός μέσος ρυθμός απορρόφησης της ενέργειας και κ' : μια αδιάστατη σταθερά.

Για μια ακτή με δεδομένη κλίση β , η μεταφορά του ιζήματος υπολογίζεται από τις σχέσεις:

$$\alpha) \text{ αιωρούμενο φορτίο} \quad i_s = \frac{\varepsilon_s C_D \rho u^3 |u|}{\omega - u\beta} \quad (2.17)$$

$$\beta) \text{ φορτίο πυθμένα} \quad i_b = \frac{\varepsilon_b C_D \rho u^3}{\tan \phi - \frac{u\beta}{|u|}} \quad (2.18)$$

όπου C_D : ο συντελεστής οπισθέλκουσας (drag coefficient), ρ : η πυκνότητα του νερού, ϕ : η γωνία εσωτερικής τριβής, u : η ταχύτητα του κύματος με θετική φορά προς τα ανοικτά, ε_s και ε_b : συντελεστές απόδοσης αιωρούμενου και κυλιόμενου υλικού, οι οποίες κατά Bagnold (1966) είναι $\varepsilon_s=0,01$ και $\varepsilon_b=0,15$. Με τις οριακές συνθήκες για ολίσθηση και αιώρηση του ιζήματος να είναι:

$$\alpha) \text{ ολίσθηση ιζήματος} \quad \beta \rightarrow \tan \phi \quad (2.19)$$

$$\beta) \text{ αιώρηση του ιζήματος} \quad \beta \rightarrow \omega / u \quad (2.20)$$

2.2.1.4 Ενεργειακό μοντέλο των Inman and Bagnold

Αναπτύχθηκε από τους Inman and Bagnold το 1963 και υπολογίζει κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφορά με βάση την κλίση της ακτής με δίνεται από τη σχέση:

$$\tan \beta = \tan \phi \frac{1-c}{1+c} \quad (2.21)$$

όπου ϕ : η γωνία εσωτερικής τριβής του ιζήματος και c : ο λόγος της απορρόφησης της ενέργειας προς την ακτή και προς τα ανοικτά.

Το c για τιμές από $0 < c < 1$ υπολογίζεται από την σχέση

$$c = \frac{\Delta E_2}{\Delta E_1} \quad (2.22)$$

οπού ΔE_1 : η τοπική απορρόφηση ενέργειας κατά την κίνηση προς τα βαθιά νερά και ΔE_2 : η τοπική απορρόφηση ενέργειας κατά την κίνηση προς την ακτή.

Με οριακές συνθήκες όταν :

$$i) \quad \Delta E_1 \gg \Delta E_2 \text{ τότε } c \rightarrow 0 \text{ και } \tan \beta \rightarrow \tan \phi$$

δηλαδή η ακτή είναι σε ισορροπία με κλίση ίση αυτή της γωνίας εσωτερικής τριβής που είναι και η μέγιστη κλίση και

$$ii) \quad \Delta E_1 = \Delta E_2 \text{ τότε } c \rightarrow 1 \text{ και } \tan \beta \rightarrow 0$$

οπότε η ακτή τείνει να γίνει οριζόντια.

Ο λόγος c μπορεί να υπολογιστεί και με την σχέση των Inman and Frautschy (1966):

$$c = \frac{U_{m-off}}{U_{m-on}} \quad (2.23)$$

με U_{m-off} και U_{m-on} οι μέγιστες συνιστώσες της τροχιακής ταχύτητας προς τα βαθιά και προς την ακτή.

2.2.1.5 Ενεργειακό μοντέλο γενικής κυκλοφορίας.

Αναπτύχθηκε από τους Bailard and Inman (1981) και είναι επέκταση του μοντέλου των Inman and Bagnold (1963) το οποίο υπολογίζει το εμβυθισμένο βάρος του μεταφερόμενου υλικού $\langle I \rangle$.

$$\langle I \rangle = \frac{\rho C_D \varepsilon}{\tan \phi} \left[\langle |u_t|^2 u_t \rangle - \frac{\tan \beta}{\tan \phi} \langle |u_t|^3 \rangle \hat{i} \right] \quad (2.24)$$

και

$$I_x = \frac{\rho C_D \varepsilon}{\tan \phi} \left[\langle \tilde{u}^3 \rangle - \frac{\tan \beta}{\tan \phi} \langle |\tilde{u}|^3 \rangle \right] \quad (2.25)$$

όπου $\langle I \rangle$: το συνολικό εμβυθισμένο βάρος του μεταφερόμενου υλικού, I_x : το εμβυθισμένο βάρος του μεταφερόμενου υλικού κάθετα στην ακτογραμμή, ρ : η πυκνότητα του νερού, C_D : ο συντελεστής οπισθέλκουσας, ε : ο συντελεστής απόδοσης του Bagnold που καθορίζει το ποσοστό του ρυθμού απορρόφησης ενέργειας για το μεταφερόμενο υλικό, ϕ : η γωνία εσωτερικής τριβής, β : η κλίση του πυθμένα, u_t : το διάνυσμα της ταχύτητας κοντά στο πυθμένα, \tilde{u} : η μεταβαλλόμενη με το χρόνο συνιστώσα του διανύσματος u_t .

2.3 Χερσαία προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια και τις γεωμορφές.

Η προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια και τους παράκτιους κρημνούς αποτελεί σημαντικό παράγοντα για την διαμόρφωση του ιζηματολογικού ισοζυγίου. Ωστόσο έως τώρα η μελέτη για την διάβρωσή και την προσφορά ιζήματος για αυτές τις δύο διεργασίες δεν είχε προσανατολιστεί στην ποσοτικοποίηση της προσφοράς τους στο ιζηματολογικό ισοζύγιο. Οι μελέτες για την διάβρωση των λεκανών απορροής στόχευαν κυρίως στην εκτίμηση του ιζήματος που θα παρακρατούνταν στην λεκάνες κατάκλισης των φραγμάτων (π.χ. Vente et al. 2006).

Για την διάβρωση των παράκτιων κρημών η έρευνα είχε στραφεί κυρίως στην εκτίμηση των τάσεων οπισθοχώρησης του κρημού και σε ακτές που αποτελούνται από συνεκτικά ιζήματα.

2.3.1 Προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια

Για τον υπολογισμό της διάβρωσης του εδάφους και της μεταφοράς του ιζήματος μέσω των ποταμίων συστημάτων έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα. Αυτά διακρίνονται κύρια σε δύο κατηγορίες, τα εμπειρικά μοντέλα (expert based models) και τα φυσικά μοντέλα (physics based models). Ενώ υπάρχουν και μέθοδοι οι οποίες βασίζονται σε νομογράμματα ή και στοχαστικά μοντέλα.

2.3.1.1 Εμπειρικά μοντέλα

Είναι τα απλούστερα και βασίζονται πρωταρχικά στην ανάλυση μετρήσεων και παρατηρήσεων ενώ απαιτούν συνήθως τα λιγότερα δεδομένα. (π.χ., Universal Soil Loss Equation (Wischmeier and Smith 1965), Santos et al. 1997, Johnson and Julien 2000). Τα εμπειρικά μοντέλα είναι απλά, αλλά δεν προσομοιώνουν με ακρίβεια τους μηχανισμούς των φυσικών διεργασιών. Τα δεδομένα που απαιτούν είναι κυρίως δεδομένα βροχόπτωσης, δεδομένα τοπογραφίας, εδαφικά και φυτικής κάλυψης.

Το πλέον ευρέως διαδεδομένο εμπειρικό μοντέλο είναι το Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) το οποίο παρά τη σχετική απλότητά του, αφού τα δεδομένα που απαιτούνται για την εφαρμογή του είναι τα λιγότερο δυνατά, είναι ιδιαίτερα δημοφιλές και αξιόπιστο (Desmet and Govers 1996). Το μοντέλο RUSLE προέκυψε από την εξέλιξη των μοντέλων USLE (Universal Soil Loss Equation) και MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation).

Η κλασική μορφή του USLE (Wischmeier and Smith, 1965) είναι:

$$E = R \cdot K \cdot (L \cdot S) \cdot C \cdot P \quad (2.26)$$

όπου το E: είναι εδαφολογική απώλεια λόγω της διάβρωσης επιφάνειας, το R: ο παράγοντας διάβρωσης λόγω βροχόπτωσης, K: ο παράγοντας διάβρωσης του εδάφους, LS: παράγοντας της τοπογραφίας, C: ο παράγοντας εδαφικής κάλυψης και P: ένας συμπληρωματικός παράγοντας για τα τεχνικά έργα.

Το μοντέλο USLE υπολογίζει τη μέση εδαφολογική απώλεια κατά τη διάρκεια μιας εκτεταμένης περιόδου. Ωστόσο, λαμβάνει υπόψη μόνο την επίδραση των σταγόνων βροχής σε αυτήν την εξίσωση.

Ένας βελτιωμένος παράγοντας διάβρωσης λόγω βροχόπτωσης εισήχθη από τους Foster et al. (1977) για να συμπεριλάβει και την επίδραση της απορροής κατά τη διάρκεια γεγονότων καταιγίδας και παρουσιάζεται στην εξίσωση 2.28.

$$R = 0.5R_{st} + 0.35h_o q_p^{0.33} \quad (2.27)$$

όπου το R ο τροποποιημένος παράγοντας για την διάβρωση, R_{st} είναι ο παράγοντας διάβρωσης λόγω βροχόπτωσης, h_o είναι ο όγκος της απορροής ανά μοναδιαία περιοχή, q_p το μέγιστο ποσοστό απορροής ανά περιοχή μονάδων.

Ο παράγοντας R_{st} υπολογίζεται σαν άθροισμα των δύο χαρακτηριστικών της καταιγίδας: κινητική ενέργεια και τα μέγιστα έντασης για 30 λεπτά. Ο υπολογισμός του απαιτεί συνεχή δεδομένα για την ένταση των βροχοπτώσεων. Εάν μόνο τα συνολικά ποσά βροχόπτωσης είναι διαθέσιμα (ημερήσια ή μηνιαία), μια ανάλυση οπισθοδρόμησης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να υπολογίσει τον παράγοντα R_{st} ως συνάρτηση του ποσού βροχοπτώσεων (Hrissanthou 1989). Η παράμετρος q_p για τις υπολεκάνες μπορεί να υπολογιστεί από την εξίσωση 2.29 που βασίζεται στον τριγωνισμό των ισούετιων καμπυλών (Huggins and Burney 1982).

$$q_p = 0.278 \frac{A_e h_o}{T_A} \quad (2.28)$$

όπου q_p : είναι μέγιστο της απορροής, το A_e : είναι το εμβαδόν της υπολεκάνης (km^2), T_A : χρόνος από την αρχή της απορροής έως το χρόνο της μέγιστης απορροής (χρόνος ανόδου) και h_o : ο όγκος της απορροής ανά μοναδιαία περιοχή.

Ο Williams το 1975 τροποποίησε την εξίσωση του USLE των Wischmeier and Smith (1965), η οποία παρουσιάζεται την εξίσωση 2.30 και είναι γνωστή σαν MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation).

$$E = 11.8(Q \cdot q_p)^{0.56} K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (2.29)$$

όπου το E : είναι η παροχή ιζήματος σε τόνους (t), Q : είναι όγκος της απορροής m^3 , q_p : είναι μέγιστο της απορροής σε m^3/s και τα K , L , S , C και P είναι οι αντίστοιχοι παράγοντες στην εξίσωση του μοντέλου USLE (Williams and Berndt 1972).

Η τελευταία τροποποίηση του USLE έγινε από τους Renard et al. (1991) και όπως και τα προηγούμενα μοντέλα USLE (Wischmeier and Smith 1965, 1978) και MUSLE (Williams 1975) είναι ένα μοντέλο διάβρωσης που υπολογίζει τον μέσο ετήσιο ρυθμό διάβρωσης E ανά μονάδα επιφάνειας της λεκάνης απορροής.

Το Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) περιγράφεται από την εξίσωση:

$$E = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (2.30)$$

όπου E : η μέση ετήσια απώλεια βάρους εδάφους ανά μονάδα επιφάνειας και χρόνου. R : ο παράγων βροχόπτωσης K : ο παράγοντας διαβρωσιμότητας του εδάφους, L : ο παράγοντας του μήκους κλίσης του εδάφους, S : ο παράγοντας της κλίσης του εδάφους, C : ο παράγοντας φυτοκάλυψης και διαχείρισης του εδάφους και P : ο παράγοντας έργων ελέγχου διαβρώσεων.

Στη βιβλιογραφία έχουν παρουσιαστεί διάφορες μεθόδους υπολογισμού του παράγοντα βροχόπτωσης R στο νόμο του RUSLE, οι οποίες βασίζονται σε διαθέσιμα βροχομετρικά δεδομένα (π.χ. Arnoldus (1977), Roose (1997), O El-Swaify (1985)). Στις ΗΠΑ, οι τιμές για το R είναι διαθέσιμες από το Natural Resources Conservation Service, NRCS του United States Department of Agriculture. USDA για οποιαδήποτε θέση. Ωστόσο

αρκετοί μελετητές στις ΗΠΑ έχουν προτείνει μεθόδους για τον υπολογισμό του παράγοντα R, δίχως μακροπρόθεσμα δεδομένα για την ένταση της βροχής (Ateshian 1974, Cooley 1980, Simanton and Renard 1982).

Στην Ευρώπη ο παράγοντας βροχόπτωσης R έχει υπολογιστεί από τους Rogler and Schwertmann (1981) για την περιοχή της Βαυαρίας στη Γερμανία όπου και καθιέρωσαν την «εξίσωση της Βαυαρίας» :

$$R = 14.8(NS - 1) \quad (2.31)$$

όπου R: ο παράγοντας βροχόπτωσης και Ns: η μέση βροχόπτωση στη διάρκεια του θέρους (Μάιος-Οκτώβριος).

Αντίστοιχα για την Ιταλία οι D' Asaro and Santoro (1983) διατύπωσαν την σχέση:

$$R = 0.21q^{-0.096}P^{2.3}NGP^{-2} \quad (2.32)$$

όπου R: ο παράγοντας βροχόπτωσης, q: το υψόμετρο του σταθμού, P: η ετήσια βροχόπτωση και NGP ο ετήσιος αριθμός ημερών με βροχόπτωση.

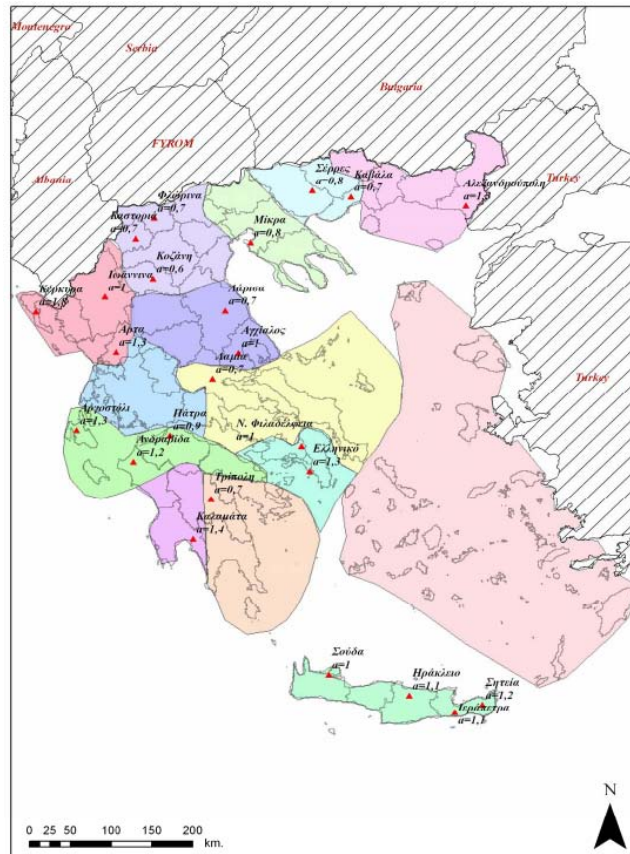
Για την Ελλάδα ο Φλαμπούρης το 2008 υπολόγισε το παράγοντα βροχόπτωσης R από διαθέσιμα βροχομετρικά δεδομένα και κατέληξε και στην προσεγγιστική σχέση:

$$R = aP \quad (2.33)$$

όπου R: ο παράγοντας βροχόπτωσης P: η μέση ετήσια βροχόπτωση και α: ένας συντελεστής αναλογίας που καθορίζεται για κάθε περιοχή.

Οι τιμές του συντελεστή αναλογίας α ανά περιοχές της Ελλάδας απεικονίζονται στο σχήμα 2.1.

Θα πρέπει να διευκρινιστεί ότι ο RUSLE αναπτύχθηκε για την πρόβλεψη της διάβρωσης του εδάφους και όχι για τον προσδιορισμό της ποσότητας των φερτών υλών που διέρχεται από ορισμένη διατομή της λεκάνης απορροής. Επειδή ένα μεγάλο ποσοστό του εδαφικού υλικού που διαβρώνεται εναποτίθεται σε κατάντη θέσεις με ηπιότερες κλίσεις ή σε θέσεις με μεγαλύτερη βλάστηση, ένα μόνο μέρος από το εδαφικό υλικό που διαβρώνεται χάνεται από τη δεδομένη περιοχή. Επομένως, η διάβρωση ανά μονάδα χρόνου και η στερεοπαροχή που διέρχεται από δεδομένη διατομή της λεκάνης απορροής είναι δύο διαφορετικές παράμετροι.



Σχήμα 2.1: Οι τιμές του συντελεστή αναλογίας α ανά περιοχές της Ελλάδας (Φλαμπούρης 2008)

2.3.1.2 Φυσικά μοντέλα

Βασίζονται στην επίλυση θεμελιωδών φυσικών εξισώσεων, όπως της παροχής και της στερεοπαροχής (π.χ. Hairsine and Rose 1992a,b, Flanagan and Nearing 1995, Morgan et al. 1998, Bathurst 2002). Τα φυσικά μοντέλα διακρίνουν τη λεκάνη απορροής σε περιοχές και η διάβρωση των εδαφών υπολογίζεται με βάση διάφορες διεργασίες. Για να λειτουργήσουν απαιτούν πολλά δεδομένα όπως η βροχόπτωση, φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής, παρατηρήσεις πεδίου κ.τ.λ.. Οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται από τις μεθόδους αυτές είναι δυνατόν να μετρηθούν, ωστόσο όμως, ο πολύ μεγάλος αριθμός των παραμέτρων που εμπλέκονται, καθώς και η ανομοιογένεια θεμελιωδών χαρακτηριστικών, ιδιαίτερα στις λεκάνες απορροής, απαιτούν την βαθμονόμηση των παραμέτρων το οποίο αυξάνει την δυσκολία στην επεξεργασία τους. Το γεγονός αυτό τα κάνει δύσχηστα στην εφαρμογή τους σε μεγάλες λεκάνες απορροής.

Τα ποία ευρέως διαδεδομένα μοντέλα αυτής της κατηγορίας είναι το μοντέλο WEPP των Flanagan and Nearing (1995) και το EUROSEM των Morgan et al. (1998). Το WEPP (Water Erosion Prediction Project) είναι ένα μοντέλο που υπολογίζει την διάβρωση του εδάφους από το νερό σε μια πλαγία ή μέσα σε έναν υδροκρίτη (Lafren et al. 1991, Lafren et al. 1997) και αιτεί δεδομένα για εννέα παράγοντες που αφορούν: (i) τη δημιουργία των καιρικών φαινομένων, (ii) τις χειμερινές συνθήκες, (iii) την άρδευση, (iv) την υδρολογία της περιοχής και το υδατικό ισοζύγιο, (v) την υδρογεωλογία της περιοχής,

(vi) πληροφορίες για το έδαφος, (vii) την βλάστηση, (viii) την αποσάθρωση και (ix) τη διάβρωση.

Το μοντέλο Eurosem (European Soil Erosion Model) αναπτύχθηκε από τους Morgan et al. (1998) και είναι ένα δυναμικό μοντέλο, ικανό να προσομοιώσει τη μεταφορά, τη διάβρωση και την απόθεση από το ποτάμιο σύστημα καθώς και τις διεργασίες μεταφοράς των ιζημάτων για έντονα γεγονότα τόσο για μεμονωμένες περιοχές όσο και για μικρές λεκάνες απορροής. Τα στοιχεία που απαιτεί περιλαμβάνουν τη συνολική απορροή, συνολική εδαφολογική απώλεια, βροχομετρικά δεδομένα και νομογράμματα για την στερεοπαροχή.

2.3.1.3 Μοντέλα βασισμένα σε νομογράμματα ιζημάτων

Τα μοντέλα που βασίζονται σε γραφικά νομογράμματα περιγράφουν την συμπεριφορά του ιζήματος σε μια λεκάνη απορροής με βάση δεδομένα βροχόπτωσης και δίνουν τιμές για το ποσοστό του ιζήματος που μεταφέρεται από το ποτάμιο σύστημα. (π.χ., Williams 1978, Kumar and Rastogi 1987, Das and Agarwal 1990).

2.3.1.4 Στοχαστικά μοντέλα

Τα στοχαστικά μοντέλα εκτιμούν την ποσότητα του ιζήματος που μεταφέρεται με βάση τα ποσά της βροχόπτωσης και την απορροής στο ποτάμιο σύστημα αλλά δεν λαμβάνουν υπόψη την παράγωγή ιζήματος μέσω της διάβρωσης στην λεκάνη απορροής (π.χ. Dendy and Bolton 1976), Jansen and Painter 1974), Probst 1992, Hovius 1998).

I. Ο τύπος των Dendy and Bolton (1976)

$$SY = 1280Q^{0.46}(1.43 - 0.26 \log A) \quad \text{για } Q < 2 \text{ in} \quad (2.34)$$

$$SY = 1958e^{-0.055Q}(1.43 - 0.26 \log A) \quad \text{για } Q > 2 \text{ in} \quad (2.35)$$

II. Η γενική εξίσωση των Jansen and Painter (1974)

$$SY = -2.032 + 0.1 \log Q - 0.314 \log A + 0.750 \log H + \\ + 1.104 \log P + 0.368 \log T_{\theta} - 2.324 \log V + 0.786 \log L \quad (2.36)$$

III. Οι εξισώσεις του Probst (1992), οι οποίες υπάρχουν σε δύο εκφράσεις, μία η οποία περιλαμβάνει 4 παράμετρους και μία με 5.

$$\alpha) \ln SY = 1.5610 + 0.9655 \ln S + 0.0023Q + 0.5692 \ln P + 0.866V \quad (2.37)$$

$$\beta) \ln SY = -0.0723 + 1.028 \ln S + 0.0365L + 0.6932 \ln P + 0.0016Q + 0.7516V \quad (2.38)$$

όπου, SY το ποσοστό της μηχανικής διάβρωσης, Q είναι η απορροή, A το εμβαδόν της λεκάνης, H το ύψος της απορροής, P η βροχόπτωση, T_{θ} η θερμοκρασία, V ο δείκτης βλάστησης, L ο δείκτης λιθολογίας και S κλίση του εδάφους.

IV. Ο Hovius (1998) έχοντας συλλέξει στοιχεία από 97 λεκάνες απορροής, έδειξε ότι η διάβρωση του εδάφους εξαρτάτε από πέντε μεταβλητές και πρότεινε την εξίσωση 2.39.

$$\ln SY = -0.416 \ln A + 4.26 \cdot 10^{-4} H + 0.15T_{\theta} + 0.095T_R + 0.0015R + 3.58 \quad (2.39)$$

όπου, SY: το ποσοστό της μηχανικής διάβρωσης σε $gr/y \cdot m^2$, H: το μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης, T_{θ} : η μέση θερμοκρασία, T_R : το εύρος της θερμοκρασίας και R: η απορροή.

2.3.2 Προσφορά ιζηματος από τις γεωμορφές του χερσαίου τμήματος.

Οι βασικοί παράγοντες που ελέγχουν τη διάβρωση των γεωμορφών του χερσαίου τμήματος είναι η επίδρασή των κυμάτων στη βάση τους και η μηχανική αντοχή του υλικού του ιδιαίτερα όταν πρόκειται κρημονού. Πρόσθετοι παράγοντες, με μικρότερη συνεισφορά, είναι μείωση της αντοχής του κρημονού λόγω της διάβρωσης από τον ψεκασμό του από το θαλασσινό νερό, οι μεταβολές της θερμοκρασίας και την μηχανική κόπωση του υλικού του κρημονού λόγω της κυκλική φόρτιση από τα κύματα Sunamura (1992).

Η πολυπλοκότητα που συνδέεται με τις διαδικασίες που διαβρώνονται παράκτιοι κρημονοί έχει σταθεί εμπόδιο στην ανάπτυξη μοντέλων που να ποσοτικοποιούν με μαθηματικό τρόπο την συνεισφορά τους στο ιζηματολογικό ισοζύγιο. Αυτό είχε σαν συνέπεια να αναπτυχθούν έμμεσες μέθοδοι για να απαντήσουν σε αυτά τα ερωτήματα. Αυτές βασίζονται είτε σε αναλύσεις των προηγούμενων θέσεων του παράκτιου κρημονού και των ιστορικών μεταβολών τους (π.χ. Leatherman, 1990), είτε στον κανόνα του Bruun και τις διάφορες τροποποιήσεις του (Dean, 1991). Οι πρώτες μέθοδοι αποτελούν ένα αξιόπιστο εργαλείο, ωστόσο δεδομένα για την εξέλιξη και διάβρωση ενός παράκτιου κρημονού δεν είναι πάντα διαθέσιμα. Οι μέθοδοι που βασίζονται στις τροποποιήσεις του κανόνα του Bruun έχουν επικριθεί εκτενώς και έχουν χαρακτηριστεί από πολλούς σαν απλοϊκές (Cooper and Pilkey, 2004). Ωστόσο είναι οι μόνες που μπορούν να δώσουν αποτέλεσμα χωρίς να απαιτούν εκτεταμένες μετρήσεις πεδίου και μπορούν και να εφαρμοστούν και για γεωμορφές όπως τα πεδία θινών.

Οι Bray and Hooke (1997) ανέπτυξαν και αξιολόγησαν διάφορες παραλλαγές του κανόνα του Bruun και κατέληξαν σε μια σχέση όπου μπορεί να θεωρηθεί ικανοποιητική για την εκτίμηση της διάβρωσης ενός παράκτιου κρημονού ή ενός αναπτυγμένου αμμόλοφου.

2.3.2.1 Μέθοδοι βασισμένες στην μεταβολές του όγκου.

Οι Bray and Hooke (1997) συσχετίζουν την ενδεχόμενη διάβρωσή του παράκτιου κρημονού με την άνοδο της στάθμης της θάλασσας και τα χαρακτηριστικά του προφίλ της παραλιακής ζώνης. Η μαθηματική της έκφραση δίνεται στην εξίσωση 2.40.

$$R_2 = R_1 + \frac{(S_2 - S_1)L}{P(B+h)} \quad (2.40)$$

όπου R_1 και R_2 : η σημερινή και η μελλοντική θέση της ακτογραμμής, S_1 και S_2 : οι ιστορικοί και μελλοντικοί ρυθμοί ανόδου της στάθμης της θάλασσας, L το μήκος του ενεργού (υπό διάβρωση προφίλ), B : το ύψος της γεωμορφής, P : είναι το ποσοστό του ιζήματος που είναι αρκετά χονδρόκοκκο για να παραμείνει στο προφίλ και h : το μέγιστο βάθος κινητοποίησης του πυθμένα (closure depth).

Οι Meadowcroft et al. (1999) ανέπτυξαν το μοντέλο CLIFFPLAN, το οποίο αναπτύσσεται σε δύο διαστάσεις και περιλαμβάνει την ακτή, τη βάση του κρημνού και την κλίση της επιφάνειας του κρημνού. Λειτουργεί υπολογίζοντας την αναρρίχηση του κυματισμού την οποία συνδυάζει με την διάβρωση της βάσης του και στην συνέχεια υπολογίζει τις μεταβολές στην παραλιακή ζώνη. Όσο η ακτή τροφοδοτείται με ιζήμα και αυξάνετε το ύψος του προφίλ της, η αναρρίχηση του κύματος μειώνεται και υπολογίζεται η τελική τιμή για διάβρωση του κρημνού. Χρησιμοποιήθηκε κυρίως για την εξεύρεση λύσεων για την εγκατάσταση λιμενικών έργων και για ακτομηχανικές εφαρμογές. Το μειονέκτημα του είναι ότι θεωρεί ότι ένα μέρος της παραλιακής ζώνης μένει ανεπηρέαστο καθώς και ότι δεν λαμβάνει υπόψη του το επίπεδο τμήμα της ακτής.

2.3.2.2 Αριθμητικά μοντέλα.

Τα πρώτα αριθμητικά μοντέλα αφορούσαν κυρίως ακτές που αποτελούνται από συνεκτικά ιζήματα, κυρίως αργίλους και όχι παράκτιους κρημνούς. Ωστόσο αυτά αποτέλεσαν τη βάση για την ανάπτυξη μοντέλων που αφορούν την διάβρωση παράκτιων κρημνών.

Το πρώτο αριθμητικό μοντέλο για αυτές τις εφαρμογές αναπτύχθηκε από τους Nairn et al. (1986) και αφορούσε τις ακτές οι οποίες αποτελούνταν από συνεκτικά ιζήματα. Βασίζεται στην ανάλυση δύο μεταβλητών, την τριβή στην επιφάνεια της ακτής λόγω των τροχιακών ταχυτήτων των κυμάτων και επίσης την ένταση με την οποία σπάνε τα κύματα. Το μοντέλο αυτό είναι αποτέλεσε τη βάση του μοντέλου COSMOS (Nairn and Southgate 1993). Το μοντέλο αυτό, περιλαμβάνει επίσης και την διεργασία την παράκτιας αερομεταφοράς και διαφέρει από το προηγούμενο στο ότι αναλύει τις διεργασίες σε τρεις διαστάσεις και λαμβάνει υπόψη του έντονα γεγονότα, ωστόσο δεν δίνει λύσεις για συνήθη φαινόμενα. Επίσης αφορά επίπεδες ακτές και όχι παράκτιους κρημνούς.

Ο Sunamura (1992) ανέπτυξε ένα μοντέλο βασισμένο στην γεωμετρία της ακτής με μεταβλητές το ύψος και το μήκος κύματος, το βάθος θραύσης και το μέγιστο βάθος στο οποίο έχουν τα κύματα διαβρωτική ικανότητα, «The Wave Base», και το πλάτος της ακτής. Δεν λαμβάνει υπόψη του ωστόσο το ύψος κύματος κατά την θραύση και το βάθος θραύσης θεωρείται ανεξάρτητο από τον χρόνο.

Πιο πρόσφατα μοντέλα είναι των Trenhaile (2000) και Walkden and Hall (2005). Ωστόσο οι στόχοι και το πεδίο εφαρμογής των δύο αυτών μοντέλων διαφέρουν. Το

αριθμητικό μοντέλο του Trenhaile (2000) στοχεύει στην διερεύνηση της ευαισθησίας της μορφολογίας των ακτών που αποτελούνται από συνεκτικά ιζήματα και βασίζεται στον υπολογισμό παραμέτρων όπως το εύρος της παλίρροιας, η ανθεκτικότητα του υλικού του κρημνού και το κυματικό καθεστώς. Αργότερα τροποποιήθηκε για να προβλέψει την μεταβολή των ακτών αυτών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά τη διάρκεια της προτελευταίας και τελευταίας μεταπαγετώδους περιόδου αλλά και κατά το τέλος του Ολοκαίνου (Trenhaile 2001).

Σε αντίθεση, οι Walkden and Hall (2005) ανέπτυξαν το αριθμητικό μοντέλο SCAPE (Soft Cliff And Platform Erosion) με σκοπό τον υπολογισμό της μεταβολής του προφίλ μιας παραλιακής ζώνης και συμπεριλαμβάνει και την μεταβολή στο προφίλ των παράκτιων κρημνών. Το μοντέλο περιλαμβάνει τις παραμέτρους: (1) την αντοχή του βράχου, (2) την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, (3) το ύψος κύματος, (4) την περίοδο του κύματος, (5) το ύψος του κρημνού (8) την μεταφορά του υλικού που προέρχεται από τον κρημνό και είναι κατάλληλο για να παραμείνει σαν υλικό της παραλιακής ζώνης, (9) το εύρος της παλίρροιας και (10) τον όγκο της παραλίας.

2.4 Οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω μεταβολής της στάθμης της θάλασσας.

Η ύπαρξη ενός προφίλ ισορροπίας για το μέτωπο της παραλίας είναι βασική προϋπόθεση για τον προσδιορισμό των μεταβολών της ακτογραμμής σε σχέση με τη μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης και όλα τα μοντέλα μέχρι σήμερα βασίζονται σε αυτές. Ο Dean το 1990 κατέγραψε βασικές προϋποθέσεις για την λειτουργία των μοντέλων που προβλέπουν την επίδραση της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας και τα όρισε σαν χαρακτηριστικά γνωρίσματα του προφίλ. Αυτά περιλαμβάνουν τις παρακάτω υποθέσεις: i) το προφίλ τείνει να έχει κοίλα προς τα πάνω, ii) το λεπτόκοκκο ίζημα συνδέεται με ήπιες κλίσεις ενώ το χονδρόκοκκο με απότομες κλίσεις, iii) η παραλιακή ζώνη πάνω από τη ζώνη κυματωγής είναι περίπου επίπεδη, iv) τα μεγάλα κύματα οδηγούν σε ηπιότερες παράκτιες κλίσεις και στο σχηματισμό αναβαθμών.

Η κύρια υπόθεση που κρύβεται κάτω από την έννοια του προφίλ ισορροπίας είναι ότι ο πυθμένας της θάλασσας είναι σε ισορροπία με το μέσο παρατηρούμενο κυματισμό. Ο όρος ισορροπία χρησιμοποιείται για να δείξει την κατάσταση στην οποία η στάθμη της θάλασσας, τα κύματα, κ.λπ., παραμένουν σταθερά για αρκετό χρόνο έτσι ώστε το προφίλ να φτάσει σε μια τελική, σταθερή μορφή (Larson και Kraus 1989a). Ο Larson (1991) περιέγραψε το προφίλ μια παραλιακής ζώνης: *"Μια παραλία με συγκεκριμένη κοκκομετρική σύσταση, εάν εκτίθεται σε σταθερές συνθήκες κυματισμού, υποθετικά κανονικά κύματα μικρής περιόδου, θα αναπτύξει ένα προφίλ που δεν εμφανίζει μεταβολές με το χρόνο."* Αυτή η έννοια αγνοεί το γεγονός ότι, εκτός από τη δράση κυμάτων, πολλές άλλες διαδικασίες έχουν επιπτώσεις στη μεταφορά του

ιζήματος. Αυτές οι απλοποιήσεις, εντούτοις, έχουν χρησιμοποιηθεί επιτυχώς στο χαρακτηρισμό του προφίλ σε πολλές θέσεις σε ανά τον κόσμο.

Σε σχέση με τη μορφή του προφίλ ισορροπίας, μελέτες σε παράλιες σε διαφορετικά περιβάλλοντα (π.χ. Bruun 1954), Dean 1976, 1977) έχουν δείξει ότι πολλά προφίλ παραλιών εκτεθειμένων στον ανοικτό ωκεανό εμφανίζουν μια κοίλη μορφή έτσι ώστε το βάθος να μεταβάλλεται σύμφωνα με την σχέση

$$h = Ay^{2/3} \quad (2.41)$$

$$A = 0.46(d_{50})^{0.11} \quad (2.42)$$

όπου h: το βάθος σε απόσταση y από την ακτή και A: μια παράμετρος που εξαρτάται κυρίως από τα χαρακτηριστικά ιζημάτων.

Σύμφωνα με αυτή την απλή έκφραση η μορφή του προφίλ της παραλίας μπορεί να υπολογιστεί από τα χαρακτηριστικά του ιζήματος (μέγεθος κόκκων ή ταχύτητα καθίζησης). Ο Moore (1982) συνέδεσε γραφικά την παράμετρο A, (παράμετρος προφίλ ισορροπίας) με το μέσο μέγεθος κόκκου d_{50} . Οι Hanson and Kraus (1989) προσέγγισαν την καμπύλη Moore από μια σειρά εξισώσεων που ομαδοποιήθηκαν σύμφωνα με το μέσο μέγεθος του κόκκου d_{50} (mm).

$$A = 0.41(d_{50})^{0.94} \quad \text{για } d_{50} < 0.4 \quad (2.43)$$

$$A = 0.23(d_{50})^{0.32} \quad \text{για } 0.4 \leq d_{50} < 10 \quad (2.44)$$

$$A = 0.23(d_{50})^{0.28} \quad \text{για } 10 \leq d_{50} < 40.0 \quad (2.45)$$

$$A = 0.46(d_{50})^{0.11} \quad \text{για } 40.0 \leq d_{50} \quad (2.46)$$

Τα προβλήματα που έχει αυτή η μέθοδος σύμφωνα με τους Pilkey et al. (1993), εντοπίζονται στο ότι θα πρέπει να ισχύουν διαφορές υποθέσεις για να ισχύει η μέθοδος. Αυτές οι υποθέσεις είναι:

- (α) Όλη η μετακίνηση του ιζήματος οφείλεται στην τροχιακή κίνηση των εισερχόμενων κυματισμών που ενεργούν σε ένα αμμώδες μέτωπο. Αυτή η υπόθεση είναι ανακριβής και οι Wright et al. (1991) έδειξαν ότι η μετακίνηση ιζημάτων στο μέτωπο είναι ένα υπερβολικά σύνθετο φαινόμενο, που οφείλετε σε ένα ευρύ φάσμα παλιρροιακών και κυματικών ρευμάτων. Ακόμη και όταν η τροχιακή κίνηση των κυμάτων είναι προκαλεί την κινητοποίηση των κόκκων του ιζήματος, τη μεταφορά την καθορίζουν τα ρεύματα κοντά στο πυθμένα.
- (β) Δεν υπάρχει μεταφορά ιζήματος πέρα από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης (closure depth) και καμία μεταφορά παράλληλα στην ακτή και από το μέτωπο της ακτής. Οι Pilkey et al. (1993) θεωρούν ότι αυτή η υπόθεση δεν ισχύει καθώς μεγάλος όγκος άμμου μπορεί να μετακινηθεί πέρα από το closure depth. Τέτοιες μετακινήσεις μπορούν να εμφανιστούν κατά τη διάρκεια έντονων κυματικών φαινομένων.

(γ) Η παράκτια γεωμορφολογία δεν παίζει ρόλο στην μεταφορά και απόθεση της άμμου. Όμως στην πράξη πολλοί γεωμορφολογικοί σχηματισμοί στην παραλιακή ζώνη δρουν σαν εμπόδια στην μεταφορά της άμμου και ελέγχουν τη δυναμική παραλιών και τη σύνθεση του ιζήματος.

(δ) Για ένα προφίλ πλούσιο σε ίζημα, η εξίσωση περιγράφει αρκετά ικανοποιητικά το πραγματικό προφίλ.

Ωστόσο όσο και αν οι υποθέσεις αυτές δέχονται κριτική δεν υπάρχει αυτή την στιγμή άλλος ικανοποιητικός τρόπος για να περιγραφεί και να εκτιμηθεί η εξέλιξη του προφίλ μια παραλιακής ζώνης. Η χρήση αριθμητικών μοντέλων όπως το SBEACH (Larson and Kraus 1989), που βασίζονται σε αυτή την θεωρία και δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Η μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης καθώς και μεταβολή των κυματικών συνθηκών οδηγούν την ακτογραμμή σε μια νέα ισορροπία το προφίλ της παραλιακής ζώνης. Για τη εκτίμηση της μεταβολής της ακτογραμμής σε σχέση με τη μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης και την επίδραση των καταγίδων έχουν αναπτυχτεί ορισμένα στατικά μοντέλα τα οποία, για μεταβολές που συμβαίνουν με αργό ρυθμό δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα (CEM 2008).

2.4.1 Ο κανόνας του Bruun

Ο κανόνας του Bruun (1962) είναι ένα γενικό μοντέλο και δεν εξαρτάται από τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του προφίλ. Σχετίζει την μεταβολή του προφίλ της παραλιακής ζώνης με την μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης, το μήκος του προφίλ, το ύψος του αναβαθμού (berm) και του βάθους εναπόθεσης (closure depth).

$$R = S \frac{L}{B + h} \quad (2.47)$$

όπου R: η μεταβολή του προφίλ της παραλιακής ζώνης, S: η μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης, L: το μήκος του προφίλ, B: το ύψος του αναβαθμού (berm) και h: το closure depth.

Ο κανόνας του Bruun έχει τροποποιηθεί για να συμπεριλάβει και άλλα χαρακτηριστικά του προφίλ τα οποία δεν περιλαμβάνονταν στην αρχική σχέση. Η τροποποίηση του Bruun (1988) λαμβάνει υπόψη την απώλεια ιζήματος προς τα ανοικτά με βάση τον όγκο του ιζήματος που μεταφέρετε. Ο Everts (1985) διαφοροποίησε την μέθοδο λαμβάνοντας υπόψη την απώλεια του ιζήματός στο προφίλ από την παράλληλη προς την ακτογραμμή στερεομεταφορά. Ωστόσο παρά τις τροποποιήσεις και τις διάφορες εκδοχές του κανόνα του Bruun εξακολουθεί να εμφανίζει αρκετά προβλήματα. Ο Hands (1983), μετά από μετρήσεις πεδίου διαπίστωσε ότι ο κανόνας Bruun υπερεκτίμησε αρχικά την αντίδραση του προφίλ, γεγονός που οφείλεται στην της

χρονικής υστέρησης μεταξύ της ανύψωσης της στάθμης ύδατος και της αντίδρασης του προφίλ.

2.4.2 Μέθοδος του Edelman

Είναι μια τροποποίηση του κανόνα του Bruun που αναπτύχθηκε από τον Edelman το 1972 και θεωρεί ότι η αντίδρασή του προφίλ στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας είναι σταθερή. Με αυτή την προϋπόθεση μπορεί να εφαρμοστεί για μεγαλύτερη άνοδο της στάθμης της θάλασσας και για τα χρονικά μεταβαλλόμενα κύματα θυέλλης. Η εξίσωση του Edelman παίρνει τη μορφή:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{dS}{dt} \left[\frac{W_b}{h_b + B(t)} \right] \quad (2.48)$$

ή

$$R(t) = W_b \ln \left[\frac{h_b + B_o}{h_b + B_o - S(t)} \right] \quad (2.49)$$

όπου $R(t)$: η μεταβολή του προφίλ σε συνάρτηση με το χρόνο, B_o : το αρχικό ύψος του berm, $B(t)$: το στιγμιαίο ύψος του berm πάνω από τη νέα στάθμη της θάλασσας, $S(t)$: η άνοδος της στάθμης της θάλασσας σε συνάρτηση με το χρόνο, W_b : το μήκος του προφίλ και h_b : το βάθος θραύσης των κυμάτων.

Η εξίσωσή του Edelman είναι ισοδύναμη με τον κανόνα Bruun, όταν γίνουν οι σχετικές απλοποιήσεις για την ποσότητα που ορίζει ο λογάριθμος.

2.4.3 Μέθοδος του Dean

Ο Dean το 1991 βασίστηκε στο ότι η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης είναι ομοιόμορφη και ότι τα κύματα δημιουργούν επιπλέον ανύψωσή της θαλάσσιας στάθμης στη ζώνη κυματωγής. Περιλαμβάνει με αυτό τον τρόπο την επίδραση των κυμάτων θυέλλης στη μεταβολή του προφίλ. Η εξίσωση αυτή δίνει καλά αποτελέσματα για περιπτώσεις όπου η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης είναι συνδυασμός του «storm surge» και του «wave set up» λόγω κυματισμού, με το storm surge να έχει μεγαλύτερη επίδραση. Η εξίσωσή του Dean παρουσιάζεται παρακάτω:

$$R_\infty = (S + 0.068H_b) \frac{W_b}{h_b + B} \quad (2.50)$$

όπου: R_∞ : η μεταβολή του προφίλ, B : το ύψος του Berm, H_b : το ύψος κύματός στην θραύση, S : η άνοδος της στάθμης της θάλασσας, W_b : το μήκος του προφίλ και h_b : το βάθος θραύσης των κυμάτων.

2.4.4 Μέθοδος Kriebel and Dean

Οι Kriebel and Dean (1993) εξέτασαν περιπτώσεις σε προφίλ με κάθετο μέτωπο και με μέτωπο με κλίση. Με βάση αυτές τις μελέτες τροποποίησαν την μέθοδο του Bruun εισάγοντας την κλίση του προφίλ πάνω στην ακτογραμμή (m_o). Η εξίσωση που παρήγαγαν για προφίλ με κλίση παρουσιάζεται παρακάτω.

$$R_{\infty} = S \frac{W_b - \frac{H_b}{m_o}}{h_b + B - \frac{S}{2}} \quad (2.51)$$

όπου R_{∞} : η μεταβολή του προφίλ, B : το ύψος του Berm, H_b : το ύψος κύματός στην θραύση, S : η άνοδος της στάθμης της θάλασσας, W_b : το μήκος του προφίλ m_o : η κλίση του προφίλ πάνω στην ακτογραμμή και h_b : το βάθος θραύσης των κυμάτων.

Για τους σκοπούς της ακτομηχανικής αναπτύχθηκε μία σχέση η οποία προσδιορίζει τον όγκο του ιζήματος που διαβρώνεται από την ακτογραμμή έως το Berm και για ακτή που το μέτωπο της εμφανίζει κλίση.

$$V = RB + \frac{S^2}{2m_o} - \frac{2S^{5/2}}{5A^{3/2}} \quad (2.52)$$

όπου V : ο όγκος του ιζήματος, R : η μεταβολή του προφίλ, B : το ύψος του Berm, H_b : το ύψος κύματός στην θραύση, S : η άνοδος της στάθμης της θάλασσας, m_o : η κλίση του προφίλ πάνω στην ακτογραμμή και A : μια παράμετρος που εξαρτάται κυρίως από τα χαρακτηριστικά ιζημάτων και το βάθος θραύσης των κυμάτων.

2.5 Ύψος αναρρίχησης του κυματισμού.

Το μέγιστο ύψος της αναρρίχησης του κυματισμού είναι ένας σημαντικός παράγοντας για της διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη μιας παραλιακής ζώνης, όπως τη διάβρωση των παραλίων και των πεδίων θινών. Διακρίνεται σε κανονικές (regular) και ακανόνιστες (irregular) συνθήκες αναρρίχησης.

2.5.1 Regular wave run-up

Ανάμεσα στις πρώτες μελέτες που αφορούσαν την αναρρίχηση του κυματισμού είναι αυτές των Granthem (1953), Saville (1955, 1956, 1958) και Savage (1958). Αυτοί υπολόγισαν την αναρρίχηση του κυματισμού για κανονικό κυματισμό που προσέγγιζαν κατασκευές με ομαλές και μη κλίσεις. Πλοτάροντας τα αποτελέσματα για την αναρρίχηση του κυματισμού είδαν ότι σχετίζεται με διάφορες παραμέτρους του κύματος

και της κλίσης των κατασκευών αλλά δεν έδωσαν μαθηματική έκφραση στα αποτελέσματά τους. Μια πρώτη εκτίμηση για την αναρρίχηση του κυματισμού παρουσιάστηκε στη αρχική έκδοση του Shore Protection Manual του σώματος του μηχανικού του Αμερικανικού Στρατού (Corps of Engineers) (Beach Erosion Board 1961) και ήταν μια σειρά από νομογράμματα. Ως τεχνική διατηρήθηκε με την ίδια μορφή έως το 1984 (Shore Protection Manual 1984), με κάποιες τροποποιήσεις βασισμένες σε αναλύσεις των δεδομένων για κανονικά κύματα από τον Stoa (1978).

Κάποιες αρχικές εξισώσεις για την αναρρίχηση κανονικών κυμάτων σε ομαλές και απότομες ακτές παρουσιάστηκαν από τον Hunt (1959). Ο Hunt παρατήρησε ότι διαφορετικές εξισώσεις περιέγραφαν την αναρρίχηση κυματισμών που σπάνε και κυματισμών που προσεγγίζουν την ακτή χωρίς να έχει προηγηθεί η θραύση του. Έτσι για κυματισμό στον οποίο έχει προηγηθεί θραύση και για παραλιακή ζώνη με μεγάλες κλίσεις η μέγιστη αναρρίχηση δίνεται από την σχέση:

$$\frac{R}{H} \approx 3 \quad (2.53)$$

με R η μέγιστη κατακόρυφη αναρρίχηση από τη μέση στάθμη της θάλασσας και H το ύψος κύματός στα ανοικτά.

Η εξίσωση του τροποποιήθηκε από τον Battjes (1974) και στην αδιάστατη μορφή της παρουσιάζεται παρακάτω:

$$\frac{R}{H} = 2.3 \sqrt{\frac{T^2}{H}} \tan a \quad (2.54)$$

όπου T η περίοδος του κύματός και a η κλίση του μετώπου.

Εισάγοντας το μήκος κύματος $L_o = \frac{gT^2}{2\pi}$ στη σχέση 2.54 έχουμε ότι

$$\frac{R}{H} = 1 \sqrt{\frac{L_o}{H}} \tan a \quad (2.55)$$

με

$$\xi_o = \left(\sqrt{\frac{L_o}{H}} \right) \tan a \quad (2.56)$$

Η σχέση 2.56 εκφράζει την κλίση της παραλιακής ζώνης και αυτή του κυματισμού και λέγεται αριθμός Iribarren (Iribarren and Nogales 1949) ή παράμετρος ομοιότητας του κυματωγής (surf similarity parameter) (Battjes 1974a) και ισχύει για $0.1 < \xi_o < 2.3$ (Galvin 1968, Battjes 1974).

Οι Walton et al. (1989) τροποποίησαν την εξίσωση του Battjes (1974) για να ισχύει και σε ποιο απότομες κλίσεις αντικαθιστώντας την $\tan \theta$ με το $\sin \theta$, για κλίσεις όπου η γωνία θ τείνει στο $\pi/2$ και προέκυψε η σχέση 2.57.

$$\xi_o = \sin \beta \left(\sqrt{\frac{H_o}{L_o}} \right) \quad (2.57)$$

Η τροποποιημένη εξίσωση ελέγχθηκε με εργαστηριακά δεδομένα από τους Saville (1956) και Savage (1958) για κλίσεις μεγαλύτερες του 10%.

Για κυματισμούς που δεν σπανέ η αναρρίχηση του κυματισμού προκύπτει από τη σχέση των (Walton et al. 1989), που βασίζεται στα κριτήρια των Miche (1951) και Keller (1961):

$$\frac{R}{H_o} = \sqrt{2\pi} \cdot \left(\frac{\pi}{2\beta} \right)^{1/4} \quad (2.58)$$

2.5.2 Irregular wave run-up

Για μη κανονικούς κυματισμούς που προκαλούνται από τον άνεμο και ακολουθούν κατανομές Rayleigh στο Shore Protection Manual (1977, 1984) προτείνεται η εξίσωση:

$$\frac{R_p}{R_s} = \left(-\frac{\ln P}{2} \right)^{1/2} \quad (2.59)$$

όπου P: είναι η πιθανότητα υπέρβασης, R_p: η αναρρίχηση και R_s: η αναρρίχηση για το σημαντικό ύψος κύματος, το οποίο υπολογίζεται σαν το ύψος αναρρίχησης για τα κανονικό κυματισμό από νομογράμματα.

Στην Ολλανδία χρησιμοποιούσαν για μεγάλο χρονικό διάστημα μια απλή εξίσωση που είχε προταθεί από τον Wassing (1957):

$$R_{u2\%} = 8H_o \tan \alpha \quad (2.60)$$

όπου R_{u2%}: η κατακόρυφη ανύψωση του κύματος που υπερβαίνει το 2% του κυματισμού και το H_o το σημαντικό ύψος κύματος. Αυτή ισχύει για κλίσεις με tanα ≤ 0.33.

Ο Battjes (1974b) εφάρμοσε τη εξίσωση του Hunt (1959) για μη κανονικό κυματισμό του σπάει σαν κύματα κατάδυσης για το 2% του κυματισμού και η εξίσωση τροποποιήθηκε:

$$\frac{R_{u2\%}}{H_o} = C_m \xi_{om} \quad (2.61)$$

με

$$\xi'_{om} = \tan \alpha \sqrt{\frac{L_{op}}{H_o}} \quad (2.62)$$

όπου L_{om}: είναι το μήκος κύματος στα ανοικτά που σχετίζεται με τη μέση περίοδο T_m, C_m: ένας συντελεστής που κυμαίνεται από 1.49 για πλήρως αναπτυγμένο κυματισμό και 1,87 για μη αναπτυγμένο κυματισμό (Battjes 1974b).

Ο Grune (1982) βασισμένος σε μετρήσεις πεδίου, προέκτεινε για το C_m τα όρια 1.33 και 2.86. Οι Van der Meer and Stam (1992) τροποποίησαν τη εξίσωση του Battjes (1974b), λαμβάνοντας υπόψη το μήκος κύματος L_{op} που σχετίζεται με το φασματικό μέγιστο της περιόδου T_p

$$\frac{R_{u2\%}}{H_o} = C_p \xi'_{op} \quad (2.63)$$

με

$$\xi'_{om} = \tan \alpha \sqrt{\frac{L_{op}}{H_o}} \quad (2.64)$$

Τα όρια για το C_p διαφοροποιήθηκαν σε $1, \leq C_p \leq 1.7$ θεωρώντας ότι ο λόγος T_p/T_m είναι περίπου 1.1–1.2

Ο Ahrens (1981) βασισμένος σε εργαστηριακές μετρήσεις για ομαλές, αδιαπερατές επιφάνειες με κλίσεις που κυμαίνονται μεταξύ $\tan \alpha = 1$ και $\tan \alpha = 0,25$ διαπίστωσε ότι για τις μικρότερες κλίσεις η αναρρίχηση του 2% των κυματισμών εκφράζεται με την εξίσωση του Hunt

$$\frac{R_{u2\%}}{H_{mo}} = 1.6 \xi_{op} \quad (2.65)$$

με

$$\xi_{op} = \tan \alpha \sqrt{\frac{L_{op}}{H_{om}}} \quad (2.66)$$

όπου H_{mo} : ύψος κύματος στα ανοικτά, ενώ ο συντελεστής 1.6 δίνεται από τα όρια του Battjes (1974b).

Όμοιες εξισώσεις εκφράζουν και την αναρρίχηση για το σημαντικό ύψος κύματος και για το μέσο ύψος του κυματισμού.

Για πιο απότομες κλίσεις, ο Ahrens τροποποίησε την εξίσωση

$$\frac{R_x}{H_{mo}} = C_1 + C_2 \left(\frac{H_{mo}}{gT^2} \right) + C_3 \left(\frac{H_{mo}}{gT^2} \right)^2 \quad (2.67)$$

όπου R_x : η αναρρίχηση για το $X\%$ του κυματισμού και C_1 , C_2 και C_3 συντελεστές για διαφορετικές κλίσεις και ποσοστά υπέρβασης.

Για ένα μικρό φάσμα κυματισμού μπορεί να θεωρηθεί ότι ο κυματισμός ακολουθεί κατανομές Rayleigh και έτσι $H_o = H_{mo}$, με H_o το σημαντικό ύψος κύματός (Hughes 2004).

Οι Ahrens et al. (1993) μελετώντας μια μεγάλη βάση δεδομένων για ομαλές, αδιαπερατές επιφάνειες με κλίσεις που κυμαίνονται μεταξύ $\tan \alpha = 1$ και $\tan \alpha = 0,25$ τροποποίησαν της εξισώσεις τόσο για κύματα που σπάνε, όσο και για κύματα που δεν σπανέ.

$$\text{για κύματα που σπάνε: } \frac{R_{u2\%}}{H_{mo}} = \frac{2.26\xi_{op}}{1 + 0.324\xi_{op}} \quad \text{για } \xi_{op} \leq 2,5 \quad (2.68)$$

$$\text{για κύματα που δεν σπάνε: } \frac{R_{u2\%}}{R_s} = 1.6 \pm 0.24 \quad \text{για } \xi_{op} \geq 4,0 \quad (2.69)$$

με το ξ_{op} να αντιστοιχεί σε ύψος κύματος H_{mo} περιόδου T_p .

Το σημαντικό ύψος κύματός να υπολογίζεται από :

$$\frac{R_s}{H_{mo}} = \exp\left[2.48X_p + 0.446(\cos a)^{3.5} + 0.19\Pi\right] \quad \text{για } \xi_{op} \geq 4,0 \quad (2.70)$$

$$\text{όπου} \quad X_p = \left(\frac{h \cot a}{L_p}\right) - \left(\frac{h \cot a}{L_p}\right)^2 \quad (2.71)$$

$$\text{και} \quad \Pi = \frac{H_{om}}{L_p \left[\left(\frac{2\pi h}{L_p}\right) \tanh \right]^3} \quad (2.72)$$

με h το βάθος στο μέτωπο και L_p το μήκος κύματος που σχετίζεται με την μεγαλύτερη τιμή της περιόδου T_p του κυματικού φάσματος.

Οι Burcharth and Hughes, (2002), στο Coastal Engineering Manual (CEM), για ομαλές κλίσεις ($0,25 \leq \tan \alpha \leq 1$) προτείνουν δύο εξισώσεις

$$\text{για } \xi_{op} \leq 2,5 \quad \frac{R_{u2\%}}{H_{mo}} = 1.6\xi_{op} \quad (2.73)$$

$$\text{για } 2,5 \leq \xi_{op} \leq 9 \quad \frac{R_{u2\%}}{H_{mo}} = 4.5 - 0.2\xi_{op} \quad (2.74)$$

Για μεσαίες κλίσεις ($0,125 \leq \tan \alpha \leq 0,33$) οι De Waal and Van deer Meer (1992), πρότειναν τις εξισώσεις:

$$\text{για } 0,5 \leq \xi'_{op} \leq 2,0 \quad \frac{R_{u2\%}}{H_o} = 1.5\xi'_{op} \quad (2.75)$$

$$\text{για } 2,0 \leq \xi'_{op} \leq \quad \frac{R_{u2\%}}{H_o} = 0.3\xi'_{op} \quad (2.76)$$

Ο Mase (1989) για μη κανονικά κύματα και για μεσαίες κλίσεις ($\tan \alpha = 0.2, 0.1, 0.05$ and 0.03) και πρότεινε τις εξισώσεις για το 2%, το 10%, το 33% και την μέγιστη αναρρίχηση των κυματισμών

$$\frac{R_{u2\%}}{H_{mo}} = 1.86(\xi_{op})^{0.71} \quad (2.77)$$

$$\frac{R_{u10\%}}{H_{mo}} = 1.7(\xi_{op})^{0.71} \quad (2.78)$$

$$\frac{R_{u33\%}}{H_{mo}} = 0.88(\xi_{op})^{0.69} \quad (2.79)$$

$$\frac{R_{u\max}}{H_{mo}} = 2.32(\xi_{op})^{0.77} \quad (2.80)$$

Ο Smith (2002) διαπίστωσε ότι οι εξισώσεις του Mase (1989) υπερεκτιμούν την αναρρίχηση σε σχέση με την πρωτότυπη που πρότεινε ο Holman (1986). Η διαπίστωση αυτή προέκυψε από δεδομένα πεδίου και για ένα συντελεστή ίσο με 2. Ωστόσο τα αποτελέσματά της εξίσωσης σε σχέση με τα δεδομένα πεδίου του Holman (1986) είχαν καλή συσχέτιση και αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι η εξίσωση δεν λαμβάνει υπόψη την ανομοιομορφία στην κλίση του μετώπου της ακτής τη θραύση των κυμάτων πάνω από το ύψωμα της παραλιακής ζώνης και αλλά χαρακτηριστικά της ακτής.

Ο Douglass (1992) αναλύοντας τα δεδομένα του Holman (1986) διαφώνησε στο ότι η κλίση της ακτής δεν είναι σημαντικός παράγοντας για την εκτίμηση της αναρρίχησης σε φυσικές ακτές. Συσχετίσεις της αναρρίχησης σε σχέση με τον αριθμό Iribarren δεν παρουσίασαν καλύτερη συσχέτιση σε σχέση με αυτές της αναρρίχησης και της τραχύτητας του κυματισμού (wave steepness). Ενώ μικρή συσχέτιση είχε η μέγιστη αναρρίχηση με την κλίση της παραλίας. Λαμβάνοντας υπόψη το πρόβλημα για την κλίση της παράλιας και τη μεταβλητότητα κλίσεων σε αυτές, ο Douglass (1992) πρότεινε να εξαιρεθεί η κλίση της παράλιας από την εξίσωση και πρότεινε την ακόλουθη εξίσωση βασισμένη στα δεδομένα του Holman (1986):

$$\frac{R_{\max}}{H_{om}} = 0.12 \sqrt{\frac{L_{op}}{H_{om}}} \quad (2.81)$$

Η πιο πρόσφατη έρευνα έγινε από τους Stockton et al. (2006) οι οποίοι με βάση δεδομένα από μετρήσεις πεδίου κατέληξαν στις παρακάτω σχέσεις. Η 2.82 εφαρμόζεται για όλες τις παραλιακές ζώνες και η 2.83 για παραλίες με $\xi < 0.3$.

$$R_{2\%} = 1.1 \left(0.35\beta \sqrt{\frac{H_o}{L_o}} + \frac{[H_o L_o (0.563\beta^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (2.82)$$

$$R_{2\%} = 0.043 \sqrt{H_o L_o} \quad (2.83)$$

Οι Vousdoukas et al. (2009) απέδειξαν με μετρήσεις πεδίου με την χρήση μεθόδων οπτικής απεικόνισης (coastal imaging) ότι για την περίπτωση του Ελληνικού χώρου είναι η πιο αντιπροσωπευτική.

Η σημασία του αριθμού Iribarren.

Σχεδόν όλες οι εξισώσεις για την αναρρίχηση του κυματισμού λαμβάνουν υπόψη τον αριθμό Iribarren για βαθιά νερά χρησιμοποιώντας το τοπικό ύψος κύματος, για τα κύματά που σπάνε. Εντούτοις, για τα κύματά που δεν σπάνε αλλά αναρριχώνται σε απότομες κλίσεις δεν συσχετίζονται καλά με τον αριθμό Iribarren αλλά με το ύψος κύματος. Από την εξίσωση του Hunt φαίνεται ότι η αναρρίχηση του κυματισμού είναι ανάλογη με την περίοδο του κύματος, την κλίση και την τετραγωνική ρίζα του ύψους κύματος. Κατά συνέπεια, η μεταβολή στο ύψος κύματος είναι λιγότερο σημαντική.

Ο Battjes (1974a) διαπίστωσε ότι η καλή συσχέτιση μεταξύ της αναρρίχησης και του αριθμού Iribarren δείχνει ότι το βάθος που σπάει το κύμα δεν παίζουν μεγάλο ρόλο στην αναρρίχηση για κύματα που σπάνε καθώς δυο διαφορετικά κύματα με ίδιο λόγο H/L_0 γίνονται όμοια μετά την θραύση τους. Για κύματα που δε σπάνε, ο τρόπος διάδοσης του κυματισμού είναι σημαντικός, ιδιαίτερα για τα μη γραμμικά κύματα ρηχών νερών.

Η τραχύτητα των κυμάτων (H/L_0) που διαδίδονται σε βαθιά νερά δεν είναι αρκετή για να χαρακτηρίσει τα μη γραμμικά κύματα ρηχών νερών, έτσι τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την χρησιμοποίηση του αριθμού Iribarren για τον υπολογισμό της αναρρίχησης κυμάτων που δεν σπάνε σχετίζονται με τα πραγματικά (Ahrens et al. 1993).

2.6 Αιολική μεταφορά ιζήματος.

Οι διεργασίες της αιολικής στερεομεταφοράς μπορούν να περιλαμβάνουν μεταφορά με αιώρηση, με αναπήδηση ή με σύρση στην επιφάνεια της παραλιακής ζώνης. Οι κόκκοι του ιζήματος μόλις αποσπαστούν από το υπόστρωμα λόγω του ανέμου αποκτούν ενέργεια και μεταφέρονται ενώ αποτίθενται λόγω του βάρους τους και της επαφής τους με το έδαφος. Οι κόκκοι που μεταφέρονται με αναπήδηση και προσκρούουν στην επιφάνεια του εδάφους με μικρή γωνία μεταφέρουν την ενέργεια τους και στους κόκκους του εδάφους. Μερικοί κόκκοι συνεχίζουν να μεταφέρονται μέσω αναπήδησης ενώ άλλοι με μικρότερη ενέργεια μεταφέρονται με σύρση (Raudkivi 1976).

Η μεταφορά με αναπήδηση μεταφέρει τους κόκκους πιο μακριά και στις παραλιακές ζώνες είναι σημαντικότερη σαν διαδικασία μεταφοράς ιζήματος. Η ταχύτητα του ανέμου μειώνεται, όσο πλησιάζουμε στην επιφάνεια του εδάφους, με αποτέλεσμα και την μείωση της ενέργειας μεταφοράς. Η κρούση των μεταφερόμενων με αναπήδηση κόκκων προκαλεί το σχηματισμό ρυτίδων.

Το κατώφλι για την εκκίνηση της μεταφοράς των κόκκων με τον άνεμο δίνεται από την εξίσωση Bagnold (1941):

$$U_{ut} = A_t \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a) g D}{\rho_a}} \quad \text{για } A_t=0.118 \quad (2.84)$$

όπου U_{ut} : η απαιτούμενη ταχύτητα για την έναρξή της μεταφοράς, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, D : η μέση διάμετρος των κόκκων, ρ_a : η πυκνότητα του αέρα, ρ_s : η πυκνότητα του ιζήματος και A_t : μια σταθερά ίση με 0.118.

Στις παραλιακές ζώνες, η σημαντικότερη γεωμορφή που οφείλεται στην αιολική μεταφορά του ιζήματος είναι τα πεδία θινών. Σαν γεωμορφές είναι αρκετά μεγάλες ώστε να μπορούν να αλλάξουν το καθεστώς της ροής του ανέμου πάνω από αυτές προς την μεριά της χέρσου. Πολλές εξισώσεις έχουν προταθεί για να περιγράψουν την αιολική στερεομεταφορά οι σημαντικότερες περιγράφονται παρακάτω.

2.6.1 O'Brien and Rindlaub (1936)

Οι O'Brien and Rindlaub το 1936, βασισμένοι σε μετρήσεις πεδίου ανέπτυξαν την σχέση 2.84 για την αιολική μεταφορά ιζήματος, η οποία δεν προϋποθέτει τον προσδιορισμό της διατμητικής ταχύτητας.

$$G = 0.0036 U_{2m}^3 \quad (2.85)$$

όπου G : το ξηρό βάρος που μεταφέρεται και U_{2m} : η ταχύτητα του ανέμου στα 2m πάνω από την επιφάνεια

2.6.2 Bagnold (1936)

Η πλέον ευρέως χρησιμοποιημένη σχέση είναι αυτή που ανέπτυξε ο Bagnold το 1936 και διαφοροποίησε το 1941. Αυτή αποτελεί μια από τις απλούστερες, μη-πιθανολογικές προσεγγίσεις για την αιολική μεταφορά ιζήματος.

$$q = B_{Bagnold} \frac{\rho_a}{g} \sqrt{\frac{D}{d}} \cdot u_*^3 \quad (2.86)$$

όπου q : ο ρυθμός της μεταφερόμενης μάζας σε gm/cm-s, $B_{Bagnold}$: μια σταθερά που παίρνει τιμές από 1.5 έως 3.5 και εξαρτάται από την επιφάνεια του ιζήματος, για πεδία θινών η τιμή της είναι 1.8, ρ_a : η πυκνότητα του αέρα (0.001226 gm/cm³), d : μια δεδομένη διάμετρος για τους κόκκους (0.25mm), D : η διάμετρος των κόκκων, και u_* : η ταχύτητα τριβής (διατμητική ταχύτητα) σε cm/sec και g : η επιτάχυνση της βαρύτητας

2.6.3 Kawamura (1951)

Ο Kawamura το 1951 ήταν ο πρώτος που πρότεινε ένα μοντέλο όπου υπολογίζει την αιολική στερεομεταφορά με βάση την οριακή διατμητική ταχύτητα u_{*t} .

$$q = C \frac{\rho}{g} (u_* - u_{*t})(u_* + u_{*t})^2 \quad (2.87)$$

όπου C: 2.78, ρ : η πυκνότητα του αέρα, u_* : η ταχύτητα τριβής και u_{*t} : η οριακή διατμητική ταχύτητα και g: η επιτάχυνση της βαρύτητας.

2.6.4 Zingg (1953)

Η προσέγγιση του Zingg (1953) ουσιαστικά αναπαράγει το πρότυπο του Bagnold του 1936, αλλά διαφοροποιείται στην σταθερά εξαρτάται από την επιφάνεια του ιζήματος.

$$q = Z_{Zingg} \frac{\rho_a}{g} \left[\frac{D}{d} \right]^4 \cdot u_*^3 \quad (2.88)$$

όπου q: ο ρυθμός της μεταφερόμενης μάζας σε gm/cm-s, Z_{Zingg} : η σταθερά του Zingg, ρ_a : η πυκνότητα του αέρα (0.001226 gm/cm³), d: μια δεδομένη διάμετρο για τους κόκκους (0.25mm), D: η διάμετρος των κόκκων, και u_* : η ταχύτητα τριβής (διατμητική ταχύτητα) σε cm/sec και g: η επιτάχυνση της βαρύτητας.

2.6.5 Kadib (1965)

Το πρότυπο του Kadib (1965) εκφράζεται από την σχέση 2.88 και προτάθηκε από τον Berg (1983) ότι παρέχει καλά αποτελέσματα για τα μέσα μεγέθη κόκκων άμμου για ένα σύνθετο περιβάλλον από παράκτιους αμμόλοφους.

$$q = \Phi \rho_s g \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho)}{\rho} g d^3} \quad (2.89)$$

όπου Φ είναι μια σταθερά για την ένταση της μεταφοράς, q: ο ρυθμός της μεταφερόμενης μάζας σε gm/cm-s, ρ : η πυκνότητα του αέρα (0.001226 gm/cm³), ρ_s : η πυκνότητα του ιζήματος, d: η διάμετρος των κόκκων, και g: η επιτάχυνση της βαρύτητας.

2.6.6 Lettau and Lettau (1977)

Το μοντέλο των Lettau and Lettau (1977) είναι αποτέλεσμα από παρατηρήσεις πεδίου σε ξηρά περιβάλλοντα και η μαθηματική του έκφραση δίνεται στην εξίσωση 2.90

$$q = C \frac{\rho}{g} u_*^2 (u_* + u_{*t})^2 \sqrt{\frac{d}{D}} \quad (2.90)$$

όπου q: ο ρυθμός της μεταφερόμενης μάζας σε gm/cm-s, C: σταθερά με τιμή 4.2, ρ: η πυκνότητα του αέρα (0.001226 gm/cm³), d: μια δεδομένη διάμετρος για τους κόκκους (0.25mm), D: η διάμετρος των κόκκων του ιζήματος, και u*: η ταχύτητα τριβής (διατμητική ταχύτητα) σε cm/sec, u_{*t}: η οριακή διατμητική ταχύτητα και g: η επιτάχυνση της βαρύτητας.

2.6.7 Hsu (1986)

Ο Hsu το 1986 ανέπτυξε ένα μοντέλο το οποίο εμφανίζει πολύ καλή συσχέτιση με δεδομένα πεδίου από διάφορες περιοχές ανά τον κόσμο. Η μαθηματική του έκφραση δίνεται στην εξίσωση 2.91:

$$q = K \left[\frac{u_*}{\sqrt{gD}} \right]^3 \quad (2.91)$$

όπου q: ο ρυθμός της μεταφερόμενης μάζας σε gm/cm-s, K: μια σταθερά που σχετίζεται με το μέγεθος των κόκκων, D: η μέση διάμετρος των κόκκων, g: η επιτάχυνση της βαρύτητας και u*: η ταχύτητα τριβής (διατμητική ταχύτητα) σε cm/sec.

Η σταθερά K με βάση εργαστηριακά δεδομένα και δεδομένα πεδίου από τον Charman (1990) δίνεται από την σχέση:

$$\ln K = -9.63 + 4.91D \quad (2.92)$$

ή

$$K = e^{-9.63+4.91D} \quad (2.93)$$

με το D σε mm και το K σε gr/cm*sec

Η τελική σχέση σύμφωνα με την εξίσωση του Hsu και συμπεριλαμβάνοντας την παράμετρο K είναι:

$$\frac{q}{V_a P_a} = (e^{-0.63+0.91D}) \left[\sqrt{\frac{U_x}{gD}} \right] \quad (2.94)$$

όπου q : ο ρυθμός της μεταφερόμενης μάζας σε $gm/cm-s$, K : μια σταθερά που σχετίζεται με το μέγεθος των κόκκων, D : η μέση διάμετρος των κόκκων, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας και u^* : η ταχύτητα τριβής (διατμητική ταχύτητα) σε cm/sec , V_a : κινηματικό ιξώδους του αέρα και ρ_a : η πυκνότητα του αέρα.

3. Μεθοδολογία Ανάπτυξης και Εφαρμογής του Δείκτη

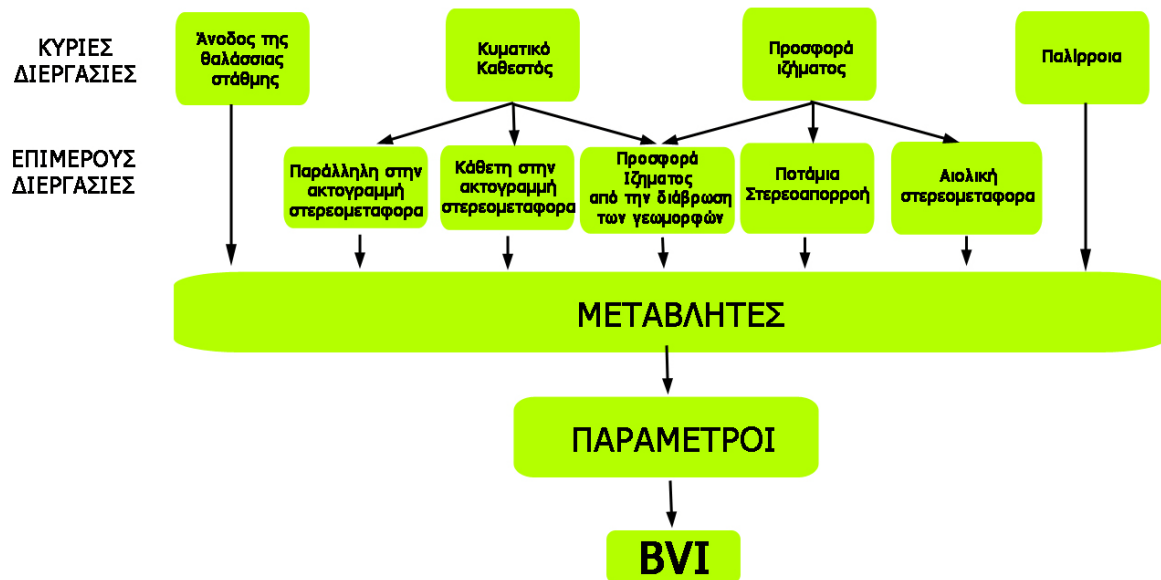
Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την ανάπτυξη του δείκτη τρωτότητας καθώς επίσης και η εφαρμογή του σε ικανό αριθμό παραλιακών ζωνών, των οποίων τα χαρακτηριστικά (ωκεανογραφικά και γεωλογικά) συλλέχτηκαν μετά από εργασίες πεδίου αλλά και την αξιοποίηση υπαρχόντων στοιχείων. Επίσης παρουσιάζετε η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για τον έλεγχο ευαισθησίας του δείκτη και για την στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων του.

3.1 Ανάπτυξη του Δείκτη Τρωτότητας των Παραλιακών Ζωνών (BVI)

Ο δείκτης BVI (Beach Vulnerability Index) έχει ως στόχο την εκτίμηση της τρωτότητας μίας παραλιακής ζώνης ως προς την διάβρωση. Η εκτίμηση αυτή γίνεται μετά την αναγνώριση των κύριων φυσικών διεργασιών που ελέγχουν τον σχηματισμό και την εξέλιξη της παραλιακής ζώνης, όπως είναι: η προσφορά ιζήματος από την χέρσο, το κυματικό καθεστώς η παλίρροια και η άνοδο της στάθμης της θάλασσας. Οι προαναφερόμενες κύριες διεργασίες συνίστανται από επιμέρους διεργασίες που αφορούν την διαθεσιμότητα του ιζήματος, όπως είναι η παράλληλη και κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά, η αιολική στερεομεταφορά, η ποτάμια στερεομεταφορά και η προσφορά ιζήματος από την διάβρωση των γεωμορφών. Οι επιμέρους αυτές διεργασίες ορίζονται από εδώ και πέρα ως παράμετροι του δείκτη τρωτότητας. Δηλαδή με τον όρο παράμετρο ορίζετε η υπολογιστική ποσότητα που χρησιμοποιείτε για να ποσοτικοποίηση μίας παράκτιας διεργασίας.

Ακολουθως, αναγνωρίζονται εκείνες οι μεταβλητές που είναι απαραίτητες για την ποσοτική περιγραφή των προαναφερόμενων διεργασιών. Με τον όρο μεταβλητή ορίζονται τα δεδομένα που είναι απαραίτητα για τον υπολογισμό της παραμέτρου (π.χ. το ύψος κύματος). Στη συνέχεια γίνεται ο μαθηματικός υπολογισμός των παραμέτρων που διαμορφώνουν τον δείκτη. Επισημαίνεται ότι οι μεταβλητές είναι δυνατόν να εμπεριέχονται σε παραπάνω από μια παραμέτρους. Για παράδειγμα η κοκκομετρία των ιζημάτων της παραλιακής ζώνης περιλαμβάνετε ως μεταβλητή στον υπολογισμό της θαλάσσιας στερεομεταφοράς όσο και για την αιολική, ενώ το ύψος κύματος χρησιμοποιείται στο υπολογισμό τόσο της αναρρίχησης του, όσο και της στερεομεταφοράς (σχήμα 3.1).

Η παράμετρος της παλίρροιας δεν περιλαμβάνετε στους υπολογισμούς, καθώς ο δείκτης εφαρμόζετε σε περιοχές της Ελλάδος όπου η παλίρροιας έχει πολύ χαμηλές τιμές και σχεδόν όμοιες σχεδόν σε όλες τις περιοχές της.



Σχήμα 3.1: Ανάλυση διεργασιών σε παράγοντες που επηρεάζουν την τρωτότητα μιας παραλιακής ζώνης.

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών (BVI) χρησιμοποιούνται μαθηματικές σχέσεις, οι οποίες αφορούν την συνεισφορά της κάθε μεταβλητής στην τρωτότητα της παραλίας.

Η χρήση μαθηματικών σχέσεων και όχι μαθηματικών μοντέλων γίνεται για την απλοποίηση του δείκτη, με στόχο να γίνει πιο εύχρηστος. Τα μαθηματικά μοντέλα παρέχουν μεγάλη ακρίβεια στους υπολογισμούς ωστόσο απαιτούν αρκετές μεταβλητές οι οποίες πρέπει να συλλεχθούν με μετρήσεις πεδίου. Η ποσότητα και η δυσκολία συλλογής αυτών των μεταβλητών καθιστά την καθολική χρήση σύνθετων μαθηματικών μοντέλων εξαιρετικά δύσκολη. Στο δείκτη ωστόσο, χρησιμοποιούνται μαθηματικά μοντέλα για τον προσδιορισμό κυρίως κυματικών δεδομένων στην ζώνη θραύσης (π.χ. ύψος κύματος στη θραύση και γωνία θραύσης). Οι υπόλοιπες μεταβλητές που είναι απαραίτητες για τον υπολογισμό κάθε παράμετρο του δείκτη, είτε στηρίζονται σε μετρήσεις πεδίου, είτε υπολογίζονται με την χρήση απλών μαθηματικών εξισώσεων. Η εφαρμογή του δείκτη γίνεται σε επίπεδο παραλιακής ζώνης και εντοπίζει διαφοροποιήσεις μέσα σε αυτήν.

Η διαδικασία για τον υπολογισμό του δείκτη γίνεται σε δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο προσδιορίζονται τα χαρακτηριστικά της παραλιακή ζώνης εφαρμογής τόσο ως προς τις υδροδυναμικές συνθήκες όσο και ως προς τα όρια του συστήματος. Για αυτή τη διαδικασία είναι αναγκαίος ο προσδιορισμός:

- i) **Κυματικού καθεστώτος.** Περιλαμβάνει τα χαρακτηριστικά του κύματος (Σημαντικό ύψος, περίοδος, μήκος κύματος, μέγιστο βάθος κινητοποίησης ιζηματος, ύψος και βάθος θραύσης και τη γωνία του κύματος στη ζώνη θραύσης). Υπολογίζεται με βάση ανεμολογικά δεδομένα και με την χρήση του κυματικού μοντέλου RCPWAVE.

- ii) **Οριακών συνθηκών κίνησης των ιζημάτων.** Υπολογίζονται οι οριακές συνθήκες για την κινητοποίηση των ιζημάτων τόσο για το θαλάσσιο τμήμα της παραλιακής ζώνης, όσο και για το χερσαίο τμήμα της με βάση την κοκκομετρία, το κυματικό και ανεμολογικό καθεστώς.
- iii) **Ορίων των επιμέρους τμημάτων των παραλιακών ζωνών.** Τα όρια των τμημάτων προσδιορίζονται με βάση τα γεωμορφολογικά και κυματικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης. Το θαλάσσιο όριο κάθε τμήματος ορίζεται από το βάθος κινητοποίησης του ιζήματος για το μέγιστο κύμα ενώ το χερσαίο όριο αποτελεί το ανώτερο όριο της παραλιακής ζώνης. Αυτό μπορεί να είναι είτε η βάση ενός παράκτιου κρημνού είτε η βάση μιας θίνας ή και ακόμα μία ανθρώπινη κατασκευή όπως ένας παραλιακός τοίχος ή δρόμος.

Στο δεύτερο στάδιο γίνεται ο υπολογισμός των παραμέτρων της τρωτότητας και ο τελικός προσδιορισμός του δείκτη στα επιμέρους τμήματα που έχουν οριστεί στον προηγούμενο στάδιο, καθώς επίσης και η ταξινόμηση των παραλιακών ζωνών. Ο υπολογισμός του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών ακολουθεί τα παρακάτω βήματα:

- i) **Υπολογισμός των παραμέτρων.** Αφορά το υπολογισμό των τιμών της κάθε παραμέτρου που συμβάλει στη δημιουργία του δείκτη, γίνεται με την επιλογή μια απλής εξίσωσης. Τα κριτήρια επιλογής τους βασίζονται στο ότι οι εξισώσεις αυτές πρέπει να αντιπροσωπεύουν όσο το δυνατόν καλύτερα το φυσικό φαινόμενο που προσομοιώνουν και ταυτόχρονα να απαιτούν τα λιγότερα δυνατά δεδομένα πεδίου για την εφαρμογή τους.
- ii) **Υπολογισμός της τρωτότητας.** Περιλαμβάνει την ομογενοποίηση των αποτελεσμάτων από τον υπολογισμό των τιμών για κάθε παράμετρο. Υπολογίζετε με βάση τις μέγιστες παρατηρούμενες τιμές για κάθε παράμετρο και την αναγωγή της σε ποσοστό επί της εκατό για να προκύψουν ομοιογενή μεγέθη ώστε να είναι δυνατόν να υπολογιστεί με μαθηματική σχέση μία τιμή για την τρωτότητα.
- iii) **Υπολογισμός περιγραφικών ορίων τρωτότητας.** Με βάση τα αποτελέσματα για τον δείκτη τρωτότητας έγινε ο στατιστικός προσδιορισμός των περιγραφικών ορίων τρωτότητας σε 5 κατηγορίες, οι οποίες είναι: α) πολύ χαμηλή τρωτότητα, β) χαμηλή τρωτότητα, γ) μέση τρωτότητα, δ) υψηλή τρωτότητα και ε) πολύ υψηλή τρωτότητα.
- iv) **Συγκριτική ταξινόμηση των παραλιακών ζωνών.** Με βάση τα περιγραφικά όρια για την τρωτότητα, έγινε η σύγκριση των παραλιακών ζωνών σε επίπεδο τοπικής κλίμακας αλλά και μεταξύ διαφορετικών παραλιακών ζωνών (ευρεία κλίμακα) και η ομαδοποίηση τους, πράγμα που θα βοηθήσει στην καλύτερη ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

Για την συγκριτική ταξινόμηση των παραλιακών ζωνών καθώς και για τον έλεγχο αξιοπιστίας του δείκτη κατασκευάζεται μία βάση δεδομένων, στην οποία

περιλαμβάνονται όλες εκείνες οι μεταβλητές που είναι αναγκαίες και προέρχονται είτε από πρωτογενή δεδομένα από εργασίες πεδίου είτε από δεδομένα από βιβλιογραφικά στοιχεία και μετά από επαναεπεξεργασία.

Τέλος, έγινε στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων με τις μεθόδους της ανάλυσης ευαισθησίας (sensitivity analysis) και παραγοντικής ανάλυσης (factor analysis) αφενός για τον έλεγχο της ευαισθησίας του δείκτη στις μεταβολές των επιμέρους μεταβλητών και αφετέρου για τον προσδιορισμό της σημαντικότητας κάθε μεταβλητής.

3.2 Προσδιορισμός του κυματικού καθεστώτος

Ο προσδιορισμός του κυματικού καθεστώτος γίνεται με βάση τις επικρατούσες ανεμολογικές συνθήκες της κάθε περιοχής από τα δεδομένα του «Άτλαντα Ανέμου και Κύματος της Βορειοανατολικής Μεσογείου Θαλάσσης» των Αθανασούλη και Σκαρσουλή (1996). Επιλέχθηκε ο συγκεκριμένος τρόπος καθώς τα στοιχεία που δίνονται έχουν συλλεχτεί με όμοιο τρόπο και μπορούν να χαρακτηριστούν ομοιογενή για όλες τις περιοχές. Επίσης έχουν πλήρη δεδομένα για όλες τις περιοχές ενδιαφέροντος. Από τα δεδομένα του «Άτλαντα Ανέμου και Κύματος της Βορειοανατολικής Μεσογείου Θαλάσσης» χρησιμοποιούμενες κυρίως οι επικρατούσες και οι συχνότερα εμφανιζόμενες διευθύνσεις και ταχύτητες ανέμων.

Η ικανότητα του ανέμου να παράγει κύματα επηρεάζεται από τη σταθερότητα του οριακού στρώματος της ατμόσφαιρας πάνω από τη θάλασσα. Η σταθερότητα αυτή εξαρτάται από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του αέρα και του θαλασσίου ύδατος. Η διόρθωση σταθερότητας (stability correction) της ταχύτητας του αέρα γίνεται με βάση τη σχέση 3.2 των Resio and Vincent (1977):

$$U = R_T \cdot U_{10} \quad (3.1)$$

όπου U : η διορθωμένη ταχύτητα ανέμου, U_{10} : η παρατηρούμενη ταχύτητα ανέμου από το μετεωρολογικό σταθμό και R_T : ένας συντελεστής, η τιμή του οποίου δίνεται από νομόγραμμα (CERC 1984). Όταν δεν υπάρχουν στοιχεία θερμοκρασίας για τον υπολογισμό του συντελεστή διόρθωσης, χρησιμοποιείται η τιμή για το R_T ίση με 1.1.

Για κάθε διεύθυνση πνοής ανέμου προσδιορίστηκε ο συνδυασμός ταχύτητας ανέμου και συντελεστή R_T που δίνει τη μεγαλύτερη διορθωμένη ταχύτητα. Τέλος η διορθωμένη τιμή ταχύτητας ανέμου μετατρέπεται σε συντελεστή τάσης ανέμου (wind stress factor) U_A με βάση την εξίσωση (CERC 1984) και οι προκύπτουσες τιμές συντελεστή τάσης ανέμου χρησιμοποιούνται στις εξισώσεις πρόγνωσης κυματισμού.

$$U_A = 0.71 \cdot U^{1.23} \quad (3.2)$$

Πρόγνωση χαρακτηριστικών κύματος

Το μήκος αναπτύγματος πνοής ανέμου (fetch) που χρησιμοποιείται στις εξισώσεις πρόγνωσης κυματισμού, προσδιορίζεται σε ευθεία γραμμή κατά τη διεύθυνση πνοής του ανέμου. Για αναπτύγματα που περιορίζονται από ακανόνιστες ακτογραμμές η μέτρηση του μήκους του αναπτύγματος γίνεται σε εννιά σημεία (κατά μήκος της διεύθυνσης πνοής και από τέσσερα σημεία ανά 2° εκατέρωθεν της) και με τη χρήση του μέσου όρου των μετρήσεων για τους υπολογισμούς των κυματικών χαρακτηριστικών (CERC 1984).

I) Συνθήκες περιορισμένης ανάπτυξης απόστασης κυματισμού (*fetch limited*)

Ο υπολογισμός του σημαντικού ύψους κύματος H_{m0} (m) και της σημαντικής περιόδου T_s (sec) για την ΒΔ διεύθυνση, λόγω περιορισμένης απόστασης ανάπτυξης κυματισμού, προκύπτει από τις σχέσεις (CERC, 1984):

$$H_o = 5.112 \cdot 10^{-4} \cdot U_* \cdot (F)^{\frac{1}{2}} \quad (3.3)$$

$$T = 6.238 \cdot 10^{-2} \cdot (U_* \cdot F)^{\frac{1}{3}} \quad (3.4)$$

όπου F : η απόσταση ανάπτυξης του κύματος (fetch) κατά την διεύθυνση του κάθε ανέμου (m) και U_* : η ταχύτητα τριβής (m/sec)

II) Συνθήκες πλήρους ανάπτυξης απόστασης κυματισμού (*fully developed*)

Ο υπολογισμός του σημαντικού ύψους κύματος H_s και της σημαντικής περιόδου T_s για συνθήκες πλήρους ανάπτυξης, όπου το ύψος κύματος και η περίοδος μένουν ανεπηρέαστα από το μέγιστο ανάπτυγμα της πνοής του ανέμου, προκύπτουν από τις σχέσεις :

$$H_o = 2.482 \cdot 10^{-2} \cdot U_*^2 \quad (3.5)$$

$$T_m = 8.30 \cdot 10^{-1} \cdot U_*^2 \quad (3.6)$$

όπου U_* η ταχύτητα του ανέμου σε m/sec.

Για τον προσδιορισμό της κατάστασης της θάλασσας χρησιμοποιείται ο τύπος του απαιτούμενου χρόνου t που δρα ο άνεμος ώστε να αναπτυχθεί στο μέγιστο ύψος το κύμα, ανεξάρτητα από το μήκος ανάπτυξης του κυματισμού.

$$t = 7.296 \cdot 10^3 \cdot U \quad (3.7)$$

Υπολογίζοντας αυτή την τιμή για τον χρόνο υπολογίζουμε τη απόσταση που χρειάζεται το κύμα για να αναπτύξει το μέγιστο ύψος του.

$$F = \sqrt{\frac{t^3 \cdot U}{3.215^3 \cdot 10^4}} \quad (3.8)$$

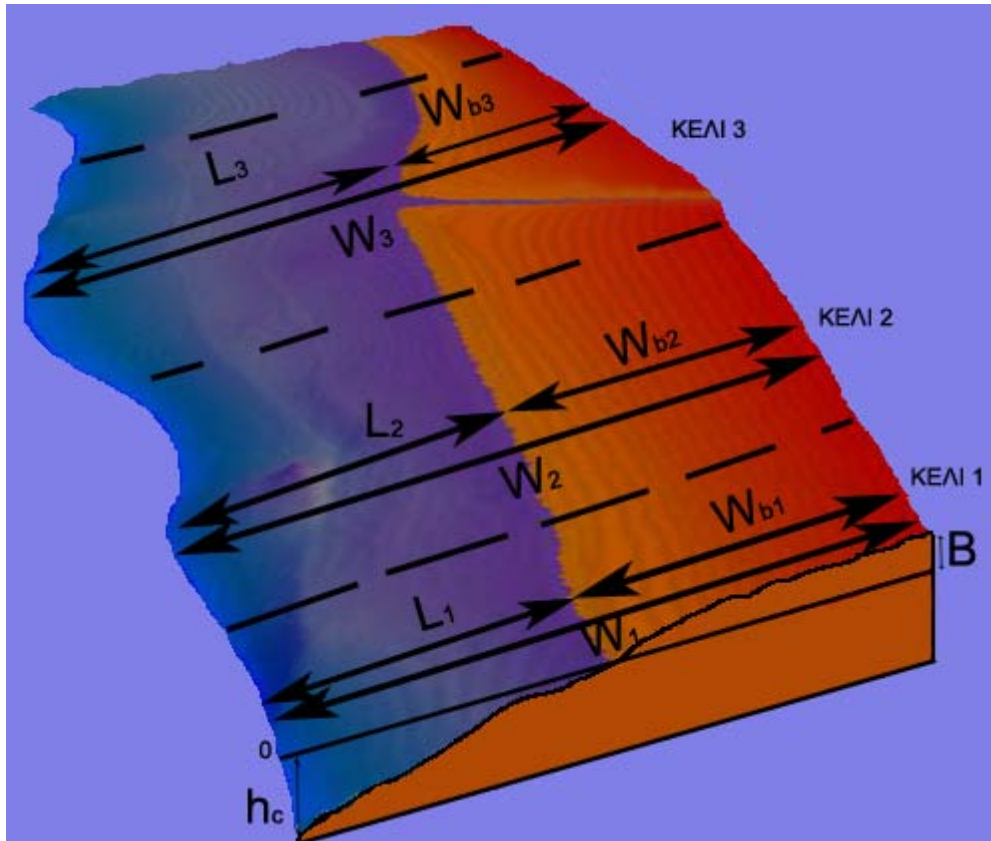
Αν η τιμή που θα προκύψει είναι μικρότερη από την τιμή που έχει υπολογιστεί με την μέθοδο των εννέα σημείων, τότε έχουμε συνθήκες πλήρως αναπτυγμένης θάλασσας και χρησιμοποιούνται οι εξισώσεις (3.6) και (3.7). Στην αντίθετη περίπτωση χρησιμοποιούμε τις εξισώσεις (3.4) και (3.5).

3.3 Προσδιορισμός των ορίων των τμημάτων της παραλιακής ζώνης.

Ο καθορισμός των τμημάτων στην οποία διακρίνεται η παραλιακή ζώνη, προσδιορίζεται με βάση τα παράκτια, γεωμορφολογικά και υδροδυναμικά, χαρακτηριστικά των περιοχών μελέτης και τους στόχους της μεθόδου με σκοπό τον καλύτερο προσδιορισμό των χαρακτηριστικών τους και την ομοιογένεια αυτών.

Τα παράλληλα προς την ακτογραμμή όρια των τμημάτων, προσδιορίζονται με βάση τα φυσικογεωγραφικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης, τα οποία αναγνωριστήκαν και μετρήθηκαν κατά τις εργασίες υπαίθρου. Ως γενικός κανόνας διαχωρισμού τους είναι να αντιπροσωπεύουν τμήματα της παραλιακής ζώνης με όμοια χαρακτηριστικά (γεωμορφολογικά και κοκκομετρικά) και να την χωρίζουν σε τμήματα με έκταση ικανή για τον προσδιορισμό των επιμέρους παραμέτρων (Carter 1988).

Τα κάθετα προς την ακτή όρια των τμημάτων επιλέγονται ως προς τη χέρσο είτε με βάση ένα χαρακτηριστικό γεωμορφολογικό όριο, όπως η βάση των θινών ή ενός απότομου κρημνού, τα οποία αποτελούν σταθερά όρια της παραλιακής ζώνης. Το προς τη θάλασσα όριο τους επιλέγεται υδροδυναμικά με βάση την απόσταση από την ακτογραμμή του μέγιστου βάθους κινητοποίησης (closure depth) των ιζημάτων του πυθμένα (Carter 1988). Ο προσδιορισμός των τμημάτων παρουσιάζεται στο σχήμα 3.1, όπου L η απόσταση του βάθους κινητοποίησης από την ακτογραμμή, W το πλάτος της παραλιακής ζώνης, Wb το πλάτος του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης, h_c το μέγιστο βάθος κινητοποίησης σε κάθε κελί και B το ύψος του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης.



Σχήμα 3.2: Σχηματική αναπαράσταση των ορίων των κελιών και τα γεωμορφολογικά δεδομένα που χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό του δείκτη

3.3.1 Υπολογισμός του μέγιστου βάθους κινητοποίησης (closure depth, h_c).

Το βυθομετρικό όριο, μέχρι του οποίου λαμβάνει χώρα το μεγαλύτερο ποσοστό της μετακίνησης των ιζημάτων και που ως εκ τούτου ταυτίζεται και με την περιοχή του πυθμένα που υφίσταται τις μεγαλύτερες αλλαγές στο προφίλ του, έχει άμεση σχέση με ακραίες κυματικές καταστάσεις. Το μέγιστο βάθος h_c όπου έχουμε μεταβολή του υποθαλάσσιου προφίλ στην περίπτωση των μεγίστων κυμάτων (θυέλλης), τα μέγιστα των οποίων η εμφάνισή των δεν ξεπερνά τις 12 ώρες ετησίως, δίνεται από την σχέση:

$$h_c = 2,28 H_e - 68,5 \left(\frac{H_e^2}{g T_e^2} \right) \quad (3.9)$$

όπου, H_e : το ύψος των κυμάτων θυέλλης και T_e : η αντίστοιχη περίοδος.

Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης είναι μια έννοια που παρερμηνεύεται συχνά και χρησιμοποιείται λανθασμένα. Για τις εφαρμογές της ακτομηχανικής, ορίζεται συνήθως ως το ελάχιστο βάθος στο οποίο καμία μετρήσιμη ή σημαντική αλλαγή δεν εμφανίζεται στο ίζημα του πυθμένα (Stauble et al. 1993). Ωστόσο μελέτες έχουν δείξει ότι σε πολλές περιπτώσεις ίζημα μετακινείται σε μεγαλύτερα βάθη (Wright et al. 1991). Το γεγονός ότι το μέγιστο βάθος κινητοποίησης αλλάζει ανάλογα με τα χαρακτηριστικά των κυμάτων που προσεγγίζουν την ακτή (διεύθυνση και ύψος) καθιστά αδύνατο το καθορισμό ενός

ενιαίου βάθους για το σύνολο μιας περιοχής και για όλα τις διευθύνσεις των κυμάτων. Για το λόγο αυτό σαν όριο λαμβάνεται το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των μέγιστων κυμάτων που προσεγγίζουν την περιοχή, ανεξαρτήτως διεύθυνσης των κυματικών χαρακτηριστικών.

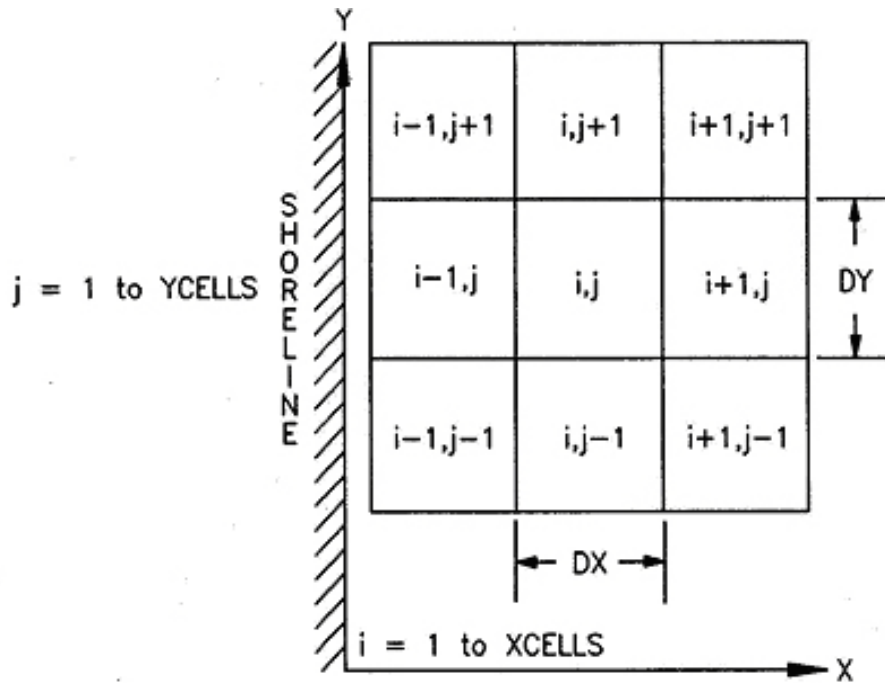
3.3.2 Υπολογισμός της ζώνης θραύσης (breaking zone – wave characteristics).

Ο προσδιορισμός της ζώνης θραύσης των κυμάτων έγινε με το μοντέλο RCPWAVE του προγράμματος Coastal Engineering Design & Analysis System 4.0 (CEDAS 4.0). Το RCPWAVE είναι ένα αριθμητικό μοντέλο, δύο διαστάσεων, που χρησιμοποιείται για να προβλέψει τη διάδοση γραμμικών, επίπεδων κυμάτων πέρα από μια ανοικτή παράκτια περιοχή με ακανόνιστη βυθομετρία. Χρησιμοποιεί τη γραμμική θεωρία κυμάτων επειδή έχει αποδειχθεί για να παραγάγει τις αρκετά ακριβείς λύσεις στα προβλήματα διάδοσης κυμάτων. Σημειώνεται, ότι το RCPWAVE κατά την προσομοίωση των κυμάτων περιλαμβάνει το φαινόμενο της διάθλασης ενώ δεν υπολογίζει την περίθλαση.

Το RCPWAVE λύνει με την μέθοδο των χωριζόμενων μεταβλητών τις εξισώσεις του Berkhoff (1972, 1976), οι οποίες ισχύουν έξω από τη ζώνη κυματωγής, μαζί με την εξίσωση που υπολογίζει την αλλαγή διεύθυνσης των κυμάτων και τη σχέση απόκλισης και σύγκλισης των κυμάτων. Αυτές οι εξισώσεις περιγράφουν τη συνδυασμένη διαδικασία διάθλασης και περίθλασης για γραμμικά, επίπεδα κύματα υποκείμενα στους περιορισμούς της μικρής κλίσης. Το μοντέλο θεωρεί ότι η ανάκλαση των κυμάτων είναι αμελητέα και οποιεσδήποτε ενεργειακές απώλειες είναι μικρές και μπορούν να παραβλεφθούν.

Το RCPWAVE είναι στατικό και γραμμικό μοντέλο, αυτό σημαίνει ότι δεν μπορεί να δώσει λύσεις σε μη γραμμικά προβλήματα, καθώς και σε προβλήματα στα οποία εμπεριέχεται η παράμετρος του χρόνου. Για την λύση των εξισώσεων χρησιμοποιείται η αριθμητική μέθοδος γιατί οι αναλυτικές λύσεις των εξισώσεων αυτών μπορούν να υπάρξουν μόνο σε εξιδανικευμένες καταστάσεις. Αυτό γίνεται με προσέγγιση μερικών παραγώγων πεπερασμένων μεταβλητών, η οποία λειτουργεί πάνω σε ένα υπολογιστικό πλέγμα και η ακρίβεια λύσης συσχετίζεται άμεσα με την ανάλυση μέσα στο πλέγμα.

Το σύστημα συντεταγμένων για το πλέγμα που χρησιμοποιεί το RCPWAVE είναι προσανατολισμό με τέτοιο τρόπο ώστε ο άξονας Y να αντιστοιχεί στη παράκτια κατεύθυνση και ο άξονας X στην κάθετη στην παράκτια διεύθυνση. Τα κελία του πλέγματος έχουν τα σταθερά μήκη dx και dy στους άξονες X και Y, αντίστοιχα (Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.3: Προσανατολισμός και καθορισμός των συντεταγμένων στο RCPWAVE

Η διαδικασία της λύσης που εφαρμόζεται στο μοντέλο περιλαμβάνει: Την εισαγωγή των χαρακτηριστικών των κυμάτων, το ύψος κύματος (H_0), της διεύθυνσης (θ_0) και την περίοδο (T), σε συνθήκες βαθιών νερών, καθώς επίσης την βυθομετρία για κάθε κελί του κανάβου. Υπολογίζει τον κυματικό αριθμό (k) χρησιμοποιώντας τη σχέση διασποράς, η οποία χρησιμοποιείται ως αρχική συνθήκη στον υπολογισμό της διεύθυνσης των κυμάτων για σε κάθε κελί του κανάβου. Η ταχύτητα των κυμάτων, C , και η ομαδική ταχύτητα C_g σχετίζονται με την περίοδο του κύματος και τον κυματικό αριθμό και υπολογίζονται σε κάθε κελί του κανάβου. Η γωνία των κυμάτων, θ , υπολογίζεται σε όλο το πλέγμα χρησιμοποιώντας τον νόμο του Snell (εξίσωση 3.10) με την υπόθεση ότι οι ισοβαθείς είναι παράλληλες στον άξονα Y .

$$\frac{C_0}{C} = \frac{\sin \theta_0}{\sin \theta} \quad (3.10)$$

όπου C_0 είναι η ταχύτητα των κυμάτων στα βαθιά.

Το ύψος του κύματος σε κάθε κελί, υπολογίζεται από το ύψος του στα βαθιά (H_0), το συντελεστή (k_s) και το συντελεστή διάθλασης (k_r).

$$k_s = \sqrt{\frac{I}{\left(1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)}\right) \tanh(kh)}} \quad (3.11)$$

και

$$k_r = \sqrt{\frac{\cos(\theta_o - \theta_c)}{\cos(\theta - \theta_c)}} \quad (3.12)$$

Μετά από τον προσδιορισμό της αρχικής συνθήκης για τις ζητούμενες μεταβλητές, η λύση γίνεται διαδοχικά σε κάθε σειρά του κανάβου.

Οι οριακές συνθήκες προς τη θάλασσα χρησιμοποιούνται για να προσδιορίσουν την πορεία του κύματος προς την ακτή. Οι τιμές για τη γωνία, το ύψος κύματος και τους κυματικούς αριθμούς υπολογίζονται με βάση αυτές των βαθιών νερών κατά μήκος του προς τη θάλασσα ορίου και με την υπόθεση ότι ισχύει ο νόμος του Snell.

Ζώνη κυματωγής.

Δεδομένου ότι η γραμμική θεωρία δεν επιτρέπει την πρόβλεψη μετά τη ζώνη θραύσης, ούτε και το μετασχηματισμό των κυμάτων στη ζώνη κυματωγής, χρησιμοποιούνται εμπειρικές και προσεγγιστικές μέθοδοι για τη περιγραφή της αρχικής θραύσης των κυμάτων. Το RCPWAVE χρησιμοποιεί το κριτήριο Weggel (1972), το οποίο ορίστηκε με την χρήση μιας εμπειρικής σχέσης που προέκυψε από μετρήσεις πεδίου.

$$H_b = \frac{b - d_b}{1 + \frac{a - d_b}{gT^2}} \quad (3.13)$$

όπου $a = 43,75^{1 - e^{-19m}}$ (3.14)

και $b = 1,56^{\frac{1}{1 - e^{-19,5m}}}$ (3.15)

με m : η κλίση του πυθμένα, H_b : το ύψος του κύματος που σπάει, και d_b : το βάθος που σπάει το κύμα.

3.4 Προσδιορισμός των οριακών συνθηκών για την κίνηση του ιζήματος

Για τον υπολογισμό των πραγματικών συνθηκών στην παραλιακή ζώνη είναι απαραίτητο να προσδιοριστούν οι οριακές συνθήκες για τις οποίες το ιζημα μπορεί να μεταφερθεί, τόσο για το υποθαλάσσιο τμήμα της παραλιακής ζώνης, όσο και για το χερσαίο.

3.4.1 Κατώφλι κίνησης των ιζημάτων στην υποθαλάσσια περιοχή.

Τα ιζήματα του πυθμένα κάτω από την επίδραση των ρευμάτων και των κυμάτων αποσταθεροποιούνται με αποτέλεσμα τη μετακίνηση των κόκκων. Το αν θα μετακινηθεί

έναν κόκκο ιζήματος διαμέτρου (D), που βρίσκεται πάνω σε ένα μη συνεκτικό πυθμένα, εξαρτάται από την ισορροπία μεταξύ των ροπών των δυνάμεων που ασκούνται στην μάζα του κόκκου λόγω βαρύτητας (F_G) και των δυνάμεων που ασκούνται από το ρευστό (F_D), η οποία εκφράζεται μαθηματικά με την σχέση 3.20 και γραφικά στο σχήμα 3.2 με κύριο εκφραστή την επιφανειακή τάση. Η μετακίνηση αρχίζει να όταν $F_D \geq F_G$.

$$F_G \eta \mu(\alpha) d_1 = F_D \sigma \nu(\alpha) d_2 \quad (3.16)$$

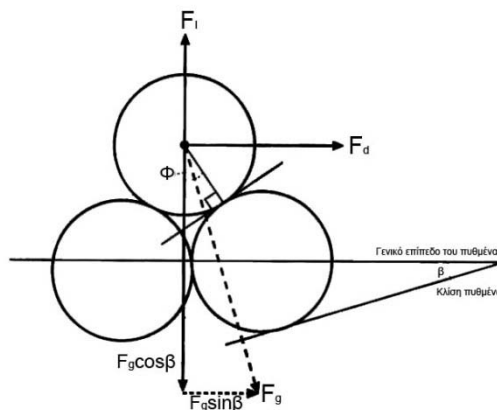
με
$$F_G = \frac{1}{6} \pi (\sigma - \rho) g D^3 \quad (3.17)$$

και
$$F_D = \frac{(\tau_0 D^2)}{(D^2 N)} \quad (3.18)$$

όπου: α : η γωνία μεταξύ της διεύθυνσης της ευκολότερης μετακίνησης και της οριζοντίου στο σημείο του άξονα περιστροφής και d_1 και d_2 οι αποστάσεις των δυνάμεων, D : η διάμετρος των κόκκων, σ : η πυκνότητα τους, ρ : η πυκνότητα του ρευστού, N : ο αριθμός των κόκκων ανά μονάδα επιφανείας του πυθμένα που εκτίθενται στην επιφανειακή τάση (τ_0). Η τιμή της κριτικής διατμητικής τάσης προκύπτει θεωρητικά από την εξίσωση:

$$\tau_c = \frac{1}{6} \pi D^2 N \varepsilon \varphi(\alpha) (\sigma - \rho) g D \quad (3.20)$$

Ο προσδιορισμός της κριτικής επιφανειακής τάσης απαιτεί μια σειρά από εργαστηριακές αναλύσεις και μετρήσεις που πρακτικά και ιδιαίτερα στο φυσικό περιβάλλον είναι σχεδόν αδύνατες.



Σχήμα 3.4: Ισορροπία δυνάμεων που ασκούνται σε έναν σφαιρικό κόκκο που αποτελεί μέρος ενός ομοιόμορφου κοκκομετρικά πυθμένα λόγω του βάρους του (F_g) της άνωσης (F_i) και της υπερκείμενης ροής (F_d) (Leeder, 1999).

Για τον προσδιορισμό της οριακής ταχύτητας του ρεύματος για να μπορέσει να θέσει σε κίνηση τους κόκκους του ιζήματος χρησιμοποιήθηκε η σχέση 3.21 των You and Yin (2006).

$$U_{wle} = 2\pi C \left[1 + 5 \left(\frac{T_R}{T} \right)^2 \right]^{-1/4} \quad (3.21)$$

οπού, U_{wle} : η απαιτούμενη ταχύτητα για την έναρξή της μεταφοράς T η περίοδος του κύματος και C και T_R μεταβλητές που εξαρτώνται από το μέγεθος του κόκκου του ιζήματος και δίνονται από της σχέσης:

$$C = \frac{2,53s_*^{0.92}\nu}{4\nu} \quad (3.22)$$

$$T_R = \frac{159s_*^{-1.3}D^2}{\nu} \quad (3.23)$$

οπού, D : η μέση διάμετρος των κόκκων και ν το κινηματικό ιξώδες του θαλασσινού νερού ($\sim 1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sec}$) και s_* ένα διαβαθμισμένο αδιάστατο εμπαιτισμένο βάρος του ιζήματος που δίνεται από τη σχέση (3.24).

$$s_* = \frac{D\sqrt{\rho_s g D}}{4\nu} \quad (3.24)$$

οπού, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, D : η μέση διάμετρος των κόκκων, ρ_s : η πυκνότητα του ιζήματος.

3.4.2 Κατώφλι κίνησης των ιζημάτων στην χερσαία περιοχή

Το κατώφλι για την εκκίνηση της μεταφοράς των κόκκων του ιζήματος από τον άνεμο δίνεται από την εξίσωση του Bagnold (1941):

$$U_{ut} = A_t \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho_a) g D}{\rho_a}} \quad \text{για } A_t=0.118 \quad (3.25)$$

όπου U_{ut} : η απαιτούμενη ταχύτητα για την έναρξή της μεταφοράς, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, D : η μέση διάμετρος των κόκκων, ρ_a : η πυκνότητα του αέρα, ρ_s : η πυκνότητα του ιζήματος.

3.5 Συλλογή δεδομένων και επεξεργασία

Η συλλογή δεδομένων για την ανάπτυξη της βάσης δεδομένων του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών είχε δύο σκέλη: α) τη συλλογή πρωτογενών δεδομένων και β) την αξιοποίηση υπαρχόντων δεδομένων. Στο πρώτο σκέλος πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις πεδίου και ακολούθως εργαστηριακές αναλύσεις σε

τρεις περιοχές στην Ελλάδα (Αμμουδάρα, νομού Ηρακλείου, Αλμυρός νόμος Χανίων και Αγ. Ιωάννης, νήσου Λευκάδας) με σκοπό την συγκέντρωση ενός πλήρους «πακέτου» δεδομένων. Το δεύτερο σκέλος περιελάμβανε την συλλογή δεδομένων από παραλιακές ζώνες ανά την Ελλάδα που έχουν συγκεντρωθεί σε προηγούμενες μελέτες, διπλωματικές εργασίες (του εργαστηρίου Φυσικής Γεωγραφίας του Πανεπιστημίου Αθηνών), μεταπτυχιακές εργασίες και διδακτορικές διατριβές.

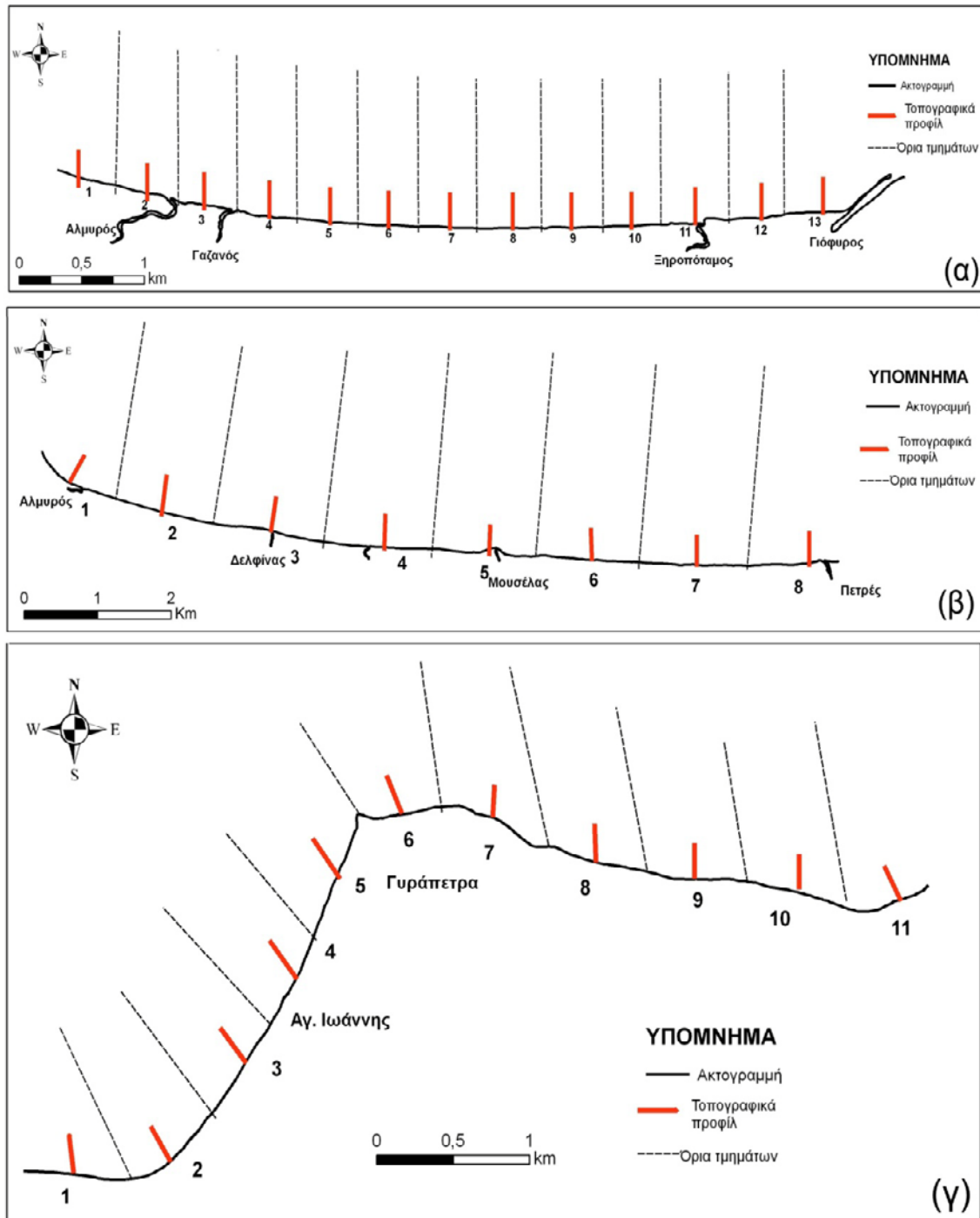
3.5.1 Συλλογή πρωτογενών δεδομένων - Εργασίες πεδίου.

Οι εργασίες πεδίου πραγματοποιήθηκαν στις τρεις παραλιακές ζώνες, i) της Αμμουδάρας, νομού Ηρακλείου το Οκτώβριο του 2004 ii) του Αλμυρού, νομού Χανίων Οκτώβριος 2008 και iii) Αγ. Ιωάννης, νήσος Λευκάδα, Σεπτέμβριος 2007. Περιλάμβαναν μορφοδυναμικές μετρήσεις αποτύπωσης των γεωμορφών (ακτόλιθοι, πεδίο θινών), βαθυμετρική αποτύπωση του πυθμένα και συλλογή επιφανειακών δειγμάτων ιζήματος για τον προσδιορισμό του ιζηματολογικού καθεστώτος.

Οι τοπογραφικές τομές έγιναν με την τοπογραφικών οργάνων, ενώ στο μέτωπο της παραλίας με κλισίμετρο, μετριόνταν η κλίση ανά 100m κατά μήκος της ακτογραμμής σε κάθε παραλιακή ζώνη. Κάθε μέτρηση κλίσης θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τη μέση κλίση του τμήματος της επιφάνειας της ακτής που περικλείεται από το μέσον της απόστασης του σημείου μέτρησης από το προηγούμενο σημείο και από το μέσον του επόμενου σημείου μέτρησης. Με την χρήση τριγωνομετρικών υπολογισμών σχεδιάστηκαν οι αντίστοιχες τοπογραφικές τομές. Οι υποθαλάσσιες τομές είναι συνέχεια των τομών στην παραλία. Για την μέτρηση του βάθους χρησιμοποιήθηκε φορητό βαθύμετρο Zodex, ανά διαστήματα των 5m έως την ισοβαθή των 5m. Για τα μεγαλύτερα βάθη χρησιμοποιήθηκαν βυθομετρικά δεδομένα από το πρόγραμμα BLEUNAV, τα οποία συνδυάστηκαν με τις μετρήσεις πεδίου και με την χρήση του ArcGIS 9.3 κατασκευαστήκαν ψηφιακά μοντέλα εδάφους τα οποία χρησιμοποιήθηκαν τόσο στον υπολογισμό των θαλασσίων ορίων των τμημάτων της παραλιακής ζώνης όσο και για τον υπολογισμό των χαρακτηριστικών των κυμάτων στη θραύση.

Για την συλλογή των επιφανειακών δειγμάτων ιζήματος (υποθαλάσσια και χερσαία) έγινε λήψη ιζήματος από τα πρώτα 2cm του συνολικού δείγματος. Ακόμα λήφθηκαν φωτογραφίες στη χέρσο αλλά και υποθαλάσσιες με την χρήση ψηφιακής φωτογραφικής μηχανής OLYMPOUS 700.

Οι τοπογραφικές τομές (επιφανειακές και υποθαλάσσιες) και οι θέσεις δειγματοληψίας για κάθε παραλιακή ζώνη φαίνονται στο σχήμα 3.5.1.



Σχήμα 3.5: Θέσεις τοπογραφικών τομών για τις 3 περιοχές μελέτης α) Αμμουδάρα, β) Αλμυρός και γ) Αγ. Ιωάννης Λευκάδας.

3.5.2 Εργαστηριακές κοκκομετρικές αναλύσεις.

Η κοκκομετρική ανάλυση έγινε με βάση μεθοδολογία προετοιμασίας και κοκκομετρικής ανάλυσης του Folk (1974). Χρησιμοποιήθηκαν κόσκινα, τύπου REINTZ, με διαμέτρους που φαίνονται στον πίνακα 3.5.1α. Η ταξινόμηση των δειγμάτων ιζήματος έγινε σύμφωνα με την ταξινόμηση μεγέθους κόκκων κατά Wentworth (1922) (Πίνακας 3.5.1β).

Πίνακας 3.5.1: Η σειρά κόσκινων που χρησιμοποιήθηκε για την κοκκομετρική ανάλυση των δειγμάτων (α) και η ταξινόμηση Κόσκων κατά Wentworth (β) (Folk, 1980).

Διάμετρος κοσκίνων	
(mm)	(ϕ)
4	-2
2	-1
1	0
0.8	0.32
0.5	1
0.4	1.32
0.315	1.67
0.2	2.32
0.1	3.32
0.063	3.99
0.05	4.32
<0.05	>4.32

Διάμετρος Κοσκίνων	Διάμετρος Κόσκων			Ταξινόμηση κατά Wentworth	
	mm	μm	ϕ		
U.S. sieve number	4096		-20		
	1024		-10		
	256		0	Ουράλιθος (Boulder - 0 to - 12 ϕ)	
	64		-6	Βότρυλα (Cobble - 6 to - 16 ϕ)	
	16		-2	Σόλιμα (Pebble - 2 to - 16 ϕ)	
5	4				
6	3.36	-1.75		Κόσκινι (Granule)	
7	2.83	1.5			
8	2.38	-1.25			
10	2				
12	1.68	-0.75		Πολύ κοκκώδη άμμος (Very coarse sand)	
14	1.41	-0.5			
16	1.19	-0.25			
18	1	0			
20	0.84	0.25		Συνήρη άμμος (Coarse sand)	
25	0.71	0.5			
30	0.59	0.75			
35	1/2	0.5	-500		
40	0.42	400	1.25		
45	0.35	350	1.5		
50	0.3	300	1.75	Μέση άμμος (Medium sand)	
60	1/4	0.25	-250		
70	0.25	250	2.25		
80	0.177	177	2.5	Ψιλή άμμος (Fine sand)	
100	0.149	149	2.75		
120	1/8	0.125	-125		
140	0.105	105	3.25		
160	0.093	93	3.5	Πολύ ψιλή άμμος (Very fine sand)	
200	0.074	74	3.75		
250	1/16	0.0625	-62.5		
270	0.053	53	4.25		
325	0.044	44	4.5	Χονδρή (Coarse)	
	0.037	37	4.75		
	1/32	0.031	-31		
	1/64	0.0156	15.6	6	Ψιλή (medium)
	1/128	0.0078	7.8	7	Ψιλή (fine)
	1/256	0.0039	3.9	8	Πολύ ψιλή (Very fine)
Ανάκτηση με σπείρα 0 με υδρόμετρο	0.002	2	9		
	0.00098	0.98	10		
	0.00049	0.49	11		
	0.00024	0.24	12		
	0.00012	0.12	13		
	0.00012	0.12	14		

3.5.3 Στατιστικές κοκκομετρικές παράμετροι

Η στατιστική επεξεργασία των δειγμάτων έγινε με την μέθοδο των αθροιστικών καμπυλών των δειγμάτων και τον υπολογισμό των διαμέτρων ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} , ϕ_{50} , ϕ_{75} , ϕ_{84} και ϕ_{95} που αντιστοιχούν σε ποσοστό αθροιστικής συχνότητας 5%, 16%, 25%, 50%, 75%, 84% και 95%. Με βάση αυτές υπολογίστηκαν οι στατιστικοί παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την ταξινόμηση του κάθε δείγματος σύμφωνα με την μεθοδολογία του Folk (1974). Από αυτές, η επικρατούσα τιμή διαμέτρου (M_0), η οποία αντιπροσωπεύει την τιμή της διαμέτρου που αντιστοιχεί στο ποσοστό κόσκων με την μεγαλύτερη εμφάνιση, χρησιμοποιείται στους υπολογισμούς ως αντιπροσωπευτική τιμή για την κοκκομετρία της παραλιακής ζώνης. Ο υπολογισμός του μέσου κοκκομετρικού μεγέθους έγινε με την χρήση της αθροιστικής καμπύλης. Ακόμα υπολογίστηκαν: α) η διάμεσος (M_d), β) η γραφική μέση τιμή (Graphic Mean), γ) η περιεκτική γραφική σταθερά απόκλισης (σ_i), δ) η περιεκτική γραφική λοξότητα (ασυμμετρία) Sk_1 και ϵ) η κύρτωση (K_G), οι οποίες βοηθούν στον προσδιορισμό των κοκκομετρικών χαρακτηριστικών των τμημάτων της παραλιακής ζώνης ωστόσο δεν χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς του δείκτη τρωτότητας.

3.5.4 Αξιοποίηση υφιστάμενων μετρήσεων.

Από τις 40 παραλιακές ζώνες για τις οποίες υπήρχαν δεδομένα από μελέτες, διπλωματικές εργασίες του εργαστηρίου Φυσικής Γεωγραφίας ΕΚΠΑ, μεταπτυχιακές εργασίες και διδακτορικές διατριβές, για την εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας επιλέχθηκαν τελικά 13 περιοχές με βάση την καταλληλότητα και αξιοπιστία των στοιχείων τους καθώς κατά την συλλογή τους είχαν διαφορετικό σκοπό, στόχο αλλά και τρόπο συλλογής. Τα δεδομένα που αξιοποιήθηκαν ήταν μορφοδυναμικές μετρήσεις, τόσο στο χερσαίο στο

υποθαλάσσιο τμήμα της παραλιακής ζώνης όσο και στοιχεία για την ιζηματολογία της. Απαραίτητη προϋπόθεση ήταν οι μετρήσεις αυτές να είχαν διεξαχθεί με τρόπο κατάλληλο και συμβατό με τις υπόλοιπες περιοχές ώστε να υπάρχει ομοιογένεια στα δεδομένα και να περιγράφαν επαρκώς την περιοχή. Για το λόγο αυτό επιλέχθηκαν προσεκτικά, επαναπεξεργαστήκαν όπου χρειαζόταν και συμπληρώθηκαν με βιβλιογραφική έρευνα. Ο τελικός στόχος ήταν η δημιουργία μιας βάσης δεδομένων από αρκετές περιοχές, η οποία να περιέχει για κάθε παραλιακή ζώνη όλες τις μεταβλητές που εμφανίζονται στο πίνακα 3.1 και είναι απαραίτητες για την εφαρμογή του δείκτη, επετεύχθη μετά από την τελική επιλογή 16 παραλιακών ζωνών, οι οποίες καλύπτουν γεωγραφικά το σύνολο των Ελληνικών παράκτιων περιβαλλόντων.

3.6 Στατιστική Επεξεργασία

Για την στατιστική επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι της ανάλυσης ευαισθησίας (sensitivity analysis) και η παραγοντική ανάλυση (factor analysis). Η μέθοδος της ανάλυσης ευαισθησίας που έχει ως στόχο τον προσδιορισμό της σημαντικότητας της κάθε παραμέτρου στο δείκτη και τις μεταβολές του δείκτη. Επίσης τον προσδιορισμό του επίπεδου ακρίβειας που είναι απαραίτητο για μια παράμετρο ώστε να καταστήσει τη μέθοδο χρήσιμη και έγκυρη. Η μέθοδος της παραγοντικής ανάλυσης έχει σαν στόχο τον προσδιορισμό της σημαντικότητας των μεταβλητών που διαμορφώνουν τον δείκτη τρωτότητας.

3.6.1 Ανάλυση ευαισθησίας

Η ανάλυση ευαισθησίας χρησιμοποιείται για να προσδιορίσει την «ευαισθησία» ενός μοντέλου σε σχέση με τις μεταβολές των τιμών των παραμέτρων του, αλλά και σε ενδεχόμενες αλλαγές στη δομή του (Saltelli et al. 2000). Για τους σκοπούς της διατριβής μελετήθηκε η ευαισθησία του μοντέλου στις μεταβολές των παραμέτρων για κάθε περιοχή μελέτης, αλλά και η ευαισθησία του σε σχέση με την μεταβολή στην δομή του. Αυτό έγινε, καθώς υπάρχουν παραλιακές ζώνες στις οποίες είτε δεν συμμετέχουν όλοι οι παράμετροι στην διαμόρφωση του δείκτη, είτε έχουν διαφορετική σημαντικότητα. Για παράδειγμα, στην παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας δεν έχουμε την παράμετρο των ποτάμιων στεροαπορροών στο σύστημα. Ο έλεγχος ευαισθησίας του μοντέλου σε σχέση με τις τιμές των παραμέτρων γίνεται πραγματοποιώντας μια σειρά δοκιμών, στις οποίες θέτονται διαφορετικές τιμές στις παραμέτρους. Η ανάλυση ευαισθησίας βοηθάει να εντοπιστούν οι αδυναμίες του μοντέλου και να αναγνωριστούν με αποτέλεσμα να αυξάνεται ο βαθμός εμπιστοσύνης του. Πολλές παράμετροι που χρησιμοποιούνται στο δείκτη είναι πολύ δύσκολο, ή ακόμα και αδύνατο, να μετρηθούν με μεγάλη ακρίβεια σε πραγματικές συνθήκες. Έτσι, στις περιπτώσεις αυτές η ανάλυση ευαισθησίας επιτρέπει να καθορίσει το

επίπεδο ακρίβειας είναι απαραίτητο για μια παράμετρο ώστε να καταστήσει τη μέθοδο χρήσιμη και έγκυρη (Saltelli et al. 2000).

Η ανάλυση ευαισθησίας έγινε για οχτώ μεταβλητές που διαμορφώνουν τις παραμέτρους του δείκτη. Αυτές είναι το σημαντικό ύψος κύματος στα ανοικτά, το ύψος του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης, ii) το μήκος του χερσαίου, θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης καθώς και για σύνολο του μήκους του προφίλ, η κοκκομετρία του χερσαίου και υποθαλάσσιου τμήματος, η γωνία θραύσης του κύματος, και η ταχύτητα του ανέμου. Οι τιμές που χρησιμοποιήθηκαν είναι αντιπροσωπευτικές, αυξάνονται με σταθερό βήμα σε κάθε μεταβλητή.

Για την γεωμετρία της ακτής αυτή θεωρήθηκε σταθερή με την απόσταση του χερσαίου ορίου στα 30 m και το μέγιστο βάθος κινητοποίησης σε βάθος 10 m και απόσταση 100m από την ακτή. Η κλίση της ακτής παραμένει σταθερή σε όλους τους ελέγχους. Η ανάλυση των αποτελεσμάτων έγινε με την χρήση του λογισμικού SPSS 17.

3.6.2 Παραγοντική ανάλυση (factor analysis).

Οι κύριες εφαρμογές της παραγοντικής ανάλυσης είναι να μειώσουν τον αριθμό των μεταβλητών και να διακρίνουν τη σχέση ανάμεσα στις μεταβλητές, δηλαδή την ιεράρχηση της βαρύτητας κάθε μεταβλητής. Συνεπώς η παραγοντική ανάλυση εφαρμόζεται ως μείωση δεδομένων ή ως μέθοδος ανίχνευσης της βέλτιστης διάρθρωσης. Τα δεδομένα πρέπει να έχουν μια διμεταβλητή κανονική κατανομή για κάθε ζευγάρι μεταβλητών και οι παρατηρήσεις πρέπει να είναι ανεξάρτητες. Άρα κάθε μια από τις p , αρχικές μεταβλητές πλήθους X_1, X_2, \dots, X_p μπορούν να εκφραστούν ως μια γραμμική εξίσωση με m (όπου $m < p$) ασυσχέτιστους παράγοντες:

$$X_i = \alpha_{i1}F_1 + \alpha_{i2}F_2 + \dots + \alpha_{im}F_m$$

όπου F_1, F_2, \dots, F_m είναι οι συντελεστές και $\alpha_{i1}, \alpha_{i2}, \dots, \alpha_{im}$ είναι οι συντελεστές βαρύτητας που εκφράζουν τη συσχέτιση μεταξύ των συντελεστών και των αρχικών μεταβλητών.

Οι τιμές των κάθε παραγόντων ονομάζονται παραγοντικά αίτια και παρουσιάζονται σε τυποποιημένη μορφή έχοντας μηδενική σημασία και μοναδική μεταβλητότητα (Jolliffe 1986, Manly 1986). Ο αριθμός m από τους διατηρούμενους παράγοντες πρέπει να καθοριστεί χρησιμοποιώντας διάφορους κανόνες (πραγματική αξία) και λαμβάνοντας υπόψη τη φυσική ερμηνεία των αποτελεσμάτων. Ένα άλλο σημαντικό σημείο της ανάλυσης είναι η εναλλαγή των αξόνων που μεγιστοποιεί τη βαρύτητα των παραγόντων και ελαχιστοποιεί κάποιων άλλων, επιτυγχάνοντας με τον τρόπο αυτό επιτυγχάνεται μια καλύτερη ιεράρχηση μεταξύ των αρχικών μεταβλητών. Η μέγιστη μεταβαλλόμενη εναλλαγή είναι γενικά αποδεκτή ως η πλέον ακριβής ορθογώνια εναλλαγή, που μεγιστοποιεί το άθροισμα των μεταβλητών των τετραγώνων των συντελεστών βαρύτητας, κρατώντας τους παράγοντες ασυσχέτιστους (Richman 1986).

Οι παραγοντική ανάλυση έγινε για το σύνολο των παραλιακών ζωνών με την χρήση των μέσων τιμών για κάθε μεταβλητή και η επεξεργασία τους έγινε με την χρήση του λογισμικού SPSS 17.

4. Φυσιογραφικά Χαρακτηριστά Περιοχών Εφαρμογής

4.1 Ο Ελληνικός παράκτιος χώρος

Η Ελλάδα έχει τη μεγαλύτερη παράκτια ζώνη της Μεσογείου, με μήκος ακτογραμμής είναι περίπου 17,000 χιλιόμετρα από τα οποία τα 12000km περίπου στα νησιά και 5000km χιλιόμετρα την ηπειρωτική χώρα (Coccosis and Mexa 2002). Αποτελεί τη 4η μεγαλύτερη παράκτια ζώνη ανάμεσα στις Ευρωπαϊκές χώρες, με σχεδόν τη μισή να καταγράφεται στην ηπειρωτική Ελλάδα, ενώ η υπόλοιπη στα 9.800 νησιά και βραχονησίδες. Το 33% του ελληνικού πληθυσμού κατοικεί σε παράκτιες περιοχές που απέχουν 1-2 km από την ακτή, ενώ, εάν ως παράκτιος πληθυσμός θεωρηθεί αυτός που κατοικεί σε απόσταση έως και 50 km από την ακτή, τότε το ποσοστό του παράκτιου πληθυσμού εκτιμάται στο 85% του συνολικού. Οι απειλές για το ελληνικό παράκτιο και θαλάσσιο περιβάλλον προέρχονται είτε από φυσικούς κινδύνους, είτε κυρίως από ανθρωπογενείς επιδράσεις, με σημαντικότερο πρόβλημα αυτό της παράκτιας διάβρωσης.

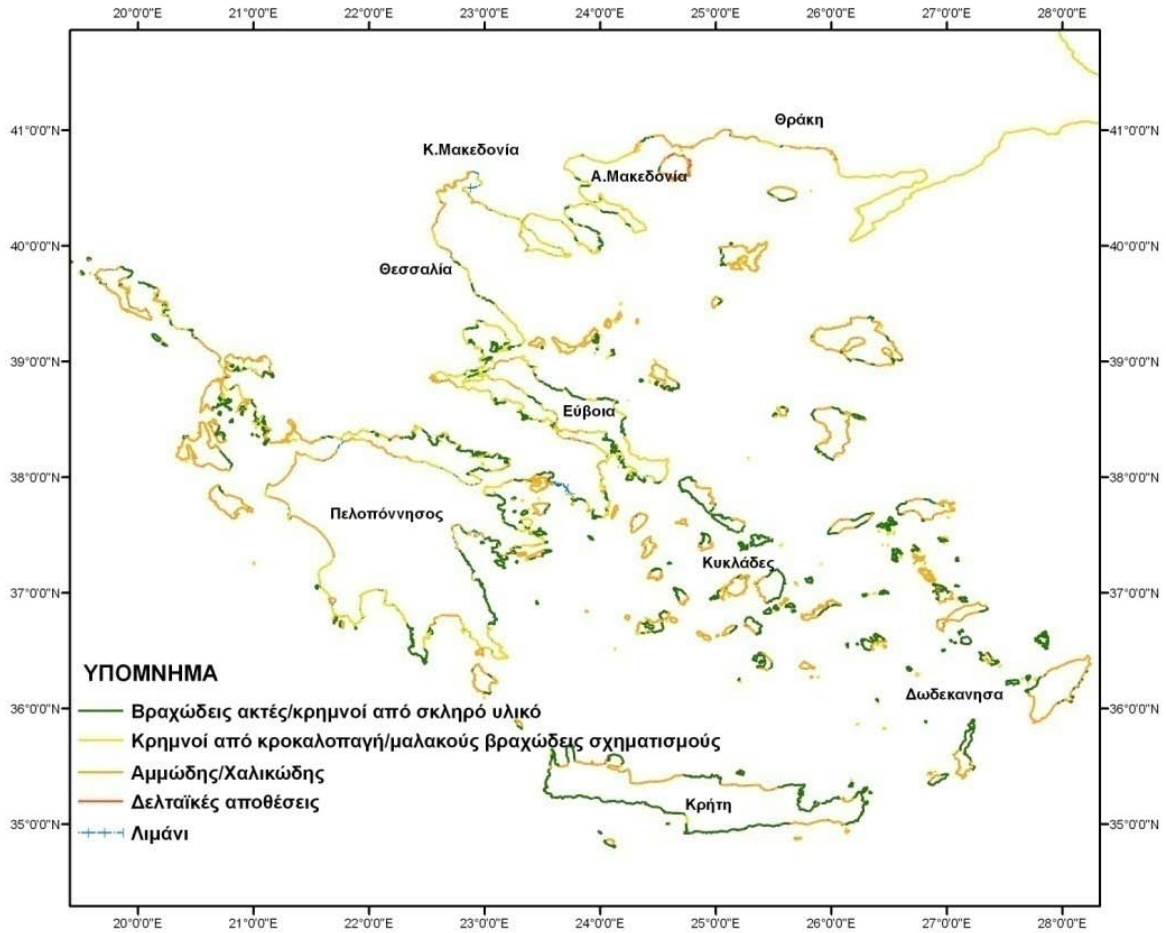
4.1.1 Φυσιογραφικά στοιχεία

Η ελληνική ακτογραμμή μπορεί να ταξινομηθεί σύμφωνα με το πρόγραμμα EUROSION (2001), σε τέσσερις βασικούς τύπους ακτών: (α) βραχώδεις ακτές και/ή κρημνοί από σκληρό υλικό, σε ποσοστό 44%, (β) κρημνοί από κροκαλοπαγή και/ή μαλακούς βραχώδεις σχηματισμούς που συχνά εμπεριέχουν και μικρές (<200m), παραλίες κλειστής κυκλοφορίας (rocket beaches), σε ποσοστό 14%, (γ) παράλιες ζώνες είτε μικρού μήκους (200-1000m) που διαχωρίζονται από βραχώδη ακρωτήρια είτε εκτεταμένες παραλίες (>1km) ποικίλης κοκκομετρικής σύστασης και ακτογραμμές παράκτιων σχηματισμών θαλάσσιας απόθεσης (π.χ. barriers¹, spits²), συμπεριλαμβανομένων και των τεχνητά εμπλουτισμένων παραλιών, σε ποσοστό 36% και τέλος στις (δ) δελταϊκές παραλίες με ποσοστό 6%. Η ταξινόμηση των παρακτίων περιοχών φαίνεται στο σχήμα 4.1.

Οι παραλιακές ζώνες στην Ελλάδα αποτελούν τον 36% του συνολικού μήκους των ακτών και ένα ποσοστό της τάξης του 3.5% χαρακτηρίζονται ως παραλίες κλειστής κυκλοφορίας (rocket beaches). Στην Ήπειρο παραλίες ζώνες αντιπροσωπεύουν το 19,6% των ακτών, η οποία είναι η μικρότερη παρουσία στην Ελλάδα, ενώ το μεγαλύτερο σήμερα βρίσκεται στην Μακεδονία 46,8%. Στα νησιά λόγω της πολυσχιδής μορφολογίας οι παραλιακές ζώνες δεν είναι ανεπτυγμένες και είναι κυρίως της μορφής rocket beach (EUROSION 2001).

¹ Barriers: Παραλιακοί φράγμα

² Spits: Ιζηματογενή βέλη από θαλάσσιες αποθέσεις χαλαρών ιζημάτων



Σχήμα 4.1: Ταξινόμηση των παρακτινών περιοχών της Ελλάδας (Alexandrakis et al. 2010)

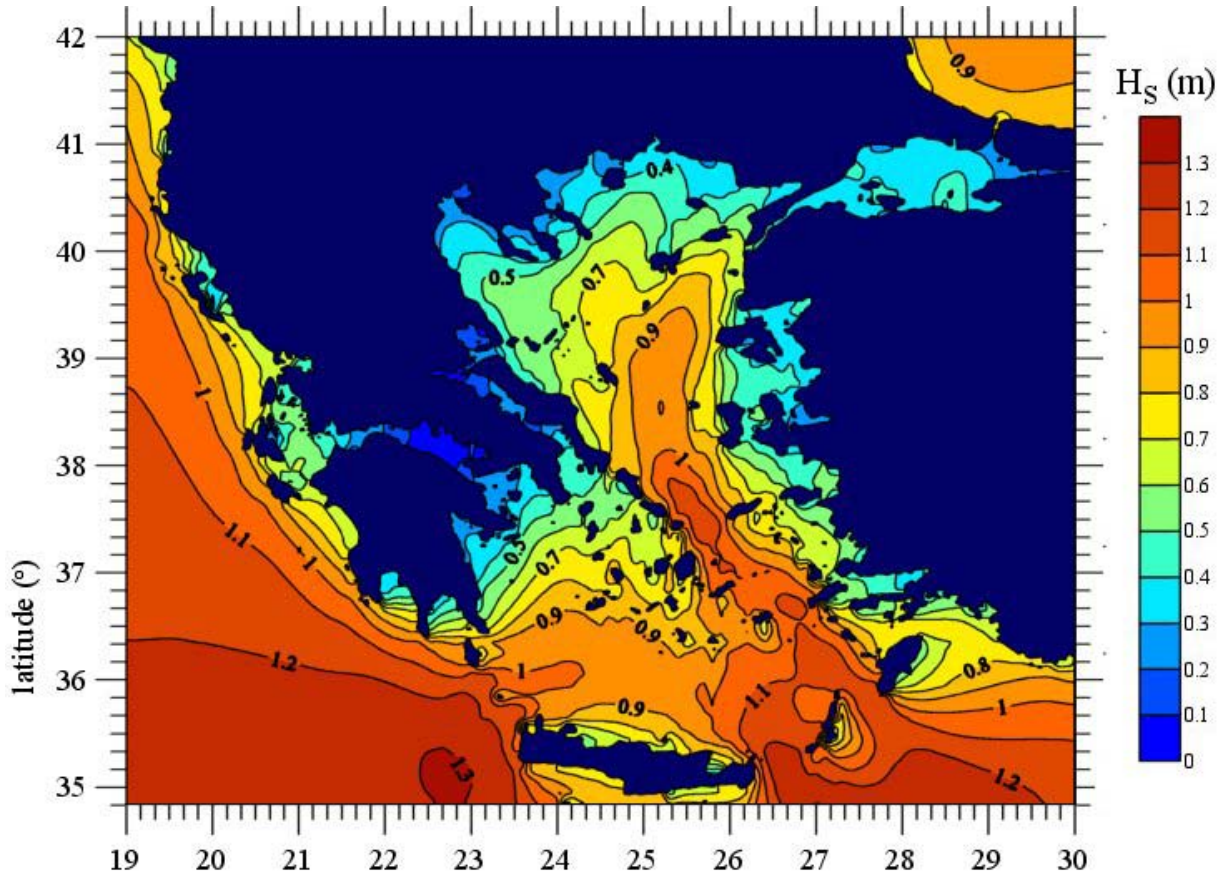
Πίνακας 4.1.1: Ποσοστά παραλιακών ζωνών και παραλιών κλειστής κυκλοφορίας στα γεωγραφικά διαμερίσματα της Ελλάδας.

	Παραλιακές ζώνες	Παραλίες κλειστής κυκλοφορίας
Ήπειρος	19,6	2,69
Στερεά Ελλάδα	34,4	4,42
Πελοπόννησος	43,13	3,93
Θεσσαλία	29,93	7,61
Μακεδονία	46,83	1,95
Θράκη	45,43	0,25
Κρήτη	26,5	2,50
Κυκλάδες	45,8	4,60
Νησιά Αιγίου	32,7	3,45

4.1.2 Βασικά Ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά του Ελληνικού χώρου.

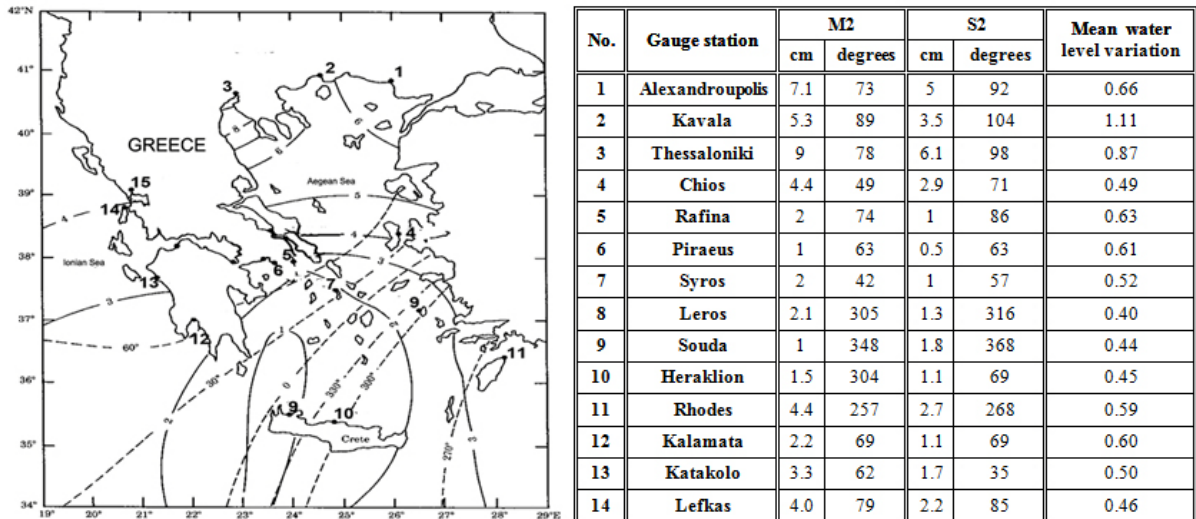
Συμφώνα με τις μετρήσεις του συστήματος POSEIDON του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών και τον Άτλαντα Ανέμου και Κύματος (Σουκισιάν κ.α. 2007), το κυματικό καθεστώς ανοιχτής θαλάσσης του Αιγαίου Πελάγους εμφανίζει ένα μέσο ετήσιο σημαντικό ύψος κύματος είναι 0,4 m για τις παράκτιες περιοχές της Θράκης και Ανατολικής Μακεδονίας, 0,5 m για την Κεντρική Μακεδονία, 0,6 m για τη Θεσσαλία και 0,9 m για τα νησιά του Β. Αιγαίου. Στην περίπτωση των Κυκλάδων και των Δωδεκανήσων, το μέσο ετήσιο

σημαντικό ύψος κύματος κυμαίνεται ανάμεσα στις τιμές 0,9 και 1,1 m και ελαττώνεται προς τα δυτικά. Οι ανατολικές ακτές της Αττικής και της Πελοποννήσου εμφανίζουν μέσο σημαντικό ύψος κύματος της τάξης του 0,5 m. Τέλος, για τη Βόρεια ακτογραμμή της Κρήτης το μέσο ετήσιο σημαντικό ύψος κύματος είναι 0,6 m στο κεντρικό τμήμα της και 0,8m κατά μήκος του ανατολικού και του δυτικού τμήματός της (Σχήμα 4.2).



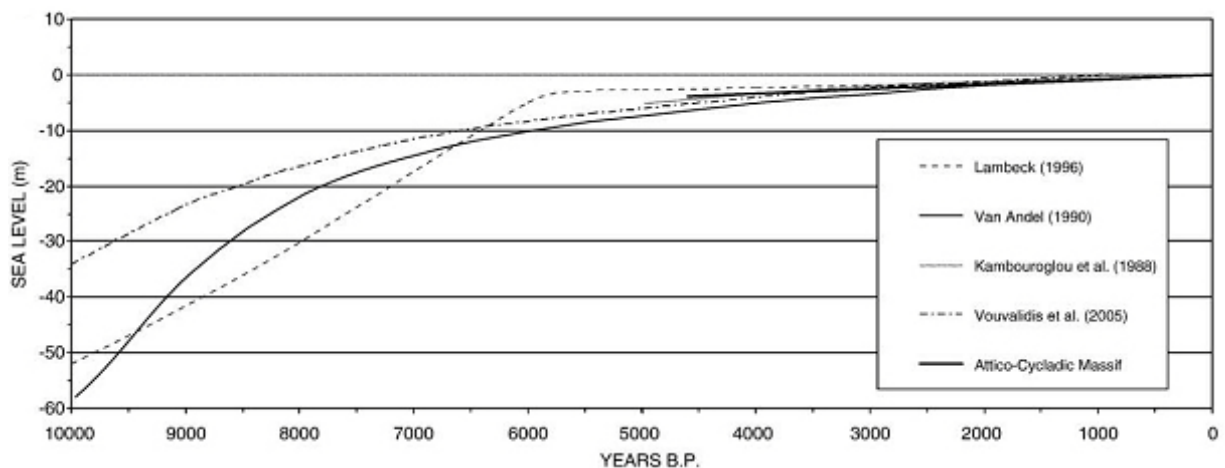
Σχήμα 4.2: Μέσο Σημαντικό ύψος κύματος για τις ελληνικές θάλασσες.

Η αστρονομική παλίρροια των Ελληνικών υδάτων είναι γενικά χαμηλότερη από 10 cm (Tsimplis 1994). Ωστόσο, η συνολική διακύμανση της στάθμης ξεπερνά τα 0,5 m εξαιτίας των μετεωρολογικών συνθηκών (διαφορές στη βαρομετρική πίεση, τον άνεμο και τη δράση των κυμάτων). Με βάση μετρήσεις της μέσης διακύμανσης της στάθμης (άθροισμα μετεωρολογικής και αστρονομικής παλίρροιας) από την Υδρογραφική Υπηρεσία του Πολεμικού Ναυτικού (ΥΥΠΝ 2005), προκύπτει ότι η σχετική διακύμανση της στάθμης της θάλασσας για τη Βόρεια ακτή του Αιγαίου ποικίλει από 0,7 m στο ανατολικό τμήμα (Θράκη) ως 0,9m στο δυτικό τμήμα (Θερμαϊκός Κόλπος). Στις ακτογραμμές των Κυκλάδων και των Δωδεκανήσων και στις ανατολικές ακτές της Αττικής και της Πελοποννήσου είναι της τάξης των 0,5-0,6 m. Στο νότιο Αιγαίο (Βόρεια ακτογραμμή της Κρήτης) έχει μεταβολές μικρότερες του 0,5 m (Tsimplis 1994). Οι τιμές δίνονται αναλυτικά στο σχήμα 4.3, όπου το ύψος δίνεται σε cm και οι φάσεις σε μοίρες. Οι σταθμοί είναι σημειωμένοι με αριθμούς (1-15).



Σχήμα 4.3: Καμπύλες co-tidal (---) και co-range (-) για την M_2 συνιστώσα (Tsimplis 1994).

Η σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης για την περιοχή του Αιγαίου αποτυπώνεται σε τέσσερις δημοσιευμένες ευστατικές καμπύλες από τους Vouvalidis et al. (2005), Kambouroglou et al. (1988), Lambeck (1996), και Van Andel (1990). Οι καμπύλες αυτές, οι οποίες βρίσκονται σε συμφωνία μεταξύ τους για τα τελευταία 2000 χρόνια, υποδεικνύουν ένα σταθερό ρυθμό ανύψωσης της τάξης περίπου του 1 mm/a. Πιο πρόσφατες μελέτες με δεδομένα στάθμης από όλη τη Μεσόγειο, δίνει σχετική άνοδο της στάθμης >2 mm/a (Tsimplis and Spenser 1997, Tsimplis, 2005). Τέλος, η εκτίμηση της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης για τα επόμενα 100 χρόνια (IPCC 2007) είναι ακόμη μεγαλύτερη των 3 mm/a. Για την αττικοκυκλαδική μάζα και για μια περίοδο 5000 χρόνων οι Roulos et al. 2009 έδωσαν ρυθμό ανύψωσης 1mm/a.



Σχήμα 4.4: Καμπύλες ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης για τις ελληνικές θάλασσες για μια περίοδο 10000 χρόνων (Roulos et al. 2009).

4.1.3 Βασικά κλιματολογικά χαρακτηριστικά του Ελληνικού χώρου.

Η Ελλάδα βρίσκεται στη νότιο-ανατολική Ευρώπη και χαρακτηρίζεται από μεσογειακό κλίμα με βάση την κατάταξη Korppen (Korppen 1936), με ήπιους υγρούς χειμώνες και ξηρά

καλοκαίρια. Αποτελεί μια μεταβατική περιοχή κλιματολογικά, με εύκρατο και υγρό κλίμα στο Βορρά και ημίξηρο κλίμα στα νησιά του Αιγαίου (Palutikof et al. 1992, Palutikof and Wigley 1996).

Η Ελλάδα διακρίνεται σε 14 υδατικά διαμερίσματα ανάλογα με τα υδρογεωλογικά τους κριτήρια. Στο υδατικό διαμέρισμα της Δυτικής Πελοποννήσου, η ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται μεταξύ 800 mm στα πεδινά και 1600 mm στα ορεινά, με μέση ετήσια τιμή για το διαμέρισμα 1100 mm. Η μέση ετήσια θερμοκρασία του διαμερίσματος είναι 19 °C και το ετήσιο θερμομετρικό εύρος είναι συνήθως μικρότερο από 16 °C. Για το διαμέρισμά της Βόρειας Πελοποννήσου η μέση ετήσια τιμή της βροχόπτωσης για το ηπειρωτικό τμήμα του διαμερίσματος είναι 860 mm. Στο νησιωτικό τμήμα (Ζάκυνθος, Κεφαλονιά και Ιθάκη), η μέση βροχόπτωση είναι 950 mm. Η ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται στα παράλια του ηπειρωτικού τμήματος μεταξύ 500 mm και 800 mm, στο νησιωτικό μεταξύ 1000 και 1200 mm ενώ στις ορεινές περιοχές ξεπερνά τα 1200 mm (ΥΒΕΤ 1989). Η μέση ετήσια θερμοκρασία του διαμερίσματος είναι 18–19 °C. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος κυμαίνεται από 16°C -20 °C (Παπαναστασίου & Συνεργάτες 1989).

Στο υδατικό διαμέρισμα της ανατολικής Πελοποννήσου, η θερμοκρασία κατά μέσο όρο κυμαίνεται από 21°C ως 33 °C το καλοκαίρι και από 6°C ως 15 °C το χειμώνα, στα ανατολικά, ενώ στο βόρειο και κεντρικό τμήμα η θερμοκρασία κυμαίνεται από 16°C ως 30 °C το καλοκαίρι και από 2°C ως 10 °C το χειμώνα, κατά μέσο όρο. Η μέση ετήσια θερμοκρασία μεταβάλλεται περίπου 18 °C. Το μέσο ετήσιο ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο Υδατικό Διαμέρισμα Ανατολικής Πελοποννήσου είναι 774 mm με ελάχιστη τα 489 mm μέγιστη τα 780 mm.

Στο υδατικό διαμέρισμα δυτικής Στερεάς Ελλάδας, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής ξεκινά από 800 mm έως 1800 mm. Η μέση ετήσια τιμή στο σύνολο του διαμερίσματος εκτιμάται σε 1370 mm. Η μέση ετήσια θερμοκρασία εκτιμάται σε περίπου 14 °C. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος κυμαίνεται από 18 ως 19 °C, ενώ στα ορεινά ξεπερνά τους 20 °C.

Το υδατικό διαμέρισμα Ηπείρου, λόγω της γεωγραφικής θέσης και της πολυμορφίας του ανάγλυφου, το διαμέρισμα παρουσιάζει ποικιλία κλίματος. Στην Κέρκυρα και στις ακτές του διαμερίσματος επικρατεί το θαλάσσιο μεσογειακό κλίμα, ενώ όσο προχωρούμε στο εσωτερικό το κλίμα αλλάζει και γίνεται ηπειρωτικό, ενώ στα ορεινά επικρατεί το ορεινό. Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 10 °C στα ορεινά τμήματα έως 18°C στα παράλια και νησιωτικά τμήματα. Το μέσο ετήσιο ύψος βροχής του υδατικού διαμερίσματος κυμαίνεται από 1000 mm μέχρι 1200 mm στα παράλια και φτάνει μέχρι 2000 mm στα ορεινά τμήματα.

Στην Αττική, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής κυμαίνεται από 350 mm στο λεκανοπέδιο και έως 1000 mm στα ορεινά τμήματα. Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 16 °C μέχρι 18 °C, ανάλογα με το υψόμετρο και την απόσταση από τη θάλασσα, ενώ το ετήσιο θερμομετρικό εύρος είναι περίπου 16 °C. Στην ανατολική Στερεά Ελλάδα, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής κυμαίνεται από 500 mm έως 1200 mm στα ορεινά. Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 11 °C μέχρι 18 °C, ανάλογα με το υψόμετρο και την απόσταση από τη θάλασσα.

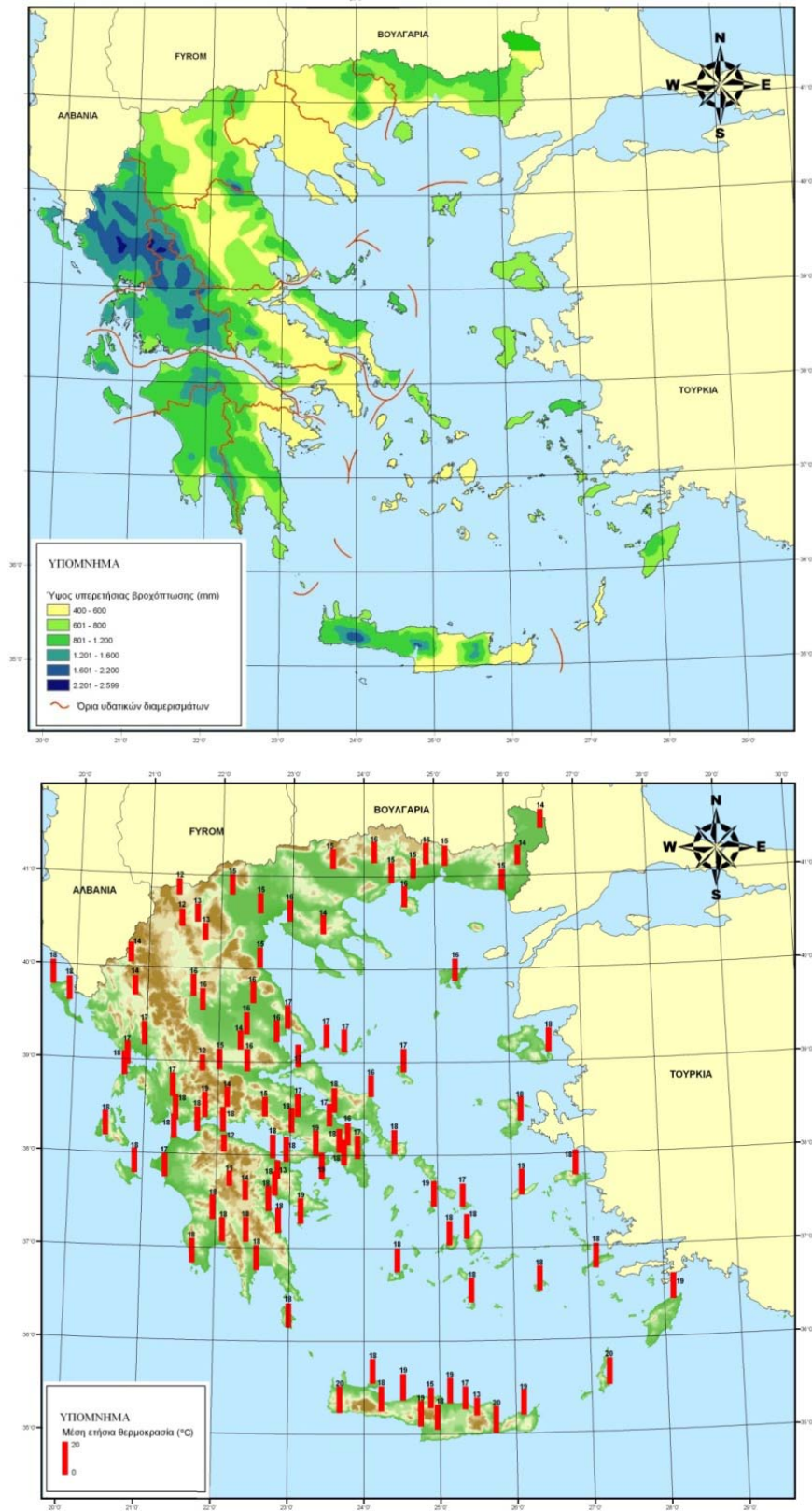
Το υδατικό διαμέρισμά της Θεσσαλίας εμφανίζει μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 16 ως 17 °C. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος ξεπερνά τους 22 °C. Το ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων εμφανίζει ελάχιστες τιμές 468 mm και μέγιστη 1142 mm (Κουτσογιάννης 1988). Στο σύνολο του διαμερίσματος, η μέση ετήσια επιφανειακή βροχόπτωση εκτιμάται σε 678 mm (Κ/Ξ Διαχείρισης Υδάτων Κεντρικής & Δυτικής Ελλάδος 2005).

Για την Μακεδονία, στα δυτικά το μέσο ετήσιο ύψος βροχής κυμαίνεται από 600 mm μέχρι 1200 mm. Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 14,5°C και 17°C. Στην κεντρική Μακεδονία, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής κυμαίνεται από 400 mm μέχρι 1000 mm. Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 14,5 °C και 17 °C. Ενώ στην ανατολικής Μακεδονία, η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται από 14,5°C ως 16,0 °C. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος ξεπερνά τους 21 °C. Το μέσο ετήσιο ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων είναι 675 mm. Με ελάχιστες τιμές 500mm περίπου στα παράκτια και πεδινά, ως 1000 mm στο εσωτερικό (ΥΒΕΤ 1989).

Στο υδατικό διαμέρισμά της Θράκης, η ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται στα παράκτια και το νησιωτικό τμήμα μεταξύ 500 mm και 600 mm, στο εσωτερικό μεταξύ 600 mm και 1000 mm, ενώ στα βόρεια ορεινά ξεπερνά τα 1000 mm. Η μέση ετήσια θερμοκρασία του διαμερίσματος είναι 14°C – 17 °C. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος ξεπερνά τους 20 °C (ΥΒΕΤ 1989).

Για το υδατικό διαμέρισμα της Κρήτης, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής στο σύνολο του διαμερίσματος σύμφωνα με τα στοιχεία της ΔΕΗ (1980) είναι περίπου 930 mm. Στο δυτικό τμήμα, το ύψος βροχής είναι πολύ μεγαλύτερο (1700 mm) σε σχέση με το ανατολικό. Η μέση ετήσια θερμοκρασία του διαμερίσματος κυμαίνεται από 18,5 °C, στο δυτικό τμήμα ως 20 °C στο νότιο. Το ετήσιο θερμομετρικό εύρος έχει τιμές από 14 °C έως 15 °C.

Οι νήσοι του Αιγαίου εμφανίζουν σημαντικές κλιματικές παραλλαγές λόγω της γεωγραφικής θέσης, του μεγέθους και της απόστασης των νησιών από τις πλησιέστερες ηπειρωτικές ακτές. Τα νησιά μπορούν να διακριθούν σε πέντε ομάδες με παρεμφερή μεγέθη βροχόπτωσης: i) κεντρικές και νότιες Κυκλάδες (Φολέγανδρος, Πάρος, Μήλος, Κίμωλος, Σίφνος, Σέριφος, Σύρος, Μύκονος, Νάξος, Αμοργός, Ανάφη, Θήρα, Ίος, Σίκινος), ii) βόρειες Κυκλάδες (Κύθνος, Κέα, Άνδρος, Τήνος), iii) βόρειο Αιγαίο (Λήμνος, Άγιος Ευστράτιος), iv) ανατολικό Αιγαίο (Λέσβος, Χίος, Ψαρά, Ικαρία, Σάμος, Φούρνοι, Πάτμος), και v) Δωδεκάνησα (Λέρος, Κάλυμνος, Κως, Νίσυρος, Σύμη, Τήλος, Χάλκη, Ρόδος, Κάρπαθος, Κάσος, Αστυπάλαια). Η μέση ετήσια θερμοκρασία του διαμερίσματος κυμαίνεται από 16,9 °C στο βόρειο άκρο μέχρι 19,9 °C στο νότιο. Σύμφωνα με στοιχεία της ΕΜΥ μέχρι 1991, το μεγαλύτερο ύψος βροχής δέχονται τα νησιά που βρίσκονται κοντά στις μικρασιατικές ακτές και το μικρότερο οι Κυκλάδες.



Σχήμα 4.5: Ύψη βροχής (i) και Θερμοκρασίες (ii) ανά γεωγραφικό διαμέρισμα στην Ελλάδα (ΥΠΕΧΩΔΕ 2003)

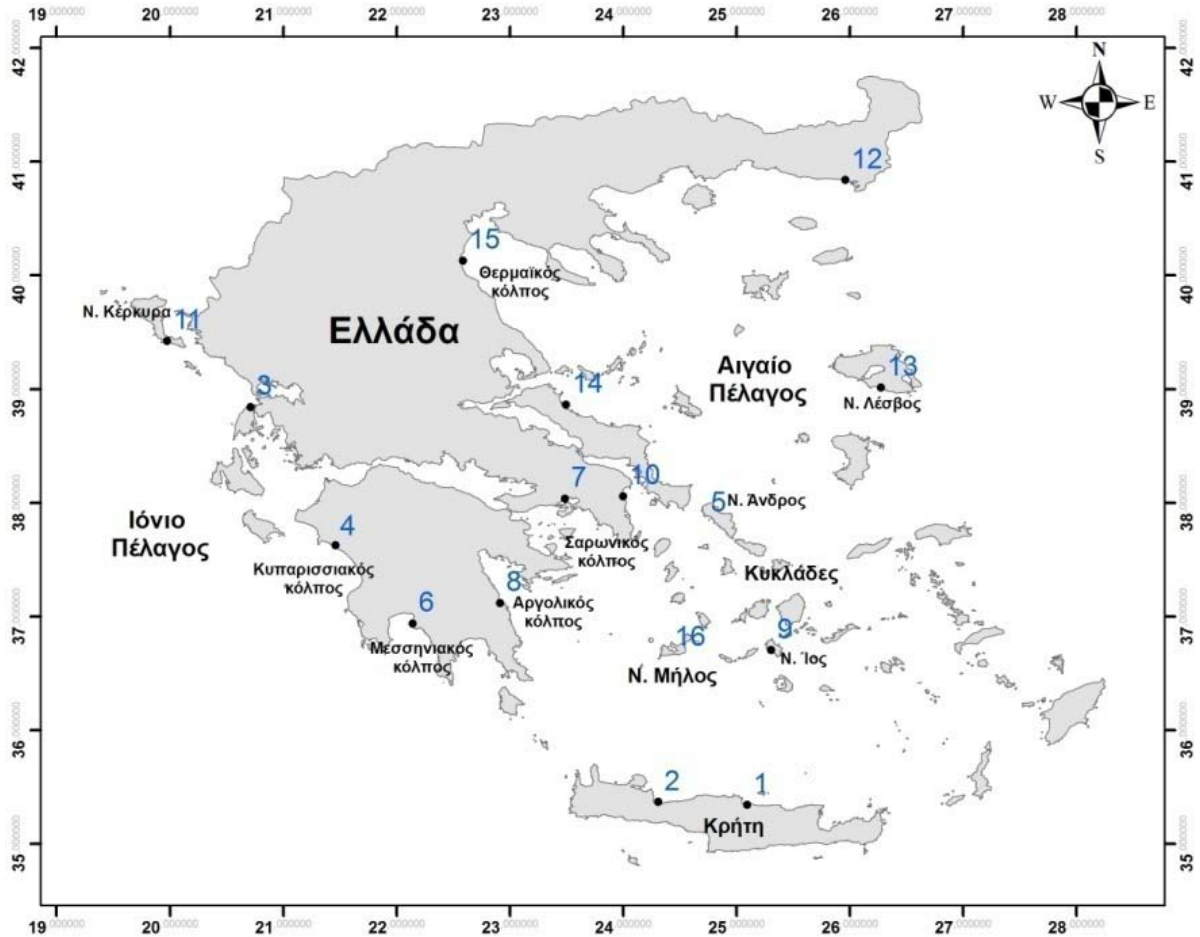
4.2 Παραλιακές ζώνες εφαρμογής του δείκτη τρωτότητας.

Για την εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών επιλέχτηκαν 16 παραλιακές ζώνες με διαφορετικά φυσικογεωγραφικά χαρακτηριστικά έτσι ώστε να καλύπτουν κατά το δυνατόν τη διαφορετικότητα των ελληνικών παράκτιων περιβαλλόντων. Μερικά από τα βασικά χαρακτηριστικά τους παρουσιάζονται στο πίνακα 4.2.1, ενώ οι θέσεις τους στο σχήμα 4.6.

Πίνακας 4.2.1: Βασικά χαρακτηριστικά των παραλιακών ζωνών εφαρμογής του δείκτη τρωτότητας.

	Παραλιακή ζώνη	Τύπος ακτής	Ενέργεια	Διεύθυνση	Θέση
1	Αμμουδάρα (ν. Ηρακλείου)	Ανοικτή	Υψηλής	A-Δ	Κρητικό
2	Αλμυρός (ν. Χανίων)	Ανοικτή	Υψηλής	A-Δ	Κρητικό
3	Αγ. Ιωάννης (Ν. Λευκάδα)	Νησιωτικό φράγμα	Υψηλής	BA-NA, A-Δ	Ιόνιο
4	Δέλτα Αλφειού ⁱ	Δέλτα	Υψηλής	BΔ-NA	Ιόνιο
5	Αγ. Πέτρος (Ν. Άνδρος) ⁱⁱ	Κλειστής Κυκλοφορίας	Υψηλής	A-Δ	Κεντρικό Αιγαίο
6	Σάνταβα ⁱⁱ	Κλειστής Κυκλοφορίας	Μέσης	BΔ-NA	Μεσσηνιακός κόλπος
7	Κινέττας ^{iv}	Κλειστής Κυκλοφορίας	Μέσης	BA-NA	Σαρωνικός κόλπος
8	Άστρος Κυνουρίας ^v	Ανοικτή	Υψηλής	BA-NA, BΔ-NA	Αργολικός κόλπος
9	Μυλοπόταμος (Ν. Ίος) ^{vi}	Κλειστής Κυκλοφορίας	Μέσης	B-N	Κεντρικό Αιγαίο
10	Μαραθώνας ^{vii}	Κλειστής Κυκλοφορίας	Μέσης	ABA-NAΔ	N. Ευβοϊκός
11	Λιμνοθάλασσα Κορισίων ^{viii}	Νησιωτικό φράγμα	Υψηλής	BΔ-NA	Ιόνιο
12	Αλεξανδρούπολη ^{ix}	Ανοικτή	Υψηλής	A-Δ	B.A. Αιγαίο
13	Βατερρά ^x	Κλειστής Κυκλοφορίας	Υψηλής	A-Δ	B.A. Αιγαίο
14	Αγ. Άννας - Κρύας Βρύσης ^{xi}	Κλειστής Κυκλοφορίας	Υψηλής	BBD-NNΔ	B.Δ. Αιγαίο
15	Σκάλα Κατερίνης ^{xii}	Ανοικτή	Υψηλής	BBA-NNΔ	Θερμαϊκός κόλπος
16	Αχιβαδολίμνη ^{xiii}	Κλειστής Κυκλοφορίας	Μέσης	A-Δ	Κόλπος Μήλου

Κλειδί: i): Γιαλούρης Π. και Γαλανόπουλος Θ. 2003, ii): Καραμπάτσου και Κετσετζοπούλου 2008, iii) Γιανακόπουλος, Μπαράκος, και Τσάκαλος 2005, iv) Καλεαντοπούλου, Κουτελιδάκη και Παπαδάκη 2007, v) Παραμάνη 2006, vi) Καραγκιοζογλου και Ζακχαίου 2010, vii) Γουρδουμπας και Ιορδάνης 2004, viii) Μιλοθάνοβιτς 2008, ix) Καρδίτσα 2006 x) Βουσοδούκας 2006 xi) Σκουμπρή και Μυρωνίδου 2003 xii) Χατζιοπουλός 2004 xiii) Άνδρης 2008



Σχήμα 4.6: Θέσεις παραλιακών ζωνών εφαρμογής του δείκτη τρωτότητας.

4.2.1 Αμμουδάρα (Νομός Ηρακλείου, Κρήτης)

Η παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας βρίσκεται στην βόρεια ακτή της Κρήτης δυτικά της πόλης του Ηρακλείου και αποτελεί το χερσαίο όριο της λεκάνης του Ηρακλείου προς το βορρά. Έχει μήκος 6,1 km και διεύθυνση Α-Δ ενώ το χερσαίο τμήμα της έχει πλάτος περίπου 60 m. Προς την χέρσο η παραλιακή ζώνη οριοθετείται από μία ζώνη ενεργών αμμοθινών με πλάτος περίπου 60m, χαμηλού ύψους (<3 m) που είναι σταθεροποιημένες από αραιή βλάστηση. Το πεδίο θινών τροφοδοτείται με υλικό με τους βόρειους ανέμους ενώ διαβρώνεται από τους έντονους κυματισμούς. Προς τη θάλασσα η παραλιακή ζώνη οριοθετείται από ένα βραχώδη ύφαλο, με πλάτος από 15 έως 20 m, παράλληλο προς την ακτογραμμή και σε μέση απόσταση περίπου 60 m (Σχήμα 4.7).

Το χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης περιλαμβάνει το πεδινό τμήμα πίσω από την παραλιακή ζώνη, πίσω από το πεδίο θινών, το οποίο έχει σχηματιστεί από τις προσχώσεις των ποταμών Γαζανού, Ξεροπόταμου και Γίοφυρου. Σε αρκετά σημεία του τμήματος αυτού το υψόμετρο είναι πολύ κοντά στο επίπεδο της θάλασσας και σε κάποιες περιπτώσεις χαμηλότερα. Στα δυτικά της περιοχής υπάρχει η καρστική πηγή του Αλμυρού, σε υψόμετρο 4 m και σε απόσταση ενός χιλιομέτρου περίπου από την ακτογραμμή η οποία

τροφοδοτείται από τους ασβεστόλιθους της οροσειράς του Ψηλορείτη. Η παροχή της κυμαίνεται μεταξύ των τιμών $4 \text{ m}^3/\text{s}$ το καλοκαίρι και $70\text{--}80 \text{ m}^3/\text{s}$ το χειμώνα, μετά από περιόδους ισχυρών βροχοπτώσεων στην οροσειρά του Ψηλορείτη (Maramathas and Boudouvis 2005).



Σχήμα 4.7: Η παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας Ηρακλείου

Το παράκτιο σύστημα της περιοχής αποτελείται από την πλευρά της χέρσου τις λεκάνες απορροής των ποταμών Γαζανού, Ξηροπόταμου και Γίοφυρου, οι οποίοι καταλήγουν στην παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας. Η παράκτια ζώνη της Αμμουδάρας είναι αρκετά εκτεταμένη από την πλευρά της χέρσου και περιλαμβάνει τις δύο μεγάλες αλουβιακές πεδιάδες των ποταμών Γαζανού και Γίοφυρου και μια μικρότερη σε έκταση του ποταμού Ξηροπόταμου. Η λεκάνη του Γαζανού ξεκινάει από τα ανατολικά από την οροσειρά του Ψηλορείτη ενώ του Γίοφυρου από τα νότια, στην περιοχή της Αγία Βαρβάρας και έχουν έκταση 192 km^2 και 279 km^2 , αντίστοιχα, ενώ του Ξηροπόταμου βρίσκεται ανάμεσα σ' αυτές και έχει έκταση 35 km^2 . Η ετήσιες παροχές των ποταμών σύμφωνα με μετρήσεις τις ΔΕΗ είναι για τον ποταμό Γαζανό $15,60 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ενώ για τον Γίοφυρο $21,61 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Στη λεκάνη του Ηρακλείου εμφανίζονται πετρώματα των ενοτήτων Πίνδου και Τρίπολης καθώς και οφιολίθοι (Creutzburg et al 1977, Bonneau 1984). Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα με διάφορα πάχη γεμίζουν τη λεκάνη (Παπαπέτρου - Ζαμάνη 1966, Anapliotis 1976, Δερμιτζάκης και Γεωργιάδου-Δικαιούλια 1979, Meulenkamp et al. 1979, Zachariasse 1979, Bezes 1992).

Η περιοχή μελέτης επηρεάζεται από βορειοδυτικούς, βόρειους, βορειανατολικούς και ανατολικούς ανέμους. Από τα δεδομένα του Άτλαντα Ανέμου κύματος (Αθανασούλης και Σκαρτσουλής 1992) φαίνεται ότι για την παράκτια περιοχή, οι επικρατούντες άνεμοι είναι οι βορειοδυτικοί με ετήσια συχνότητα 23,62%. Οι βορειανατολικοί εμφανίζουν ετήσια συχνότητα 3,74%, ενώ οι ανατολικοί έχουν ετήσια συχνότητά τους 6,79%. Οι νότιοι άνεμοι έχουν ετήσια συχνότητα 5,53%, ενώ για τους νοτιανατολικούς και νότιους ανέμους οι τιμές για την ετήσια συχνότητα τους είναι 4,83% και 5,19% αντίστοιχα. Οι δυτικοί άνεμοι έχουν ετήσια συχνότητα εμφάνισης 28,85%, ενώ για το 7,23% του χρόνου επικρατεί άπνοια. Η μέγιστη ένταση των ανέμων είναι 41 m/sec με συχνότητα 0,12% και κυρίως σε βόρειους ανέμους.

Για την περίοδο 1955-1998 τα στοιχεία για την βροχόπτωση από τον μετεωρολογικό σταθμό του Ηρακλείου δείχνουν ότι μέγιστες τιμές βροχόπτωσης έχουμε τους μήνες Δεκέμβριο και Ιανουάριο με μέσα ύψη βροχής 78mm και 90mm αντίστοιχα, ενώ ελάχιστες κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Ιούλιο με ύψος βροχής 0,9mm και Αύγουστο με ύψος βροχής 0,6mm.

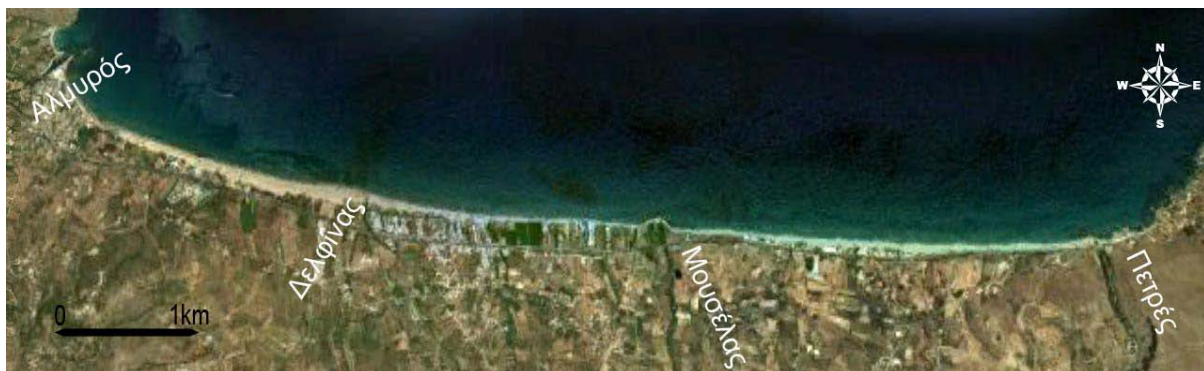
Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστες τιμές τον μήνα Ιούλιο με μέγιστη θερμοκρασία που έχει παρατηρηθεί 43,6°C και μέση θερμοκρασία 26,2°C. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με ελάχιστη τιμή τους 2 °C και μέση 12,1 °C. (ΕΜΥ 2010).

Πίνακας 4.2.2: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στο νομό Ηρακλείου για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	12,1	12,2	13,4	16,5	20,3	24,4	26,2	26	23,5	20	16,6	13,7
Μέγιστη	24,8	29,2	29,4	35,6	38	41,3	43,6	42	39,5	37	31,6	28,5
Ελάχιστη	0,2	0,2	0,3	4,2	6	12,2	12,5	16,6	12	8,7	4,4	2,4
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	89,3	66,2	59,2	28,1	14	3,5	0,9	0,6	17,7	64,9	59	77,9

4.2.2 Αλμυρός (Νόμος Χανίων)

Η παραλιακή ζώνη του Όρμου του Αλμυρού Χανίων, έχει συνολικό μήκος περίπου 9,5 χιλιόμετρα. Ο προσανατολισμός της παραλίας είναι γενικά Α-Δ ενώ το χερσαίο τμήμα της έχει πλάτος από 6m έως περίπου 90m και μικρές κλίσεις (~4%). Η παραλιακή ζώνη οριοθετείται προς την χέρσο από ένα πεδίο θινών όπου στα δυτικά εμφανίζουν ύψος από 1-3m. Εμφανίζει κλίσεις από 2% έως 10%, ενώ η κλίση του πυθμένα είναι ομαλή, η ισοβαθής των 5m βρίσκεται σε αποστάσεις από την ακτογραμμή μεγαλύτερες των 250m, πέρα από ορισμένα τμήματα της οπού είναι μικρότερη (Πετράκης 2010).



Σχήμα 4.8: Η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού Χανίων

Πίσω από το πεδίο θινών αναπτύσσεται μια αλλουβιακή πεδιάδα με μικρές κλίσεις (~4%), η οποία σχηματίστηκε από τις αποθέσεις των ποταμών Αλμυρός, Δέλφινας, Μουσέλας και Πετρές.

Η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού αποτελεί το θαλάσσιο όριο ενός τεκτονικού βυθίσματος, που οριοθετείται από δύο ομάδες ρηγμάτων ανατολικά και δυτικά της παραλίας με ΝΑ-ΒΔ διεύθυνση. Οι νεογενείς σχηματισμοί της περιοχής αποτελούνται από

μάργες, που βρίσκονται μέσα στο τεκτονικό βύθισμά και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους που αναπτύσσονται στους πρόποδες των βουνών. Οι νεότερες αποθέσεις διακρίνονται στους σχηματισμούς «terra rossa» και στις αργιλοαμμώδεις έως αμμώδεις αποθέσεις στην παράκτια ζώνη. Οι αργιλοαμμώδεις αποθέσεις καταλαμβάνουν το χώρο της παράκτιας περιοχής του όρμου του Αλμυρού, και μεταβαίνουν σταδιακά σε αμμώδεις όσο πλησιάζουν την παραλιακή ζώνη.

Ενώ στις υδρογεωλογικές λεκάνες των ποτάμιων συστημάτων που εκβάλουν στην παραλιακή ζώνη του Αλμυρού εμφανίζονται ακόμα ασβεστόλιθοι Μεσοζωικού – Ηωκαίνου της ενότητας της Τρίπολης, Τριαδικοί ασβεστόλιθοι, η ενότητα των φυλιτών χαλαζιτών και ο σχηματισμός Plattenkalk.

Οι ποταμοί Αλμυρός, Δέλφινας, Μουσέλας και Πετρές εκβάλουν στην παραλιακή ζώνη του Αλμυρού εκφορτίζοντας μια έκταση 400 km², ενώ η λίμνη Κουρνά εκφορτίζεται μέσω του ποταμού Δέλφινας με συνεχή ροή σε όλη την διάρκεια του έτους. Οι επιμέρους λεκάνες απορροής των ποταμών έχουν έκταση για τον Αλμυρό 160,35 km², Δέλφινας 39,82 km², Μουσέλα 51,19 km² και Πετρές 140,34 km² (Ολοκληρωμένη Διαχείριση Υδατικών Πόρων Κρήτης 1999). Οι ετήσιες παροχές για τους ποταμούς Μουσέλα και Πετρέ είναι 13,510⁶ m³ και 11,8·10⁶ m³ αντίστοιχα. Η υδροπερατότητα των επιφανειακών σχηματισμών διαφέρει από την ενδοχώρα προς την παραλιακή ζώνη. Στα ανάντη των υδρογεωλογικών λεκανών απαντώνται υδροπερατοί σχηματισμοί κυρίως ασβεστόλιθοι ενώ η λεκάνη αποτελείται από τους αδιαπέρατους νεογενείς σχηματισμούς

Η παραλιακή ζώνη του όρμου του Αλμυρού επηρεάζεται από ανέμους βόρειας, βορειοδυτικής, βορειανατολικής διεύθυνσης. Άνεμοι δυτικής διεύθυνσης είναι επικρατέστεροι με ετήσια συχνότητα 26,15%. Οι βόρειας διεύθυνσης άνεμοι εμφανίζουν ετήσια συχνότητα 15,85%, ενώ οι Βορειοανατολικοί και βορειοδυτικοί συχνότητες 7,4% και 13,5% αντίστοιχα.

Για την περίοδο 1957-2003 τα στοιχεία για την βροχόπτωση από τον μετεωρολογικό σταθμό του Ρεθύμνου, δείχνουν ότι μέγιστες τιμές βροχόπτωσης έχουμε τους μήνες Δεκέμβριο και Ιανουάριο με μέσα ύψη βροχής 68,2 mm και 69,1 mm αντίστοιχα, ενώ ελάχιστες κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Ιούλιο με ύψος βροχής 0,9 mm και Αύγουστο με ύψος βροχής 0,6 mm.

Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστες τιμές τον μήνα Ιούλιο με μέση θερμοκρασία 26,9 °C και μέγιστη θερμοκρασία 29, 9°C. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με ελάχιστη τιμή τους 9,5 °C και μέση 12,8 °C. (ΕΜΥ 2010).

Πίνακας 4.2.3: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στο νομό Χανίων για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	12,8	12,9	14,2	17,1	20,7	24,9	26,9	26,8	24,2	20,6	17,3	14,5
Μέγιστη	15,5	15,7	17,2	20,4	24,2	28,2	29,9	29,8	27,5	24	20,4	17,2
Ελάχιστη	9,5	9,4	10,4	12,5	15,6	19,3	21,7	21,8	19,5	16,6	13,7	11,2
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	69,1	67,1	66	63,1	63,4	60	60,6	61,5	63,4	67	68	68,2

4.2.3 Αγ. Ιωάννης (Νήσος Λευκάδα)

Η παραλιακή ζώνη του Αγίου Ιωάννη-Γυράπετρας έχει μήκος περίπου 8 km και βρίσκεται στις Β/ΒΔ ακτές της Λευκάδος. Πρόκειται για μια παραλιακή ζώνη η οποία αναπτύσσεται κατά μήκος ενός παραλιακού φράγματος (barrier beach) το οποίο δημιουργεί την λιμνοθάλασσα. Εκτεταμένες εμφανίσεις ακτόλιθων σε όλο το μήκος της ακτογραμμής στη περιοχή της Γυράπετρας έχουν μελετηθεί και αναφερθεί από τους Βερυκίου – Παπασπυριδάκου (1987) ενώ ο Μπορνόβας (1964) τον αναφέρει ως «ψηφίτοπαγές Ζωστήρος».



Σχήμα 4.9: Η παραλιακή ζώνη Αγ. Ιωάννη Γυράπετρας Λευκάδας

Η γεωμετρία της λιμνοθάλασσας, συμπεριλαμβανομένου και του νησιωτικού φράγματος, όσο και η διαμόρφωση του ανάγλυφου της ευρύτερης περιοχής της Βόρειας Λευκάδας, φαίνεται να ελέγχονται, σε μεγάλο βαθμό, από την δράση ενεργών ρηγμάτων, τα οποία εντοπίζονται στον χερσαίο και στον υποθαλάσσιο χώρο, έχοντας διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ.

Γενικά, το υδρογραφικό δίκτυο της Λευκάδας χαρακτηρίζεται από έλλειψη ποταμών και την ύπαρξη χειμάρρων, με απότομη κοίτη, η ροή των οποίων επιτυγχάνεται, στις περισσότερες περιπτώσεις, μέσω χαραδρών ή φαραγγιών, αποστραγγίζοντας τα όμβρια ύδατα. Κάποιοι από τους χείμαρρους αυτούς είναι τυφλοί και καταλήγουν σε μικρές κλειστές λεκάνες ή καρστικά χάσματα (Μπορνόβας 1964, Verginis 1976). Στην περιοχή του Αγίου Ιωάννη - Γυράπετρας δεν παρατηρείται κάποιος συγκεκριμένος κλάδος που να τροφοδοτεί άμεσα την παραλία.

Η περιοχή των βόρειων - βορειοδυτικών ακτών της Λευκάδας επηρεάζεται κυρίως από βόρειους, βορειοδυτικούς και δυτικούς ανέμους. Το 13,29% του έτους επικρατεί άπνοια. Από τους ανέμους που επηρεάζουν τις ακτές, επικρατούντες σε ετήσια βάση είναι

οι δυτικοί με συχνότητα 24,33%. Οι βόρειοι άνεμοι έχουν συχνότητα εμφάνισης 13,19% και οι βορειοανατολικοί 4,94%

Η Λευκάδα, λόγω της γεωγραφικής της θέσης, δέχεται σχετικά μεγάλα ύψη βροχής. Για την περίοδο 1955-1998 τα στοιχεία για την βροχόπτωση από τον μετεωρολογικό σταθμό της Πρέβεζας, δείχνουν ότι μέγιστες τιμές βροχόπτωσης έχουμε τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο με μέσα ύψη βροχής 195,7 mm και 145,1 mm αντίστοιχα, ενώ ελάχιστες κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Ιούνιο με ύψος βροχής 10 mm και Αύγουστο με ύψος βροχής 11,7 mm.

Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστες τιμές τον μήνα Αύγουστο με μέγιστη μηνιαία θερμοκρασία 28,8 °C και μέση θερμοκρασία 28,8 °C. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με ελάχιστη τιμή τους 9,9°C και μέση 13,2 °C. Το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος ανέρχεται στους 15,4°C (ΕΜΥ 2010).

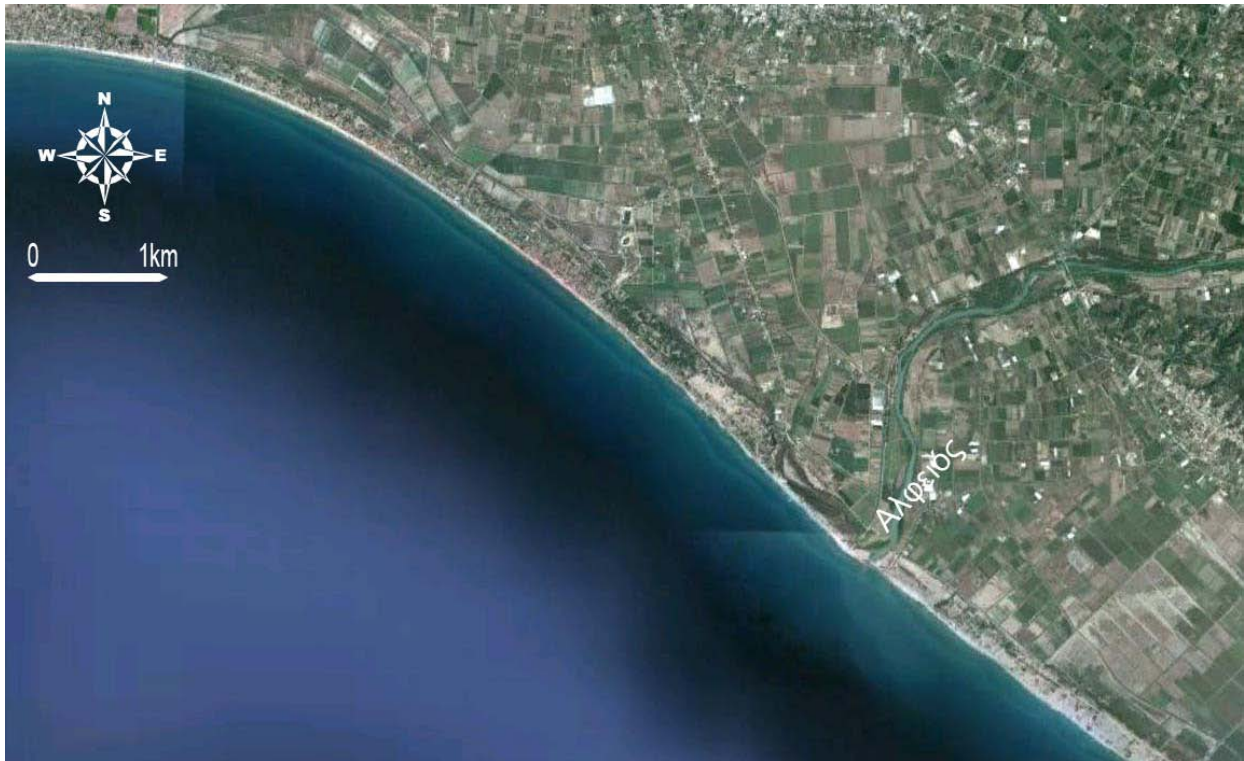
Πίνακας 4.2.4: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Λευκάδα για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	9,9	10,6	12,8	15,3	19,1	22,8	25,2	25,3	23,0	19,3	14,6	11,3
Μέγιστη	13,2	13,7	16,0	18,5	22,4	26,2	28,8	28,8	26,4	22,7	17,9	14,4
Ελάχιστη	6,6	6,9	8,6	10,9	14,6	18,1	20,0	20,4	18,3	15,3	11,1	7,8
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	103,4	117,3	78,5	72,9	35,9	10,0	12,8	11,7	35,4	106,1	195,7	145,1

4.2.4 Δέλτα Αλφειού (Κυπαρισσιακός κόλπος)

Η παραλιακή ζώνη των εκβολών του Αλφειού έχει μήκος 10km περίπου και ταξινομείται ως εφαπτόμενης ακτογραμμής παραλιακή ζώνη, ενώ δέχεται κυματισμούς υψηλής ενέργειας (Σχήμα 4.16). Στην παραλιακή ζώνη εμφανίζονται αιολικές αποθέσεις, οι οποίες εμφανίζονται σε όλη την παράκτια περιοχή σχηματίζοντας έως και 3 σειρές θινών. Το ύψος τους δεν ξεπερνά τα 5m, ενώ εκτείνονται σε απόσταση ως και 100 m από την ακτογραμμή. Το δέλτα του ποταμού Αλφειού ανήκει στην κατηγορία των ευθύγραμμων δέλτα, στο οποία υπερισχύουν οι κυματικές διεργασίες (Galloway 1975).

Η παραλιακή ζώνη του δέλτα του Αλφειού αποτελεί το χερσαίο όριο της αποξηραμένης Λίμνης Μουριά και είναι τμήμα της ευρύτερης Νεογενούς λεκάνης του Πύργου. Τα περιθώρια της λεκάνης δομούνται από πετρώματα των ενοτήτων Τρίπολης, Πίνδου και Ιόνιας. Ενώ η υδρολογική λεκάνη του Αλφειού συνίσταται από αλουβιακές αποθέσεις, αποτελούμενες από άμμους, χαλίκια και κροκάλες, καθώς επίσης και από νεογενή ιζήματα. Οι Νεογενείς σχηματισμοί που εξαπλώνονται στην ευρύτερη περιοχή, ανήκουν στο Ανώτερο Πλειόκαινο (Hageman 1977, Streif 1980, Frydas 1987, Καμπέρης 1987, Kamperis et al. 1992, Tsaila-Monopolis et al. 1993). Τα τεταρτογενή ιζήματα αποτελούνται από τους πλειστοκαινικούς σχηματισμούς Λάλα, Τζόγια, Κατάκολου και του Αγίου Ανδρέα, καθώς και από τις ολοκαινικές αποθέσεις.



Σχήμα 4.10: Η παραλιακή ζώνη του δέλτα του Αλφειού.

Ο Αλφειός ποταμός με εμβαδόν λεκάνης απορροής (περίπου 3600km^2) μεταφέρει μεγάλες ποσότητες ιζημάτων ($>2,5106\text{ t/ year}$), συμβάλλοντας ουσιαστικά, όχι μόνο στη μορφολογία των εκβολών, αλλά και του ευρύτερου παράκτιου δελταϊκού χώρου (Ρουίλος et al. 2002).

Η παραλιακή ζώνη του δέλτα του Αλφειού επηρεάζεται κυρίως από νότιους, νοτιοδυτικούς και δυτικούς ανέμους. Το 8,7% του έτους επικρατεί άπνοια. Από τους ανέμους που επηρεάζουν τις ακτές, επικρατούντες σε ετήσια βάση είναι οι δυτικοί με συχνότητα 11,37%. Οι νότιοι άνεμοι έχουν συχνότητα εμφάνισης 9,26% και οι νοτιοδυτικοί 6,40%

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό Πύργου της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1975-1997, τα στοιχεία για την βροχόπτωση από τον μετεωρολογικό σταθμό της Πρέβεζας, δείχνουν ότι μέγιστες τιμές βροχόπτωσης έχουμε τους μήνες Σεπτέμβριο και Οκτώβριο με μέσα ύψη βροχής 194,0mm και 161,7mm αντίστοιχα, ενώ ελάχιστες κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Μάιο και Ιούνιο ύψος βροχής 8,2mm και 14,7mm αντίστοιχα.

Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστες τιμές τον μήνα Ιούνιο με μέγιστη μηνιαία θερμοκρασία $31,8^{\circ}\text{C}$ και μέση θερμοκρασία $26,1^{\circ}\text{C}$. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με ελάχιστη τιμή τους $5,1^{\circ}\text{C}$ και μέση $10,1^{\circ}\text{C}$. Το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος ανέρχεται στους $15,4^{\circ}\text{C}$ (ΕΜΥ 2010).

Πίνακας 4.2.5: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης για το βόριο Κυπαρισσιακό για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	10,1	12,2	15	19,6	23,8	26,1	23	18,5	13,9	11	10,1	12,2
Μέγιστη	15	17,2	19,8	24,6	28,9	31,8	29,1	24,7	19,3	15,9	15	17,2
Ελάχιστη	5,1	6,3	8,6	12,0	14,9	17,4	15,1	12,3	9,1	6,5	5,1	6,3
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	89,3	66,2	59,2	28,1	14	3,5	0,9	0,6	17,7	64,9	59	77,9

4.2.5 Αγ. Πέτρου (Νήσος Άνδρος).

Οι ακτές της Άνδρου γενικά βραχώδεις με μεγάλες μορφολογικές κλίσεις, στο νοτιοδυτικό τμήμα είναι σχεδόν ευθύγραμμες με μικρές εγκοιλώσεις, ενώ στο βορειοανατολικό τμήμα είναι πολυσιδεείς με βαθιές εγκοιλώσεις που οφείλονται στο έντονο ανάγλυφο του νησιού, που χαρακτηρίζεται από βαθιές χαραδρώσεις. Οι παραλιακές ζώνες αναπτύσσονται στο εσωτερικό κόλπων κυρίως από την τροφοδοσία εποχικών ποταμοχείμαρων, που αποστραγγίζουν τις ανάντη λεκάνες απορροής (Λειβαδίτη και Λειβαδίτης 2004).

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου, βρίσκεται ΝΔ τμήμα της νήσου Άνδρου και πρόκειται για μια παραλιακή ζώνη τύπου Rocket beach ενώ είναι μερικώς προστατευμένη από την κυματική δράση. Έχει μήκος περίπου 800 m και το πλάτος 50 m. Ιζηματολογικά κυριαρχεί η άμμος, ενώ υπάρχουν εμφανίσεις ακτολίθων που εκτείνονται κατά μήκος της παραλίας αλλά και υποθαλάσσια. Το χερσαίο τμήμα της οριοθετείται από ένα πεδίο θινών με χαμηλή βλάστηση και μικρό ύψος.

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί της νήσου είναι σχεδόν στο σύνολο τους μεταμορφωμένα πετρώματα (αμφιβολίτες, σχιστόλιθοι και μάρμαρα. Αλλουβιακές προσχώσεις και κορήματα συναντώνται τοπικά στην παράκτια ζώνη και σε μικρή έκταση (Παπανικολάου 1978).



Σχήμα 4.11: Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου, Άνδρου.

Στην Άνδρο δεν υπάρχουν ποταμοί, αλλά μεγάλος αριθμός εποχιακών χειμάρρων με αυξημένη ροή κατά τους χειμερινούς μήνες. Εμφανίζει σημαντική υπόγεια υδροφορία που οφείλεται στη γεωλογική δομή της, η οποία εκδηλώνεται με την εμφάνιση αρκετών επιφανειακών πηγών.

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου, Άνδρου επηρεάζεται κυρίως από νότιους, νοτιοδυτικούς και δυτικούς ανέμους. Από αυτούς, οι δυτικοί άνεμοι εμφανίζουν την μεγαλύτερη συχνότητα 14,00%, ενώ το 8,66% του έτους επικρατεί άπνοια. Οι νότιοι άνεμοι έχουν συχνότητα εμφάνισης 7,93% και οι νοτιοδυτικοί 10,15%

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό της Νάξου της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1958-2010, η μέση ετήσια βροχόπτωση ανέρχεται σε 30,4 mm περίπου, ενώ οι μήνες του έτους με τη μεγαλύτερη βροχόπτωση είναι ο Δεκέμβριος (70.3mm), ενώ τους θερινούς μήνες η βροχόπτωση είναι ελάχιστη. Η μέση θερμοκρασία ανέρχεται στους 18 περίπου. Ο θερμότερος μήνας του έτους είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος με θερμοκρασίες 24,9 και 24,8°C αντίστοιχα. Ως ψυχρότερος μήνας εμφανίζεται ο Ιανουάριος με θερμοκρασία 9,5°C. Το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος ανέρχεται στους 18°C.

Πίνακας 4.2.6: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Άνδρο για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	12,1	12,2	13,3	16,0	19,5	23,3	24,9	24,8	22,8	19,6	16,3	13,6
Μέγιστη	14,3	14,5	15,6	18,6	22,0	25,8	26,9	26,7	24,8	21,8	18,7	15,8
Ελάχιστη	9,5	9,3	10,2	12,4	15,6	19,5	21,9	22,0	19,9	16,9	13,6	10,9
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	69,0	53,6	47,0	18,0	9,2	2,2	0,5	1,7	7,0	34,7	52,6	70,3

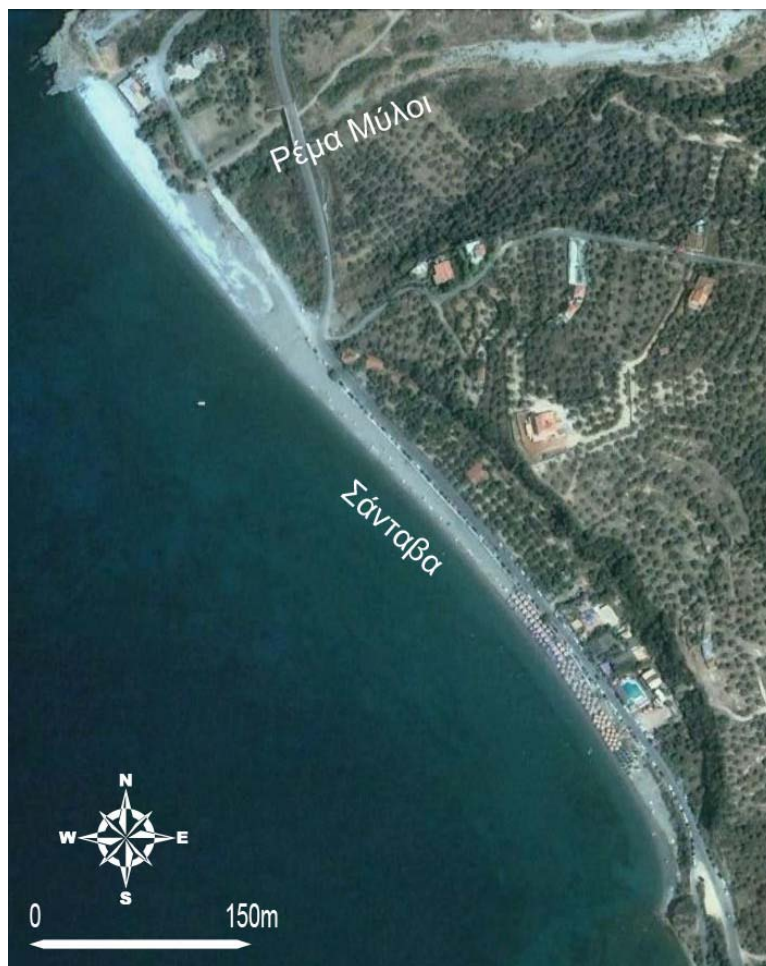
4.2.6 Σάνταβα (Μεσσηνιακός κόλπος).

Η παραλιακή ζώνη της Σάνταβας έχει μήκος 650 m και οριοθετείται από το βορρά με το ακρωτήριο Σάνταβα. Στην παραλιακή ζώνη εκβάλλει το ρέμα Μύλοι με εποχιακή ροή. Το νότιο όριο της παραλιακής ζώνης αποτελείται από ένα παράκτιο κρημνού με απότομες κλίσεις, ο οποίος αποτελείται από ένα πολύμικτο πλειστοκαινικό χερσαίο αποθέσεις κροκαλοπαγές. Το χερσαίο όριο της παραλιακής ζώνης είναι ένας παράκτιος κρημνός με διεύθυνση ΒΑ – ΝΑ, ο οποίος απέχει 50 μέτρα από την ακτογραμμή, ενώ προς τα βόρεια ο κρημνός διακόπτεται από τις εκβολές του ρέματος Μύλοι.

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί της περιοχής της υδρολογικής λεκάνης του ρέματος Μύλοι, αποτελούνται από σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης και συγκεκριμένα κυρίως ασβεστόλιθους του αν. Κρητιδικού και μ. Ηώκαινου- Παλαιοκαινού. Ο φλύσχος της ενότητας της Τρίπολης αδιαίρετος και κατά θέσεις, μάρμαρα της ενότητας Μάνης ηλικίας Κ Σενωνίου – Αν. Ηώκαινου. Οι μεταλλικοί σχηματισμοί αποτελούνται από το θαλάσσιο Πλειόκαινο – κ. Πλειστόκαινο (κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ψαμμιτικές μάργες) και ολοκαινικά ιζήματα από μη συνεκτικά ή μερικώς συνεκτικά κυρίως αδρομερή, που αποτελούν ποτάμιες αποθέσεις, παράκτιες αποθέσεις και μικρούς κώνους κορημάτων.

Η παραλιακή ζώνη της Σάνταβας, Μεσσηνίας επηρεάζεται κυρίως από νότιους, νοτιοδυτικούς και δυτικούς ανέμους. Από αυτούς, οι νοτιοδυτικοί άνεμοι εμφανίζουν την μεγαλύτερη συχνότητα 20,66%, ενώ το 6,20% του έτους επικρατεί άπνοια. Οι νότιοι άνεμοι έχουν συχνότητα εμφάνισης 6,61% και οι δυτικοί 20,66%

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό Καλαμάτας της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1956-1997, οι μέγιστες τιμές βροχόπτωσης έχουμε τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο με μέσα ύψη βροχής 137,4mm και 125,6mm αντίστοιχα, ενώ ελάχιστες κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Ιούνιο και Ιούλιο ύψος βροχής 7,5mm και 4,2mm αντίστοιχα. Λόγω του σημαντικού ύψους των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων που δέχεται η περιοχή, το υδρογραφικό δίκτυο είναι αρκετά αναπτυγμένο, κυρίως στο κεντρικό, στο ανατολικό και στο νοτιοανατολικό τμήμα της νότιας Μεσσηνίας, ενώ είναι πιο αραιό στο δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα, όπου το ανάγλυφο είναι εντονότερο εκεί.



Σχήμα 4.12: Η παραλιακή ζώνη της Σάνταβας

Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστες τιμές τον μήνα Ιούλιο με μέγιστη μηνιαία θερμοκρασία 31,1°C και μέση θερμοκρασία 26,4°C. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με ελάχιστη τιμή τους 5,7°C και μέση 15,3 °C (ΕΜΥ 2010).

Πίνακας 4.2.7: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Καλαμάτα για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	10,2	10,6	12,3	15,2	19,7	24,1	26,4	26,3	23,2	18,9	14,8	11,7
Μέγιστη	15,3	15,5	17,1	19,9	24,3	28,8	31,1	31,3	28,7	24,7	20,5	16,7
Ελάχιστη	5,7	5,7	6,8	8,9	12,4	16,0	18,1	18,4	16,2	13,2	9,9	7,2
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	111,7	94,1	73	48,5	25,6	7,5	4,2	11,3	29,1	85,3	137,4	152,6

4.2.7 Κινέττα (Αργολικός κόλπος).

Η παραλιακή ζώνη της Κινέττας έχει μήκος 3,5km και κατατάσσεται σαν επαπτόμενες της ακτογραμμής (shoreline beaches). Σε θέσεις στην ακτογραμμή της παραλιακής ζώνης υπάρχουν εμφανίσεις ακτόλιθων. Το φυσικό, χερσαίο όριο της παραλιακής ζώνης είναι ένας παράκτιος κρημνός, ο οποίος αρχίζει να εμφανίζεται στο Βόρειο άκρο της παραλίας και τροφοδοτεί το παράκτιο σύστημα της Κινέττας. Το όριο αυτό κατά θέσεις αντικαθίσταται από ανθρώπινες κατασκευές (τοιχοί, κτήρια, δρόμος).

Η ευρύτερη περιοχή της Κινέττας εμφανίζει γεωλογικούς σχηματισμούς της υποπελαγονικής ενότητας. Οι ασβεστόλιθοι και δολομίτες της υποπελαγονικής ενότητας εμφανίζονται σε σημαντική έκταση στην περιοχή, είναι τεφροί, λευκότεφροι, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι. Εμφανίζουν καλή υδρολογική συμπεριφορά με υψηλή περατότητα και μεγάλη συγκριτικά υδροχωρητικότητα λόγω πυκνής κατατμήσεως η οποία έχει διευρυνθεί σημαντικά από την καρστική διεργασία. Το Νεογενές στην περιοχή της Κινέττας αντιπροσωπεύεται από αμμούχες μάργες και σε μικρότερο ποσοστό υπό μορφή λεπτών ενστρώσεων άμμοι, μαργαϊκοί ψαμμίτες και μαργαϊκά κροκαλοπαγή. Οι τεταρτογενείς αποθέσεις εμφανίζονται ως ποταμοχειμάρειες αποθέσεις, ριπίδια και κώνους κορωμάτων. Οι αλλουβιακές αποθέσεις αποτελούνται από άμμους, πηλούς, αργίλους και χάλικες ή αδρομερέστερα υλικά.

Η παραλιακή ζώνη της Κινέττας, Αττικής, επηρεάζεται κυρίως από νότιους, νοτιοανατολικούς και ανατολικούς ανέμους. Από αυτούς, οι νότιοι και νοτιοανατολικοί εμφανίζουν όμοια συχνότητα 12,04% και 12,00%, ενώ το 11,74% του έτους επικρατεί άπνοια. Οι ανατολικοί άνεμοι έχουν συχνότητα εμφάνισης 4,98%.

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό Ελευσίνας της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1958-1997, οι μέγιστες τιμές βροχόπτωσης έχουμε τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο με μέσα ύψη βροχής 58,8mm και 67,9mm αντίστοιχα, ενώ ελάχιστες κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Ιούλιο και Αύγουστο όπου το ύψος βροχής είναι 5,5mm και 5,4mm αντίστοιχα.



Σχήμα 4.13: Η παραλιακή ζώνη της Κινέττας Αττικής.

Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστες τιμές τον μήνα Ιούλιο με μέγιστη μηνιαία θερμοκρασία 32,9°C και μέση θερμοκρασία 28,6°C. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με ελάχιστη τιμή τους 5,4°C και μέση 9,2 °C (EMY 2010).

Πίνακας 4.2.8: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στην Ελευσίνα για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	9.2	9.7	11.8	15.9	21.4	26.1	28.6	28.2	24.3	19.0	14.4	10.9
Μέγιστη	13.0	13.6	15.8	20.1	25.7	30.6	32.9	32.7	28.9	23.2	18.5	14.7
Ελάχιστη	5.4	5.6	7.1	10.1	14.9	19.5	22.3	22.2	18.8	14.6	10.4	7.2
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	48.4	40.1	39.3	26.7	19.5	8.4	5.5	5.4	11.3	41.6	58.8	67.9

4.2.8 Άστρος Κυνουρίας (Αργολικός κόλπος).

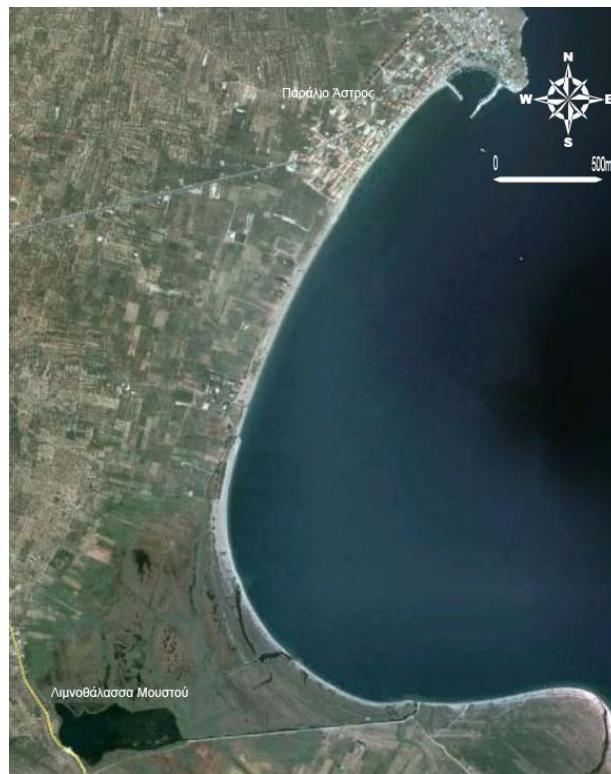
Η παραλιακή ζώνη του Άστρους Κυνουρίας κατατάσσεται στις παραλιακές ζώνες επαφπόμενη της ακτογραμμής. Έχει μήκος 4km περίπου και οριοθετείται στο βορρά από τον λιμενοβραχίονα του αλιευτικού καταφυγίου του Παράλιου Άστρους και στο νότο από τις εκβολές του ποταμού Τάνου, ο οποίος τροφοδοτεί την λιμνοθάλασσά του Μουστού που βρίσκεται στο εσωτερικότερα την παραλιακής ζώνης (Παραμάνα 2003). Η λιμνοθάλασσα και ο περιβάλλον αλμυρόβαλτος τροφοδοτούνται από την πηγή του Μουστού και άλλα δευτερεύοντα σημεία εκφόρτισης του καρστικού δικτύου μέσα στη λιμνοθάλασσα του Μουστού, από τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα, από τη θαλάσσια διείσδυση (Ζάχος κ.α. 2001).

Στον Αργολικό Κόλπο, στον οποίο βρίσκεται η παραλιακή ζώνη του Άστρους, εμφανίζονται οι ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι και ο φλύσχος της ενότητας της Πίνδου. Οι

μεταλικοί σχηματισμοί διακρίνονται σε Τεταρτογενείς αποθέσεις που έχουν αποθεθεί ασύμφωνα πάνω σε νεογενείς αποθέσεις. Οι τεταρτογενής αποθέσεις περιλαμβάνουν, Σύγχρονες αποθέσεις χειμάρρων από κροκαλοπαγή, κροκάλες, άμμους, αργίλους και κώνους κορημάτων.

Στον Αργολικό Κόλπο, στον οποίο βρίσκεται η παραλιακή ζώνη του Άστρους, εμφανίζονται οι ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι και ο φλύσχης της ενότητας της Πίνδου. Οι μεταλικοί σχηματισμοί διακρίνονται σε Τεταρτογενείς αποθέσεις που έχουν αποθεθεί ασύμφωνα πάνω σε νεογενείς αποθέσεις. Οι τεταρτογενής αποθέσεις περιλαμβάνουν, Σύγχρονες αποθέσεις χειμάρρων από κροκαλοπαγή, κροκάλες, άμμους και αργίλους, κώνους κορημάτων και συνεκτικά κροκαλοπαγή ποταμοχειμάριας (Van Andel et al. 1993).

Η παραλιακή ζώνη του Άστρους, επηρεάζεται κυρίως από βόρειους, βορειοανατολικούς και ανατολικούς ανέμους. Από αυτούς, οι νοτιοδυτικοί άνεμοι εμφανίζουν την μεγαλύτερη συχνότητα 20,66%, ενώ το 6,20% του έτους επικρατεί άπνοια. Οι νότιοι άνεμοι έχουν συχνότητα εμφάνισης 6,61% και οι δυτικοί 20,66%



Σχήμα 4.14: Η παραλιακή ζώνη της του Άστρους Κυνουρίας.

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό του Άστρου της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1958-2010, η μέση ετήσια βροχόπτωση ανέρχεται σε 40,80 mm περίπου, ενώ οι μήνες του έτους με τη μεγαλύτερη βροχόπτωση είναι ο Νοέμβριος (84,2mm) και ο Δεκέμβριος (85,3mm), ενώ τους θερινούς μήνες η βροχόπτωση είναι ελάχιστη. Η μέση θερμοκρασία ανέρχεται στους 17,5°C περίπου. Ο θερμότερος μήνας του έτους είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος (28,728,2°C), ενώ ως

ψυχρότερος μήνας εμφανίζεται ο Ιανουάριος (9,9). Το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος ανέρχεται στους 15,4°C.

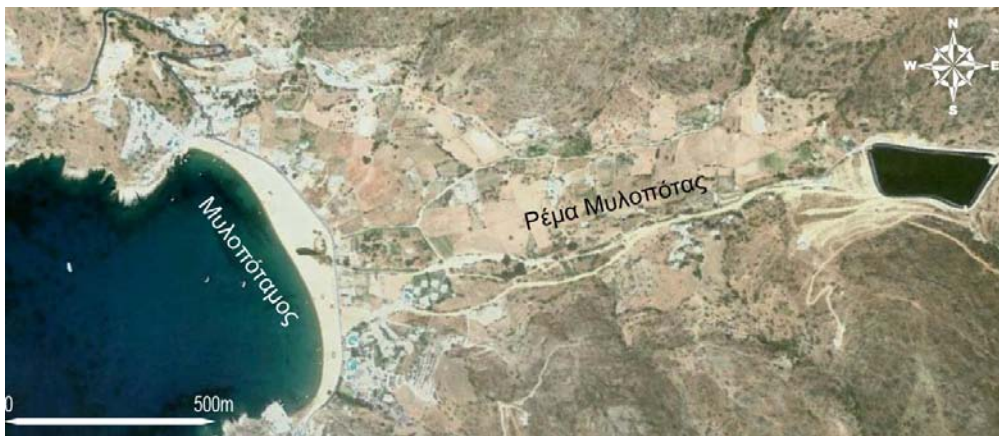
Πίνακας 4.2.9 Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στο Άστρος για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	9,9	10,3	12,5	16,0	21,1	26,2	28,7	28,2	24,5	19,8	14,8	11,5
Μέγιστη	13,8	14,2	16,3	20,1	25,5	30,8	33,5	33,0	29,2	24,1	18,7	15,2
Ελάχιστη	6,0	6,1	7,9	10,8	15,3	19,7	22,0	21,8	18,8	14,8	10,7	7,8
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	79,3	70,8	51,4	25,6	13,8	6,1	8,4	5,7	8,8	51,2	84,2	85,3

4.2.9 Μυλοπόταμος (Νήσος Ίος)

Η παράλια ζώνη στην περιοχή του Μυλοπόταμου έχει μήκος 700m και κατατάσσεται στις παραλιακές ζώνες τύπου Rocket beach. Οριοθετείται από δύο φυσικά ακρωτήρια και έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Το χερσαίο όριο της είναι ο παραλιακός δρόμος ενώ στο κέντρο της υπάρχουν οι εκβολές του ποταμοχείμαρου Μυλοπότα, του οποίου οι ροή έχει αποκοπεί από την κατασκευή μιας λιμνοδεξαμενής στα ανάντη.

Η νήσος Ίος ανήκει στην Αττικό-Κυκλαδική μάζα, ενώ περιοχή του Μυλοπόταμου εμφανίζονται γεωλογικοί σχηματισμοί προαλπικοί και αλπικοί από γνεύσιους και σχιστόλιθους και τεταρτογενή με κυρίαρχες τις αλλουβιακές προσχώσεις από κροκάλες, χάλικες, άμμους και αργιλικά, προϊόντα της αποσάθρωσης των γνευσίων και σχιστόλιθων της περιοχής. Οι εμφανίσεις αυτές έχουν μικρή σχετικά έκταση στην υδρολογική λεκάνη του Μυλοπόταμου (Ραρανικόλαου 1989a, 1997). Το υδρογραφικό δίκτυο έχει επηρεαστεί κατά ένα αρκετά μεγάλο μέρος από της τεκτονικές κινήσεις. Οι κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου ακολουθούν συχνά τις τεκτονικές διευθύνσεις ρηγμάτων και βρίσκεται στο στάδιο νεότητας και οι κλάδοι που εκβάλουν στην θάλασσα είναι κυρίως 3^{ης} τάξης. Στην περιοχή του Μυλοπόταμου κατασκευάστηκε φράγμα για την κάλυψη των αναγκών ύδρευσης και άρδευσης της περιοχής. Βρίσκεται 1,5km από τον οικισμό και η κατασκευή του ολοκληρώθηκε το 1996. Το φράγμα εμφανίζει ωφέλιμο όγκο 800.000m³.



Σχήμα 4.15: Η παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.

Η παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου επηρεάζεται κυρίως από νοτιοδυτικούς και δυτικούς ανέμους. Από αυτούς, οι δυτικοί άνεμοι εμφανίζουν την μεγαλύτερη συχνότητα 15,45%, ενώ το 6,5% του έτους επικρατεί άπνοια. Οι νοτιοδυτικοί άνεμοι έχουν συχνότητα εμφάνισης 6,03%.

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό της Νάξου της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1958-2010, η μέση ετήσια βροχόπτωση ανέρχεται σε 30,4 mm περίπου, ενώ οι μήνες του έτους με τη μεγαλύτερη βροχόπτωση είναι ο Δεκέμβριος (70.3mm), ενώ τους θερινούς μήνες η βροχόπτωση είναι ελάχιστη. Η μέση θερμοκρασία ανέρχεται στους 18 περίπου. Ο θερμότερος μήνας του έτους είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος με θερμοκρασίες 24,9 και 24,8°C αντίστοιχα. Ως ψυχρότερος μήνας εμφανίζεται ο Ιανουάριος με θερμοκρασία 9,3°C. Η ετήσια θερμοκρασιακή εύρος ανέρχεται στους 18°C.

Πίνακας 4.2.10 Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Νάξο για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	12,1	12,2	13,3	16,0	19,5	23,3	24,9	24,8	22,8	19,6	16,3	13,6
Μέγιστη	14,3	14,5	15,6	18,6	22,0	25,8	26,9	26,7	24,8	21,8	18,7	15,8
Ελάχιστη	9,5	9,3	10,2	12,4	15,6	19,5	21,9	22,0	19,9	16,9	13,6	10,9
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	69,0	53,6	47,0	18,0	9,2	2,2	0,5	1,7	7,0	34,7	52,6	70,3

4.2.10 Μαραθώνας (Νομός Αττικής).

Η περιοχή του έλους Σχοινιά αποτελεί το χαμηλό παράκτιο τμήμα της ανατολικής περιοχής της πεδιάδας του Μαραθώνα. Οριοθετείται βόρεια και ανατολικά από σειρά καρστικών λόφων στις ρίζες των οποίων εκφορτίζονται οι καρστικές πηγές Μακαρία και Δρακονέρα αντίστοιχα. Δυτικά οριοθετείται από τις προσχώσεις του χειμάρρου Οινόη και νότια κλείνεται από τη θάλασσα με μια ζώνη αμμωδών θινών και δάσους. Έχει μήκος 6km και αναπτύσσεται σε διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ.

Η πεδιάδα του Μαραθώνα όπως περιγράφεται από τους Kraft et al. (1975) και Kraft (1977), πρόκειται για μια αλλουβιακή πεδιάδα με σχετικά υψηλές κλίσεις, με ακραία βαλτώδη περιοχή η οποία περιλαμβάνει θάλασσα, άμμο και αμμοχαλικώδες φράγμα. Στο νότιο και ανατολικό τμήμα της λεκάνης απορροής του Οινόη ποταμού, εμφανίζονται οι σχηματισμοί της ενότητας Αλμυροπόταμου-Αττικής.

Ο παράκτιος χώρος του Όρμου Μαραθώνα αποτελείται από Τεταρτογενείς αποθέσεις (περιοχή έλους Μαραθώνα, δελταϊκούς σχηματισμούς, πεδία θινών), οι οποίες προς βορρά περικλείονται από τα Μάρμαρα του Μαραθώνα (Κατ. Κρητιδικό) και ανατολικά από τα μάρμαρα Αγίας Μαρίνας (Αν. Κρητιδικό) (Παυλόπουλος et al., 2002).



Σχήμα 4.16: Η παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα.

Σύμφωνα με τον Άτλαντα ανέμου και κύματος (Αθανασούλης και Σκαρτσουλής 1992), την μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης παρουσιάζουν οι βόρειοι άνεμοι με ποσοστό 23,27%, έπονται οι βορειοανατολικοί ΒΑ και οι δυτικοί Δ άνεμοι με ποσοστό 15,84% και 13,99% αντίστοιχα. Μικρότερη συχνότητα εμφάνισης παρουσιάζουν οι νοτιοανατολικοί άνεμοι με ποσοστό 3.67%, ακολουθούν οι ανατολικοί με ποσοστό 5.74% και οι νότιοι με ποσοστό 7.93%, ενώ άπνοια έχουμε για στο 10.63%.

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό της Τατοΐου Αττικής της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1958-2010, η μέση ετήσια βροχόπτωση ανέρχεται σε 37,55 mm περίπου, ενώ οι μήνες του έτους με τη μεγαλύτερη βροχόπτωση είναι ο Δεκέμβριος με 83,9 mm, ενώ τους θερινούς μήνες η βροχόπτωση είναι ελάχιστη (9,8 mm τον Ιούνιο). Η μέση θερμοκρασία ανέρχεται στους 16,4°C περίπου. Ο θερμότεροι μήνες του έτους είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος με θερμοκρασίες 26,9°C και 26,3°C αντίστοιχα. Ως ψυχρότερος μήνας εμφανίζεται ο Ιανουάριος με θερμοκρασία 7,3°C). Το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος ανέρχεται στους 19°C.

Πίνακας 4.2.11: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στην Αττική για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	7,3	7,8	9,9	14,2	19,6	24,6	26,9	26,3	22,1	17,0	12,4	8,9
Μέγιστη	11,7	12,5	14,7	19,3	24,9	29,9	32,1	31,8	28,0	22,5	17,4	13,2
Ελάχιστη	3,2	3,5	4,9	7,7	11,9	16,2	19,2	19,3	15,6	11,8	7,9	4,9
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	69,2	48,6	51,1	26,2	20,4	9,8	10,0	6,0	17,6	47,6	60,2	83,9

4.2.11 Λιμνοθάλασσα Κορισίων (Ν.Δ. Κέρκυρα)

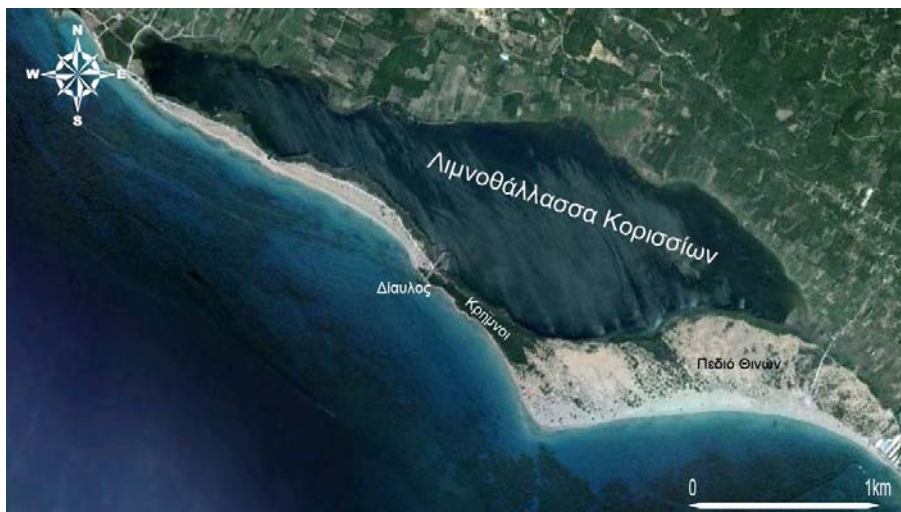
Η περιοχή μελέτης αποτελεί την παράκτια περιοχή της λιμνοθάλασσας Κορισίων. Η λιμνοθάλασσα Κορισίων βρίσκεται στην ΝΔ Κέρκυρα και με επιφάνεια περί τα 4,2 km², αποτελεί παράκτια αβαθή λιμνοθάλασσα (<2 m), που διαχωρίζεται από την θάλασσα με

μία στενή λωρίδα άμμου (< 250 m) και επικοινωνεί με αυτή μέσω ενός τεχνητού διαύλου (Alexoroulos et al. 2007).

Για τον σχηματισμό της λιμνοθάλασσάς σημαντικό ρόλο διαδραμάτισαν τα πεδία θινών, των οποίων η δημιουργία οφείλεται στις ανοδικές κινήσεις των δυτικών ακτών, που έλαβαν χώρα κατά το Διλούβιο (Πλειστόκαινο). Οι θίνες παρουσιάζονται είτε σαν συνεκτικές, οι οποίες απαντούν στα Β και ΒΔ της λιμνοθάλασσας είτε σαν σύγχρονοι σχηματισμοί στην Ν και ΝΔ περιοχή της.

Παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων, έχει μέσο πλάτος 250 m και χωρίζεται σε δύο τμήματα από τον τεχνητό διάυλο. Το τμήμα νότια του διαύλου αποτελείται από παλαιές αμμοθίνες με υψόμετρο μέχρι και 15m και κλίσεις πάνω από 40°. Με την ανάπτυξη σύγχρονων θινών στη βάση των παλαιών θινών. Στο μέτωπο της παραλίας του τμήματος αυτού υπάρχει τοπικά εμφάνιση ακτόλιθου, γεγονός που είναι ένδειξη ανάμειξης του γλυκού και του θαλασσινού νερού και οπισθοχώρηση της ακτογραμμής. Το τμήμα της λωρίδας γης βόρεια του διαύλου έχει γενικά χαμηλότερες κλίσεις καθώς το υψόμετρο των νέων θινών που φιλοξενεί δεν ξεπερνά τα 2m.

Η περιοχή της παραλιακής ζώνης Κορισσίων ανήκει την Ιόνια ενότητα του Ιονίου. Η λεκάνη που αποτελεί την παράκτια περιοχή της παραλιακής ζώνης καλύπτεται από Τεταρτογενή και Νεογενή ιζήματα και μικρές εμφανίσεις από τους σχηματισμούς της Ιονίου ενότητας και αποτελεί μια μεταλλική λεκάνη ιζηματογένεσης, με κατώτερη στρωματογραφική ενότητα μια ακολουθία μαργών, Πλειστοκαινικής ηλικίας, η οποία επικάθεται ασύμφωνα στο αλπικό υπόβαθρο (Alexoroulos et al. 2007, Τομαρά 2006).



Σχήμα 4.17: Η παραλιακή ζώνη λιμνοθάλασσας Κορισσίων.

Οι σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή, είναι τριαδικοί εβαπορίτες, γύψοι και λατυποπαγή. Οι Ιουρασικοί ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα. Πλειοκαινικής ηλικίας μάργες και τεταρτογενείς αποθέσεις από συμπαγής ψαμμίτες, πλευρικά κορήματα και κώνους κορημάτων, παλιά πλευρικά κορήματα, τις συνεκτικές θίνες (αιολιανίτες) και σύγχρονες παράκτιες αποθέσεις (Λεοντάρης 1976).

Η παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων επηρεάζεται κυρίως από ανέμους νότιας, δυτικής και νοτιοδυτικής διεύθυνσης. Αυτοί, σύμφωνα με τον Άτλαντα ανέμου και

κύματος (Αθανασούλης και Σκαρτσουλής 1992), την εμφανίζουν συχνότητες 10,44%. 9,75% και 5,14% αντίστοιχα, ενώ άπνοια έχουμε για στο 12.54% του έτους.

Με βάση τα κλιματικά δεδομένα, που διατέθηκαν από το Μετεωρολογικό Σταθμό της Κέρκυρας της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας, περίοδο 1955-1997, η μέση ετήσια βροχόπτωση ανέρχεται σε 91,40 mm περίπου, ενώ ο μήνας με τη μεγαλύτερη βροχόπτωση είναι ο Νοέμβριος με 187,4mm, ενώ τους θερινούς μήνες η βροχόπτωση είναι ελάχιστη (9.2mm τον Ιούλιο). Η μέση θερμοκρασία ανέρχεται στους 17,5° περίπου. Ο θερμότεροι μήνες του έτους είναι ο Ιούλιος και ο Αύγουστος με θερμοκρασίες 26,4°C και 26,3°C αντίστοιχα. Ως ψυχρότερος μήνας εμφανίζεται ο Ιανουάριος με θερμοκρασία 9,7° Το ετήσιο θερμοκρασιακό εύρος ανέρχεται στους 17°C.

Πίνακας 4.2.12: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Κέρκυρα για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	9,7	10,3	12	14,9	19,6	23,9	26,4	26,3	22,7	18,4	14,3	11,1
Μέγιστη	13,9	14,2	16	19	23,8	28	30,9	31,3	27,6	23,2	18,7	15,3
Ελάχιστη	5,1	5,7	6,8	9,2	12,9	16,4	18,4	18,8	16,5	13,4	9,9	6,8
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	136,6	124,6	98,1	66,7	37	14,1	9,2	19	81,3	137,7	187,4	185,6

4.2.12 Αλεξανδρούπολη (Β.Α. Αιγαίο)

Η παραλιακή ζώνη της ευρύτερης περιοχής της Αλεξανδρούπολης, μπορεί να διακριθεί σε δύο ενότητες, την ανατολική και την δυτική. Η δυτική εκτείνεται από την παραλία της Μεσημβρίας μέχρι την Αλεξανδρούπολη και η ανατολική από την Αλεξανδρούπολη μέχρι τον ποταμό Έβρο. Στη δυτική περιοχή το ανάγλυφο είναι λοφώδες ως ημιορεινό με ήπιες κλίσεις εδάφους, ενώ ανατολικά της Αλεξανδρούπολης το ανάγλυφο είναι πεδινό. Βόρεια της λοφώδους και της πεδινής περιοχής εντοπίζεται η ορεινή ζώνη (Ξειδάκης κ.α 2005).

Η ευρύτερη περιοχή ανήκει στη μεταλπική τριτογενή λεκάνη της Θράκης, που καταλαμβάνεται από μολασσικά ιζήματα τα οποία καλύπτουν ασύμφωνα τα προαλπικά και αλπικά πετρώματα της περιοχής (Μουντράκης 1985). Η ευρύτερη περιοχή του κόλπου της Αλεξανδρούπολης περιλαμβάνει την ενότητα του Παγγαίου με μάρμαρα, σχιστόλιθους με χαλαζίτες και λεπτούς οριζοντες μαρμάρων, αμφιβολιτές, γνευσίους και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους. Την ενότητα του Σιδηρόνερου με μια ακολουθία από μοσχοβιτικούς γνευσίους, βιοτιτικούς γνευσίους, οφθαλμώδεις γνευσίους, βιοτιτικούς οφθαλμώδεις γνευσίους, αμφιβολιτές με ενδστρώσεις μαρμάρων και μοσχοβιτικούς γνευσίους, μιγματίτες και γρανίτες από ανάτηξη. (Paranikolaou and Panagoroulos 1981, Paranikolaou 1984).

Η ιζηματολογία στην περιοχή του κόλπου της Αλεξανδρούπολης ελέγχεται ιδιαίτερα από την αποστράγγιση του ποταμού Έβρου, ενώ στην περιοχή αποστραγγίζονται επίσης οι λεκάνες Λουτρού, Δωρικού, Μάιστρου, Αράπη, Δίκελα και Νέα Χίλη. Η υδρολογική λεκάνη του Έβρου ποταμού, έχει έκταση 52.900km² και ετήσια απορροή 3,260·10⁶ m³.



Σχήμα 4.18: Η παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης.

Στην περιοχή της Αλεξανδρούπολης λόγω του ανοίγματος του Εύξεινου Πόντου, εμφανίζεται αυξημένη ένταση ΒΑ ανέμων (Κατσούλης 1970). Οι επικρατούντες άνεμοι στην περιοχή μελέτης, στη διάρκεια ενός έτους, πνέουν από βόρειες διευθύνσεις με συνολική συχνότητα εμφάνισης (βόρειοι, βορειοανατολικοί, βορειοδυτικοί για όλη την περιοχή κάλυψης) περίπου 29%. Οι άνεμοι που επηρεάζουν περισσότερο την παράκτια ζώνη της περιοχής μελέτης, οι νότιοι άνεμοι, εμφανίζονται να έχουν μικρότερη συνολική συχνότητα (νότιοι, νοτιοδυτικοί, νοτιοανατολικοί) που προσεγγίζει το 15%. Οι νότιοι άνεμοι, εμφανίζονται στο σύνολό τους σε μεγαλύτερη συχνότητα με ταχύτητες 11-16 knots σε ποσοστό 23%.

Όπως προκύπτει από τα βροχομετρικά στοιχεία σταθμών του νομού Έβρου υπάρχει ανισοκατανομή της βροχόπτωσης κατά την διάρκεια του έτους. Οι περισσότερες βροχοπτώσεις καταγράφονται κατά τους μήνες Νοέμβριο, και Δεκέμβριο (88,0 mm, 85,0 mm) και οι λιγότερες κατά το μήνα Αύγουστο (13 mm). Ενώ η μέση ετησία τιμή για την βροχόπτωση είναι 46,1 mm. Η θερμοκρασία έχει μέση τιμή 30,3 °C. Ενώ ο μήνας με την μεγαλύτερη θερμοκρασία είναι ο Αύγουστος με 30,3 °C, ενώ αυτός με την μικρότερη ο Ιανουάριος με 5°C.

Πίνακας 4.2.13: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στην Αλεξανδρούπολη για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	5,0	5,9	8,3	13,1	18,3	23,1	25,8	25,4	21,1	15,6	10,8	7,1
Μέγιστη	8,6	9,7	12,1	17,1	22,3	27,1	30,2	30,3	26,3	20,3	14,8	10,7
Ελάχιστη	1,3	1,8	3,5	7,0	11,3	15,0	17,6	17,5	14,1	10,3	6,6	3,3
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	61,6	56,5	48,6	39,6	34,7	29,5	19,3	13	26,9	50,5	88,0	85,0

4.2.13 Βατερών (Νήσου Λέσβου).

Η μορφολογία των ακτών της νήσου Λέσβου καθορίζεται από τη λιθολογία και κυρίως από την τρωτότητα των ηφαιστειακών πετρωμάτων, η οποία ευνοεί τη μεταφορά και την

απόθεση ιζημάτων, αλλά και διευκολύνει τη διάβρωση από τα κύματα (Λειβαδίτη και Λειβαδίτης 2006).

Ο κόλπος των Βατερών βρίσκεται στην νότια ακτή της Λέσβου (ΒΑ Αιγαίο). Η παραλιακή ζώνη των Βατερών είναι μία παραλιακή ζώνη κλειστής κυκλοφορίας (rocket beach), η οποία οριοθετείται από τα βραχώδη ακρωτήρια του Αγίου Φωκά στα δυτικά και το ακρωτήριο που σχηματίζεται από ένα τεκτονικό παράκτιο κρημνό στα ανατολικά. Τροφοδοτείται με ιζημα από τους ποταμοχειμάρους Αλμυροπόταμο και Βουρκοπόταμο (Βουσδούκας 2007).



Σχήμα 4.19: Η παραλιακή ζώνη των Βατερών Λέσβου.

Στην περιοχή της παραλιακής ζώνης των Βατερών, το γεωλογικό υπόβαθρο αποτελείται κυρίως από πυριγενή πετρώματα (οφιολίθους, λάβες). Στην όρια της παραλιακής ζώνης εμφανίζονται πλειστοκαινικές αποθέσεις κυρίως ποταμοχειμάριες που προέρχονται από την αποσάθρωση των πετρωμάτων στη λεκάνη απορροής. Το Ολόκαινο εμφανίζεται ως παραλιακά ιζήματα, από άμμους, λατύπες, τέφρα και αργίλους.

Η παραλιακή ζώνη των Βατερών Λέσβου, επηρεάζεται κυρίως από ανέμους νότιας, νοτιοδυτικής και δυτικής διεύθυνσης. Αυτοί, σύμφωνα με τον Άτλαντα ανέμου και κύματος (Αθανασούλης και Σκαρτσουλής 1992), την εμφανίζουν συχνότητες 14,7%, 5,76% και 4,76% αντίστοιχα, ενώ άπνοια έχουμε για στο 12.54% του έτους.

Από τα δεδομένα του μετεωρολογικού σταθμού της Μυτιλήνης, οι περισσότερες βροχοπτώσεις καταγράφονται κατά τους μήνες Δεκέμβριο και Ιανουάριο (142,7 mm, 119,7 mm) και οι λιγότερες κατά το μήνα Ιούλιο (2,2 mm). Ενώ η μέση ετησία τιμή για την βροχόπτωση είναι 54,01 mm. Η θερμοκρασία έχει μέση τιμή 17,6 °C. Ενώ ο μήνας με την μεγαλύτερη θερμοκρασία είναι ο Ιούλιος με 30,4°C, ενώ αυτός με την μικρότερη ο Ιανουάριος με 6.7°C.

Πίνακας 4.2.14: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Μυτιλήνη για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

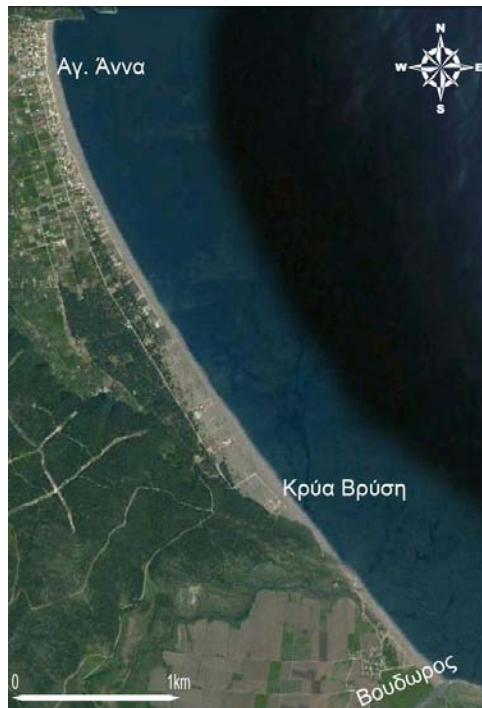
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	9,5	9,9	11,6	15,6	20,2	24,7	26,6	26,1	22,9	18,5	14,3	11,3
Μέγιστη	12,1	12,6	14,6	19	23,9	28,5	30,4	30,2	26,7	21,7	17,2	13,8
Ελάχιστη	6,7	7	8	11,2	15,2	19,3	21,6	21,4	18,5	14,8	11,4	8,7
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	119,7	89,3	71,5	46,2	21,5	5,7	2,2	3,2	10,5	38,9	96,6	142,8

4.2.14 Αγ. Άννα – Κρύα Βρύση (Β.Α Εύβοια).

Η παραλιακή ζώνη Αγίας Άννας - Κρύας Βρύσης βρίσκονται στην ΒΑ πλευρά της Εύβοιας. Έχει μήκος 5,8 km και κατατάσσεται στις ανοικτές παραλίες υψηλής ενέργειας. Στο νότιο άκρο της παραλίας της Κρύας Βρύσης εκβάλλει ο ποταμός Βούδωρος ο οποίος σχηματίζεται από την συμβολή των ποταμών Νηλέα και Κηρέα, σχηματίζοντας το μεγαλύτερο αποστραγγιστικό δίκτυο της Εύβοιας.

Στην παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης, εμφανίζονται σχηματισμοί της πελαγονικής ενότητας αποτελείται από ένα κρυσταλλικό υπόβαθρο και είναι ηλικίας προ-μέσου Λιθανθρακοφόρου και στην συνέχεια σε ασυμφωνία έρχονται νέο-παλαιοζωικοί και μεσοζωικοί σχηματισμοί (κλαστικά πετρώματα, βασικά εκρηξιγενή πετρώματα, ασβεστόλιθοι, δολομίτες) με μία διακοπή μεταξύ Ιουρασικού- Αν Ιουρασικού (βωξίτες) (Renz 1955, Aubouin 1959, Guernet 1971).

Οι διευθύνσεις των ποταμών Νηλέα και Κηρέα που βρίσκονται στην παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας - Κρύας Βρύσης, καθορίζονται από τις διευθύνσεις των ρηγμάτων της περιοχής. Στον Νηλέα παρατηρούνται τρεις τουλάχιστον αναβαθμίδες, γεγονός που αποδεικνύει μικρές ανοδικές κινήσεις. Αντίθετα, μικρές καθοδικές κινήσεις παρατηρούνται κοντά στη παράκτια ποτάμια εκβολή του Βούδωρου, που οφείλεται και στην επίδραση από την σταδιακή άνοδο της στάθμης της θάλασσας.



Σχήμα 4.20: Η παραλιακή ζώνη Αγίας Άννας - Κρύας Βρύσης Ευβοίας

Στην Εύβοια δεν υπάρχουν μεγάλα ποτάμια, αλλά η επιφανειακή απορροή γίνεται μέσω χειμάρρων. Το υδρογραφικό δίκτυο χαρακτηρίζεται από έναν κύριο υδροκρίτη, παράλληλο προς τη διεύθυνση του νησιού όπου κάθετα σε αυτόν αναπτύσσονται πέντε κύριες λεκάνες απορροής. Η υδρολογική λεκάνη του Βούδωρου έχει σαν παράκτιο όριο την παραλιακή ζώνη Αγ. Άννας – Κρύας βρύσης όπου και εκβάλλει. Τα περισσότερα υδροπερατά πετρώματα βρίσκονται πιο διαδεδομένα στις υδροκритικές περιοχές της λεκάνης απορροής

του Βούδωρου χωρίς να απουσιάζουν από το εσωτερικό της υδρογεωλογικής λεκάνης, αλλά εμφανίζονται σε σαφώς μικρότερο ποσοστό του συνόλου της επιφάνειας. Η τροφοδοσία γίνεται κύρια από τα πετρώματα των περιθωρίων της λεκάνης όπου και οι βροχοπτώσεις είναι εντονότερες (Λεοντάρης και Γκουρνέλλος 1991).

Η παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης, Εύβοιας, επηρεάζεται κυρίως από ανέμους βόρειας, βορειοανατολικής και ανατολικής διεύθυνσης. Αυτοί, σύμφωνα με τον Άτλαντα ανέμου και κύματος (Αθανασούλης και Σκαρτσουλής 1992), την εμφανίζουν συχνότητες 29,32%, 17,58% και 10,36% αντίστοιχα, ενώ άπνοια έχουμε για στο 6.95% του έτους.

Στην Εύβοια η μέση βροχόπτωση εμφανίζει ένα μέγιστο βροχόπτωσης συνήθως κατά τον Δεκέμβριο 73,3 mm και ένα ελάχιστο κατά τον Ιούλιο 18,8mm. Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστες τιμές τον μήνα Ιούλιο με μέγιστη μηνιαία θερμοκρασία 32,3°C και μέση θερμοκρασία 25,9°C. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με ελάχιστη τιμή τους 3,5°C και μέση 7,1 °C (EMY 2010).

Πίνακας 4.2.15: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Χαλκίδα για την περίοδο 1955-1998 (EMY 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	7,1	8,0	10,5	14,8	20,1	25,3	26,9	25,9	22,4	16,9	11,8	8,3
Μέγιστη	11,6	12,6	15,3	20,0	25,4	30,8	32,3	31,6	28,5	22,4	16,7	12,9
Ελάχιστη	3,5	3,9	5,9	9,3	13,8	18,0	19,7	19,1	16,2	12,0	7,9	4,7
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	64,4	65,2	60,9	46,0	34,1	22,4	18,8	27,0	17,4	71,4	72,9	73,3

4.2.15 Σκάλα Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος)

Η παραλιακή ζώνη της Σκάλας, βρίσκεται νότια του οικισμού της Σκάλας Κατερίνης, εμφανίζει μια μεγάλου εύρους αμμώδη παραλία, μέτριας έως υψηλής ενέργειας, η οποία δίνει παράκτια επιμήκη θαλάσσια ρεύματα μεγάλου χώρου ανάπτυξης. Η παραλία παρουσιάζει μορφολογικές διαφορές τόσο στο χερσαίο, όσο και στο υποθαλάσσιο τμήμα της, κατά τις διάφορες εποχές του έτους, που δρουν κυματισμοί διαφορετικού ενεργειακού καθεστώτος. Η αυξομείωση του πλάτους της είναι, όπως αναφέρθηκε, το αποτέλεσμα τόσο της εγκάρσια, όσο και της επιμήκους μεταφοράς ιζημάτων. Το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής αυτής, καθώς και η βυθομετρία της, παρουσιάζεται σε γενικές γραμμές ομαλό, λόγω της ελεύθερης δράσης κυμάτων υψηλής κυρτότητας (Αναγνώστου 1992).

Το υδρογραφικό δίκτυο του Ν. Πιερίας έχει πλήθος χειμάρρων που κατεβαίνουν από τους ορεινούς όγκους με κατεύθυνση προς την θάλασσα. Η ακτή τροφοδοτείται με φερτά υλικά σε όλο σχεδόν το μήκος της από την περιοχή της Λεπτοκαρύας, έως και τις αλυκές του Κίτρου. Στη ζώνη αυτή αναπτύσσεται εκτεταμένη αμμώδης παραλία, η οποία έχει ομαλό ανάγλυφο (μικρή κλίση), έχει τοξοειδή μορφή με πολλά πλήρως ευθύγραμμα τμήματα και μεγάλο εύρος. Κατά μήκος της ακτής εμφανίζεται και ένα μέτωπο προέλασης, το οποίο δημιουργείται από τις εκβολές του χειμάρρου Μαυρονέρι, σχηματίζοντας ένα είδος στομίου (Νομαρχία Πιερίας-Δήμος Κατερίνης 2000).



Σχήμα 4.21: Η παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης.

Στην ευρύτερη περιοχή πνέουν κυρίως βορειοδυτικοί, βορειοανατολικοί και νοτιοανατολικοί άνεμοι, ενώ απουσιάζουν οι δυτικοί, λόγω της ύπαρξης των ορεινών όγκων του Ολύμπου και των Πιερίων, οι οποίοι λειτουργούν ως φυσικά εμπόδια για τους ανέμους αυτούς. Στην παράκτια ζώνη κυριαρχούν οι νότιοι άνεμοι με συχνότητα 20,15%, νοτιοανατολικοί άνεμοι με 10,02% και ο ανατολικός με 12,18%.

Το μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης ανέρχεται στα 653 mm. Στις ορεινές περιοχές όμως, ξεπερνά τα 1200 – 1500 mm κατά τους χειμερινούς μήνες (Νοέμβριο, Δεκέμβριο και Ιανουάριο). Υγρότερος μήνας είναι ο Δεκέμβριος. Η μέση ετήσια εξατμίσση ανέρχεται στα 725 mm και είναι πολύ μεγαλύτερη της βροχόπτωσης κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, με αποτέλεσμα της έλλειψη ύδατος. Ξηρότερος μήνας είναι ο Αύγουστος, με ύψος βροχόπτωσης 30 mm περίπου (Νομαρχία Πιερίας-Δήμος Κατερίνης 2000).

Η θερμοκρασία εμφανίζει ελάχιστη τιμή τον Ιανουάριο με -2.09°C και μέγιστή το Ιούλιο $30,61^{\circ}\text{C}$. Το θερμοκρασιακό εύρος είναι 12°C .

Πίνακας 4.2.16: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Κατερίνη για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ($^{\circ}\text{C}$)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	4,4	4,5	7,5	11,2	16,0	20,9	23,3	23,0	19,3	14,6	9,1	4,9
Μέγιστη	9,5	10,5	13,5	17,9	23,4	28,4	30,6	30,3	26,6	21,1	15,1	10,5
Ελάχιστη	-2,1	-1,3	1,6	5,3	9,8	13,8	16,3	16,1	12,9	8,6	3,3	-0,6
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	59,3	56,7	65,1	53,2	50,6	61,4	29,5	38,2	37,7	79,9	83,3	79,4

4.2.16 Αχιβαδολίμνη (Νήσος Μήλος).

Η ακτογραμμή της Ν. Μήλου είναι πολυσχιδής και το μήκος της φτάνει τα 125km. Υπάρχει μεγάλος αριθμός κολπίσκων και όρμων με γενικά απότομες κλίσεις στις ανατολικές, δυτικές και νότιες ακτές και πιο ομαλές στις βόρειες ακτές και ακτές που βρίσκονται εσωτερικά του κόλπου του νησιού.

Οι παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης έχει χαρακτηριστικά ακτής κλειστής κυκλοφορίας (rocket beach) και θεωρείται προστατευμένη λόγω του ότι βρίσκεται σε κλειστό κόλπο. Έχει μήκος 1200m και διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και βρίσκεται μπροστά από κοιλάδα (Δυτικό τμήμα) και ομαλό κρημνό (Ανατολικό τμήμα).

Η Μήλος είναι σχεδόν εξ ολοκλήρου ένα ηφαιστειακό νησί και στην Υποπελαγονική ενότητα. Επικρατούν τα ηφαιστειακά πετρώματα (τόφφοι, τοφφίτες, ρυολιθικές λάβες, πυροκλαστικές αποθέσεις, λάβες ανδεσιτικές και δακιτικές, ιγνιμβρίτες), ενώ υπάρχουν και εμφανίσεις ιζηματογενών κυρίως στο νότιο τμήμα που αποτελούνται από επικλυσιγενή κροκαλοπαγή και ασβεστόλιθους (Κατσικάσος 1992). Η υπάρχουσα μορφολογία, η τεκτονική δομή, η ορυκτολογική σύσταση των πετρωμάτων, η ηλικία του γεωλογικού υποβάθρου και το κλίμα επέδρασαν κατά μεγάλο βαθμό στη μορφή της ανάπτυξης του υδρογραφικού δικτύου.

Η παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης βρίσκεται μέσα στον κλειστό κόλπο της καλδέρας της Μήλου, αυτό έχει σαν συνέπεια τα κυματικά χαρακτηριστικά της να επηρεάζονται από Βορειοδυτικής διεύθυνσης ανέμους. Στην διεύθυνση αυτή η μέγιστη ταχύτητα είναι 43,11 m/sec. Γενικά, η Νήσος Μήλος επηρεάζεται από όλους τους ανέμους. Σε ετήσια συχνότητα οι επικρατούντες άνεμοι είναι οι βόρειοι με συχνότητα 23,27 % και ακολουθούν οι νοτιοανατολικοί με συχνότητα 15,84 % και το ποσοστό της νηνεμίας είναι 8,66 %.



Σχήμα 4.22: Η παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης

Η θερμοκρασία εμφανίζει μέγιστη τιμή τον μήνα Ιούλιο με μέση μέγιστη θερμοκρασία τους 25,7 °C. Τις μικρότερες τιμές θερμοκρασίας έχουμε κατά τον μήνα Ιανουάριο με μέση ελάχιστη τιμή τους 10,4 °C.

Για την βροχόπτωση, μέγιστες τιμές βροχόπτωσης έχουμε τους μήνες Ιανουάριο και Δεκέμβριο με μέσο ύψος βροχής 90 mm και 70,3 mm αντίστοιχα, ενώ ελάχιστες τιμές κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Ιούλιο και Αύγουστο με μέσο ύψος βροχής 0 mm και 0,3 mm. Το συνολικό ύψος βροχής στη Ν. Μήλο είναι από τα μικρότερα στην Ελλάδα.

Πίνακας 4.2.17: Μέσες μηνιαίες, απόλυτες μέγιστες και ελάχιστες τιμές θερμοκρασίας και τιμές βροχόπτωσης στη Μήλο για την περίοδο 1955-1998 (ΕΜΥ 2010)

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ (°C)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	12,1	12,2	13,3	16	19,5	23,3	24,9	24,8	22,8	19,6	16,3	13,6
Μέγιστη	14,3	14,5	15,6	18,6	22	25,8	26,9	26,7	24,8	21,8	18,7	15,8
Ελάχιστη	9,5	9,3	10,2	12,4	15,6	19,5	21,9	22	19,9	16,9	13,6	10,9
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ (mm)	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μέση	69,0	53,6	47,0	18,0	9,2	2,2	0,5	1,7	7,0	34,7	52,6	70,3

5. Αποτελέσματα - Συζήτηση

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται η τελική διαμόρφωση του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών, τα αποτελέσματα της ανάλυσης ευαισθησίας του. Στη συνέχεια ακολουθεί η παρουσίαση των αποτελεσμάτων της πειραματικής εφαρμογής του δείκτη σε 16 παραλιακές ζώνες της Ελλάδος. Αυτές διακρίνονται σε δύο κατηγορίες, στην πρώτη ανήκουν οι παραλιακές ζώνες για τις οποίες έγιναν μετρήσεις πεδίου με σκοπό να χρησιμοποιηθούν για την διαμόρφωση του δείκτη. Στη δεύτερη περιλαμβάνονται οι παραλιακές ζώνες για τις οποίες υπήρχαν επαρκή δεδομένα από προηγούμενες μελέτες, έρευνες, προπτυχιακές, μεταπτυχιακές εργασίες και διδακτορικές διατριβές, ώστε να δημιουργηθεί η βάση δεδομένων για την κατηγοριοποίηση της έντασης της τρωτότητας και για τη διάκριση των σημαντικότερων παραγόντων που επηρεάζουν την τρωτότητα μιας παραλιακής ζώνης.

5.1 Ανάπτυξη του δείκτη τρωτότητας

Οι διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη μιας παραλιακής ζώνης είναι η μεταφορά ιζημάτων από τα ρεύματα στην ζώνη θραύσης, η οποία περιλαμβάνει την στερεομεταφορά παράλληλα και κάθετα στην παραλιακή ζώνη. Επίσης η προσφορά ιζημάτων από την χέρσο είτε αυτή είναι η ενδοχώρα και οι λεκάνες απορροής των ποταμών που εκβάλουν σε αυτή είτε τα ιζήματα που προέρχονται από τη διάβρωση των γεωμορφών που βρίσκονται στην παραλιακή ζώνη (παράκτιοι κρημνοί, πεδία θινών) είτε από την αιολική μεταφορά ιζημάτων. Ακόμα, η ιζηματολογία και το κοκκομετρικό μέγεθος της παραλιακής ζώνης ελέγχει την εξέλιξη της, καθώς καθορίζει τον τύπο των ιζημάτων που μεταφέρονται και αποτίθενται σε αυτή. Το κυματικό καθεστώς ελέγχει την κυματική ενέργεια, τα παράκτια ρεύματα, το μήκος του ενεργού προφίλ αλλά και τη αναρρίχηση του κυματισμού. Η αναρρίχηση του κυματισμού είναι μια διεργασία η οποία καθορίζει το τμήμα της παραλιακής ζώνης που επηρεάζεται από την κυματική δράση. Ακόμα και η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης. Η παλίρροια σε μια περιοχή είναι ακόμα μια διεργασία που ελέγχει την έκταση της παραλιακής ζώνης που επηρεάζεται από την κυματική δράση. Με βάση τα παραπάνω προέκυψαν οι παρακάτω παράμετροι για τη μαθηματική έκφραση του δείκτη:

- Η στερεομεταφορά παράλληλα στην ακτογραμμή (Q_L).
- Η στερεομεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή (Q_C).
- Προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια (Q_R),
- Η προσφορά ιζήματος από την διάβρωση της χέρσου (π.χ. από παράκτιους κρημνούς). (L_E)
- Το ύψος αναρρίχησης του κυματισμού (W_R).
- Η αιολική μεταφορά ιζήματος (Q_A).

- Η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω της σχετικής μεταβολή της στάθμης της θάλασσας (RSLC).

Στο πίνακα 5.1.1 παρατίθενται οι μεταβλητές που διαμορφώνουν τις παραμέτρους του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών (BVI). Σε αυτόν φαίνεται ότι υπάρχουν μεταβλητές, οι οποίες συμμετέχουν σε παραπάνω από ένα παράγοντα του δείκτη και συχνά με διαφορετική βαρύτητα. Για παράδειγμα, το ύψος του κύματος στην ζώνη θραύσης συμμετέχει στον υπολογισμό της παράκτιας στερεομεταφοράς υψωμένο σε δύναμη, ενώ για τον υπολογισμό της μέγιστης αναρρίχησης συμμετέχει στον παρονομαστή κλάσματος.

Πίνακας 5.1.1: Παραμέτρων και μεταβλητές απαραίτητες για τον υπολογισμό του BVI.

ΜΕΤΑΒΛΗΤΕΣ		ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ						
		Q _L	Q _C	Q _R	LE	RLSC	WR	Q _A
Ύψος κύματος στη θραύση (m)	H _b	*				*		
Γωνία θραύσης κύματος. (degrees)	α _b	*						
Σημαντικό ύψος κύματος (m)	H _o		*				*	
Μήκος κύματος (m)	L _o		*				*	
Περίοδος κύματος (sec)	T		*					
Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων (m/sec)	w _s		*					
Επιφανειακή απορροή (m ³ /year)	Q			*				
Εμβαδόν λεκάνης απορροής (m ²)	A			*				
Υψόμετρο λεκάνης απορροής (m)	ED			*				
Βροχόπτωση (mm)	P			*				
Θερμοκρασία (°C)	T _θ			*				
Σημερινή θέση ακτογραμμής (m)	R ₁				*			
Μελλοντική θέση ακτογραμμής (m)	R ₂				*			
Ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας (m)	S ₁				*			
Αναμενόμενος ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας (m)	S				*	*		
Ύψος χερσαίου ορίου (m)	B		*		*	*	*	
Ποσοστό χονδρόκοκκου ιζήματος κρημνού	P _q				*			
Μέγιστο βάθος κινητοποίησης (m)	h _c		*		*		*	
Μήκος προφίλ θαλάσσιο τμήμα (m)	L		*			*	*	
Μήκος προφίλ συνολικό (m)	W		*		*	*	*	
Μήκος προφίλ χερσαίο τμήμα (m)	W _b		*			*	*	
Κλίση ακτής	β		*				*	
Ταχύτητα ανέμου (m/sec)	U*							*
Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (ζώνη Θραύσης) (mm)	D _{50s}	*	*			*		
Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Χερσαίο τμήμα) (mm)	D _{50L}							*
Γωνία εσωτερικής τριβής του ιζήματος	φ		*				*	

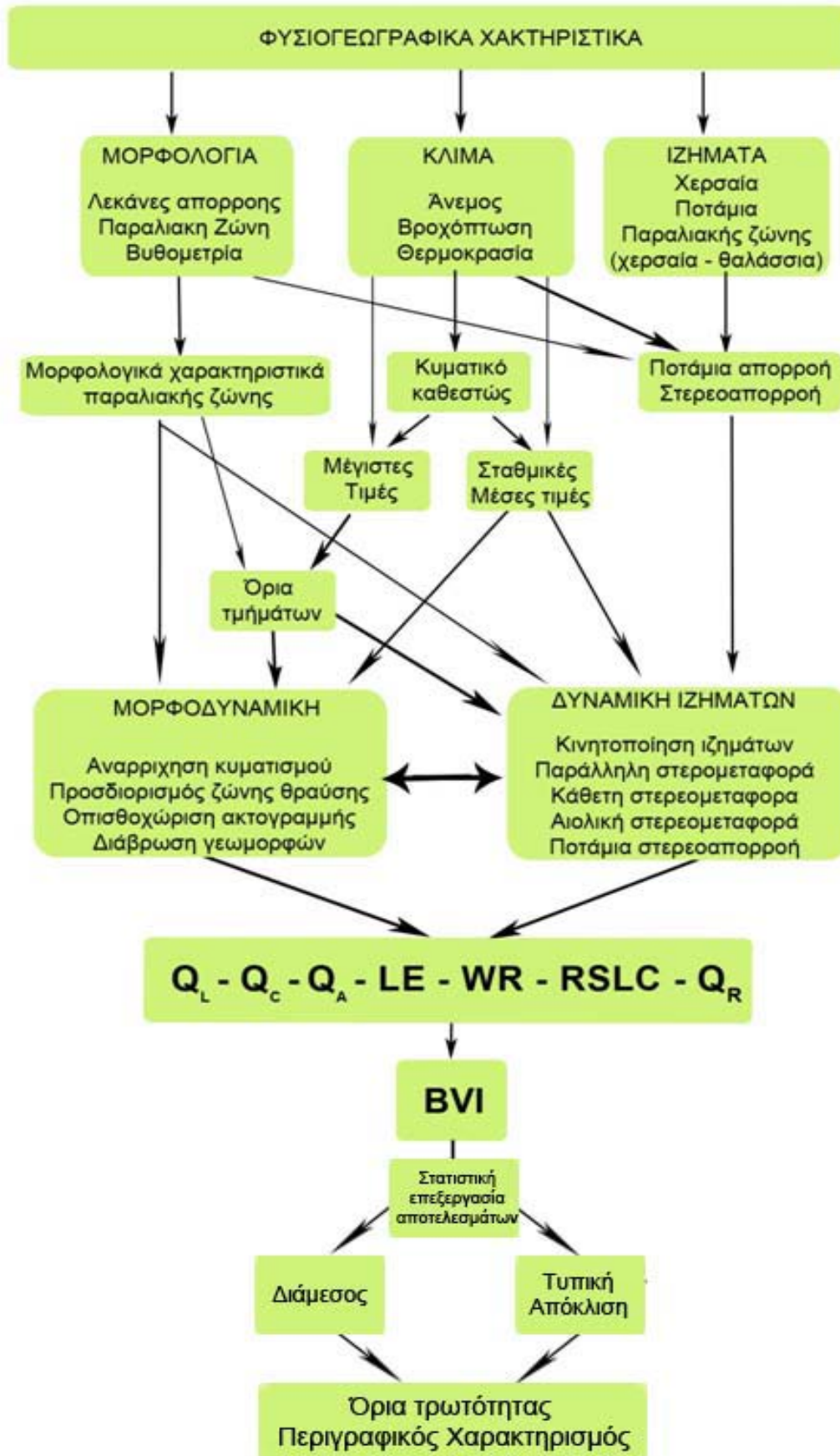
Κλειδί: (Q_L: παράκτια στερεομεταφορά, Q_C: στερεομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή, Q_R: Προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια, LE: προσφορά ιζήματος από τους την διάβρωση των γεωμορφών, RSLC: η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας, WR: Ύψος αναρρίχησης του κυματισμού και Q_A: η αιολική μεταφορά).

5.1.1 Υπολογισμός επιμέρους παραμέτρων του δείκτη τρωτότητας (BVI)

Ο υπολογισμός των τιμών των επιμέρους παραμέτρων του δείκτη τρωτότητας, γίνεται μέσω μιας εξίσωσης. Τα κριτήρια επιλογής των εξισώσεων βασίζονται στην επιδίωξη ότι θα πρέπει να αντιπροσωπεύουν όσο το δυνατόν πληρέστερα το φυσικό φαινόμενο που προσομοιώνουν και ταυτόχρονα να απαιτούν τα λιγότερα δυνατά δεδομένα (κυρίως πεδίου), για την εφαρμογή τους.

Στο σχήμα 5.1 παρουσιάζεται το διάγραμμα ροής της μεθόδου. Αρχικό στάδιο είναι η συλλογή των δεδομένων, που αφορούν κλιματικά δεδομένα (ύψος βροχής, θερμοκρασία), ιζηματολογικά δεδομένα (διάμετροι κόκκων σε δείγματα της παραλιακής ζώνης στη ζώνη θραύσης και στο χερσαίο τμήμα της), τοπογραφικά (μήκος και πλάτος παραλιακής ζώνης, ύψος χερσαίου ορίου κ.α.), βυθομετρικά δεδομένα, από το συνδυασμό των τοπογραφικών και βυθομετρικών δεδομένων κατασκευάζεται ο κάρναβος για την περιοχή μελέτης.

Τέλος από τα ανεμολογικά δεδομένα σε συνδυασμό με τον κάρναβο της περιοχής υπολογίζετε το κυματικό καθεστώς της περιοχής. Στην συνέχεια υπολογίζονται με βάση τα πρωτογενή ή τα υπολογισμένα δεδομένα οι μέγιστες τιμές και τα όρια για κάθε παράγοντα. Παράλληλοι υπολογισμοί γίνονται και για τον υπολογισμό των σταθμικών μέσων τιμών, που θεωρείται ότι αντιπροσωπεύουν τη πραγματική μέση κατάσταση. Τέλος υπολογίζονται οι τιμές τρωτότητας για κάθε παράμετρο και από αυτές η τελική τιμή του δείκτη για κάθε τμήμα της παραλιακής ζώνης ή για κάθε παραλιακή ζώνη, ανάλογα με την κλίμακα την οποία εξετάζετε.



Σχήμα 5.1: Διάγραμμα ροής της μεθόδου υπολογισμού του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών.

5.1.2 Παράκτια στερεομεταφορά (longshore sediment transport, Q_l)

Για τον υπολογισμό της παράκτιας στερεομεταφοράς, χρησιμοποιείται η σχέση 5.1 του Komar (1998).

$$Q_l = 1,1 \rho g^{\frac{3}{2}} H_b^{\frac{5}{2}} \eta \mu(\alpha_b) \sigma \nu(\alpha_b) \quad (5.1)$$

όπου ρ : η πυκνότητα του νερού, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, H_b : το ύψος κύματος στην ζώνη θραύσης και α_b : η γωνία της κορυφής του κύματος κατά της θραύση.

Η επιλογή της εξίσωσης αυτής γίνεται καθώς δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα, τα δεδομένα που απαιτεί, υπολογίζονται με την χρήση του μοντέλου RCPWAVE σε ένα κανάβο, ο οποίος μπορεί να διαμορφωθεί από τον διαχωρισμό της παραλιακής ζώνης με βάση τα μορφοδυναμικά χαρακτηριστικά του. Υπολογίζεται μια τιμή, για το ύψος κύματος και τη γωνία θραύσης για κάθε επιμέρους κελί του κανάβου της και από αυτά με την χρήση της εξίσωσης 3.26 προκύπτει ο όγκος και η φορά της στερεομεταφοράς.

Τα όρια της μεταβλητής υπολογίζονται θεωρώντας ότι το 100% αντιπροσωπεύει τη μέγιστη τιμή της δυνητικής στερεομεταφοράς (για το μέγιστο ύψος κύματος που δέχεται η παραλιακή ζώνη) και το ελάχιστο ως η έλλειψη υλικού προς μετακίνηση ή η μη δυνατότητα μετακίνησης ιζημάτων, η οποία υπολογίζεται από της σχέση των You and Yin (2006). Η παράμετρος αυτή εκφράζει την δυνατότητα του κάθε τμήματος της παραλιακής ζώνης να ανταλλάσει ιζήματα με τα γειτονικά τμήματα.

5.1.3 Μεταφορά ιζήματός κάθετα στην ακτογραμμή (crossshore sediment transport, Q_c)

Ο αρχικός προσδιορισμός αφορά την φορά της στερεομεταφοράς, από την θάλασσα προς την παραλία (onshore) ή και από την παραλία προς την θάλασσα (offshore). Αυτό γίνεται με βάση το κριτήριο για την Onshore – Offshore στερεομεταφορά που δίνονται από τις σχέσεις των Dean (1973) (a) και Hattori and Kawamata (1980) (b).

$$a. \quad \frac{H_o R g T}{L_o w_s \pi} \begin{cases} < 1 & onshore \\ > 1 & offshore \end{cases} \quad (5.2)$$

$$b. \quad \frac{g H_o \tan \beta T}{L_o w_s} \begin{cases} < 0,5 & onshore \\ > 0,5 & offshore \end{cases} \quad (5.3)$$

όπου H_o : το σημαντικό ύψος κύματος, L_o : το μήκος κύματος, R : το αδιαστάτο ύψος αιώρησης πάνω από το πυθμένα με $R=0.6$, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, T : η περίοδος και w_s : η ταχύτητα καθίζησης των κόκκων.

Η ταχύτητα καθίζησης (w_s) των φυσικών (όχι σφαιρικών) σωματιδίων ιζήματος για τις επιμέρους τάξεις μεγέθους (δ) δίνεται από τις εξισώσεις (van Rijn, 1992):

$$w_s = \frac{1}{18} \frac{\sigma - \rho}{\rho} g \frac{D^2}{\nu} \quad 1 < D < 100 \text{ } \mu\text{m} \quad (5.4)$$

$$w_s = \frac{10\nu}{d} \left[\left(1 + \frac{\sigma - \rho}{\rho} \frac{0,01 g D^3}{\nu^2} \right)^{0,5} - 1 \right] \quad 100 < D < 1000 \text{ } \mu\text{m} \quad (5.5)$$

$$w_s = 1,1 \left(\frac{\sigma - \rho}{\rho} g D \right)^{0,5} \quad D > 1000 \text{ } \mu\text{m} \quad (5.6)$$

όπου, σ : το ειδικό βάρος των κόκκων ($\sim 2650 \text{ kg/m}^3$), ρ : η πυκνότητα του θαλασσινού νερού ($\sim 1025 \text{ kg/m}^3$), g : η επιτάχυνση της βαρύτητας (9.81 m/s^2), D : η διάμετρος των κόκκων (μm), ν : το κινηματικό ιξώδες του θαλασσινού νερού ($\sim 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$).

Για την εκτίμηση της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς χρησιμοποιείται το μοντέλο γενικής κυκλοφορίας (general transport model) των Bailard and Inman (1991) που είναι επέκταση του μοντέλου των Inman and Bagnold (1963) το οποίο υπολογίζει το εμβαπτισμένο βάρος του μεταφερόμενου υλικού (i).

$$\text{Με} \quad i = \frac{q}{(\rho_s - \rho) g p} \quad (5.7)$$

Η κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά υπολογίζεται σε συνάρτηση των στιγμιαίων κάθετων στην ακτογραμμή ταχυτήτων των ρευμάτων μεταφοράς, με βάση την εξίσωση 5.8

$$Q_i = i_b + i_s \Rightarrow$$

$$Q_i = \rho C_D u_b^3 \left\{ \frac{\varepsilon_B}{\tan \phi} \left(\psi_1 + \frac{2}{3} \delta_u - \frac{\tan \beta}{\tan \phi} u_3^* \right) + \frac{u_b}{w_s} \varepsilon_s \left[\psi_2 + \delta_u u_3^* - \frac{u_o}{w_s} \varepsilon_s u_5^* \tan \beta \right] \right\} \quad (5.8)$$

με $\delta_u, \psi_1, \psi_2, \psi_3, u_3^*, u_5^*$ στιγμιαίες κάθετες στην ακτογραμμή ταχύτητες που δίνονται από τις σχέσεις:

$$\delta_u = \frac{\bar{u}}{u_b} \quad (5.9)$$

$$\psi_1 = \frac{\langle (U_0 + u_1)^3 \rangle}{u_b^3} \quad (5.10)$$

$$\psi_2 = \frac{\langle |u|^3 (U_0 + u_1) \rangle}{u_b^4} \quad (5.11)$$

$$u_3^* = \frac{\langle |u|^3 \rangle}{u_b^3} \quad (5.12)$$

$$u_5^* = \frac{\langle |u|^5 \rangle}{u_b^5} \quad (5.13)$$

όπου ε_B , ε_S , συντελεστές για την μεταφορά σαν φορτίο πυθμένα και με αιώρηση, που σχετίζονται με την ενέργεια του νερού που παίρνουν τιμές $\varepsilon_B=0.2$, $\varepsilon_S=0.025$, C_D : παράμετρος σύρσης, Φ : γωνία εσωτερικής τριβής, u_b : ταχύτητα του νερού στο πυθμένα, ρ : η πυκνότητα του νερού και ρ_s : η πυκνότητα του ιζήματος.

Η επιλογή της σχέσης αυτής έγινε καθώς οι μεταβλητές των ταχυτήτων της εξίσωσης 5.8 μπορούν να προσεγγιστούν με βάση το σημαντικό ύψος κύματος H_o , τις ιδιότητες του ιζήματος, όπως αυτές εκφράζονται από τις παραμέτρους της γωνίας εσωτερικής τριβής (Φ), την παράμετρο σύρσης (C_D) και την ταχύτητα καθίζησης των κόκκων (w_s) και τους συντελεστές της μεταφοράς ως φορτίο πυθμένα και αιώρησης.

Ο Bailard (1982) στηριζόμενος σε παρατηρήσεις πεδίου και για τις εμπειρικές τιμές των παραμέτρων της παραμέτρου σύρσης ($C_D=0.5$), την ταχύτητα καθίζησης των κόκκων (w_s : 4cm/sec για D_{50} : 0.17mm) και των συντελεστών μεταφοράς σαν φορτίο πυθμένα και αιώρησης $\varepsilon_B=0.21$, $\varepsilon_S=0.025$ παρατήρησε ότι για $H_s < 90$ cm η μεταφορά γίνεται προς τα ανοικτά (offshore). Ενώ παρήγαγε τις παρακάτω σχέσεις για της ταχύτητες, τις οποίες συσχετίζει με το σημαντικό ύψος κύματος (H_o), ως εξής:

$$\psi_1 = 0.303 - 0.00144H_o \quad (5.14)$$

$$\psi_2 = 0.603 - 0.0051H_o \quad (5.15)$$

$$\delta_u = 0.458 + 0.00157H_o \quad (5.16)$$

$$u_o = 31.9 + 0.403H_o \quad (5.17)$$

$$u_B^* = 0.548 - 0.0007333H_o \quad (5.18)$$

$$u_5^* = 1.5 - 0.00346H_o \quad (5.19)$$

Τα όρια της μεταβλητής υπολογίζονται με βάση ότι το 100% αντιπροσωπεύει τη μέγιστη τιμή της δυνητικής στερεομεταφοράς (για το μέγιστο ύψος κύματος που δέχεται η παραλιακή ζώνη) και το ελάχιστο ως η έλλειψη υλικού προς μετακίνηση ή η μη δυνατότητα μετακίνησης για την ελάχιστη τιμή του ύψους κύματος, αντίστοιχα δηλαδή με τον τρόπο προσδιορισμού της παράκτιας στερεομεταφοράς. Παράλληλα, η φορά μετακίνησης προς τα

ανοικτά λαμβάνεται αρνητική, δηλαδή συνεισφέρει στην διάβρωσή, ενώ η φορά προς την ακτογραμμή λαμβάνεται σαν θετική.

5.1.4 Ποτάμια προσφορά ιζήματος (Q_R)

Για την μεγάλη κλίμακα παρατήρησης αυτή, η προσφορά από τα ποτάμια υπολογίζεται με την εξίσωση του Hovius (1998), η οποία περιλαμβάνει 5 παράμετρος.

$$\ln SY = -0.416 \ln A + 4.26 \cdot 10^{-4} H + 0.15 T_{\theta} + 0.095 T_R + 0.0015 R + 3.58 \quad (5.20)$$

όπου, SY: το ποσοστό της μηχανικής διάβρωσης σε $gr/g \cdot m^2$, H: το μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης, T_{θ} : η μέση θερμοκρασία, T_R : το εύρος της θερμοκρασίας και R: η απορροή.

Η επιλογή της σχέσης αυτής έγινε αφενός για να μπορούν να συλλεχτούν και να ομογενοποιηθούν τα δεδομένα για όλες τις περιοχές και αφετέρου γιατί περιλαμβάνει επιμέρους μεταβλητές που μπορούν να εξαχθούν από υφιστάμενα στοιχεία. Η αρχική επιλογή ήταν να χρησιμοποιηθεί ο νόμος RUSLE, όμως παρόλο που δίνει πολύ ακριβή στοιχεία για τον υπολογισμό των εδαφών που διαβρώνονται, δεν είναι σε θέση να υπολογίσει πόση ποσότητα από αυτά είναι δυνατόν να μεταφερθούν από τα ποτάμια συστήματα.

Μετά τον υπολογισμό της ποταμιάς στερεοπαροχής, ο υπολογισμός του παράγοντα της τρωτότητας γίνεται με βάση την δυνατότητα του παράκτιου ρεύματος να το μεταφέρει κατά μήκος της ακτογραμμής σε συνδυασμό με την υπολογισμένη ποσότητα ιζήματος που κινείται κάθετα στη ακτογραμμή και κυρίως προς τα ανοικτή.

5.1.5 Διάβρωση χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης (LE).

Υπολογίζεται από την εξίσωση των Bray and Hooke (1997) που συσχετίζουν την ενδεχόμενη διάβρωσή του γεωμορφών στο όριο της παραλιακής ζώνης με την άνοδο της στάθμης της θάλασσας και τα χαρακτηριστικά του προφίλ της παραλιακής ζώνης. Η μαθηματική της έκφραση δίνεται στον τύπο 5.21.

$$R_2 = R_1 + \frac{(S_2 - S_1)L}{P(B + h_c)} \quad (5.21)$$

όπου R_1 και R_2 η σημερινή και η μελλοντική θέση της ακτογραμμής, S_1 και S_2 η ιστορική και αναμενόμενοι ρυθμοί ανόδου της στάθμης της θάλασσας, L το μήκος του ενεργού (υπό διάβρωση προφίλ), B το ύψος του χερσαίου ορίου, P είναι το ποσοστό του ιζήματος που είναι αρκετά χονδρόκοκκο για να διατηρηθεί στο προφίλ και h_c το μέγιστο βάθος κινητοποίησης του πυθμένα (closure depth).

Η επιλογή αυτής της εξίσωσης έγινε καθώς είναι η μόνη σχέση που δεν απαιτεί την χρήση μαθηματικών μοντέλων και δεδομένων όπως η μηχανική αντοχή των πετρωμάτων

του παράκτιου κρημνού στην περίπτωση παράκτιων κρημνών και μπορεί να εφαρμοστεί και για άλλες γεωμορφές όπως τα πεδία θινών. Αν και τα ποσοτικά αποτελέσματα δεν θεωρούνται επαρκή όταν το χερσαίο όριο είναι από συνεκτικά ιζήματα, ωστόσο δίνει την γενική τάση για την τρωτότητα του κρημνού εξυπηρετώντας με αυτό τον τρόπο τους στόχους του δείκτη.

5.1.6 Υποχώρηση της ακτογραμμής λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (Relative Sea Level Change, RSLC).

Η σχετική μεταβολή της ακτογραμμής υπολογίζεται με την εξίσωσή του Dean (1991), η οποία περιλαμβάνει την επίδραση των κυμάτων θυέλλης και της ανόδου της στάθμης της θάλασσας στη μεταβολή του προφίλ. Η εξίσωση αυτή δίνει καλά αποτελέσματα για περιπτώσεις όπου η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης είναι συνδυασμός των θαλάσσιων καταιγίδων (storm surge) και του κυματισμού (wave set up), θεωρώντας ότι η πρώτη είναι σαφώς μεγαλύτερης της δεύτερης.

$$R_{\infty} = (S + 0.068H_b) \frac{W_b}{h_b + B} \quad (5.22)$$

όπου: R_{∞} : η μεταβολή του προφίλ, B : το ύψος του Berm, H_b : το ύψος κύματός στην θραύση, S : η άνοδος της στάθμης της θάλασσας, W_b : το μήκος του προφίλ και h_b : το βάθος θραύσης των κυμάτων.

Σαν μέγιστη για την τιμή αυτής της παραμέτρου θεωρείται το πλάτος της παραλιακής ζώνης και η τιμή της τρωτότητας υπολογίζεται σαν ποσοστό επί της εκατό αυτής για το σταθμικό μέσο των κυματισμών.

5.1.7 Ύψος αναρρίχησης (wave run up WR)

Το ύψος αναρρίχησης των κυμάτων υπολογίζεται από τη εξίσωση των Stockton et al., (2006), οι οποίοι με βάση δεδομένα από μετρήσεις πεδίου κατέληξαν στις παρακάτω σχέσεις. Η 5.24 εφαρμόζεται για όλες τις παραλιακές ζώνες και η 5.25 για παραλίες με αριθμό Iribarren (ξ) μικρότερο του 0.3, όπως αυτός προκύπτει από την σχέση 5.23.

$$\xi_o = \sin \beta \left(\sqrt{\frac{H_o}{L_o}} \right) \quad (5.23)$$

$$R_{2\%} = 1.1 \left(0.35\beta \sqrt{\frac{H_o}{L_o}} + \frac{[H_o L_o (0.563\beta^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad (5.24)$$

$$R_{2\%} = 0.043 \sqrt{H_o L_o} \quad (5.25)$$

όπου $R_{2\%}$: η κατακόρυφη αναρρίχηση για το μέγιστο 2% των κυμάτων και H_o το ύψος κύματός στα ανοικτά, L_o το μήκος κύματός στα ανοικτά και β : η κλίση της ακτής.

Η επιλογή της σχέσης αυτής έγινε καθώς οι Vousdoukas et al. (2009) απέδειξαν με μετρήσεις πεδίου και με την χρήση μεθόδων οπτικής απεικόνισης (coastal imaging) ότι για την περίπτωση του Ελληνικού χώρου είναι η πλέον αντιπροσωπευτική. Σαν μέγιστη τιμή θεωρείται το ύψος του χερσαίου ορίου, ενώ οι τιμές τρωτότητας υπολογίζονται από το σταθμικό μέσο της αναρρίχησης των κυματισμών ως ποσοστό επί της εκατό του ύψους του χερσαίου ορίου.

5.1.8 Αιολική μεταφορά (Q_a).

Προσδιορίζεται από την εξίσωση του Hsu (1986) όπως αυτή τροποποιήθηκε από τον Charman (1990). Η σχέση αυτή επιλέχτηκε καθώς εμφανίζει πολύ καλή συσχέτιση με δεδομένα πεδίου από διάφορες περιοχές ανά τον κόσμο.

$$\frac{q}{V_a P_a} = (e^{-0.63+0.91D}) \left[\sqrt{\frac{U_*}{gD}} \right] \quad (5.25)$$

όπου q : η ποσότητα του ιζήματος σε gm/cm^2*s , U_* : η ταχύτητα του ανέμου, g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, D : το μέσο κοκκομετρικό μέγεθος, K : Μια σταθερά, V_a : το κινηματικό ιξώδες του αέρα και ρ_a : η πυκνότητα του αέρα.

Τα όρια της τρωτότητας για την αιολική μεταφορά προσδιορίζονται με βάση την μέγιστη και ελάχιστη τιμή του ανέμου. Ακόμα το πρόσημο της μεταβλητής αυτής εξαρτάται από την διεύθυνση του ανέμου (προς την ακτή ή από την ακτή).

5.1.9 Υπολογισμός των τιμών των μεταβλητών και του δείκτη.

Ο υπολογισμός των 7 παραμέτρων έγινε με τη χρήση λογισμικού EXCEL και μετά τον προσδιορισμό των τιμών κάθε παραμέτρου υπολογίζεται η τιμή τρωτότητας της παραμέτρου με την αναγωγή της σε ποσοστό επί της εκατό (%) με βάση την μέγιστη τιμή, η οποία αντιπροσωπεύει το 100%, με το κατώτερο όριο κάθε μεταβλητής θα θεωρείται ως το 0%.

Η επιλογή της αναγωγής όλων των τιμών των μεταβλητών τρωτότητας σε ποσοστά επί της εκατό (%) έγινε με στόχο την ομογενοποίηση των αποτελεσμάτων ώστε να είναι δυνατόν να υπολογίσουν μια συνολική τιμή τρωτότητας και να είναι δυνατόν συγκριθούν μεταξύ τους. Με την αναγωγή σε ποσοστό επί της εκατό (%) επιτυγχάνεται η απαλοιφή των μονάδων και η δυνατότητα υπολογισμού μιας συνολικής τιμής τρωτότητας η οποία είναι συνάρτηση όλων των παραμέτρων. Επίσης η αναγωγή επί της εκατό βοηθάει στο να είναι συγκρίσιμα τα αποτελέσματα και για κάθε μια παράμετρο. Για παράδειγμα, σε ένα παράκτιο κελί όπου το ύψος του χερσαίου ορίου είναι 1 m μια τιμή για την αναρρίχηση του κυματισμού 0,5 m είναι το 50%. Στην περίπτωση που το μέγιστο ύψος του ορίου είναι 2 m

για μια τιμή αναρρίχησης 0,5m είναι 25%. Έτσι η σημαντικότητα της αναρρίχησης στην πρώτη περίπτωση είναι μεγαλύτερη ακόμα και αν η απόλυτη τιμή της είναι ίδια και στις δύο περιπτώσεις. Ομοίως και για την μεταβλητή της οπισθοχώρησης λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας, στη περίπτωση όπου η οπισθοχώρηση είναι 5 m μια παραλιακή ζώνη με πλάτος 10 m χάνει το 50% του εύρους της, ενώ αντίθετα μια παραλιακή ζώνη με πλάτος 50 m χάνει το 10%. Πάλι ενώ η απόλυτη τιμή είναι ίδια, η σημαντικότητα όμως είναι μεγαλύτερη στην παραλιακή ζώνη με το μικρότερο πλάτος.

Η παραλιακή ζώνη στην οποία θα εφαρμόζεται η μέθοδος του υπολογισμού του δείκτη τρωτότητας θα χωρίζεται σε ένα κάναβο, σε κάθε κελί θα υπολογίζεται η κάθε τιμή για καθένα από τους 7 παράγοντες. Ο τελικός προσδιορισμός του δείκτη τρωτότητας θα είναι το ποσοστό που θα προκύπτει από τη μέση τιμή του αθροίσματος των επιμέρους τιμών τρωτότητας για κάθε παράμετρο (5.26).

Η επιλογή της σχέσης της μέσης τιμής έγινε για το λόγο ότι θεωρεί: α) ίσης βαρύτητας όλες τις μεταβλητές στον υπολογισμό του δείκτη τρωτότητας και β) τα αποτελέσματα της έχουν εύρος τιμών επίσης από 0 έως 100. Το γεγονός αυτό εξυπηρετεί επίσης στην άμεση σύγκριση των επιμέρους 7 παραγόντων άλλα και την τελική μέση τιμή του δείκτη τρωτότητας. Με αυτό τον τρόπο είναι και η σύγκριση διαφορετικών παραλιακών ζωνών μεταξύ τους.

$$BVI = \frac{Q_L + Q_C + LE + Q_A + WR + RSLC + Q_R}{7} \quad (5.26)$$

όπου Q_L : η επιμήκης παράκτια στερεομεταφορά, Q_C : η κάθετη της ακτογραμμής στερεομεταφορά, LE : η προσφορά ιζήματος από τη χέρσο, Q_A : η αιολικής στερεομεταφορά, WR : η αναρρίχηση του κυματισμού, $RSLC$: η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής και Q_R : η ποτάμια στερεοαπορροή.

5.2 Ανάλυση ευαισθησίας του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών.

Η ανάλυση ευαισθησίας έγινε για οχτώ μεταβλητές που διαμορφώνουν τις παραμέτρους του δείκτη. Αυτές είναι το σημαντικό ύψος κύματος στα ανοικτά, το ύψος του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης, ii) το μήκος του χερσαίου, θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης καθώς και για σύνολο του μήκους του προφίλ, η κοκκομετρία του χερσαίου και υποθαλάσσιου τμήματος, η γωνία θραύσης του κύματος, και η ταχύτητα του ανέμου. Οι μεταβλητές αυτές έχουν γραμμική σχέση με τις υπόλοιπες που χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό του δείκτη. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να εμφανίζουν όμοια συμπεριφορά. Χαρακτηριστικό παράδειγμα η σχέση του σημαντικού ύψους κύματος και το ύψους κύματος στην θράση. Έτσι η εξέταση της ευαισθησίας του δείκτη τρωτότητας στη μεταβολή του σημαντικού ύψους κύματος μπορεί να οδηγήσει σε συμπεράσματα για τις μεταβλητές όπως του μήκους κύματος, του μέγιστου βάρους κινητοποίησης και η περίοδος του κύματος. Η Σημερινή θέση της ακτογραμμής έχει σχέση με το μήκος του χερσαίου τμήματος, η κλίση της ακτής έχει σχέση με τα γεωγραφικά χαρακτηριστικά του

προφίλ και μεταβάλλεται όταν μεταβάλλονται αυτά. Η μελλοντική άνοδο της στάθμης της θάλασσας θεωρείται σταθερή για μια συγκεκριμένη περίοδο. Τέλος, η ταχύτητα καθίζησης των κόκκων σχετίζεται άμεσα με το κοκκομετρικό μέγεθος της ζώνης θραύσης. Οι τιμές που χρησιμοποιήθηκαν είναι αντιπροσωπευτικές, αυξάνονται με σταθερό βήμα για κάθε μεταβλητή και φαίνονται στον πίνακα 5.2.1.

Από του συντελεστές R^2 που προέκυψαν από την ανάλυση, φαίνεται ότι το σημαντικό ύψος κύματος, το ύψος του χερσαίου ορίου και η ταχύτητα του ανέμου έχουν τη μεγαλύτερη συσχέτιση με τους περισσότερους παράγοντες του δείκτη, αλλά και μεγάλη συσχέτιση με τον ίδιο το δείκτη τρωτότητας.

Πίνακας 5.2.1: Οι τιμές κάθε μεταβλητής που χρησιμοποιήθηκαν στις δοκιμές ευαισθησίας.

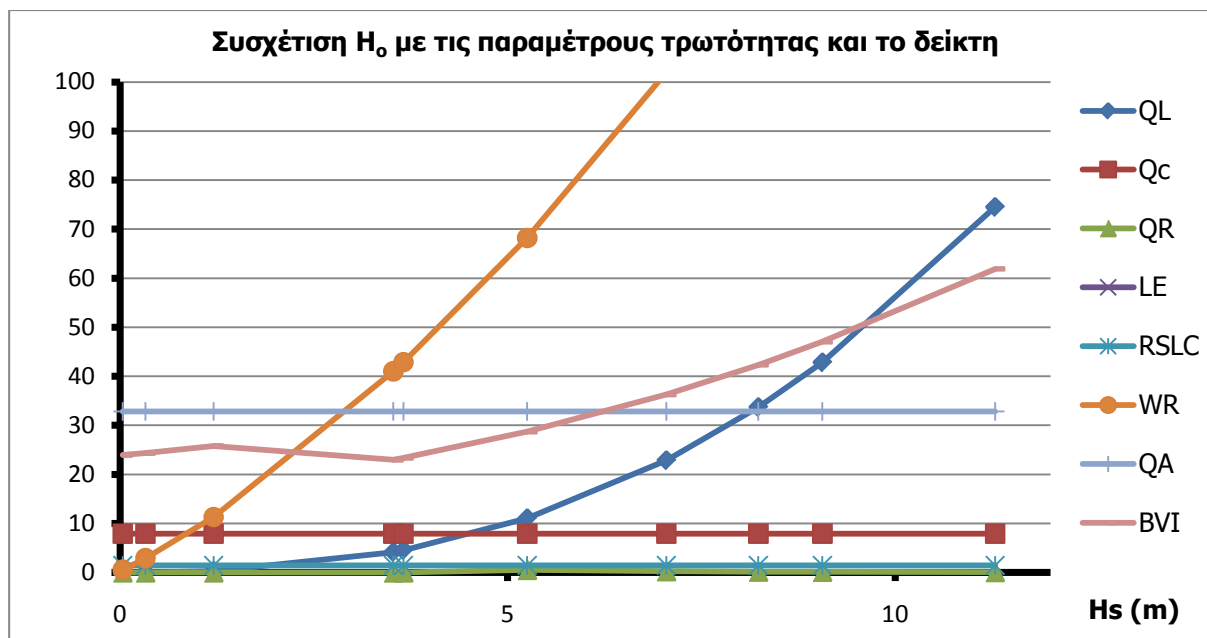
	ΤΙΜΕΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
H_o	0,034	0,327	1,207	3,526	3,657	5,252	7,047	8,233	9,060	11,287
B	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	6,0
H_b	0,020	0,194	0,714	2,071	2,146	3,064	4,101	4,790	5,272	6,579
W_B	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50
L	50	60	80	100	150	200	300	400	500	600
W	80	90	110	130	180	230	330	430	530	630
D_{50L}	0,006	0,010	0,020	0,025	0,100	0,500	1,000	1,500	2,000	4,000
D_{50S}	0,006	0,010	0,020	0,025	0,100	0,500	1,000	1,500	2,000	4,000
a_b	5	15	25	45	50	55	60	65	70	85
U_a	1,131	2,827	4,806	7,633	10,743	13,852	17,245	20,920	21,270	23,181
q_s	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	7,0	9,0	10,0	15,0

5.2.1 Σημαντικό ύψος κύματος (H_o)

Το σημαντικό ύψος κύματος εμφανίζει άριστη συσχέτιση με τον παράγοντα της ανόδου της στάθμης της θάλασσας (1,00) και το παράγοντα της προσφοράς ιζήματος από τους κρημνούς (0,998). Μεγάλους συντελεστές συσχέτισης εμφανίζει ακόμα με τους παράγοντες της παράλληλης και κάθετης στερεομεταφοράς (0,856 και 0,877 αντίστοιχα), ενώ με τον συνολικό δείκτη ο συντελεστής συσχέτισης είναι 0,936. Για τις υπόλοιπες παραμέτρους οι συντελεστές είναι πολύ χαμηλοί (0,00 για την αιολική μεταφορά και 0,197 για την ποτάμια στερεοπαροχή). Εξάιρεση αποτελεί η παράμετρος της αναρρίχησης του κύματος όπου ο συντελεστής συσχέτισης είναι 0,652. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.2 και στο σχήμα 5.2.

Πίνακας 5.2.2: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ του σημαντικού ύψους κύματος και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

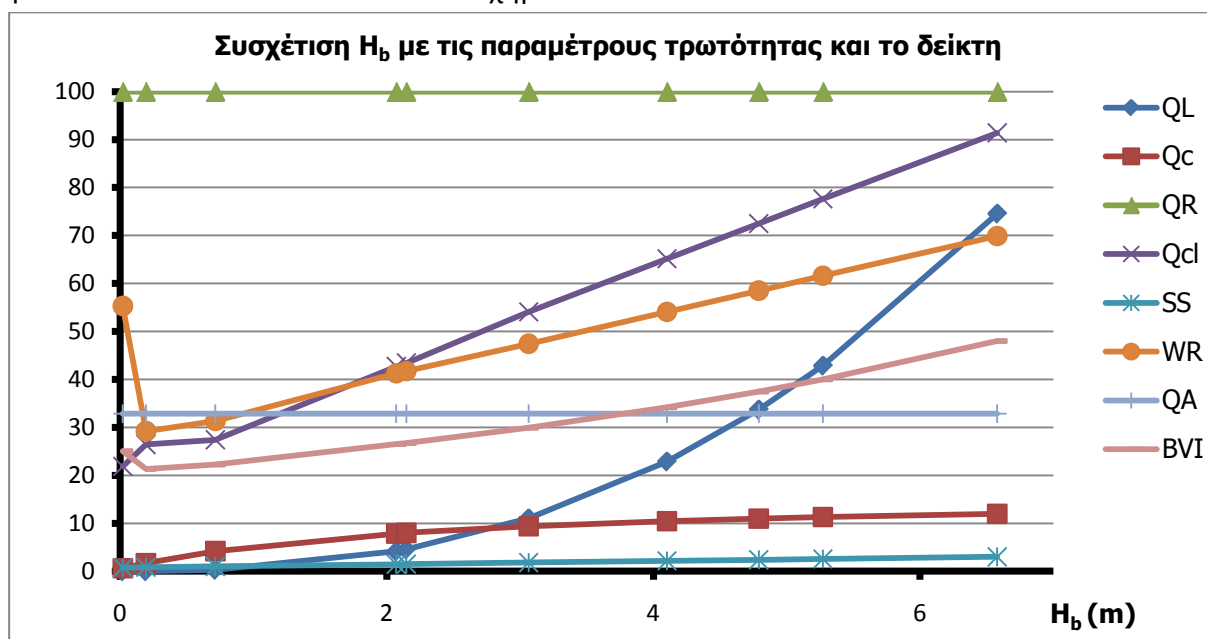
	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
H_o	0,856	0,877	0,197	0,998	1	0,652	0	0,936



Σχήμα 5.2: Συσχέτιση σημαντικού ύψους κύματος H_s με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας

5.2.2 Ύψος κύματος στη θραύση (H_b)

Το ύψος κύματος στην θραύση εμφανίζει όμοιους συντελεστές με το σημαντικό ύψος κύματος, λόγω του ότι συνδέονται με γραμμική σχέση μεταξύ τους. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.3 και στο σχήμα 5.3.



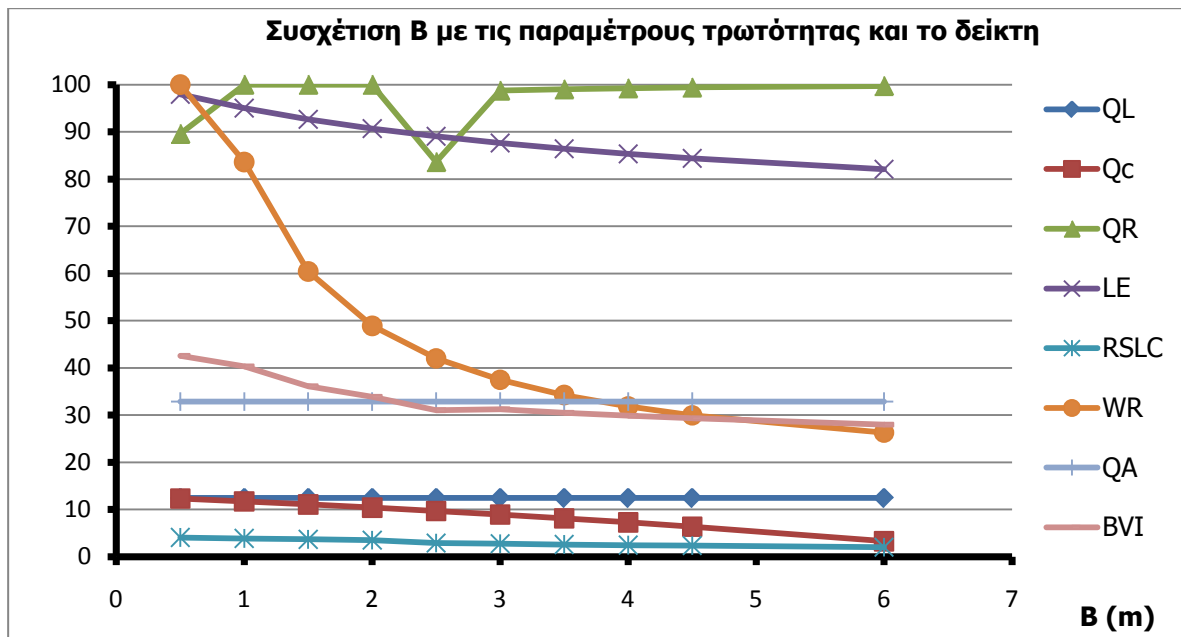
Σχήμα 5.3: Συσχέτιση ύψους κύματος στη θραύση H_b με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας

Πίνακας 5.2.3: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ του ύψους κύματος στη θραύση και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
H_b	0,85	0,878	0	0,997	0,999	0,651	0	0,935

5.2.3 Ύψος χερσαίου ορίου (B)

Το ύψος του χερσαίου ορίου εμφανίζει μεγάλους συντελεστές συσχέτισης στις ίδιες παραμέτρους με το σημαντικό ύψος κύματος, αλλά σημαντικά μεγαλύτερο με την παράμετρο της αναρρίχησης του κύματος (0,937). Για τις υπόλοιπες παραμέτρους οι συντελεστές είναι πολύ χαμηλοί (0,00 για την αιολική μεταφορά και 0,095 για την ποτάμια στερεοπαροχή). Η συσχέτιση του ύψους του χερσαίου ορίου με το δείκτη τρωτότητας είναι 0,814. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.4 και στο σχήμα 5.4.



Σχήμα 5.4: Συσχέτιση του ύψους του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης με τις παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.

Πίνακας 5.2.4: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ του ύψους του χερσαίου ορίου και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
B	0,814	0,989	0,095	0,943	0,937	0,765	0	0,814

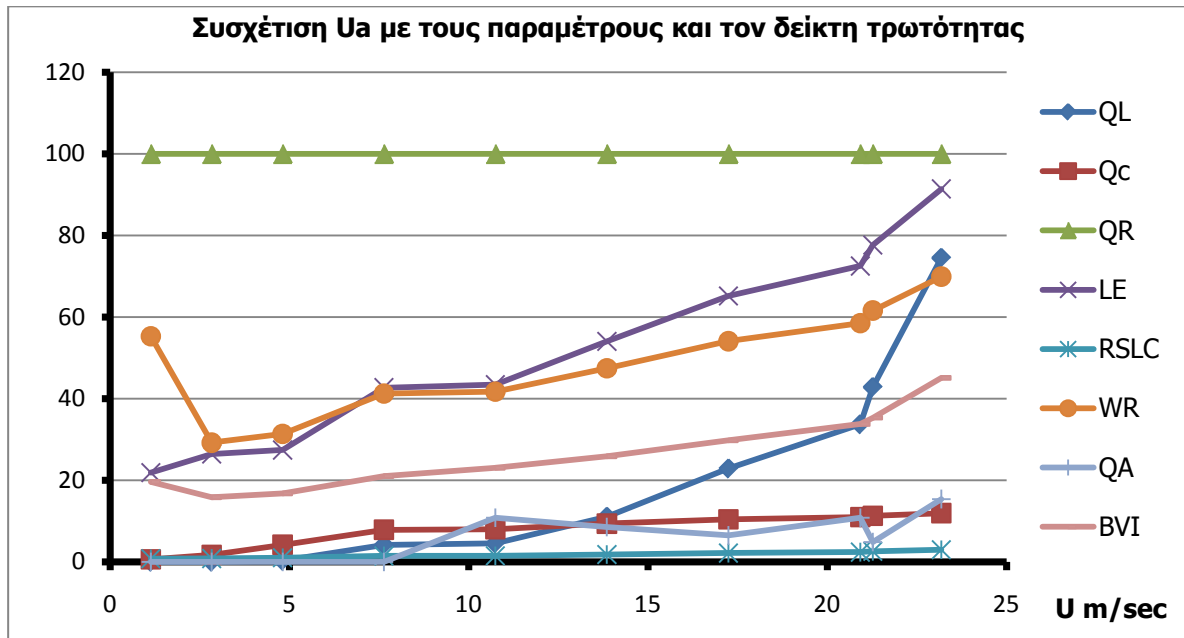
5.2.4 Ταχύτητα ανέμου (U_a)

Η ταχύτητα του ανέμου εμφανίζει πολύ καλή συσχέτιση με τις παραμέτρους της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς (0,9), της διάβρωσης των κρημών (0,973) και της ανόδου της στάθμης της θάλασσας (0,975). Μέτριες συσχετίσεις εμφανίζει με την παράμετρο της αιολικής στερεομεταφοράς (0,637) και της ανόδου της στάθμης της

θάλασσας (0,589), ενώ μηδενική είναι με την παράμετρο της ποτάμιας στερεοπαροχής. Με τον δείκτη τρωτότητας ο συντελεστής συσχέτισης είναι 0,88. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.5 και στο σχήμα 5.5.

Πίνακας 5.2.5: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ της ταχύτητας του ανέμου και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
Ua	0,814	0,989	0,095	0,943	0,937	0,765	0	0,814



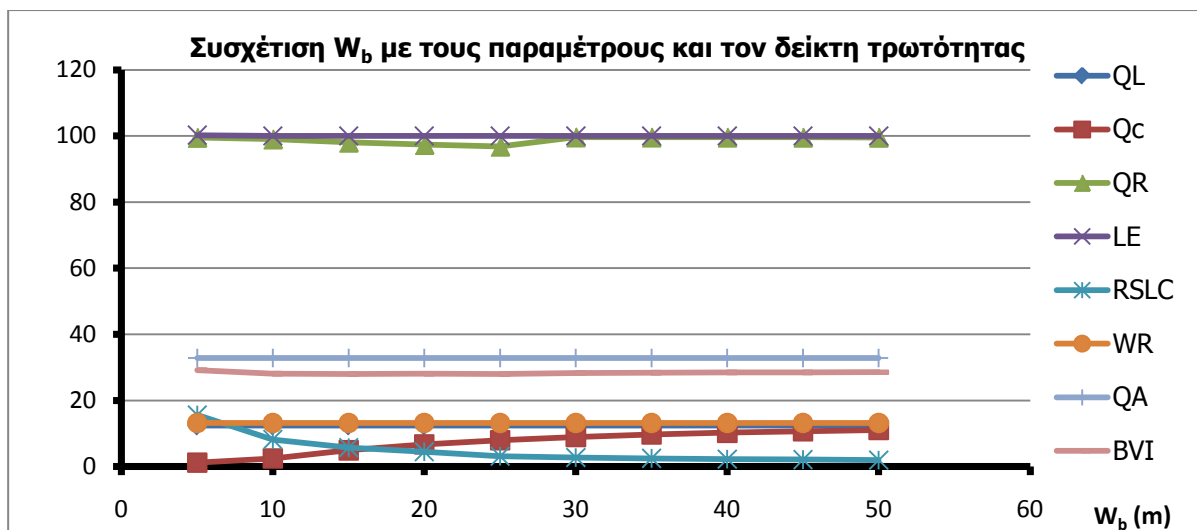
Σχήμα 5.5: Συσχέτιση της έντασης του ανέμου με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας

5.2.5 Χαρακτηριστικά του προφίλ (Wb, L, W)

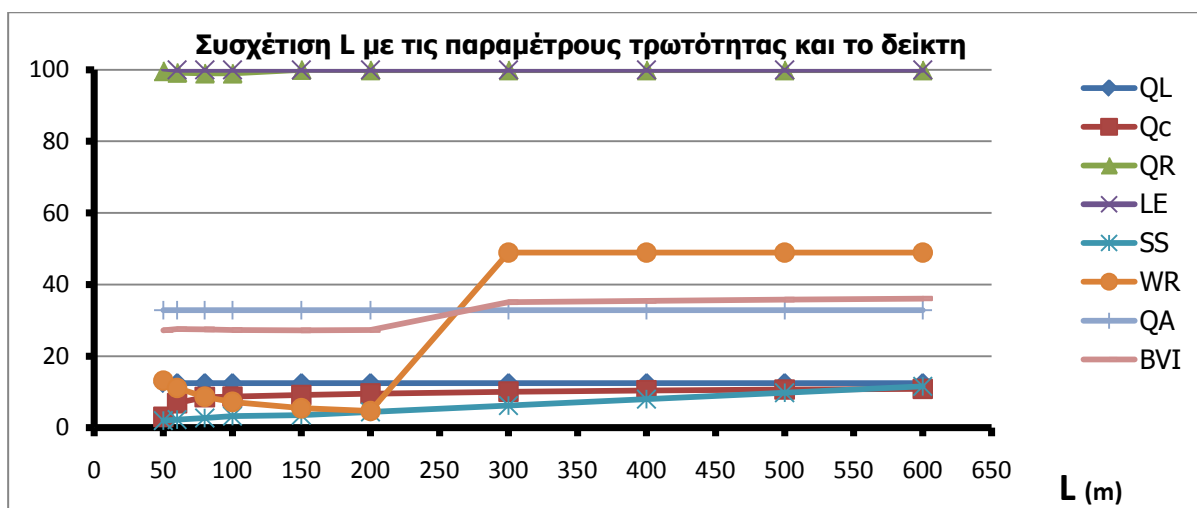
Μικρές συσχετίσεις εμφάνισαν το μήκος του χερσαίου προφίλ, με καλή συσχέτιση με το παράγοντά της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς (0,923) και μέτρια με το παράγοντα της ανόδου της στάθμης της θάλασσας (0,661), ενώ για τους υπόλοιπους παράγοντες οι τιμές είναι πολύ χαμηλές και για τον γενικό δείκτη σχεδόν μηδενική (0,001). Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.6 και στα σχήμα 5.6, 5.7 και 5.8.

Πίνακας 5.2.6: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των χαρακτηριστικών του προφίλ και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

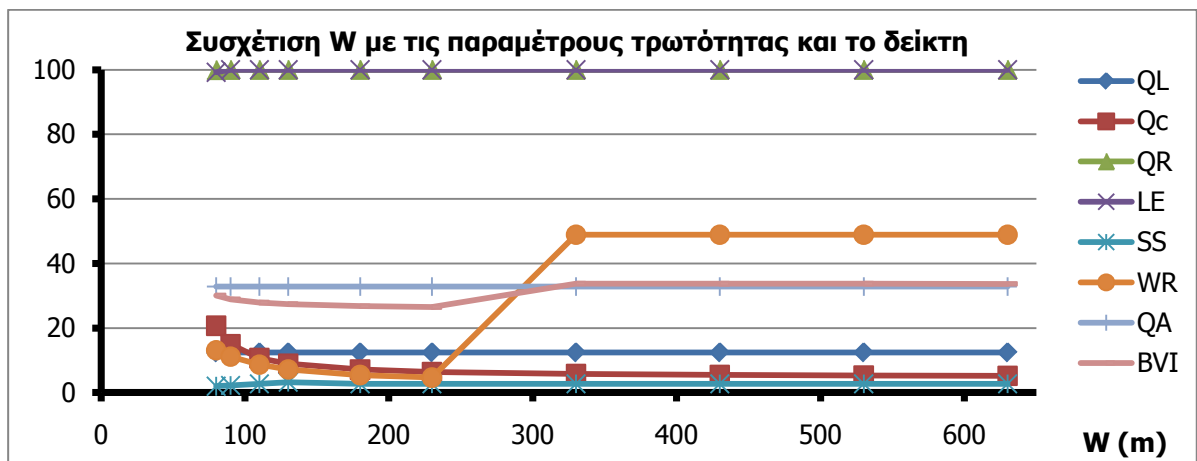
	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
W _b	0	0,923	0,136	0,273	0,661	0	0	0,001
L	0	0,518	0,363	0,12	0,997	0,757	0	0,843
W	0,294	0,491	0,189	0,12	0,089	0,757	0	0,618



Σχήμα 5.6: Συσχέτιση μήκους του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας



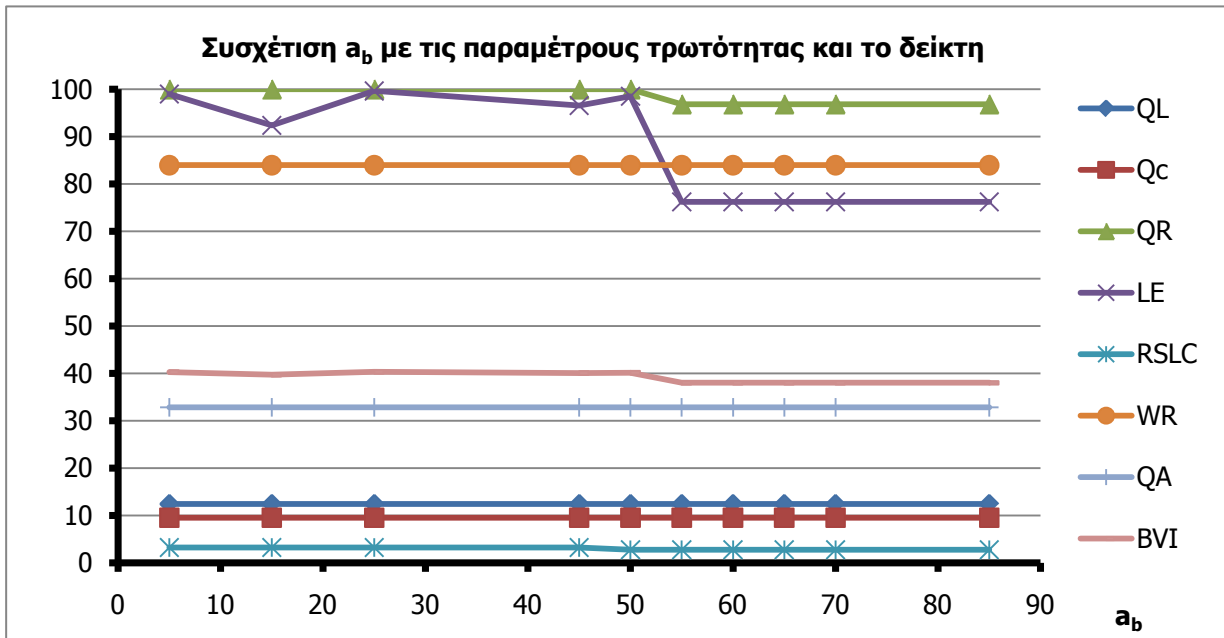
Σχήμα 5.7: Συσχέτιση μήκους του θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.



Σχήμα 5.8: Συσχέτιση του συνολικού της παραλιακής ζώνης με της παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας.

5.2.6 Γωνία θραύσης του κύματος (a_b)

Η γωνία θραύσης του κύματος συσχετίζεται καλά μόνο με την παράμετρό της παράκτιας στερεομεταφοράς (0,8) και μέτρια με τις παραμέτρους της ποτάμιας στερεοπαροχής, της προσφοράς ιζήματος από την διάβρωση του χερσαίου ορίου, της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής λόγω ανόδου της στάθμης της θάλασσας, ενώ μηδενική είναι για την κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά, της αναρρίχησης του κυματισμού και της αιολικής στερεομεταφοράς, ενώ και με τον δείκτη τρωτότητας εμφανίζει συντελεστή συσχέτισης 0,63. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.7 και στο σχήμα 5.9.



Σχήμα 5.9: Συσχέτιση της γωνίας θραύσης με τις παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας

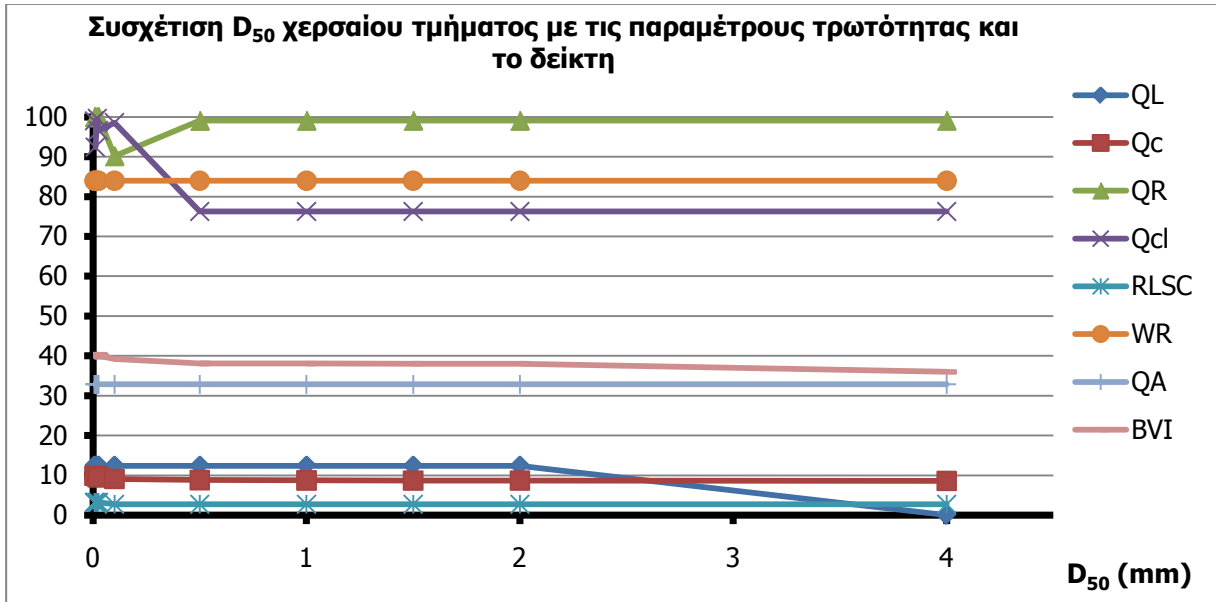
Πίνακας 5.2.7: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ της γωνίας θραύσης του κύματος και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
a_b	0,8	0	0,65	0,61	0,72	0	0	0,63

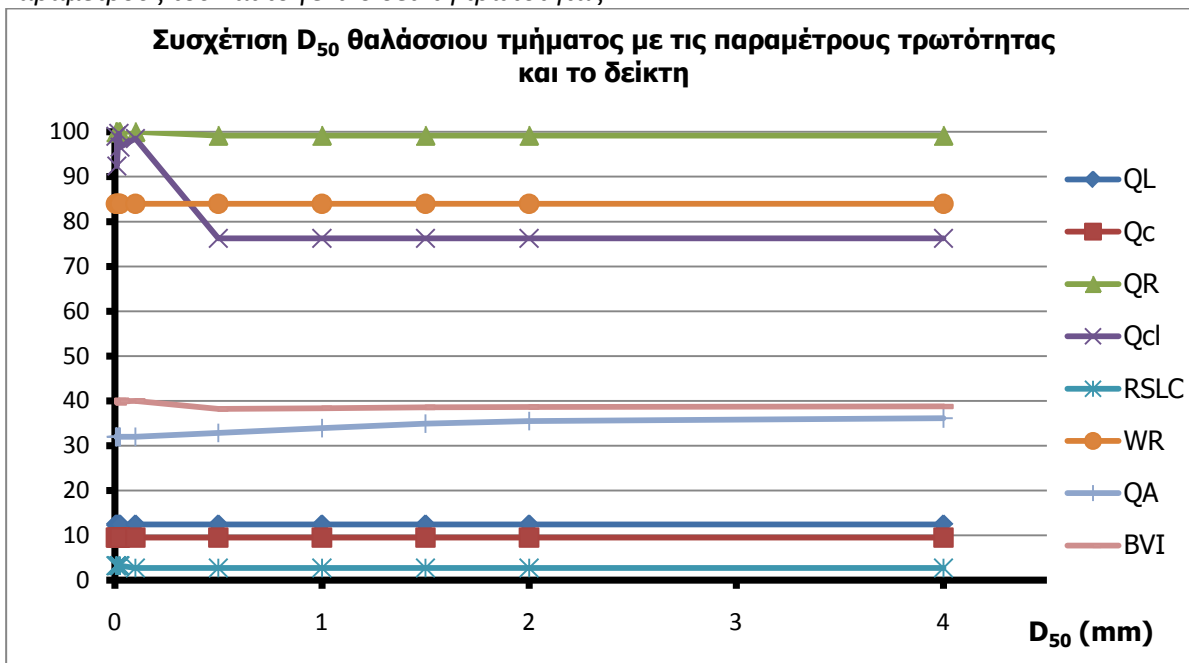
5.2.7 Κοκκομετρικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης

Τα κοκκομετρικά χαρακτηριστικά του θαλάσσιου τμήματος παραλιακής ζώνης εμφανίζουν μεγάλο συντελεστή συσχέτισης με τον δείκτη τρωτότητας (0,831) και μέτρια έως κακή για τις υπόλοιπες παραμέτρους, ενώ μηδενική είναι για την αναρρίχηση του κυματισμού, τη ποτάμια και αιολική στερεομεταφορά. Η κοκκομετρία του χερσαίου τμήματος έχει καλή συσχέτιση με την αιολική στερεομεταφορά 0,876 και μέτρια με την ποτάμια στερεοπαροχή την διάβρωση των κρημνών και κακή με την παράμετρο της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας και το

δείκτη τρωτότητας. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.8 και στα σχήματα 5.10 και 5.11.



Σχήμα 5.10: Συσχέτιση της κοκκομετρίας χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης με τις παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας



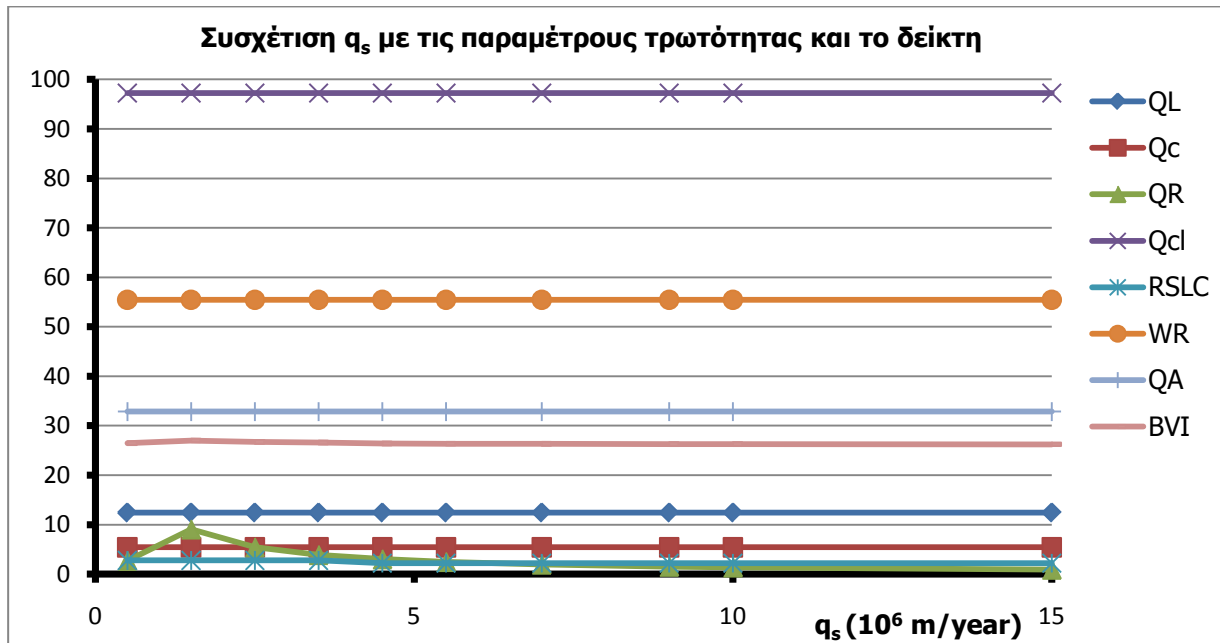
Σχήμα 5.11: Συσχέτιση της κοκκομετρίας θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης με τις παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας

Πίνακας 5.2.8: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των κοκκομετρικών χαρακτηριστικών της παραλιακής ζώνης και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
D_{50L}	0	0	0,517	0,5	0,358	0	0,876	0,334
D_{50s}	0,699	0,51	0,013	0,5	0,358	0	0	0,831

5.2.8 Ποτάμια στερεοαπορροή (q_s)

Η μεταβολή της στερεοπαροχής από τα ποτάμια συστήματα έδειξε πολύ μικρές συσχετίσεις σε σχέση με όλες της μεταβλητές του δείκτη. Ακόμα και για τον παράγοντα της ποτάμιας στερεοπαροχής όπου η μεταβολή της στερεοπαροχής από $50 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ σε $10.000 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ έδειξε μεταβολή στην παράμετρο του δείκτη ίση με 2,72 και στον συνολικό δείκτη 0,29. Αυτό οφείλεται ότι η ποτάμια στερεοπαροχή είναι σχεδόν σημειακή σε μια παραλιακή ζώνη καθώς επίσης την ποσότητα του ιζήματος που θα παραμείνει σε αυτή την καθορίζει κυρίως η στερεομεταφορά κάθετα και παράλληλα στην ακτή. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.2.9 και στο σχήμα 5.12.



Σχήμα 5.12: Συσχέτιση της κοκκομετρίας θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης με τις παραμέτρους του και το γενικό δείκτη τρωτότητας

Πίνακας 5.2.9: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των κοκκομετρικών χαρακτηριστικών της παραλιακής ζώνης και του συνολικού δείκτη τρωτότητας και των παραμέτρων του.

	QL	Qc	QR	LE	RSLC	WR	Qa	BVI
q_s	0	0	0,046	0	0,078	0	0	0,069

5.2.9 Συζήτηση

Γενικά, ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζεται να συσχετίζεται πολύ καλά με το σημαντικό ύψος κύματος, το ύψος στη θραύση, το ύψος του χερσαίου ορίου, με το μήκος της ζώνης που υπάρχει κινητοποίηση των ιζημάτων, τον άνεμο και την κοκκομετρία του θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης. Φαίνεται ότι συσχετίζεται ελάχιστα με το μήκος του χερσαίου τμήματος, ενώ η κοκκομετρία του, το συνολικό πλάτος της παραλιακής ζώνης και η γωνία θραύσης έχουν μικρές έως μεσαίες τιμές συσχέτισης. Επίσης η ποτάμια

στερεομεταφορά δείχνει να εμφανίζει πολύ μικρή συσχέτιση σε σχέση με τις υπόλοιπες παραμέτρους.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει μικρές μεταβολές όσο το σημαντικό ύψος κύματος παραμένει σε μικρές τιμές. Όταν αυτό αυξάνεται και πλησιάζει ακραίες τιμές τότε ο δείκτης αυξάνεται με σχεδόν εκθετικό τρόπο. Αντίθετα η συμπεριφορά του σε σχέση με το ύψος κύματος κατά την θραύση εμφανίζει μια σταθερή και αναλογική αύξηση όσο αυξάνεται και το ύψος κύματος στη θραύση. Αντίθετα, ο δείκτης μειώνεται με την αύξηση του ύψους του χερσαίου ορίου και αυτό οφείλετε στην μεγάλη συσχέτιση που εμφανίζουν οι παράμετροι της προέλασης της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος και της αναρρίχησης του κυματισμού, όπου σε αυτές τις παραμέτρους η αύξηση του ύψους του χερσαίου ορίου προκαλεί μείωση των τιμών τρωτότητας τους. Η αύξηση των τιμών για την ταχύτητα του ανέμου έδειξε ότι αυξάνει το δείκτη τρωτότητας καθώς επηρεάζει και τις τιμές για το σημαντικό ύψος κύματος αλλά και της αιολικής μεταφοράς του ιζήματος. Τα χαρακτηριστικά του προφίλ (μήκος χερσαίου και θαλάσσιου τμήματος, καθώς και το συνολικό μήκος του προφίλ) εμφανίζετε να επηρεάζει ελάχιστα τις τιμές για τον δείκτη τρωτότητας. Αντίστοιχη συμπεριφορά εμφανίζει και ο δείκτης για τις υπόλοιπες παραμέτρους (ποτάμια στερεοαπορροή, κοκκομετρικά χαρακτηριστικά, γωνία θραύσης του κύματος) που εξετάστηκαν.

Με βάση τα παραπάνω η συμπεριφορά του δείκτη τρωτότητας αναμένετε να επηρεάζεται σε μεγαλύτερο βαθμό από την μεταβολή των παραμέτρων που έχουν να κάνουν με τα κυματικά χαρακτηριστικά αλλά και στις μεταβολές των χαρακτηριστικών του προφίλ στο υποθαλάσσιο τμήμα της παραλιακής ζώνης και τον άνεμο.

Αντίθετα οι μεταβολές των μεταβλητών που αφορούν το χερσαίο τμήμα, κοκκομετρία και το μήκος του χερσαίου τμήματος του προφίλ φαίνονται να έχουν μικρή επίδραση στην τελική τιμή του δείκτη τρωτότητας. Όμοια συμπεριφορά αλλά λίγο αυξημένη επίδραση φαίνεται να έχει το συνολικό μήκος του προφίλ και αυτό οφείλετε στο ότι είναι το άθροισμα δύο επιμέρους μεταβλητών.

Από τα παραπάνω φαίνεται ότι ο δείκτης είναι ευαίσθητος στις μεταβολές των διαφορών μεταβλητών του. Αυτό επιτρέπει το συμπέρασμά ότι είναι ικανός να δώσει αποτελέσματα όταν εφαρμοστεί σε διαφορετικά περιβάλλοντα όπου οι μεταβλητές αντιπροσωπεύουν πραγματικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης.

5.3 Περιοχές αναλυτικής εφαρμογής

Από τις 16 περιοχές εφαρμογής του δείκτη τρωτότητας των παραλιακών ζωνών, για τις παραλιακές ζώνες i) της Αμμουδάρας Ηρακλείου, ii) του Αλμυρού Χανίων και iii) του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας, έγιναν μετρήσεις με σκοπό την αξιοποίηση τους στην εφαρμογή και αξιολόγηση του δείκτη τρωτότητας. Για το λόγο αυτό περιγράφονται εκτενώς παρακάτω. Τα δεδομένα για τις οι υπόλοιπες περιοχές προήλθαν από βιβλιογραφικά δεδομένα και στόχο είχαν την εφαρμογή του δείκτη σε περισσότερα περιβάλλοντα με στόχο την καλύτερη αξιολόγηση του και στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων.

5.3.1 Αμμουδάρα (νομός Ηρακλείου)

Για τον προσδιορισμό των ορίων των κελίων και για την συλλογή των δειγμάτων έγιναν 13 τομές κατά μήκος της παραλιακής ζώνης με απόσταση μεταξύ τους 500m περίπου. Η παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εκτεθειμένη κυρίως σε βόρειας, βορειανατολικής και βορειοδυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα. Με βάση την μεθοδολογία που περιγράφεται στο κεφάλαιο 3 υπολογίστηκαν για τις παραπάνω διευθύνσεις ανέμου τα κυματικά χαρακτηριστικά.

Κυματικό καθεστώς

Τα κυματικά χαρακτηριστικά υπολογιστήκαν για τη μέση σταθμισμένη τιμή (ΣΜ) σε σχέση με τη συχνότητα εμφάνισης όλων των ταχυτήτων ανέμου και για τη μέση σταθμισμένη τιμή των τεσσάρων υψηλότερων τιμών για τις ταχύτητες ανέμου (ΣΜ max) για τις διευθύνσεις που επηρεάζουν την παραλιακή ζώνη και παρουσιάζονται στο πίνακα 5.3.1. Σαν μέγιστη τιμή αναγνωριστικέ ο άνεμος βόρειας διεύθυνσης με ταχύτητα 33,9 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,01%.

Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας βρίσκεται στα 12,68m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό βόρειας διεύθυνσης με περίοδο 10,39sec και σημαντικό ύψος κύματος 6.92m. Η σταθμική μέση τιμή για τους 4 ισχυρότερους βόρειας διεύθυνσης ανέμους προσδιορίζει το σημαντικό ύψος κύματος για αυτούς στα 4,34m με περίοδο 8,91sec ενώ το μέγιστό βάθος κινητοποίησης βρίσκεται στα 8,23m. Για τις υπόλοιπες διευθύνσεις τόσο για τις σταθμικές μέσες τιμές όσο και για τις σταθμικές μέσες τιμές των 4 ισχυρότερων ανέμων οι τιμές για το σημαντικό ύψος κύματος συνεπώς και για το μέγιστο βάθος κινητοποίησης είναι αρκετά χαμηλότερες (πίνακας 5.3.1).

Πίνακας 5.3.1: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για την για τις διευθύνσεις (B, BA και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.

		f	Ua m/sec	Tp sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
ΒΔ	MAX	0,01	33,91	10,39	6,92	12,68	168,45	7,40	8,87
B	ΣΜ	0,12	8,99	6,70	1,83	3,66	70,12	2,15	2,35
	ΣΜ max		21,27	8,91	4,34	8,23	123,80	4,79	5,56
BA	ΣΜ	0,04	5,87	3,62	0,58	1,15	20,49	0,67	0,75
	ΣΜ max		18,00	5,24	1,79	3,27	42,91	1,91	2,29
ΒΔ	ΣΜ	0,24	8,38	2,45	0,38	0,70	9,35	0,41	0,49
	ΣΜ max		12,06	2,76	0,55	0,98	11,89	0,58	0,71

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, H_o το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος H_b το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και D_b το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλία της Αμμουδάρας με διεύθυνση Α-Δ, έχει μήκος 6,1km και πλάτος περίπου 60m. Αποτελείται από αμμώδη ιζήματα και κατά τους χειμερινούς κυρίως μήνες τροφοδοτείται από ιζήματα από τους ποταμούς Γιόφυρο, Ξηροπόταμο και Γαζανό. Προς την χέρσο η παραλία οριοθετείται από μία ζώνη ενεργών αμμοθινών, χαμηλού ύψους (<4m) που είναι σταθεροποιημένες από αραιή βλάστηση.

Η κορυφή του πεδίου θινών αποτελεί το χερσαίο όριο των παράκτιων κελίων της παραλιακής ζώνης. Στο όριο αυτό η υψομετρική διαφορά από την επιφάνεια της θάλασσας κυμαίνεται μεταξύ του 0,6m (τμήμα 1) και των 3,7m (τμήμα 9), με μέση τιμή 2,02m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 22m (τμήμα 1) έως τα 61m στο τμήμα 10, με μέση τιμή 38,8m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό βόρειας διεύθυνσης στα 12,68m βάθος (T: 10,39sec και Hs: 6,92m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 538m στο τμήμα 1 έως 835m στο τμήμα 13, ενώ η μέση τιμή είναι 801m. Το συνολικό μήκος των τμημάτων κυμαίνεται από 560m, στο τμήμα 1, έως τα 870m στο τμήμα 13 με μέση τιμή 762m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.3.2. Ο διαχωρισμός των τμημάτων παράλληλα προς την ακτογραμμή έγινε με βάση τα όμοια χαρακτηριστικά της παραλιακή ζώνης σε αυτά και διατηρώντας ένα πλάτος 500m περίπου για το κάθε ένα. Έτσι τα τμήματα 1 έως 3 διακρίνονται από την έλλειψη του υποθαλάσσιου υφάλου που υπάρχει στην παραλιακή ζώνη και τελειώνουν στις εκβολές του Γαζανού ποταμού. Τα 4 έως 9 βρίσκονται ανάμεσα στον ποταμούς Γαζανό και Ξηροπόταμο όπου ο υποθαλάσσιος ύφαλος είναι συνεχής και βρίσκεται σε βάθος από 1m - 0,5m από την επιφάνεια. Τέλος τα τμήματα 10 έως 13 βρίσκονται ανάμεσα στις εκβολές του Ξηροπόταμου και του λιμενικού έργου για την διευθέτηση της κοίτης του ποταμού Γιόφυρου. Σε αυτό το τμήμα ο υποθαλάσσιος ύφαλος παρουσιάζεται σπασμένος και σε μεγαλύτερο βάθος λόγω υποσκαφής της βάσης του.

Πίνακας 5.3.2: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Αμμουδάρας ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ															
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή	
B (m)	0,6	1	1,16	2,3	1,96	1,5	0,99	1,88	3,7	3,3	2,01	2,72	3,25	2,02	
W _B (m)	22	39	50	28	30	38	28	31	50	61	50	43	35	38,84	
L (m)	538	821	700	642	660	752	762	739	710	689	750	807	835	801,15	
W (m)	560	860	750	670	690	790	790	770	760	750	800	850	870	762,4	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ															
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	1,86	2,20	2,36	2,77	2,71	1,76	1,95	2,78	2,16	2,38	2,69	1,78	2,75	1,86
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	1,86	2,20	2,36	2,77	2,71	1,76	1,95	2,78	2,16	2,38	2,69	1,78	2,75	1,86

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Η κοκκομετρική σύσταση των ιζημάτων στη παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας παραμένει ομοιόμορφη σχεδόν σε ολόκληρη την έκταση της. Κατά θέσεις υπάρχουν αυξημένες συγκεντρώσεις χαλίκων, κυρίως στο ανατολικό τμήμα της, που οφείλονται στις υψηλότερης ενέργειας συνθήκες που επικρατούν στη ζώνη θραύσης και στο κατώτερο τμήμα του ενεργού μετώπου της ακτής. Στα δείγματα που συλλέχτηκαν στα παράκτια της παραλιακής ζώνης της Αμμουδάρας η μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm είναι για το χερσαίο τμήμα 2,32mm με μια μέγιστη τιμή τα 2,78mm στο τμήμα 8 και ελάχιστη 1,76 στο τμήμα 6. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 1,08mm με μέγιστη τα 2,75mm και ελάχιστη 0,24mm στα τμήματα 13 και 3 αντίστοιχα (πίνακας 5.3.2).

i. Παράκτια στερεομεταφορά (QL)

Οι τιμές που υπολογιστήκαν για την παράκτια στερεομεταφορά στη παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας δείχνει ότι η κυρίαρχη διεύθυνση είναι προς τα δυτικά, ενώ οι υψηλότερες τιμές αφορούν το δυτικό τμήμα της (π.χ. $13,07 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ στο τμήμα 3). Η ετήσια μέγιστη τιμή εμφανίζεται στο τμήμα 4 ($3,76 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$) και η χαμηλότερη ($0,15 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$), στο κελί 10. Οι μειωμένες τιμές στο ανατολικό μέρος (σημεία 9 έως 12) οφείλονται στην έντονη παρουσία του ύφαλου. Για το σύνολο της παραλιακής ζώνης η κύρια διεύθυνση είναι η δυτική με την τιμή του μέγιστου κύματος να είναι $18,49 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ και την συνολική ετήσια τιμή $5,40 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ προς τα δυτικά.

Οι βορειοδυτικοί άνεμοι εμφανίζουν πολύ μικρή δυνατότητα στερεομεταφοράς και αυτό φαίνεται από την υπολογισμένη σταθμική μέση τιμή που σε κάθε τμήμα αλλά και στο σύνολο της παραλιακής ζώνης η τιμή της δεν ξανάπαιρνα τα $0,01 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ (πίνακας 5.3.3)

Πίνακας 5.3.3: Τιμές της παράκτιας στερεομεταφοράς (σε $10^3 m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.

Q_c		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	ΟΛΙΚΟ
B	Δ	-70,74	-92,67	-399,64	-455,14	-92,56	58,53	74,19	-8,83	-36,67	-15,52	92,25	174,39	186,71	-585,70
	Π	-	-	-5,55	-5,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-10,82
BA	Δ	-1,24	-1,16	-3,74	-3,73	-4,65	-2,96	-0,97	-1,27	-1,70	-1,25	-1,56	-5,12	-1,59	-30,93
	Π	-0,15	-0,14	-0,47	-0,46	-0,58	-0,37	-0,12	-0,16	-0,21	-0,16	-0,19	-0,64	-0,20	-3,84
BΔ	Δ	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,08	0,05	0,06	0,05	0,07	0,71
	Π	0,46	0,43	0,19	-	0,30	0,39	0,42	0,46	0,30	0,35	0,28	-	0,26	3,84
Ετήσια	Δ	68,27	90,33	401,87	458,04	94,82	58,71	76,58	6,39	35,96	13,93	92,97	170,90	187,21	1755,98
	Π	0,31	11,22	49,94	57,02	0,28	0,02	0,30	0,30	0,09	0,20	0,09	0,64	23,26	143,67

Κλειδί: Δ η δυνητική και Π η πραγματική στερεομεταφορά.

ii. Στερεομεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή (Q_c)

Η κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά εμφανίζει παρόμοιες τιμές σε κάθε τμήμα της παραλιακής ζώνης της Αμμουδάρας με τιμές που κυμαίνονται από $30,33 \cdot 10^3 m^3/year$ (τμήμα 4) έως $32,01 \cdot 10^3 m^3/year$ (τμήμα 2), για τον μέγιστο κυματισμό που εμφανίζεται στην περιοχή. Για τις τιμές των σταθμικών μέσων χαμηλότερες τιμές που φαίνεται να σχετίζονται με τα κύματα που προέρχονται από τον βορρά ($7,86 \cdot 10^3 m^3/year$ στα τμήματα 2 και 7 και $5,28 \cdot 10^3 m^3/year$, στο τμήμα 1), ενώ οι υψηλότερες τιμές που προκαλείται από τα κύματα πλησιάζουν από το BΔ (από $5,43 \cdot 10^3 m^3/year$, στο τμήμα 12 - $11,81 \cdot 10^3 m^3/year$, στο τμήμα 1). Και πάλι, το ανατολικό τμήμα (τμήματα 11 έως 13) παρουσιάζει τις χαμηλότερες τιμές λόγω της παρουσίας του παράκτιου ύφαλου. Η ετησία κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από $69,7 \cdot 10^3 m^3/year$ στο τμήμα 4 έως $86,49 \cdot 10^3 m^3/year$ στο τμήμα 3. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.4.

Πίνακας 5.3.4: Τιμές της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς (σε $10^3 m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.

Q_c ($10^3 m^3/year$)		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή
B	MAX	30,89	32,01	31,78	30,33	30,74	31,31	31,21	31,19	30,89	30,80	30,79	30,89	30,72	31,04
	ΣΜ	24,42	26,18	28,75	26,44	26,58	27,86	28,43	27,48	26,00	26,69	26,85	27,29	25,37	26,79
B	ΣΜ max	27,08	30,72	30,86	29,56	29,89	30,10	29,99	29,89	29,34	29,37	29,10	29,20	29,02	29,54
	ΣΜ	26,48	28,27	28,77	20,53	24,19	27,86	28,16	27,21	25,88	27,27	25,93	25,33	25,36	26,25
BA	ΣΜ max	28,43	29,68	29,88	26,50	26,25	28,67	29,14	28,12	27,11	27,68	28,32	28,08	26,55	28,03
	ΣΜ	27,42	28,78	28,97	22,73	24,68	28,31	26,56	27,45	26,29	27,13	26,21	25,97	21,46	26,30
BΔ	ΣΜ max	26,92	28,17	28,99	22,35	24,38	28,03	28,44	27,55	26,13	27,28	25,87	25,70	25,75	26,58
	Ετήσια	78,31	83,21	86,49	69,70	75,44	84,03	83,15	82,13	78,18	81,10	79,00	78,61	72,20	79,35

iii. Αναρρίχηση κυματισμού

Η αναρρίχηση του κυματισμού του υπολογίστηκε για τον μέγιστο κυματισμό εμφανίζετε να φτάνει σε ύψος 1,47 m με το χερσαίο όριο να έχει μέσο ύψος 2,02m. Στα τμήματα 1, 2, 3 και 7, η αναρρίχηση του μέγιστου κυματισμού υπερβαίνει το ύψος του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης. Για της σταθμικές μέσες τιμές των κυματισμών των υπολοίπων διευθύνσεων οι τιμές είναι σημαντικά μικρότερες, ενώ μόνο οι τιμές που προκύπτουν από τις σταθμικές μέσες τιμές των τεσσάρων μεγίστων των βορείων κυματισμών φτάνουν το 1m. Για την συνολική σταθμική μέση τιμή όλων των κυματισμών, η αναρρίχηση του κυματισμού εμφανίζει μια μέση τιμή 0,15m με μέγιστη τιμή 0,24m στα περισσότερα παράκτια τμήματα και ελάχιστη τα 0,15m στο τμήμα 2. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.5

Πίνακας 5.3.5: Το ύψος του χερσαίου ορίου ανά τμήμα και οι τιμές της αναρρίχησης του κύματος για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας

WR (m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή
Ύψος χερσαίου ορίου	0,6	1	1,16	2,3	1,96	1,5	0,99	1,88	3,7	3,3	2,01	2,72	3,25	2,02
B	MAX	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47	1,47
B	ΣΜ	0,26	0,23	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,26
	ΣΜ max	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
BA	ΣΜ	0,15	0,15	0,15	0,15	0,09	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
	ΣΜ max	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
BA	ΣΜ	0,08	0,08	0,08	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
	ΣΜ max	0,11	0,11	0,11	0,09	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Συνολική σταθμική μέση τιμή		0,17	0,15	0,24	0,23	0,22	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,15

Κλειδί: MAX οι τιμές για το μέγιστο κυματισμό, ΣΜ οι σταθμισμένες μέσες τιμές, ΣΜ max σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για την για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max).

iv. Αιολική μεταφορά

Η αιολική μεταφορά στην παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας προκαλείται κυρίως από τους δυτικής διεύθυνσης ανέμους και νοτιανατολικής διεύθυνσης ανέμους, ενώ οι υπόλοιπες διευθύνσεις έχουν μικρότερη συνεισφορά. Στα τμήματα της παραλιακής ζώνης μετακινούνται ποσότητες ιζήματος της τάξης των 3,647 m³/year κατά μέσο όρο, ενώ οι μέσες τιμές για την κάθετη και την παράλληλη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά να είναι 2,003 m³/year και 3,608 m³/year αντίστοιχα. Η μέγιστη μετακίνηση εμφανίζετε στο τμήμα 8 (15,202 m³/year), οπού στην κάθετη διεύθυνση μετακινούνται 5,471 m³/year και στην παράλληλη 9,731 m³/year. Την μικρότερη μετακίνηση εμφανίζει το τμήμα 6 (0,2 m³/year), με κάθετη μεταφορά 0,07 m³/year και παράλληλη 0,13 m³/year. Αναλυτικά οι τιμές για την αιολική μεταφορά για κάθε διεύθυνση ανέμου και για την κάθετη και παράλληλη μεταφορά στην παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας φαίνονται στο πίνακα 5.3.6

Πίνακας 5.3.6: Η αιολική μεταφορά ανά διεύθυνση ανέμου η αθροιστική κάθετη, παράλληλη και συνολική ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.

Q _A (m ³ /year)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή
B	0,002	0,003	0,007	0,020	0,030	0,001	0,001	0,022	0,003	0,007	0,027	0,001	0,036	0,012
BA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A	0,000	0,001	0,002	0,010	0,008	0,000	0,000	0,010	0,001	0,002	0,007	0,000	0,009	0,004
NA	0,154	0,644	1,257	7,357	5,690	0,102	0,219	7,738	0,532	1,392	5,142	0,113	6,808	2,858
N	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,001
NΔ	0,001	0,001	0,001	0,002	0,006	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,005	0,001	0,007	0,001
Δ	0,303	1,265	2,470	14,461	11,185	0,201	0,431	15,209	1,046	2,737	10,106	0,222	13,382	5,617
ΒΔ	0,003	0,008	0,015	0,012	0,070	0,002	0,003	0,012	0,007	0,017	0,063	0,003	0,084	0,023
Κάθετα	0,105	0,449	0,875	5,202	3,965	0,070	0,153	5,471	0,371	0,970	3,582	0,077	4,743	2,003
Παράλληλα	0,196	0,815	1,590	9,253	7,202	0,130	0,277	9,731	0,674	1,762	6,508	0,144	8,617	3,608
Σύνολο	0,302	1,263	2,466	14,455	11,167	0,200	0,430	15,202	1,045	2,732	10,090	0,221	13,360	3,647

v. Οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω ανόδου της θάλασσας στάθμης

Οι τιμές που υπολογίστηκαν για την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας 0,038m, που είναι ο ρυθμός υπολογισμένος σε περίοδο 10 χρόνων για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας προκύπτει ότι τα μέγιστα κύματα θα επηρεάζουν μία έκταση σε μέση απόσταση από την ακτογραμμή 6,52m με μέγιστη τιμή τα 8,05m στο τμήμα 2 και ελάχιστη τα 5,43m στο τμήμα 1. Για τους βόρειους ανέμους η τιμή αυτή είναι 2,47m για τον υπολογισμό του με βάση την σταθμική μέση τιμή και 4,84m υπολογισμένη με βάση την σταθμική μέση τιμή των 4 ισχυρότερων κυματισμών. Αντίστοιχα οι τιμές αυτές για τους βορειοανατολικούς κυματισμούς είναι 1,94m και 2,73m ενώ για τους βορειοδυτικούς 1,82m και 1,92m (πίνακας 5.3.7).

Πίνακας 5.3.7: Το πλάτος του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.

RSLC (m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή	
Wb	22	39	50	28	30	38	28	31	50	61	50	43	35	38,84	
B	MAX	5,43	8,05	7,05	5,52	5,87	7,05	7,33	6,58	5,69	5,89	6,90	6,81	6,60	6,52
B	ΣΜ	1,68	2,03	3,30	2,30	2,27	2,95	3,72	2,64	1,87	2,21	2,59	2,76	1,88	2,47
	ΣΜ max	2,57	5,91	6,09	5,10	5,21	5,48	5,69	4,94	4,04	4,31	4,61	4,63	4,37	4,84
BA	ΣΜ	1,86	2,51	2,79	0,85	1,26	2,46	2,94	2,06	1,51	2,08	1,77	1,55	1,54	1,94
	ΣΜ max	2,75	3,77	3,95	1,85	1,67	2,99	4,01	2,53	1,86	2,24	3,19	2,84	1,88	2,73
ΒΔ	ΣΜ	2,02	2,62	2,71	0,99	1,25	2,58	1,82	2,01	1,54	1,90	1,74	1,63	0,86	1,82
	ΣΜ max	1,86	2,28	2,78	0,98	1,23	2,43	2,98	2,10	1,52	2,01	1,67	1,58	1,59	1,92
Σταθμική μέση τιμή		2,39	3,98	4,27	2,64	2,70	3,63	4,23	3,19	2,47	2,85	3,16	3,02	2,61	3,17

vi. Προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια

Στην παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εκβάλλουν 3 ποταμοί (Γίοφυρος, Γαζανός και Ξηροπόταμος), όπου στο ποταμό Γίοφυρο έχει γίνει τεχνικό έργο διευθέτησης της κοίτης του με αποτέλεσμα να μην φτάνουν τα φερτά υλικά στην παραλιακή ζώνη αλλά να μεταφέρονται στα ανοικτά. Η ετήσιες παροχές των ποταμών σύμφωνα με μετρήσεις τις ΔΕΗ είναι για τον ποταμό Γαζανό $15,610^6 \text{ m}^3/\text{year}$ ενώ για τον Ξηροπόταμο $8,610^6 \text{ m}^3/\text{year}$. Η λεκάνες απορροής τους έχουν έκταση 192 Km^2 για το Γαζανό και 35 Km^2 αντίστοιχα, ενώ το μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης του Γαζανού είναι 380m ενώ για τον Ξηροπόταμο 280m . Η μέση μέγιστη θερμοκρασία της περιοχής είναι $16,2 \text{ }^\circ\text{C}$ ενώ το θερμοκρασιακό εύρος είναι $13,9 \text{ }^\circ\text{C}$. Για τον Γαζανό αυτή είναι $193162,9 \text{ m}^3/\text{year}$ ενώ για τον Ξηροπόταμο $32875,31 \text{ m}^3/\text{year}$ (πίνακας 5.3.8).

Πίνακας 5.3.8: Υδρολογικά στοιχεία των ποταμών Γαζανός και Ξηροπόταμος.

	Q ($10^6 \text{ m}^3/\text{year}$)	A	H	T_θ	Tr	E m^3/year
Γαζανός	15,6	192	380	16,2	13,9	193162,9
Ξηροπόταμος	8,6	35	280	16,2	13,9	32875,31

Κλειδί: Q: ποτάμια απορροή, A: εμβαδόν υδρολογικής λεκάνης, H μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης απορροής, T_θ μέση μέγιστη θερμοκρασία, Tr θερμοκρασιακό εύρος και E η εκτιμώμενη ποτάμια στερεοπαροχή.

Στη συνέχεια υπολογίστηκε η ποσότητα του ιζήματος που μεταφέρεται από το παράκτιο ρεύμα σε κάθε τμήμα με βάση το ποσοστό του ιζήματος που μετακινείται στα ανοικτά στο τμήμα της παραλιακής ζώνης που βρίσκεται η εκβολή του ποταμού.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι σε ετησία βάση μεταφέρονται από το κυματισμούς που υπολογίστηκαν με βάση την σταθμική μέση τιμή $378,38 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ ενώ με βάση τις μέγιστες τιμές $780,84 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$, με την μικρότερη μεταφορά να συμβαίνει στα τμήμα 2 και 6 (με τιμές $19,89 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ και $19,88 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$) για την και μέγιστες στο τμήμα 3 και $56,37 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$. Για την σταθμική μέση τιμή των μεγίστων ανέμων η ελάχιστη τιμή για την μεταφορά είναι στο τμήμα 10 με $42,20 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ και η μέγιστή στο τμήμα 3 με $94,82 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ (πίνακας 5.3.9).

Πίνακας 5.3.9: Εκτιμώμενο ιζημα από την ποτάμια προσφορά που μεταφέρεται παράλληλα στην ακτογραμμή για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας.

Q_r (m^3/year)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή	
B	ΣΜ	4,58	0,34	35,67	28,84	9,06	1,14	7,15	4,26	2,32	9,09	13,63	7,98	6,25	257,72
	ΣΜ max	11,26	12,33	52,36	44,31	14,06	8,28	9,31	1,05	4,55	2,24	11,14	16,03	25,35	130,32
BA	ΣΜ	11,51	9,90	11,25	8,73	9,44	9,89	9,99	10,97	12,85	9,86	6,45	10,94	7,68	212,27
	ΣΜ max	22,47	20,58	28,02	31,97	32,59	30,51	18,32	19,99	22,32	18,88	19,63	31,31	23,79	129,47
BΔ	ΣΜ	9,17	9,65	9,44	7,18	9,12	8,85	8,20	9,24	10,08	9,19	9,65	8,96	9,85	320,39
	ΣΜ max	22,24	21,98	14,44	9,58	19,81	21,50	21,79	22,18	19,94	21,08	19,45	15,50	18,70	118,58
Ετήσια ΣΜ	25,27	19,89	56,37	44,74	27,62	19,88	25,34	24,47	25,25	28,14	29,73	27,89	23,79	378,38	
Ετήσια ΣΜ max	55,98	54,89	94,82	85,86	66,46	60,29	49,42	43,22	46,81	42,20	50,22	62,84	67,84	780,84	

vii. Προέλαση ακτογραμμής λόγω διάβρωση του χερσαίου τμήματος

Η προέλαση της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας λόγω της διάβρωσης και μεταφοράς του υλικού του πεδίου θινών την παραλιακή ζώνη, για περίοδο 10 χρόνων, εμφανίζει για τις τιμές του σταθμικού μέσου των μεγίστων κυματισμών έχει σαν ελάχιστη τιμή τα 0,17m (τμήμα 3) και σαν μέγιστή τα 7,46m στο τμήμα 7, με μέση τιμή 2,58m. Ενώ η σταθμική μέση τιμή εμφανίζει μέγιστα στο τμήμα 7 (3,54m) και ελάχιστη τιμή 0,3 (τμήμα 2) με μέση τιμή 1,3m (πίνακας 5.3.10).

Πίνακας 5.3.10: Εκτιμώμενη προέλαση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης της Αμμουδάρας.

LE		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή
B	ΣΜ	0,53	0,24	0,07	1,23	1,13	3,70	6,54	3,00	1,39	1,66	2,56	2,55	1,58	2,01
	ΣΜ max	0,71	1,07	0,13	2,37	2,17	10,59	15,73	8,12	4,04	4,53	6,90	5,73	4,89	5,15
BA	ΣΜ	0,66	0,30	0,11	0,35	0,58	1,91	2,89	1,59	0,91	1,29	1,01	0,95	1,05	1,05
	ΣΜ max	1,16	0,52	0,20	1,10	0,88	2,24	3,71	1,92	1,18	1,38	2,25	2,06	1,31	1,53
BΔ	ΣΜ	0,76	0,37	0,18	0,46	0,57	1,83	1,20	1,42	0,91	1,09	0,88	0,97	0,42	0,85
	ΣΜ max	0,71	0,32	0,18	0,45	0,56	1,87	2,93	1,64	0,93	1,24	0,90	0,98	1,10	1,06
Συνολική ΣΜ		0,65	0,30	0,12	0,68	0,76	2,48	3,54	2,00	1,07	1,35	1,48	1,49	1,02	1,30

viii. Τιμές παραμέτρων τρωτότητας και δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 0,24 (τμήμα 9) έως 12,43 στα τμήματα 2, 3 και 13 με μία μέση τιμή 4,44. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά δεν εμφανίζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις, εμφανίζουν μια μέση τιμή 11,3 και κυμαίνονται από 9,95 στο τμήμα 13 έως 11,91 στο τμήμα 6. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 6,47 (τμήμα 9) έως 27,51 (τμήμα 1), ενώ η μέση τιμή της είναι 13,81. Οι παραπάνω τιμές εξηγούνται από την ύπαρξη του υποθαλάσσιου ύφαλου, ο οποίος μειώνει την κυματική ενέργεια και κατά συνέπεια και την δυνατότητα των κυματισμών να μεταφέρουν ιζήματα. Σε ότι αφορά την αναρρίχηση του κυματισμού, η επίδραση του υφάλου είναι εμφανής καθώς από το τμήμα 4 έως το τμήμα 13 όπου εμφανίζεται οι τιμές του είναι σημαντικά χαμηλότερες. Εξάιρεση αποτελεί το τμήμα 7 (22,45) όπου ο ύφαλος διακόπτεται μπροστά από τις εκβολές του Ξηροπόταμου ποταμού.

Η αιολική μεταφορά εμφανίζει τιμές τρωτότητας που κυμαίνονται από 15,81 (τμήμα 1) έως 28,44 (τμήμα 4) με μέση τιμή 21,84. Οφείλονται κυρίως στου νοτιοανατολικούς και δυτικούς ανέμους που έχουν αυξημένη τιμή μεταφοράς στην κάθετη στη ακτή διεύθυνση.

Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει χαμηλές τιμές τρωτότητας 4,67 (τμήμα 10) έως 24,68 (τμήμα 1) ενώ η μέση τιμή της είναι 11,81.

Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά εμφανίζει μέγιστη τιμή στο τμήμα 10 (66,69) και ελάχιστη στο τμήμα 32,98 με μέση τιμή 45,14.

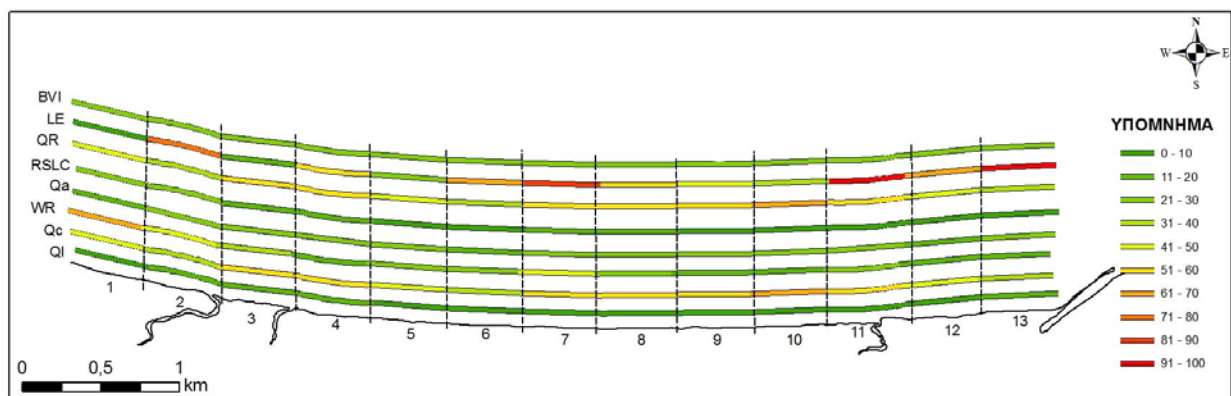
Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 3 (29,36) και μέγιστη στο τμήμα 11 (55,71) με μέση τιμή 24,44.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 20,29 έως 27,74 τμήματα (5 και 7) και μια μέση τιμή 27,05. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εμφανίζονται στο πίνακα 5.3.11 και σχηματικά στο σχήμα 5.3.1.

Πίνακας 5.3.11: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Μέση τιμή
Q_L	0,45	12,43	12,43	12,45	0,30	0,04	0,39	4,75	0,24	1,43	0,10	0,37	12,43	0,45
Q_c	11,33	11,56	12,06	10,36	10,89	11,91	11,60	11,67	11,24	11,63	11,37	11,33	9,95	11,33
WR	67,49	40,49	34,91	17,27	20,66	26,99	40,90	21,54	10,94	12,27	20,15	14,89	12,46	67,49
Q_a	15,81	22,45	22,45	28,44	22,45	15,81	22,45	28,44	22,45	22,45	22,45	15,81	22,45	15,81
SS	24,68	20,63	14,09	19,72	9,00	9,56	15,10	10,30	4,95	4,67	6,31	7,02	7,47	24,68
Q_R	45,14	36,24	59,45	52,11	41,56	32,98	51,27	56,62	53,94	66,69	59,20	44,38	35,06	45,14
LE	24,44	51,94	29,36	48,30	37,14	49,44	52,46	48,51	47,81	43,33	55,71	48,96	58,14	24,44
BVI	27,05	27,96	26,39	26,95	20,29	20,96	27,74	25,97	21,65	23,21	25,04	20,39	22,56	27,05

Από τα παραπάνω φαίνεται ότι η παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εμφανίζει μικρές τιμές τρωτότητας που οφείλονται στο γεγονός ότι έχει την δυνατότητα να τροφοδοτείται με ιζήματα από δύο ποτάμια συστήματα, καθώς επίσης ότι λόγω της ύπαρξης του υποθαλάσσιου υφάλου η κυματική ενέργεια που δέχεται είναι μειωμένη, μειώνοντας έτσι και την δυνατότητα των τμημάτων της παραλιακής ζώνης να μεταφέρουν ιζήματα παράλληλα και κάθετα στην ακτογραμμή.



Σχήμα 5.13: Σχηματικά οι παράμετροι και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας

5.3.2 Αλμυρός (νομός Χανίων)

Για τον προσδιορισμό των ορίων των κελίων και για την συλλογή των δειγμάτων έγιναν 8 τομές κατά μήκος της παραλιακής ζώνης με απόσταση μεταξύ τους 1000m περίπου. Η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού εκτεθειμένη κυρίως σε βόρειας, βορειοανατολικής και βορειοδυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Τα κυματικά χαρακτηριστικά υπολογιστήκαν για τη μέση σταθμισμένη τιμή (ΣΜ) σε σχέση με τη συχνότητα εμφάνισης όλων των ταχυτήτων ανέμου και για τη μέση σταθμισμένη τιμή των τεσσάρων υψηλότερων τιμών για τις ταχύτητες ανέμου (ΣΜ max) για τις διευθύνσεις που επηρεάζουν την παραλιακή ζώνη και παρουσιάζονται στο πίνακα 5.3.12. Σαν μέγιστη τιμή θεωρήθηκε ο άνεμος βόρειας διεύθυνσης με ταχύτητα 33,9 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,01%.

Πίνακας 5.3.12: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για την για τις διευθύνσεις (B, BA και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

		f	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
ΒΔ	MAX	0,01	29,89	10,31	6,42	11,93	16,09	165,93	6,95
B	ΣΜ	0,158	9,08	6,96	1,95	3,90	10,86	75,59	2,29
	ΣΜ max		21,80	9,29	4,68	8,90	14,50	134,73	5,18
BA	ΣΜ	0,0744	6,81	5,65	1,15	2,33	8,82	49,84	1,38
	ΣΜ max		9,68	7,51	2,26	4,52	11,71	87,92	2,65
ΒΔ	ΣΜ	0,0744	7,17	2,29	0,32	0,60	3,58	8,20	0,35
	ΣΜ max		11,95	2,71	0,54	0,95	4,23	11,48	0,56

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνη της Αλμυρού βρίσκεται στα 11,93m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό βόρειας διεύθυνσης με περίοδο 10,31sec και σημαντικό ύψος κύματος 6,42m. Η σταθμική μέση τιμή για τους 4 ισχυρότερους βόρειας διεύθυνσης ανέμους προσδιορίζει το σημαντικό ύψος κύματος για αυτούς στα 4,78m με περίοδο 9,29sec ενώ το μέγιστο βάθος κινητοποίησης βρίσκεται στα 8,90m. Για τις υπόλοιπες διευθύνσεις τόσο για τις σταθμικές μέσες τιμές όσο και για τις σταθμικές μέσες τιμές των 4 ισχυρότερων ανέμων οι τιμές για το σημαντικό ύψος κύματος συνεπώς και για το μέγιστο βάθος κινητοποίησης είναι αρκετά χαμηλότερες, με τους βορειοανατολικούς να εμφανίζουν σταθμικό μέσο ύψος κύματος τα 1,15m μέγιστο σταθμικό τα 2,26. Οι βορειοδυτικοί άνεμοι δίνουν κυματισμούς με ύψη κύματος μικρότερα του ενός μέτρου (πίνακας 5.3.13).

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού έχει διεύθυνση Α-Δ και μήκος 8km και πλάτος περίπου 50m. Αποτελείται από αμμώδη ιζήματα και κατά τους χειμερινούς κυρίως μήνες τροφοδοτείται από ιζήματα από τους ποταμούς Αλμυρό, Δέλφινα, Μουσέλα και Πετρέ. Προς την χέρσο η παραλία οριοθετείται από μία ζώνη ενεργών αμμοθινών, με ύψος (<5m) που είναι σταθεροποιημένες από αραιή βλάστηση.

Η κορυφή του πεδίου θινών αποτελεί το χερσαίο όριο των παράκτιων τμημάτων της παραλιακής ζώνης. Στο όριο αυτό η υψομετρική διαφορά από την επιφάνεια της θάλασσας κυμαίνεται μεταξύ του 0,99m (στο τμήμα 3) και των 3,22m (τμήμα 7), με μέση τιμή 2,33m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 22m (τμήμα 5) έως τα 80m στο τμήμα 1, με μέση τιμή 48,5m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό βόρειας διεύθυνσης 11,93m βάθος (T: 10,31sec και Hs: 6,42m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 560m στο τμήμα 1 έως 860m στο τμήμα 2, ενώ η μέση τιμή είναι 735 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 640m στο τμήμα 1 έως τα 930m στο τμήμα 2 με μέση τιμή 783m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.3.13. Ο διαχωρισμός των κελίων παράλληλα προς την ακτογραμμή έγινε με βάση τα όμοια χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης σε αυτά και διατηρώντας ένα πλάτος 1000m περίπου. Έτσι τα τμήματα 1 έως 3 βρίσκονται μεταξύ των ποταμών Αλμυρός και Δέλφινας,. Τα 3 έως 5 βρίσκονται ανάμεσα στους ποταμούς Δέλφινα και Μουσέλα. Τέλος τα τμήματα 6 έως 8 βρίσκονται ανάμεσα στις εκβολές του Μουσέλα και του Πετρέ.

Πίνακας 5.3.13: : Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ										
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή	
B (m)	2,70	2,05	0,99	1,71	1,66	3,21	3,22	3,13	2,33	
W _B (m)	80	70	45	33	22	49	36	53	48,50	
L (m)	560	860	750	670	690	790	790	770	735,00	
W (m)	640	930	795	703	712	839	826	823	783,50	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ										
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	1,366	0,255	4,377	0,299	0,467	1,636	0,376	2,445	1,40
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,294	0,227	3,904	0,652	0,457	0,521	0,293	0,529	0,86

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Η κοκκομετρική σύσταση των ιζημάτων στη παραλιακή ζώνη του Αλμυρού παραμένει ομοιόμορφη σχεδόν σε ολόκληρη την έκταση της. Κατά θέσεις υπάρχουν αυξημένες συγκεντρώσεις χαλίκων, κυρίως στο τμήμα 1 (d₅₀: 1.366mm), 3 (d₅₀: 4,377mm), 6 και 8 (d₅₀: 2,445mm), που οφείλονται κυρίως στην ύπαρξη των ποταμών. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,86mm με μέγιστη τα 3,904mm και ελάχιστη 0,227mm στα τμήματα 3 και 2 αντίστοιχα (πίνακας 5.3.13).

i. Παράκτια στερεομεταφορά (Q_L)

Οι τιμές που υπολογιστήκαν για την παράκτια στερεομεταφορά στη παραλιακή ζώνη του Αλμυρού δείχνει ότι η κυρίαρχη διεύθυνση είναι προς τα δυτικά, ενώ οι υψηλότερες τιμές αφορούν το δυτικό τμήμα της (π.χ. $13,07 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ στο κελί 3). Η ετήσια μέγιστη τιμή εμφανίζεται στο κελί 4 ($3,76 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$) και η χαμηλότερη ($0,15 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$), στο κελί 10. Οι μειωμένες τιμές στο ανατολικό μέρος (σημεία 9 έως 12) οφείλονται στην έντονη παρουσία του ύφαλου. Για το σύνολο της παραλιακής ζώνη η κύρια διεύθυνση είναι η δυτική με την τιμή του μέγιστου κύματος να είναι $18,49 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ και την συνολική ετήσια τιμή $5,40 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ προς τα δυτικά.

Οι βορειοδυτικοί άνεμοι εμφανίζουν πολύ μικρή δυνατότητα στερεομεταφοράς και αυτό φαίνεται από την υπολογισμένη σταθμική μέση τιμή που σε κάθε τμήμα αλλά και στο σύνολο της παραλιακής ζώνης η τιμή της δεν ξανάπαιρνα τα $0,01 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.14.

Πίνακας 5.3.14: Τιμές της παράκτιας στερεομεταφοράς (σε $10^3 \text{ m}^3/\text{year}$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

Q_L ($10^3 \text{ m}^3/\text{year}$)		1	2	3	4	5	6	7	8	ΣΥΝΟΛΟ
B	Δ	1,95	0,02	0,07	0,32	0,02	0,23	0,00	0,01	-2,11
	Π	na	na	na	na	na	na	na	na	0,00
BA	Δ	0,80	0,07	0,32	0,19	0,32	0,03	-0,21	0,00	1,95
	Π	0,13	na	na	0,03	0,05	Na	-0,03	-0,12	0,24
BΔ	Δ	0,08	0,05	na	0,02	0,02	0,02	0,04	0,08	1,54
	Π	0,46	0,43	0,19	na	0,30	0,39	0,42	0,46	0,22
Ετήσια	Δ	1,65	0,08	0,10	0,49	0,57	0,60	0,19	0,04	3,73
	Π	0,00	0,01	0,00	0,01	0,09	0,04	0,03	0,00	0,18

Κλειδί: Δ η δυτική και Π η πραγματική στερεομεταφορά.

ii. Στερεομεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή (Q_c)

Η κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά εμφανίζει παρόμοιες τιμές σε κάθε τμήμα της παραλιακής ζώνης της Αμμουδάρας με τιμές που κυμαίνονται από $30,66 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ (τμήμα 1) έως $31,93 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ (τμήμα 2), για τον μέγιστο κυματισμό που εμφανίζεται στην περιοχή. Για τους τις τιμές των σταθμικών μέσων όμοιες τιμές εμφανίζουν όλοι οι κυματισμοί, $26,67 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ η μέση τιμή των βόρειων $24,17 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ των βορειοανατολικών και $26,05 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ για τους βορειοδυτικούς. Η ετησία κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από $75,57 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ στο τμήμα 1 έως $81,81 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ στο τμήμα 2. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.15.

Πίνακας 5.3.15: Τιμές της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (σε $10^3 m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού

Q_c ($10^3 m^3/year$)		1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή
B	MAX	30,66	31,92	30,63	30,73	30,93	31,02	31,29	30,97	31,02
B	ΣΜ	24,84	26,14	27,47	27,31	26,73	26,65	27,37	26,87	26,67
	ΣΜ max	27,04	30,63	29,72	30,07	30,13	29,70	29,88	29,62	29,60
BA	ΣΜ	24,35	26,45	26,13	20,51	21,77	24,69	24,28	25,18	24,17
	ΣΜ max	23,09	26,04	25,41	23,89	20,65	23,71	23,87	24,40	23,88
ΒΔ	ΣΜ	26,38	28,23	28,07	25,48	25,28	26,34	22,11	26,53	26,05
	ΣΜ max	26,11	27,70	27,94	24,88	24,73	26,06	25,95	26,64	26,25
Ετήσια		75,57	80,81	81,67	73,30	73,78	77,68	73,76	78,57	76,89

Κλειδί: MAX οι τιμές για το μέγιστο κυματισμό, ΣΜ οι σταθμισμένες μέσες τιμές, ΣΜ max σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max).

iii. Αναρρίχηση κυματισμού

Η αναρρίχηση του κυματισμού για τον μέγιστο κυματισμό και εμφανίζεται να φτάνει σε ύψος 1,40 m με το χερσαίο όριο να έχει μέσο ύψος 2,33 m. Για της σταθμικές μέσες τιμές των κυματισμών των υπολοίπων διευθύνσεων οι τιμές είναι σημαντικά μικρότερες ενώ μόνο οι τιμές που προκύπτουν από τις σταθμικές μέσες τιμές των τεσσάρων μεγίστων των βορειών κυματισμών φτάνουν το 1,08m. Για την συνολική σταθμική μέση τιμή όλων των κυματισμών, η αναρρίχηση του κυματισμού εμφανίζει μια μέση τιμή 0,51m με μέγιστη τιμή 0,56m στο τμήμα 5 και ελάχιστη τα 0,48m στο τμήμα 1. Η ομοιομορφία των τιμών για την αναρρίχηση του κυματισμού οφείλεται στο ότι ο αριθμός Iribarren σε αυτά τα τμήματα υπολογίστηκε μικρότερος του 0,3 όποτε η κλίση της ακτογραμμής δε συμπεριλαμβάνεται στους υπολογισμούς. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.16.

Πίνακας 5.3.16: Το ύψος του χερσαίου ορίου ανά τμήμα και οι τιμές της αναρρίχησης του κύματος για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

WR (m)		1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή
Υψος χερσαίου ορίου		2,70	2,05	0,99	1,71	1,66	3,21	3,22	3,13	2,33
B	MAX	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40	1,40
B	ΣΜ	0,44	0,32	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,49
	ΣΜ max	0,56	1,08	1,08	1,08	1,08	1,08	1,08	1,08	1,02
BA	ΣΜ	0,41	0,21	0,33	0,37	0,24	0,18	0,18	0,17	0,26
	ΣΜ max	0,76	0,37	0,28	0,35	0,49	0,40	0,36	0,36	0,42
ΒΔ	ΣΜ	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
	ΣΜ max	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12
Συνολική σταθμική μέση τιμή		0,48	0,52	0,49	0,51	0,56	0,53	0,52	0,52	0,51

iv. Αιολική μεταφορά

Η αιολική μεταφορά στην παραλιακή ζώνη του Αλμυρού προκαλείται κυρίως από τους βόρειους, δυτικής διεύθυνσης ανέμους και νοτιανατολικής διεύθυνσης ανέμους, ενώ

οι υπόλοιπες διευθύνσεις έχουν μικρότερη συνεισφορά, ωστόσο οι τιμές της είναι αρκετά χαμηλές. Στα τμήματα της παραλιακής ζώνης μετακινούνται ποσότητες ιζήματος της τάξης των $7,96 \text{ m}^3/\text{year}$ κατά μέσο όρο, ενώ οι μέσες τιμές για την κάθετη και την παράλληλη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά να είναι $4,46 \text{ m}^3/\text{year}$ και $3,49 \text{ m}^3/\text{year}$ αντίστοιχα. Η μέγιστη μετακίνηση εμφανίζεται στο τμήμα 8 ($50,95 \text{ m}^3/\text{year}$) όπου στην κάθετη διεύθυνση μετακινούνται $28,30 \text{ m}^3/\text{year}$ και στην παράλληλη $22,65 \text{ m}^3/\text{year}$. Στο τμήμα αυτό είναι αναπτυγμένο το πεδίο θινών με 2 σειρές αμμόλοφων. Την μικρότερη μετακίνηση εμφανίζει το τμήμα 3 στο οποίο λόγω της κοκκομετρίας της παραλιακής ζώνης δεν έχουμε μετακίνηση ιζήματος. Αναλυτικά οι τιμές για την αιολική μεταφορά για κάθε διεύθυνση ανέμου και για την κάθετη και παράλληλη μεταφορά στην παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας φαίνονται στο πίνακα 5.3.17.

Πίνακας 5.3.17: Η αιολική μεταφορά ανά διεύθυνση ανέμου η αθροιστική κάθετη, παράλληλη και συνολική ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

Q_a (m^3/year)	1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή
B	0,43	0,05	-	0,05	0,05	1,23	0,04	16,72	2,32
BA	0,03	0,01	-	0,01	0,01	0,10	0,00	0,74	0,11
A	0,03	0,01	-	0,01	0,01	0,10	0,01	1,34	0,19
NA	0,01	0,00	-	0,00	0,00	0,04	0,00	0,73	0,10
N	0,04	0,00	-	0,00	0,00	0,10	0,00	1,68	0,23
ND	0,19	0,02	-	0,02	0,02	0,54	0,02	10,59	0,57
Δ	0,21	0,03	-	0,02	0,03	0,60	0,02	11,73	1,59
BΔ	0,19	0,04	-	0,04	0,03	0,56	0,03	8,19	1,14
Κάθετα	0,67	0,08	na	0,08	0,08	1,94	0,08	28,30	4,46
Παράλληλα	0,41	0,05	na	0,05	0,05	1,17	0,05	22,64	3,49
Σύνολο	1,09	0,14	na	0,14	0,14	3,12	0,12	50,95	7,96

ν. Οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω ανόδου της θαλασσιάς στάθμης

Οι τιμές που υπολογίστηκαν για την συμβολή της ανόδου της στάθμης της θάλασσας για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού φαίνονται στο πίνακα 5.3.18. Από αυτόν προκύπτει ότι για άνοδο στάθμης $0,038 \text{ m}$ που είναι ο ρυθμός υπολογισμένος σε περίοδο 10 χρόνων, τα μέγιστα κύματα θα επηρεάζουν μία έκταση σε μέση απόσταση από την ακτογραμμή $6,35 \text{ m}$ με μέγιστη τιμή τα $7,71 \text{ m}$ στο τμήμα 2 και ελάχιστη τα $4,99 \text{ m}$ στο τμήμα 1. Για τους βόρειους ανέμους η τιμή αυτή είναι $2,29 \text{ m}$ για τον υπολογισμό του με βάση την σταθμική μέση τιμή και $4,67 \text{ m}$ υπολογισμένη με βάση την σταθμική μέση τιμή των 4 ισχυρότερων κυματισμών. Αντίστοιχα οι τιμές αυτές για τους βορειοανατολικούς κυματισμούς είναι $1,47 \text{ m}$ και $1,58 \text{ m}$ ενώ για τους βορειοδυτικούς $1,65 \text{ m}$ και $1,67 \text{ m}$. Δεδομένου ότι την παράμετρο αυτή την καθορίζουν οι κυματισμοί που οφείλονται σε έντονα φαινόμενα, υπολογίστηκαν οι τιμές σε κάθε κελί για όλους τους κυματισμούς με βάση τους σταθμικούς μέσους των τεσσάρων ισχυρότερων ανέμων. Από αυτούς προκύπτει ότι η μέση έκταση που θα επηρεαστεί είναι $2,64 \text{ m}$ με ελάχιστη $1,71 \text{ m}$ και μέγιστη τα $3,74$.

Πίνακας 5.3.18: Το πλάτος του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

RLSC (m)		1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή
Πλάτος παραλιακής ζώνης		80	70	45	33	22	49	36	53	38,84
B	MAX	4,99	7,71	7,35	6,03	6,14	6,25	6,15	6,18	6,35
B	ΣΜ	1,57	1,88	3,30	2,64	2,29	2,13	2,29	2,23	2,29
	ΣΜ max	2,37	5,27	6,02	5,44	5,23	4,44	4,26	4,36	4,67
ΒΑ	ΣΜ	1,33	1,80	2,31	0,98	1,09	1,43	1,29	1,53	1,47
	ΣΜ max	1,32	1,92	2,24	1,59	1,13	1,44	1,41	1,57	1,58
ΒΔ	ΣΜ	1,45	2,08	3,02	1,39	1,30	1,53	0,82	1,59	1,65
	ΣΜ max	1,43	1,89	2,96	1,31	1,25	1,49	1,38	1,67	1,67
Μέση τιμή μεγίστων		1,71	3,03	3,74	2,78	2,54	2,46	2,35	2,53	2,64

Κλειδί: Wb: το πλάτος της παραλιακής ζώνης, MAX οι τιμές για το μέγιστο κυματισμό, ΣΜ οι σταθμισμένες μέσες τιμές, ΣΜ max σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max).

vi. Προσφορά ιζημάτων από τα ποτάμια

Οι ποταμοί Αλμυρός, Δέλφινας, Μουσέλας και Πετρές εκβάλλουν στην παραλιακή ζώνη του Αλμυρού εκφορτίζοντας μια έκταση 400 km², ενώ η λίμνη Κουρνά εκφορτίζεται μέσω του ποταμού Δέλφινας με συνεχή ροή σε όλη την διάρκεια του έτους. Οι επιμέρους λεκάνες απορροής των ποταμών έχουν έκταση για τον Αλμυρό 160,35 km², Δέλφινας 39,82 km², Μουσέλα 51,19 km² και Πετρές 140,34 km². Οι ετήσιες παροχές για τους ποταμούς Μουσέλα και Πετρέ είναι 13,5 · 10⁶ m³ και 11,8 · 10⁶ m³ αντίστοιχα (Ολοκληρωμένη Διαχείριση Υδατικών Πόρων Κρήτης 1999).

Το μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης του Αλμυρού είναι 1460m, του Δελφίνας 1420m, του Μουσέλα 640m, ενώ για το Πετρέ 640m. Η μέση μέγιστη θερμοκρασία της περιοχής είναι 22,5 °C ενώ το θερμοκρασιακό εύρος είναι 13,9 °C. Με την εξίσωση του Honious 1998 υπολογίστηκε η στερεοπαροχή τους (πίνακας 5.3.19).

Πίνακας 5.3.19: Υδρολογικά στοιχεία των ποταμών Αλμυρού, Δελφίνας, Μουσέλα και Πετρέ.

	Q (10 ⁶ m ³ /year)	A	H	T	Tr	E (10 ⁶ m ³ /year)
Αλμυρός	12,0	160	1460	22,5	19,4	156,77
Δελφίνας	5,0	40	1420	22,5	13,9	35,69
Μουσέλας	13,5	52	180	22,5	13,9	63,54
Πετρές	12,0	140	640	22,5	13,9	137,18

Κλειδί: Q: ποτάμια απορροή, A: εμβαδόν υδρολογικής λεκάνης, H μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης απορροής, T μέση μέγιστη θερμοκρασία, Tr θερμοκρασιακό εύρος και E η εκτιμώμενη ποτάμια στερεοπαροχή.

Από την εκτίμηση της μεταφοράς του ποτάμιου υλικού στην παραλιακή ζώνη με βάση την ταχύτητα του παράκτιου ρεύματος προκύπτει ότι σε ετησία βάση μεταφέρονται από το κυματισμούς που υπολογίστηκαν με βάση την σταθμική μέση τιμή 94,51 · 10³ m³/year ενώ με βάση τις μέγιστες τιμές 103,46 · 10³ m³/year, με την μικρότερη μεταφορά να συμβαίνει στα τμήμα 8 (5,95 · 10³ m³/year) και μέγιστη στα τμήματα 1 (22,27 · 10³ m³/year). Για την σταθμική

μέση τιμή των μεγίστων ανέμων η ελάχιστη τιμή για την μεταφορά είναι στο τμήμα 8 με $5,95 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ και η μέγιστή στο τμήμα 4 με $14,10 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ (πίνακας 5.3.20).

Πίνακας 5.3.20: Εκτιμώμενο ίζημα από την ποτάμια προσφορά που μεταφέρεται παράλληλα στην ακτογραμμή για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

Qr (m ³ /year)		1	2	3	4	5	6	7	8	Σύνολο
B	ΣΜ	3,58	0,64	1,64	2,44	0,14	3,17	0,03	0,87	12,51
	ΣΜ max	3,54	0,60	1,65	2,19	0,21	2,96	0,00	0,87	12,01
BA	ΣΜ	3,61	0,63	1,62	2,48	0,12	3,25	0,03	0,87	12,60
	ΣΜ max	10,23	3,56	5,88	5,84	3,28	1,91	4,68	0,82	36,20
BΔ	ΣΜ	8,72	5,73	6,18	6,23	4,26	2,87	6,61	1,30	41,92
	ΣΜ max	8,50	5,80	4,54	5,38	4,64	6,60	6,76	4,06	46,29
Ετήσια ΣΜ		22,27	9,96	12,08	13,40	8,13	11,47	11,44	5,75	94,51
Ετήσια ΣΜ max		20,10	11,82	12,39	14,10	10,91	13,64	14,54	5,95	103,46

vii. Προέλαση ακτογραμμής λόγω διάβρωση του χερσαίου τμήματος

Η προέλαση της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού λόγω της διάβρωσης και μεταφοράς του υλικού του πεδίου θινών την παραλιακή ζώνη για τις σταθμικές μέσες τιμές έχει σαν ελάχιστη τιμή τα 0,42m (τμήμα 3) και σαν μέγιστή τα 4,77m στο τμήμα 8, με μέση τιμή 1,15m. Για τις σταθμικές μέσες τιμές των μεγίστων η ελάχιστη τιμή τα 0,45m (τμήμα 3) και σαν μέγιστή τα 9,26 m στο τμήμα 8, με μέση τιμή 5,04 m. Οι τιμές για όλες τις διευθύνσεις των κυματισμών φαίνονται στο πίνακα 5.3.21.

Πίνακας 5.3.21: Εκτιμώμενη προέλαση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

LE		1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή
B	ΣΜ	1,34	0,86	0,27	5,38	4,62	6,83	7,96	7,13	4,30
	ΣΜ max	2,14	3,80	0,48	9,65	8,44	19,57	19,12	19,31	10,31
BA	ΣΜ	0,90	0,73	0,18	1,31	1,96	3,53	3,52	3,78	1,99
	ΣΜ max	0,89	0,89	0,15	2,76	1,89	4,14	4,51	4,57	2,48
BΔ	ΣΜ	1,20	1,25	0,80	2,39	2,67	3,38	1,45	3,39	2,07
	ΣΜ max	1,21	1,06	0,73	2,28	2,52	3,45	3,56	3,90	2,34
Συνολική ΣΜ		1,15	0,94	0,42	3,03	3,08	4,58	4,31	4,77	1,15
Συνολική ΣΜ max		1,42	1,91	0,45	4,89	4,28	9,05	9,06	9,26	5,04

viii. Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 0 στο τμήμα 3 έως 16,05 στο τμήμα 7 με μέση τιμή 6,61. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά δεν εμφανίζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις, εμφανίζουν μια μέση τιμή 10,24 και κυμαίνονται από 9,71 στο τμήμα 7 έως 10,96 στο τμήμα 3. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 16,04 (τμήμα 7) έως 49,32 (τμήμα 3), ενώ η μέση τιμή της είναι 25,61. Η αιολική μεταφορά

εμφανίζει τιμές τρωτότητας που κυμαίνονται από 0 (τμήμα 3) έως 25,49 (τμήμα 5) με μέση τιμή 12,52. Οφείλονται κυρίως στους βόρειου, νοτιοανατολικούς και δυτικούς ανέμους που έχουν αυξημένη τιμή μεταφοράς στην κάθετη στη ακτή διεύθυνση.

Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει χαμηλές τιμές τρωτότητας 5,02 (τμήμα 6) έως 18,27 (τμήμα 4) ενώ η μέση τιμή της είναι 9,96.

Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά εμφανίζει μέγιστη τιμή στο τμήμα 5 (25,49) και ελάχιστη στο τμήμα 3 2,51 με μέση τιμή 12,52.

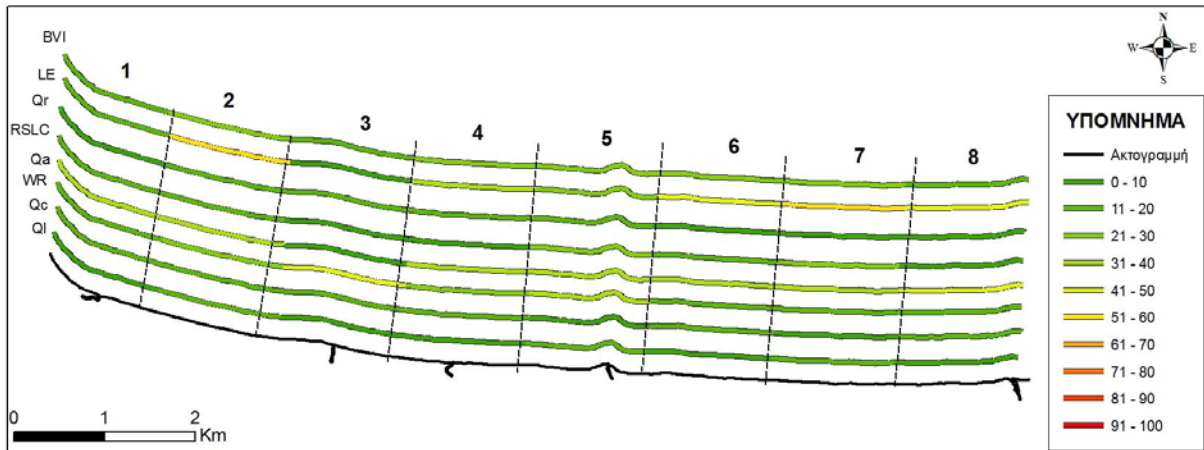
Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 3 (7,68) και μέγιστη στο τμήμα 7 (52,46) με μέση τιμή 63,72.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 12,40 έως 23,37 τμήματα (3 και 2) και μια μέση τιμή 19,38. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού εμφανίζονται στο πίνακα 5.3.22 και σχηματικά στο σχήμα 5.14.

Πίνακας 5.3.22: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή
Q_L	0,30	12,43	0,00	1,18	15,79	7,11	16,05	0,00	6,61
Q_c	10,11	10,35	10,96	10,07	9,98	10,32	9,71	10,44	10,24
WR	17,72	25,26	49,32	29,92	33,60	16,43	16,04	16,55	24,81
Q_A	37,75	38,10	0,00	38,10	38,04	37,75	38,04	44,45	34,03
RSLC	6,24	11,02	16,34	18,27	11,52	5,02	6,52	4,78	9,96
Q_R	10,84	15,73	2,51	4,97	25,49	15,94	21,34	3,38	12,52
LE	18,88	50,67	7,68	38,14	27,97	49,44	52,46	48,51	36,72
BVI	14,55	23,37	12,40	20,09	23,20	20,29	22,88	18,30	19,27

Οι τιμές του δείκτη τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού έδειξαν ότι εμφανίζει μικρές τιμές και αυτό οφείλεται κυρίως στην μικρή μετακίνηση ιζήματος παράλληλα και κάθετα στην ακτογραμμή αλλά και στη μικρή τιμή της παραμέτρου για την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής από την άνοδο της στάθμης της θάλασσας.



Σχήμα 5.14: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλμυρού.

5.3.3 Αγ. Ιωάννης (Νήσος Λευκάδα)

Για τον προσδιορισμό των ορίων των τμημάτων και για την συλλογή των δειγμάτων έγιναν 11 τομές κατά μήκος της παραλιακής ζώνης με απόσταση μεταξύ τους 500m περίπου. Η παραλιακή ζώνη του εκτεθειμένη κυρίως σε βόρεια, βορειοδυτικής και δυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Τα κυματικά χαρακτηριστικά υπολογιστήκαν για τη μέση σταθμισμένη τιμή (ΣΜ) σε σχέση με τη συχνότητα εμφάνισης όλων των ταχυτήτων ανέμου και για τη μέση σταθμισμένη τιμή των τεσσάρων υψηλότερων τιμών για τις ταχύτητες ανέμου (ΣΜ max) για τις διευθύνσεις που επηρεάζουν την παραλιακή ζώνη και παρουσιάζονται στο πίνακα 5.3.23. Σαν μέγιστη τιμή θεωρήθηκε ο άνεμος βορειοδυτικής διεύθυνσης με ταχύτητα 33,9 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,01%.

Πίνακας 5.3.23: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις διευθύνσεις (B, Δ και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.

		f	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
ΒΔ	MAX	0,01	33,91	9,38	5,92	10,72	137,25	6,27	7,59
B	ΣΜ	0,13	6,84	3,35	0,56	1,08	17,51	0,63	0,72
	ΣΜ max		21,36	4,88	1,75	3,09	37,14	1,82	2,24
ΒΔ	ΣΜ	0,27	6,99	5,57	1,22	2,45	48,39	1,44	1,56
	ΣΜ max		11,86	6,63	2,07	4,04	68,61	2,36	2,66
Δ	ΣΜ	0,11	3,08	2,55	0,23	0,48	10,17	0,28	0,30
	ΣΜ max		7,99	6,63	1,58	3,21	68,61	1,90	2,03

Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη βρίσκεται στα 10,72m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό βορειοδυτικής διεύθυνσης με περίοδο 9,38sec και σημαντικό ύψος κύματος 5,92m. Η σταθμική μέση τιμή για τους 4 ισχυρότερους βόρειας διεύθυνσης ανέμους προσδιορίζει το σημαντικό ύψος κύματος για αυτούς στα 1,75m με περίοδο 4,88sec ενώ το μέγιστο βάθος κινητοποίησης βρίσκεται στα 3,09m. Για τις υπόλοιπες διευθύνσεις τόσο για τις σταθμικές μέσες τιμές όσο και για τις σταθμικές μέσες τιμές των 4 ισχυρότερων ανέμων οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.25.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας αποτελεί ένα νησιωτικό φράγμα, αποτελείται από αμμώδη έως χαλικιώδη ιζήματα και προς την χέρσο η παραλία οριοθετείται από τον παραλιακό δρόμο στο οποίο στο μεγαλύτερο τμήμα του είναι κατασκευασμένος στο υψηλότερο τμήμα του νησιωτικού φράγματος.

Το ύψος του χερσαίου ορίου από την επιφάνεια της θάλασσας κυμαίνεται μεταξύ του 1,4m (τμήμα 6) και των 3,7m (τμήμα 2), με μέση τιμή 2,62m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 3m (τμήμα 2) έως τα 67m στο τμήμα 3, με μέση τιμή 33,1m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό βόρειας διεύθυνσης 10,72m βάθος (T: 9,38sec και Hs: 5,92m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 190 m στο τμήμα 1 έως 750 m στο τμήμα 3, ενώ η μέση τιμή είναι 368 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ των τμημάτων κυμαίνεται από 212m στο τμήμα 1 έως τα 817m στο τμήμα 3 με μέση τιμή 401 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.3.24

Ο διαχωρισμός των κελίων παράλληλα προς την ακτογραμμή έγινε με βάση τα όμοια χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης σε αυτά και διατηρώντας ένα πλάτος 500m περίπου για το κάθε ένα. Η παραλιακή ζώνη εμφανίζει 4 διακριτά μεγάλα τμήματα με διαφορετικό προσανατολισμό. Το πρώτο με διεύθυνση περίπου A-Δ, έχει μήκος 500km και πλάτος περίπου 22m και ορίζεται από τα τμήματα 1 και 2. Τα τμήματα 3 έως 7 αντιπροσωπεύουν το κομμάτι της παραλιακής ζώνης με διεύθυνση περίπου B-N, ενώ τα 7 έως 11 το τμήμα Αγ. Ιωάννης – Γυράπετρα με διεύθυνση A-Δ περίπου. Η κοκκομετρική σύσταση των ιζημάτων στη παραλιακή ζώνη της του Αγ. Ιωάννη παραμένει ομοιόμορφη σχεδόν σε ολόκληρη την έκταση της. Στα δείγματα που συλλέχτηκαν στα παράκτια της παραλιακής ζώνης η μέση τιμή για την παράμετρο d_{50} σε mm είναι για το χερσαίο τμήμα 2,30 mm με μια μέγιστη τιμή τα 2,78mm στο τμήμα 8 και ελάχιστη 1,76 στο τμήμα 6. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,64 mm με μέγιστη τα 1,52 mm και ελάχιστη 0,05 mm στα τμήματα 4 και 11 αντίστοιχα (πίνακας 5.3.24)

Πίνακας 5.3.24: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Αγ. Ιωάννη ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ													
ΤΜΗΜΑΤΑ		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
B (m)		2	3,7	2,7	2,6	3,1	1,4	3	3,2	2,5	2,2	2	2,6
W _B (m)		22	3	67	38	50	48	30	28	20	28	22	33,1
L (m)		190	230	750	670	340	350	330	390	380	210	190	368,4
W (m)		212	233	817	708	390	398	360	418	400	238	242	401,5
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ													
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	1,86	2,20	2,36	2,77	2,71	1,76	1,95	2,78	2,16	2,39	2,40	2,30
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,30	0,25	0,24	1,52	0,80	0,57	0,84	0,84	0,84	0,84	0,05	0,64

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

i. Παράκτια στερεομεταφορά (Q_L)

Οι τιμές που υπολογιστήκαν για την παράκτια στερεομεταφορά στο τμήμα 1 δείχνει ότι η κυρίαρχη διεύθυνση είναι προς τα ανατολικά, η οποία οφείλεται στα κύματα που οφείλονται στους δυτικούς και βορειοδυτικούς ανέμους. Στο τμήμα Αγ. Ιωάννης Γυράπετρα με διεύθυνση περίπου B-N η φορά προς νότο. Στο τρίτο κομμάτι Αγ. Ιωάννης Δίαυλος η φορά είναι και πάλι προς τα ανατολικά.

Η ετήσια δυνητική μέγιστη τιμή εμφανίζεται στο τμήμα 6 ($306,4 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$) και η χαμηλότερη ($2,49 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$), στο τμήμα 2. Για την εκτιμώμενη πραγματική στερεομεταφορά η μέγιστη τιμή εμφανίζεται στο τμήμα 6 ($39,86 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$) και η ελάχιστη στο τμήμα 9 ($0,04 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$). Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.25

Πίνακας 5.3.25: Τιμές της παράκτιας στερεομεταφοράς (σε $103 \text{ m}^3/\text{year}$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.

Q _L (10 ³ m ³ /year)		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	ΣΥΝΟΛΟ
B	Δ	-16,66	-22,98	-4,08	9,14	57,84	27,67	7,58	-14,10	-16,06	-0,16	-57,44	-29,26
	Π	-	-	-5,55	-5,26	-	-	-	-	-	-	-	-10,82
BΔ	Δ	13,86	-20,46	26,14	92,75	281,41	240,02	25,56	-30,26	-19,31	21,42	-144,43	486,71
	Π	-0,15	-0,14	-0,47	-0,46	-0,58	-0,37	-0,12	-0,16	-0,21	-0,16	-0,19	-3,84
Δ	Δ	0,86	0,00	0,17	22,77	23,33	0,25	11,64	-4,44	-0,92	1,25	-0,53	54,37
	Π	0,46	0,43	0,19	-	0,30	0,39	0,42	0,46	0,30	0,35	0,28	3,84
Ετήσια	Δ	6,07	-2,49	10,16	9,69	151,33	306,50	37,94	-12,01	-3,07	7,68	-10,20	501,60
	Π	0,86	-0,09	1,33	1,20	19,68	39,86	4,74	-1,70	0,04	0,99	-1,33	65,60

Κλειδί: Δ η δυνητική και Π η πραγματική στερεομεταφορά.

ii. Στερεομεταφορά κάθετα στην ακτογραμμή (Q_c)

Η κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά εμφανίζει παρόμοιες τιμές σε κάθε τμήμα της παραλιακής ζώνης του Αγ. Ιωάννη με τιμές που κυμαίνονται από $24,95 \cdot 10^3$

$m^3/year$ (τμήμα 2) έως $31,48 \cdot 10^3 m^3/year$ (τμήμα 3), για τον μέγιστο κυματισμό που εμφανίζεται στην περιοχή. Για τους τις τιμές των σταθμικών μέσων χαμηλότερες τιμές που φαίνεται να σχετίζονται με τα κύματα που προέρχονται από τα βορειοδυτικά ($1,19 \cdot 10^3 m^3/year$), ενώ οι υψηλότερες τιμές που προκαλείται από τα κύματα πλησιάζουν από το βορρά ($5,82 \cdot 10^3 m^3/year$, στο τμήμα 1). Η ετησία κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από $7,45 \cdot 10^3 m^3/year$ στο τμήμα 2 έως $11,57 \cdot 10^3 m^3/year$ στο τμήμα 3. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.26.

Πίνακας 5.3.26: Τιμές της κάθετης στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (σε $103m^3/year$) ανά τμήμα για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη

Q_c ($10^3 m^3/year$)		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
ΒΔ	MAX	25,12	24,95	31,48	30,24	28,14	28,99	27,74	28,42	28,46	25,43	27,74	27,88
B	ΣΜ	6,46	4,84	7,46	6,26	6,86	7,14	5,73	6,19	5,70	4,96	5,54	2,70
	ΣΜ max	7,40	5,24	7,75	6,96	6,77	7,06	6,44	5,98	6,22	4,80	5,56	2,75
ΒΔ	ΣΜ	6,46	4,84	7,46	6,26	6,86	7,14	5,73	6,19	5,70	4,96	6,46	6,10
	ΣΜ max	7,40	5,24	7,75	6,96	6,77	7,06	6,44	5,98	6,22	4,80	7,40	6,38
Δ	ΣΜ	2,55	7,85	3,14	2,67	2,76	3,12	2,45	2,16	1,98	2,42	2,57	3,06
	ΣΜ max	2,86	1,72	2,99	2,60	2,69	2,97	2,58	2,50	2,41	2,28	2,46	2,55
Ετήσια		11,95	12,74	14,13	11,80	12,70	13,70	10,99	10,95	10,35	10,08	11,13	11,87

iii. Αναρρίχηση κυματισμού

Η αναρρίχηση του κυματισμού για τον μέγιστο κυματισμό εμφανίζετε να φτάνει σε ύψος 1,23m στα περισσότερα τμήματα της παραλιακής ζώνης με εξαίρεση τα τμήματα 1 και 2 όπου το ύψος είναι 0,74m και 0,7m αντίστοιχα, με το χερσαίο όριο να έχει μέσο ύψος 2,62m. Για της σταθμικές μέσες τιμές των κυματισμών των υπολοίπων διευθύνσεων οι τιμές είναι σημαντικά μικρότερες. Για την συνολική σταθμική μέση τιμή όλων των κυματισμών, η αναρρίχηση του κυματισμού εμφανίζει μια μέση τιμή 0,16m με μέγιστη τιμή 0,35m στο τμήμα 2 και ελάχιστη τα 0,11m στο τμήμα 3 και 5. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται στο πίνακα 5.3.27.

Πίνακας 5.3.27: Το ύψος του χερσαίου ορίου ανά τμήμα και οι τιμές της αναρρίχησης του κύματος για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη

WR (m)		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
Υψος χερσαίου ορίου		2	3,7	2,7	2,6	3,1	1,4	3	3,2	2,5	2,2	2,4	2,62
ΒΔ	MAX	0,74	0,70	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,23	1,13
B	ΣΜ	0,10	0,25	0,13	0,12	0,11	0,08	0,11	0,13	0,11	0,14	0,15	0,13
	ΣΜ max	0,35	0,48	0,35	0,26	0,25	0,35	0,27	0,24	0,27	0,39	0,41	0,33
ΒΔ	ΣΜ	0,20	0,26	0,16	0,24	0,19	0,19	0,28	0,22	0,252	0,427	0,459	0,26
	ΣΜ max	0,51	0,38	0,51	0,51	0,30	0,28	0,31	0,37	0,314	0,634	0,627	0,43
Δ	ΣΜ	0,06	0,55	0,03	0,05	0,05	0,03	0,06	0,09	0,09	0,08	0,10	0,11
	ΣΜ max	0,20	0,41	0,24	0,29	0,29	0,21	0,28	0,30	0,30	0,40	0,46	0,31
Συνολική σταθμική μέση τιμή		0,12	0,35	0,11	0,14	0,12	0,10	0,15	0,14	0,15	0,22	0,24	0,16

iv. Αιολική μεταφορά

Η αιολική μεταφορά στην παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη προκαλείται κυρίως από τους βόρειας διεύθυνσης ανέμους και βορειοδυτικής διεύθυνσης ανέμους. Ενώ οι υπόλοιπες διευθύνσεις έχουν μικρότερη συνεισφορά. Στα τμήματα της παραλιακής ζώνης μετακινούνται ποσότητες ιζήματος της τάξης των $6,66 \text{ m}^3/\text{year}$ κατά μέσο όρο, ενώ οι μέσες τιμές για την κάθετη και την παράλληλη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά να είναι $3,00 \text{ m}^3/\text{year}$ και $2,56 \text{ m}^3/\text{year}$ αντίστοιχα. Η μέγιστη μετακίνηση εμφανίζεται στο τμήμα 5 ($17,47 \text{ m}^3/\text{year}$) οπού στην κάθετη διεύθυνση μετακινούνται $15,44 \text{ m}^3/\text{year}$ και στην παράλληλη $2,03 \text{ m}^3/\text{year}$. Την μικρότερη μετακίνηση εμφανίζει το τμήμα 2 ($1,98 \text{ m}^3/\text{year}$) με κάθετη μεταφορά $1,75 \text{ m}^3/\text{year}$ και παράλληλη $0,23 \text{ m}^3/\text{year}$. Αναλυτικά οι τιμές για την αιολική μεταφορά για κάθε διεύθυνση ανέμου και για την κάθετη και παράλληλη μεταφορά στην παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας φαίνονται στο πίνακα 5.3.28.

Πίνακας 5.3.28: Η αιολική μεταφορά ανά διεύθυνση ανέμου η αθροιστική κάθετη, παράλληλη και συνολική ανά τμήμα και μέσες τιμές για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη.

Q_a (m^3/year)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
B	0,83	1,97	3,84	2,29	17,39	0,55	0,67	2,41	1,63	4,25	4,52	3,66
BA	0,10	0,12	0,24	-	1,08	0,07	0,04	-	0,10	0,26	0,28	0,21
A	0,52	1,27	2,47	-	11,19	0,34	0,43	-	1,05	2,74	2,91	2,09
NA	0,65	1,51	2,94	-	13,32	0,43	0,51	-	1,25	3,26	3,46	2,48
N	0,54	1,02	1,99	3,63	9,00	0,36	0,35	3,82	0,84	2,20	2,34	2,37
NΔ	0,50	0,81	1,58	3,26	7,15	0,33	0,28	3,43	0,67	1,75	1,86	1,08
Δ	0,35	0,56	1,09	2,25	4,94	0,23	0,19	2,37	0,46	1,21	1,28	1,36
ΒΔ	1,63	4,13	8,06	6,00	36,50	1,08	1,40	6,32	3,41	8,93	9,48	7,90
Κάθετα	0,34	1,75	3,41	5,84	15,44	0,41	0,59	2,90	1,26	3,31	3,51	3,00
Παράλληλα	1,91	0,23	0,45	0,26	2,03	0,13	0,08	6,87	3,52	9,21	9,78	2,56
Σύνολο	2,25	1,98	3,86	6,09	17,47	0,53	0,67	9,77	4,79	12,52	13,29	6,66

v. Άνοδος της θαλασσιάς στάθμης

Οι τιμές που υπολογίστηκαν για την συμβολή της ανόδου της στάθμης της θάλασσας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη φαίνονται στο πίνακα 5.3.29. Από αυτόν προκύπτει ότι για άνοδο στάθμης $0,038\text{m}$ που είναι ο ρυθμός υπολογισμένος σε περίοδο 10 χρόνων, τα μέγιστα κύματα θα επηρεάζουν μία έκταση σε μέση απόσταση από την ακτογραμμή $1,78\text{m}$ με μέγιστη τιμή τα $3,57\text{m}$ στο τμήμα 6 και ελάχιστη τα $1,66\text{m}$ στο τμήμα 2. Για τους βόρειους ανέμους η τιμή αυτή είναι $1,01\text{m}$ για τον υπολογισμό του με βάση την σταθμική μέση τιμή και $1,10\text{m}$ υπολογισμένη με βάση την σταθμική μέση τιμή των 4 ισχυρότερων κυματισμών. Αντίστοιχα οι τιμές αυτές για τους βορειοδυτικούς κυματισμούς είναι $1,19\text{m}$ και $1,43\text{m}$ ενώ για τους δυτικούς $1,01\text{m}$ και $1,24\text{m}$.

Πίνακας 5.3.29: Το πλάτος του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης ανά τμήμα και οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη

RSLC (m)		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
Wb		22	3	67	38	50	48	30	28	20	28	30	33,1
BΔ	MAX	1,78	1,66	6,40	5,60	2,94	3,57	2,74	3,12	3,20	1,96	1,95	3,18
B	ΣΜ	0,96	0,27	1,71	0,98	1,12	1,78	0,89	0,77	0,81	0,84	0,83	1,00
	ΣΜ max	1,35	0,41	1,75	1,12	1,22	1,76	0,99	1,06	0,94	0,81	0,79	1,11
BΔ	ΣΜ	1,19	0,68	1,84	1,17	1,44	1,79	0,93	1,08	0,94	0,77	0,75	1,14
	ΣΜ max	2,03	0,83	2,39	1,76	1,51	1,84	1,32	1,11	1,24	0,82	0,83	1,43
Δ	ΣΜ	0,87	0,08	1,81	1,06	1,13	2,04	0,82	0,65	0,58	0,81	0,72	0,96
	ΣΜ max	1,64	0,64	1,82	1,32	1,37	2,08	1,24	1,14	1,09	1,00	0,92	1,30
Σταθμική μέση τιμή		1,01	0,34	1,78	1,07	1,23	1,87	0,88	0,83	0,78	0,81	0,77	3,92

Κλειδί: Wb: το πλάτος της παραλιακής ζώνης, MAX οι τιμές για το μέγιστο κυματισμό, ΣΜ οι σταθμισμένες μέσες τιμές, ΣΜ max σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max).

vi. Προσφορά ιζήματος από τα ποτάμια

Στην παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας δεν εκβάλλουν ποταμοί ή ποταμοχείμαροι και η τροφοδοσία της γίνεται από τα ιζήματα που μεταφέρονται από τα ανοικτά ή από μεγάλες μετακινήσεις ιζημάτων από του παράκτιους κρημνούς νοτιότερα.

vii. Προέλαση ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος

Η προέλαση της ακτογραμμής για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας λόγω της διάβρωσης και μεταφοράς του υλικού του πεδίου θινών την παραλιακή ζώνη για τις τιμές του μέγιστου κυματισμού έχει σαν ελάχιστη τιμή τα 5,23m (τμήμα 1) και σαν μέγιστή τα 19,56m στο τμήμα 3, με μέση τιμή 8,09m. Ενώ η σταθμική μέση τιμή εμφανίζει μέγιστα στο τμήμα 3 (7,04m) και ελάχιστη τιμή 2,17 (τμήμα 2) με μέση τιμή 4,44m (πίνακας 5.3.30).

Πίνακας 5.3.30: Εκτιμώμενη προέλαση της ακτογραμμής λόγω διάβρωσης του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης του Αγ. Ιωάννη.

LE		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
BΔ	max	5,23	5,58	19,56	17,60	8,61	10,10	8,42	9,80	10,06	5,69	5,65	9,44
B	ΣΜ	4,54	2,25	6,84	3,74	3,33	4,44	3,22	2,93	3,35	4,46	4,56	3,97
	ΣΜ max	6,33	2,85	6,61	4,34	3,49	4,73	3,29	3,99	3,47	3,97	4,01	4,28
BA	ΣΜ	5,27	5,04	6,87	4,47	4,48	4,40	2,97	4,14	3,46	3,47	3,38	4,36
	ΣΜ max	8,86	5,28	9,19	7,06	4,24	4,44	4,20	3,71	4,27	3,60	3,81	5,33
BΔ	ΣΜ	3,96	0,52	7,92	4,47	3,51	5,58	3,00	2,30	2,01	4,19	3,38	3,71
	ΣΜ max	7,25	4,29	6,29	4,98	3,80	5,35	4,06	4,05	3,84	4,96	4,56	4,86
Συνολική ΣΜ		4,59	2,60	7,21	4,23	3,77	4,80	3,06	3,12	2,94	4,04	3,77	4,01

viii. Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 6,88 (τμήμα 2) έως 13,01 στα τμήματα 4, 5, 6, 8 και 11 με μία μέση τιμή 1,53. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 43,22 και κυμαίνονται από 37,02 στο τμήμα 9 έως 51,70 στο τμήμα 2. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 3,61 (τμήμα 5) έως 9,42 (τμήμα 2), ενώ η μέση τιμή της είναι 6,34.

Η αιολική μεταφορά εμφανίζει τιμές τρωτότητας που κυμαίνονται από 4,20 (τμήμα 4) έως 29,71 στο τμήμα 8 ενώ μεγάλη τιμή εμφανίζει σε όλο το τμήμα Γυράπετρα Δίαυλος (τμήματα 9,10 και 11 με τιμή 26,40) με μέση τιμή 18,00.

Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει χαμηλές τιμές τρωτότητας 2,73 (τμήμα 5) ενώ η μέση τιμή της είναι 5,55. Εξαίρεση αποτελεί το τμήμα 2 όπου η τιμή της είναι 20,89 που είναι και η υψηλότερη.

Η παράμετρος της προσφοράς ιζημάτων από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του γεγονότος ότι στη περιοχή δεν εκβάλλουν ποτάμια και δεν έχει τροφοδοσία ιζημάτων από αυτά.

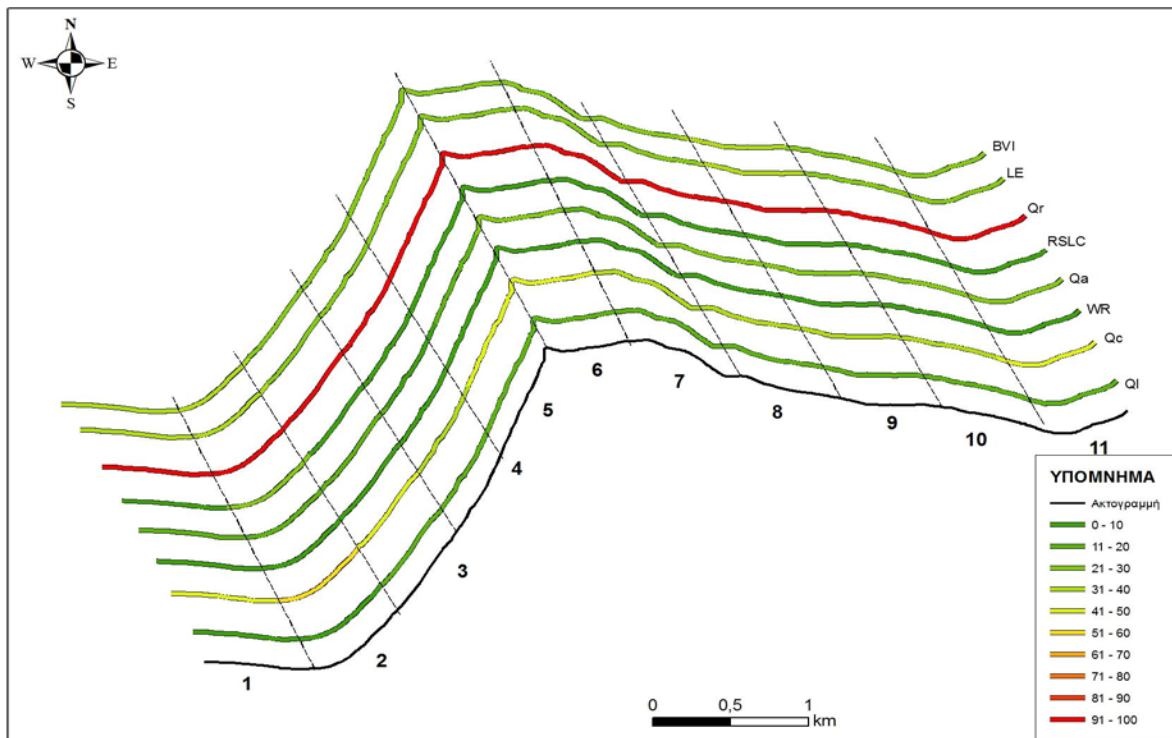
Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 1 (10,17) και μέγιστη στο τμήμα 4 (75,97) με μέση τιμή 49,38.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 25,27 έως 33,88 τμήματα (5 και 2) και μια μέση τιμή 34,07. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη εμφανίζονται στο πίνακα 5.3.31 και σχηματικά στο σχήμα 5.15.

Πίνακας 5.3.31: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
Q_L	7,26	6,88	11,26	13,01	13,01	13,01	10,80	13,01	12,68	12,91	13,01	11,53
Q_c	47,59	51,05	44,87	39,03	45,12	47,26	39,60	38,53	36,35	39,63	40,14	42,65
WR	6,08	9,51	4,09	5,36	3,74	7,21	5,05	4,49	6,10	9,81	9,81	6,48
Q_A	15,05	11,61	11,61	4,20	11,61	23,45	11,61	29,71	26,40	26,40	26,40	18,00
$RLSC$	7,62	20,89	2,97	3,69	2,73	3,94	3,94	3,93	5,44	3,13	2,83	5,55
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	38,62	37,19	2,08	22,58	1,85	0,74	20,44	20,27	23,91	3,21	8,60	16,32
BVI	30,67	33,88	25,27	26,84	25,44	27,94	27,35	29,99	30,13	27,87	28,68	28,55

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας εμφανίζει μέσες έως χαμηλές τιμές τρωτότητας κυρίως λόγω της έλλειψης τροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης από ποτάμια συστήματα και της χαμηλής επίδρασης της ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Εμφανίζει όμως αυξημένες τιμές τρωτότητας στη παράμετρο της κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς.



Σχήμα 5.15: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας.

5.4 Περιοχές συγκριτικής εφαρμογής

5.4.1 Δέλτα Αλφειού (Κυπαρισσιακός κόλπος).

Η παραλιακή ζώνη του δέλτα του Αλφειού, με βάση τα δεδομένα που υπήρχαν διαθέσιμα μπόρεσε να χωριστεί σε 4 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 1km περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νότιας, νοτιοδυτικής και δυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού θεωρήθηκε ο άνεμος νότιας διεύθυνσης με ταχύτητα 18,0 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,01%.

Πίνακας 5.4.1: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αλφειού.

		f	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
N	MAX	0,01	18,00	12,20	6,43	12,72	232,32	7,44	8,24
N	ΣΜ	0,11	7,72	6,41	1,48	3,00	64,02	1,77	1,90
	ΣΜ max		11,76	9,76	3,43	6,96	148,62	4,12	4,40
NΔ	ΣΜ	0,10	6,85	5,68	1,16	2,36	50,39	1,40	1,49
	ΣΜ max		14,63	12,14	5,31	10,77	229,87	6,37	6,81
Δ	ΣΜ	0,13	6,77	5,62	1,14	2,31	49,26	1,37	1,46
	ΣΜ max		12,78	10,61	4,05	8,22	175,56	4,87	5,20

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, H_o το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος H_b το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και D_b το βάθος στην θραύση.

Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού βρίσκεται στα 12,72m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό Νότιας διεύθυνσης με περίοδο 12,20sec και σημαντικό ύψος κύματος 6.43m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.1.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη του Αλφειού για την οποία υπήρχαν δεδομένα έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, έχει μήκος 4km. Αποτελείται από αμμώδη ιζήματα και τροφοδοτείται με ιζήματα από το ποταμό Αλφειό. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 2,5m (τμήμα 1) και των 3,7m (τμήμα 2), με μέση τιμή 2,88m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 22m (τμήμα 1) έως τα 39m στο τμήμα 2, με μέση τιμή 34,8m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νότιας διεύθυνσης 12,72m βάθος (T: 12,20sec και H_s: 6,43m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 1100 m στο τμήμα 3 έως 1691 m στο κελί 2, ενώ η μέση τιμή είναι 1411 m. Το συνολικό μήκος

του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 1730 m στο τμήμα 2 έως τα 1150 m στο τμήμα 3 με μέση τιμή 1377m. Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d_{50} σε mm για το χερσαίο τμήμα 0,25 mm με μια μέγιστη τιμή τα 0,32 mm στο τμήμα 3 και ελάχιστη 0,11 στο τμήμα 1. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,24 mm με μέγιστη τα 0,31 mm και ελάχιστη 0,14 mm στα τμήματα 4 και 1 αντίστοιχα. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.2.

Πίνακας 5.4.2: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ						
ΤΜΗΜΑΤΑ		1	2	3	4	Μέση τιμή
B (m)		2,5	3,7	2,7	2,6	2,9
W_B (m)		22	39	50	28	34,8
L (m)		1680	1691	1100	1150	1405,0
W (m)		1702	1730	1150	1178	1440,0
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ						
Χερσαίο	d_{50} (mm)	0,11	0,31	0,32	0,26	0,25
Θαλάσσιο	d_{50} (mm)	0,14	0,3	0,22	0,31	0,24

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B : το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 12,61 (τμήμα 1) έως 14,49 στο τμήμα 3 με μέση τιμή 13,72. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 31,09 και κυμαίνονται από 28,77 στο τμήμα 2 έως 31,48 στο τμήμα 1. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει μέση τιμή για την τρωτότητα 43,00 με μέγιστη 48,27 στο τμήμα 1 και ελάχιστη 32,62 στο τμήμα 2.

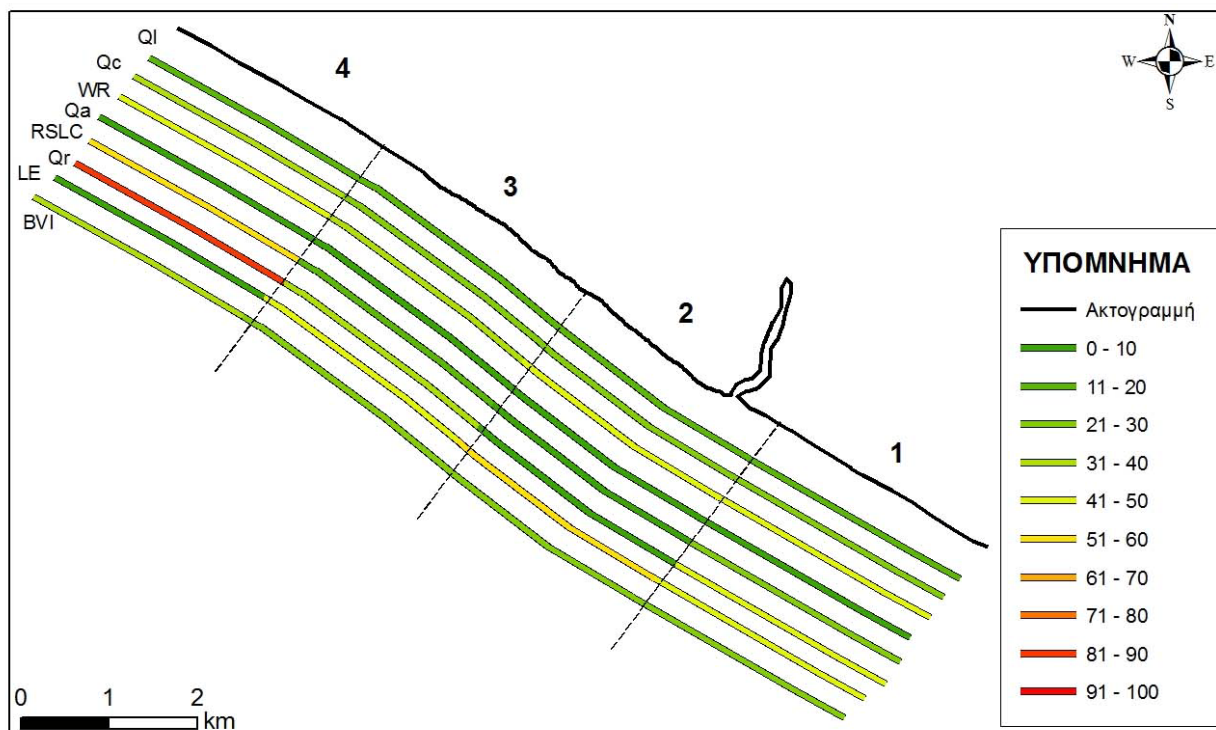
Η αιολική μεταφορά εμφανίζει τιμές τρωτότητας που κυμαίνονται από 4,83 (τμήμα 1) ενώ στα τμήματα 2 έως 4 η τιμή είναι 4,72 με μέση τιμή 4,75. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει υψηλές τιμές τρωτότητας 55,73 στο τμήμα 1 ενώ η μέση τιμή της είναι 27,46 με ελάχιστη 9,93. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά εμφανίζει πολύ μεγάλη τιμή στο τμήμα 1 (80,63) με την μικρότερη στο τμήμα 3 (7,76) και μέση τιμή 42,19. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 1 (0,95) και μέγιστη στο τμήμα 3 (59,15) με μέση τιμή 38,29.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 24,22 έως 33,16 και μια μέση τιμή 28,38. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.3 και σχηματικά στο σχήμα 5.16.

Πίνακας 5.4.3: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	Μέση τιμή
Q_L	12,61	13,41	14,49	14,36	13,72
Q_c	31,48	29,81	28,77	29,32	29,85
WR	48,27	32,62	44,70	46,42	43,00
Q_A	4,83	4,72	4,72	4,72	4,75
SS	55,73	19,76	9,93	24,43	27,46
Q_R	80,63	39,67	7,76	40,72	42,19
LE	0,95	48,23	59,15	44,82	38,29
BVI	33,16	26,89	24,22	29,26	28,38

Η παραλιακή ζώνη του Δέλτα του Αλφειού εμφανίζει μέσες έως χαμηλές τιμές τρωτότητας με το παράγοντα της παράλληλης στερεομεταφοράς να εμφανίζει χαμηλές τιμές όπως και ο παράγοντας της αιολικής στερεομεταφοράς. Υψηλές τιμές τρωτότητας εμφανίζει η ποτάμια στερεοαπορροή κυρίως λόγω του ότι δεν είναι ικανό το παράκτιο ρεύμα να μεταφέρει τα ιζήματα πέρα από τις εκβολές του ποτάμου.



Σχήμα 5.16: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αλφειού

5.4.2 Αγ. Πέτρος (Νήσος Άνδρος).

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου στη νήσο Άνδρο, με βάση τα δεδομένα που υπήρχαν διαθέσιμα μπόρεσε να χωριστεί σε 3 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 250 m

περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νότιας, νοτιοδυτικής και δυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νότιας διεύθυνσης με ταχύτητα 33,91 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,01%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνη της Αγ. Πέτρου βρίσκεται στα 14,54m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό Νότιας διεύθυνσης με περίοδο 9,32sec και σημαντικό ύψος κύματος 5.86m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.4.

Πίνακας 5.4.4: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου.

		f	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
ΝΔ	MAX	0,01	33,91	9,32	5,86	14,54	135,44	6,21	7,52
N	ΣΜ	0,08	7,64	4,99	1,08	2,14	38,89	1,25	1,39
	ΣΜ max		21,48	7,02	3,04	5,62	76,97	3,28	3,90
ΝΔ	ΣΜ	0,08	8,39	5,88	1,45	2,88	53,89	1,69	1,86
	ΣΜ max		20,27	7,86	3,51	6,60	96,45	3,84	4,49
Δ	ΣΜ	0,14	8,64	4,91	1,12	2,19	37,60	1,28	1,44
	ΣΜ max		20,56	6,54	2,67	4,92	66,63	2,87	3,42

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, H_o το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης L_o το μήκος κύματος H_b το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και D_b το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου για την οποία υπήρχαν έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, έχει μήκος 750 m. Αποτελείται από αμμώδη ιζήματα και ενώ δεν υπάρχει τροφοδοσία από ιζήματα σε μόνιμη βάση από πόταμους ή ποταμοχείμαρους. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 1,3 m (τμήμα 3) και των 1,8 m (τμήμα 2), με μέση τιμή 1,53 m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 30m (τμήμα 1) έως τα 45 m στο τμήμα 3, με μέση τιμή 38,33 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νότιας διεύθυνσης 10,6 m βάθος (T: 9,32 sec και H_s: 5,86 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 400 m στο τμήμα 3 έως 462 m στο τμήμα 2, ενώ η μέση τιμή είναι 438 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 445 m στο τμήμα 3 έως τα 502 m στο τμήμα 2 με μέση τιμή 477 m. Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm για το χερσαίο τμήμα 0,25 mm με μια μέγιστη τιμή τα 0,32 mm στο τμήμα 3 και ελάχιστη 0,11 στο τμήμα 1. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,24 mm με μέγιστη τα 0,31 mm και ελάχιστη 0,14 mm στα τμήματα 4 και 1 αντίστοιχα (πίνακας 5.4.5).

Πίνακας 5.4.5: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Αγ. Πέτρου ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ					
ΚΕΛΙΑ	1	2	3	Μέση τιμή	
B (m)	1,5	1,8	1,3	1,53	
W _B (m)	30	40	45	38,33	
L (m)	454	462	400	438,67	
W (m)	484	502	445	477,00	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ					
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	0,252	1,165	0,224	1,11
θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,27	1,67	1,39	0,55

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 0 (τμήμα 2) έως 23,27 στο τμήμα 1 με μέση τιμή 13,82. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 26,13 και κυμαίνονται από 25,78 στο τμήμα 1 έως 26,29 στο τμήμα 2. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 37,44 (τμήμα 2) έως 51,84 (τμήμα 3), ενώ η μέση τιμή της είναι 44,74.

Η αιολική μεταφορά εμφανίζει τιμές τρωτότητας που κυμαίνονται από 35,88 (τμήμα 1) έως 36,69 στο τμήμα 2 με μέση τιμή 36,15.

Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει πολύ χαμηλές τιμές τρωτότητας 6,10 (τμήμα 1) και μέγιστη 9,25 ενώ η μέση τιμή της είναι 7,48.

Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του γεγονότος ότι στη περιοχή δεν εκβάλλουν ποτάμια και δεν έχει τροφοδοσία ιζημάτων από αυτά.

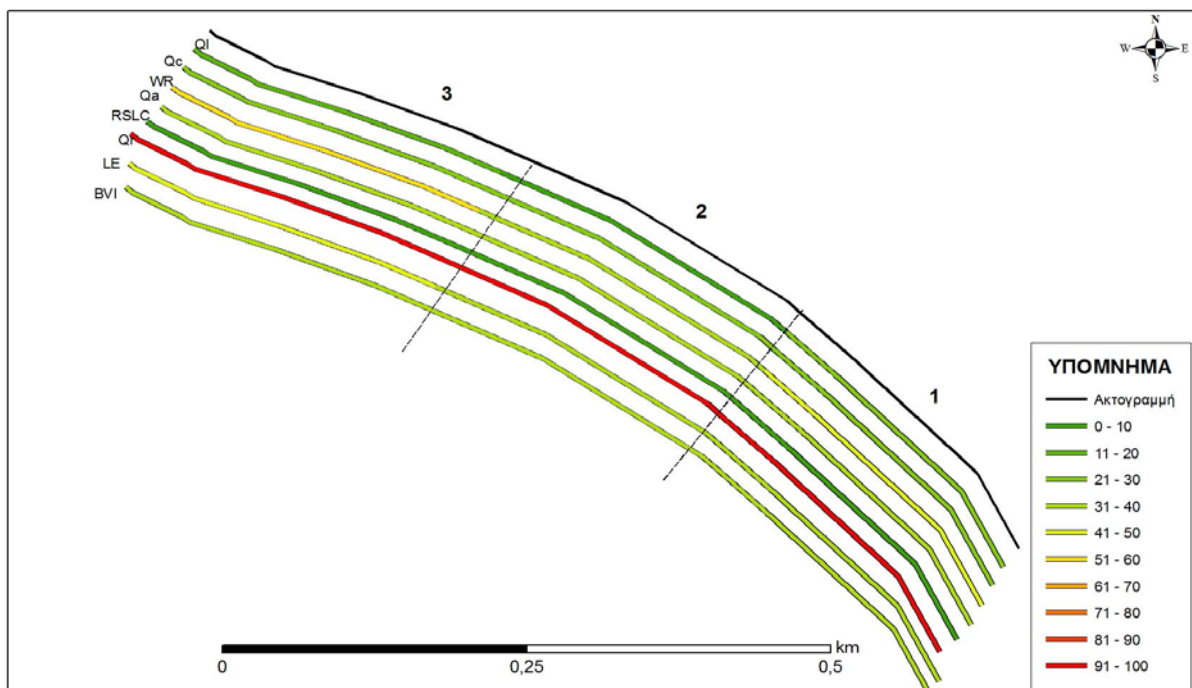
Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 2 (36,03) και μέγιστη στο τμήμα 3 (41,02) με μέση τιμή 38,04.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 34,79 έως 39,91 τμήματα (2 και 3) και μια μέση τιμή 37,20. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.6 και σχηματικά στο σχήμα 5.3.2.

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου εμφανίζει μέσες τιμές τρωτότητας που οφείλονται κυρίως στις υψηλές τιμές της παραμέτρου της αναρρίχησης του κύματος στην έλλειψη τροφοδοσίας από τα προϊόντα διάβρωσης του χερσαίου τμήματος και την έλλειψη τροφοδοσίας από ποτάμια ιζήματα

Πίνακας 5.4.6: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	Μέση τιμή
Q_L	23,27	0,00	18,19	13,82
Q_c	25,78	26,29	26,33	26,13
WR	44,93	37,44	51,84	44,74
Q_A	35,88	36,69	35,88	36,15
SS	9,25	7,09	6,10	7,48
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	37,07	36,03	41,02	38,04
BVI	36,89	34,79	39,91	37,20



Σχήμα 5.17: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου

5.4.3 Σάνταβα (Μεσσηνιακός κόλπος).

Η παραλιακή ζώνη του δέλτα της Σάνταβας, χωρίστηκε σε 4 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 150m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νότιας, νοτιοδυτικής και βορειοδυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νοτιοδυτικής διεύθυνσης με ταχύτητα 23,57 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,01%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 13,31m βάθος

και ορίζεται από τον κυματισμό νοτιοδυτικής διεύθυνσης με περίοδο 11,70sec και σημαντικό ύψος κύματος 6,90m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.7.

Πίνακας 5.4.7: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Σάνταβας

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
ΝΔ	MAX	0,01	23,57	11,70	6,90	13,31	213,69	7,75	8,85
ΒΔ	ΣΜ	024	7,90	2,77	0,45	0,84	11,96	0,49	0,58
	ΣΜ max		20,78	3,81	1,18	2,03	22,65	1,21	1,52
ΝΔ	ΣΜ	0,07	8,00	6,64	1,59	3,22	68,82	1,91	2,04
	ΣΜ max		21,76	11,40	6,37	12,35	202,69	7,19	8,17
Δ	ΣΜ	0,21	8,20	3,20	0,57	1,08	15,99	0,63	0,73
	ΣΜ max		21,14	4,38	1,47	2,57	29,87	1,52	1,89

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, έχει μήκος 750m. Αποτελείται από αμμώδη ιζήματα. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 1,7m (τμήμα 5) και των 0,7m (τμήμα 2 και 4), με μέση τιμή 0,97m. Η επικοινωνία της παραλιακής ζώνης με την ενδοχώρα έχει διακοπεί από τον παραλιακό δρόμο που υπάρχει κατά μήκος της στα τμήματα 1 έως 3. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 17m (τμήμα 1) έως τα 32m στο τμήμα 4, με μέση τιμή 22,4m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νοτιοδυτικής διεύθυνσης 13,31m βάθος (T: 11,70sec και Hs: 6,90m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 540 m στο τμήμα 5 έως 655 m στο κελί 1, ενώ η μέση τιμή είναι 609,2 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 567 m στο τμήμα 5 έως τα 672 m στο τμήμα 1 με μέση τιμή 631,6 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.8.

Πίνακας 5.4.8: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Σάνταβας ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ							
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	Μέση τιμή	
B (m)	1	0,7	0,75	0,7	1,7	0,97	
W _b (m)	17	18	18	32	27	22,4	
L (m)	655	633	638	580	540	609,2	
W (m)	672	651	656	612	567	631,6	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ							
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	20,208	20,28	0,539	0,579	0,357	8,39
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	1,27	0,343	0,28	0,323	0,562	0,56

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη της Σάνταβας εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d_{50} σε mm για το χερσαίο τμήμα 8,39 mm με μια μέγιστη τιμή τα 20,208 mm στο τμήμα 1 και ελάχιστη 0,357 στο τμήμα 5. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,56 mm με μέγιστη τα 1,27 mm και ελάχιστη 0,28 mm στα τμήματα 1 και 3 αντίστοιχα (πίνακας 5.4.8).

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 6,62 (τμήμα 3) έως 10,76 στο τμήμα 4 με μία μέση τιμή 8,71. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 40,00 και κυμαίνονται από 33,60 στο τμήμα 5 έως 42,27 στο τμήμα 2. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 40,26 (τμήμα 5) έως 97,78 (τμήμα 4), ενώ η μέση τιμή της είναι 79,10.

Η αιολική μεταφορά εμφανίζει τιμές τρωτότητας που κυμαίνονται από 0 (τμήματα 1 και 2) έως 73,07 στο τμήμα 5 με μέση τιμή 18,80. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας 48,79 (τμήμα 1) έως 57,73 ενώ η μέση τιμή της είναι 53,51. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του γεγονότος ότι στη περιοχή δεν εκβάλλουν ποτάμια και τα ρέματά έχουν εποχιακή μικρή ροή κατά συνέπεια δεν έχει τροφοδοσία ιζημάτων από αυτά. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 2 (54,31) και στα τμήματα 3, 4 και 5 είναι η μέγιστη (100), καθώς λόγω του παραλιακού δρόμου δεν υπάρχει τροφοδοσία με ιζήματα από την ενδοχώρα. Η μέση τιμή της είναι 84,24.

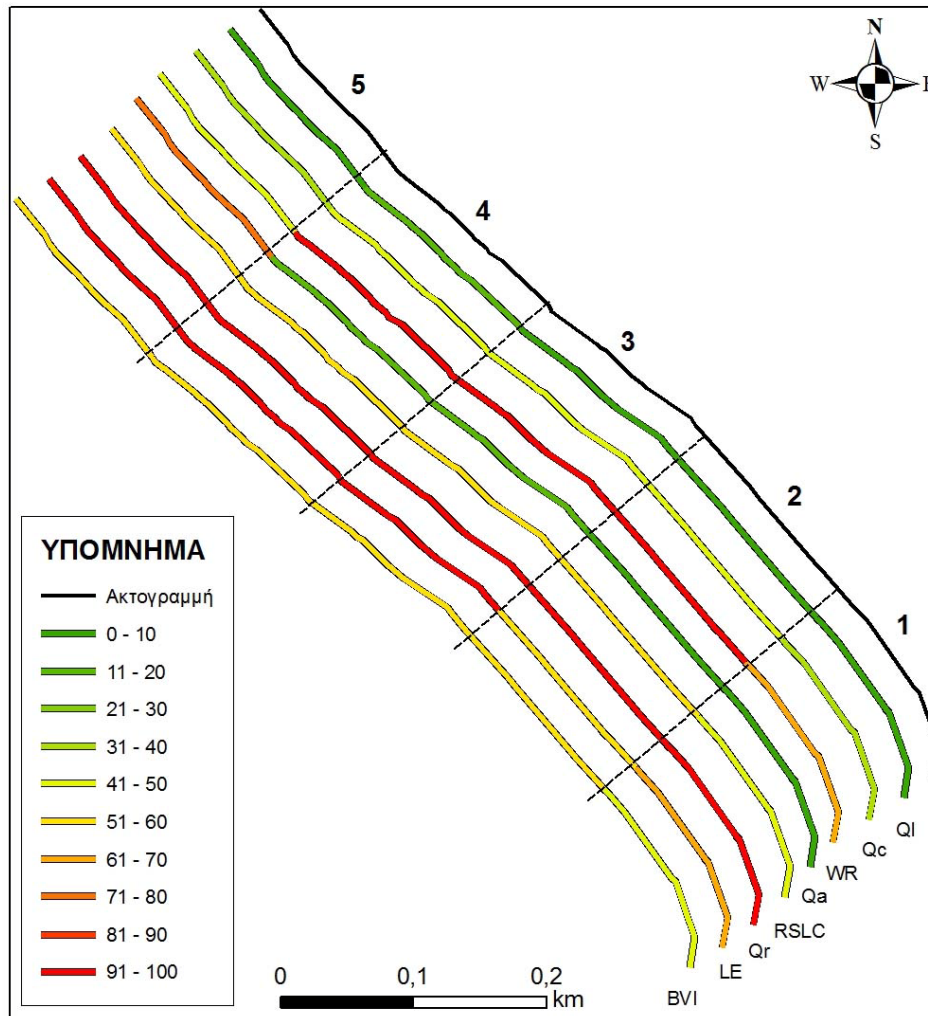
Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 47,25 έως 59,55 (τμήματα 2 και 4) και μια μέση τιμή 53,51. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.9 και σχηματικά στο σχήμα 5.18.

Πίνακας 5.4.9: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Σάνταβας.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	Μέση τιμή
Q_L	9,31	9,76	6,62	10,67	7,22	8,71
Q_c	37,31	42,27	41,58	45,26	33,60	40,00
WR	68,44	97,78	91,26	97,78	40,26	79,10
Q_A	0,00	0,00	10,81	10,81	73,07	18,94
SS	48,79	53,70	53,14	57,73	51,96	53,06
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	66,91	54,31	100,00	100,00	100,00	84,24
BVI	47,25	51,12	56,86	59,55	52,80	53,51

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη της Σάνταβας είναι η αποκοπή της τροφοδοσίας της με ιζήματα από την χέρσο είτε αυτά είναι ποτάμιας προέλευσης ή προϊόντα διάβρωσης του εσωτερικού τμήματος της

παραλιακής ζώνης. Σε συνδυασμό με την αυξημένη στερεομεταφορά προς τα ανοικτά και τις μεγάλες τιμές για την παράμετρο της αναρρίχησης του κυματισμού και της ανόδου της θάλασσας, αυξάνει την τρωτότητα της παραλιακής ζώνης στο σύνολο της.



Σχήμα 5.18: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Σάνταβας

5.4.4 Κινέττας (Σαρωνικός κόλπος).

Η παραλιακή ζώνη της Κινέττας, χωρίστηκε σε 11 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 400m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νότιας, νοτιοανατολικής και ανατολικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νότιας διεύθυνσης με ταχύτητα 33,91 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 6,13m βάθος

και ορίζεται από τον κυματισμό νοτιάς διεύθυνσης με περίοδο 6,69sec και σημαντικό ύψος κύματος 3,55 m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.10.

Πίνακας 5.4.10: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Κινέττας.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
N	MAX	0,001	33,91	6,69	3,55	6,13	69,83	3,64	4,55
N	ΣΜ	004	4,90	2,69	0,34	0,66	11,31	0,39	0,44
	ΣΜ max		19,86	4,27	1,38	2,41	28,46	1,42	1,76
A	ΣΜ	0,05	5,59	3,36	0,51	1,00	17,64	0,58	0,65
	ΣΜ max		19,52	5,08	1,77	3,19	40,27	1,87	2,28
NA	ΣΜ	0,13	6,88	3,95	0,72	1,41	24,36	0,82	0,92
	ΣΜ max		20,78	5,69	2,18	3,94	50,54	2,31	2,79

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, H_o το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος H_b το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και D_b το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, έχει μήκος 4400m. Αποτελείται από αμμώδη ιζήματα. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 0,6m (τμήμα 2) και των 1,15m (τμήμα 5 και 6), με μέση τιμή 1,14m. Η παραλιακή ζώνη στα τμήματα 1 έως 4 έχει διακοπεί από κατασκευές στον παράκτιο κρημνό (σκάλες, τοιχία αντιστήριξης κτλ) που εξυπηρετούν τις κατοικίες πάνω σε αυτόν. Στα τμήματα 6 έως 9 υπάρχει παραλιακός δρόμος κατά μήκος της, ενώ στα τμήματα 9 έως 10, η παραλιακή ζώνη σταματάει σε τοιχία κατοικιών που είναι χτισμένα πάνω σε αυτή. Το ρέμα που υπήρχε στο τμήμα 11 έχει μπαζωθεί στο τελευταίο τμήμα του πριν τις εκβολές του στη θάλασσα αλλά και στα ανάντη του με αποτέλεσμα να μην έχει πια απορροή. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 7m (τμήμα 1 και 3) έως τα 23m στο τμήμα 11, με μέση τιμή 13,6m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νότιας διεύθυνσης 6,13m βάθος (T: 6,69sec και Hs: 3,55m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 109 m στο τμήμα 7 έως 148 m στο κελί 11, ενώ η μέση τιμή είναι 128,7 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 124 m στο τμήμα 7 έως 171 m στο κελί 11, ενώ η μέση τιμή είναι 128,7 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.11.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη της Κινέττας εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm για το χερσαίο τμήμα 8,39 mm με μια μέγιστη τιμή τα 7,408 mm στο τμήμα 2 και ελάχιστη 0,961 στο τμήμα 6. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 4,09 mm με μέγιστη τα 18,831 mm και ελάχιστη 0,283 mm στα τμήματα 2 και 1 αντίστοιχα (πίνακας 5.4.11).

Πίνακας 5.4.11: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ													
ΤΜΗΜΑΤΑ		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
B (m)		0,95	0,6	1	1,2	1,5	1,5	1,1	1,5	0,8	1,1	1,3	1,14
W _B (m)		7	8	7	12	15	18	15	17	17	15	23	13,6
L (m)		158	144	132	125	130	122	109	110	113	125	148	128,7
W (m)		165	151	139	137	145	140	124	127	130	140	171	142,7
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ													
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	1,983	7,408	4,506	2,973	1,769	0,961	1,539	2,914	5,378	2,267	7,018	3,52
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,283	18,831	1,789	0,514	0,989	1,427	5,464	7,265	5,393	2,117	0,885	4,09

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 14,82 (τμήμα 7) έως 25,38 στο τμήμα 6 με μία μέση τιμή 22,80. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 12,83 και κυμαίνονται από 5,85 στο τμήμα 1 έως 18,27 στο τμήμα 11. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 20,23 (τμήμα 8) έως 34,92 (τμήμα 1), ενώ η μέση τιμή της είναι 26,67.

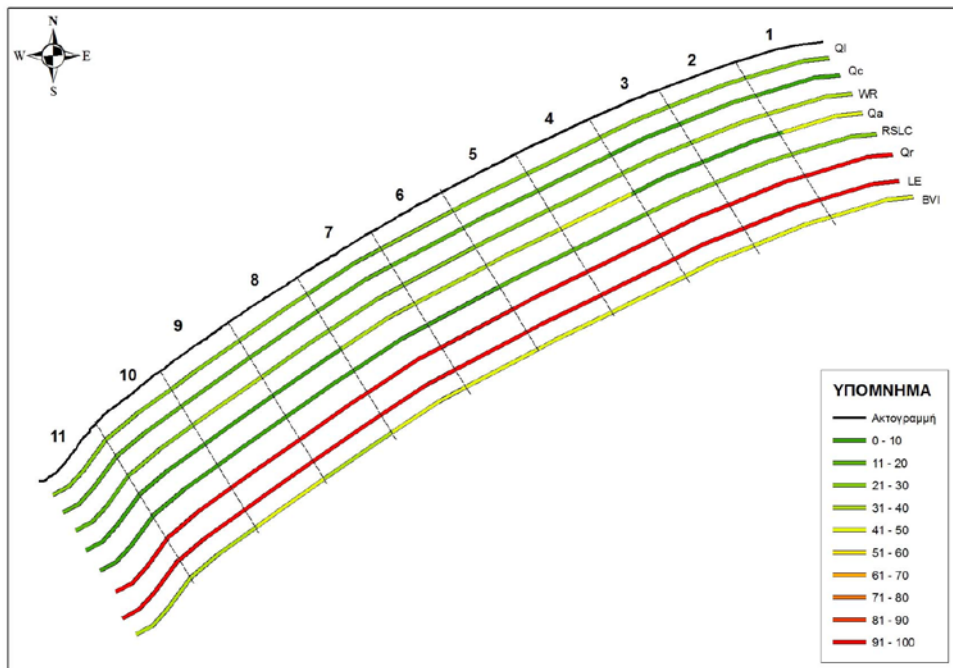
Η αιολική μεταφορά εμφανίζει τιμές τρωτότητας που κυμαίνονται από 0 στα περισσότερα τμήματα έως 45,96 στο τμήμα 1 με μέση τιμή 18,26. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας 5,37 (τμήμα 11) έως 25,02 ενώ η μέση τιμή της είναι 13,60. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του γεγονότος ότι στη περιοχή δεν εκβάλλουν ποτάμια και τα ρέματά έχουν εποχιακή μικρή ροή κατά συνέπεια δεν έχει τροφοδοσία ιζημάτων από αυτά. Όμοιος και η παράμετρος που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος καθώς λόγω του των κατασκευών και του παραλιακού δρόμου δεν υπάρχει τροφοδοσία με ιζήματα από την ενδοχώρα.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 37,80 έως 44,19 (τμήματα 8 και 1) και μια μέση τιμή 40,72. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.12 και σχηματικά στο σχήμα 5.19.

Για την παραλιακή ζώνη της Κινέττας η κύρια αιτία διάβρωσης για την είναι η αποκοπή της τροφοδοσίας της με ιζήματα από την χέρσο είτε αυτά είναι ποτάμιας προέλευσης ή προϊόντα διάβρωσης του εσωτερικού τμήματος της παραλιακής ζώνης. Σε συνδυασμό με τις αυξημένες τιμές της παραμέτρου της αναρρίχησης του κυματισμού σε στα πρώτα τμήματα, αυξάνει την τρωτότητα της παραλιακής ζώνης στο σύνολο της. Από την παράμετρο της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εκτιμάτε ότι η παραλιακή ζώνη τα επόμενα 10 χρόνια αναμένετε να χάσει έως και το 25,02% της έκτασης της στα πρώτα τμήματά της.

Πίνακας 5.4.12: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Κινέττας.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
Q_L	20,55	21,45	24,13	23,71	24,85	25,38	14,82	23,05	24,84	25,03	22,95	22,80
Q_c	5,85	10,93	7,28	12,53	10,78	13,21	14,69	14,67	17,66	15,28	18,27	12,83
WR	34,92	37,62	28,72	23,73	24,86	26,94	25,24	20,23	31,60	24,32	15,21	26,67
Q_A	45,96	0,00	0,00	45,40	37,22	35,09	37,22	0,00	0,00	0,00	0,00	18,26
SS	25,02	25,24	23,37	12,34	18,41	7,37	8,65	6,63	9,22	8,01	5,37	13,60
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BVI	44,19	42,18	40,50	42,14	42,50	41,49	40,29	37,80	40,47	38,95	37,40	40,72



Σχήμα 5.19: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Κινέττας

5.4.5 Άστρος (Αργολικός κόλπος)

Η παραλιακή ζώνη του Άστρος, χωρίστηκε σε 6 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 500m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε ανατολικής, βοριάς και βορειοανατολικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος ανατολικής διεύθυνσης με ταχύτητα 33,91 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 5,14m βάθος

και ορίζεται από τον κυματισμό ανατολικής διεύθυνσης με περίοδο 6,02 sec και σημαντικό ύψος κύματος 3,03 m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.13.

Πίνακας 5.4.13: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Άστρους.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
A	MAX	0,0001	33,91	6,02	3,03	5,14	56,61	3,07	3,88
B	ΣΜ	0,24	9,90	3,43	0,70	1,30	18,38	0,76	0,89
	ΣΜ max		21,54	4,44	1,52	2,64	30,70	1,56	1,95
BA	ΣΜ	0,15	8,96	2,93	0,52	0,97	13,40	0,56	0,67
	ΣΜ max		21,12	3,89	1,23	2,11	23,59	1,26	1,58
A	ΣΜ	0,05	6,25	3,45	0,56	1,09	18,53	0,63	0,71
	ΣΜ max		21,14	5,15	1,89	3,37	41,44	1,98	2,42

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ στα τμήματα 1 έως 3 στο τμήμα 4 ΒΒΔ-ΝΝΑ και στα τμήματα 5 και 6 η διεύθυνση Α-Δ. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 0,65m (τμήμα 4) και των 2m (τμήμα 2 και 3), με μέση τιμή 0,94m. Η επικοινωνία της παραλιακής ζώνης με την ενδοχώρα έχει διακοπεί από τον παραλιακό δρόμο που υπάρχει κατά μήκος της στα τμήματα 1 και 2. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 7m (τμήμα 1) έως τα 35m στο τμήμα 3, με μέση τιμή 15,75m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νοτιοδυτικής διεύθυνσης 3,03m βάθος (T: 6,02sec και Hs: 3,03m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 34 m στο τμήμα 6 έως 176 m στο τμήμα 1, ενώ η μέση τιμή είναι 114 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 41 m στο τμήμα 6 έως τα 190 m στο τμήμα 1 με μέση τιμή 130,1 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.14.

Πίνακας 5.4.14: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Άστρους ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ								
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	Μέση τιμή	
B (m)	0,8	0,65	2	0,7	0,8	0,7	0,94	
W _B (m)	18	14	35	14	7	7	15,75	
L (m)	139	176	133	146	58	34	114	
W (m)	157	190	168	160	65	41	130,08	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ								
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	10,733	0,469	4,830	5,378	6,539	7,013	5,830
θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,660	0,262	5,426	1,654	2,321	0,152	1,751

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη του Άστρους εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d_{50} σε mm για το χερσαίο τμήμα 5,830 mm με μια μέγιστη τιμή τα 10,733 mm στο τμήμα 1 και ελάχιστη 0,469mm στο τμήμα 2. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 1,751 mm με μέγιστη τα 5,426 mm και ελάχιστη 0,262 mm στα τμήματα 1 και 2 αντίστοιχα (πίνακας 5.4.14).

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς κυμαίνονται από 0 στο τμήμα 3, έως 23,45 στο τμήμα 2 με μία μέση τιμή 18,67. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 31,76 και κυμαίνονται από 17,03 στο τμήμα 6 έως 36,95 στο τμήμα 2. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 13,97 (τμήμα 3) έως 72,32 (τμήμα 6), ενώ η μέση τιμή της είναι 41,80.

Η αιολική μεταφορά έχει μηδενικές τιμές τρωτότητας σε όλα τα τμήματα έκτος το τμήμα 2 που έχει τιμή 10,88. Η μέση τιμή διαμορφώνεται σε 0,84. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας 2,90 (τμήμα 3) έως 10,41 ενώ η μέση τιμή της είναι 7,79. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του ότι στη περιοχή τα ρέματα που προέρχονται από την λιμνοθάλασσα του Μουστού δεν μεταφέρουν ιζήματα στην παραλιακή ζώνη. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 5 (31,23) ενώ στα τμήματα 1 έως 3 είναι η μέγιστη (100), καθώς λόγω του παραλιακού δρόμου δεν υπάρχει τροφοδοσία με ιζήματα από την ενδοχώρα. Η μέση τιμή της είναι 72,72.

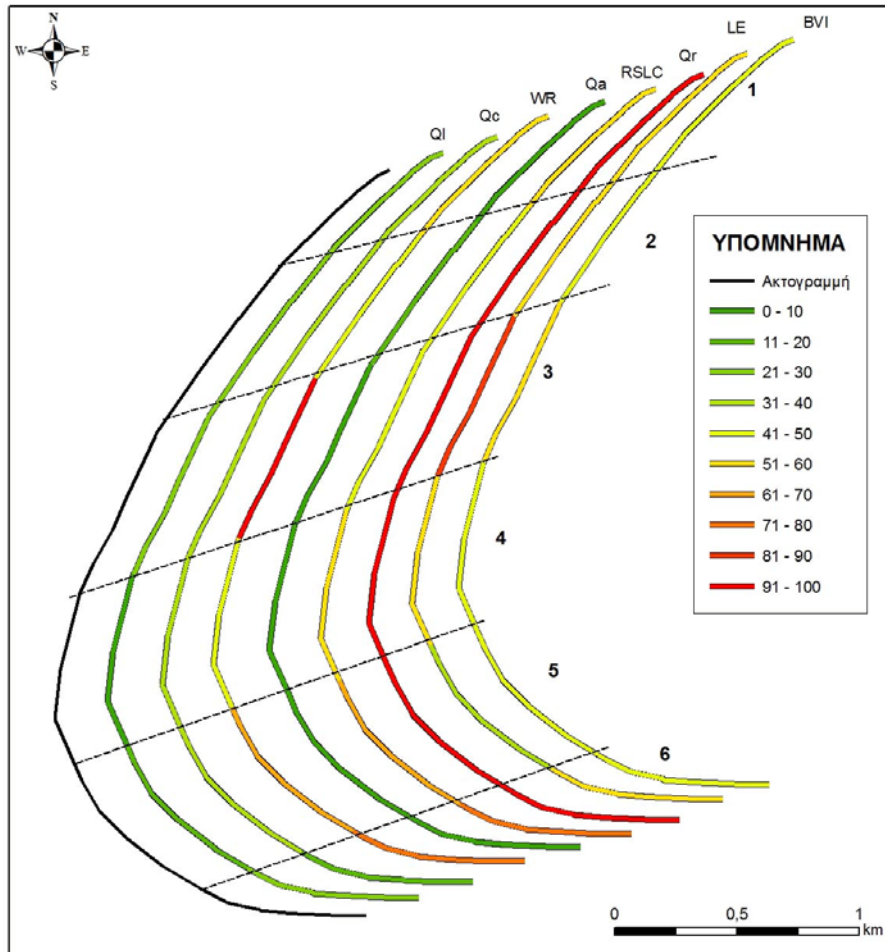
Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 32,68 έως 46,14 (τμήματα 5 και 2) και μια μέση τιμή 39,68. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.15 και σχηματικά στο σχήμα 5.20.

Πίνακας 5.4.15: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Άστρους.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	Μέση τιμή
Q_L	22,61	23,45	23,10	0,00	18,99	23,88	18,67
Q_c	36,95	35,46	30,98	35,84	34,51	17,03	31,79
WR	33,61	46,43	13,97	43,12	36,33	77,32	41,80
Q_A	0,00	10,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84
SS	7,11	12,19	2,90	10,41	7,71	6,41	7,79
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	100,00	100,00	100,00	51,96	31,23	53,12	72,72
BVI	42,90	46,14	38,71	34,48	32,68	39,68	39,10

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη του Άστρους είναι η αποκοπή της τροφοδοσίας της με ιζήματα από την χέρσο είτε

αυτά είναι ποτάμιας προέλευσης ή προϊόντα διάβρωσης του εσωτερικού τμήματος της παραλιακής ζώνης (τμήματα 1 έως 3).



Σχήμα 5.20: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Άστρους

5.4.6 Μυλοπόταμος (Νήσος Ίος)

Η παραλιακή ζώνη Μυλοπόταμου, χωρίστηκε σε 5 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 150m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νοτιοδυτικής, δυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νοτιοδυτικής διεύθυνσης με ταχύτητα 29,89 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 11,81m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό νοτιοδυτικής διεύθυνσης με περίοδο 10,25 sec και σημαντικό ύψος κύματος 6,36m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.16.

Πίνακας 5.4.16: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
ΝΔ	MAX	0,0001	29,89	10,25	6,36	11,81	163,86	6,88	8,15
ΝΔ	ΣΜ	0,08	8,25	6,70	1,75	3,52	70,03	2,07	2,25
	ΣΜ max		15,59	8,27	3,32	6,44	106,61	3,75	4,25
Δ	ΣΜ	0,15	8,00	2,11	0,30	0,54	6,93	0,32	0,38
	ΣΜ max		12,01	2,41	0,45	0,78	9,07	0,46	0,58

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 0,6 m (τμήμα 5) και του 1,5 m (τμήμα 2), με μέση τιμή 1,08 m. Η επικοινωνία της παραλιακής ζώνης με την ενδοχώρα έχει διακοπεί από τον παραλιακό δρόμο που υπάρχει κατά μήκος της στα τμήματα 1 και 5, ενώ στα κεντρικά τμήμα είναι πάνω στο μικρό πεδίο θινών. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 22 m (τμήμα 5) έως τα 79 m στο τμήμα 3, με μέση τιμή 43,6 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νοτιοδυτικής διεύθυνσης στα 11,81 m βάθος (T: 10,25 sec και Hs: 6,36 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 311 m στο τμήμα 1 έως 475 m στο τμήμα 5, ενώ η μέση τιμή είναι 429 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 335 m στο τμήμα 1 έως τα 544 m στο τμήμα 3 με μέση τιμή 472 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.17.

Πίνακας 5.4.17: Γεωμορφολογικά κα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης του Μυλοπόταμου ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ							
ΤΜΗΜΑΤΑ		1	2	3	4	5	Μέση τιμή
B (m)		1,2	1,5	1,3	0,8	0,6	1,08
W _B (m)		24	55	79	38	22	43,6
L (m)		311	450	465	444	475	429
W (m)		335	505	544	482	497	472
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ							
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	0,918	3,104	1,428	0,360	0,211	1,204
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,941	5,187	0,347	0,530	0,169	1,435

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη του Άστρους εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm για το χερσαίο τμήμα 1,204 mm με μια μέγιστη τιμή τα 3,104 mm στο τμήμα 3 και ελάχιστη 0,211 mm στο τμήμα 5. Για το

υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 1,435 mm με μέγιστη τα 5,187 mm και ελάχιστη 0,169 mm στα τμήματα 2 και 5 αντίστοιχα (πίνακα 5.4.17).

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σε 22,90 σε όλα τα τμήματα έκτος το τμήμα 4 όπου είναι 21,77 με μέση τιμή 22,68. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 17,81 και κυμαίνονται από 12,23 στο τμήμα 5 έως 21,17 στο τμήμα 3. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 27,79 (τμήμα 2) έως 84,19 (τμήμα 5), ενώ η μέση τιμή της είναι 54,78.

Η αιολική μεταφορά έχει τιμές τρωτότητας από 15,6 στο τμήμα 4 έως 58,9 στο τμήμα 5, με τη μέση τιμή να διαμορφώνεται σε 25,73. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 3,01 (τμήμα 2) έως 7,61 (τμήμα 5), ενώ η μέση τιμή της είναι 5,40. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του ότι στο ρέμα του Μυλοπότα, το οποίο τροφοδοτούσε την περιοχή με ιζήματα έχει πλέον κατασκευαστεί μια λιμνοδεξαμενή και έχει διακοπεί η τροφοδοσία της περιοχής με ιζήματα από την λεκάνη απορροής του. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 3 (63,96) ενώ στα τμήματα 1 και 5 είναι η μέγιστη (100), καθώς λόγω του παραλιακού δρόμου δεν υπάρχει τροφοδοσία με ιζήματα από το πεδίο θινών που υπήρχε εκεί. Η μέση τιμή της είναι 83,16.

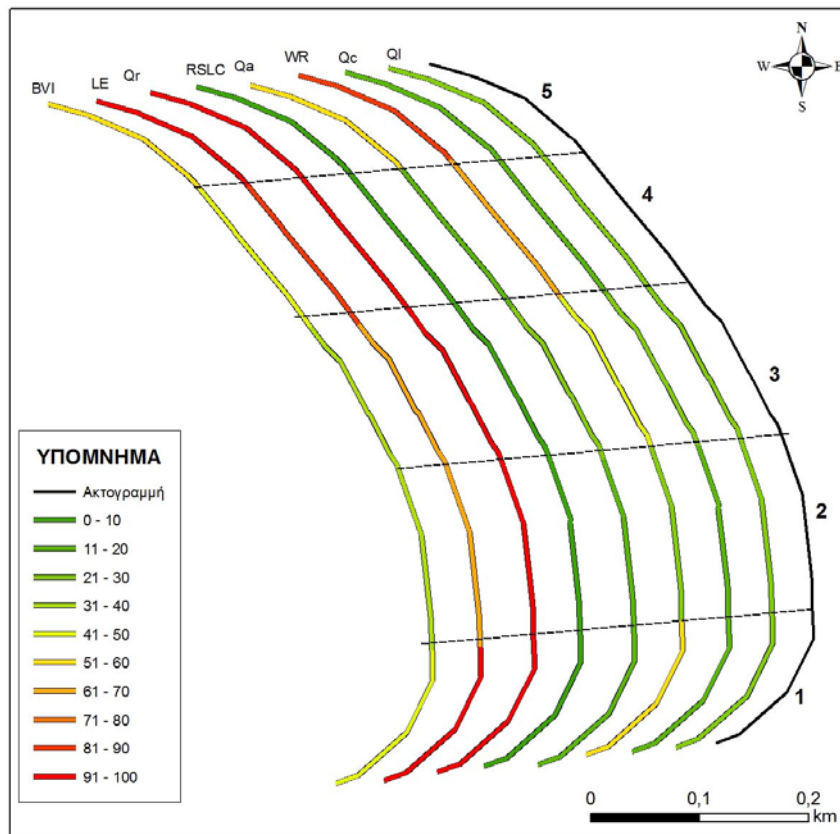
Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 35,45 έως 50,91 (τμήματα 2 και 5) και μια μέση τιμή 42,38. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.18 και σχηματικά στο σχήμα 5.21.

Πίνακας 5.4.18: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	Μέση τιμή
Q_L	22,90	22,90	22,90	21,77	22,90	22,68
Q_C	17,17	19,55	21,17	18,93	12,23	17,81
WR	51,68	27,49	42,74	67,80	84,19	54,78
Q_A	19,25	13,36	21,52	15,60	58,90	25,73
SS	6,37	3,01	3,53	6,49	7,61	5,40
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	100,00	68,51	63,96	83,35	100,00	83,16
BVI	43,96	35,45	37,87	43,73	50,91	42,38

Η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου είναι αφενός η αποκοπή της τροφοδοσίας της με ιζήματα από την χέρσο είτε αυτά είναι ποτάμιας προέλευσης ή προϊόντα διάβρωσης του εσωτερικού τμήματος της παραλιακής ζώνης (τμήματα 1 και 5), άλλα σημαντικό ρόλο παίζει και η αναρρίχηση του κυματισμού. Η άνοδος

της στάθμης της θάλασσας έχει μικρή επίδραση για την περίοδο των δέκα χρόνων που υπολογίστηκε.



Σχήμα 5.21: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου

5.4.7 Μαραθώνας (νομός Αττικής)

Η παραλιακή ζώνη Μαραθώνα, χωρίστηκε σε 8 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 500m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νοτιοανατολικής, ανατολικής και νότιας διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νοτιοανατολικής διεύθυνσης με ταχύτητα 23,57 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 5,92m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό νοτιοανατολικής διεύθυνσης με περίοδο 7,09 sec και σημαντικό ύψος κύματος 3,23m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.19.

Πίνακας 5.4.19: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
NA	MAX	0,0001	23,57	7,09	3,23	5,92	78,49	3,46	4,14
A	ΣΜ	0,06	6,63	2,84	0,43	0,82	12,59	0,48	0,55
	ΣΜ max		21,29	4,18	1,38	2,38	27,19	1,41	1,76
NA	ΣΜ	0,04	6,61	4,66	0,91	1,80	33,92	1,06	1,16
	ΣΜ max		22,18	6,95	3,04	5,60	75,40	3,27	3,90
N	ΣΜ	0,08	7,64	3,28	0,57	1,09	16,75	0,63	0,73
	ΣΜ max		21,48	4,61	1,61	2,81	33,14	1,66	2,06

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 0,5m (τμήμα 1) και του 1,9m (τμήμα 5), με μέση τιμή 0,98m. Η επικοινωνία της παραλιακής ζώνης με την ενδοχώρα έχει διακοπεί από τις κατασκευές που υπάρχουν στο όριο της παραλιακής ζώνης στα τμήματα 4 και 5. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 8m (τμήμα 2) έως τα 25m στο τμήμα 6 και 7, με μέση τιμή 18,44m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νοτιοδυτικής διεύθυνσης στα 5,92 m βάθος (T: 7,09sec και Hs: 3,23m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 207 m στο τμήμα 5 έως 459 m στο τμήμα 1, ενώ η μέση τιμή είναι 328 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 231 m στο τμήμα 5 έως τα 482 m στο τμήμα 1 με μέση τιμή 345 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.20.

Πίνακας 5.4.20: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ										
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή	
B (m)	0,5	0,6	1,3	0,8	1,9	0,8	0,9	1	0,98	
W _B (m)	23	8	8,5	12	24	25	25	22	18,44	
L (m)	459	425	350	308	207	291	322	258	328	
W (m)	482	433	358,5	320	231	316	347	280	345	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ										
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	0,144	0,140	0,141	0,31	0,187	1,215	1,215	0,24	0,449
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	1,141	0,140	0,141	0,137	0,124	0,137	0,174	0,119	0,264

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm για το χερσαίο τμήμα 0,449 mm με

μια μέγιστη τιμή τα 1,215 mm στο τμήμα 6 και ελάχιστη 0,140 mm στο τμήμα 5. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,264 mm με μέγιστη τα 1,144 mm και ελάχιστη 0,124 mm στα τμήματα 1 και 5 αντίστοιχα (πίνακας 5.3.27).

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σαν μέση τιμή 22,25 με ελάχιστη 18,07 (τμήμα 6) και μέγιστη 23,27 (τμήματα 2, 4 και 8). Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 14,75 και κυμαίνονται από 11,36 στο τμήμα 3 έως 16,15 στο τμήμα 1. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 21,55 (τμήμα 5) έως 81,87 (τμήμα 1), ενώ η μέση τιμή της είναι 48,99.

Η αιολική μεταφορά έχει τιμές τρωτότητας από 0 στο τμήμα 8 έως 61,94 στο τμήμα 5, με τη μέση τιμή να διαμορφώνεται σε 43,77. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 7,52 (τμήμα 5) έως 59,65 (τμήμα 2), ενώ η μέση τιμή της είναι 22,63. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του ότι στο ρέμα του Οινόη, το οποίο τροφοδοτούσε την περιοχή με ιζήματα έχει πλέον κατασκευαστεί το ολυμπιακό κοπηλατοδρόμιο και έχει διακοπεί η τροφοδοσία της περιοχής με ιζήματα από την λεκάνη απορροής του. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 1 (20,56) ενώ στα τμήματα 5 και 6 είναι η μέγιστη (100), καθώς λόγω των ανθρωπογενών κατασκευών εκεί, δεν υπάρχει τροφοδοσία με ιζήματα από το πεδίο θινών που υπήρχε εκεί. Η μέση τιμή της είναι 83,16.

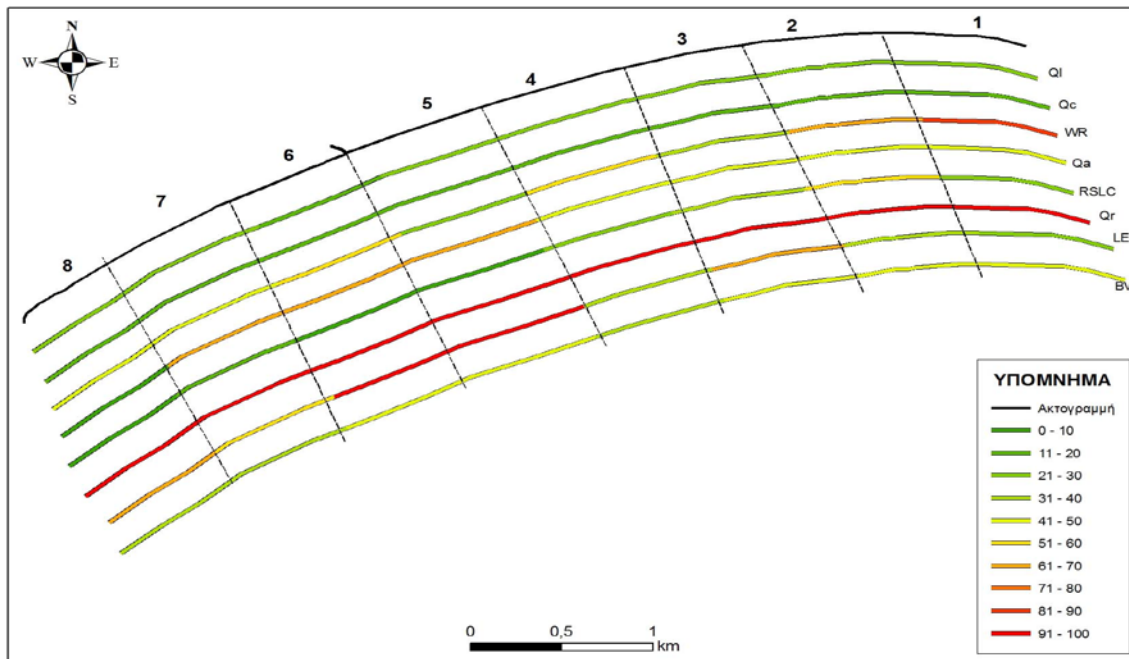
Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 35,68 έως 46,31 (τμήματα 8 και 6) και μια μέση τιμή 41,36. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.21 και σχηματικά στο σχήμα 5.22

Πίνακας 5.4.21: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	Μέση τιμή
Q_L	21,83	23,27	22,36	23,27	22,64	18,07	23,26	23,27	22,25
Q_c	16,15	15,04	11,36	15,64	14,54	14,92	15,61	14,75	14,75
WR	81,87	68,23	31,49	51,17	21,55	51,17	45,49	40,94	48,99
Q_A	41,53	41,53	41,53	41,61	61,94	61,00	61,00	0,00	43,77
SS	24,33	59,65	33,08	26,39	7,52	9,49	11,57	8,98	22,63
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	20,56	38,16	61,81	38,80	100,00	100,00	50,83	61,82	59,00
BVI	40,79	46,45	40,12	39,44	42,46	46,31	39,61	35,68	41,36

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα είναι αφενός η αποκοπή της τροφοδοσίας της με ιζήματα από την

χέρσο είτε αυτά είναι ποτάμιας προέλευσης ή προϊόντα διάβρωσης του εσωτερικού τμήματος της παραλιακής ζώνης, άλλα σημαντικό ρόλο παίζει και η αναρρίχηση του κυματισμού όπου σε κάποια τμήματα φτάνει πολύ κοντά στο ύψος του χερσαίου ορίου. Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας έχει μικρή επίδραση για την περίοδο των δέκα χρόνων που υπολογίστηκε με εξαίρεση το τμήμα 2 όπου η τιμή είναι αρκετά υψηλή .



Σχήμα 5.22: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα

5.4.8 Λιμνοθάλασσα Κορρισίων (ΝΔ Κέρκυρα)

Η παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορρισίων, χωρίστηκε σε 10 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 500m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νοτιοανατολικής, ανατολικής και νότιας διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νοτιοανατολικής διεύθυνσης με ταχύτητα 23,57 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 11,22m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό νοτιοανατολικής διεύθυνσης με περίοδο 10,52 sec και σημαντικό ύψος κύματος 5,87m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.22.

Πίνακας 5.4.22: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισίων.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
Δ	MAX	0,0001	23,57	10,52	5,87	11,22	172,64	6,53	7,53
N	ΣΜ	0,10	7,22	6,00	1,30	2,63	56,09	1,55	1,66
	ΣΜ max		11,68	9,70	3,39	6,87	146,67	4,07	4,34
NΔ	ΣΜ	0,10	6,79	5,63	1,14	2,32	49,53	1,37	1,47
	ΣΜ max		11,01	9,14	3,01	6,10	130,19	3,61	3,85
Δ	ΣΜ	0,08	5,58	4,63	0,77	1,57	33,50	0,93	0,99
	ΣΜ max		12,51	8,53	3,12	6,18	113,64	3,62	4,00

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, H_o το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος H_b το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και D_b το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση Α-Δ στα τμήματα 1 έως 4 και ΒΔ-ΝΑ στα τμήματα 5 έως 10. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 0,8m (τμήμα 10) και των 3 m (τμήμα 4), με μέση τιμή 1,78m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 10m (τμήμα 10) έως τα 37m στο τμήμα 1, με μέση τιμή 23,10 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό δυτικής διεύθυνσης στα 11,22 m βάθος (T: 10,52 sec και Hs: 5,87 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 384 m στο τμήμα 6 έως 988 m στο τμήμα 3, ενώ η μέση τιμή είναι 632 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 403 m στο τμήμα 6 έως τα 1020 m στο τμήμα 5 με μέση τιμή 656 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.23.

Πίνακας 5.4.23: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της λιμνοθάλασσας Κορισίων ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ												
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Μέση τιμή	
B (m)	2,5	2,6	2,8	3	1,5	1,2	1,5	1,3	0,8	0,6	1,78	
W _B (m)	37	26	23	18	36	19	16	29	17	10	23,10	
L (m)	906	600	988	749	984	384	394	501	513	310	632	
W (m)	943	626	1011	767	1020	403	410	530	530	320	656	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ												
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	0,650	0,234	0,562	0,856	0,325	0,918	3,104	1,428	0,360	0,211	1,052
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	1,445	0,856	0,358	0,425	0,259	0,941	5,187	0,347	0,530	0,169	0,861

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm για το χερσαίο τμήμα 0,861 mm με μια μέγιστη τιμή τα 3,104 mm στο τμήμα 7 και ελάχιστη 0,211 mm στο τμήμα 10. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η

μέση τιμή είναι 1,052 mm με μέγιστη τα 1,445 mm και ελάχιστη 0,169 mm στα τμήματα 1 και 5 αντίστοιχα (πίνακας 5.4.23).

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σαν μέση τιμή 13,66 με ελάχιστη 12,54 (τμήμα 3) και μέγιστη 13,82 στα περισσότερα τμήματα. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 22,81 και κυμαίνονται από 17,79 στο τμήμα 3 έως 27,27 στο τμήμα 8. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 4,83 (τμήμα 4) έως 44,92 (τμήμα 10), ενώ η μέση τιμή της είναι 18,74.

Η αιολική μεταφορά έχει τιμές τρωτότητας από 0 στο τμήματα 8 έως 10 και μέγιστη τιμή 83,88 στο τμήμα 5, με τη μέση τιμή να διαμορφώνεται σε 22,33. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 8,30 (τμήμα 5) έως 36,02 (τμήμα 9), ενώ η μέση τιμή της είναι 22,63.

Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του ότι δεν υπάρχουν ποτάμια συστήματα να τροφοδοτούν την περιοχή με ιζήματα.

Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 3 (14,19) ενώ στο τμήματα 9 εμφανίζει μέγιστη τιμή 98,58. Η μέση τιμή της είναι 47,07.

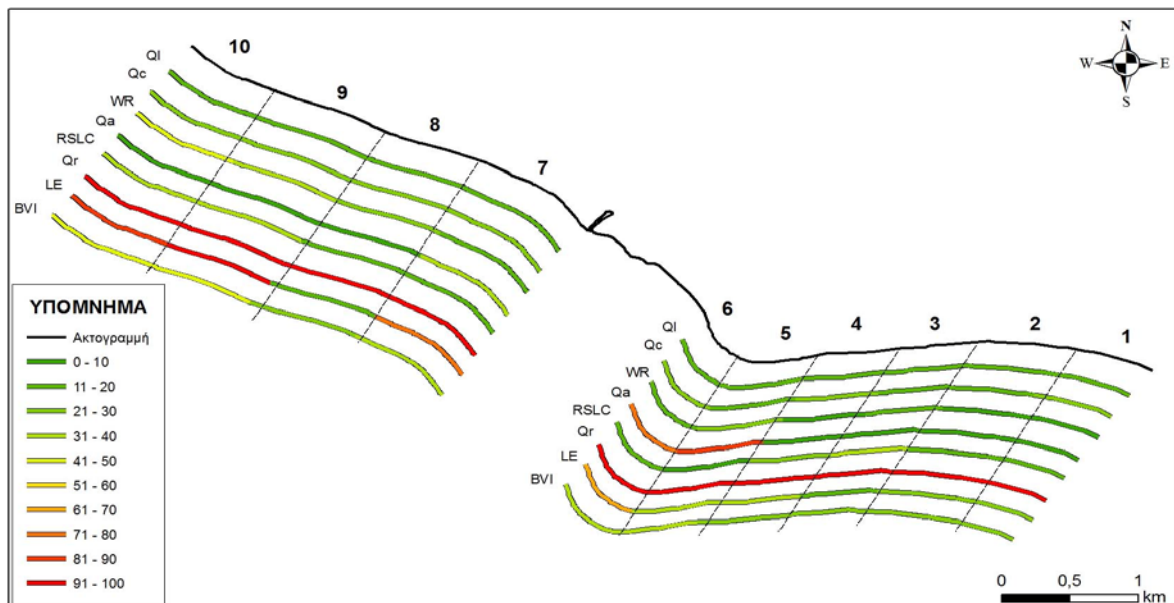
Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 27,20 έως 44,65 (τμήμα 9) και μια μέση τιμή 33,73. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.24 και σχηματικά στο σχήμα 5.23.

Πίνακας 5.4.24: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Μέση τιμή
Q_l	13,82	13,82	12,54	13,82	13,82	13,82	13,82	13,82	13,48	13,82	13,66
Q_c	22,74	19,95	17,79	22,47	16,87	24,34	24,67	27,27	26,60	25,35	22,81
WR	6,26	9,37	10,08	4,83	20,20	12,24	18,27	23,31	37,88	44,92	18,74
Q_A	7,59	7,64	7,59	8,58	83,88	77,67	30,34	0,00	0,00	0,00	22,33
SS	19,50	17,22	32,00	22,98	8,30	18,14	19,59	19,04	36,02	33,56	22,63
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	27,08	26,25	14,19	37,42	35,68	62,28	71,44	16,84	98,58	80,97	47,07
BVI	27,60	27,21	27,20	29,40	33,83	38,52	37,57	28,61	44,65	42,66	33,73

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων είναι αφενός έλλειψη της τροφοδοσίας της με ποτάμια ιζήματα από την χέρσο. Ωστόσο την παράμετρο αυτή αντικαθιστά σε αυτή την περιοχή η αιολική μεταφορά η οποία στην πάροδο των χρόνων δημιούργησε μεγάλες αποθέσει

θινών. Η αιολική μεταφορά βοηθάει στο ιζηματολογικό ισοζύγιο της παραλιακής ζώνης στα τμήματα 3 έως 4 όπου η μεταφορά ιζήματος προς τα ανοικτά είναι πολύ μικρή και στα τμήματα 8 έως 10, όπου όμως η μη μεταφορά οφείλεται στην κοκκομετρία της παραλιακής ζώνης εκεί. Αντίθετα στα τμήματα 5 και 6, η μεταφορά είναι κυρίως προς την θάλασσά διαβρώνοντας με αυτό τον τρόπο τα πεδία θινών. Στα ίδια τμήματα η διάβρωση του υλικού και η απόθεση του στη παραλιακή ζώνη είναι πολύ μικρή και σαν αποτέλεσμα να είναι αυξημένος ο δείκτης τρωτότητας, αντίστοιχα και στα τμήματα 9 και 10 όπου μάλιστα ο δείκτης εκεί είναι μεγαλύτερος. είτε αυτά είναι ποτάμιας προέλευσης ή προϊόντα διάβρωσης του εσωτερικού τμήματος της παραλιακής ζώνης, άλλα σημαντικό ρόλο παίζει και η αναρρίχηση του κυματισμού όπου σε κάποια τμήματα φτάνει πολύ κοντά στο ύψος του χερσαίου ορίου. Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας έχει μικρή επίδραση για την περίοδο των δέκα χρόνων που υπολογίστηκε με εξαίρεση τα τμήμα 3, 9 και 10 όπου η τιμή τους είναι αρκετά μεγαλύτερη.



Σχήμα 5.23: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Λιμνοθάλασσας Κορρισίων.

5.4.9 Αλεξανδρούπολη (Β.Α. Αιγαίο)

Η παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Αλεξανδρούπολης, χωρίστηκε σε 3 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 600m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νοτιάς, νοτιοανατολικής, νοτιοδυτικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νοτιοανατολικής διεύθυνσης με ταχύτητα 23,57 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης

βρίσκεται στα 11,84m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό νότιας διεύθυνσης με περίοδο 10,88 sec και σημαντικό ύψος κύματος 6,18m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.25.

Πίνακας 5.4.25: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για την για τις διευθύνσεις (B, BA και ΒΔ) ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισίων.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
N	MAX	0,0001	23,57	10,88	6,18	11,84	184,67	6,89	7,93
NA	ΣΜ	0,05	5,10	3,02	0,41	0,81	14,22	0,47	0,53
	ΣΜ max		23,57	5,00	1,91	3,33	39,05	1,97	2,44
N	ΣΜ	0,09	7,37	4,79	1,00	1,97	35,77	1,15	1,28
	ΣΜ max		21,12	6,78	2,86	5,27	71,66	3,07	3,66
NA	ΣΜ	0,06	6,98	5,79	1,21	2,45	52,38	1,45	1,55
	ΣΜ max		20,04	10,31	5,26	10,17	165,95	5,92	6,74

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση Α-Δ. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 1,6 m και των 2 m, με μέση τιμή 1,73m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 24 m έως τα 35 m, με μέση τιμή 28,67 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νότιας διεύθυνσης στα 11,84 m βάθος (T: 10,88 sec και Hs: 6,18 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 690 m έως τα 795 m, με μέση τιμή 744 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 714 m έως 821 m, ενώ η μέση τιμή είναι 773 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.26.

Πίνακας 5.4.26: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ						
ΤΜΗΜΑΤΑ		1	2	3	4	Μέση τιμή
B (m)		1,6	2	1,5	1,6	1,70
W _B (m)		24	26	36	24	28,67
L (m)		690	795	748	690	744
W (m)		714	821	784	714	773
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ						
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	1,256	1,250	1,037	1,181	Χερσαίο
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,220	0,161	0,176	0,186	Θαλάσσιο

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm για το χερσαίο τμήμα 1,181 mm με μια μέγιστη τιμή τα

1,256 mm και ελάχιστη 1,037 mm. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,186 mm με μέγιστη τα 0,220 mm και ελάχιστη 0,161 mm (πίνακας 5.3.35).

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σαν μέση τιμή 11,30 με ελάχιστη 9,06 (τμήμα 2) και μέγιστη 15,53 (τμήμα 1). Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 17,28 και κυμαίνονται από 15,99 στο τμήμα 2 έως 18,40 στο τμήμα 1. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 47,00 (τμήμα 1) έως 50,14 (τμήμα 3), ενώ η μέση τιμή της είναι 48,47. Η αιολική μεταφορά έχει παρόμοιες τιμές τρωτότητας και στα τρία τμήματα με τη μέση τιμή να διαμορφώνεται σε 25,84.

Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 7,81 (τμήμα 3) έως 11,15 (τμήμα 1), ενώ η μέση τιμή της είναι 9,00. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του ότι δεν υπάρχουν ποτάμια συστήματα να τροφοδοτούν άμεσα την περιοχή με ιζήματα.

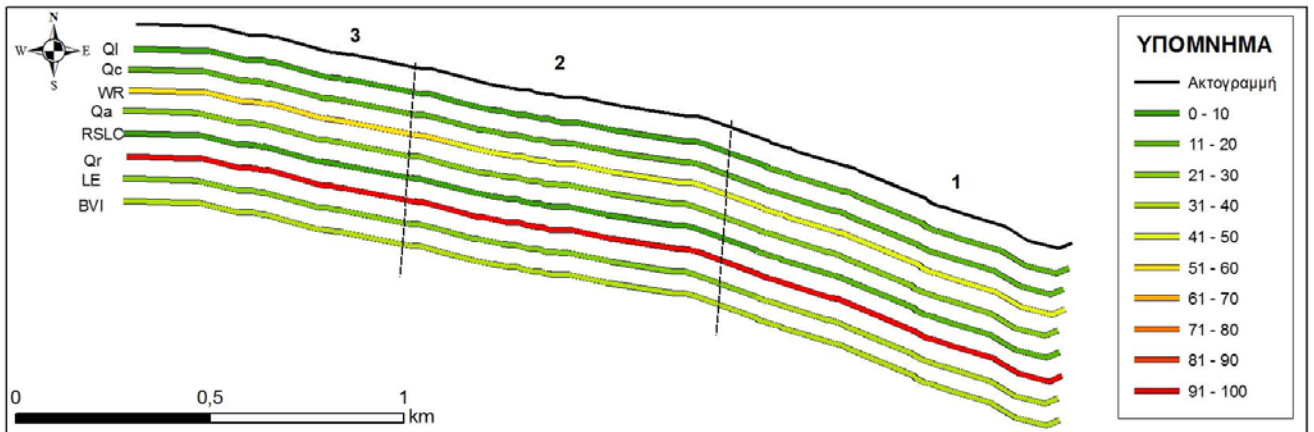
Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 2 (21,05) ενώ στο τμήμα 1 εμφανίζει μέγιστη τιμή 38,08. Η μέση τιμή της είναι 27,43.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 32,73 έως 34,73 (τμήμα 1) και μια μέση τιμή 33,57. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορισσίων εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.27 και σχηματικά στο σχήμα 5.24.

Πίνακας 5.4.27: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	Μέση τιμή
Q_L	15,53	9,06	9,30	11,30
Q_c	18,40	15,99	17,45	17,28
WR	47,00	48,28	50,14	48,47
Q_A	25,90	25,90	25,71	25,84
SS	11,15	8,04	7,81	9,00
Q_R	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	38,08	21,05	23,14	27,43
BVI	34,73	32,62	33,37	33,57

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης είναι η παράμετρος που αφορά στην αναρρίχηση του κυματισμού. Για την παράμετρο της ποτάμιας στερεομεταφοράς, η τιμή είναι η μέγιστη ωστόσο δεν λαμβάνει υπόψη της την τροφοδοσία από τον ποταμό Έβρο που βρίσκεται σε κοντινή απόσταση. Η παράμετρος για την άνοδο της στάθμης της θάλασσας έχει μικρές τιμές επίδραση για την περίοδο των δέκα χρόνων που υπολογίστηκε και συνεισφορά της είναι μικρή.



Σχήμα 5.24: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης

5.4.10 Βατερά (Νήσος Λέσβος)

Η παραλιακή ζώνη των Βατερών, χωρίστηκε σε 11 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 700 m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νοτιοανατολικής, νοτιοδυτικής και νότιας διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νοτιοανατολικής διεύθυνσης με ταχύτητα 29,89 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 11,58m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό νότιας διεύθυνσης με περίοδο 10,19 sec και σημαντικό ύψος κύματος 6,24m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.28.

Πίνακας 5.4.28: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη των Βατερών.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
N	MAX	0,0001	29,89	10,13	6,24	11,58	159,98	6,75	8,01
NA	ΣΜ	0,05	7,64	4,46	0,91	1,79	31,09	1,04	1,17
	ΣΜ max		21,24	6,25	2,54	4,63	61,02	2,71	3,25
NΔ	ΣΜ	0,15	9,69	4,76	1,13	2,19	35,36	1,27	1,45
	ΣΜ max		21,72	6,21	2,54	4,62	60,23	2,70	3,26
Δ	ΣΜ	0,15	8,18	6,60	1,71	3,43	68,04	2,02	2,19
	ΣΜ max		20,52	8,94	4,29	8,17	124,80	4,75	5,50

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, H_o το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος H_b το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και D_b το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση περίπου Α-Δ. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 1,75m (τμήμα 9) και των 2,7 m (τμήμα 4), με μέση τιμή 2,36m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 16 m (τμήμα 7) έως τα 42,5m στο τμήμα 6, με μέση τιμή 31,91 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νοτιοδυτικής διεύθυνσης στα 11,58 m βάθος (T: 10,13 sec και Hs: 6,24 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 229 m στο τμήμα 1 έως 488 m στο τμήμα 5, ενώ η μέση τιμή είναι 401 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 263 m στο τμήμα 1 έως τα 531 m στο τμήμα 5 με μέση τιμή 433 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.29.

Πίνακας 5.4.29: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης ανά κελί και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ													
ΤΜΗΜΑΤΑ		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
B (m)		2,6	2,4	2,7	2,7	2,7	2,6	1,76	2,03	1,75	2,39	2,38	2,36
W _β (m)		33,5	37,5	39	36,5	42	42,5	16	29	21	27	27	31,91
L (m)		229	340	441	394	401	488	465	445	392	408	408	401
W (m)		263	378	480	431	443	531	481	474	413	435	435	432
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ													
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	0,366	4,438	4,287	2,713	3,918	3,138	2,990	2,676	3,605	1,753	4,408	2,148
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	1,248	2,282	2,657	1,972	2,329	1,257	2,908	3,918	2,329	1,424	1,301	3,117

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_β: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d₅₀ σε mm για το χερσαίο τμήμα 3,117 mm με μια μέγιστη τιμή τα 4,408 mm στο τμήμα 11 και ελάχιστη 0,366 mm στο τμήμα 1. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 2,148 mm με μέγιστη τα 3,918 mm και ελάχιστη 1,248 mm στα τμήματα 8 και 1 αντίστοιχα (πίνακας 5.3.39).

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σαν μέση τιμή 26,75 με ελάχιστη 24,22 (τμήμα 8) και μέγιστη 28,72 στο τμήμα 4. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 18,95 και κυμαίνονται από 13,47 στο τμήμα 7 έως 27,81 στο τμήμα 5. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 29,31 (τμήμα 4) έως 77,66 (τμήμα 10), ενώ η μέση τιμή της είναι 56,82.

Η αιολική μεταφορά έχει τιμές τρωτότητας από 0 στο τμήματα 2 έως 5 και 8 έως 11 και μέγιστη τιμή 25,81 στο τμήματα 6 και 7, με τη μέση τιμή να διαμορφώνεται σε 5,07. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 2,72

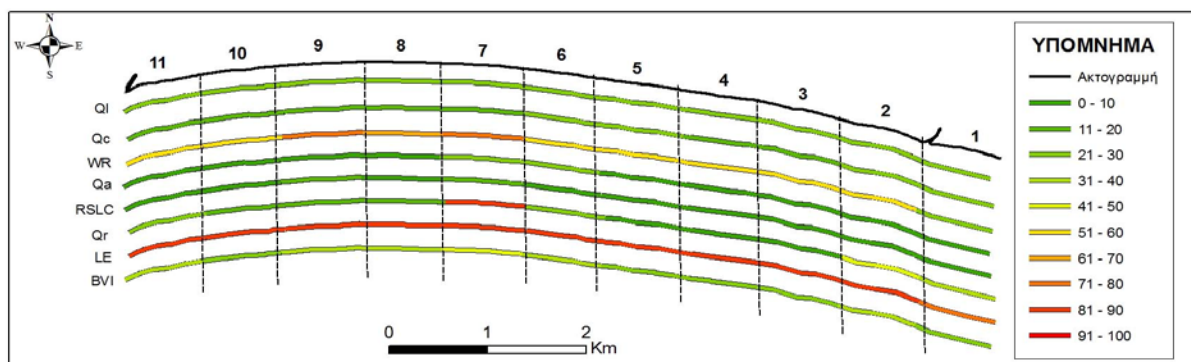
(τμήμα 5) έως 18,30 (τμήμα 7), ενώ η μέση τιμή της είναι 8,36. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει έχει μέση τιμή 25,07 με μέγιστη τιμή στο τμήμα 7 86,94 και ελάχιστη 2,80 στο τμήμα 3. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται με υψηλές τιμές, με την ελάχιστή τιμή στο τμήμα 3, να είναι 73,29 ενώ στο τμήμα 7 εμφανίζει τη μέγιστη τιμή 86,25. Η μέση τιμή της είναι 82,98.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 27,39 (τμήμα 3) έως 45,38 (τμήμα 7) και μια μέση τιμή 31,64. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη των Βατερών εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.30 και σχηματικά στο σχήμα 5.25.

Πίνακας 5.4.30: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη των Βατερών.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Μέση τιμή
Q_L	28,02	24,81	28,34	28,72	28,33	27,83	24,35	24,22	28,33	24,91	26,35	26,75
Q_c	20,39	20,34	19,74	19,84	27,81	20,87	13,47	17,65	16,12	16,18	16,02	18,95
WR	29,31	56,63	50,34	50,34	50,34	52,27	77,22	66,95	77,66	56,87	57,10	56,82
Q_a	2,09	0,00	0,00	2,04	0,00	25,81	25,81	0,00	0,00	0,00	0,00	5,07
SS	6,46	6,19	5,68	6,17	2,72	5,54	18,30	9,93	13,23	8,88	8,85	8,36
Q_r	33,55	44,53	2,80	6,70	3,57	28,27	86,94	17,70	11,51	17,65	22,52	25,07
LE	73,29	82,67	84,84	82,08	82,59	85,64	84,44	86,25	82,34	83,87	84,81	82,98
BVI	27,44	33,59	27,39	27,84	27,91	33,33	45,38	31,81	32,74	29,77	30,81	31,64

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη των Βατερών είναι η μεγάλη επίδραση που έχει η αναρρίχηση του κυματισμού και η μικρή δυνατότητα της παραλιακής ζώνης να τροφοδοτείτε με ιζήματα από το χερσαίο όριο της.



Σχήμα 5.25: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη των Βατερών

5.4.11 Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης (Β.Α. Εύβοια)

Η παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης, χωρίστηκε σε 9 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 600 m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε ανατολικής, βόρειας και βορειανατολικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος ανατολικής διεύθυνσης με ταχύτητα 33,91 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 10,13m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό ανατολικής διεύθυνσης με περίοδο 9,06 sec και σημαντικό ύψος κύματος 5,62m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.31.

Πίνακας 5.4.31: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννα - Κρύα Βρύση.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
A	MAX	0,0001	33,91	9,06	5,62	10,13	128,09	5,93	7,21
B	ΣΜ	0,10	10,83	5,31	1,41	2,73	43,94	1,59	1,81
	ΣΜ max		20,88	6,59	2,72	5,01	67,75	2,93	3,49
BA	ΣΜ	0,18	11,36	6,03	1,76	3,41	56,77	1,99	2,25
	ΣΜ max		11,76	6,10	1,82	3,52	58,08	2,05	2,33
A	ΣΜ	0,05	6,99	5,38	1,16	2,32	45,16	1,36	1,48
	ΣΜ max		21,15	7,75	3,50	6,56	93,79	3,82	4,49

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΔ. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 1,2m (τμήμα 2) και των 2,6 m (τμήμα 4), με μέση τιμή 2,28m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 10m (τμήμα 1) έως τα 68m στο τμήμα 3, με μέση τιμή 57,44 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό δυτικής διεύθυνσης στα 10,13 m βάθος (T: 9,06 sec και Hs: 5,62 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 199 m στο τμήμα 3 έως 490 m στο τμήμα 6, ενώ η μέση τιμή είναι 366 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 267 m στο τμήμα 1 έως τα 490 m στο τμήμα 6 με μέση τιμή 424 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.32. Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d_{50} σε mm για το χερσαίο τμήμα 6,919 mm με μέγιστη τιμή τα 15,606 mm στο τμήμα 8 και ελάχιστη 2,436 mm στο τμήμα 3. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 2,838 mm με μια μέγιστη τιμή τα 12,075 mm στο τμήμα 2 και ελάχιστη 0,133 mm στο τμήμα 9 (πίνακας 5.4.32).

Πίνακας 5.4.32: Γεωμορφολογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ											
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Μέση τιμή	
B (m)	2,5	1,2	2,5	2,6	1,8	1,9	3	2,5	2,5	2,28	
W _B (m)	10	67	68	67	60	60	62	63	60	366	
L (m)	260	288	199	342	410	490	452	389	470	424	
W (m)	260	288	199	342	410	490	452	389	470	656	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ											
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	4,682	7,042	2,436	2,884	7,331	6,774	10,585	15,606	4,931	6,919
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	4,850	12,075	0,218	1,993	0,455	2,092	0,554	3,176	0,133	2,838

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σαν μέση τιμή 15,08 με ελάχιστη τη μηδενική (τμήματα 2, 6 και 7) και μέγιστη 29,30 (τμήμα 3). Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 41,62 και κυμαίνονται από 31,64 στο τμήμα 1 έως 46,77 στο τμήμα 3. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 13,45 (τμήμα 7) έως 64,88 (τμήμα 9), ενώ η μέση τιμή της είναι 26,92.

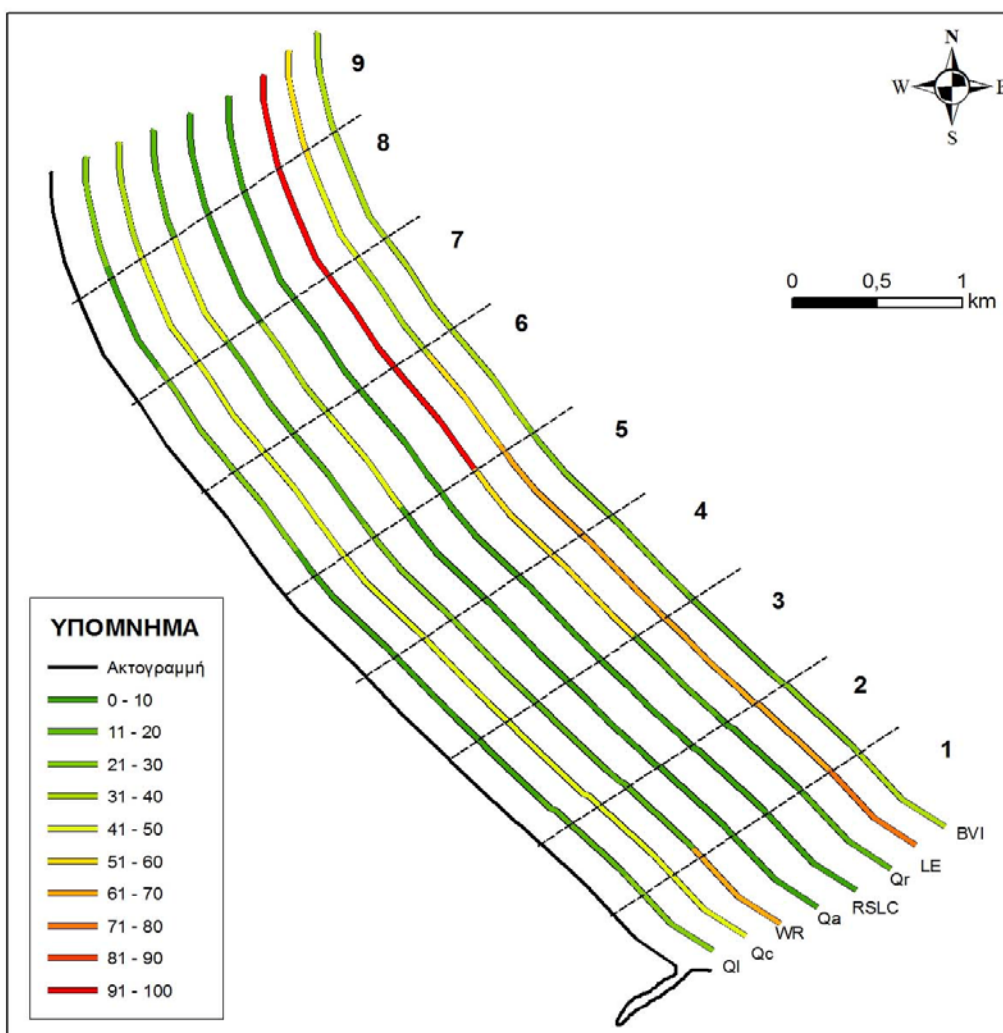
Η αιολική μεταφορά έχει τιμές τρωτότητας από 0 στα περισσότερα τμήματα και μόνο στα 3 και 4 εμφανίζει τιμές 38,21 και 40,35 αντίστοιχα, με τη μέση τιμή να διαμορφώνεται σε 8,73. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 2,24 (τμήμα 3) έως 9,61 (τμήμα 1), ενώ η μέση τιμή της είναι 3,43. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100 στα τμήματα 1 έως 4 καθώς η γενική στερεομεταφορά είναι προς νότο και ο ποταμός Πελέκι, της περιοχής δεν συμμετέχει στο ιζηματολογικό ισοζύγιο της περιοχής σε μεγάλο βαθμό. Στα τμήματα 5 και 6 η τιμή της γίνεται 57,59 και 56,70 ενώ στα 7 έως 9 είναι η μικρότερη με ελάχιστη τα 8,05. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 3 (35,12) ενώ στο τμήμα 9 εμφανίζει μέγιστη τιμή 72,49. Η μέση τιμή της είναι 58,69.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 19,51 έως 37,97 (τμήμα 4) και μια μέση τιμή 30,09. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.33 και σχηματικά στο σχήμα 5.26.

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης είναι έλλειψη της τροφοδοσίας του βόρειου τμήματος της (1-4) από το ποτάμι της περιοχής, ενώ μεγάλες τιμές εμφανίζει και η παράμετρος της τροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης από τα ιζήματα του χερσαίου ορίου και από την κάθετη στερεομεταφορά. Σε ορισμένα τμήματα κυρίως στο τμήμα 9 και η παράμετρος της αναρρίχησης του κυματισμού είναι αυξημένη και βοήθα στην αύξηση των τιμών του δείκτη.

Πίνακας 5.4.33: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Μέση τιμή
Q _L	25,87	0,00	29,30	24,03	8,97	0,00	0,00	18,52	29,01	15,08
Q _c	31,64	46,21	46,77	42,57	43,34	42,30	40,18	41,17	40,36	41,62
WR	19,02	40,63	18,96	17,02	26,94	24,79	13,45	16,62	64,88	26,92
Q _A	0,00	0,00	38,21	40,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	8,73
RSLC	9,61	3,03	2,24	2,33	3,08	3,14	2,51	2,56	2,35	3,43
Q _R	100,00	100,00	100,00	100,00	57,59	56,70	11,07	8,05	11,20	60,51
LE	51,57	47,28	35,12	59,69	60,93	66,37	69,37	65,39	72,49	58,69
BVI	33,96	33,88	35,93	37,97	28,70	27,61	19,51	21,76	31,47	30,09



Σχήμα 5.26: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης

5.4.12 Σκάλα Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος).

Η παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης, χωρίστηκε σε 4 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 500m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νοτιοανατολικής, ανατολικής και βορειοανατολικής διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος νοτιοανατολικής διεύθυνσης με ταχύτητα 23,57 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνης βρίσκεται στα 12,97m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό νοτιοανατολικής διεύθυνσης με περίοδο 11,51 sec και σημαντικό ύψος κύματος 6,73m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.34.

Πίνακας 5.4.34: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
NA	MAX	0,0001	23,57	11,51	6,73	12,97	206,77	7,55	8,63
BA	ΣΜ	0,10	7,32	3,73	0,68	1,32	21,67	0,77	0,87
	ΣΜ max		23,06	5,44	2,14	3,80	46,22	2,24	2,75
A	ΣΜ	0,12	6,98	4,50	0,88	1,74	31,59	1,02	1,13
	ΣΜ max		23,08	6,68	2,92	5,32	69,54	3,11	3,74
NA	ΣΜ	0,10	6,03	5,00	0,90	1,83	39,06	1,08	1,16
	ΣΜ max		20,79	11,05	5,94	11,52	190,31	6,71	7,61

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση περίπου Β-Ν στα τμήματα 1 έως 4. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 0,85m (τμήμα 1) και των 1,22 m (τμήμα 2), με μέση τιμή 1,06m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 15m (τμήμα 1) έως τα 56,55m στο τμήμα 4, με μέση τιμή 40,85 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό νοτιοανατολικής διεύθυνσης στα 12,97 m βάθος (T: 11,51 sec και Hs: 6,73 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 1273 m στο τμήμα 1 έως 1115 m στο τμήμα 2, ενώ η μέση τιμή είναι 1205 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 1154 m στο τμήμα 2 έως τα 1289 m στο τμήμα 1 με μέση τιμή 1246 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.35.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d_{50} σε mm για το χερσαίο τμήμα 2,333 mm με μια μέγιστη τιμή τα 3,006 mm στο τμήμα 2 και ελάχιστη 1,553 mm στο τμήμα 3. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η

μέση τιμή είναι 0,588 mm με μέγιστη τα 0,626 mm και ελάχιστη 0,502 mm στα τμήματα 1 και 2 αντίστοιχα.

Πίνακας 5.4.35: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Σκάλας Κατερίνης ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ						
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	Μέση τιμή	
B (m)	0,85	1,22	1,13	1,05	1,06	
W _B (m)	15,5	38,86	52,5	56,55	40,85	
L (m)	1273	1115	1201	1231	1205,00	
W (m)	1288,5	1153,86	1253,5	1287,55	1245,85	
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ						
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	2,402	3,006	1,553	2,370	2,333
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,653	0,502	0,626	0,569	0,588

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σαν μέση τιμή 12,47 με ελάχιστη 10,42 (τμήμα 3) και μέγιστη 15,21 (τμήμα 4). Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 26,98 και κυμαίνονται από 26,43 στο τμήμα 3 έως 27,89 στο τμήμα 4. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 67,93 (τμήμα 2) έως 97,49 (τμήμα 1), ενώ η μέση τιμή της είναι 79,42.

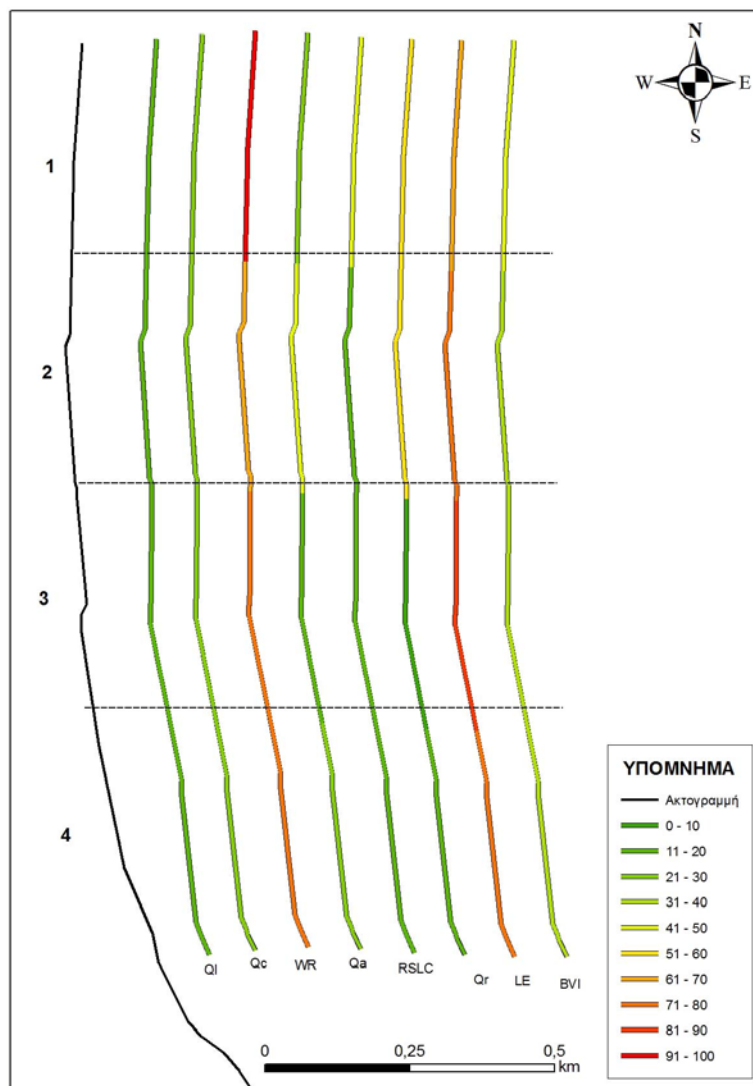
Η αιολική μεταφορά έχει τιμές τρωτότητας από 17,12 στο τμήμα 3 έως 49,99 στο τμήμα 2, με τη μέση τιμή να διαμορφώνεται σε 29,70. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 14,67 (τμήμα 4) έως 45,15 (τμήμα 1), ενώ η μέση τιμή της είναι 23,21. Η παράμετρός της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει τιμές από 8,55 (τμήμα 3) έως 55,94 (τμήμα 2), με μέση τιμή 33,18. Για την παράμετρο που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται ελάχιστη τιμή στο τμήμα 3 (68,52) ενώ στο τμήμα 3 εμφανίζει μέγιστη τιμή 82,48. Η μέση τιμή της είναι 73,16.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 32,07 (τμήμα 3) έως 45,09 (τμήμα 1) και μια μέση τιμή 37,61. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.36 και σχηματικά στο σχήμα 5.27.

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης είναι ο συνδυασμός της αναρρίχησης του κυματισμού, της έλλειψης της δυνατότητας επανατροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης με τα ιζήματα του χερσαίου ορίου και στο βόρειο τμήματος και η μη δυνατότητα του ρέματος Μαυρονέρι να μεταφέρει ιζήματα στο βόρειο τμήμα.

Πίνακας 5.4.36: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	4	Μέση τιμή
Q_L	11,41	15,21	10,42	12,86	12,47
Q_c	26,56	27,03	26,43	27,89	26,98
WR	97,49	67,93	73,34	78,92	79,42
Q_A	25,85	49,99	17,12	25,85	29,70
SS	45,15	18,28	14,73	14,67	23,21
Q_R	53,58	55,94	8,55	14,65	33,18
LE	68,52	70,38	82,48	71,27	73,16
BVI	45,09	39,97	32,07	33,31	37,61



Σχήμα 5.27: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης

5.4.13 Αχιβαδολίμνη (Νήσος Μήλος).

Η παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορρυσίων, χωρίστηκε σε 3 τμήματα, τα οποία έχουν πλάτος 300 m περίπου. Η παραλιακή ζώνη είναι εκτεθειμένη κυρίως σε νοτιοανατολικής, ανατολικής και νότιας διεύθυνσης ανεμογενή κύματα.

Κυματικό καθεστώς

Σαν μέγιστη τιμή ανέμου για την παραλιακή ζώνη θεωρήθηκε ο άνεμος βορειοδυτικής διεύθυνσης με ταχύτητα 33,91 m/s ετήσια συχνότητα εμφάνισης (f) 0,0001%. Το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων για την παραλιακή ζώνη βρίσκεται στα 8,12m βάθος και ορίζεται από τον κυματισμό βορειοδυτικής διεύθυνσης με περίοδο 7,92 sec και σημαντικό ύψος κύματος 4,59m. Αναλυτικά οι τιμές φαίνονται πίνακα 5.4.37.

Πίνακας 5.4.37: Οι μέγιστες, σταθμισμένες μέσες τιμές (ΣΜ) και οι σταθμισμένες μέσες τιμές των 4 υψηλότερων τιμών για τις επικρατούσες διευθύνσεις ανέμου (ΣΜ max) για τη παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης.

		F	Ua m/sec	T sec	Ho (m)	hc (m)	Lo (m)	Hb (m)	Db (m)
Δ	MAX	0,0001	33,91	7,92	4,59	8,12	97,96	4,78	5,88
N	ΣΜ	0,23	10,75	1,92	0,30	0,51	5,74	0,31	0,39
	ΣΜ max		21,54	2,41	0,60	0,94	9,08	0,59	0,77
NΔ	ΣΜ	0,16	9,27	1,77	0,25	0,43	4,91	0,25	0,32
	ΣΜ max		21,41	2,34	0,57	0,89	8,54	0,56	0,74
Δ	ΣΜ	0,09	6,69	4,64	0,90	1,80	33,50	0,93	0,99
	ΣΜ max		20,69	6,73	2,80	5,17	113,64	3,62	4,00

Κλειδί: Ua η ταχύτητα ανέμου, f η συχνότητα εμφάνισης, T η περίοδος, Ho το σημαντικό ύψος κύματος hc το μέγιστο βάθος κινητοποίησης Lo το μήκος κύματος Hb το ύψος του κύματος στη ζώνη θραύσης και Db το βάθος στην θραύση.

Όρια τμημάτων

Η παραλιακή ζώνη έχει διεύθυνση Α-Δ. Ο ύψος του χερσαίου ορίου κυμαίνεται μεταξύ του 1,25m και των 3.5 m, με μέση τιμή 2,32m. Το πλάτος του χερσαίου τμήματος κυμαίνεται από τα 13m έως τα 28m, με μέση τιμή 19,86 m. Το θαλάσσιο όριο ορίζεται από το μέγιστο βάθος κινητοποίησης για το μέγιστο κυματισμό δυτικής διεύθυνσης στα 8,12 m βάθος (T: 7,92 sec και Hs: 4,59 m). Η απόσταση από την ακτογραμμή κυμαίνεται από 270 m έως 360 m, ενώ η μέση τιμή είναι 320 m. Το συνολικό μήκος του ενεργού προφίλ κυμαίνεται από 283 m έως τα 379 m, με μέση τιμή 340 m. Αναλυτικά οι τιμές για κάθε τμήμα φαίνονται στο πίνακα 5.4.38.

Τα δεδομένα για τα δείγματα ιζήματος για την παραλιακή ζώνη εμφανίζουν μια μέση τιμή για την παράμετρο d_{50} σε mm για το χερσαίο τμήμα 1,377 mm με μια μέγιστη τιμή τα 2,208 mm και ελάχιστη 0,306 mm. Για το υποθαλάσσιο τμήμα η μέση τιμή είναι 0,198 mm με μέγιστη στα 0,218 mm και ελάχιστη 0,177 (πίνακας 5.4.38).

Πίνακας 5.4.38: Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης της Αχιβαδολίμνης ανά τμήμα και μέσες τιμές.

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ				
ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	Μέση τιμή
B (m)	1,25	2,2	3,5	2,32
W _B (m)	19	12,5	28	19,83
L (m)	360	270	330	320
W (m)	379	282,5	358	340
ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΑΝΑ ΤΜΗΜΑ				
Χερσαίο	d ₅₀ (mm)	0,306	2,208	1,618
Θαλάσσιο	d ₅₀ (mm)	0,2	0,177	0,218

Κλειδί: B το ύψος του χερσαίου ορίου, W_B: το μήκος του χερσαίου τμήματος, L: το πλάτος του θαλάσσιου τμήματος και W: το συνολικό μήκος του προφίλ.

Δείκτης τρωτότητας

Η τιμές τρωτότητας για την παράμετρο της παράκτιας στερεομεταφοράς υπολογίστηκε σαν μέση τιμή 23,09 με ελάχιστη 22,74 (τμήμα 3) και μέγιστη 23,27. Οι τιμές για την κάθετη στερεομεταφορά έχουν μέση τιμή 18,91 και κυμαίνονται από 10,42 έως 29,06. Η αναρρίχηση του κυματισμού δίνει τιμές για την παράμετρο της τρωτότητας που κυμαίνονται από 13,97 έως 29,06, ενώ η μέση τιμή της είναι 20,85.

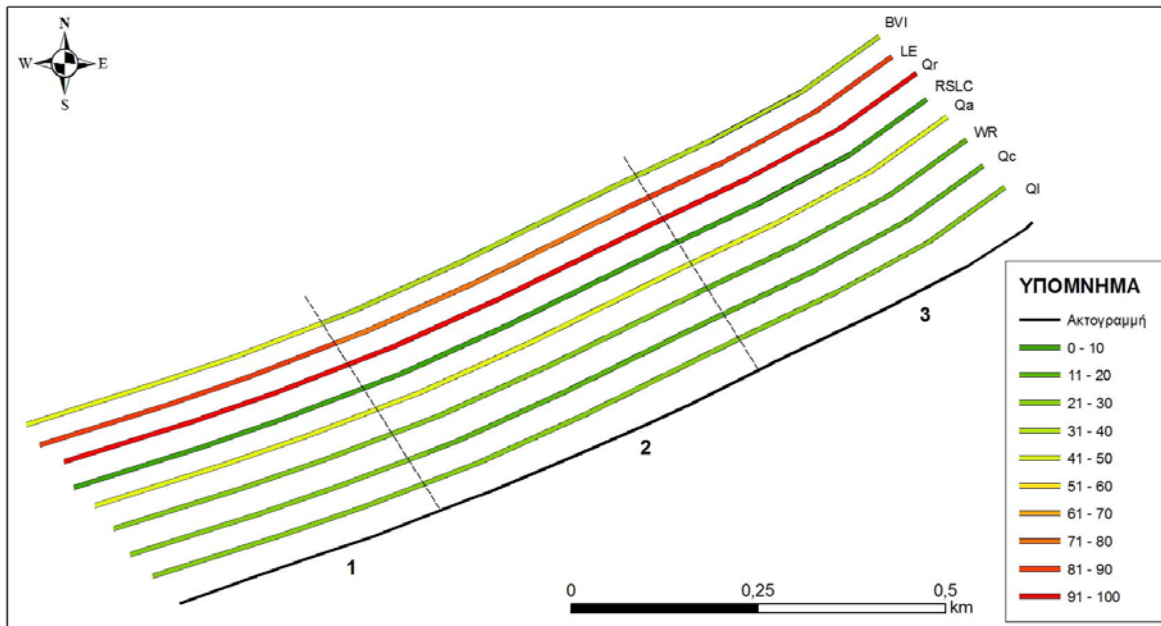
Η αιολική μεταφορά έχει μέση τιμή τρωτότητας από 44,04 ενώ και στα τρία τμήματα οι τιμές είναι πολύ κοντά. Η παράμετρος της ανόδου της στάθμης της θάλασσας εμφανίζει τιμές τρωτότητας από 3,19 έως 9,12, ενώ η μέση τιμή της είναι 6,89. Η παράμετρος της προσφοράς ιζήματος από την ποτάμια στερεομεταφορά παίρνει την τιμή 100, λόγω του ότι δεν υπάρχουν ποτάμια συστήματα να τροφοδοτούν την περιοχή με ιζήματα. Η παράμετρος που εκφράζει την προέλαση της ακτογραμμής λόγω της διάβρωσης του χερσαίου τμήματος εμφανίζεται με αυξημένες τιμές με τη μέση τιμή της είναι 80,94.

Ο δείκτης τρωτότητας εμφανίζει τιμές που κυμαίνονται από 37,10 έως 41,97 και μια μέση τιμή 38,96. Όλες οι τιμές των επιμέρους παραμέτρων τρωτότητας και του συνολικού για την παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης εμφανίζονται στο πίνακα 5.4.39 και σχηματικά στο σχήμα 5.28.

Πίνακας 5.4.39: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης.

ΤΜΗΜΑΤΑ	1	2	3	Μέση τιμή
Q _L	22,74	23,27	23,27	23,09
Q _c	29,06	10,42	17,25	18,91
WR	28,54	20,03	13,97	20,85
Q _A	43,23	44,44	44,44	44,04
SS	8,34	9,12	3,19	6,89
Q _R	100,00	100,00	100,00	100,00
LE	83,51	74,67	84,64	80,94
BVI	41,97	37,10	37,79	38,96

Από τα παραπάνω συμπεράνουμε ότι η κύρια αιτία διάβρωσης για την παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης είναι αφενός έλλειψη της τροφοδοσίας της με ιζήματα από την χέρσο. Η άνοδος της στάθμης της θάλασσας έχει μικρή επίδραση για την περίοδο των δέκα χρόνων που υπολογίστηκε με εξαίρεση τα τμήμα 3, 9 και 10 όπου η τιμή τους είναι αρκετά μεγαλύτερη.



Σχήμα 5.28: Οι τιμές τρωτότητας κάθε παραμέτρου και ο δείκτης τρωτότητας για την παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης

5.3.14 Η σχέση του τρωτότητας με την παράμετρο της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής σε σχέση με το χρόνο.

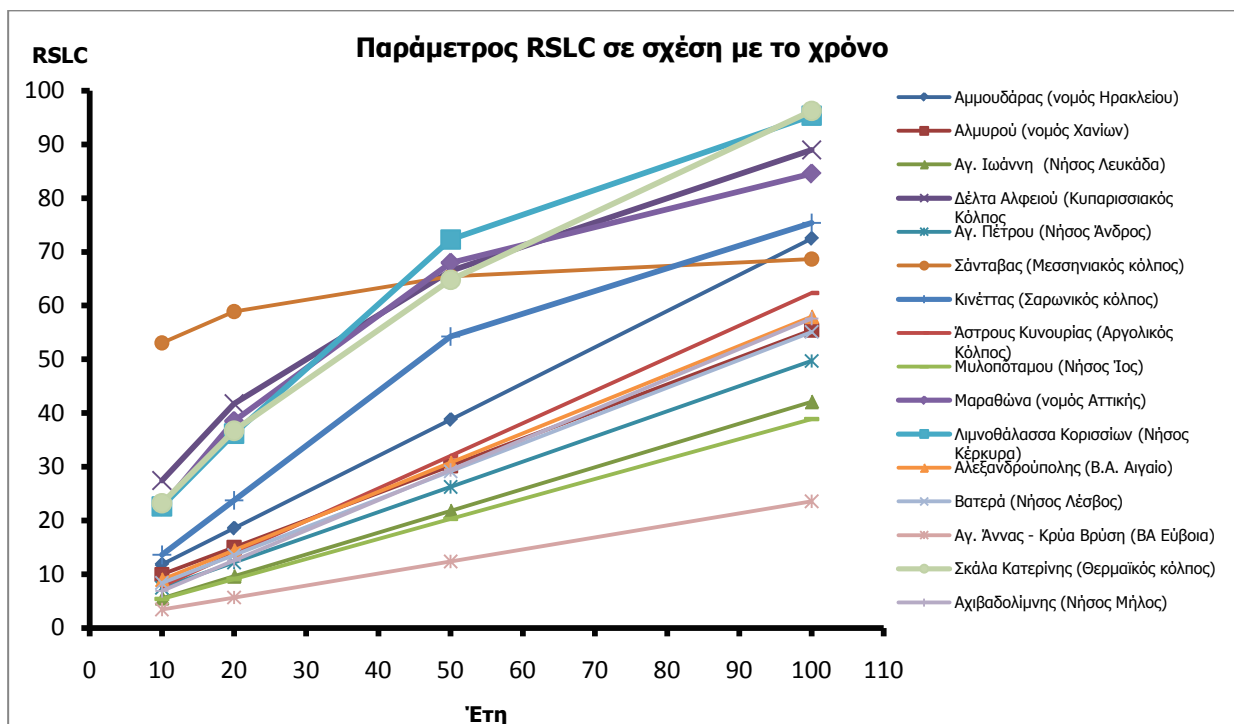
Στην ενότητα αυτή εξετάζεται η μεταβολή της τρωτότητας των παραλιακών ζωνών σε σχέση με την μεταβολή της στάθμης της θάλασσας για διαφορές χρονικές περιόδους. Αυτό γίνεται για αυτή τη παράμετρο μόνο καθώς είναι η μόνη που έχει εμφανή εξάρτηση με τον χρόνο. Ο υπολογισμός της παραμέτρου της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής στον δείκτη τρωτότητας έγινε για σχετική άνοδο της στάθμης της θάλασσας 0,038m που αντιστοιχεί στην εκτιμώμενη τιμή για τα επόμενα 10 χρόνια. Υπολογιστήκαν οι τιμές της παραμέτρου RSLC για τα για χρονικά διαστήματα 10 ετών (0,038m), 20 ετών (0,076m), 50 ετών (0,19m) και 100 ετών (0,38m) σύμφωνα με το σενάριο A1B του IPCC 2007 και παρουσιάζονται στο πίνακα 5.4.40. Από αυτόν και το σχήμα 5.29 φαίνεται ότι η παράμετρος αυτή ακολουθεί μία γραμμική αύξηση για τις περισσότερες παραλιακές ζώνες έως το διάστημα των 100 ετών.

Εξαίρεση αποτελούν οι παραλιακές ζώνες της Σάνταβας όπου μετά από 20 χρόνια η παράμετρος SLRC εμφανίζει να μειώνεται η κλίση της καμπύλης και να πλησιάζει μια ισορροπία σε μια τιμή για τον παράγοντα τρωτότητας 68,67. Αντίστοιχες μειώσεις στην κλίση εμφανίζουν από τα 50 χρόνια και μετά οι παραλιακές ζώνες του Αγ. Πέτρου στην Άνδρο, της λιμνοθάλασσας Κορισίων, του Μαραθώνα και του δέλτα του Αλφειού. Ωστόσο

οι περιοχές αυτές φτάνουν σε πολύ υψηλές τιμές για την παράμετρο της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής (Σχήμα 5.29). Ανάλογα αποτελέσματα που αφορούν όμως τα αποτελέσματα για την αναρρίχηση του κυματισμού και την επίδραση των καταιγίδων σε τυπικές παραλιακές ζώνες των ακτών της Καταλονίας για την σχέση της οπισθοχώρησης

Πίνακας 5.4.40: Τιμές της παραμέτρου RSLC και του δείκτη τρωτότητας για τα χρονικά διαστήματα 1, 20, 50 και 100 ετών.

Παραλιακές ζώνες		10 (0,038m)		20 (0,076m)		50 (0,19m)		100 (0,38m)	
		RSLC	BVI	RSLC	BVI	RSLC	BVI	RSLC	BVI
1	Αμμουδάρας (νομός Ηρακλείου)	11.81	24.05	18.55	25.05	38.76	27.90	72.46	32.72
2	Αλμυρού (νομός Χανίων)	9.96	19.38	15.01	20.11	30.16	22.27	55.41	25.88
3	Αγ. Ιωάννη (Νήσος Λευκάδα)	5.55	28.55	9.62	29.13	21.8	30.87	42.12	33.77
4	Δέλτα Αλφειού (Κυπαρισσιακός Κόλπος)	27.46	28.38	41.75	30.42	66.46	33.95	88.97	37.17
5	Αγ. Πέτρου (Νήσος Άνδρος)	7.48	37.20	12.17	37.87	26.24	39.88	49.69	43.23
6	Σάνταβας (Μεσσηνιακός κόλπος)	53,06	83,51	58,90	54,35	65,43	55,28	68,67	55,74
7	Κινέττας (Σαρωνικός κόλπος)	13,60	40,72	23,76	42,17	54,26	46,53	75,38	49,54
8	Άστρους Κυνουρίας (Αργολικός Κόλπος)	7,79	39,10	13,85	39,96	32,03	42,56	62,34	46,89
9	Μυλοπόταμου (Νήσος Ίος)	5,40	42,38	9,12	42,92	20,29	44,51	38,89	47,17
10	Μαραθώνα (νομός Αττικής)	22,63	41,36	38,50	43,62	67,96	47,83	84,54	50,20
11	Λιμνοθάλασσα Κορισίων (Νήσος Κέρκυρα)	22,63	33,73	36,16	35,66	72,31	40,82	95,33	44,11
12	Αλεξανδρούπολης (Β.Α. Αιγαίο)	9,00	33,57	14,44	34,35	30,76	36,68	57,95	40,56
13	Βατερά (Νήσος Λέσβος)	8,36	31,64	13,55	32,38	29,14	34,61	55,10	38,31
14	Αγ. Άννας - Κρύα Βρύση (ΒΑ Εύβοια)	3,43	30,09	5,66	30,41	12,38	31,37	23,56	32,96
15	Σκάλα Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος)	23,21	37,61	36,71	39,54	64,80	43,55	96,22	48,04
16	Αχιβαδολίμνης (Νήσος Μήλος)	6,89	38,96	12,52	39,72	29,41	42,17	57,58	46,20



Σχήμα 5.29: Μεταβολή της παραμέτρου RSLC σε σχέση με το χρόνο

5.4.14 Σύγκριση αποτελεσμάτων του δείκτη και των παραμέτρων του μεταξύ των παραλιακών ζωνών

Από την σύγκριση των παραλιακών ζωνών μεταξύ τους (βλέπε πίνακα 5.4.41) προκύπτει ότι οι παραλιακές ζώνες με τη μεγαλύτερη τιμή για το δείκτη τρωτότητας είναι η παραλιακή ζώνη του Άστρους με 46,48 ενώ μεγάλες τιμές εμφανίζουν οι παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας, Αγ. Πέτρος Άνδρου, Σάνταβας, Κινέττας, Μυλοπόταμου Ίου, Μαραθώνα και Αχιβαδολίμνης. Αυτό οφείλεται κυρίως στην έλλειψη προσφοράς ιζημάτων από τα ποτάμια και την σε ορισμένες περιπτώσεις την μεγάλη τιμή της παραμέτρου για την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής. Αντίθετα παραλιακές ζώνες ανοικτές και υψηλής κυματικής ενέργειας εμφανίζουν μικρότερες τιμές τρωτότητας με τη μικρότερη τιμή έχει η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού (19,38).

Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας, εμφανίζει χαμηλές τιμές τρωτότητας (28,55) σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές παρόλο το ότι γεγονός δεν τροφοδοτείται από κάποιο ποτάμιο σύστημα. Ωστόσο έχει η μεγαλύτερη δυνατότητα από τις υπόλοιπες για την τροφοδοσία της παραλιακής ζώνης από ιζήματα που βρίσκονται στο χερσαίο όριο της. Επίσης εμφανίζει μικρή τιμή στη αναρρίχηση του κυματισμού και στην οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στα περισσότερα σημεία της έχει μεγάλο πλάτος το οποίο μειώνει τη τιμή της παραμέτρου της οπισθοχώρησης.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι οι περισσότερες παραλιακές ζώνες εμφανίζουν μέσες τιμές τρωτότητας. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι είναι υπολογισμένες για μια περίοδο 10 χρόνων, που θεωρείται πολύ κοντινή και στις περισσότερες περιοχές η επίδρασή της στάθμης της θάλασσας είναι μικρή. Όμως λόγω της αυξανόμενης στάθμης της θάλασσας αναμένονται και οι τιμές να αυξηθούν. Επίσης, στις μέτριας έντασης τρωτότητας συμβάλει η παράμετρος της αιολικής μεταφοράς ιζημάτων, η οποία στις περισσότερες περιπτώσεις είναι πολύ χαμηλή. Ωστόσο το ότι η αιολική στερεομεταφορά υπολογίζεται σε $m^3/year$ ενώ η υπόλοιπες παράμετροι που εκφράζουν όγκους ιζήματος σε $10^3 m^3/year$, δηλαδή μια τάξη μεγέθους παραπάνω δείχνει την σημαντικότητα της επίδρασης της στην παραλιακή ζώνη. Ωστόσο, στο δείκτη τρωτότητας συμμετέχουν ισοβαρώς, γεγονός που μειώνει την συνολική τιμή του δείκτη.

Ακόμα, οι τιμές του δείκτη στις παραλιακές ζώνες οι οποίες θεωρητικά δέχονται ποτάμιες εισροές ιζημάτων αναμένονται να είναι μεγαλύτερες καθώς στις περισσότερες περιπτώσεις η στερεοπαροχή τους έχει αναχαιτιστεί από ανθρώπινες κατασκευές περισσότερα από αυτά έχουν δεχτεί την ανθρώπινη παρέμβαση με την κατασκευή φραγμάτων ανάσχεσης και άρδευσης.

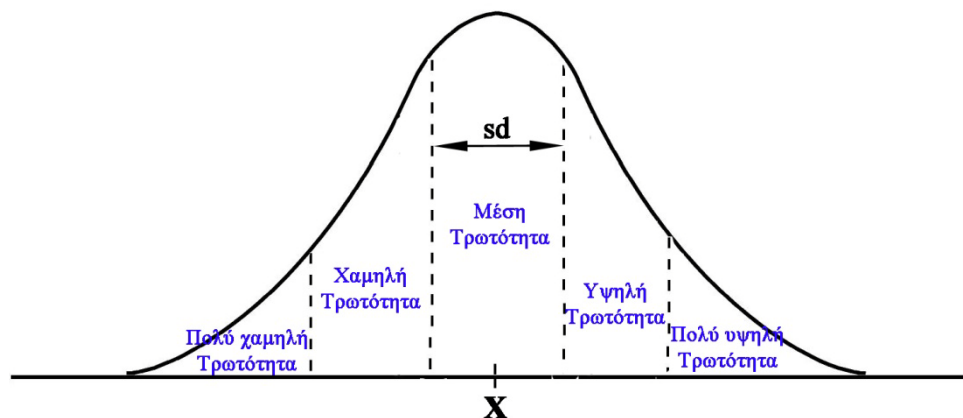
Πίνακας 5.4.41: Τιμές των παραμέτρων τρωτότητας και του δείκτη ανά παραλιακή ζώνη.

Παραλιακές ζώνες		Q_L	Q_C	WR	Q_A	RSLC	Q_R	LE	BVI
1	Αμμουδάρας (νομός Ηρακλείου)	4,44	11,30	13,81	21,84	11,81	48,82	73,37	26,48
2	Αλμυρού (νομός Χανίων)	6,61	10,24	25,61	34,03	9,96	12,52	36,72	19,38
3	Αγ. Ιωάννη (Νήσος Λευκάδα)	11,53	42,65	6,48	18,00	5,55	100,00	16,32	28,55
4	Δέλτα Αλφειού (Κυπαρισσιακός Κόλπος)	13,72	29,85	43,00	4,75	27,46	42,19	38,29	28,38
5	Αγ. Πέτρου (Νήσος Άνδρος)	13,82	26,13	35,87	36,15	70,62	100,00	38,04	44,95
6	Σάνταβας (Μεσσηνιακός κόλπος)	8,71	40,00	29,59	18,94	26,93	100,00	84,24	42,71
7	Κινέττας (Σαρωνικός κόλπος)	11,73	45,46	48,53	26,75	46,77	100,00	37,84	43,39
8	Άστρους Κυνουρίας (Αργολικός Κόλπος)	18,67	31,79	63,11	1,81	55,75	100,00	55,14	46,48
9	Μυλοπόταμου (Νήσος Ίος)	22,68	17,81	54,78	25,73	5,40	100,00	83,16	42,38
10	Μαραθώνα (νομός Αττικής)	22,25	14,75	48,99	43,77	22,63	100,00	59,00	41,36
11	Λιμνοθάλασσα Κορισίων (Νήσος Κέρκυρα)	13,66	22,81	18,74	22,33	22,63	100,00	47,07	33,73
12	Αλεξανδρούπολης (Β.Α. Αιγαίο)	11,30	17,28	48,47	25,84	9,00	100,00	27,43	33,57
13	Βατερά (Νήσος Λέσβος)	26,75	18,95	56,82	5,07	8,36	25,07	82,98	31,64
14	Αγ. Άννας - Κρύα Βρύση (ΒΑ Εύβοια)	15,08	41,62	26,92	8,73	3,43	60,51	58,69	30,09
15	Σκάλα Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος)	12,47	26,98	79,42	29,70	23,21	33,18	73,16	37,61
16	Αχιβαδολίμνης (Νήσος Μήλος)	23,09	18,91	20,85	44,04	6,89	100,00	80,94	38,96

5.4.15 Περιγραφική κλίμακα για τον δείκτη τρωτότητας

Η περιγραφική κλίμακα για τον δείκτη τρωτότητας περιλαμβάνει 5 κατηγορίες με βάση την τρωτότητα της παραλιακής ζώνης. Αυτές είναι: i) Πολύ Χαμηλή τρωτότητα, ii) Χαμηλή τρωτότητα, iii) Μέση τρωτότητα, iv) Υψηλή τρωτότητα και v) Πολύ υψηλή τρωτότητα.

Οι κατηγορίες αυτές προέκυψαν από την στατιστική επεξεργασία των τιμών τρωτότητας, όπου το στατιστικό πλήθος αποτελούν όλα τα τμήματα των παραλιακών ζωνών χωρίς να γίνεται διάκριση σε πια παραλιακή ζώνη ανήκουν. Από το δείγμα αυτό υπολογίστηκε η τυπική απόκλιση για πέντε κλάσεις κατάταξης και ο διάμεσος και με βάση αυτά προσδιορίστηκαν τα όρια τρωτότητα. Γραφικά φαίνονται στο σχήμα 5.30.



Σχήμα 5.30: Σχηματική απεικόνιση του υπολογισμού των περιγραφικών ορίων τρωτότητας.

Με αυτό τον τρόπο δημιουργήθηκε ένα σύνολο από 99 τιμές για τον δείκτη τρωτότητας. Από αυτές υπολογίστηκε η τυπική απόκλιση και ο διάμεσος και με βάση αυτά προσδιορίστηκαν τα όρια τρωτότητας. Το ίδιο έγινε και για τις μέσες τιμές τρωτότητας των παραλιακών ζωνών. Σε αυτή την περίπτωση το πλήθος των τιμών ήταν 16. Ωστόσο οι τιμές που υπολογίστηκαν ήταν αρκετά κοντά. Επιλέχτηκε να διατηρηθούν τα όρια τρωτότητας που προέκυψαν από το μεγάλο πλήθος παρατηρήσεων καθώς είναι καλύτερο το στατιστικό δείγμα. Οι τιμές για τα όρια τρωτότητας καθώς και για την τυπική απόκλιση και τη διάμεσο δίνονται στο πίνακα 5.4.42.

Πίνακας 5.4.42: Οι τιμές για τα όρια τρωτότητας καθώς και για τη διάμεσο και την τυπική απόκλιση

	Πλήθος	Διάμεσος	Τυπική Απόκλιση	Πολύ χαμηλή	Χαμηλή	Μέση	Υψηλή	Πολύ Υψηλή
Παραλιακές Ζώνες	16	35,67	10,59	<10,59	10,59-25,27	25,27-35,67	35,67-46,26	46,26<
Τμήματα	99	33,88	9,755	0-9,76	9,76-24,12	24,12 -33,88	33,88-43,64	43,64<

Με βάση τα δεδομένα των πινάκων 5.3.54 και 5.3.55 καμία καμιά παραλιακή ζώνη δεν εμπίπτει στις πολύ χαμηλής τρωτότητας. Στις «χαμηλής τρωτότητας» ανήκει μόνο τη παραλιακή ζώνη του Αλμυρού (ν. Χανίων). Στις «μέσης τρωτότητας» κατατάσσονται οι παραλιακές ζώνες της Αμμουδάρας (ν. Ηρακλείου) του Αγ. Ιωάννη (Ν. Λευκάδα), του δέλτα του Αλφειού, τις Λιμνοθάλασσας Κορισσίων (Ν. Κέρκυρα), της Αλεξανδρούπολης (Β.Α. Αιγαίο), των Βατερών (Ν. Λέσβος) και της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης (Ν. Εύβοια). Στις «Υψηλής τρωτότητας» ανήκουν οι παραλιακές ζώνες της Σάνταβας (Μεσσηνιακός κόλπος), της Κινέττας (Σαρωνικός κόλπος), του Μυλοπόταμου (Ν. Ίος), του Μαραθώνα (ν. Αττικής), της Σκάλας Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος) και τις Αχιβαδολίμνης (ν. Μήλος).

Τέλος στις «πολύ υψηλής τρωτότητας» παραλιακές ζώνες κατατάσσονται η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου (Ν. Ανδρός) και του Άστρους Κυνουρίας. Οι τιμές του δείκτη μαζί με την μικρότερη και μεγαλύτερη παράμετρο και το χαρακτηρισμός τους παρουσιάζονται στο πίνακα 5.4.43

Από αυτόν προκύπτει ότι για τις περισσότερες παραλιακές ζώνες την τιμή της τρωτότητας την διαμορφώνουν ως προς το μέγιστό η απώλεια ποτάμιας τροφοδοσίας και η έλλειψη δυνατότητας τροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης από της γεωμορφές που βρίσκονται στο χερσαίο τμήμα και στην αναρρίχηση του κυματισμού. Ως προς τις ελάχιστες τιμές, οι τιμές της τρωτότητας διαμορφώνονται κυρίως στις μικρές τιμές της παράλληλης στερεομεταφοράς και στην μικρή επίδραση της ανόδου της στάθμης της θάλασσας σε εύρος δεκαετίας. Στην περίπτωση του Μαραθώνα, η καθετή προς την ακτή στερεομεταφορά είναι αυτή εμφανίζει τη μικρότερη τιμή από τις παραμέτρους του δείκτη.

Πίνακας 5.4.43: Τιμές τρωτότητας, η ελάχιστη και η μέγιστη παράμετρος και χαρακτηρισμός για τις παραλιακές ζώνες

Παραλιακές ζώνες		Ελάχιστη		Μέγιστη		BVI	ΤΡΩΤΟΤΗΤΑ
		Παράμετρος	Τιμή	Παράμετρος	Τιμή		
1	Αμμουδάρας (νομός Ηρακλείου)	Q _L	4,44	LE	73,37	26,48	Μέση
2	Αλμυρού (νομός Χανίων)	Q _L	6,61	LE	36,72	19,38	Χαμηλή
3	Αγ. Ιωάννη (Νήσος Λευκάδα)	RSLC	5,55	Q _R	100,00	28,55	Μέση
4	Δέλτα Αλφειού (Κυπαρισσιακός Κόλπος)	Q _A	4,75	WR	43,00	28,38	Μέση
5	Αγ. Πέτρος (Νήσος Άνδρος)	Q _L	13,82	Q _R	100,00	44,95	Πολύ υψηλή
6	Σάνταβας (Μεσσηνιακός κόλπος)	Q _L	8,71	Q _R	100,00	42,71	Υψηλή
7	Κινέττας (Σαρωνικός κόλπος)	Q _L	11,73	Q _R	100,00	43,39	Υψηλή
8	Άστρους Κυνουρίας (Αργολικός Κόλπος)	Q _A	1,81	Q _R	100,00	46,48	Πολύ υψηλή
9	Μυλοπόταμου (Νήσος Ίος)	RSLC	5,40	Q _R	100,00	42,38	Υψηλή
10	Μαραθώνα (νομός Αττικής)	Q _c	14,75	Q _R	100,00	41,36	Υψηλή
11	Λιμνοθάλασσα Κορισίων (Νήσος Κέρκυρα)	Q _L	13,66	Q _R	100,00	33,73	Μέση
12	Αλεξανδρούπολης (Β.Α. Αιγαίο)	RSLC	9,00	Q _R	100,00	33,57	Μέση
13	Βατερά (Νήσος Λέσβος)	Q _A	5,07	LE	82,98	31,64	Μέση
14	Αγ. Άννας - Κρύα Βρύση (ΒΑ Εύβοια)	RSLC	3,43	Q _R	60,51	30,09	Μέση
15	Σκάλα Κατερίνης (Θερμαϊκός κόλπος)	Q _L	12,47	WR	79,42	37,61	Υψηλή
16	Αχιβαδολίμνης (Νήσος Μήλος)	RSLC	6,89	Q _R	100,00	38,96	Υψηλή

Εφαρμόζοντας την ίδια κατάταξη σε κλίμακα παραλιακής ζώνης κατηγοριοποιώντας τα τμήματα τις κάθε μιας προκύπτει ότι για την παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας το 46,15% της χαρακτηρίζετε σαν «χαμηλής τρωτότητας» και το 53,85% σαν «μέσης τρωτότητας». Η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού στο σύνολο της χαρακτηρίζετε σαν «χαμηλής τρωτότητας». Για την παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη το 90,9% της έκτασης της χαρακτηρίζετε σαν «μέσης τρωτότητας» ενώ το 9,1% σαν «υψηλής τρωτότητας. Οι παραλιακές ζώνες του δέλτα Αλφειού, του Αγ. Πέτρου και της Σάνταβας έχουν κοινό χαρακτηρισμό ως προς την τρωτότητα σε όλο το μήκος τους και χαρακτηρίζονται σαν «μέσης», «υψηλής» και «πολύ υψηλής τρωτότητας» αντίστοιχα. Η παραλιακή ζώνη της Κινέττας χαρακτηρίζεται σε ποσοστό 90,9% σαν «υψηλής τρωτότητας» και σαν 9,1% σαν «πολύ υψηλής τρωτότητας». Όμοια και η παραλιακή ζώνη του Άστρους εμφανίζει δύο χαρακτηρισμούς τρωτότητας «υψηλής» και «πολύ υψηλής» με ποσοστά 83,3% και 16,6%. Τους ίδιους χαρακτηρισμούς έχουν και οι παραλιακές ζώνες του Μυλοπόταμου και του Μαραθώνα, με ποσοστά για την «υψηλή τρωτότητα» 40% και 75% αντίστοιχα, ενώ για την «πολύ υψηλή» 60% και 25% αντίστοιχα. Η παραλιακή ζώνη της Λιμνοθάλασσας Κορισίων εμφανίζει τρεις κατηγορίες τρωτότητας με το 80% της να χαρακτηρίζετε σαν «μέσης τρωτότητας», το 10% σαν «υψηλής τρωτότητας» και το υπόλοιπο 10% σαν «πολύ υψηλής τρωτότητας». Η παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης χαρακτηρίζετε σαν «μέσης τρωτότητας» σε ποσοστό 66,7%, ενώ σαν «υψηλής τρωτότητας» σε ποσοστό 33,3%. Η παραλιακή ζώνη των Βατερών εμφανίζει χαρακτηρισμούς τρωτότητας από «μέση τρωτότητας» σε ποσοστό 18,2%, «υψηλής τρωτότητας» σε ποσοστό 72,7% και «πολύ υψηλής τρωτότητας» σε ποσοστό 9,1%. Το 77,7% της παραλιακής ζώνης της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης χαρακτηρίζεται σαν «μέσης

τρωτότητας» και το υπόλοιπο 22,3% σαν «χαμηλής τρωτότητας». Για την παραλιακή ζώνης της Σκάλας Κατερίνης το 60% του μήκους της χαρακτηρίζετε σαν «μέσης τρωτότητας», ενώ το 20% σαν «υψηλής τρωτότητας» και το υπόλοιπο 20% σαν «πολύ υψηλής τρωτότητας». Η παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης χαρακτηρίζεται σαν «υψηλής τρωτότητας» στο σύνολό της.

Ο χαρακτηρισμών των παραλιακών ζωνών ως προς την τρωτότητα έγινε με βάση την στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων που αφορούσαν τα τμήματα των παραλιακών ζωνών στις οποίες εφαρμόστηκε ο δείκτης. Το γεγονός αυτό έχει σαν συνέπεια αυτά να μεταβάλλονται όσο το δείγμα αυξάνεται, μέχρι αυτό να γίνει αντιπροσωπευτικό για το σύνολο των παραλιακών ζωνών του Ελληνικού χώρου και τα όρια για τον χαρακτηρισμό της τρωτότητας να σταθεροποιηθούν.

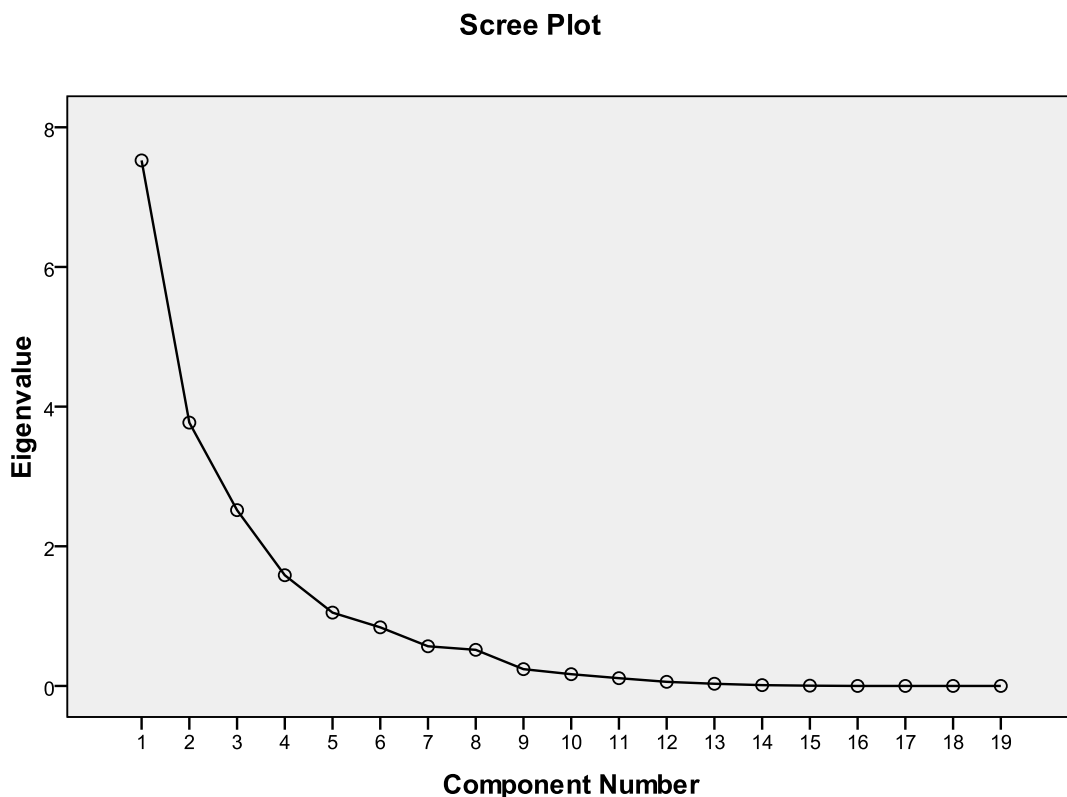
Για το λόγω αυτό, ενώ η μέθοδος του δείκτη τρωτότητας μπορεί να εφαρμοστεί σε όλα τα μικροπαλιρροϊκά περιβάλλοντα, δεν ισχύει το ίδιο και για τον χαρακτηρισμό των ορίων της τρωτότητας. Αυτό συμβαίνει καθώς οι περιοχές εφαρμογής ήταν αποκλειστικά από τον Ελληνικό χώρο και δεν περιλαμβάνει άλλες παραλιακές ζώνες είτε από τη Μεσόγειο είτε από ωκεάνιο περιβάλλον. Για να είναι δυνατή αυτή η εφαρμογή του θα πρέπει να εμπλουτιστεί η βάση δεδομένων και στοιχεία από τέτοιες περιοχές.

5.5 Ανάλυση των κύριων παραγόντων που διαμορφώνουν το δείκτη.

Η παραγοντική ανάλυση των χαρακτηριστικών των παραλιών έγινε με σκοπό να διαπιστωθεί η δυνατότητα ομαδοποίησης των μεταβλητών που χρειάζεται ο δείκτης τρωτότητας των παραλιακών ζωνών αλλά και να εξεταστεί η βαρύτητα των μεταβλητών στο σύνολο των παραλιακών ζωνών αλλά και σε τέσσερις κατηγορίες παραλιακών ζωνών οι οποίες διακρίνονται αρχικά στις υψηλής ενέργειας και τις προστατευμένες και σε ένα δεύτερο διαχωρισμό ανοικτές και κλειστής κυκλοφορίας ενώ χωριστά εξετάστηκαν και οι παραλιακές ζώνες που φιλοξενούν εκβολές ενεργών ποτάμιων συστημάτων. Με βάση τις ιδιοτιμές (eigenvalues) και το διάγραμμα Scree plot επιλέχθηκαν όσοι παράγοντες (factors) έχουν ιδιοτιμή πάνω από 1 και ερμηνεύουν το 70-80% της συνολικής διακύμανσης.

5.5.1 Σύνολο παραλιακών ζωνών.

Με βάση τις ιδιοτιμές (eigenvalues) και στο διάγραμμα Scree plot (σχήμα 5.31) επιλέχθηκαν 5 παράγοντες (factors).



Σχήμα 5.31: Scree plot για το σύνολο των παραλιακών ζωνών

Από τη στατιστική επεξεργασία των επιμέρους χαρακτηριστικών των εξεταζόμενων παραλιακών ζωνών έδειξε ότι 3 είναι οι κύριοι παράγοντες που ερμηνεύουν το 72,76%, ενώ οι 5 παράγοντες ερμηνεύουν το 86,57% της ολικής μεταβλητότητας (Πίνακας 5.5.1).

Πίνακας 5.5.1: Πινάκας παραγόντων για το σύνολο των παραλιακών ζωνών.

		FACTOR				
		1	2	3	4	5
Ποσοστό Σημαντικότητας Παράγοντα		39,60	59,45	72,70	81,05	86,57
Μεταβλητές	Ύψος κύματος στη θραύση	,825	,031	-,005	-,027	,391
	Γωνία θραύσης κύματος.	,177	-,574	,079	,512	,288
	Σημαντικό ύψος κύματος	,848	,476	-,054	-,130	,043
	Μήκος κύματος	,920	,288	,087	-,040	,037
	Περίοδος κύματος	,881	,311	,180	-,077	,051
	Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων	-,156	,919	,188	,100	,004
	Ποτάμια Στερεοπαροχή	,539	-,366	,514	-,225	-,130
	Σημερινή θέση ακτογραμμής	,642	,269	-,321	-,317	-,286
	Μελλοντική θέση ακτογραμμής	,607	-,379	,540	-,040	,302
	Ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας	,230	,212	,897	,055	,053
	Ύψος χερσαίου ορίου	,742	-,002	-,273	,555	-,052
	Μέγιστο βάθος κινητοποίησης	,865	,448	-,025	-,116	,040
	Ύψος Berm	,742	-,002	-,273	,555	-,052
	Μήκος προφίλ	,708	-,478	,266	-,325	-,197
	Κλίση ακτής	-,527	,485	,515	,430	-,082
	Ταχύτητα ανέμου	,077	,369	-,570	-,156	,571
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (ζώνη Θραύσης)	-,228	,885	,288	,177	-,018
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Χερσαίο τμήμα)	-,311	,460	-,101	-,297	-,055

Ο παράγοντας 1 (Πίνακας 5.4.1) δείχνει ότι αντιπροσωπεύει τα κυματικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης (Σημαντικό ύψος κύματος, περίοδος, μήκος, ύψος και βάθος θραύσης και το μέγιστο βάθος κινητοποίησης), ενώ συμπεριλαμβάνει και το ύψος του χερσαίου ορίου και του berm καθώς και το συνολικό μήκος του προφίλ.

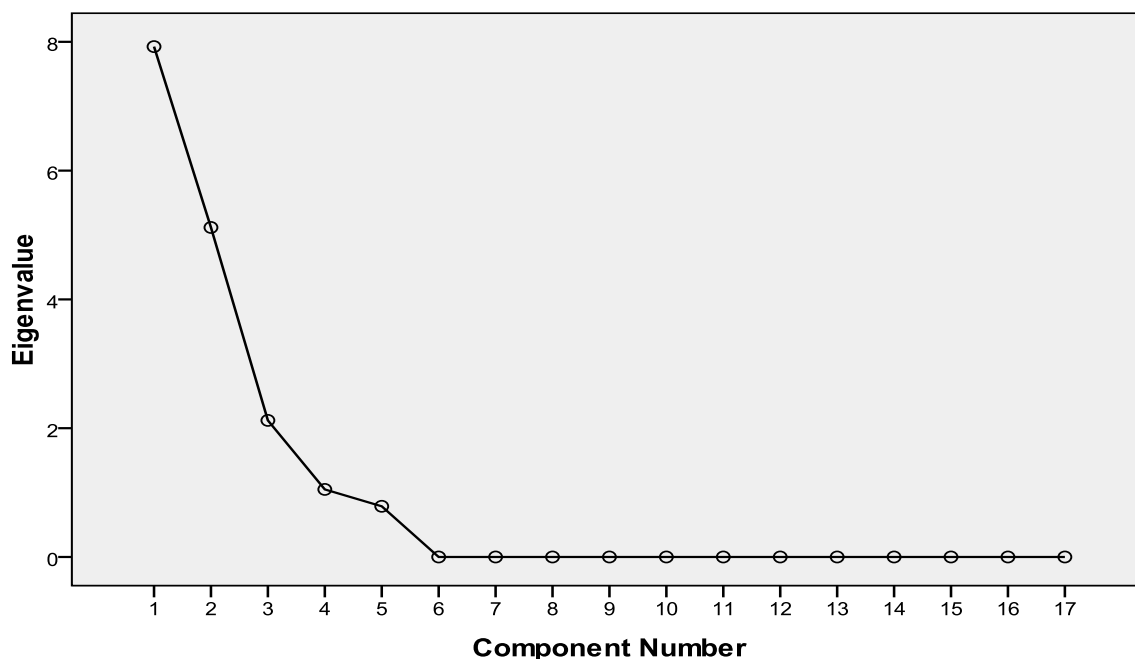
Ο παράγοντας 2 αντιπροσωπεύει την κοκκομετρία στο θαλάσσιο τμήμα της παραλιακής ζώνης, στη ζώνη θραύσης και περιλαμβάνει την ταχύτητα καθίζησης των κόκκων. Ενώ ο παράγοντας 3 περιλαμβάνει το ρυθμό ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Οι παράγοντες 4 και 5 εμφανίζουν μικρότερες τιμές στις υπόλοιπες μεταβλητές.

5.5.2 Υψηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες.

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι παραλιακές ζώνες i) Αμμουδάρας ii) Αλμυρού, iii) Αγ. Ιωάννη Λευκάδας, iv) δέλτα Αλφειού, v) Αγ. Πέτρου Άνδρου, vi) Άστρους, vii) λιμνοθάλασσας Κορισίων, viii) Αλεξανδρούπολης ix) Βατερών και x) Σκάλα Κατερίνης.

Με βάση τις ιδιοτιμές (eigenvalues) και στο διάγραμμα Scree plot (σχήμα 5.32) επιλέχθηκαν όσοι παράγοντες (factors) έχουν ιδιοτιμή πάνω από 1 και ερμηνεύουν το 70-80% της συνολικής διακύμανσης.

Scree Plot



Σχήμα 5.32: Scree plot για το τις υψηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες

Από τη στατιστική επεξεργασία των επιμέρους χαρακτηριστικών των εξεταζόμενων παραλιακών ζωνών έδειξε ότι 3 είναι οι κύριοι παράγοντες που ερμηνεύουν το 72,76%, ενώ οι 4 παράγοντες ερμηνεύουν το 95,37% της ολικής μεταβλητότητας (Πίνακας 5.5.2).

Πίνακας 5.5.2: Πίνακας παραγόντων (factor) για το σύνολο των παραλιακών ζωνών.

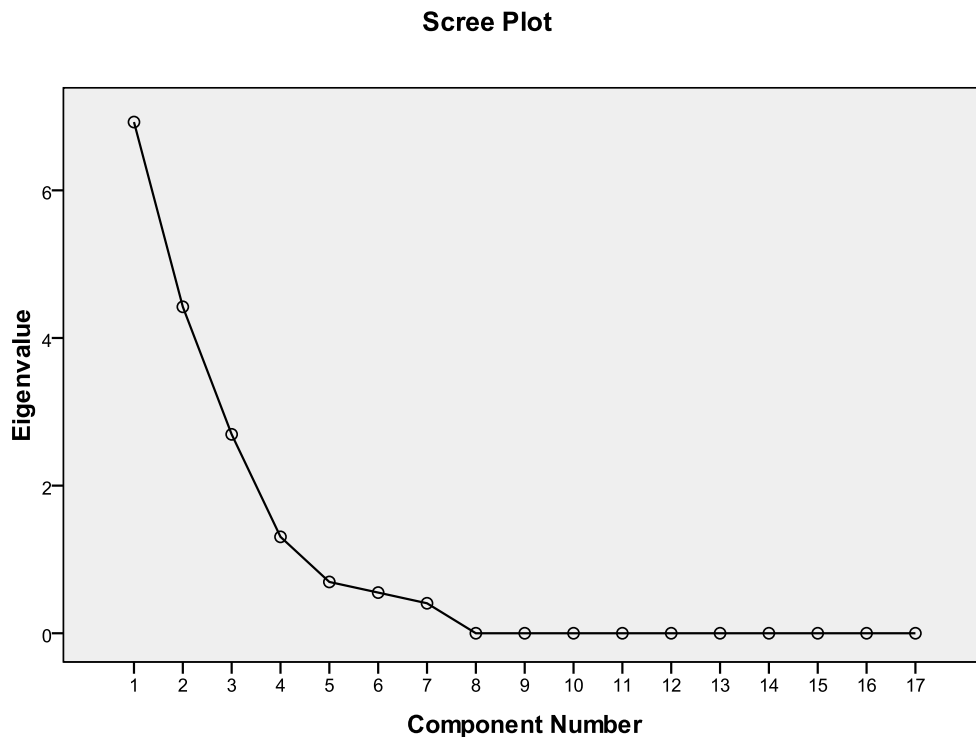
		FACTOR			
		1	2	3	4
Ποσοστό Σημαντικότητας Παράγοντα		46,62	76,72	89,20	95,37
Μεταβλητές	Ύψος κύματος στη θραύση	-0,446	-0,464	0,682	-0,127
	Γωνία θραύσης κύματος.	0,990	0,124	0,037	-0,050
	Σημαντικό ύψος κύματος	0,978	0,156	0,012	-0,098
	Μήκος κύματος	0,948	0,275	-0,121	-0,103
	Περίοδος κύματος	0,395	0,886	0,139	-0,046
	Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων	0,938	0,099	0,173	0,053
	Ποτάμια Στερεοπαροχή	0,905	-0,174	0,266	-0,112
	Σημερινή θέση ακτογραμμής	-0,446	-0,464	0,682	-0,127
	Μελλοντική θέση ακτογραμμής	0,257	-0,238	-0,821	-0,410
	Ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας	-0,104	0,962	-0,163	0,075
	Ύψος χερσαίου ορίου	0,377	-0,142	0,738	0,242
	Μέγιστο βάθος κινητοποίησης	0,988	0,136	0,026	-0,061
	Μήκος προφίλ	0,338	-0,743	-0,287	0,377
	Κλίση ακτής	-0,295	0,950	0,094	-0,046
	Ταχύτητα ανέμου	0,680	-0,641	0,205	-0,175
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (ζώνη Θραύσης)	0,326	0,921	0,168	-0,091
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Χερσαίο τμήμα)	0,988	0,136	0,026	-0,061

Ο παράγοντας 1 (Πίνακας 5.5.2) δείχνει και εδώ ότι οι κυρίαρχες μεταβλητές αποτελούν τα κυματικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης, ενώ συμπεριλαμβάνει και την κοκκομετρία της παραλιακής ζώνης που ελέγχει την επανατροφοδοσία της από το χερσαίο όριο της παραλιακής ζώνης. Ο παράγοντας 2 αντιπροσωπεύει την κοκκομετρία στο θαλάσσιο τμήμα της παραλιακής ζώνης, στη ζώνη θραύση και το περιλαμβάνει το ρυθμό ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Ενώ υποβαθμίζεται από την παραπάνω περίπτωση η περίοδος του κύματος και το μήκος του προφίλ. Ο παράγοντας 4 εμφανίζει μικρότερες τιμές για υπόλοιπες μεταβλητές.

5.5.3 Μέσης ενέργειας παραλιακές ζώνες.

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι παραλιακές ζώνες i) Σάνταβας ii) Κινέττας, iii) Άστρους, iv) Μυλοπόταμου Ίου, v) Μαραθώνα, vii) Λιμνοθάλασσας Κορισσίων, viii) Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης και ix) Αχιβαδολίμνης.

Με βάση τις ιδιοτιμές (eigenvalues) και στο διάγραμμα Scree plot (σχήμα 5.33) επιλέχθηκαν όσοι παράγοντες (factors) έχουν ιδιοτιμή πάνω από 1 και ερμηνεύουν το 70-80% της συνολικής διακύμανσης.



Σχήμα 5.33: Scree plot για τις χαμηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες

Από τη στατιστική επεξεργασία των επιμέρους χαρακτηριστικών των εξεταζόμενων παραλιακών ζωνών έδειξε ότι 3 είναι οι κύριοι παράγοντες που ερμηνεύουν το 72,76%, ενώ οι 4 παράγοντες ερμηνεύουν το 95,37% της ολικής μεταβλητότητας (Πίνακας 5.5.3).

Πίνακας 5.5.3: Πινάκας παραγόντων για της χαμηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες.

		FACTOR			
		1	2	3	4
Ποσοστό Σημαντικότητας Παράγοντα		40,735	66,748	82,598	90,280
Μεταβλητές	Ύψος κύματος στη θραύση	,874	-,393	,210	-,040
	Γωνία θραύσης κύματος.	-,215	-,504	,291	,617
	Σημαντικό ύψος κύματος	,983	,133	-,008	,020
	Μήκος κύματος	,952	,052	,274	,043
	Περίοδος κύματος	,925	,147	,317	-,039
	Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων	,272	,929	-,002	,116
	Ποτάμια Στερεοπαροχή	,804	,232	-,478	,076
	Σημερινή θέση ακτογραμμής	,807	-,040	-,466	,146
	Μελλοντική θέση ακτογραμμής	,482	-,333	,760	-,196
	Ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας	,091	,735	,557	-,095
	Ύψος χερσαίου ορίου	,984	,127	,042	,020
	Μέγιστο βάθος κινητοποίησης	,497	-,172	-,135	,604
	Μήκος προφίλ	,520	-,665	,212	-,304
	Κλίση ακτής	-,340	,899	,195	,142
	Ταχύτητα ανέμου	,279	-,260	-,852	,022
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (ζώνη Θραύσης)	,223	,954	-,004	,169
Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Χερσαίο τμήμα)	,214	,358	-,479	-,571	

Ο παράγοντας 1 (Πίνακας 5.5.3) δείχνει και εδώ ότι οι κυρίαρχες μεταβλητές αποτελούν τα κυματικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης, ενώ συμπεριλαμβάνει και το ύψος του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης. Σημαντικές μεταβλητές σε αυτή την περίπτωση φαίνονται να είναι οι ποτάμια στερεοπαροχή που δέχεται η παραλιακή ζώνη αλλά και η θέση της ακτογραμμής που εκφράζει το σημερινό πλάτος της εκάστοτε παραλιακής ζώνης. Ο παράγοντας 2 αντιπροσωπεύει την κοκκομετρία στο θαλάσσιο τμήμα της παραλιακής ζώνης, στη ζώνη θραύση με την μεταβλητή της ταχύτητας καθίζησης των κόκκων και του μέσου κοκκομετρικού μεγέθους. Περιλαμβάνει επίσης και το ρυθμό ανόδου της στάθμης της θάλασσας αλλά και την κλίση της ακτής. Ο παράγοντας 3 σημαντική την μελλοντική θέση της ακτογραμμής που εκφράζει την δυνατότητα της παραλιακής ζώνης να τροφοδοτείται από το χερσαίο όριο. Στο παράγοντα 4 εντάσσονται οι γωνία θραύσης του κύματος και το μέγιστο βάθος κινητοποίησης.

5.5.4 Ανοικτές παραλιακές ζώνες.

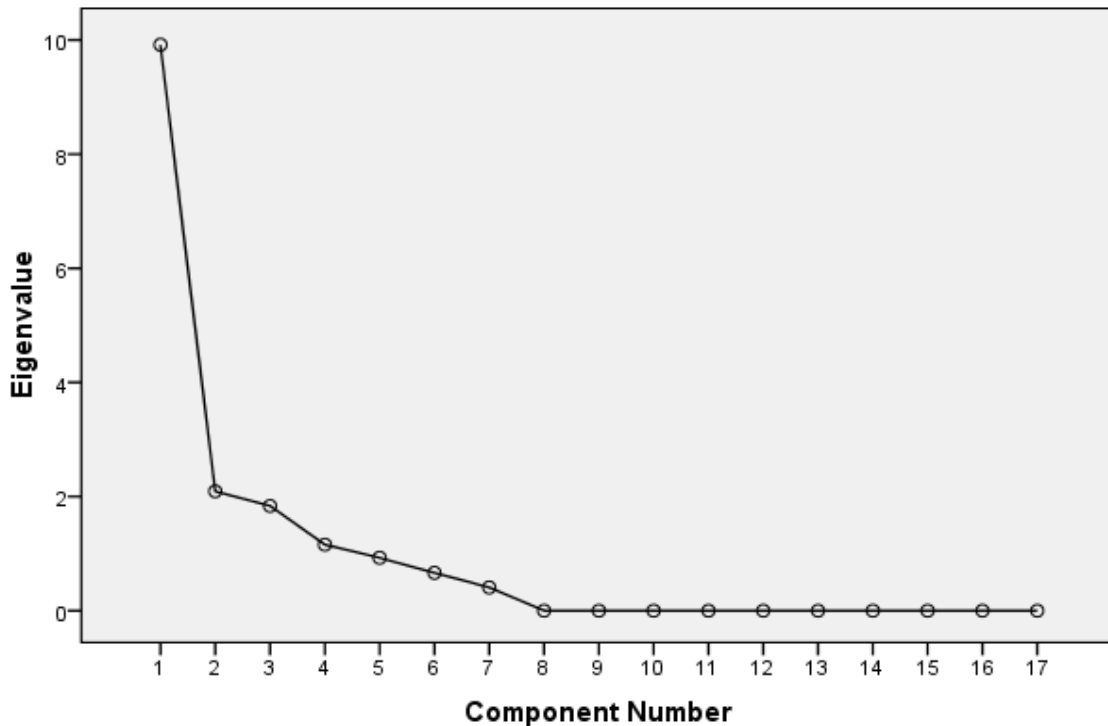
Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι παραλιακές ζώνες i) Αμμουδάρας ii) Αλμυρού, iii) Λευκάδας, iv) δέλτα Αλφειού, v) Άστρους, vi) λιμνοθάλασσας Κορισίων, vii) Αλεξανδρούπολης και viii) Σκάλα Κατερίνης.

Με βάση τις ιδιοτιμές (eigenvalues) και στο διάγραμμα Scree plot (σχήμα 5.34) επιλέχθηκαν όσοι παράγοντες (factors) έχουν ιδιοτιμή πάνω από 1 και ερμηνεύουν το 70-80% της συνολικής διακύμανσης.

Από τη στατιστική επεξεργασία των επιμέρους χαρακτηριστικών των εξεταζόμενων παραλιακών ζωνών έδειξε ότι 3 είναι οι κύριοι παράγοντες που ερμηνεύουν το

81,45%, ενώ οι 4 παράγοντες ερμηνεύουν το 88,25% της ολικής μεταβλητότητας (Πίνακας 5.5.4).

Scree Plot



Σχήμα 5.34: Scree plot για τις ανοικτές παραλιακές ζώνες.

Ο παράγοντας 1 (Πίνακας 5.4.4) δείχνει και εδώ ότι οι κυρίαρχες μεταβλητές αποτελούν τα κυματικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης, ενώ συμπεριλαμβάνει και το ύψος του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης. Σημαντικές μεταβλητές σε αυτή την περίπτωση φαίνονται να είναι οι μεταβλητές της ποτάμιας στερεοπαροχής άλλα και η θέση η μελλοντική θέση της ακτογραμμής και η μεταβλητή που εκφράζει το ρυθμό ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Ο παράγοντας 3 συμπεριλαμβάνεται η γωνιά με την οποία προσεγγίζει το κύμα την ακτή κατά την θραύση του, ελέγχοντας το παράκτιο ρεύμα. Τέλος ο παράγοντας 4 περιέχει τη μεταβλητή της ταχύτητας του ανέμου όπως αυτή εντάσσεται στις παραμέτρους της αιολικής στερεομεταφοράς.

Πίνακας 5.5.4: Πινάκας παραγόντων για τις ανοικτές παραλιακές ζώνες.

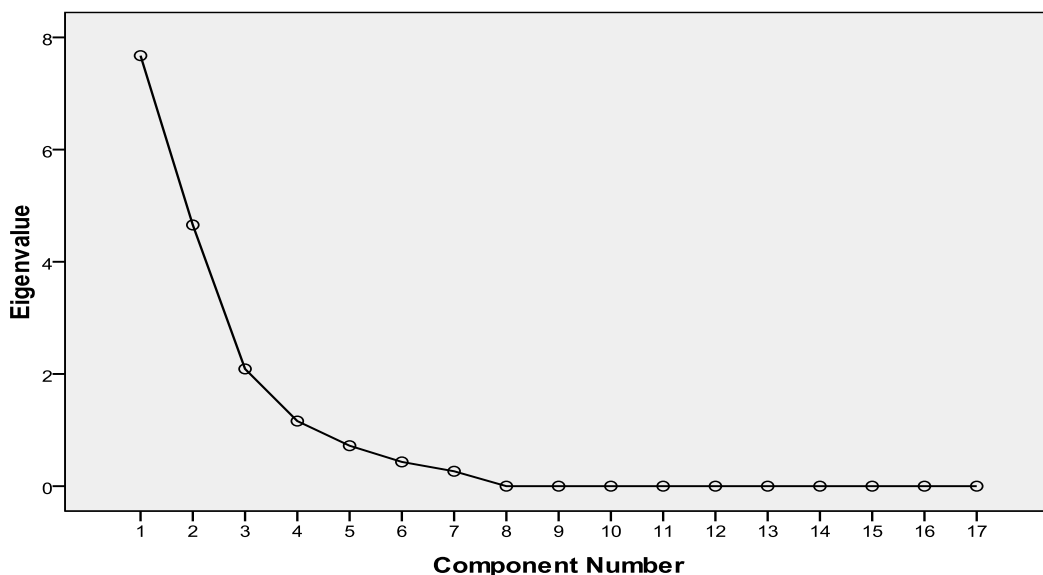
		FACTOR			
		1	2	3	4
Ποσοστό Σημαντικότητας Παράγοντα		58,34	70,64	81,45	88,25
Μεταβλητές	Ύψος κύματος στη θραύση	,619	,556	,266	,068
	Γωνία θραύσης κύματος	,249	,161	,862	-,024
	Σημαντικό ύψος κύματος	,919	,226	-,100	,056
	Μήκος κύματος	,935	,285	,031	-,034
	Περίοδος κύματος	,892	,369	,147	-,144
	Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων	-,616	-,529	,024	,012
	Ποτάμια Στερεοπαροχή	,050	,931	-,110	-,063
	Σημερινή θέση ακτογραμμής	,372	,198	-,822	-,001
	Μελλοντική θέση ακτογραμμής	,407	,796	,347	,172
	Ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας	,512	,757	,212	-,193
	Ύψος χερσαίου ορίου	,772	,042	,009	,504
	Μέγιστο βάθος κινητοποίησης	,928	,241	-,075	,031
	Μήκος προφίλ	,401	,851	-,314	-,071
	Κλίση ακτής	-,606	-,535	,494	,216
	Ταχύτητα ανέμου	-,042	-,075	,001	,962
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (ζώνη Θραύσης)	-,604	-,552	,125	,063
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Χερσαίο τμήμα)	-,911	-,322	,133	,121

5.5.5 Παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας.

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι παραλιακές ζώνες i) Αγ. Πέτρου Άνδρου, ii) Σάνταβας, iii) Κινέττας, iv) Μυλοπόταμου Ίου, v) Μαραθώνα, vi) Βατερών, vii) Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης και viii) Αχιβαδολίμνης.

Με βάση τις ιδιοτιμές (eigenvalues) και στο διάγραμμα Scree plot (Σχήμα 5.35) επιλέχθηκαν όσοι παράγοντες (factors) έχουν ιδιοτιμή πάνω από 1 και ερμηνεύουν το 70-80% της συνολικής διακύμανσης.

Scree Plot



Σχήμα 5.35: Scree plot για τις παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας.

Από τη στατιστική επεξεργασία των επιμέρους χαρακτηριστικών των εξεταζόμενων παραλιακών ζωνών έδειξε ότι 3 είναι οι κύριοι παράγοντες που ερμηνεύουν το 84,83%, ενώ οι 4 παράγοντες ερμηνεύουν το 91,65% της ολικής μεταβλητότητας (Πίνακας 5.4.5).

Ο παράγοντας 1 (Πίνακας 5.5.5) δείχνει και εδώ ότι οι κυρίαρχες μεταβλητές αποτελούν τα κυματικά χαρακτηριστικά της παραλιακής ζώνης, ενώ συμπεριλαμβάνονται και οι μεταβλητές της ποτάμιας στερεοπαροχής, της ταχύτητας του ανέμου και της σημερινής θέσης της ακτογραμμής (μήκος του χερσαίου τμήματος). Στο παράγοντα 2 εντάσσονται οι παράμετροι που καθορίζουν την κοκκομετρία στην ζώνη θραύσης αλλά και η κλίση της ακτής. Σημαντική μεταβλητή εδώ είναι και ο ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Ο παράγοντας 3 συμπεριλαμβάνεται με μικρή συσχέτιση (0,689) το ύψος του χερσαίου ορίου. Τέλος ο παράγοντας 4 περιέχει τη μεταβλητή που εκφράζει τη κοκκομετρία του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης.

Πίνακας 5.5.5: Πινάκας παραγόντων για τις κλειστής κυκλοφορίας παραλιακές ζώνες.

		FACTOR			
		1	2	3	4
Ποσοστό Σημαντικότητας Παράγοντα		45,14	72,53	84,83	91,65
Μεταβλητές	Ύψος κύματος στη θραύση	,876	-,274	,063	,077
	Γωνία θραύσης κύματος	-,363	-,356	,652	-,456
	Σημαντικό ύψος κύματος	,985	,066	-,062	,102
	Μήκος κύματος	,980	,090	-,081	,046
	Περίοδος κύματος	,953	,170	-,193	,067
	Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων	,519	,816	,099	,130
	Ποτάμια Στερεοπαροχή	,838	,074	,260	,318
	Σημερινή θέση ακτογραμμής	,805	-,206	,069	,053
	Μελλοντική θέση ακτογραμμής	,114	-,280	-,915	-,077
	Ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας	-,067	,935	-,183	,183
	Ύψος χερσαίου ορίου	,544	-,077	,698	,006
	Μέγιστο βάθος κινητοποίησης	,985	,076	-,072	,093
	Μήκος προφίλ	,282	-,800	-,159	,340
	Κλίση ακτής	-,309	,949	,048	,008
	Ταχύτητα ανέμου	,711	-,565	,251	-,020
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (ζώνη θραύσης)	,332	,902	,112	,139
Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Χερσαίο τμήμα)	,138	,064	,001	,984	

5.5.6 Παραλιακές ζώνες με ενεργά ποτάμια συστήματα.

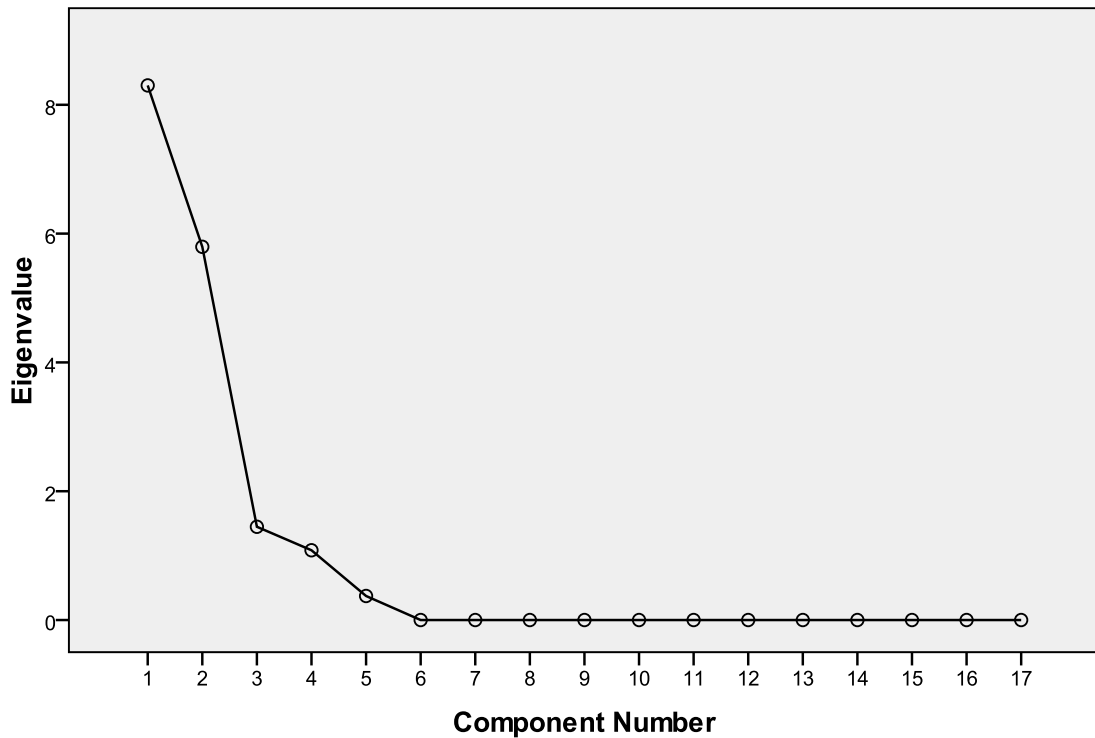
Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι παραλιακές ζώνες i) Αμμουδάρας, ii) Αλμυρού, iii) Αλφειού, iv) Βατερών, v) Αγ. Άνας – Κρύας Βρύσης και vi) Σκάλα Κατερίνης

Με βάση τις ιδιοτιμές (eigenvalues) και στο διάγραμμα Scree plot (Σχήμα 5.36) επιλέχθηκαν όσοι παράγοντες (factors) έχουν ιδιοτιμή πάνω από 1 και ερμηνεύουν το 70-80% της συνολικής διακύμανσης.

Από τη στατιστική επεξεργασία των επιμέρους χαρακτηριστικών των εξεταζόμενων παραλιακών ζωνών έδειξε ότι 3 είναι οι κύριοι παράγοντες που ερμηνεύουν το

84,83%, ενώ οι 4 παράγοντες ερμηνεύουν το 91,65% της ολικής μεταβλητότητας (Πίνακας 5.5.6).

Scree Plot



Σχήμα 5.36: Scree plot για τις παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας.

Πίνακας 5.5.6: Πινάκας παραγόντων για τις παραλιακές ζώνες με ενεργά ποτάμια συστήματα.

		FACTOR			
		1	2	3	4
Ποσοστό Σημαντικότητας Παράγοντα		48,83	82,92	91,43	97,80
Μεταβλητές	Ύψος κύματος στη θραύση	0,125	0,742	-0,546	0,322
	Γωνία θραύσης κύματος.	-0,721	0,685	-0,047	0,073
	Σημαντικό ύψος κύματος	0,693	0,677	0,236	-0,041
	Μήκος κύματος	0,295	0,903	0,192	-0,197
	Περίοδος κύματος	0,269	0,925	0,193	0,046
	Ταχύτητα καθίζησης των κόκκων	0,931	-0,092	-0,249	0,221
	Ποτάμια Στερεοπαροχή	0,847	0,333	0,150	0,383
	Σημερινή θέση ακτογραμμής	0,464	-0,224	0,830	0,083
	Μελλοντική θέση ακτογραμμής	-0,623	0,743	0,060	0,117
	Ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας	-0,570	0,761	0,015	0,298
	Ύψος χερσαίου ορίου	0,255	0,755	-0,054	-0,549
	Μέγιστο βάθος κινητοποίησης	0,642	0,723	0,233	-0,063
	Μήκος προφίλ	-0,964	0,202	0,112	0,084
	Κλίση ακτής	0,966	0,081	-0,202	0,067
	Ταχύτητα ανέμου	0,828	0,431	-0,275	-0,053
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (ζώνη Θραύσης)	0,964	0,005	-0,012	0,266
	Μέσο κοκκομετρικό μέγεθος (Χερσαίο τμήμα)	0,813	-0,142	0,232	0,486

Ο παράγοντας 1 (Πίνακας 5.5.6) δείχνει εδώ ότι οι κυρίαρχες μεταβλητές αποτελούν η ποτάμια στερεοπαροχή, η κλίση της ακτής, η κοκκομετρία της παραλιακής ζώνης (χερσαίο

και θαλάσσιο τμήμα) και η ταχύτητα καθίζησης των κόκκων. Στο παράγοντα 2 εντάσσονται που εντάσσονται στα κυματικά χαρακτηριστικά, η δυνατότητα της παραλιακής ζώνης να ανατροφοδοτείται από το χερσαίο όριο, το ύψος του χερσαίου ορίου, και ο ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας. Στον παράγοντα 3 συμπεριλαμβάνεται η σημερινή θέση της ακτογραμμής, ενώ η σημαντικότητα του παράγοντα 4 είναι μικρή.

5.5.7 Συζήτηση αποτελεσμάτων παραγοντικής ανάλυσης

Η στατιστική επεξεργασία των μεταβλητών που διαμορφώνουν τις παραμέτρους του δείκτη και τελικά τον ίδιο το δείκτη έδειξε ότι οι βασικές μεταβλητές είναι αυτές που ορίζονται από τα κυματικά χαρακτηριστικά της κάθε παραλιακής ζώνης. Μεγάλης σημαντικότητας μεταβλητή είναι και η κοκκομετρία του θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης. Στην περίπτωση των παραλιακών ζωνών υψηλής ενέργειας τα κυματικά χαρακτηριστικά εμφανίζονται να έχουν τον σημαντικότερο ρόλο στην διαμόρφωση του δείκτη, ενώ σημαντική επίδραση εμφανίζει και ο ρυθμός ανόδου της στάθμης της θάλασσας αλλά και η κοκκομετρία του θαλάσσιου τμήματος. Στις χαμηλής ενέργειας παραλιακές ζώνες, σημαντικό ρόλο έχει και το ύψος του χερσαίου ορίου αλλά και η δυνατότητα της παραλιακής ζώνης να τροφοδοτείται με ιζήματα από τα ποτάμια συστήματα. Ακόμα το μέγιστο βάθος κινητοποίησης σε αυτές τις παραλιακές ζώνες εμφανίζει να παίζει ενεργό ρόλο στη διαμόρφωσή του δείκτη είτε καθορίζοντας την συνολική κλίση του προφίλ είτε διαμορφώνοντας την μέγιστη τιμή για την παράμετρο της αναρρίχησης του κυματισμού. Επίσης η μεταβλητή που εκτιμά την μελλοντική θέση της ακτογραμμής με βάση την δυνατότητα της να τροφοδοτείται από ιζήματα που προέρχονται από την διάβρωση του χερσαίου τμήματος της παραλιακής ζώνης εμφανίζετε να έχει σημαντική θέση στην διαμόρφωσή του δείκτη.

Για την περίπτωση των ανοικτών παραλιών έδειξε ότι η τρωτότητα τους μπορεί να εξηγηθεί και να προσδιοριστεί σε ικανοποιητικό αριθμό από τα κυματικά χαρακτηριστικά τους. Επίσης η ταχύτητα του ανέμου σε αυτές τις παραλιακές ζώνες εμφανίζετε να έχει ρόλο στην διαμόρφωση τους, σημαντικότερο από ότι στις άλλες κατηγορίες παραλιακών ζωνών.

Οι παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας διαφοροποιούνται από τις υπόλοιπες καθώς η σημερινή και η μελλοντική θέση της ακτογραμμής, δηλαδή το εύρος της παραλιακής ζώνης και η δυνατότητα του να τροφοδοτείται από τα ιζήματα από την διάβρωση του χερσαίου τμήματος της εμφανίζονται να καθορίζουν την τρωτότητα της. Οι παραλίες οι οποίες δέχονται ιζήματα από ποτάμια συστήματα, σαν κυρίαρχο παράγοντα εμφανίζουν την ποτάμια στερεοαπορροή. Αυτές τις παραλιακές ζώνες είναι η μονές στις οποίες τα κυματικά χαρακτηριστικά εμφανίζουν να λειτουργούν σαν δευτερεύον παράγοντας στην διαμόρφωση του δείκτη τρωτότητας.

Τέλος, από την επεξεργασία των αποτελεσμάτων με την μέθοδο της παραγοντικής ανάλυσης προκύπτει ότι για την εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας σε ένα μεγάλο σύνολο από ετερογενής παραλιακές ζώνες με διαφορετικά χαρακτηριστικά είναι απαραίτητες το

σύνολο των μεταβλητών που συμπεριλαμβάνονται έμμεσα στο δείκτη σαν απαραίτητα στοιχεία για το καθορισμό των τιμών τρωτότητας είτε ως μεταβλητές που ορίζουν το κατώφλι κίνησης των ιζημάτων. Αντίθετα, όσο το περιβάλλον της παραλιακής ζώνης προσδιορίζεται πιο συγκεκριμένα οι μεταβλητές αυτές είναι δυνατόν να μειωθούν, παραλείποντας τον υπολογισμό κάποιον από αυτές.

6. Συμπεράσματα – Μελλοντική Έρευνα

6.1 Συμπεράσματα

Τα συμπεράσματα από την ανάπτυξη και την εφαρμογή του δείκτη διακρίνονται σε τρεις ενότητες. Η πρώτη ενότητα αφορά την διαδικασία δημιουργίας του δείκτη και την αξιολόγηση του ως προς την ευαισθησία του στις μεταβολές των μεταβλητών του. Η δεύτερη ενότητα αφορά τα συμπεράσματα από την εφαρμογή του στις 16 παραλιακές ζώνες. Τέλος η τρίτη ενότητα αφορά τα συμπεράσματα για την παραγοντική ανάλυση του δείκτη και την σημαντικότητα των μεταβλητών που περιλαμβάνονται στους υπολογισμούς από την πειραματική εφαρμογή του.

6.1.1 Ανάπτυξη και αξιολόγηση του δείκτη τρωτότητας

Προτείνεται ένας δείκτης τρωτότητας ο οποίος περιλαμβάνει 7 παράμετρο, οι οποίοι περιγράφουν με το καλύτερα εφικτό τρόπο τις διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη της παραλιακής ζώνης οι οποίοι είναι:

- (i) η παράλληλη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (Q_L)
- (ii) η κάθετη στην ακτογραμμή στερεομεταφορά (Q_C),
- (iii) η αναρρίχηση του κυματισμού (WR),
- (iv) η προσφορά ιζήματος από την ποτάμια στερεοαπορροή (Q_S),
- (v) η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής λόγω ανόδου της στάθμης της θάλασσας (RLSC),
- (vi) η προσφορά ιζήματος λόγω διάβρωσης των γεωμορφών (LE)
- (vii) η αιολική στερεομεταφορά (Q_A).

Όλες οι παράμετροι συμμετέχουν στο δείκτη τρωτότητας ισοβάρως και υποογίζονται σύμφωνα με την εξίσωση:

Οι παράμετροι αυτοί υπολογίζονται με βάση τα φυσιογραφικά και υδροδυναμικά χαρακτηριστικά των παραλιακών ζωνών με τη βοήθεια μαθηματικών σχέσεων, των οποίων οι μεταβλητές ικανοποιούνται από σχετικά μικρό αριθμό δεδομένων και εργασιών πεδίου.

Από την ανάλυση ευαισθησίας προέκυψε ότι οι μεταβλητές που επηρεάζουν την τελική τιμή του δείκτη τρωτότητας είναι:

- το σημαντικό ύψος κύματος (H_0),
- το ύψος κύματος στη θραύση (H_b),
- το ύψος του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης (B)
- η ταχύτητα του ανέμου (U_a)
- το μήκος του υποθαλάσσιου προφίλ (L)
- η κοκκομετρία του θαλάσσιου τμήματος της παραλιακής ζώνης (D_{50L}).

6.1.2 Πειραματική εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας

Ο δείκτης τρωτότητας των παραλιακών ζωνών είναι ικανός να διακρίνει τμήματα διαφορετικής τρωτότητας εντός της ίδιας παραλιακής ζώνης και να τα συγκρίνει με το μέση κατάσταση του συνόλου της παραλιακής ζώνης. Ακόμη, είναι δυνατή η σύγκριση διαφορετικών παραλιακών ζωνών μεταξύ τους, λόγω της χρήσης αδιάστατων (non-dimensional) παραγόντων τρωτότητας και μέσω της εφαρμογής των περιγραφικών κλάσεων τρωτότητας (πολύ χαμηλή – χαμηλή – μέτρια – υψηλή – πολύ υψηλή) που προκύπτουν από τη στατιστική επεξεργασία των επιμέρους αριθμητικών τιμών του δείκτη. Τα όρια των περιγραφικών κλάσεων (κατηγοριών) δεν είναι σταθερά αλλά διαμορφώνονται ανάλογα με το πλήθος των παραλιακών ζωνών. Θα πρέπει όμως να σημειωθεί ότι με την αύξηση του δείγματος δεν αναμένεται τα όρια αυτά να μεταβληθούν δραματικά.

Από την πειραματική εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας σε 16 παραλιακές ζώνες ανά την Ελλάδα, με διαφορετικά φυσιογραφικά και υδροδυναμικά χαρακτηριστικά προέκυψαν τα παρακάτω επιμέρους συμπεράσματα για κάθε μια από αυτές ότι:

- Η παραλιακή ζώνη της Αμμουδάρας Ηρακλείου εμφανίζει μέσες τιμές τρωτότητας που οφείλονται κυρίως στην ύπαρξη του υφάλου σε απόσταση περίπου 60 m από την ακτογραμμή, ο οποίος μειώνει την κυματική επίδραση.
- Η παραλιακή ζώνη του Αλμυρού εμφανίζει χαμηλές τιμές τρωτότητας λόγω της μικρής στερεομεταφοράς παράλληλα και κάθετα στην ακτογραμμή και της χαμηλής επίδρασης της ανόδου της στάθμης της θάλασσας σε αυτή λόγω του εύρους του χερσαίου τμήματος της .
- Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Ιωάννη Λευκάδας εμφανίζει μέσες τιμές τρωτότητας κυρίως λόγω της έλλειψης τροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης από ποτάμια συστήματα και αυξημένες τιμές τρωτότητας στη παράμετρο της κάθετα στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς. Εμφανίζει όμως χαμηλές τιμές στην παράμετρο της επίδρασης της

ανόδου της στάθμης της θάλασσας στο μεγαλύτερο τμήμα της γεγονός που μειώνει την τελική τιμή του δείκτη τρωτότητας.

- Η παραλιακή ζώνη του Δέλτα του Αλφειού εμφανίζει μέση τρωτότητα, η οποία οφείλεται κυρίως στις μικρές τιμές στις παράμετρους της παράλληλης στερεομεταφοράς και της αιολικής στερεομεταφοράς.
- Η παραλιακή ζώνη του Αγ. Πέτρου εμφανίζει πολύ υψηλή τρωτότητα που οφείλεται κυρίως στις υψηλές τιμές της παραμέτρου της αναρρίχησης του κύματος στην έλλειψη χερσαίας τροφοδοσίας.
- Η παραλιακή ζώνη της Σάνταβας (Δ. Μεσσηνιακός Κόλπος) εμφανίζει υψηλή τρωτότητα, λόγω της αποκοπής της τροφοδοσίας της με ιζήματα από την χέρσο, την αυξημένη στερεομεταφορά προς τα ανοικτά, τις μεγάλες τιμές για την παράμετρο της αναρρίχησης του κυματισμού και της επίδρασης της ανόδου της θάλασσας λόγω του μικρού πλάτους του χερσαίου τμήματος της.
- Η παραλιακή ζώνη της Κινέττας (Σαρωνικός κόλπος) εμφανίζει υψηλή τρωτότητα λόγω αφενός της μη τροφοδοσίας της με ιζήματα από την χέρσο και αφετέρου της αυξημένης τιμής της παραμέτρου της αναρρίχησης του κυματισμού.
- Η παραλιακή ζώνη του Άστρους εμφανίζει πολύ υψηλές τιμές τρωτότητας λόγω της αποκοπής της τροφοδοσίας της με χερσαία ιζήματα και λόγω των αυξημένων τιμών στη παράμετρο της αναρρίχησης του κυματισμού.
- Η παραλιακή ζώνη του Μυλοπόταμου εμφανίζει υψηλές τιμές τρωτότητας κυρίως λόγω της παραμέτρου της αναρρίχησης του κυματισμού και μη προσφορά ιζήματος από τη χέρσο λόγω αποκοπής του ρέματος του Μυλοπότα με την κατασκευή της λιμνοδεξαμενής.
- Η παραλιακή ζώνη του Μαραθώνα εμφανίζει υψηλή τρωτότητα, που αποδίδεται κυρίως στη παράμετρο της αναρρίχησης του κυματισμού και της αποκοπής της τροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης από ιζήματα μετά την κατασκευή του ομώνυμου φράγματος.
- Η παραλιακή ζώνη της λιμνοθάλασσας Κορρισιών (Νήσος Κέρκυρα) εμφανίζει μέση τρωτότητα που οφείλεται στη δυνατότητα της παραλιακής ζώνης να τροφοδοτείται από το πεδίο θινών, που βρίσκεται στο χερσαίο όριο της, καθώς και στην μικρή τιμή της παράλληλα στην ακτογραμμή στερεομεταφοράς.
- Η παραλιακή ζώνη της Αλεξανδρούπολης εμφανίζει μέση τρωτότητα. Η τιμή της τρωτότητας αυξάνει με κύρια αιτία την παράμετρό της αναρρίχησης του κυματισμού.
- Η παραλιακή ζώνη των Βατερών (Νησός Λέσβος) εμφανίζει μέση τρωτότητα με την μεγαλύτερη επίδραση να την έχει η αναρρίχηση του κυματισμού και η μικρή δυνατότητα της παραλιακής ζώνης να τροφοδοτείται με χερσαία ιζήματα.
- Η παραλιακή ζώνη της Αγ. Άννας – Κρύας Βρύσης (Β. Εύβοια) έχει μέση τρωτότητα. Η τιμή της τρωτότητας διαμορφώνεται στο βόρειο τμήμα της από την έλλειψη τροφοδοσίας από το ποταμό Βούδουρο και στο νότιο τμήμα της από τις μεγάλες τιμές της αναρρίχησης του κυματισμού.

- Η παραλιακή ζώνη της Σκάλας Κατερίνης (Θερμικός κόλπος) έχει υψηλή τρωτότητα η οποία οφείλεται στο συνδυασμό της αναρρίχησης του κυματισμού, της έλλειψης της δυνατότητας επανατροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης με τα ιζήματα από τις γεωμορφές του χερσαίου ορίου και για το βόρειο τμήμα στη μη δυνατότητα του ρέματος Μαυρονέρι να μεταφέρει ιζήματα σε αυτό το τμήμα.
- Η παραλιακή ζώνη της Αχιβαδολίμνης (Νήσος Μήλος) εμφανίζει υψηλή τιμή τρωτότητας με κύρια αιτία την έλλειψη τροφοδοσίας της παραλιακής ζώνης από τα προϊόντα διάβρωσης των γεωμορφών του χερσαίου τμήματος της.

6.1.3 Επίδραση της ανόδου της στάθμης της θάλασσας

Η μελέτη της επίδρασης της μεταβλητής της αναμενόμενης ανόδου της στάθμης της θάλασσας (σύμφωνα με τιμές του IPCC, 2007) στην παράμετρο της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής (RSLC), σε διαδοχικά χρονικά στάδια (διαστήματα) δείχνει ότι η σχέση τους ακολουθεί μία συνεχόμενη γραμμική αύξηση για τις περισσότερες παραλιακές ζώνες στις οποίες εφαρμόστηκε. Εξαίρεση αποτελούν οι παραλιακές ζώνες της Σάνταβας, όπου μετά από τα πρώτα 20 χρόνια η παράμετρος RSLC εμφανίζει να αυξάνεται αλλά με σαφώς μειωμένη κλίση τείνοντας σε μια ισορροπία (πολύ μικρή ελάχιστη αύξηση) μετά τη τιμή του δείκτη τρωτότητας 68,67. Αντίστοιχες μειώσεις στην κλίση συσχέτισης τους εμφανίζουν μετά τα πρώτα 50 χρόνια και οι παραλιακές ζώνες του Αγ. Πέτρου στην Άνδρο, της λιμνοθάλασσας Κορισίων, του Μαραθώνα και του δέλτα του Αλφειού, οι οποίες όμως συσχετίζονται με υψηλότερες τιμές του δείκτη.

6.1.4 Σημαντικότητα των μεταβλητών του δείκτη τρωτότητας

Από την παραγοντική ανάλυση των μεταβλητών του δείκτη μετά την πειραματική εφαρμογή του δείκτη στις 16 παραλιακές ζώνες της Ελλάδος προκύπτουν τα ακόλουθα επιμέρους συμπεράσματα:

- Στις παραλιακές ζώνες υψηλής ενέργειας τα κυματικά χαρακτηριστικά εμφανίζονται να έχουν τον σημαντικότερο ρόλο στην διαμόρφωση του δείκτη, ακολουθούμενα από το ρυθμό ανόδου της στάθμης της θάλασσας και την κοκκομετρία του υποθαλάσσιου τμήματος.
- Στις μέσης ενέργειας παραλιακές ζώνες, πρωτεύοντα ρόλο έχει το υψόμετρο του χερσαίου ορίου της παραλιακής ζώνης, όπως επίσης και η δυνατότητα της παραλιακής ζώνης να τροφοδοτείτε με χερσαία ιζήματα. Ακόμα το μέγιστο βάθος κινητοποίησης των ιζημάτων του πυθμένα, όπως και η μεταβλητή που εκτιμά την μελλοντική θέση της ακτογραμμής ακολουθούν σε σημαντικότητα.

- Στην περίπτωση του ανοικτού τύπου παραλιακών ζωνών, η τρωτότητα τους ελέγχεται και μπορεί να προσδιοριστεί σε ικανοποιητικό αριθμό από τα κυματικά χαρακτηριστικά τους και τη ταχύτητα του ανέμου σε ότι αυτή αφορά την αιολική μεταφορά.
- Στις παραλιακές ζώνες κλειστής κυκλοφορίας, το εύρος της παραλιακής ζώνης και η δυνατότητα τροφοδότησής τους με ιζήματα από την παρακείμενη χέρσο καθορίζουν την τρωτότητα τους.
- Γενικά, στη περίπτωση ύπαρξης εκβολών ποταμού, ο κυρίαρχος παράγοντας είναι η ποτάμια στερεοαπορροή, με τα κυματικά χαρακτηριστικά να έχουν δευτερεύοντα ρόλο στη διαμόρφωση του δείκτη τρωτότητας.
- Τέλος, όσο το υδροδυναμικό και γεωλογικό περιβάλλον της παραλιακής ζώνης προσδιορίζεται πιο συγκεκριμένα (π.χ. επιτόπιες μετρήσεις) τόσο ο αριθμός των εμπλεκόμενων μεταβλητών είναι δυνατόν να μειωθεί.

6.2 Μελλοντική έρευνα

Από την ανάπτυξη και την εφαρμογή του δείκτη τρωτότητας στις παραλιακές ζώνες της Ελλάδας προκύπτει ότι ο δείκτης μπορεί να βελτιωθεί περαιτέρω. Τα μελλοντικά βήματα αφορούν:

(1) μεγαλύτερη ακρίβεια στον υπολογισμό των επιμέρους παραμέτρων του δείκτη. Αυτό θα επιτευχθεί με τον διεύρυνση της βάσης δεδομένων με περισσότερες παραλιακές ζώνες από διαφορετικά περιβάλλοντα (υδροδυναμικά και γεωμορφολογικά). Μάλιστα, η ακρίβεια αυτή θα βοηθήσει και στο καλύτερο προσδιορισμό των ορίων των περιγραφικών κατηγοριών του δείκτη.

(2) Στη βελτίωση υπολογισμού των τιμών του δείκτη θα πρέπει να διερευνηθεί η χρήση συντελεστών βαρύτητας των επιμέρους παραμέτρων, η οποία θα βελτιώσει ακόμη περισσότερο την ακρίβεια του.

(3) Η βελτίωση υπολογισμού των παραμέτρων, εξαρτάται από τον ακριβέστερο υπολογισμό των εμπλεκόμενων μεταβλητών, η οποία θα μπορούσε να προκύψει από αναπτυγμένα μαθηματικά μοντέλα τα οποία έχουν την δυνατότητα να περιγράφουν τα φυσικά φαινόμενα με καλύτερη ακρίβεια και πληρότητα από μία απλή μαθηματική εξίσωση.

(4) Η διεθνοποίηση της χρήσης του δείκτη απαιτεί πιθανότατα και την εισαγωγή επιπρόσθετων παραμέτρων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι η εισαγωγή της παραμέτρου της αστρονομικής παλίρροιας, που θα επιτρέψει την εφαρμογή του και σε παλιρροιακά περιβάλλοντα καθιστώντας τον εφαρμόσιμο από το επίπεδο της τοπικής, που βρίσκεται σήμερα, ~~χωρικής~~ σε επίπεδο παγκόσμιας κλίμακας.

(5) Η βελτίωση της επιχειρησιακής εφαρμογής του δείκτη απαιτεί τη μετατροπή του σε ένα πλήρες 'μοντέλο' πρόγνωσης της εξέλιξης της παραλιακής ζώνης, το οποίο θα στηρίζεται στον ακριβή υπολογισμό των παραμέτρων (μαθηματικά μοντέλα) πάνω σε ένα

πλήρως αναπτυγμένο κάρναβο μέσω της εφαρμογής κατάλληλου λογισμικού Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών.

(6) Ακόμα, η βελτίωση του δείκτη θα μπορούσε να λειτουργήσει και ως μια παράλληλη διαδικασία για τον ποσοτικό υπολογισμό του ιζηματολογικού ισοζυγίου μιας παραλιακής ζώνης.

Βιβλιογραφία

Ξενόγλωση Βιβλιογραφία

- Ahrens, J.P. (1981). *Irregular wave run-up on smooth slopes*. Q CETA No. 81-17, U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Ft. Belvoir, VA.
- Ahrens, J.P., Seelig, W.N., Ward, D.L. and Allsop, W., (1993). Wave run-up on and wave reflection from coastal structures. *Proceedings of Ocean Wave Measurement and Analysis (Waves '93) Conference. American Society of Civil Engineers*, pp. 489– 502.
- Alexandrakis, G., Karditsa, A., Poulos, S., Ghionis, G. and Kampanis, N.A., (2010). An assessment of the vulnerability to erosion of the coastal zone due to a potential rise of sea level: The case of the Hellenic Aegean coast. In *Environmental Systems*, [Ed. Achim Sydow], in Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Developed under the Auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford, UK.
- Alexopoulos, J.D., Tomara, V., Vassilakis, E., Papadopoulos, T.D., Dassenakis, M., Poulos, S., Voulgaris, N., Dilalos, S., Ghionis, G., Goumas, G. and Prilis, E. (2007). A contribution to environmental research of the Korissia Coastal wetland (Corfu Isl Greece), with the application of combined geological and geophysical methods supported by geographic information systems, *11 th International Congress Bulletin of the Geological Society of Greece, XXXVII, Athens 24-27/05/2007* σελ. 1892-1903
- Amin, S.M.N., (2001). *Bluff response in glacial till: South Shore of Lake Erie*. The Great Lakes Geographer 8, 78–86.
- Anapliotis, C., (1976). Contribution a la connaissance du Neogene d'Hiraklion (region Chersonissos). *Ann. Geol. Pays Hellen. 27, 96±109*.
- Arnoldus, J.M.J., (1977). Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. *FAO Soils Bulletin 34, pp. 39-51*
- Ateshian, J.K.H., (1974). Estimation of rainfall erosion index. *J. Irrig. Drain. Div. ASCE, 100 (IR3)*, pp. 293-307.
- Aubouin, J., (1959). Contribution a l'étude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays Hellen 10, 1-483*
- Bagnold, R.A., (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Morrow, New York, (republished in 1954 by Methuen, London).
- Bagnold, R.A., (1962). Auto-suspension of transported sediment; turbidity currents. *Proceedings of the Royal Society of London A 265:315-319*.
- Bagnold, R.A., (1963). Mechanics of Marine Sedimentation. In: *The Sea*, M. N. Hill, ed., Interscience, New York, NY, pp 507-528.
- Bagnold, R.A., (1966). An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. *U.S. Geological Survey Professional Paper 422-I*, U. S. Dept of Interior.
- Bailard, J.A., and Inman, D.L., (1981). An energetics bedload model for plane sloping beach: local transport. *Journal of Geophysical Research 86 (C3), 2035– 2043*.

- Battjes, J.A., (1974b). Computation of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves. *Report 74-2*, Committee on Hydraulics, Department of Civil Engineering, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
- Battjes, J.A., (1974a). Surf similarity. *Proceedings of the 14th International Coastal Engineering Conference, vol. 1. American Society of Civil Engineers*, pp. 466– 480.
- Beach Erosion Board, (1961). *The annual bulletin of the beach erosion board office*. Chief of Engineers Washington D.C. 03 lb Vol. 15
- Benumof, B., Storlazzi, C., Seymour, R. and Griggs, G., (2000). The relationship between incident wave energy and sea cliff Erosion rates: San Diego County, California. *J. Coast. Res.* 16, 1162-1178.
- Berg, N.H., (1983) Field evaluation of some sand transport models. *Earth Surf. Process. Landforms*, 8, 101-104
- Berkhoff, J.C.W., (1972) "Computation of Combined Refraction - Diffraction." *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, Vol 1*, pp 471-490.
- Berkhoff, J.C.W., (1976) "*Mathematical Models for Simple Harmonic Linear Water Waves, Wave Diffraction and Refraction*," Publication No. 1963, Delft Hydraulics Laboratory, Delft, The Netherlands.
- Berriolo, G., Fierro, G. and Gamboni, S. (2001). The evolution of the coast between Cape Farina and Cape Gamarth (Northern Tunisia), (E. Özhan, Ed.), *Proc. of the Fifth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 01, MEDCOAST Secretariat, Middle East Technical University, Ankara, Turkey*, v: 3, pp: 1497-1502.
- Bird, E.C.F, (1995). Present and future sea level; the effects of predicted global changes, in, *D. Eisma, ed., Climate Change: Impact on Coastal Habitation*, Lewis Publishers, Boca Raton, p. 29-56
- Birdwell, K.R., and Daniels, R.C.. (1991). *A Global Geographic Information System Data Base of Storm Occurrences and Other Climatic Phenomena Affecting Coastal Zones*. ORNL/CDIAC-40, NDP-35. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- Bonneau, M., (1984). Correlation of the Hellenic nappes in the southeast Aegean and their tectonic reconstruction. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 17*, pp. 517– 527.
- Bowen, A.J., and Inman, D.L., (1966). Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California. U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, *Technical Memorandum No. 19*, 56pp.
- Bray, M.J. and Hooke, J.M., (1997). Prediction of coastal cliff erosion with accelerating sea level rise. *J. Coast. Res.* 13, 453–467.
- Brunsdon, D., and Lee, E.M., (2004). Behaviour of coastal landslide systems: an interdisciplinary view. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 134, 1–112.
- Bruun, P., (1954). Coast Erosion and the Development of Beach Profiles. Beach Erosion Board *Technical Memorandum No. 44*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Bruun, P., (1962). Sea-Level Rise as a Cause of Shore Erosion *Journal of Waterways and Harbor Division, American Society of Civil Engineers, Vol. 88*, pp 117-130.
- Bruun, P., (1988). The Bruun Rule of Erosion by Sea Level Rise: A Discussion on Large Scale Two and Three-Dimensional Usages. *Journal of Coastal Research, Vol. 4, No. 4*, pp 627 648.

- Bruun, P., (1962). Sea level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors Division, American Society of Civil Engineers*, 88: 117–130.
- Burcharth, H.F., and Hughes, S.A., (2002). *Fundamentals of design. In Coastal Engineering Manual, Part VI, Design of Coastal Project Elements, Chapter VI-5*, ed. S. A. Hughes, Engineer Manual 1110-2-1100. Washington, DC: U.S. Army Corps of Engineers.
- Caldwell, J.M., (1956). Wave Action and Sand Movement Near Anaheim Bay, California. U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, *Technical Memorandum No. 68*.
- Carter, C. and Guy, D., (1988). Coastal erosion: processes, timing, and magnitude at the cliff toe. *Mar. Geol.* 84, 1-17.
- Carter, R.W.G., and C.D. Woodroffe (1994), *Coastal evolution*. Late Quaternary shoreline morphodynamics, Cambridge
- Chapman D.M. (1990). Aeolian Sand Transport - An Optimized Model. *Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 15, pp 751-760*.
- Coastal Engineering Design and Analysis System (A comprehensive collection of coastal engineering models) CEDAS 4.0. Coastal and Hydraulics Laboratory Engineer Research and Development Center 3909 Halls Ferry Road Vicksburg, MS 39180
- Coastal Engineering Manual* (2008). 5 volumes Engineer Manual EM 1110-2-1100. Washington, DC: U.S. Army Corps of Engineers.
- Coccosis H. and Mexa A., (2002). "The coastal zone", in Coccosis H. (ed) *Man and the Environment in Greece*, Hellenic Ministry for the Environment, Physical Planning and Public Works, Athens.
- Cooley K.R. (1980). Erosivity values for individual design storms. *J. Irrig. Drain. Div. ASCE*, 106, pp. 136-145.
- Cooper J.A.G. and Pilkey O.H. (2004). Sea level rise and shoreline retreat: time to abandon the Bruun Rule. *Glob. Planet. Change* 43, 157–171.
- Cotton C. A. (1952). "Criteria for the Classification of Coasts," Abstract of papers, 17th Congress of International Geographers, Washington, DC, p 15.
- Cowell P.J., Roy P.S., and Jones S. (1992). Shoreface translation model; computer simulation of coastal-sand-body response to sea level rise: *Mathematics and Computers in Simulation*, v. 33, p. 603-608.
- Creutzburg N., Drooger C.W., Meulenkamp I.E., Papastamatiou I., Sannemann W., Seidel E. and Tataris A. (1977): General geological map of Crete (scale 1:200.000). Institute of Geological and Mining Research, Athens
- D' Asaro F. and Santoro M. (1983). Aggressivita della pioggia nello studio dell' erosione idrica del territorio siciliano. CNR, Progetto Finalizzato: Conservazione del suolo, Sottoprogetto: *Dinamica dei Versanti. Pub. 130*.
- Dally W.R., Dean R.G. and Dalrymple R.A. (1984). "Modeling Wave Transformation in the Surf Zone," Miscellaneous Paper CERC-84-8, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Dana J.D. (1849). "Geology," Report of the U.S. Exploring Expedition, 1838-1842, C. Sherman, Philadelphia, PA.
- Das G. and Agarwal A. (1990). Development of a conceptual sediment graph model. *Transactions of the ASAE* 33, 100– 104.

- Davis W.M. (1896a). "Shoreline Topography," reprinted in: Geographical Essays, Dover Publications, New York, NY (1954 reprint)
- De Waal J.P. and Van Der Meer J.W. (1992). Wave run-up and overtopping on coastal structures. *Proceedings of the 23rd International Coastal Engineering Conference, vol. 2. American Society of Civil Engineers*, pp. 1758–1771.
- Dean R.G. (1973). Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone. *Proceedings, Conference on Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, Australia.
- Dean R.G. (1976). Beach Erosion: Causes, Processes, and Remedial Measures. *CRC Reviews in Environmental Control, CRC Press Inc., Boca Raton, FL, Vol. 6, Issue 3, pp 259-296*.
- Dean R.G. (1977). *Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts*. Department of Civil Engineering, Ocean Engineering Report No. 12, University of Delaware, Newark, DE.
- Dean R.G. (1990). *Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications*. Report UFL/COEL-90/001, Coastal & Oceanographic Engineering Department, University of Florida, Gainesville, FL.
- Dean R.G. (1991). Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. *Journal of Coastal Research, Vol 7, No. 1, pp 53-84*.
- Del Valle R., Medina R. and Losada M.A. (1993). Dependence of coefficient K on grain size. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 1(19 (5), 568-574*.
- Dermitzakis M.D. and Georgiadou-Dikaiouli, E., (1979). Stratigraphy and fauna of the Upper Miocene deposits of Almira Panagia (Iraklion province, Crete). In: *Proc. VIIth Intern. Congr. Mediterr. Neogene. Athens*.
- Desmet P.J. and Govers J. (1996). A GIS procedure for automatically calculating the USLE's LS Factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water conservation 51, pp. 427-433*
- Diez P.G., Perillo G.M.E., and Picolo M.C., (2007), Vulnerability to sea-level rise on the coast of the Buenos Aires Province: *Journal of Coastal Research, v. 23, p. 119-126*.
- Dolan R. and Hayden B., (1981). Storms and shoreline configuration. *Journal of Sedimentary Petrology, 51: 737–744*.
- Douglas B.C. (2001). An introduction to sea level. In B.C. Douglas, M.S. Kearney & S.P. Leatherman (Eds.), *Sea level rise—history and consequences* (pp. 1–11). San Diego, USA: Academic Press.
- Douglass S.L., (1992). Estimating extreme values of run-up on beaches. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, vol. 118, no. 2. American Society of Civil Engineers, pp. 220–224*.
- Eaton R.O. (1950). Littoral Processes on Sandy Coasts. *Proceedings, First Coastal Engineering Conference, Long Beach, California, Council on Wave Research, Chapter 15, pp 140-154*.
- Edelman T. (1972). Dune Erosion during Storm Conditions. *Proceedings of the Thirteenth International Conference on Coastal Engineering, pp 1305-1312*.
- El-Swaify S.A., Dangler E.W., and Shinsiro L. (1985). Effectiveness of EI30 as an erosivity index in Hawaii. In: El-Swaify S.A., Moldenhauer W.C., Lo A. (editors). *Soil Erosion and Conservation*. Soil Conservation Society of America, Ankeny, IA, pp. 384-392.
- EUROSION (2001), "Coastal erosion – Evaluation of the need for action" Directorate General Environment, European Commission

- Everts C.H. (1985). Sea Level Rise Effects on Shoreline Position. *Journal of Waterway, Port, and Coastal Engineering*, Vol 111, No. 6, pp 985-999.
- Everts C.H., (1991). Sea cliff retreat and coarse sediment yields in southern California. *Coastal Sediments '91*. American Society of Civil Engineers, Seattle, WA, pp. 1586–1598. 2.
- Flanagan D.C. and Nearing M.A. (Eds.) (1995). *USDA-Water Erosion Prediction Project hillslope profile and watershed model documentation*. NSERL Report, vol. 10. USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana, USA.
- Folk P.L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 183 pp
- Foster G.R., Meyer L.D. and Onstad C.A., (1977). A runoff erosivity factor and variable slope length exponents for soil loss estimates. *Transactions of the ASAE* 20 (4), 683– 687.
- Fouache E., Sibella P. and Dalongeville R., (2005), Harbours and Holocene variations of the shoreline between Andriake and Alanya (Turkey), *Méditerranée* 1 (2), pp. 87–94.
- Frydas D., (1987). Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen von NW-Peloponnes. *N. Jb. Geol. Paläont.Mh.*, 5, 274-286
- Galloway W.E., (1975). Process framework for describing the morphological and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems: in Broussard, M.L., ed., *Deltas*, 2nd. ed: Houston Geol. Soc., Houston, Texas, p. 87-98.
- Galvin C.J. (1968). Breaker Type Classification on Three Laboratory Beaches. *Journal of Geophysical Research*, Vol 73, pp 3651-3659.
- Giese G. and Aubrey D., (1987). Bluff erosion on Outer Cape Cod. *Proc. Coast. Sediments '87*, pp. 1871-1876.
- Gornitz V. and White T.W., (1992). *A coastal hazards database for the U.S. East Coast.*: ORNL/CDIAC-45, NDP-043A, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn.
- Gornitz V., (1991). Global coastal hazards from future sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89: 379-398.
- Gornitz V.M, Daniels R.C., White T.W. and Birdwell K.R. (1994). The development of a coastal vulnerability assessment database. Vulnerability to sea-level rise in the U.S. Southeast, *Journal of Coastal Research*, 12, 327-338.
- Gornitz V.M., (1990). Vulnerability of the east coast, USA to future sea level rise. *J. Coast. Res. SI* 9, 201–237.
- Grant U.S. (1943). Waves as a Transporting Agent. *American Journal of Science*, Vol. 241, pp 117-123.
- Granthem K.N., (1953). *A model study of wave run-up on sloping structures*. Q Technical Report, Series 3, Issue 348, Institute of Engineering Research.
- Griggs G.B., Tait J.F. and Corona W., (1994). The interaction of seawalls and beaches: seven years of monitoring, Monterey Bay, California. *Shore and Beach* 63 (4), 32–38.
- Grune J. (1982). Wave run-up caused by natural storm surge. *Proceedings of the 18th International Coastal Engineering Conference*, vol. 1. American Society of Civil Engineers, pp. 785–803.
- Guernet C., (1971). *Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce)*. Thèse d'Etat Univ. Paris, 395 pp., Paris.
- Gulliver F.P. (1899). "Shoreline Topography," *Proceedings of the American Academy of Arts and Science*, Vol. 34, pp 149-258.

- Hageman J., (1977). Stratigraphy and sedimentary history of the Upper Cenozoic of the Pyrgos area (W. Peloponnesus, Greece), *Annales Géologiques des Pays Helléniques XXVIII*, pp. 299–333 Athens.
- Hairsine P.B. and Rose C.W. (1992a). Modeling water erosion due to overland flow using physical principles 1. Sheet flow. *Water Resources Research* 28, 237– 243.
- Hairsine P.B. and Rose C.W. (1992b). Modeling water erosion due to overland flow using physical principles 2. Hillflow. *Water Resources Research* 28, 245–250.
- Hallermeier R.J., (1981). A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*, 4: 253–277.
- Hammar-Klose E.S. and Thieler E.R., (2001). *Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise, A Preliminary Database for the U.S. Atlantic, Pacific, and Gulf of Mexico Coasts*: U.S. Geological Survey, Digital Data Series, DDS-68,
- Hampton M., and Dingler J., (1998). Short term evolution of three coastal cliffs in San Mateo County, California. *J. Am. Shore Beach Preserv. Assoc.* 66, 24-30.
- Hands E. (1983). Erosion of the Great Lakes Due to Changes in the Water Level. *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, P. D. Komar, ed., CRC Press, pp 167-189.
- Hanson H. and Kraus N.C. (1989). GENESIS: *Generalized Model for Simulating Shoreline Change. Report 1*, Technical Reference, Technical Report CERC-89-19, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Haslett S.K. (2000). *Coastal systems*. Routledge, London
- Hattori M. and Kawamata R. (1980). Onshore-Offshore Transport and Beach Profile Changes. *Proc of 17th Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York, New York*, Vol. 2, (1980, pp. 1175-1(193).
- Holman R.A. (1986). Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, vol. 9, no. 6. Elsevier, pp. 527–544.
- Honeycutt M., Crowell M. and Douglas B., (2001). Shoreline position forecasting: impact of storms, rate-calculation methodologies, and temporal scales. *Journal of Coastal Research* 17 (3), 721–730.
- Hovius N. (1998) Controls on sediment supply by large rivers. *SEPM Spec Publ* 59 : 3±16
- Hrissanthou V. (1989). Feststofflieferungsmodell eines Einzugsgebietes. *Wasserwirtschaft* 79, pp 186–192.
- Hsu S.A. (1986). Correction of Land-Based Wind Data for Offshore Applications: A Further Evaluation. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 16, pp 390-394.
- Huggins L.F. and Burney J.R., (1982). *Surface runoff, storage and routing*. Chapter 5. In: Haan, C.T.,
- Hughes S.A., (2004). Wave Momentum Flux Parameter: A Descriptor for Nearshore Waves. *Coastal Engineering*, Vol. 51,, pp 1067-1084
- Hunt I.A. (1959). Design of Seawalls and Breakwaters. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, Vol. 85, No. WW3, pp 123-152.
- Inman D.L. and Bagnold R.A. (1963). Beach and nearshore processes-Part 2, Littoral processes', Ch. 21 in, *The Sea-Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, Volume 3-The Earth Beneath the Sea*, M. N. Hill (ed.), Interscience Wiley, New York, pp. 529-553.
- Inman D.L., and Dolan R., (1989). The outer banks of North Carolina: budget of sediment and inlet dynamics along a migrating barrier system. *Journal of Coastal Research*, 5: 193–237.

- Inman D.L. and Frautschy J.D. (1966). Littoral Processes and the Development of Shorelines. *Proceedings of a Specialty Conference on Coastal Engineering, ASCE, Santa Barbara, CA*, pp. 511-536.
- Inman D.L., and Nordstrom C.E., (1971). "On the Tectonic and Morphological Classification of Coasts," *Journal of Geology*, Vol. 79, pp 1-21
- IPCC (Fourth Assessment Report: Climate Change) (2007). *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability*.
- Iribarren C.R. and Nogales C. (1949). Protection des Ports. *XVIIth International Navigation Congress, Section II, Communication*. pp. 31-80.
- Jarrett J.T., (1991). Coastal sediment budget analysis techniques. *Proceedings of the Coastal Sediments '91. New York: American Society of Civil Engineers*, pp. 2223-2233.
- Johnson B.E. and Julien P.Y. (2000). The two-dimensional upland erosion model CASC2D-SED. In: Hassan M., Slaymaker O., Berkowicz S. (Eds.), *Proceedings of the International Conference on the Hydrology- Geomorphology Interface: Rainfall, Floods, Sedimentation, Land Use, IAHS Publication, vol. 261, pp. 107-125. Jerusalem, Israel*.
- Johnson D., (1919). *Shore Processes and Shoreline Development*, John Wiley & Sons, New York, NY.
- Jolliffe I.T. (1986) *Principal Component Analysis*. Springer - Verlag, New York
- Kadib A. (1965). *A function of sand movement by wind*. Technical Report HEL-2-12, Institute of Engineering Research, University of California, Berkeley.
- Kamberis E., Ioakim C., Tsaila-Monopolis S., Tsapralis V., (1992). Geodynamic and palaeogeographic evolution of Western Peloponnesus (Greece) during the Neogene. *Paleont. Evolució 24-25: 363-376*
- Kambouroglou E., Maroukian H. and Sampson A. (1988). Coastal evolution and archaeology north and south of Khalkis (Euboea) in the last 5000 years. In: Raban, A. (Ed.), *Archaeology of Coastal Changes*, vol. 404. BAR International Series, Oxford, pp. 71-79.
- Kawamura R. (1951). *Study of sand movement by wind*. Report of the Institute of Science and Technology, University of Tokyo 5(3-4): 95-112 (in Japanese).
- Keller J.B. (1961). Tsunamis - Water Waves Produced by Earthquakes. *Proceedings of the Tsunami Meetings Associated with the 10th Pacific Science Congress, International Union of Geodesy and Geophysics*, pp 154-166.
- Khalil S.(1997), Critical problems of the Egyptian Mediterranean coastal zones, (E. Özhan, Ed.), *Proc. of the Third International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 97, MEDCOAST Secretariat, Middle East Technical University, Ankara, Turkey*, v: 1, pp: 513-521.
- King C.A.M. (1959) *Beaches and Coasts*. Arnold: London 2nd November, pp 483-487.
- King C.A.M. (1972b). The Relationship between Wave Incidence, Wind Direction, and Beach Changes at Marsden Bay, Co. Durham. *Transactions of the Institute British Geography, Vol. (19, pp 13-23*.
- King C.A.M. (1972a). *Beaches and Coasts*, 2nd ed., Edward Arnold, London, UK
- King C.A.M. and Williams W.W. (1949). The formation of sand bars by wave action, *GJ 113 10-85*
- Kochel R.C., and Dolan, R., (1986). Role of overwash on a mid-Atlantic coast barrier island. *Journal of Geology, 94: 902-906*.
- Komar P.D. (1998). *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

- Komar P.D. (1983). The erosion of Siletz Spit, Oregon. In Komar, P.D. (ed.), *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. Boca Raton, FL: CRC Press, pp. 65–76.
- Komar P.D. and Inman D.L. (1970). Longshore Sand Transport on Beaches. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 30, pp 5914-5927.
- Komar P.D., (1990). Littoral sediment transport. In Herbich, J.B. (ed.), *Handbook on Coastal and Ocean Engineering*. Houston: Gulf Publishing Co., pp. 681–714.
- Komar P.D., (1996). The budget of littoral sediments, concepts and applications. *Shore and Beach*, 64: 18–26.
- Kooi H. (1997). Insufficiency of compaction disequilibrium as the sole cause of high pore fluid pressures in pre-Cenozoic sediments. *Basin Res.* 9, pp. 227–241.
- Kooi H., Johnston P., Lambeck K., Smither C. and Molendijk R. (1998). Geological causes of recent (~100 yr) vertical land movement in the Netherlands. *Tectonophysics* 299, pp. 297–316.
- Köppen W. (1936): *Das geographische System der Klimate (Handbuch der Klimatologie, Bd. 1, Teil C)*
- Kraft J.C., Aschenbrenner S.E. and Rapp G., (1977). Paleogeographic reconstructions of coastal Aegean archaeological sites. *Science* 195, 941–947
- Kraft J.C., Rapp G. and Aschenbrenner S.E., (1975). Late Holocene paleogeography of the coastal plain of the Gulf of Messina, Greece, and its relationships to archaeological settings and coastal change. *Geological Society of America Bulletin* 86, 1191–1208.
- Kriebel D.L. and Dean R.G. (1993). Convolution Method for Time-Dependent Beach-Profile Response. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, American Society of Civil Engineers*, Vol. 119, No. 2, pp 204-227.
- Kumar S. and Rastogi R.A. (1987). A conceptual catchment model for estimating suspended sediment flow. *Journal of Hydrology* 95, 155– 163.
- Lafren J.M., Elliot W.J., Simanton J.R. Holzhey S. and Kohl K.D. (1991). WEPP soil erodibility experiments for rangeland and cropland soils. *J. Soil Water Cons.* 46(1): 39-44.
- Lafren JJ, Elliott WJ, Flanagan DC, Meyer CR and Nearing MA. (1997). WEPP—predicting water erosion using a process-based model. *Journal of Soil and Water Conservation* 52: 96–102.
- Lambeck K., (1996), Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic time, *Antiquity* 70 (269), pp. 588–611.
- Larson M. (1991). Equilibrium profile of a beach with varying grain size. *Proceedings Coastal Sediments '91, American Society of Civil Engineers*, 905-919.
- Larson M. and Kraus N.C. (1989). SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm induced Beach Change. Report 1: Empirical Foundation and Model Development” Technical Report CERC-89-9, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Larson M. and Kraus N.C. (1989b). Prediction of Beach Fill Response to Varying Waves and Water Level. *Proceedings of Coastal Zone '89, American Society of Civil Engineers, New York, NY*, pp 607-621.
- Leatherman S.P., (1990), Modelling shore response to sea-level rise on sedimentary coasts: *Progress in Physical Geography*, v. 14, no. 4, p. 447-464.
- Leatherman S.P., Zhang K. and Douglas B.C., (2000b), Sea level rise shown to drive coastal erosion: A reply: *EOS Transactions*, v. 81 p. 437-441.
- Leatherman S.P., Zhang, K., and Douglas, B.C., (2000a), Sea-level rise shown to drive coastal erosion: *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, v. 81, p. 55-58.

- Leatherman S.P., Zhang, K., and Douglas, B.C., (2000). Sea level rise shown to drive coastal erosion. *EOS*, 81(6), 55-57.
- Leeder, M.R., (1999). *Sedimentology and Sedimentary Basins*. Blackwell Science Ltd., 608 pp.
- Lettau K. and Lettau H. (1977). Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. In: *Exploring the World's Driest Climate*, Ed. Lettau and Lettau, University of Wisconsin Press, Madison.
- Lewis K.B., and Barnes P.M., (1999). Kaikoura Canyon, New Zealand; active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology*, 162: 39–69.
- List J.H. (2005) "Sedimentary budget" in Schwartz, Maurice L. (e.d.) *Encyclopedia of Coastal Science (Encyclopedia of Earth Sciences Series)* Springer The Netherlands pages 846-850 ISBN 978-1-4020-1903-6
- Longuet - Higgins M.S. (1970a). Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves. 1" *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 33, pp 6778-6789.
- Luetlich R.A. and Westerink J.J., (1995): Continental shelf scale convergence studies with a barotropic model. Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models, D. Lynch R. and Davies A.M., Eds., *Coastal and Estuarine Studies Series*, No.47, Amer. Geophys. Union, 349–371.
- Manly B.F.J. (1986). *Multivariate Statistical Methods: A Primer*. Chapman and Hall: London.
- Maramathas A. and Boudouvis A. (2005). Manifestation and measurement of the fractal characteristics of karst hydrogeological formations. *Advances in Water Resources* 29 (2006) 112–116
- Martinez M.L., M.A. Maun and N.P. Psuty. (2004). The fragility and conservation of the world's coastal dunes: Geomorphological, ecological, and socioeconomic perspectives. p.355-369. In: *Coastal Dunes Ecology and Conservation*. Martinez M.L. and N.P. Psuty (Eds). Springer. Berlin.
- Masalu D.C.P., (2002). Coastal erosion and its social and environmental aspects in Tanzania: a case study in illegal sand mining. *Coastal Management* 30, 347–359.
- Mase H. (1989). Random Wave Run-up Height on Gentle Slope. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 115, No. 5, pp 649-661.
- Meadowcroft I.C., Hall J.W., Lee E.M., Milheiro-Oliveira P. (1999). *Coastal Cliff Recession: Development and Application of Prediction Methods*. HR Wallingford Report SR549.
- Medina J.M. and Lopez J.S. (1997), Strong erosion scenario due to disequilibrium of solid transport rate: the case of Torrox Beach(Malaga), (E. Özhan, Ed.), *Proc. of the Third International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 97, MEDCOAST Secretariat, Middle East Technical University, Ankara, Turkey*, v: 2, pp: 1234-1239.
- Meulenkamp J.E., Dermitzakis M., Georgiadou-Dikeoulia, E., Jonkers H.A., and Boeger H., (1979). Field Guide to the Neogene of Crete, *Series A*, 32. *Pubs Geol. & Paleont. Dep., Univ. Athens, Athens*
- Miche M. (1951). Le Pouvoir Réfléchissant des Ouvrages Maritimes Exposés à l'Action de la Houle. *Annals des Ponts et Chaussées*, 121e Année, pp 285-3(19 (translated by Lincoln and Chevron, University of California, Berkeley, Wave Research Laboratory, Series 3, Issue 363, June (1954).
- Miles J.R., Russell P.E. and Huntley, D.A., (2001). Field measurements of sediment dynamics in front of a seawall. *Journal of Coastal Research* 17 (1), 195–206.

- Moore B.D. (1982). *Beach Profile Evolution in Response to Changes in Water Level and Wave Height*” M. S. thesis, University of Delaware, Newark, DE.
- Moore R.J. (1984). A dynamic model of basin sediment yield. *Water Resources Research* 20, 89– 103.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J.W.A., Auerswald K., Chisci G., Torri D. and Styczen M.E., (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 527– 544.
- Morton R.A., (1994), Texas barriers, in R.A. Davis, ed., *Geology of Holocene Barrier Island Systems*: Springer-Verlag, New York, p. 75-114.
- Muhs D.R., Wehmiller J.F., Simmons K.R., and York L.L., (2004), Quaternary sea level history of the United States, *Developments in Quaternary Science*, v. 1, p. 147-183.
- Munch - Peterson J. (1938). Littoral Drift Formula. Beach Erosion Board Bulletin, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, Vol. 4, No. 4, pp 1-31.
- Nairn R.B., Pinchin B.M., Philpott K.L. (1986). A cohesive coastal development model. Proc. *Symposium on Cohesive Shores. Burlington, Ontario, Canada*, pp. 246– 261.
- Nairn R.B., Southgate H.N. (1993). Deterministic profile modeling of nearshore processes: Part 2. Sediment transport and beach profile development. *Coastal Engineering* (19, 57–96.
- Najjar R.G., Walker H.A., Anderson P.J., Barron E.J., Brod R.J., Gibson J.R., Kennedy V.S., Knight C.G., Megonigal J.P., O'Connor R.E., Polsky C.D., Psuty N.P., Richards B.A., Sorenson L.G., Steele E.M., Swanson R.S. (2000), The potential impacts of climate change on the mid-Atlantic coastal region: *Climate Research*, v. 14, p. 219-233.
- National Research Council (1987), *Responding to changes in sea level; engineering implications*: Washinton D.C., National Academy Press, 148 p.
- Niedoroda A.W., Swift D.J.P., Figueirdeo A.G., and Freeland G.L., (1985). Barrier island evolution, middle Atlantic shelf U.S.A. Part II: evidence from the shelf floor. *Marine Geology*, 63: 363–396.
- O'Brien M.P. and Rindlaub B.D. (1936). The Transport of Sand by Wind. *Civil Engineering*, Vol. 6, pp 325-327.
- Palutikof J and Wigley T. (1996). Developing climate change scenarios for the Mediterranean region: Pages 27-56 in L Jeftic, S Keckes and JC Pernetta editors *Climate change and the Mediterranean*, Vol. 2, Arnold, London
- Palutikof J.P., Guo X., Wigley T.M.L. and Gregory J.M. (1992). ‘Regional changes in climate in the Mediterranean Basin due to global greenhouse gas warming’, *CJNEP Mediterranean Action Plan Technical Report Series*, 66, 172 pp
- PAP/RAC (2000), Report on the Albanian coastal erosion, PAP / RAC Mission to Albania to Assess the Problem of Coastal Erosion – Consultants’ Reports, UNEP / MAP Priority Actions Program Regional Activity Centre, Split, Croatia, October 2000.
- Papanikolaou D. (1984). “*The three metamorphic belts of Hellenides: a review and a kinematic interpretation*”
- Papanikolaou D. (1978). Contribution to the Geology of Aegean Sea: The Island of Andros. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 29/2, 477-55
- Papanikolaou D. (1989a). Are the Medial Crystalline Massifs of the Eastern Mediterranean drifted Gondwanan fragments? *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, 1, 63-90

- Papanikolaou D. and Panagopoulos A., (1981). On the structural style of Southern Rhodope. *Geol. Balc.*, 11.3., 13-22
- Pendleton E.A., Thieler E.R., and Williams S.J., (2005), Coastal vulnerability assessment of Cape Hatteras National Seashore (CAHA) to sea-level rise: U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1064. Available at <http://pubs.usgs.gov/of/2004/1064/>.
- Pendleton E.A., Williams S.J., and Thieler E.R., (2004b), Coastal vulnerability assessment of Fire Island National Seashore (FIIS) to sea-level rise: U.S. Geological Survey Open-File Report 03-439. Available at <http://pubs.usgs.gov/of/2003/of03-439/>.
- Pendleton E.A., Williams, S.J. and Thieler E.R., (2004a), Coastal vulnerability assessment of Assateague Island National Seashore (ASIS) to sea-level rise: U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1020.
- Pilkey O.H. and Davis T.W., (1987), An analysis of coastal recession models; North Carolina coast, in Nummedal, D., Pilkey, O.H., Howard, J.D., eds., *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 59-68.
- Pilkey O.H. and Wright H.L. (1989). Seawalls versus beaches. In: Krauss N.C., Pilkey O.H. (Eds.). *The Effects of Seawalls on Beaches*. Journal of Coastal Research, Special Issue, 4, pp. 41–67.
- Pilkey O.H., Young R.S., and Bush D.M., (2000), Comment on sea level rise shown to drive coastal erosion: *EOS Transactions*, v. 81, no. 38, p. 437-441.
- Pilkey O.H., Young R.S., Riggs S.R., Smith A.W.S., Wu H., and Pilkey W.D. (1993). The Concept of Shoreface Profile of Equilibrium: A Critical Review. *Journal of Coastal Research*, Vol. 9, No. 1, pp 225-278.
- Pilkey O.H., Young R.S., Riggs S.R., Smith A.W.S., Wu H., and Pilkey W.D., (1993), The concept of a shoreface profile of equilibrium: a critical review: *Journal of Coastal Research*, v. 9, p. 255-278
- Poulos S.E. and Collins M.B. (2002). A quantitative evaluation of riverine sediment fluxes to the Mediterranean Basin: Natural flows coastal zone evolution and the role of dam construction. In: JONES S.J. & L.E. FROSTICK (Eds). *Sediment flux to basins: Causes controls and consequences*. GSL Special Publication 191, Bath: Geological Society Publishing House, 227–245 pp.
- Poulos S.E., Collins M.B. and Evans G. (1996). Water-sediment fluxes of Greek rivers, southeastern alpine Europe: annual yields, seasonal variability, delta formation and human impact, *Zeitschrift fur Geomorphologie vol. 40 pp. 243–261*.
- Poulos S.E., Ghionis G. and Maroukian H., (2009). Sea-level rise trends in the Attico–Cycladic region (Aegean Sea) during the last 5000 years. *Geomorphology*, 107, 10-17.
- Poulos S.E., Voulgaris G., Kapsimalis V., Collins M. and Evans G., (2002). Sediment fluxes and the evolution of a riverine-supplied tectonically-active coastal system: Kyparissiakos Gulf, Ionian Sea (eastern Mediterranean). (In:) Jones S.J. & Frostick L.E. (eds) *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society, London, Special Publications, 191, 247-266
- Pranzini E. and Rossi L. (1995), Physical model test in the framework of beach nourishment performance evaluation, (E. Özhan, Ed.), *Proc. of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 95, MEDCOAST Secretariat, Middle East Technical University, Ankara, Turkey*, v: 2, pp: 1145-1159.

- Probst J. L. (1992) Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale, Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sci. Geol. Mém., Strasbourg 94, 1-161.*
- Raudkivi A.J. (1976). *Loose Boundary Hydraulics*, 2nd ed., Pergamon Press, New York.
- Rector R.L. (1954). Laboratory study of the equilibrium profiles of beaches. U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, *Technical Memo 41.*
- Renard K., Foster G.R., Weesies G.A. and Porter J.P. (1991). RUSLE Revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation, 46, 30-33.*
- Renz C., (1955). *Die vorneogene Stratigraphic der normal sedimentären Formationen Griechenlands.* IGSR 637 p. Athen
- Resio D.T., and Vincent C.L. (1977). "A Numerical Hindcast Model for Wave Spectra on Water Bodies with Irregular Shoreline Geometry; *Report 1, Test of Non dimensional Growth Rates,*" MP H-77-9.
- Richman M.B., (1986) Rotation of principal components. *Journal of Climatology 6, 293-335.*
- Riggs S.R., and Ames D.V., (2007). Effect of Storms on Barrier Island Dynamics, Core Banks, Cape Lookout National Seashore, North Carolina, 1960-2001. U.S. Geological Survey *Scientific Investigations Report 2006-5309, 73 p.*
- Rogler H. und Schertmann U. (1981). Erosivität der Niederschläge und Isoerodentenkarte Bayerns. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 22, pp.99-112.*
- Roose E. (1977). Erosion and runoff in West Africa from twenty years of records for small experimental Plots. *Works and documents of ORSTOM No. 78, Paris.*
- Rosati J.D., and Kraus N.C., (1999). Advances in coastal sediment budget methodology—with emphasis on inlets. *Shore and Beach, 67: 56–65.*
- Ruggiero P., Komar P.D., McDougal W.G., and Beach R.A., (1997). Extreme water levels, wave run-up and coastal erosion. *Proceeding of the 25th International Conference on Coastal Engineering, New York: American Society of Civil Engineers, pp. 2793–2805.*
- Sallenger A., Morton R., Fletcher C., Thieler R. and Howd P., (2000). Discussion of 'Sea level rise shown to drive coastal erosion' by Leatherman et al. (2000). *EOS, Trans. American Geophysical Union, 81(38), p. 436.*
- Saltelli A., Chan K., and Scott M.E., (2000) *Sensitivity Analysis*, John Wiley & Sons LTD.
- Santos C.A.G., Suzuki K., Watanabe M. and Srinivasan V.S., (1997). Developing a sheet erosion equation for a semiarid region. In: Walling, D.E., Probst, J.-L. (Eds.), *Proceedings of the International Symposium on Human Impact on Erosion and Sedimentation, IAHS Publication, vol. 245, pp. 31– 38. Rabat, Morocco.*
- Savage R.P. (1958). Wave run-up on roughened and permeable slopes. *Journal of the Waterways and Harbors Division, vol. 84, no. WW3. American Society of Civil Engineers, pp. 1640-1–1640-38.*
- Savage R.P. (1963). Experimental Study of Dune Building with Sand Fences. *Proceedings, International Conference on Coastal Engineering, (1963, pp 380-396.*
- Saville Jr. T. (1956). Wave run-up on shore structures. *Journal of the Waterways Division, vol. 82, no. WW2. American Society of Civil Engineers, pp. 925-1–925-14.*
- Saville Jr. T. (1958). Wave run-up on composite slopes. *Proceedings of the 6th International Coastal Engineering Conference. American Society of Civil Engineers, pp. 691– 699.*

- Saville T. (1955). Laboratory data on wave run-up and overtopping on shore structures. Tech. Rep. Tech. Memo. No. 64. U.S. Army, Beach Erosion Board, Document Service Center, Dayton, Ohio
- Seibold E. (1963). Geological investigation of nearshore sand-transport examples of methods and problems from the Baltic and North Seas. In: M. SEARS (Editor), *Progress in Oceanography*, 1. Pergamon, Oxford, London, New York, Paris, pp.1-70.
- Shaw J., Taylor R.B., Forbes D.L. Ruz, M.H. and Solomon S. (1998). Sensitivity of the Canadian Coast to Sea-Level Rise. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 505, 114 p.
- Shchepetkin A.F. and McWilliams J.C., (2005), The Regional Ocean Modelling System; A split-explicit, free-surface, topography-following coordinates ocean model: *Ocean Modelling*, v. 9, no. 4, p. 347-404,
- Shepard, F. P. (1948). *Submarine Geology*, Harper & Row, New York, NY.
- Shepard F.P. (1952). Revised Nomenclature for Depositional Coastal Features. *Bull. Am. Assoc. Petrol Geol.*, Vol. 36, pp (1902-12).
- Shepard F.P. (1973). *Submarine Geology*, 3rd ed., Harper & Row, New York, NY.
- Shepard F.P. (1977). *Geological Oceanography*, Crane, Russak & Co., New York, NY.
- Shepard F.P. and Wanless, H.R. (1971). *Our Changing Coastlines*, McGraw-Hill Book Company, New York, NY.
- Shih S., Komar P., Tillotson K., McDougal W., and Ruggiero P., (1994). Wave run-up and sea-cliff erosion: *Proc. 24th International Conference on Coastal Engineering*, pp. 2170-2184.
- Shore Protection Manual (1977). U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station.
- Shore Protection Manual (1984). 4th ed., 2 Vol. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- Shore Protection Manual (2000). 2 Vol. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- Simanton J.R. and Renard K.G. (1982). The USLE rainfall factor for Southwestern U.S. Rangelands. In: *Proc. Workshop on Estimating Erosion and Sediment Yield from Rangelands*, USDA- ARS. *Agricultural Reviews and Manuals*, ARM-W-26, Tuscon, AZ, pp. 50-62.
- Smith J.H., Davis J.R. and Fogel M., (1977). Determination of sediment yield by transferring rainfall data. *Water Resources Bulletin* 13, 529– 541.
- Smith J.M. (2002). Surf Zone Hydrodynamics. In: Z. Demirbilek (Ed.), *Coastal Engineering Manual, Part II*, Coastal Hydrodynamics, Chapter II-4, Engineer Manual 1110-2-1100. U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Stauble D.K., Holem G.W., Byrnes M.R., Anders F.J., and Meisburger E., (1993). SUPERDUCK Beach Sediment Sample Experiment: Beach Profile Change and Foreshore Sediment Dynamics. *Technical Report CERC-93-4*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS., 41 p.
- Stoa P.N. (1978). Reanalysis of Wave Run-up on Structures and Beaches. *Technical Paper No. 78-2*, US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, March (1978, Washington, DC.
- Stockton H.F., Holman R.A., Howd P.A. and Sallenger J.A.H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and run-up. *Coast. Eng.* 53 (7), 573–588.

- Stockton P.H. and D.A. Gillette. (1990). Field measurement of the sheltering effect of vegetation on erodible land surfaces. *Land Degradation and Rehabilitation* 2:77-85.
- Stolper D., List J.H. and Thieler E.R. (2005): Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behavior model (GEOMBEST). *Marine Geology*, 218(1-4), 17-36.
- Streif H., (1980). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, Φύλο Πύργος, 1:50000. ΙΓΜΕ
- Suess E. 1888. *The Faces of the Earth*, Vol. 2 (English translation by H. B. Sollas in 1906), Oxford University Press, London, UK (in 5 vols).
- Sunamura T. (1992). *The Geomorphology of Rocky Coasts*. John Wiley and Sons, Chichester, UK, ISBN: 0 471 91775 3.
- Sutherland J., Brampton A.H., Motyka G., Blanco B. and Whitehouse R., (2003). *Beach lowering in front of coastal structures*, Defra- Flood Management Division.
- Thieler E.R. and Hammar-Klose E.S. (1999). National Assessment of Coastal Vulnerability to Sea-Level Rise. U.S. Atlantic Coast, U.S. Geological Survey, *Open-File Report*, 99-593 pp.
- Thieler E.R., and Hammar-Klose E.S., (2000a), National assessment of coastal vulnerability to sea level rise; Preliminary results for the U.S. Gulf of Mexico Coast: U.S. Geological Survey *Open-File Report* 00-179, 1 map sheet.
- Thieler E.R., and Hammar-Klose E.S., (2000b), National assessment of coastal vulnerability to sea level rise: Preliminary results for the U.S. Pacific Coast. U.S. Geological Survey *Open-File Report* 00-178, 1 map sheet.
- Thieler E.R., Pilkey O.H., Young R.S., Bush D.M., and Chai F., (2000), The use of mathematical models to predict beach behaviour for coastal engineering: A critical review: *Journal of Coastal Research*, no. 16, v. 1, p. 48-70.
- Thieler E.R., Williams S.J., and Beavers R., (2002), Vulnerability of U.S. national parks to sea level rise and coastal changes: U.S. *Geological Survey Fact Sheet* FS-095-02, 2 p.
- Thornton E.B., Sallenger A., Sesto J.C., Egley L., McGee T. and Parsons R., 2006. Sand mining impacts on long-term dune erosion in southern Monterey Bay. *Marine Geology* 229, 45–58.
- Titus J.G. and Richman C., (2001), Maps of lands vulnerable to sea level rise; Modelled elevations along the U.S. Atlantic and Gulf coasts: *Climate Research*, v. 18, p. 205-228 Univ. Press, Cambridge
- Titus J.G., Leatherman S.P., Everts C.H. and Kriebel D.L. (1985). Potential impacts of sea level rise on the beach at Ocean City, Maryland (pp. 1–16). Washington, DC: US *Environmental Protection Agency (EPA 230-10-85-013)*.
- Trenhaile A.S. (2000). Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology* 166, 163– 178.
- Tsaila - Monopolis S., Ioakim C. & Kamperis E., (1993). Biostratigraphical correlation in the Neogene and Quaternary sediments in the Katakolon oil wells (NW Peloponnese). *Memorial volume for Prof. Panagos*, National Technical University of Athens, 813-828 Tsimplis and Spenser 1997,
- Tsimplis M.N. (2005) Global sea level rise: a useful sea level predictor in the Mediterranean? *Z. Geomorph N.F. Suppl* V. 137 103-110,
- Tsimplis M.N., (1994), Tidal oscillations in the Aegean and the Ionian Seas. *Estuarine, Coastal Shelf science* 39, pp. 201–208 .

- Valentin H. (1952). *Die Kusten der Erde, Petermanns Geog. Mitt. Erg. 246*, Justus Perthes Gotha, Berlin, Germany.
- Van Andel T.H. (1990). Addendum to "Late Quaternary sea-level changes and archaeology". *Antiquity* 64, 151–152.
- Van Andel T.H., Perissoratis C., Rondoyanni T. 1993 Quaternary tectonics of the Argolikos Gulf and the adjacent basins, Greece, *Journal of the Geological Society, London, Vol. 150*, pp.529-539.
- Van Der Meer J.W. and Stam C.J.M. (1992). Wave run-up on smooth and rock slopes of coastal structures. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, vol. 118, no. 5. *American Society of Civil Engineers*, pp. 534–550.
- Van Rijn L.C. (1993). *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands.
- Velegrakis A.F., Vousdoukas M.I., Andreadis O., Adamakis G., Pasakalidou E., Meligonitis R. and Kokolatos G., (2008). Influence of Dams on Downstream Beaches: Eressos, Lesbos, Eastern Mediterranean. *Marine Georesources and Geotechnology, Volume 26, Number 4, October* , pp. 350-371(22)
- Vente J., Poesen J. and Verstraeten G. (2005). The application of semi-quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain. *Journal of Hydrology* 305 (2005) 63–86
- Verginis S. (1976). *Monographie der Insel Leykas unter besonderer Berücksichtigung der hydrologischen Verhältnis* –se.Wien.
- Vitousek S., Fletcher C.H., Merrifield M.A., Pawlak G., and Storlazzi C.D., (2007), Model scenarios of shoreline change at Kaanapali Beach, Maui: seasonal and extreme events, in, N.C. Kraus and J.D. Rosati, eds., *Coastal Sediments '07: America Society of Civil Engineers*, Reston, Virg., p. 1227-1240.
- Vousdoukas M.I., Velegrakis A.F., Dimou K., Zervakis V. and Conley D.C. (2009.) Wave run-up observations in microtidal, sediment-starved pocket beaches of the Eastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems Volume 78, Pages S37-S47*
- Vouvalidis K.G., Syrides G.E. and Albanakis K.S., (2005), Holocene morphology of the Thessaloniki Bay: Impact of sea level rise, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement 137 (2005)*, pp. 147–158.
- Walkden M. and Stansby P. (2006). *The effect of dredging off Great Yarmouth on the wave conditions and erosion of the North Norfolk coast*. Tyndall Centre Working Paper 97
- Walkden M.J.A. and Hall J.W. (2005). A predictive mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coast. Eng.* 52, 535–563.
- Walton T.L. (1980). Littoral Sand Transport from Longshore Currents. Technical Note, *Journal of the Waterway, Port, Coastal, and Ocean Division, American Society of Civil Engineers, Vol 106, No. WW4*,
- Walton T.L. (1982). *Hand-held Calculator Algorithms for Coastal Engineering; Second Series*. CETA 82-4, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Walton T.L. Jr., Ahrens J.P., Truitt C.L., and Dean R.G. (1989). Criteria for Evaluating Coastal Flood-Protection Structures. *Technical Report CERC-89-15*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Coastal Engineering Research Center, Vicksburg, MS.

- Wassing F., (1957). Model investigation on wave run-up carried out in the Netherlands during the past twenty years. *Proceedings of the 6th International Coastal Engineering Conference. American Society of Civil Engineers*, pp. 700– 714.
- Watts G.M. (1953a). A Study of Sand Movement at South Lake Worth Inlet, Florida” *Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 42*, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Weggel J.R. (1972). Maximum Breaker Height. *Journal of the Waterways, Harbors, and Coastal Engineering Division, Vol 78, No. WW4*, pp 529-548
- Wells J.T., (1995). Effects of sea level rise on coastal sedimentation and erosion, in D. Eisma, ed., *Climate Change; Impact on Coastal Habitation*: Lewis Publishers, Boca Raton, p. 29-56
- Wentworth C.K. (1922), A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, v. 30, p. 377–392.
- White I.D., Mottershead D.N and Harrison S.J. (1992). *Environmental systems : an introductory text*. Chapman and Hall, 1992. London.
- Wigley T. (1999). *The Science of Climate Change: Global and U.S. Perspectives*, Pew Center on Global Climate Change, June 1999,
- Williams Colin F., Reed Marshall J., Mariner Robert H., DeAngelo Jacob, Galanis S. Peter Jr., (2008). Assessment of moderate- and high-temperature geothermal resources of the United States: U.S. *Geological Survey Fact Sheet 2008-3082*, 4 p
- Williams J.R. (1975). Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. In: *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*. U.S. Dept. Agric. ARS-S-40. pp 244-252.
- Williams J.R. (1978). A sediment graph model based on an instantaneous unit sediment graph. *Water Resources Research* 14, 659–664.
- Williams J.R. and Berndt H.D. (1972) Sediment yield computed with universal equation. *Proc. Amer. Soc. civ. Engrs. J. Hydraul. Div., December, 2087 - 2098*.
- Williams S.J. and Meisburger E.P., (1987). Sand sources for the transgressive barrier coast of Long Island, New York: evidence for landward transport of shelf sediments. *Proceedings of the Coastal Sediments '87. New York: American Society of Civil Engineers*, pp. 1517–1532.
- Wischmeier W.H. and Smith D.D. (1965). Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. *Agr. Handbook No. 282*, U.S. Dept. Agr., Washington, DC.
- Wischmeier W.H. and Smith D.D., (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. *Agriculture Handbook, Vol. 537. U.S. Department of Agriculture*.
- Wright L.D., (1995). *Morphodynamics of inner continental shelves*: CRC Press, Boca Raton, Florida, 241 p.
- Wright L.D., Boon J.D., Kim S.C. and List J.H., (1991). Modes of cross-shore sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight. *Marine Geology*, 96: (19-51)
- You, Z.J. and Yin B., (2006). A unified criterion for initiation of sediment motion and inception of sheet flow under water waves. *Sedimentology* 53, 1181–1190.
- Zachariasse W.J., (1979). The origin of Globorotalia conomiozea in the Mediterranean and the value of its entry level in biostratigraphic correlations. In: *Proc. VIIth Intern. Congr. Mediterr. Neogene. Athens*.
- Zalasiewicz J., Smith A., Williams M., Barry T.L., Bown P.R., Brenchley P., Cantrill D., Coe A.L., Gale A., Gibbard P., F. Gregory J., Hounslow M., Knox R., Marshall J., Oates M., Powell J., Rawson

- P., Stone P. and Waters C. (2008). Are we now living in the Anthropocene? *GSA Today*, 18, pp. 4–8.
- Zhang K., Douglas B.C., and Leatherman S.P., (2002). Do storms cause long-term beach erosion along the U.S. east barrier coast? *Journal of Geology* v. 110, p. 493-502.
- Zhang K., Douglas B.C., and Leatherman S.P., (2004). Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, v. 64, no. 1-2, p. 41-58.
- Zingg A.W. (1953). Wind Tunnel Studies of the Movement of Sedimentary Material. *Proceedings, 5th Hydraulic Conference, State University of Iowa, Studies in Engineering, Bulletin, Vol. 34, pp 111-135.*

Ελληνόγλωσση Βιβλιογραφία

- Αθανασούλης και Σκαρσουλής, (1996). *Άτλας Ανέμου και Κύματος Βορειοανατολικής Μεσογείου Θαλάσσης*. Αθήνα, ΕΜΠ/ΓΕΝ, pp. 17
- Αλεξούλη - Λειβαδίτη Α. και Λειβαδίτης Γ. (2004). Μορφολογία των ακτών της Άνδρου. *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νικη*.
- Αναγνώστου Χ. (1992). Η ανθρωπογενής παρέμβαση στην παραλία της Κατερίνης, *Νέα Οικολογία, τεύχος Ιουλίου – Αυγούστου 1992*.
- Ανδρής Π. (2008). Παράκτια ωκεανογραφική και περιβαλλοντική μελέτη των παραλιών της Ν. Μήλου. Μεταπτυχιακή εργασία. Διατμηματικό μεταπτυχιακό Ωκεανογραφίας ΕΚΠΑ
- Βερυκίου - Παπασπυριδάκου, Ε. και Λειβαδίτης, Γ. (1987). Παράκτιες ιζηματολογικές συνθήκες που οδήγησαν στο σχηματισμό ζωστήρος της Λευκάδος, *10 Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωγραφίας. Αθήνα*.
- Βουσδούκας Μ. (2006). Δυναμική ακτών παρουσία παραλιακών ψαμμιτών. Διδακτορική διατριβή. Τμήμα επιστημών της θάλασσας. Πανεπιστήμιο Αιγαίου.
- Γιαλούρης Π. και Γιαννόπουλος Θ. (2003). Πρόσφατη μορφολογική εξέλιξη του δέλτα του Αλφειού λόγω φυσικών διεργασιών και ανθρώπινης παρέμβασης. Διπλωματική εργασία, τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος ΕΚΠΑ
- Γιαννακόπουλος Ε. Μπαράκος Ν. και Τσάκαλος Δ., (2005). Παράκτια γεωμορφολογική και ιζηματολογική μελέτη της παραλιακής ζώνης της Σάνταβας (Μεσσηνιακός κόλπος). Διπλωματική εργασία, τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος ΕΚΠΑ
- Γκιώνης Γ., Πούλος Σ., Μπουζιωτοπούλου Ν. και Ντούνας Κ. (2004). Ο ρόλος ενός φυσικού υποθαλάσσιου κυματοθραύστη στη διαμόρφωση των υδροδυναμικών και ιζηματολογικών συνθηκών στην παραλία της Αμμουδάρας (βόρειες ακτές Ν. Ηρακλείου Κρήτης). *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας XXXIX/III, 2006*
- Γουρδουμπάς Ι. και Ιορδάνης Κ. (2004). Φυσικές διεργασίες και ανθρώπινη παρέμβαση στη παράκτια ζώνη του όρμου Σχοινιά (Μαραθώνα Αττικής) Διπλωματική εργασία, τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος ΕΚΠΑ
- ΔΕΗ (1980), *Ισοϋέτιες καμπύλες της Ελλάδος για τη χρονική περίοδο 1950.74*, Αθήνα.
- Ζάχος Σ., Μαραβέγιας Δ., Τσόμπος Π. (2001). *Υδρογεωλογικά Έρευνα για τη βελτίωση των υδρευτικών συνθηκών και την αξιοποίηση των επιφανειακών απορροών του Δήμου Β. Κυνουρίας*, ΙΓΜΕ Περιφερειακή Μονάδα Πελοποννήσου, Τρίπολη Δεκέμβριος 2001.
- Κ/Ξ Διαχείρισης Υδάτων Κεντρικής & Δυτικής Ελλάδος 2005

- Καλεαντοπούλου Ο. Κουτελιδάκη Κ. και Παπαδάκη Ρ. (2007). Φυσιογραφική, γεωπεριβαλλοντική και ιζηματολογική μελέτη της παράκτιας ζώνης της Κινέττας (Ν. Αττικής) Διπλωματική εργασία, τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος ΕΚΠΑ
- Καμπέρης Ε. (1987) Γεωλογική και Πετρελαιογεωλογική μελέτη ΒΔ Πελοποννήσου. Διδακτορική διατριβή, ΕΜΠ
- Καραγκιόζογλου Κ. και Ζακχαίου Δ.Μ. (2010), Παράκτια γεωμορφολογική και ιζηματολογική μελέτη των παραλιακών ζωνών Γιαλού, Μυλοπόταμου (Ν. Ίος) Διπλωματική εργασία, τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος ΕΚΠΑ
- Καραμπάτσου Γ. και Κετσετζοπούλου Β. (2008). Παράκτια γεωμορφολογική και ωκεανογραφική μελέτη των παραλιών Αγ. Πέτρος και όρμος Κορθίου της Νήσου Άνδρου. Διπλωματική εργασία, τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος ΕΚΠΑ
- Καρδιτσά (2006). Παράκτια περιβαλλοντική μελέτη του κόλπου της Αλεξανδρούπολης σε συσχέτιση με την επέκταση του λιμανιού της. Μεταπτυχιακή εργασία. Διατμηματικό μεταπτυχιακό Ωκεανογραφίας ΕΚΠΑ
- Κατσοκάτσος, Γ (1992). *Γεωλογία της Ελλάδας*, Αθήνα.
- Κατσούλης, Β. (1970). «Αι ανεμολογικά συνθήκαι εις το Αιγαίον Πέλαγος», Διδακτορική διατριβή, Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα. Σελ. 168
- Κουτσογιάννης, Δ., (1998) Υδρολογική διερεύνηση του Υδατικού Διαμερίσματος Θεσσαλίας, Τελική Έκθεση, ΕΜΠ, ΤΥΠΥΘΕ, Αθήνα.
- Λειβαδίτης Γ. και Αλεξούλη - Λειβαδίτη Α. (2004). Μορφολογία των ακτών της Λέσβου. *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νικη.*
- Λεοντάρης Σ. και Γκουρνέλλος Θ., (1991). Παρατηρήσεις στην εξέλιξη του υδρογραφικού δικτύου της νήσου Εύβοιας σε σχέση με την γεωλογική της δομή. *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXV/4 σελ. 25-38, Θεσσαλονίκη.*
- Λεοντάρης Σ., (1976). Περί της προέλευσης και εξελίξεως των θινών της νοτίου Κέρκυρας και της σχέσεως αυτών μετά της λίμνης Κορισσίων, *Πρακτικά της Ακαδημίας Αθηνών, ΧΧΧΧΙ, 522-539*
- Μαρουκιάν Χ., Παυλόπουλος Κ., Γάκη – Παπαναστασίου Κ. και Ζαμάνη Α. (2001). Οι επιπτώσεις από την αναμενόμενη άνοδο της Θαλάσσιας στάθμης στις χαμηλές παράκτιες περιοχές της ηπειρωτικής Ελλάδας κατά τον επόμενο αιώνα. *Γεωγραφίες, 73-82.*
- Μιλοβάνοβιτς Μ. (2008). Διερεύνηση του γεωπεριβάλλοντος της λιμνοθάλασσας Κορισσίων ΝΔ Κέρκυρα. Μεταπτυχιακή εργασία. Διατμηματικό μεταπτυχιακό Ωκεανογραφίας ΕΚΠΑ
- Μουντράκης, Δ. (1985). *Γεωλογία της Ελλάδας*, Univ. Studio Press.
- Μπορνόβας Ι. (1964). *Η Γεωλογία της Νήσου Λευκάδος*, ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- ΝΟΜΑΡΧΙΑ ΠΙΕΡΙΑΣ - Δήμος Κατερίνης, Τεχνική Έκθεση, τεύχος 1, 2000.
- Ξειδάκης Γ., Δελημάνη Π., Σκίας Σ. (2005). *Προβλήματα Διάθρωσης των ακτών στο νομό Έβρου, ΒΑ. Ελλάδα. Πρακτικά Τρίτου Πανελληνίου Συνεδρίου «Διαχείριση και Βελτίωση Παράκτιων Ζωνών»*, Εργαστήριο Λιμενικών Έργων, Ε.Μ.Π.
- Παπαναστασίου Γ. και Συνεργάτες (1989). *Μελέτη αποδελτίωσης και αξιολόγησης των υφιστάμενων μελετών και έργων των σχετικών με τους υδατικούς πόρους της χώρας, Υδατικό Διαμέρισμα Δυτικής Πελοποννήσου*, ΥΒΕΤ.
- Παπαπέτρου - Ζαμάνη (1965). Συμβολή στη γνώση του Νεογενούς του Νομού Ηρακλείου Κρήτης. Διδακτορική Διατριβή Φυσικομαθηματική Σχολή, Πανεπιστήμιο Αθηνών

- Παραμάνα Θ. (2006). Περιβαλλοντική μελέτη του παράκτιου συστήματος της Λιμνοθάλασσας του Μουστού Αρκαδίας. Πρόταση διαχείρισης. Μεταπτυχιακή εργασία, Διατμηματικό μεταπτυχιακό Ωκεανογραφίας ΕΚΠΑ
- Παυλόπουλος Κ., Καρύμπαλης Ε. και Μαρουκιάν Χ., (2002). Γεωμορφολογική εξέλιξη της λεκάνης απορροής του Οινόη ποταμού (Β. Αττική) κατά το Τεταρτογενές., *6ο Πανελλήνιο Γεωγραφικό Συνέδριο Θεσσαλονίκη, (10-2002), τομ.1*
- Περιφέρεια Κρήτης (2001): *Ολοκληρωμένη διαχείριση υδατικών πόρων Κρήτης. Φάση Α', Υδρογεωλογικά δεδομένα.*
- Πετράκης Σ. (2010). Παράκτια μορφοδυναμική μελέτη της παραλιακής ζώνης του όρμου Αλμυρού, Κρήτη Μεταπτυχιακή εργασία, Διατμηματικό μεταπτυχιακό Ωκεανογραφίας ΕΚΠΑ
- Σκουμπρή Μ. Κιάμου Β. και Μυρωνίδου Π (2003). Το γεωμορφολογικό και ιζηματολογικό καθεστώς της παραλίας του όρμου Πέλεκι της νήσου Ευβοίας. Διπλωματική εργασία, τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος ΕΚΠΑ
- ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε. (2007): *Άτλαντας Ανέμου και Κύματος των Ελληνικών Θαλασσών.* Εκδόσεις ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.
- Τομάρα Β., (2006). Το γεωπεριβάλλον της λιμνοθάλασσας Κορισίων με την χρήση Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος
- ΥΒΕΤ (1989). Συνοπτική έκθεση για τους υδατικούς πόρους, Διεύθυνση Υδατικού Δυναμικού Υδατικό Διαμέρισμα Δυτικής Πελοποννήσου, ΥΒΕΤ.
- Υδρογραφική υπηρεσία (2005): *Στοιχεία παλίρροιας ελληνικών λιμένων.* Εκδόσεις υδρογραφικής υπηρεσίας.
- Φλαμπούρης Κ. (2008). Μελέτη της επίδρασης του παράγοντα R στο νόμο RUSLE. Διδακτορική διατριβή Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
- Χατζηλευθερίου Μ., Αλεξανδράκης Γ., Πούλος Σ., Γάκη-Παπαναστασίου Κ. και Μαρουκιάν Χ., (2007). Εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας περιοχής των Α και ΒΑ ακτών της Αττικής σε σχέση με μια μελλοντική άνοδο της θάλασσας στάθμης. *Πρακτικά 8ου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου, 5-8 Οκτωβρίου*
- Χατζιοπούλος Ε. (2004). Μελέτη των ιζημάτων και προσομοίωση των μορφοδυναμικών χαρακτηριστικών των ακτών της Πιερίας με την χρήση μαθηματικού μοντέλου μεταφοράς μη συνεκτικού ιζήματος. Μεταπτυχιακή εργασία. Διατμηματικό μεταπτυχιακό Ωκεανογραφίας ΕΚΠΑ