



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ
ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΜΗΜΑ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

Διδακτορική Διατριβή

**ΟΛΟΚΛΗΡΩΜΕΝΗ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ
ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΛΟΓΩ ΤΗΣ ΑΝΥΨΩΣΗΣ ΤΗΣ
ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ**



Μονιούδη Ισαβέλα



Ιούνιος 2011
Μυτιλήνη

Αφιερωμένο στην οικογένεια μου.....

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή Αντώνη Φ. Βελεγράκη για την πολύτιμη καθοδήγηση του και στήριξη, σε όλο το διάστημα της εκπόνησης της διδακτορικής μου διατριβής καθώς και τα υπόλοιπα μέλη της συμβουλευτικής επιτροπής: τον καθηγητή Θεοφάνη Καραμπά, για τη βοήθεια και την πληροφόρηση που μου παρείχε όσο αφορά τα μοντέλα που εφαρμόστηκαν στην παρούσα διατριβή και τον καθηγητή Νικόλαο Κονισπολιάτη για τη συμβολή του (σε συνεργασία με τους προαναφερθέντες) στη σύλληψη του θέματος της διατριβής καθώς και για τη βοήθεια και στήριξη που προσέφερε στην υλοποίηση του. Σημαντική ήταν επίσης η βοήθεια του Δρος Μιχάλη Βουσδούνα, ειδικά σε θέματα προγραμματισμού Matlab και Fortran, της Δήμητρας Κουτσουβέλα με την παροχή πρόσβασης σε σύγχρονο Η/Υ και του Όλυμπου Ανδρεάδη στον εξοπλισμό του γραφείου μου. Θα ήθελα επίσης να εκφράσω ευχαριστίες στο Υπουργείο Παιδείας για την χρηματική υποστήριξη που παρείχε μέσω του Προγράμματος ΠΕΝΕΔ, το οποίο συγχρηματοδοτήθηκε από το Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο και από το Υπουργείο Ανάπτυξης – Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας. Η χρηματική υποστήριξη ήταν σημαντική καθώς μου έδωσε τη δυνατότητα να επικεντρωθώ αποκλειστικά στην εκπόνηση της διατριβής μου. Τέλος ευχαριστώ θερμά την οικογένεια μου και τους φίλους μου για τη συμπαράσταση και τη στήριξη που μου προσέφεραν.

Περίληψη

Η παράκτια διάβρωση, η οποία αποτελεί σήμερα ένα σημαντικότερο φυσικό και κοινωνικο-οικονομικό πρόβλημα, διακρίνεται σε: (i) *μακροχρόνια διάβρωση*, δηλαδή μη αναστρέψιμη μακροχρόνια οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και/ή αρνητικών παράκτιων ιζηματικών ισοζυγίων και (ii) *βραχυχρόνια διάβρωση*, η οποία οφείλεται κυρίως σε ακραία φαινόμενα (μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) και θυελλώδεις κυματισμούς), τα οποία μπορεί να μην έχουν σαν αναγκαίο αποτέλεσμα μόνιμες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής, αλλά προκαλούν μεγάλης κλίμακας καταστροφές. Ο ρυθμός αύξησης της θαλάσσιας στάθμης έχει επιταχυνθεί τα τελευταία χρόνια και μάλιστα περισσότερο (κατά 80%) από ότι αναμενόταν με βάση τις παλαιότερες προβλέψεις. Ο κύριος σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η ανάπτυξη μιας νέας μεθοδολογίας/εργαλείου για την διάγνωση και πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από διαφορετικές μακροχρόνιες και βραχυχρόνιες ανόδους της θαλάσσιας στάθμης και διαφορετικές μορφολογικές, υδροδυναμικές και ιζηματολογικές οδηγίες. Για την επίτευξη του στόχου χρησιμοποιήθηκαν: (α) ένα προηγμένο (state-of-the-art) 1-D μορφοδυναμικό μοντέλο, που βασίζεται στις εξισώσεις διασπειρόμενων, μη γραμμικών κυματισμών τύπου Boussinesq και (β) 2 συστοιχίες (1 βραχυχρόνια και 1 μακροχρόνια) διαφορετικών αναλυτικών και αριθμητικών μορφοδυναμικών μοντέλων.

Η μελέτη έδειξε (α) ότι όλα τα μοντέλα προβλέπουν σημαντική παράκτια οπισθοχώρηση λόγω της προβλεπόμενης ανόδου της μέσης θαλάσσιας στάθμης, (β) διαφορετική ευαισθησία των μοντέλων στις μορφολογικές, ιζηματολογικές και υδροδυναμικές συνθήκες και (γ) ότι το εύρος των εκτιμήσεων του εξελεγκμένου μοντέλου Boussinesq είναι παρόμοιο με εκείνο των συστοιχιών που αποτελούνται από πιο απλά και εύχρηστα μοντέλα. Ο μεγάλος αριθμός πειραμάτων (26826) με διαφορετικές οδηγίες της θαλάσσιας στάθμης καθώς και με διαφορετικές παραλιακές μορφολογικές, ιζηματολογικές και κυματικές συνθήκες επέτρεψε την πρόβλεψη του εύρους της παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από διαφορετικές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης. Εξετάστηκαν πολλές διαφορετικές απορροφητικές και ενδιάμεσες παραλίες και υπολογίστηκαν τα κατώτερα και ανώτερα όρια της διάβρωσης τα οποία βρέθηκαν να δίνονται από τις ακόλουθες εκφράσεις: $s = 0.39 \alpha^2 + 8.87 \alpha - 0.25$ (κατώτερο) και $s = -0.82 \alpha^2 + 32.43 \alpha + 0.81$ (ανώτερο) (μοντέλο Boussinesq) και $s = 0.33 \alpha^2 + 7.4 \alpha - 0.14$ (κατώτερο) και $s = 0.74 \alpha^2 + 28.9 \alpha + 4.9$ (ανώτερο) (ενιαία συστοιχία 5 μοντέλων), όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση και α η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης. Έτσι, οι μέσες προβλέψεις του συνόλου των μοντέλων των δύο συστοιχιών κυμαίνονται μεταξύ 1.5 – 11.3 m, 3.6 – 19.5 m και 7.6 – 34.5 m, για ανόδους θαλάσσιας στάθμης 0.22, 0.50 και 1 m, αντίστοιχα.

Η συνάφεια των αποτελεσμάτων των συστοιχιών με το μοντέλο Boussinesq το οποίο έχει αξιολογηθεί με φυσικά πειράματα σημαίνει ότι τα μοντέλα αυτά δουλεύουν καλά με τη μορφή της συστοιχίας. Η συνάφεια αυτή δεν εγγυάται τη χρήση των συστοιχιών για τη λεπτομερή περιγραφή των διεργασιών οπισθοχώρησης σε μεμονωμένες παραλίες· αποδεικνύει όμως την εγκυρότητα των ανώτερων και κατώτερων ορίων των προβλέψεων τους, των οποίων ενδείκνυται η χρήση για γενικευμένες εφαρμογές και για μεγάλης κλίμακας προβλέψεις.

Το εργαλείο που αναπτύχθηκε στην παρούσα διατριβή (αντίθετα με όλα τα υπάρχοντα εργαλεία) έχει πολύ μικρό/μηδαμινό κόστος εφαρμογής, είναι εύκολο και γρήγορο στην εφαρμογή του, δεν απαιτεί ιδιαίτερη τεχνογνωσία και μπορεί να

χρησιμοποιηθεί εύκολα από κάποιο παράκτιο μελετητή/διαχειριστή που θέλει να έχει μια πρώτη εκτίμηση της διάβρωσης που θα προκληθεί από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης σε μεγάλες χωρικές κλίμακες. Η μόνη απαίτηση σε περιβαλλοντικά δεδομένα είναι πληροφορία σχετική με το παραλιακό εύρος, η οποία όμως μπορεί να βρεθεί εύκολα από web-GIS εφαρμογές (π.χ. Google Earth).

Η σύγκριση των προβλέψεων των μοντέλων με την παρατηρούμενη διάβρωση σε πολλές παραλίες έδειξε ότι η μέθοδος μπορεί να υποεκτιμήσει σημαντικά την παραλιακή διάβρωση. Αυτό μπορεί να οφείλεται στο ότι: (i) τα μοντέλα βασίζονται στην παραδοχή ότι οι παραλίες αποτελούν ανεξάντλητες δεξαμενές ιζημάτων και δεν υπάρχουν απώλειες ιζήματος από το παράκτιο σύστημα προς την υφαλοκρηπίδα, (ii) τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή είναι μονοδιάστατα (1-D) (καθώς είναι τα μόνα που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για προβλέψεις μεγάλης χωρικής κλίμακας και έχουν χαμηλές απαιτήσεις σε περιβαλλοντική πληροφορία) και, έτσι, δε λαμβάνουν υπ' όψη πλευρικές παροχές/απώλειες ιζημάτων λόγω βαθμίδας της κυματικής ενέργειας παράλληλα στην ακτή, περιορίζοντας την ακρίβεια των προβλέψεων και (iii) η μέθοδος προϋποθέτει ότι η παραλιακή διάβρωση δεν ελέγχεται από παράγοντες όπως η παράκτια (2-D) φυσιογραφία, η παρουσία γειτονικών σημαντικών παγίδων, η συχνότητα, ένταση και ομαδοποίηση ακραίων κυματικών φαινομένων. Συνεπώς, οι προβλέψεις της μεθόδου μπορούν να θεωρηθούν ως ελάχιστες εκτιμήσεις παραλιακής διάβρωσης/οπισθοχώρησης κάτω από συνθήκες ανόδου της θαλάσσιας στάθμης.

Abstract

Beach erosion is a major global problem with serious physical and socio-economic impacts. Beach erosion can be differentiated into: (i) long-term erosion, i.e. irreversible retreat of the shoreline position, due to sea level rise and/or negative coastal sedimentary budgets that force either landward migration of the beaches or drowning; and (ii) short-term erosion, caused by storms and storm surges, which may not necessarily result in permanent shoreline retreats, but may create large-scale devastation. The rate of sea level rise has been accelerated recently with the future rates being uncertain. The main objective of the present study is to develop a new *methodology/tool* that will be able to assess the range of the coastal (beach) retreat for different morphologically beaches, under different scenarios of long-term and short-term sea level rise and different conditions and forcings (sedimentology and hydrodynamics). Towards this objective (a) a state-of-the-art 1-D morphodynamic model based on nonlinear breaking wave Boussinesq-type equations and (b) *ensembles* (a short-term and a long-term) of analytical and numerical morphodynamic models of varied complexity are used.

The study showed (a) that all models predict significant coastal retreats due to the predicted sea level rise, (b) differential sensitivity of the models to the morphological, sedimentary and hydrodynamic conditions, and (c) that the range of predictions resulted by the sophisticated Boussinesq model is similar to that of the ensembles, although these consist of more simple models. Many different dissipative and intermediate beaches were examined. The envelope of beach retreat under different scenarios of sea level rise was estimated, the minimum and maximum limits of which were found to be described by the following expressions: $s = 0.39 \alpha^2 + 8.87 \alpha - 0.25$ (minimum) and $s = -0.82 \alpha^2 + 32.43 \alpha + 0.81$ (maximum) (Boussinesq model) and $s = 0.33 \alpha^2 + 7.4 \alpha - 0.14$ (minimum) and $s = 0.74 \alpha^2 + 28.9 \alpha + 4.9$ (maximum) (integrated ensemble), where s the coastal retreat and α the sea level rise. Therefore, according to the above expressions, the mean forecasts of all models of the ensembles vary between 1.5 – 11.3 m, 3.6 – 19.5 m and 7.6 – 34.5 m for sea level rise of 0.22, 0.50 and 1 m, respectively.

The coherence of the means of the ensembles with the elaborate Boussinesq model that has been validated by experiments, suggests that these models operate well in an ensemble manner. Nevertheless, the coherence of the results does not guarantee the detailed description of the beach erosion processes for individual beaches. It shows, however, the validity of the uppermost and lowermost limits of the predictions, which can be used for general applications and large-scale forecasts of beach erosion/retreat due to sea level rise. The tool suggested in the present work is fast and easy to use, has insignificant cost of application, does not require particular know-how and can be used, by almost anyone, for a rapid assessment of the beach erosion caused by sea level rise at various spatial scales (from local to global). Its only requirement for worst-case scenario projections is the width of the beach. The proposed tool is considered to work well under the assumption that beaches comprise an inexhaustible sediment reservoir, with no lateral and/or offshore sediment losses (i.e. beyond the closure depth). As the models/tool do not take into account other effects (e.g. negative coastal sediment budgets) they are likely to underestimate future beach erosion/retreat.

Πίνακας Περιεχομένων

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2	ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΔΙΑΒΡΩΣΗ	5
2.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	5
2.2	ΤΑΣΕΙΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ	8
2.3	ΑΙΤΙΑ ΤΗΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΛΙΑΚΩΝ ΖΩΝΩΝ	11
2.3.1	Φυσικά αίτια	12
2.3.2	‘Ανθρωπογενή’ αίτια.....	20
2.4	ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ-ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΕΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ	21
3	ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΗ: ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ	24
3.1	ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΔΙΑΤΟΜΗ (ΠΡΟΦΙΛ) ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ	24
3.1.1	Το παραλιακό σύστημα.....	24
3.1.2	Η παραλιακή διατομή – Δομή και δυναμική.....	27
3.1.3	Η έννοια της διατομής (προφίλ) ισορροπίας (equilibrium profile)	36
3.2	ΜΟΝΤΕΛΑ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ	46
3.2.1	Στατικά μοντέλα	47
3.2.2	Δυναμικά μοντέλα	51
4	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	69
4.1	ΜΟΝΤΕΛΟ ΒΑΣΙΣΜΕΝΟ ΣΤΙΣ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ BOUSSINESQ.....	69
4.1.1	Περιγραφή εξισώσεων του μοντέλου Boussinesq	69
4.1.2	Εφαρμογή του μοντέλου Boussinesq.....	84
4.2	ΜΟΝΤΕΛΟ ΒΑΣΙΣΜΕΝΟ ΣΤΗΝ ΕΝΕΡΓΗΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ (LEONT’ YEV).....	85
4.3	ΣΥΣΤΟΙΧΙΕΣ ΜΟΝΤΕΛΩΝ	90
4.3.1	Εφαρμογή της συστοιχίας στη Μαύρη Θάλασσα.....	92
4.4	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΗ ΓΡΑΜΜΙΚΩΝ ΔΙΑΤΟΜΩΝ – ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ – ΑΝΑΛΥΣΗ	93
4.4.1	Δεδομένα πεδίου.....	94
4.4.2	Ανάλυση τοπογραφικών δεδομένων.....	103
5	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	108
5.1	ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ-ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ.....	109
5.1.1	Εναισθησία στις οδηγούσες παραμέτρους.....	111
5.1.2	Προβλέψεις παραλιακής οπισθοχώρησης -Γραμμικές διατομές.....	116
5.2	ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ- ΦΥΣΙΚΕΣ (ΜΗ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ) ΔΙΑΤΟΜΕΣ.....	119
5.2.1	Φυσικές διατομές-Μορφολογία	119
5.2.2	Σύγκριση φυσικών διατομών με θεωρητικές εκφράσεις του παραλιακού προφίλ	130
5.2.3	Προβλέψεις μοντέλου Boussinesq -μη γραμμικές διατομές.....	134
5.3	ΠΡΟΒΛΕΨΕΙΣ ΑΠΟ ΣΥΣΤΟΙΧΙΕΣ ΜΟΝΤΕΛΩΝ	139
5.3.1	Εναισθησία μοντέλων των συστοιχιών.....	142
5.3.2	Προβλέψεις οπισθοχώρησης βραχυχρόνιας συστοιχίας (Μοντέλα Leont’ yev, SBEACH, Edelman).....	150
5.3.3	Προβλέψεις οπισθοχώρησης μακροχρόνιας συστοιχίας (Μοντέλα Bruun, Dean, Kriebel & Dean) 157	157
5.4	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΔΥΟ ΣΥΣΤΟΙΧΙΩΝ ΚΑΙ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ	164
5.4.1	Σύγκριση των δύο συστοιχιών	164
5.4.2	Σύγκριση των δύο συστοιχιών με το μοντέλο Boussinesq.....	168
5.5	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΣΤΙΣ ΠΑΡΑΛΙΕΣ ΤΗΣ ΜΑΥΡΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ	171
5.6	ΣΥΝΟΨΗ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ	172
6	ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	182
6.1	ΣΥΖΗΤΗΣΗ.....	182
6.1.1	Σύγκριση και αξιολόγηση των συστοιχιών μοντέλων.....	183
6.1.2	Λειτουργία της μεθόδου και συγκριτικά της πλεονεκτήματα.....	188
6.1.3	Περιορισμοί και μελλοντικές βελτιώσεις	194
6.2	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	201

7	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	I
7.1	ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	I
7.2	ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	XX
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ	XXI

Ευρετήριο Σχημάτων

ΣΧΗΜΑ 2-1. ΟΙ ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ (ΚΑΤΑΙΓΙΔΕΣ:STORMS, ΚΥΜΑΤΑ:WAVES, ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΣΤΑΘΜΗ: SEA LEVEL, ΘΕΡΜΚΡΑΣΙΑ: TEMPERATURE, ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΗ ΔΙΟΞΕΙΔΙΟΥ ΤΟΥ ΑΝΘΡΑΚΑ: CO ₂ CONCENTRATION, ΑΠΟΡΡΟΕΣ: RUN-OFF) ΤΗΣ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗΣ ΑΛΛΑΓΗΣ (CLIMATE CHANGE), ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΟΙ ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ (EXTERNAL MARINE INFLUENCES) ΚΑΙ ΧΕΡΣΟΓΕΝΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΕΙΣ (EXTERNAL TERRESTRIAL INFLUENCES) ΣΤΟ ΠΑΡΑΚΤΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ (COASTAL SYSTEM) (ΦΥΣΙΚΟ: NATURAL ΚΑΙ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ: SOCIETAL ΥΠΟΣΥΣΤΗΜΑ: SUB-SYSTEM) (NICHOLLS ET AL., 2007).	6
ΣΧΗΜΑ 2-2. ΠΡΟΣΦΑΤΕΣ ΠΡΟΒΛΕΨΕΙΣ (PROJECTIONS) ΤΗΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΑΥΞΗΣΗΣ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ (ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΟ 1990 (SEA LEVEL CHANGE RELATIVE TO 1990) ΑΝΑ ΕΤΟΣ (YEAR)). ΙΣΤΟΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ (DATA) ΑΠΟ CHURCH AND WHITE (2006). ΟΙ ΠΡΟΒΛΕΨΕΙΣ ΠΡΟΕΡΧΟΝΤΑΙ ΑΠΟ ΤΟΥΣ RAHMSTORF (2007), WBGU (2006) ΚΑΙ VELLINGA ET AL. (2008) (THE COPENHAGEN DIAGNOSIS, 2009).....	15
ΣΧΗΜΑ 2-3. ΔΕΚΑΕΤΗΣΙΕΣ ΑΥΞΗΣΕΙΣ ΣΤΑ ΜΕΣΑ ΕΤΗΣΙΑ (ANNUAL MEAN), ΜΕΣΑ ΧΕΙΜΕΡΙΝΑ (WINTER AVERAGE), ΜΕΣΑ ΤΩΝ 5 ΜΕΓΑΛΥΤΕΡΩΝ ΤΟ ΕΤΟΣ (AVG. 5 LARGEST) ΚΑΙ ΕΤΗΣΙΑ ΜΕΓΙΣΤΑ (ANNUAL MAXIMA) ΣΗΜΑΝΤΙΚΑ ΥΨΗ ΚΥΜΑΤΟΣ (HS) ΣΤΗΝ ΠΛΑΤΦΟΡΜΑ NDBC BUOY #46005 ΣΤΟΝ ΒΑ ΕΙΡΗΝΙΚΟ ΩΚΕΑΝΟ. ΟΙ ΣΥΣΧΕΤΙΣΕΙΣ ΕΙΝΑΙ ΣΗΜΑΝΤΙΚΕΣ ΣΤΟ ΕΠΙΠΕΔΟ ΣΗΜΑΝΤΙΚΟΤΗΤΑΣ (CONFIDENCE LEVEL) 95%. ΟΙ ΑΝΟΙΚΤΟΙ ΚΥΚΛΟΙ ΔΕΙΧΝΟΥΝ ΕΤΗ ΠΟΥ ΔΕΝ ΕΧΟΥΝ ΣΥΜΠΕΡΙΛΗΦΘΕΙ ΣΤΙΣ ΣΥΣΧΕΤΙΣΕΙΣ. ΦΑΙΝΕΤΑΙ ΟΤΙ ΥΠΑΡΧΟΥΝ ΣΗΜΑΝΤΙΚΕΣ ΑΥΞΗΤΙΚΕΣ ΤΑΣΕΙΣ, ΙΔΙΑΙΤΕΡΑ ΣΤΑ ΜΕΓΙΣΤΑ (ΤΟ ΕΤΗΣΙΟ ΜΕΓΙΣΤΟ HS ΕΧΕΙ ΑΥΞΗΘΕΙ 2.4 Μ, ΤΑ ΤΕΛΕΥΤΑΙΑ 25 ΕΤΗ (RUGGIERO ET AL., 2010A).....	19
ΣΧΗΜΑ 2-4. ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΠΛΗΜΜΥΡΑΣ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΚΑΙ ΥΠΟΔΟΜΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΜΕΡΙΚΑΝΙΚΗ ΑΚΤΗ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ ΤΟΥ ΜΕΞΙΚΟΥ (US GULF COAST) ΓΙΑ ΑΝΟΔΟ 0-6-1.2 Μ (RSLR + ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΠΑΛΙΡΡΟΙΑ (STORM SURGE)) (CCSP, 2008). ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΛΕΤΗ ΑΥΤΗ, ΑΝΟΔΟΣ 1.2 Μ ΘΑ ΠΛΗΜΜΥΡΙΣΕΙ ΠΕΡΙΣΣΟΤΕΡΑ ΑΠΟ 2400 ΜΙΛΙΑ ΕΘΝΙΚΩΝ ΔΡΟΜΩΝ, ΤΟ ΠΕΡΙΠΟΥ 70% ΤΩΝ ΛΙΜΕΝΙΚΩΝ ΕΓΚΑΤΑΣΤΑΣΕΩΝ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ 3 ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΑ.	22
ΣΧΗΜΑ 3-1. ΟΙ ΚΥΡΙΕΣ ΣΥΝΙΣΤΩΣΕΣ (ΙΖΗΜΑΤΟΜΕΤΑΦΟΡΑ:SEDIMENT TRANSPORT, ΠΑΡΑΚΤΙΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ: PROCESSES, ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ: MORPHOLOGY ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ: STRATIGRAPHY) ΠΟΥ ΕΜΠΛΕΚΟΝΤΑΙ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΟΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ (ENVIRONMENTAL CONDITIONS) (ΙΖΗΜΑΤΑ: SEDIMENTS, ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ: GEOLOGY, ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ: EXTERNAL FORCING) ΠΟΥ ΕΠΙΔΡΟΥΝ ΣΤΟ ΠΑΡΑΚΤΙΟ ΣΥΣΤΗΜΑ (COASTAL SYSTEM) (MASSELINK AND HUGHES, 2003).....	25
ΣΧΗΜΑ 3-2. ΤΥΠΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΠΑΡΑΛΙΑΣ, ΠΟΥ ΔΙΑΜΟΡΦΩΝΕΤΑΙ ΑΠΟ ΤΗΝ ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΕΝΕΡΓΕΙΑ ΚΑΙ ΠΟΥ ΔΕΙΧΝΕΙ ΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΙΑ ΕΝΟΣ ΥΦΑΛΟΥ ΑΝΑΒΑΘΜΟΥ ΣΤΗΝ ΖΩΝΗ ΘΡΑΥΣΗΣ. (OFFSHORE: ΑΝΟΙΚΤΗ ΘΑΛΑΣΣΑ, REFRACTION ZONE:ΖΩΝΗ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ, NEARSHORE ZONE: ΖΩΝΗ ΚΟΝΤΑ ΣΤΗΝ ΑΚΤΗ, BACKSHORE: ΕΣΩΤΕΡΙΚΗ ΠΑΡΑΛΙΑ, BREAKER, SURF AND SWASH ZONE: ΖΩΝΗ ΘΡΑΥΣΗΣ, ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΚΑΙ ΑΝΑΡΡΙΧΗΣΗΣ, BERM: ΧΕΡΣΑΙΟΣ ΑΝΑΒΑΘΜΟΣ, DUNES:ΘΙΝΕΣ).....	28
ΣΧΗΜΑ 3-3. ΟΙ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΙΣ (Η ΑΝΥΨΩΣΗ: ELEVATION ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙ ΤΗΣ ΕΓΚΑΡΣΙΑΣ ΑΠΟΣΤΑΣΗΣ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ: CROSS-SHORE DISTANCE) ΤΗΣ ΔΙΑΤΟΜΗΣ (ΜΕ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ 986Μ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΑΚΤΗΣ ΑΠΟ ΣΤΑΘΕΡΟ ΣΗΜΕΙΟ ΑΝΑΦΟΡΑΣ, ΒΛ. ΕΝΟΤΗΤΑ 4.5) ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΣΤΟ DUCK, ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH (ΒΛ. ΚΕΦ. 4), Η ΧΑΜΗΛΟΤΕΡΗ (LOW TIDE) ΚΑΙ ΨΗΛΟΤΕΡΗ (HIGH TIDE) ΠΑΛΙΡΡΟΙΑΚΗ ΣΤΑΘΜΗ, Η ΜΕΓΙΣΤΗ ($(R_H+TIDE)_{MAX}$) ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΗ ΑΝΑΡΡΙΧΗΣΗ ($(R_H+TIDE)_{MIN}$), ΤΟ ΕΘΝΙΚΟ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΟ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟ ΣΗΜΕΙΟ ΑΝΑΦΟΡΑΣ (NATIONAL GEODETIC VERTICAL DATUM, NGVD) (ΒΛ. ΕΝΟΤΗΤΑ 4.5) ΚΑΙ ΤΟ ΒΑΘΟΣ ΚΛΕΙΣΙΜΑΤΟΣ (CLOSURE DEPTH), ΤΟ ΟΠΟΙΟ ΒΡΕΘΗΚΕ ΝΑ ΕΙΝΑΙ 4.17 Μ (ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ 0.015 Μ).....	33
ΣΧΗΜΑ 3-4. ΤΟ ΧΕΙΜΕΡΙΝΟ ΚΑΙ ΘΕΡΙΝΟ ΠΡΟΦΙΛ. ΤΑ ΠΡΟΦΙΛ (ΑΝΥΨΩΣΗ: ELEVATION ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙ ΤΗΣ ΕΓΚΑΡΣΙΑΣ ΑΠΟΣΤΑΣΗΣ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ: CROSS-SHORE DISTANCE) ΠΡΟΕΡΧΟΝΤΑΙ ΑΠΟ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ SANDY DUCK (ΒΛ. ΕΝΟΤΗΤΑ 4.5). ΤΟ ΧΕΙΜΕΡΙΝΟ ΠΡΟΦΙΛ (WINTER PROFILE) ΑΠΟΤΥΠΩΘΗΚΕ ΣΤΙΣ 16 ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΥ ΚΑΙ ΤΟ ΘΕΡΙΝΟ (SUMMER PROFILE) ΣΤΙΣ 28 ΙΟΥΛΙΟΥ.	35
ΣΧΗΜΑ 3-5. ΣΥΣΧΕΤΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ ΚΛΙΜΑΚΑΣ (SEDIMENT SCALE PARAMETER) ΤΗΣ ΔΙΑΤΟΜΗΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ ΜΕ ΤΟ ΜΕΓΕΘΟΣ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ ΤΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ (SEDIMENT SIZE) ΚΑΙ ΜΕ ΤΗΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΚΑΘΙΖΗΣΗΣ (SEDIMENT FALL VELOCITY) (CEM, 2008).	38
ΣΧΗΜΑ 3-6. ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΤΗΣ ΔΙΑΤΟΜΗΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ ΤΟΥ BRUUN (BRUUN EQUILIBRIUM PROFILE) ΣΤΙΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥΣ (PARAMETERS) <i>A</i> ΚΑΙ <i>M</i> . (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).	39
ΣΧΗΜΑ 3-7. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΟΥ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΠΡΟΦΙΛ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ (COMPARISON OF EQUILIBRIUM PROFILE FORMULAS) ΟΠΩΣ ΠΡΟΚΥΠΤΕΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΤΟΥ BRUUN (1954), LARSON (1991) ΚΑΙ BODGE	

(1992), KOMAR AND MCDUGAL (1994) ΚΑΙ LEE (1994). (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).....	41
ΣΧΗΜΑ 3-8. ΣΚΑΡΙΦΗΜΑ ΟΡΙΣΜΟΥ (DEFINITION SKETCH) ΤΩΝ ΕΚΦΡΑΣΕΩΝ ΤΟΥ ΠΑΡΑΛΙΑΚΟΥ ΠΡΟΦΙΛ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ (EQUILIBRIUM PROFILE FORMULAS) ΤΩΝ BERNABEU ET AL. (2003) ΚΑΙ LARSON ET AL. (1999). (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).....	42
ΣΧΗΜΑ 3-9. ΕΠΟΧΙΑΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΤΟ ΠΡΟΦΙΛ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ (ΘΕΡΙΝΟ: SUMMER, ΧΕΙΜΕΡΙΝΟ: WINTER ΠΡΟΦΙΛ), ΕΤΣΙ ΟΠΩΣ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΤΩΝ MEDINA ET AL. (2003) (MEDINA ET AL., 2003).....	43
ΣΧΗΜΑ 3-10. ΟΙ ΕΚΤΕΤΑΜΕΝΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ (EXTENDED EQUILIBRIUM PROFILE FORMULAS) ΤΩΝ BRUUN, BODGE ΚΑΙ KOMAR AND MCDUGAL (B-K-M) ΚΑΙ LEE ΟΠΩΣ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΕΚΦΡΑΣΕΙΣ ΤΩΝ ROMANCZYK ET AL. (2005) (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).....	45
ΣΧΗΜΑ 3-11. ΣΚΑΡΙΦΗΜΑ ΠΟΥ ΔΕΙΧΝΕΙ ΤΗΝ ΑΝΤΑΠΟΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΥΞΗΣΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ. ΑΝ Η ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΣΤΑΘΜΗ ΑΥΞΗΘΕΙ ΚΑΤΑ A , ΤΟ ΙΖΗΜΑ ΤΟΥ ΜΕΤΩΠΟΥ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΔΙΑΒΡΩΝΕΤΑΙ ΚΑΙ ΜΕΤΑΦΕΡΕΤΑΙ ΣΤΟΝ ΠΑΡΑΚΕΙΜΕΝΟ ΠΥΘΜΕΝΑ ΜΕ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑ Η ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ ΝΑ ΥΠΟΧΩΡΗΣΕΙ ΚΑΤΑ S (ΜΟΝΙΟΥΔΗ ET AL., 2009).....	47
ΣΧΗΜΑ 3-12. ΣΧΗΜΑΤΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΟΥ ΚΑΝΟΝΑ ΤΟΥ BRUUN ΣΤΗΝ ΟΠΟΙΑ ΔΙΑΦΑΙΝΕΤΑΙ Η ΔΙΑΒΡΩΣΗ ΤΟΥ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΜΕ ΣΥΝΕΠΕΙΑ ΤΗΝ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΚΑΤΑ S , ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ Η ΑΠΟΘΕΣΗ ΤΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΟΝ ΠΑΡΑΚΕΙΜΕΝΟ ΠΥΘΜΕΝΑ, ΩΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΣΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ (SEA LEVEL RISE) ΚΑΤΑ A (H_c : ΒΑΘΟΣ ΚΛΕΙΣΙΜΑΤΟΣ, B : ΥΨΟΣ ΤΟΥ ΑΝΑΒΑΘΜΟΥ, $H_r = H_c + B$, EROSION: ΔΙΑΒΡΩΣΗ, DEPOSITION: ΑΠΟΘΕΣΗ) (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ SLOTT J., 2003).....	49
ΣΧΗΜΑ 3-13. ΣΚΑΡΙΦΗΜΑ ΟΡΙΣΜΟΥ ΓΙΑ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ EDELMAN ΟΠΟΥ ΔΙΑΦΑΙΝΕΤΑΙ Η ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ S ΤΟΥ ΜΕΤΩΠΟΥ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ ΛΟΓΩ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΤΑ A (ΟΠΟΥ w_b ΚΑΙ H_b ΤΟ ΠΛΑΤΟΣ ΚΑΙ ΒΑΘΟΣ ΘΡΑΥΣΗΣ, B_o ΤΟ ΑΡΧΙΚΟ ΥΨΟΣ ΤΟΥ ΕΞΑΛΛΟΥ ΑΝΑΒΑΘΜΟΥ ΚΑΙ $B(T)$ ΤΟ ΣΤΙΓΜΙΑΙΟ ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΥΨΟΣ ΤΗΣ ΣΥΝΟΛΙΚΗΣ ΔΙΑΤΟΜΗΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΤΡΕΧΟΥΣΑ ΣΤΑΘΜΗ. (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ CEM, 2008).....	50
ΣΧΗΜΑ 3-14. ΠΛΕΓΜΑ ΔΙΑΚΡΙΤΟΠΟΙΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΩΝ KRIEBEL AND DEAN (1985) (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ CEM, 2008), ΟΠΟΥ Η ΔΙΑΒΡΩΣΗ/ΠΡΟΣΧΩΣΗ ΣΕ ΚΑΘΕ ΣΚΑΛΙ ΑΝΥΨΩΣΗΣ (H_n) ΚΑΘΟΡΙΖΕΤΑΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΒΑΘΜΙΔΕΣ ΤΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΣΤΕΡΕΟΜΕΤΑΦΟΡΑΣ Q_s . (SURGE LEVEL: ΣΤΑΘΜΗ ΤΗΣ ΦΟΥΣΚΟΘΑΛΑΣΣΙΑΣ, MSL: ΜΕΣΗ ΣΤΑΘΜΗ ΘΑΛΑΣΣΑΣ).....	62
ΣΧΗΜΑ 3-15. ΠΛΕΓΜΑ ΔΙΑΚΡΙΤΟΠΟΙΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ SBEACH (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ CEM, 2008), ΟΠΟΥ ΟΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ H ΚΑΘΟΡΙΖΟΝΤΑΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΕΣ ΒΑΘΜΙΔΕΣ ΤΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΣΤΕΡΕΟΜΕΤΑΦΟΡΑΣ Q	63
ΣΧΗΜΑ 4-1. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΡΟΗΣ ΤΟΥ ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΟΥ ΒΑΣΙΖΕΤΑΙ ΣΤΙΣ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ BOUSSINESQ (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ KARAMBAS AND ΚΟΥΤΙΤΑΣ, 2002).....	70
ΣΧΗΜΑ 4-2. ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΘΡΑΥΟΜΕΝΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟ ΠΡΟΦΙΛ ΤΗΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ (A : ΤΟ ΠΑΧΟΣ ΤΟΥ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΥ 'ΚΥΛΙΝΔΡΟΥ', Z : Η ΑΝΥΨΩΣΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ, H : Η ΣΤΑΣΙΜΗ ΣΤΑΘΜΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ, C : Η ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΚΑΙ U_o : Η ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΚΑΤΩ ΑΠΟ ΤΟΝ 'ΚΥΛΙΝΔΡΟ') (KARAMBAS AND ΚΟΥΤΙΤΑΣ, 2002).....	71
ΣΧΗΜΑ 4-3. ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗΣ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗ ΣΥΖΕΥΞΗ ΥΔΡΑΥΛΙΚΟΥ ΚΑΙ ΡΟΗΣ ΣΕ ΠΟΡΩΔΕΣ ΜΟΝΤΕΛΟΥ (FREE SURFACE: ΕΛΕΥΘΕΡΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ, PHREATIC SURFACE: ΦΡΕΑΤΙΚΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ) (KARAMBAS, 2006).....	76
ΣΧΗΜΑ 4-4. ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ ΡΟΗΣ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΠΡΟΦΙΛ ΠΟΥ ΒΑΣΙΖΕΤΑΙ ΣΤΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΤΟΥ LEONT'YEV (1996) (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ VOUSDOKAS ET AL., 2005).....	86
ΣΧΗΜΑ 4-5. Η ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ ΧΩΡΙΣΜΕΝΗ ΣΕ ΖΩΝΕΣ ΚΑΙ Η ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΡΥΘΜΟΥ ΣΤΕΡΕΟΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΟΜΗΣ (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ LEONT'YEV, 1996)....	87
ΣΧΗΜΑ 4-6. ΦΥΣΙΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΟΙ ΕΤΗΣΙΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΦΟΡΤΙΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΟΥΣ ΠΟΤΑΜΟΥΣ ΤΗΣ ΜΑΥΡΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ. (ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΛΕΚΑΝΗΣ, ΠΕΡΙΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΚΑΙ ΤΗ ΘΑΛΑΣΣΑ ΤΟΥ ΑΖΟΝ, $\sim 460 \times 10^3 \text{ km}^2$ · ΜΑΧ. ΒΑΘΟΣ ΝΕΡΟΥ, 2210 Μ· ΚΑΙ ΟΓΚΟΣ, $\sim 547 \times 10^3 \text{ km}^3$) (VELEGRAKIS ET AL., 2009).....	92
ΣΧΗΜΑ 4-7. ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ (BIRKEMEIER ET AL., 2001).....	94
ΣΧΗΜΑ 4-8. ΟΙ ΓΡΑΜΜΕΣ ΤΩΝ ΠΡΟΦΙΛ (PROFILE LINE) ΠΟΥ ΜΕΛΕΤΗΘΗΚΑΝ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΟΙ ΘΕΣΕΙΣ ΤΩΝ ΟΡΓΑΝΩΝ (INSTRUMENTS) (BIRKEMEIER ET AL., 2001). (CURRENT METER: ΡΕΥΜΑΤΟΓΡΑΦΟΣ, PRESSURE GAGE: ΜΕΤΡΗΤΗΣ ΠΙΕΣΗΣ, CROSS-SHORE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ, LONGSHORE: ΕΠΙΜΗΚΗ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ).....	95
ΣΧΗΜΑ 4-9. ΟΙ ΘΕΣΕΙΣ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΟΥ ΠΡΟΦΙΛ 230 (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ HTTP://DKSRV.USACE.ARMY.MIL/JG/DEL90DIR). (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).....	97

ΣΧΗΜΑ 4-10. Η ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ (WAVE HEIGHT) ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ (WAVE PERIOD) ΤΟΝ ΟΚΤΩΒΡΙΟ (OCTOBER) ΤΟΥ 1990 ΕΤΣΙ ΟΠΩΣ ΕΧΟΥΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΙ ΑΠΟ ΤΗ ΔΙΑΤΑΞΗ ΤΩΝ ΑΙΣΘΗΤΗΡΩΝ 3111 (GAUGE 3111) ΣΕ ΒΑΘΟΣ 8Μ (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ ΒΙΡΚΕΜΕΙΕΡ ΕΤ ΑΛ., 2001).	98
ΣΧΗΜΑ 4-11. ΟΙ ΘΕΣΕΙΣ ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑΣ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΟ ΠΕΙΡΑΜΑ DUCK94 (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ HTTP://DKSRV.USACE.ARMY.MIL/JG/DEL90DIR). (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, DISTANCE: ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ, DUNE BASE: ΒΑΣΗ ΤΗΣ ΘΙΝΑΣ, MID BERM: ΜΕΣΟ ΤΟΥ ΧΕΡΣΑΙΟΥ ΑΝΑΒΑΘΜΟΥ, HIGH TIDE MARK: ΣΗΜΕΙΟ ΠΛΥΜΜΥΡΙΔΑΣ, MID TIDE MARK: ΣΗΜΕΙΟ ΜΕΣΗΣ ΠΑΛΙΡΡΟΙΑΣ, LOW TIDE MARK: ΣΗΜΕΙΟ ΑΜΠΩΤΗΣ, BAR TROUGH: ΚΟΙΛΙΑ ΑΝΑΒΑΘΜΟΥ, BAR CREST: ΚΟΡΥΦΗ ΑΝΑΒΑΘΜΟΥ).	99
ΣΧΗΜΑ 4-12. Η ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ (WAVE HEIGHT) ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ (WAVE PERIOD) ΤΟΝ ΑΥΓΟΥΣΤΟ - ΟΚΤΩΒΡΙΟ ΤΟΥ 1994 ΕΤΣΙ ΟΠΩΣ ΕΧΟΥΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΙ ΑΠΟ ΤΗ ΔΙΑΤΑΞΗ 3111 (GAUGE 3111) ΣΕ ΒΑΘΟΣ 8Μ (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ ΒΙΡΚΕΜΕΙΕΡ ΕΤ ΑΛ., 2001).	100
ΣΧΗΜΑ 4-13. Η ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ (WAVE HEIGHT) ΚΑΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ (WAVE PERIOD) ΤΟΝ ΑΥΓΟΥΣΤΟ - ΟΚΤΩΒΡΙΟ ΤΟΥ 1997 ΕΤΣΙ ΟΠΩΣ ΕΧΟΥΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΙ ΑΠΟ ΤΗ ΔΙΑΤΑΞΗ 3111 (GAUGE 3111) ΣΕ ΒΑΘΟΣ 8Μ (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ ΒΙΡΚΕΜΕΙΕΡ ΕΤ ΑΛ., 2001).	101
ΣΧΗΜΑ 5-1. ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.	108
ΣΧΗΜΑ 5-2. ΤΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΚΛΙΣΗΣ (SLOPE), ΚΥΜΑΤΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ (H: ΥΨΟΣ, T: ΠΕΡΙΟΔΟΣ) ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑΣ ΙΖΗΜΑΤΟΣ (D_{50}) (INITIAL: ΑΡΧΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ, FINAL: ΤΕΛΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ, SURF ZONE: ΖΩΝΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ, BREAKER ZONE: ΖΩΝΗ ΘΡΑΥΣΗΣ, ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	110
ΣΧΗΜΑ 5-3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΚΥΜΑ ΜΕ ΥΨΟΣ 2 Μ, ΠΕΡΙΟΔΟ 6 SEC, ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑ ΙΖΗΜΑΤΟΣ $D_{50} = 0.33$ MM ΚΑΙ ΑΝΥΨΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ 0.22, 0.50 ΚΑΙ 1 Μ· ΓΙΑ ΤΑ ΑΝΩΤΕΡΑ ΤΜΗΜΑΤΑ ΓΡΑΜΜΙΚΗΣ ΔΙΑΤΟΜΗΣ (ΣΤΑΘΕΡΗΣ ΚΛΙΣΗΣ) ΜΕ (Α) ΚΛΙΣΗ 1/15, (Β) ΚΛΙΣΗ 1/20 (C) ΚΛΙΣΗ 1/25 ΚΑΙ (D) ΚΛΙΣΗ 1/30 (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	111
ΣΧΗΜΑ 5-4. ΕΠΙΔΡΑΣΗ Α) ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ (ΓΙΑ $T=6$ SEC) ΚΑΙ Β) ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ (ΓΙΑ $H=1$ M) ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (ΚΛΙΣΗ 1/20) ΚΑΙ ΛΕΠΤΟΚΟΚΚΟ ΙΖΗΜΑ ($D_{50} = 0.33$ MM) ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΕΙ ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	112
ΣΧΗΜΑ 5-5. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΚΑΜΠΥΛΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ ΜΕ ΚΛΙΣΗ: Α) 1/10, Β) 1/20 ΚΑΙ C) 1/30 ΚΑΙ ΓΙΑ ΛΕΠΤΟΚΟΚΚΟ ΙΖΗΜΑ ($D_{50} = 0.33$ MM) ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΕΙ ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	113
ΣΧΗΜΑ 5-6. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑΣ ΤΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (ΚΛΙΣΗ 1/20) ΚΑΙ ΜΙΚΡΟ ΚΥΜΑ ($H=1$ M, $T=5$ SEC) ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΕΙ ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ). ..	114
ΣΧΗΜΑ 5-7. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΑΡΙΘΜΟΥ IRRIBAREN ε ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑΣ ΤΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ. (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	115
ΣΧΗΜΑ 5-8. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΠΟ 1080 ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ (90 ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΚΛΙΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ, ΚΥΜΑΤΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑΣ Χ 12 ΣΕΝΑΡΙΑ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ) ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΜΕ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ (BOUSSINESQ ESTIMATES). ΔΙΝΟΝΤΑΙ ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΚΑΙ ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ (LIMITS OF ESTIMATES) ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ Η ΜΕΣΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ (MEAN OF THE LIMITS). (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	117
ΣΧΗΜΑ 5-9. ΕΥΡΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ (ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ) ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΚΛΙΣΗ (SLOPE), ΠΟΥ ΕΞΕΤΑΣΤΗΚΕ, ΞΕΧΩΡΙΣΤΑ (1/10, 1/15, 1/20, 1/25, 1/30). (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	118
ΣΧΗΜΑ 5-10. (Α), (C), (E) ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΩΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΤΡΙΩΝ ΠΑΡΑΛΙΑΚΩΝ ΔΙΑΤΟΜΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΠΕΙΡΑΜΑ DELILAH, ΟΠΟΥ ΦΑΙΝΟΝΤΑΙ ΟΙ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (ΠΡΟΦΙΛ) ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ (ΔΗΛ. ΟΙ ΠΡΩΤΕΣ ΧΩΡΙΚΕΣ ΙΔΙΟΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ: FIRST SPATIAL EOF MODE) ΚΑΙ (B), (D), (F) ΟΙ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ (FIRST TEMPORAL	

EOF MODE). (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	120
ΣΧΗΜΑ 5-11. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΓΙΑ ΤΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ A) DELILAH, B) DUCK94, C) SANDYDUCK97 ΚΑΙ D) ΤΑ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΔΕΥΤΕΡΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ. (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	122
ΣΧΗΜΑ 5-12. (A), (C), (E) ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΩΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΤΡΙΩΝ ΠΑΡΑΛΙΑΚΩΝ ΔΙΑΤΟΜΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΠΕΙΡΑΜΑ DUCK94, ΟΠΟΥ ΦΑΙΝΟΝΤΑΙ ΟΙ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (ΠΡΟΦΙΛ) ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ (ΔΗΛ. ΟΙ ΠΡΩΤΕΣ ΧΩΡΙΚΕΣ ΙΔΙΟΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ: FIRST SPATIAL EOF MODE) ΚΑΙ (B), (D), (F) ΟΙ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ (FIRST TEMPORAL EOF MODE). (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	123
ΣΧΗΜΑ 5-13. (A), (C), (E) ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΩΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΤΡΙΩΝ ΠΑΡΑΛΙΑΚΩΝ ΔΙΑΤΟΜΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΠΕΙΡΑΜΑ SANDYDUCK, ΟΠΟΥ ΦΑΙΝΟΝΤΑΙ ΟΙ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (ΠΡΟΦΙΛ) ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ (ΔΗΛ. ΟΙ ΠΡΩΤΕΣ ΧΩΡΙΚΕΣ ΙΔΙΟΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ: FIRST SPATIAL EOF MODE) ΚΑΙ (B), (D), (F) ΟΙ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ (FIRST TEMPORAL EOF MODE). (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	125
ΣΧΗΜΑ 5-14. ΟΙ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ ΤΩΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΜΙΚΡΟΥ ΚΑΙ ΜΕΓΑΛΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΤΜΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΔΙΑΤΟΜΗΣ ΤΟΥ ΣΤΑΘΜΟΥ MF2 ΜΑΖΙ ΜΕ ΤΙΣ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΠΡΩΤΕΣ ΧΩΡΙΚΕΣ ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΣΥΝΑΡΤΗΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΗΝ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ (FIRST SPATIAL AND TEMPORAL EOF MODE) (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	128
ΣΧΗΜΑ 5-15. A) ΟΙ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΓΙΑ ΤΟ ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΜΕΝΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΑΚΤΗΣ (PROTECTED STRETCH OF COAST), B) ΟΙ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΓΙΑ ΤΟ ΑΠΡΟΣΤΑΤΕΥΤΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΑΚΤΗΣ (UNPROTECTED STRETCH OF COAST), C) ΟΙ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΓΙΑ ΤΟ ‘ΜΕΣΩΝ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (MEAN PROFILES) ΤΟΥ ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΜΕΝΟΥ ΚΑΙ ΤΟΥ ΑΠΡΟΣΤΑΤΕΥΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ, D) ΟΛΕΣ ΜΑΖΙ ΟΙ ‘ΜΕΣΕΣ’ (TEMPORAL MEAN) ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΚΑΙ Η ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΩΝ ‘ΜΕΣΩΝ’ (SPATIAL MEAN) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	129
ΣΧΗΜΑ 5-16. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΟΥ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΠΡΟΦΙΛ ΙΣΟΡΡΟΠΙΑΣ ΟΠΩΣ ΠΡΟΚΥΠΤΕΙ ΑΠΟ ΤΗ ΣΧΕΣΗ ΤΟΥ BRUUN ΚΑΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ (ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟ A) ΤΩΝ VELLINGA (1986), KRIEBEL ET AL., 1991, DEAN (1991) ΜΕ ΤΟ ‘ΜΕΣΟ’ (ΑΠΟ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ) ΠΡΟΦΙΛ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ DUCK (ΒΛΕΠΕ ΕΝΟΤΗΤΑ 4.5.1) (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	130
ΣΧΗΜΑ 5-17. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΕΙΣΩΣΕΩΝ ΤΩΝ BRUUN, LARSON, BODGE ΚΑΙ KOMAR AND MCDUGAL (B-K-M) ΚΑΙ LEE (COMPARISON OF EQUILIBRIUM PROFILE FORMULAS) ΜΕ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ (FIELD DATA) ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ (A) DUCK, (B) CRISTCHURCH ΓΙΑ ΤΟ ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΜΕΝΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ (PROTECTED STRETCH OF COAST) ΚΑΙ (Γ) CRISTCHURCH ΓΙΑ ΤΟ ΑΠΡΟΣΤΑΤΕΥΤΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ (UNPROTECTED STRETCH OF COAST) (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	132
ΣΧΗΜΑ 5-18. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΕΙΣΩΣΕΩΝ ΤΩΝ BERNABEU ET AL. (2003A,B) ΚΑΙ LARSON ET AL. (1999) (COMPARISON OF EQUILIBRIUM PROFILE FORMULAS) ΜΕ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ (FIELD DATA) (A) ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ DUCK (B) ΑΠΟ ΤΟΝ ΚΟΛΠΟ CRISTCHURCH ΓΙΑ ΤΟ ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΜΕΝΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ (PROTECTED STRETCH OF COAST) ΚΑΙ (Γ) ΑΠΟ ΤΟΝ ΚΟΛΠΟ CRISTCHURCH ΓΙΑ ΤΟ ΑΠΡΟΣΤΑΤΕΥΤΟ ΤΜΗΜΑ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ (UNPROTECTED STRETCH OF COAST) (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	133
ΣΧΗΜΑ 5-19. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ (ΑΡΧΙΚΟ, ΤΕΛΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ: INITIAL, FINAL PROFILE) ΓΙΑ ΤΑ ΑΝΩΤΕΡΑ ΤΜΗΜΑΤΑ (ΒΛ. ΕΝΔΟΓΡΑΦΗΜΑΤΑ-INSETS) ΕΝΟΣ ‘ΜΕΣΟΥ’ ΧΡΟΝΙΚΑ (EOF ΑΝΑΛΥΣΗ) ΠΡΟΦΙΛ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ (A) DELILAH, (B) DUCK94 ΚΑΙ (C) SANDYDUCK (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	135
ΣΧΗΜΑ 5-20. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΤΑ ΑΝΩΤΕΡΑ ΤΜΗΜΑΤΑ (ΒΛ. ΕΝΔΟΓΡΑΦΗΜΑΤΑ-INSETS) ΕΝΟΣ ‘ΜΕΣΟΥ’ ΧΡΟΝΙΚΑ (EOF ΑΝΑΛΥΣΗ) ΠΡΟΦΙΛ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ (A) DELILAH, (B) DUCK94 ΚΑΙ (C) SANDYDUCK ΓΙΑ ΑΝΥΨΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ 0.22, 0.50 ΚΑΙ 1 Μ (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	136
ΣΧΗΜΑ 5-21. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ (ΑΡΧΙΚΟ, ΤΕΛΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ: INITIAL, FINAL PROFILE) ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΚΑΙ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ (A) A9, (B) B2 ΚΑΙ (C) H2 ΤΩΝ DETTE ET AL. (1998) (EXPERIMENTAL DATA) (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	137

ΣΧΗΜΑ 5-22. Η ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (‘ΜΕΣΑ’ ΠΡΟΦΙΛ ΑΠΟ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ) ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94 ΚΑΙ SANDYDUCK (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	139
ΣΧΗΜΑ 5-23. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΩΝ ΔΥΟ ΣΥΣΤΟΙΧΙΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΑΝΩΤΕΡΟ ΤΜΗΜΑ ΔΥΟ ΠΑΡΑΛΙΑΚΩΝ ΠΡΟΦΙΛ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗΣ ΚΛΙΣΗΣ (ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ, 0.22 Μ· ΚΥΜΑΤΙΚΟ ΥΨΟΣ (H), 2 Μ· ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ (T), 6 S· ΚΑΙ D ₅₀ , 5 MM) (Α) ΚΛΙΣΗ ΠΑΡΑΛΙΑΣ, 1/10, (Β) ΚΛΙΣΗ ΠΑΡΑΛΙΑΣ, 1/20 (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).....	141
ΣΧΗΜΑ 5-24. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ LEONT’ΥΕΝ ΚΑΙ SBEACH ΓΙΑ ΤΑ ΑΝΩΤΕΡΑ ΤΜΗΜΑΤΑ (ΒΛ. ΕΝΔΟΓΡΑΦΗΜΑΤΑ-INSETS) ΤΗΣ ΓΡΑΜΜΙΚΗΣ ΚΑΙ ‘ΦΥΣΙΚΗΣ’ ΔΙΑΤΟΜΗΣ (‘ΜΕΣΗΣ’ ΔΙΑΤΟΜΗΣ ΑΠΟ ΤΟ ΠΕΙΡΑΜΑ DELILAH) ΓΙΑ ΚΥΜΑΤΑ ΜΕ ΥΨΟΣ 3 Μ, ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑ ΙΖΗΜΑΤΟΣ D ₅₀ = 0.2 MM ΚΑΙ ΑΝΥΨΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ 0.10, 0.22 ΚΑΙ 0.50 Μ. (Α) LEONT’ΥΕΝ (ΓΡΑΜΜΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ, ΚΛΙΣΗ 1/10), (Β) SBEACH (ΓΡΑΜΜΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ, ΚΛΙΣΗ 1/10) (Γ) LEONT’ΥΕΝ (‘ΜΕΣΟ’ ΠΡΟΦΙΛ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH) ΚΑΙ (Δ) SBEACH (‘ΜΕΣΟ’ ΠΡΟΦΙΛ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH) (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗ).	142
ΣΧΗΜΑ 5-25. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (ΚΛΙΣΗ 1/10) ΚΑΙ ΑΔΡΟΚΟΚΚΗ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑ (D ₅₀ = 0.8 MM): (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ LEONT’ΥΕΝ (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ SBEACH (C) ΜΟΝΤΕΛΟ EDELMAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	143
ΣΧΗΜΑ 5-26. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (ΚΛΙΣΗ 1/10) ΚΑΙ ΑΔΡΟΚΟΚΚΗ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑ (D ₅₀ = 0.8MM): (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ BRUUN ΚΑΙ (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ DEAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	144
ΣΧΗΜΑ 5-27. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ, ΓΙΑ ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH ΚΑΙ ΓΙΑ D ₅₀ = 0.2 MM (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ LEONT’ΥΕΝ (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ SBEACH (C) ΜΟΝΤΕΛΟ EDELMAN. (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	145
ΣΧΗΜΑ 5-28. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΥΨΟΥΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ, ΓΙΑ ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH ΚΑΙ ΓΙΑ D ₅₀ = 0.2 MM: (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ BRUUN, (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ DEAN ΚΑΙ (C) ΜΟΝΤΕΛΟ KRIEBEL & DEAN. (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	146
ΣΧΗΜΑ 5-29. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (ΚΛΙΣΗ 1/10) ΚΑΙ ΕΝΤΟΝΗ ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΔΡΑΣΗ (H = 4M, T=8S): (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ LEONT’ΥΕΝ, (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ SBEACH (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ). ..	147
ΣΧΗΜΑ 5-30. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΚΟΚΚΩΝ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH ΚΑΙ ΜΕΤΡΙΑ ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΔΡΑΣΗ (H = 2M, T=6S): (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ LEONT’ΥΕΝ, (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ SBEACH (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	148
ΣΧΗΜΑ 5-31. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΑΡΙΘΜΟΥ IRRIBAREN ε ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑΣ ΤΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ, ΓΙΑ ΤΑ ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΟΝΤΕΛΑ (ΓΡΑΜΜΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ): (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ LEONT’ΥΕΝ, (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ SBEACH ΚΑΙ (C) ΜΟΝΤΕΛΟ EDELMAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	149
ΣΧΗΜΑ 5-32. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΑΡΙΘΜΟΥ IRRIBAREN ε ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑΣ ΤΟΥ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΣΧΕΣΗ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ, ΓΙΑ ΤΑ ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΟΝΤΕΛΑ (ΓΡΑΜΜΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ): (Α) ΜΟΝΤΕΛΟ BRUUN ΚΑΙ (Β) ΜΟΝΤΕΛΟ DEAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ). ..	150
ΣΧΗΜΑ 5-33. 16384 ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΜΕ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ LEONT’ΥΕΝ, SBEACH ΚΑΙ EDELMAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	151
ΣΧΗΜΑ 5-34. ΕΥΡΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ (ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΛΙΣΕΙΣ, ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ) ΜΕ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ	

ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΚΑΙ ΟΙ ΜΕΣΟΙ ΤΩΝ ΚΑΤΩΤΕΡΩΝ ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΩΝ ΟΡΙΩΝ (MEAN OF THE LIMITS) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	151
ΣΧΗΜΑ 5-35. ΕΥΡΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ (ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ) ΓΙΑ ΤΗ ΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH). ΦΑΙΝΟΝΤΑΙ ΕΠΙΣΗΣ ΤΑ ΜΕΣΑ ΤΩΝ ΚΑΤΩΤΕΡΩΝ ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΩΝ ΟΡΙΩΝ (MEAN OF THE LIMITS) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	153
ΣΧΗΜΑ 5-36. ΟΙ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ, ΜΕ ΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ, ΤΩΝ 3 ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ Η ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ (MEAN) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ: Α) DELILAH, Β) DUCK94, C) SANDYDUCK ΚΑΙ D) CHRISTCHURCH BAY (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	155
ΣΧΗΜΑ 5-37. ΟΙ ΜΕΣΕΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ, ΜΕ ΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ, ΠΟΥ ΔΙΝΕΙ Η ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΓΙΑ ΤΙΣ ‘ΦΥΣΙΚΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (‘ΜΕΣΑ’ ΠΡΟΦΙΛ ΑΠΟ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ) ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94, SANDYDUCK ΚΑΙ CHRISTCHURCH (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	157
ΣΧΗΜΑ 5-38. 2752 (86 ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΚΛΙΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΣ, ΚΥΜΑΤΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΑΣ Χ 16 ΣΕΝΑΡΙΑ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ Χ 2 ΜΟΝΤΕΛΑ) ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΜΕ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ BRUNN AND DEAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	158
ΣΧΗΜΑ 5-39. ΕΥΡΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ (ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΛΙΣΕΙΣ, ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ) ΜΕ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΚΑΙ ΟΙ ΜΕΣΟΙ ΤΩΝ ΚΑΤΩΤΕΡΩΝ ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΩΝ ΟΡΙΩΝ (MEAN OF THE LIMITS) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	160
ΣΧΗΜΑ 5-40. ΕΥΡΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΓΙΑ ΟΛΑ ΤΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ (ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΙ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ) ΓΙΑ ΤΗΝ ‘ΦΥΣΙΚΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ (‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH). ΦΑΙΝΟΝΤΑΙ ΕΠΙΣΗΣ ΟΙ ΜΕΣΟΙ ΤΩΝ ΚΑΤΩΤΕΡΩΝ ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΩΝ ΟΡΙΩΝ (MEAN OF THE LIMITS) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	161
ΣΧΗΜΑ 5-41. ΟΙ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ, ΜΕ ΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ, ΤΩΝ 3 ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ Η ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ (MEAN) ΟΛΩΝ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ Α) DELILAH, Β) DUCK94, C) SANDYDUCK ΚΑΙ D) CHRISTCHURCH (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	163
ΣΧΗΜΑ 5-42. ΟΙ ΜΕΣΕΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ, ΜΕ ΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ, ΠΟΥ ΔΙΝΕΙ Η ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΓΙΑ ΤΙΣ ‘ΦΥΣΙΚΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (‘ΜΕΣΑ’ ΠΡΟΦΙΛ ΑΠΟ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ) ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94, SANDYDUCK ΚΑΙ CHRISTCHURCH (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	164
ΣΧΗΜΑ 5-43. ΤΑ ΜΕΣΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ (SHORT-TERM, LONG-TERM ENSEMBLE) ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΜΕΣΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΥΝΟΛΟ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΩΝ ΔΥΟ ΣΥΣΤΟΙΧΙΩΝ (TOTAL ENSEMBLE MODELING) (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	165
ΣΧΗΜΑ 5-44. ΑΝΩΤΕΡΑ ΚΑΙ ΚΑΤΩΤΕΡΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΛΟΓΩ ΤΗΣ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ (LONG-TERM MODELLING) ΚΑΙ ΤΩΝ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΛΙΠΡΟΙΩΝ (60CM, 90CM STORM SURGES) (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	166
ΣΧΗΜΑ 5-45. ΤΑ ΜΕΣΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ (SHORT-TERM, LONG-TERM ENSEMBLE) ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΜΕΣΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΥΝΟΛΟ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΩΝ ΔΥΟ ΣΥΣΤΟΙΧΙΩΝ (TOTAL ENSEMBLE MODELING) (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	167
ΣΧΗΜΑ 5-46. ΤΑ ΜΕΣΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ (SHORT-TERM, LONG-TERM ENSEMBLE) ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	169

ΣΧΗΜΑ 5-47. ΤΑ ΜΕΣΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΤΗΣ ΕΝΙΑΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ (ENSEMBLE MODELING) ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	169
ΣΧΗΜΑ 5-48. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΠΟΥ ΔΙΝΟΥΝ ΟΙ ΣΥΣΤΟΙΧΙΕΣ (ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑ, ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑ) (SHORT-TERM, LONG-TERM ENSEMBLE) ΜΕ ΕΚΕΙΝΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΤΙΣ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ (A) DELILAH, (B) DUCK94 ΚΑΙ (C) SANDYDUCK (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	170
ΣΧΗΜΑ 5-49. ΜΕΓΙΣΤΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΛΙΩΝ ΤΗΣ ΜΑΥΡΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΓΙΑ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΤΑ (A) 0.22 Μ ΚΑΙ (B) 0.50 Μ (ΔΥΟ ΠΑΡΑΛΙΕΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΑΚΤΗΣ (ID 65 AND 77) ΜΕ ΕΞΑΙΡΕΤΙΚΑ ΜΕΓΑΛΑ ΜΕΓΙΣΤΑ ΠΛΑΤΗ (> 350 Μ) ΔΕΝ ΕΧΟΥΝ ΣΥΜΠΕΡΙΛΗΦΘΕΙ ΣΤΟ ΣΧΗΜΑ, ΓΙΑ ΛΟΓΟΥΣ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗΣ). ΤΕΛΟΣ, ΟΙ ΤΙΜΕΣ < 0 ΔΕΙΧΝΟΥΝ ΤΙΣ ΠΑΡΑΛΙΕΣ ΠΟΥ ΘΑ ΧΑΘΟΥΝ ΤΕΛΕΙΩΣ (MAXIMUM WIDTH: ΜΕΓΙΣΤΟ ΠΛΑΤΟΣ, BEACH ID: ΑΡΙΘΜΗΣΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΛΙΩΝ).	171
ΣΧΗΜΑ 5-50. ΠΡΟΒΛΕΨΕΙΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ (LINEAR) ΜΕ ΚΛΙΣΗ 1/15 ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΗ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ SANDYDUCK (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ)..	175
ΣΧΗΜΑ 5-51. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ LEONT’ΥΕΝ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΚΛΙΣΗΣ A) 1:13.75 ΚΑΙ C) 1:15 ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΙΣ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ B) DUCK94 ΚΑΙ D) SANDYDUCK (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).....	176
ΣΧΗΜΑ 5-52. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ SBEACH ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΚΛΙΣΗΣ A) 1:13.75 ΚΑΙ C) 1:15 ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΙΣ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ B) DUCK94 ΚΑΙ D) SANDYDUCK (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).	177
ΣΧΗΜΑ 5-53. ΠΡΟΒΛΕΨΕΙΣ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ A) LEONT’ΥΕΝ, B) SBEACH ΚΑΙ C) EDELMAN ΓΙΑ ΤΗ ‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ SANDYDUCK (ΚΛΙΣΗ ΣΤΗΝ ΑΝΑΡΡΙΧΗΣΗ 1/15) ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΗ (ΙΔΙΑ ΚΛΙΣΗ ΚΑΙ ΙΔΙΕΣ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΚΑΙ ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ) ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ ΚΛΙΣΗΣ 1/15 (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	178
ΣΧΗΜΑ 5-54. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (‘ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ SANDYDUCK, ΚΛΙΣΗ ΣΤΗΝ ΑΝΑΡΡΙΧΗΣΗ 1/15) ΜΕ ΕΚΕΙΝΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΗ (ΙΔΙΑ ΚΛΙΣΗ ΚΑΙ ΙΔΙΕΣ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΚΑΙ ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ) ΓΡΑΜΜΙΚΗ (ΚΛΙΣΗ 1/15) ΠΟΥ ΕΔΩΣΑΝ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ A) BRUUN ΚΑΙ B) DEAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	179
ΣΧΗΜΑ 5-55. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΓΙΑ ΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΤΟΜΗ (ΜΕΣΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ SANDYDUCK) ΜΕ ΕΚΕΙΝΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΗ (ΙΔΙΑ ΚΛΙΣΗ (ΜΕ ΤΟ ΕΝΕΡΓΟ ΠΡΟΦΙΛ: ACTIVE PROFILE ΓΙΑ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ BRUUN ΚΑΙ ΜΕ ΤΗ ΖΩΝΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ: SURF ZONE ΓΙΑ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ DEAN) ΚΑΙ ΙΔΙΕΣ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΚΑΙ ΙΖΗΜΑΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ) ΓΡΑΜΜΙΚΗ ΠΟΥ ΕΔΩΣΑΝ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ: A) BRUUN ΚΑΙ B) DEAN (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	180
ΣΧΗΜΑ 6-1. Η ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΙΑ ΜΕΤΑΞΥ ΧΩΡΙΚΗΣ (SPATIAL SCALE) ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ (TEMPORAL SCALE) ΤΩΝ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ. ΤΑ ΑΝΑΤΡΕΠΟΜΕΝΑ ‘ΘΕΡΜΑ ΣΗΜΕΙΑ’ ΘΥΕΛΛΑΣ (REVERSING STORM HOTSPOTS) ΒΡΙΣΚΟΝΤΑΙ ΕΞΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΣΥΝΗΘΙΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΙΑ ΚΛΙΜΑΚΩΝ. ΟΙ ΔΙΑΚΕΚΟΜΜΕΝΕΣ ΓΡΑΜΜΕΣ ΔΕΙΧΝΟΥΝ ΑΒΕΒΑΙΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΚΛΙΜΑΚΩΝ (LIST ET AL., 2006).	183
ΣΧΗΜΑ 6-2. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ (SHORT-TERM ENSEMBLE) ΚΑΙ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ (LONG-TERM ENSEMBLE) ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).	185
ΣΧΗΜΑ 6-3. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΕ ΜΙΑ ΔΙΑΤΟΜΗ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ (A) “ΑΜΜΟΛΟΦΟΥ ΜΕ ΑΛΙΠΕΔΟ” ΚΑΙ (B) “ΑΜΜΟΛΟΦΟΥ ΧΩΡΙΣ ΑΛΙΠΕΔΟ” (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ LEONT’ΥΕΝ, 1996). (ORIGINAL PROFILE: ΑΡΧΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ, OBSERVED: ΠΑΡΑΤΗΡΟΥΜΕΝΟ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΑ, COMPUTED: ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΕΝΟ ΜΕ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ).	186
ΣΧΗΜΑ 6-4. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΕ ΕΝΑ ΠΡΟΦΙΛ ΣΤΗΝ ΑΚΤΗ ΤΟΥ ΝΗΣΙΟΥ SYLT ΕΠΕΙΤΑ ΑΠΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΠΑΛΙΡΡΟΙΑ (ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΑΠΟ LEONT’ΥΕΝ, 1996). (ORIGINAL PROFILE: ΑΡΧΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ, OBSERVED: ΠΑΡΑΤΗΡΟΥΜΕΝΟ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΑ, COMPUTED: ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΕΝΟ ΜΕ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ).	187
ΣΧΗΜΑ 6-5. ΕΠΙΒΕΒΑΙΩΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ SBEACH (LARSON AND KRAUS, 1989). (DEPTH: ΒΑΘΟΣ, H: ΑΝΥΨΩΣΗ, DISTANCE OFFSHORE: ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΠΡΟΣ ΤΑ ΑΝΟΙΚΤΑ, MEASURED: ΜΕΤΡΗΜΕΝΟ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΑ, CALCULATED: ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΕΝΟ ΑΠΟ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ).	188

ΣΧΗΜΑ 6-6. ΤΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΟΛΕΣ ΤΙΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΠΟΥ ΕΞΕΤΑΣΤΗΚΑΝ ΚΑΙ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΚΛΙΣΗ ΞΕΧΩΡΙΣΤΑ (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	190
ΣΧΗΜΑ 6-7. ΤΑ ΟΡΙΑ ΤΩΝ ΠΡΟΒΛΕΨΕΩΝ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ (SHORT-TERM), ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ (LONG-TERM) ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΝΙΑΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ (TOTAL ENSEMBLE) (BEACH RETREAT: ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ, SEA LEVEL RISE: ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ).....	191
ΣΧΗΜΑ 6-8. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ BOUSSINESQ ΓΙΑ ΤΟ ΠΡΟΦΙΛ 69 ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ NEGRIL ΣΤΗΝ ΤΖΑΜΑΙΚΑ ΓΙΑ ΑΝΟΔΟ 0.5 Μ ΚΑΙ ΓΙΑ ΚΥΜΑ ΜΕ (Α) H=0.8 Μ, T=6 SEC ΚΑΙ (Β) H=2.8 Μ, T=8.7 SEC (ELEVATION: ΑΝΥΨΩΣΗ, CROSS SHORE DISTANCE: ΕΓΚΑΡΣΙΑ ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΚΤΗ).....	198
ΣΧΗΜΑ 6-9. ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΣΕ ΚΑΤΑΙΓΙΔΑ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ DUCK. Η ΜΑΥΡΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΔΕΙΧΝΕΙ ΤΗ ΔΙΑΦΟΡΑ ΣΤΗ ΘΕΣΗ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΠΡΙΝ ΚΑΙ ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΚΑΤΑΙΓΙΔΑΣ ΚΑΙ Η ΓΚΡΙ ΚΑΜΠΥΛΗ ΔΕΙΧΝΕΙ ΤΗ ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΚΑΙ ΜΕΤΑ ΤΗΝ ΚΑΤΑΙΓΙΔΑ. ΟΙ ΑΡΝΗΤΙΚΕΣ ΤΙΜΕΣ ΔΕΙΧΝΟΥΝ ΜΙΑ ΠΡΟΣ ΤΗΝ ΞΗΡΑ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ (LIST ET AL., 2006) (SHORELINE CHANGE: ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ, DISTANCE ALONG REFERENCE LINE: ΑΠΟΣΤΑΣΗ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΓΡΑΜΜΗΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ, ACCRETION: ΠΡΟΣΧΩΣΗ, EROSION: ΔΙΑΒΡΩΣΗ).....	200

Ευρετήριο Πινάκων

ΠΙΝΑΚΑΣ 2-1. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ.....	9
ΠΙΝΑΚΑΣ 2-2. ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΔΙΑΒΡΩΣΗ ΣΤΗΝ ΕΥΡΩΠΗ (EUROSION, 2004).....	10
ΠΙΝΑΚΑΣ 2-3. ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΔΙΑΒΡΩΣΗ ΤΗΣ ΝΗΣΙΩΤΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ (EUROSION, 2004).....	11
ΠΙΝΑΚΑΣ 2-4. ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΑΛΟΥΝ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΣΤΗΝ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΠΥΘΜΕΝΑ ΚΑΙ ΟΙ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΚΛΙΜΑΚΕΣ.....	14
ΠΙΝΑΚΑΣ 3-1. ΤΑ ΥΨΗ ΤΗΣ ΚΥΜΑΤΙΚΗΣ ΑΝΑΡΙΧΗΣΗΣ (WAVE RUN-UP) ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ DUCK, ΟΠΩΣ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΤΩΝ HUNT (1959), HOLMAN (1986), DOUGLASS (1992) ΚΑΙ STOCKDON ET AL. (2006) ΚΑΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΠΕΔΙΟΥ (ΠΕΙΡΑΜΑ DELILAH).....	32
ΠΙΝΑΚΑΣ 4-1. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΠΟΥ ΜΕΛΕΤΗΘΗΚΑΝ ΚΑΙ ΟΙ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΠΕΡΙΟΔΟΙ ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗΣ.....	102
ΠΙΝΑΚΑΣ 4-2. ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΣΤΑ ΑΝΟΙΚΤΑ ΤΟΥ ΚΟΛΠΟΥ CHRISTCHURCH.....	103
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-1. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ (0.22 Μ) ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΟ (0.50 Μ) ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ IPCC (IPCC, 2007) ΚΑΙ ΓΙΑ ΑΝΟΔΟ 1 Μ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ BOUSSINESQ ΚΑΙ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ, ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΟΥΣ ΑΡΙΘΜΟΥΣ IRRIBAREN ΚΑΙ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ.....	116
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-2. ΟΙ ΣΧΕΣΕΙΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΓΡΑΦΟΥΝ ΤΑ ΚΑΤΩΤΕΡΑ ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΑ ΟΡΙΑ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΕΥΡΗ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΑΝΟΔΟΥ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΚΑΙ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΚΛΙΣΗ ΠΟΥ ΕΞΕΤΑΣΤΗΚΕ ΞΕΧΩΡΙΣΤΑ.....	118
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-3. ΟΙ ΠΕΝΤΕ ΠΡΩΤΕΣ ΧΩΡΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΙΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗ ΔΕΥΤΕΡΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH, ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΠΟΣΟΣΤΑ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΥΝ.....	121
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-4. ΟΙ ΠΕΝΤΕ ΠΡΩΤΕΣ ΧΩΡΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΙΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗ ΔΕΥΤΕΡΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DUCK94, ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΠΟΣΟΣΤΑ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΥΝ.....	124
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-5. ΟΙ ΠΕΝΤΕ ΠΡΩΤΕΣ ΙΔΙΟΤΙΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗ ΔΕΥΤΕΡΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ SANDYDUCK ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΤΑ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ ΠΟΣΟΣΤΑ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΥΝ.....	126
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-6. ΟΙ ΠΕΝΤΕ ΠΡΩΤΕΣ ΙΔΙΟΤΙΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗΝ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΜΕΓΑΛΟΥ ΜΗΚΟΥΣ (NEARSHORE PROFILE) ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΤΩΝ 12 ΣΤΑΘΜΩΝ ΚΑΙ ΤΑ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ ΠΟΣΟΣΤΑ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΥΝ.....	127
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-7. ΟΙ ΠΕΝΤΕ ΠΡΩΤΕΣ ΙΔΙΟΤΙΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗ ΔΕΥΤΕΡΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΤΟΥ ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΜΕΝΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΤΑ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ ΠΟΣΟΣΤΑ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΥΝ.....	128
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-8. ΟΙ ΠΕΝΤΕ ΠΡΩΤΕΣ ΙΔΙΟΤΙΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗ ΔΕΥΤΕΡΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ (ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΜΗΚΟΥΣ) ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΤΟΥ ΑΠΡΟΣΤΑΤΕΥΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΤΑ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ ΠΟΣΟΣΤΑ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΥΝ.....	128
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-9. ΟΙ ΠΕΝΤΕ ΠΡΩΤΕΣ ΙΔΙΟΤΙΜΕΣ ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟ ΤΗ ΔΕΥΤΕΡΗ EOF ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΟΛΙΚΟΥ ΜΗΚΟΥΣ ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΩΝ ΣΤΟ ΣΥΝΟΛΟ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΠΟΥ ΕΞΕΤΑΣΤΗΚΑΝ ΚΑΙ ΤΑ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ ΠΟΣΟΣΤΑ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΥΝ.....	129
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-10. ΟΙ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ A ΕΤΣΙ ΟΠΩΣ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΤΙΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΤΩΝ VELLINGA (1986), KRIEBEL ET AL. (1991) ΚΑΙ DEAN (1991) ΓΙΑ ΤΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ (D_{50} , H_0 , T_0) ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ DUCK ΠΟΥ ΜΕΤΡΗΘΗΚΑΝ ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ DELILAH, ΟΙ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΕΚΘΕΤΗ M ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΜΕΣΩ ΤΗΣ ΜΗ-ΓΡΑΜΜΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ (CURVE FITTING) ΓΙΑ ΤΙΣ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ A , ΟΙ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ A ΚΑΙ M ΠΟΥ ΠΡΟΕΚΥΨΑΝ ΑΠΟΚΛΕΙΣΤΙΚΑ ΜΕΣΩ ΤΗΣ ΜΗ-ΓΡΑΜΜΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ (CURVE FITTING) ΚΑΙ ΤΕΛΟΣ ΟΙ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΙ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΕΣ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ (R^2).....	131
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-11. ΟΙ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΓΡΑΦΟΥΝ ΤΗΝ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94 ΚΑΙ SANDYDUCK ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΟΙ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΑΝΥΨΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ 0.22, 0.50 ΚΑΙ 1 Μ.....	138
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-12. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ (0.22 Μ) ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΟ (0.50 Μ) ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ IPCC (IPCC, 2007) ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΙ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ, ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΟΥΣ ΑΡΙΘΜΟΥΣ IRRIBAREN ΚΑΙ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ.....	152
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-13. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ (0.22 Μ) ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΟ (0.50 Μ) ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ IPCC (IPCC, 2007) ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ	

ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΗΝ ‘ΦΥΣΙΚΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ, ΜΕ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΟΥΣ ΑΡΙΘΜΟΥΣ IRRIBAREN ΚΑΙ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ.	154
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-14. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ (0.22 Μ) ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΟ (0.50 Μ) ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ IPCC (IPCC, 2007) ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΑ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΤΗΣ ΒΡΑΧΥΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΙΣ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94, SANDYDUCK ΚΑΙ CHRISTCHURCH.	156
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-15. ΟΙ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94, SANDYDUCK ΚΑΙ CHRISTCHURCH ΓΙΑ ΑΝΥΨΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ 0.22, 0.50 ΚΑΙ 1 Μ.	156
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-16. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ (0.22 Μ) ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΟ (0.50 Μ) ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ IPCC (IPCC, 2007) ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΙ ΓΙΑ ΓΡΑΜΜΙΚΕΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ, ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΟΥΣ ΑΡΙΘΜΟΥΣ IRRIBAREN ΚΑΙ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ.	159
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-17. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ (0.22 Μ) ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΟ (0.50 Μ) ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ IPCC (IPCC, 2007) ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΙ ΓΙΑ ‘ΦΥΣΙΚΗ’ ΔΙΑΤΟΜΗ, ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΟΥΣ ΑΡΙΘΜΟΥΣ IRRIBAREN ΚΑΙ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΕΣ.	162
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-18. ΕΚΤΙΜΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΟΓΡΑΜΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΚΑΤΩΤΕΡΟ (0.22 Μ) ΚΑΙ ΑΝΩΤΕΡΟ (0.50 Μ) ΟΡΙΟ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ IPCC (IPCC, 2007) ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΑ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΧΡΟΝΙΑΣ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑΣ ΚΑΙ ΓΙΑ ΤΙΣ ‘ΜΕΣΕΣ’ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94 ΚΑΙ SANDYDUCK.	162
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-19. ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ ΜΕ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΓΙΑ ΤΙΣ ΔΙΑΤΟΜΕΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ DELILAH, DUCK94, SANDYDUCK ΚΑΙ CHRISTCHURCH ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΟΙ ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΑΝΥΨΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ 0.22, 0.50 ΚΑΙ 1 Μ.	163
ΠΙΝΑΚΑΣ 5-20. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΡΑΜΜΙΚΩΝ ΔΙΑΤΟΜΩΝ ΓΙΑ ΤΑ ΜΟΝΤΕΛΑ LEONT’YEV ΚΑΙ SBEACH.	178
ΠΙΝΑΚΑΣ 6-1. ΟΙ ΣΧΕΣΕΙΣ ΠΟΥ ΣΥΝΙΣΤΟΥΝ ΤΟ ΕΡΓΑΛΕΙΟ/ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΑΝΑΠΤΥΧΘΗΚΕ ΣΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΔΙΑΤΡΙΒΗ, ΟΠΟΥ <i>S</i> Η ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΟΠΙΣΘΟΧΩΡΗΣΗ (ΣΕ Μ) ΚΑΙ <i>A</i> Η ΑΝΟΔΟΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ (ΣΕ Μ).	189
ΠΙΝΑΚΑΣ 6-2. ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΩΝ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ (ΒΛ. ΚΑΙ MCLEOD ET AL, 2010).	193
ΠΙΝΑΚΑΣ 6-3. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΠΑΡΑΤΗΡΟΥΜΕΝΗΣ ΔΙΑΒΡΩΣΗΣ ΚΑΙ Η ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΗ ΕΚΤΙΜΩΜΕΝΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΕΝΙΑΙΑ ΣΥΣΤΟΙΧΙΑ ΜΟΝΤΕΛΩΝ.	197

Βασικοί συμβολισμοί

$A, B, C, D, E, F, G,$	παράμετροι σχήματος του προφίλ ισορροπίας
k, x_s	
A_B	εύρος ταλαντωτικής κίνησης στον πυθμένα
α_{cw}	συντελεστής που υποδηλώνει την επίδραση των κυματισμών
A_e	
a_F, b_F	συντελεστές Forchheimer
α_p, β_p	αδιάστατες παράμετροι
α_s	
A_t, B_t	τετραγωνικοί πίνακες που προσδιορίζονται κατά την EOF ανάλυση
B_h	ύψος του μετώπου της ακτής
b	συντελεστής που συσχετίζει την τιμή κοντά στον πυθμένα με την μέση ως προς το βάθος ποσότητα \bar{D}_e
B_e	περίσσεια τύρβης κοντά στον πυθμένα
B_i	ανεξάρτητη παράμετρος
B_0	το αρχικό ύψος του έξαλου αναβαθμού
c	ταχύτητα του 'κυλίνδρου' (celerity)
c_A	συντελεστής για την προστιθέμενη μάζα
C_b	συντελεστής θραύσης
c_g	ταχύτητα ομάδας
C_r	πολλαπλασιαστής
c_s	συγκέντρωση του ιζήματος
c_t	μία σταθερά
c_l	αδιάστατος συντελεστής αναλογίας ο οποίος συνδυάζει όλες τις σταθερές
c_3	Σταθερά που κυμαίνεται 0.2-0.3
d	βάθος λαμβάνοντας υπ' όψη και την ανύψωση της στάθμης της θάλασσας
D_B, D_f	ρυθμός διάχυσης της ενέργειας λόγω θραύσης των κυματισμών και λόγω τριβής πυθμένα αντίστοιχα
D_e	ενέργεια διάχυσης
d_{50}	μέση διάμετρος κόκκων
D_*	αδιάστατη διάμετρος των κόκκων
e_B, e_f	συντελεστές
E_F	ροή κυματικής ενέργειας
$e_i (i = 1, 2, \dots, n_s)$	οι χωρικά συσχετισμένες ιδιοσυναρτήσεις
$e_j (j = 1, 2, \dots, n_t)$	οι χρονικά συσχετισμένες ιδιοσυναρτήσεις
$e_k, c_k (k = 1, 2, \dots, n)$	ιδιοσυναρτήσεις των A_t και B_t που σχετίζονται με τις μη μηδενικές ιδιοτιμές
E_{ref}	η μέγιστη κυματική ενέργεια σε συγκεκριμένο βάθος
E_v	όρος τυρβώδους συντελεστή ιξώδους
E_w	κυματική ενέργεια
f	η κυριαρχούσα συχνότητα (peak frequency) του κυματικού φάσματος
f_{cw}	συντελεστής τριβής για ροή υπό την επίδραση κύματος και ρεύματος
F_e	απώλεια ενέργειας λόγω τριβής πυθμένα

f_w	εμπειρικός συντελεστής τριβής
$f_{2.5}$	εμπειρικός συντελεστής τριβής για $K_N=2.5d_{50}$
g	επιτάχυνση της βαρύτητας
H	ύψος κύματος
h	βάθος
H_b	το ύψος του κύματος κατά τη θραύση
h_b	το βάθος του νερού κατά τη θραύση
h_c	το βάθος κλεισίματος
h_h	πάχος του υδραυλικού στρώματος
H_m	Μέσο ύψος κύματος
H_o	ύψος κύματος στα ανοικτά
h_p	πάχος του στρώματος του νερού στο πορώδες μέσο
H_s	σημαντικό ύψος κύματος
H_{sx}	το μεγαλύτερο ύψος κύματος κοντά στην ακτή το οποίο εμφανίζεται μόνο 12 ώρες ετησίως
H_t	ένας $n_t \times n_s$ πίνακας που προκύπτει από χρονοσειρά τοπογραφικών αποτυπώσεων
h_l	συνολικό βάθος του κοντινότερου σημείου του καννάβου προς τα ανοικτά της πραγματικής ακτογραμμής
I_1, I_2	ολοκληρώματα του Einstein (φορτίο σε αιώρηση)
K	υδραυλική αγωγιμότητα
K_s	παράμετρος που εκφράζει τον ρυθμό μεταφοράς
k_w	κυματικός αριθμός
L	μήκος κύματος
ℓ	κλίμακα μήκους
L_o	μήκος κύματος στα ανοικτά
m, n	εκθέτες που καθορίζουν το σχήμα του προφίλ ισορροπίας
m_{Rib}, n_{Rib}	σταθερές πειραματικά υπολογισμένες
M_u	όρος επίδρασης της μη ομοιόμορφης κατανομής της ταχύτητας
m_1, m_2, m_3	σταθερές που δίνονται $m_1=0.75, m_2=0.008, m_3=1.8 \times 10^{-3}$
n_t, n_s	ο αριθμός των χρονικών στιγμών και των σημείων των τοπογραφικών αποτυπώσεων
n_w	κυματική παράμετρος
P, Q, R	παράμετροι σχήματος της προέκτασης του προφίλ ισορροπίας
\hat{P}	το τμήμα από την κατανομή του κυματικού ύψους που αντιστοιχεί στους θραυόμενους κυματισμούς
q	ιζηματομεταφορά
q_i	ειδική παροχή που διαπερνά τον πορώδη πυθμένα
q_b	στερεομεταφορά της ροής του λεπτού οριακού στρώματος
q_{cap}	δυναμικό στερεομεταφοράς
Q_R	αδιάστατη στερεοπαροχή για το φορτίο πυθμένα στη ζώνη αναρρίχησης
q_R	στερεομεταφορά στη ζώνη αναρρίχησης
q_s	στερεομεταφορά σαν φορτίο σε αιώρηση
q_t	συνολική στερεομεταφορά
q_w	ρυθμός ιζηματομεταφοράς που περιγράφει τόσο την κίνηση της άμμου σε αιώρηση όσο και την κίνηση σαν φορτίο πυθμένα που οφείλονται στην συνδυασμένη δράση

q_x	κυμάτων/ρευμάτων στην ζώνη διάθλασης η οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας της ροής μεταξύ των δύο στρωμάτων (του εξωτερικού στρώματος νερού και του στρώματος νερού το οποίο κυβερνούν οι εξισώσεις της ροής διαμέσου των πόρων) η οποία δίνεται υποθέτοντας ότι αυτή η ροή είναι κάθετη στην κλίση
R_h	ύψος αναρρίχησης
R_{max}	μέγιστο ύψος αναρρίχησης
$R_{2\%}$	η τιμή που υπερβαίνουν το 2% των μεγαλύτερων υψών αναρρίχησης
S	ρυθμός αιώρησης ανά μονάδα οριζόντιας επιφάνειας
s	η παραλιακή οπισθοχώρηση
S_B, S_f	ρυθμός αιώρησης λόγω κυματικής θραύσης και τριβής πυθμένα αντίστοιχα
S_c, S_m	περιγράφουν την εξωτερική (από τον διαπερατό πυθμένα) κίνηση του νερού
s_p	ειδικό βάρος των κόκκων
S_{xx}	τάση ακτινοβολίας
T	περίοδος του κύματος.
$\tan \phi$	κλίση του κυματικού μετώπου
$\tan \phi_B$	κλίση του κυματικού μετώπου κατά τη θραύση
$\tan \phi_0$	τελική κλίση κυματικού μετώπου μετά τη θραύση
$\tan \beta$	κλίση της παραλίας
$\tan \beta_{eq}$	η κλίση του προφίλ σε ισορροπία
t_B	χρόνος έναρξης της θραύσης
T_c, T_t	διάρκειες της κίνησης στην κορυφή και στην κοιλία
T_m	μέση περίοδος κύματος
T_s	σημαντική περίοδος κύματος
T_{sx}	μεγαλύτερη περίοδος κύματος κοντά στην ακτή η οποία εμφανίζεται μόνο 12 ώρες ετησίως
$t_{1/2}$	χρονική διάρκεια κατά την οποία αναπτύσσεται ο κύλινδρος 'roller'.
U	ολοκληρωμένη ως προς το βάθος οριζόντια ταχύτητα
u	ταχύτητα
$\overline{u^2}, \overline{u^3}$	«oscillatory velocity moments» και εισάγουν τη μη γραμμική φύση των κυματισμών
U_{b-max}	εύρος της οριζόντιας ταχύτητας του πυθμένα
u_c, u_t	τα εύρη των ισοδυνάμων μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων στον πυθμένα της κορυφής και της κοιλιάς
U_d	ρεύμα επαναφοράς
u_m	το εύρος της ταχύτητας το οποίο προκύπτει από την γραμμική κυματική θεωρία
u_o	ταχύτητα κοντά στον πυθμένα
u_{ow}	παλινδρομική ταχύτητα κύματος
u_{ow-max}	πλάτος της παλινδρομικής ταχύτητας του κύματος
u_p	μέση ταχύτητα στο πορώδες στρώμα
U_s	οριζόντια ταχύτητα του ιζήματος
w_b	το πλάτος της ζώνης απόσβεσης

w_{\max}	μέγιστη ταχύτητα διαρροής
w_s	ταχύτητα καταβύθισης των ιζημάτων
W_w	βυθισμένο βάρος της άμμου
x	απόσταση από την ακτή
x_b	απόσταση από την ακτή του σημείου θραύσης
X_L	η μέση απόσταση που διανύουν τα σωματίδια του ιζήματος
x_R, x_M	αντιστοιχούν στο όριο της ακτής και στο σημείο μέγιστης αναρρίχησης των κυματισμών
x_0	απόσταση από την ακτή του σημείου που τελειώνει η προέκταση του προφίλ ισορροπίας
z_b	το επίπεδο του πυθμένα
z_{t_j, x_i}	η τιμή της ανύψωσης τη χρονική στιγμή t_j σε ένα σημείο x_i , όπου ($j = 1, 2, \dots, n_t, i = 1, 2, \dots, n_s$)
α	άνοδος της θαλάσσιας στάθμης
α_1^*	συντελεστής αναλογίας
$\beta_j, \beta'_j, j=c, t$	
Γ	σταθερά εξασθένησης των κυματισμών
γ	καμπυλότητα κύματος
$\gamma_j, j=c, t$	
γ_*	ο λόγος του ύψους του κύματος προς το βάθος στο σημείο θραύσης (H/h_b)
δ	πάχος επιφανειακού κυλίνδρου
δ_c	το αδιάστατο πάχος του οριακού στρώματος
ε	συντελεστής του ρυθμού μεταφοράς για τον εξαρτημένο από την παραλιακή κλίση όρο
$\varepsilon_b, \varepsilon_s$	συντελεστές απόδοσης του φορτίου πυθμένα και του φορτίου σε αιώρηση
ε_m	συντελεστής
ε_{scw}	συντελεστής μίξης στην περίπτωση αλληλεπίδρασης κυμάτων και ρευμάτων
ζ	ανύψωση στάθμης θάλασσας
η	βάθος της ελεύθερης επιφάνειας του πορώδους μέσου
η_r	ύψος των αμμοκυμάτων
$\theta(t)$	τρέχουσα παραμέτρος Shields
θ_{cr}	κρίσιμη τιμή της παραμέτρου Shields
θ_{sheet}	η κρίσιμη παράμετρος Shields για την έναρξη της ροής σε λεπτό οριακό στρώμα (sheet flow)
$\theta_{2.5}$	παράμετρος Shields που βασίζεται σε τραχύτητα $K_N=2.5d_{50}$
K_N	απόλυτη τραχύτητα πυθμένα (Nikuradse roughness)
μ_c	παράμετρος αμμοκυμάτων (ripple parameter)
λ	πορώδες
λ_r	μήκος των αμμοκυμάτων
ν	κινηματικό ιξώδες
ν_s	συντελεστής τυρβώδους ιξώδους
ν_z	ο κατακόρυφος συντελεστής τυρβώδους διάχυσης (eddy viscosity)
ξ	αριθμός Iribarren
ρ	πυκνότητα του νερού
ρ_s	πυκνότητα της άμμου

σ	τυπική απόκλιση
τ_b	διατμητική τάση πυθμένα
τ_c	διατμητική τάση λόγω ρεύματος
τ_{cf}	$\mu_c \alpha_{cw}$
τ_{cr}	κρίσιμη τιμή της διατμητικής τάσης για την εκκίνηση της στερεομεταφοράς
τ_{cw}	διατμητική τάση λόγω συνδυασμένης δράσης κυματισμών και ρεύματος
τ_w	διατμητική τάση λόγω διήθησης
Φ	κατακόρυφη ροή λόγω διήθησης
ϕ	γωνία τριβής του ιζήματος
φ	γωνία έλευσης των κυματισμών
ψ	αριθμός κινητικότητας
ψ_o	ένα μικρό αντιστάθμισμα (offset) της ακτογραμμής μεταξύ του κεκλιμένου μετώπου της παραλίας και της φανταστικής ή εικονικής προέλευσης του προφίλ ισορροπίας
Ω_{cw}	ροή της ενέργειας λόγω κυμάτων και ρευμάτων
$\Omega_j, j=c,t$	ποσοστά ιζήματος στην κορυφή και ($j=c$) στην κοιλία ($j=t$)
Ω_{sf}	αδιάστατη ταχύτητα καθίζησης του μεσοπαλιρροιακού τμήματος
ω	γωνιακή ταχύτητα
$\omega_j, j=c,t$	συχνότητα του κύματος στην κορυφή ($j=c$) και στην κοιλία ($j=t$)

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παράκτια διάβρωση (δηλ. η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής σε σχέση με μια ακτογραμμή αναφοράς) αποτελεί σήμερα ένα σημαντικότερο κοινωνικο-οικονομικό πρόβλημα, που θέτει σοβαρές προκλήσεις στις ικανότητες δράσης των Παράκτιων Κρατών. Είτε οφείλεται σε φυσικά είτε σε ανθρωπογενή αίτια, η διάβρωση μπορεί να προκαλέσει σημαντικότερες οικονομικές απώλειες και κοινωνικά προβλήματα καθώς και οικολογικές καταστροφές (McGranahan et al., 2007· Lenton et al., 2009). Η παράκτια διάβρωση μπορεί να εκτείνεται για εκατοντάδες km κατά μήκος της ακτής και να έχει διασυννοριακές επιπτώσεις ή, στην περίπτωση των παραλιών ‘θύλακας’ (‘rocket’ beaches), να είναι ένα τοπικό φαινόμενο, που επηρεάζει όμως σημαντικά την οικονομία (π.χ. την τουριστική βιομηχανία) (Özhan, 2002).

Εμπεριστατωμένες μελέτες δείχνουν σημαντική αύξηση της μέσης παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης τον τελευταίο αιώνα, η οποία θεωρείται ότι οφείλεται στην θερμική διαστολή των ωκεανών, την τήξη των ηπειρωτικών πάγων και (ίσως) σε αλλαγές της παγκόσμιας θαλάσσιας κυκλοφορίας λόγω αύξησης της θερμοκρασίας του πλανήτη (IPCC, 2007). Για το μέλλον, οι προγνώσεις του Διακυβερνητικού Οργανισμού για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC, 2007) δείχνουν ότι η μέση θαλάσσια στάθμη το 2100 θα αυξηθεί σημαντικά (μέχρι και 0.50 m) σε σχέση με την μέση θαλάσσια στάθμη της περιόδου 1980-1999. Η αύξηση της στάθμης θα έχει σημαντικές επιπτώσεις στην παράκτια γεωμορφολογία, καθώς οι ακτές θα προσαρμοστούν με οπισθοχώρηση, η έκταση και ο ρυθμός της οποίας φαίνεται ότι εξαρτώνται από διάφορες μορφολογικές, υδροδυναμικές και ιζηματολογικές παραμέτρους (Dean, 2002). Την ίδια στιγμή υπάρχουν ενδείξεις ότι τα ακραία κλιματικά φαινόμενα, όπως π.χ. οι θύελλες, οι τροπικές καταιγίδες/τυφώνες και τα ακραία φαινόμενα κατακρημνίσεων και ποτάμιων απορροών, που έχουν ήδη ενταθεί σε διάφορες παράκτιες περιοχές, θα συνεχίσουν να εντείνονται στις επόμενες δεκαετίες κάτω από ένα καθεστώς αυξανόμενης θέρμανσης του πλανήτη (Emanuel, 2005· Richardson et al., 2009). Τα φαινόμενα αυτά προβλέπεται ότι θα επιτείνουν τις διαβρωτικές πιέσεις στα παράκτια συστήματα/οικοσυστήματα (π.χ. παραλίες, παράκτιους κρημνούς, ποτάμια δέλτα, ποταμόκολπους και λιμνοθάλασσες, παράκτιους υγρότοπους (δηλ. αλμυρόβαλτους

και μαγκρόβια δάση), λειμώνες μακροφύτων και κοραλλιογενείς ύφαλους), τα οποία χαρακτηρίζονται από διαφορετική ευαισθησία στις περιβαλλοντικές συνθήκες (Nicholls et al., 2007).

Η παρούσα εργασία επικεντρώνεται στις παραλίες, δηλαδή τις χαμηλές ακτές που συνίστανται από χαλαρά (μη συνεκτικά) ιζήματα όπως π.χ. άμμους, αμμοχάλικες, χαλίκια, και βότσαλα. Οι παραλίες είναι τα πλέον δυναμικά, από μορφολογικής άποψης παράκτια περιβάλλοντα και αντιμετωπίζουν ήδη σοβαρότατα προβλήματα διάβρωσης (π.χ. EUROSION, 2004), η οποία διακρίνεται σε: (i) *μακροχρόνια διάβρωση*, δηλαδή μη αναστρέψιμη μακροχρόνια οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, λόγω ανόδου της μέσης (και, φυσικά, της σχετικής) θαλάσσιας στάθμης (MSLR-RSLR) και/ή αρνητικών παράκτιων ιζηματικών ισοζυγίων (Nicholls et al, 2007)• και (ii) *βραχυχρόνια διάβρωση*, η οποία οφείλεται κυρίως σε ακραία φαινόμενα (μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) και θυελλώδεις κυματισμούς), τα οποία μπορεί να μην έχουν σαν αναγκαίο αποτέλεσμα μόνιμες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής (π.χ. List et al., 2006), αλλά προκαλούν μεγάλης κλίμακας καταστροφές (π.χ. Mozumder et al., 2011). Την ίδια στιγμή, η ολοένα αυξανούσα συγκέντρωση πληθυσμών/δραστηριοτήτων στην παράκτια ζώνη (π.χ. GEO-3, 2002) έχει σαν αποτέλεσμα την αυξανόμενη έκθεση πληθυσμών, οικονομικών δραστηριοτήτων και περιουσιακών στοιχείων στις παράκτιες πλημμύρες (flood risk)• σύμφωνα με ρεαλιστικά σενάρια, 124 εκατομμύρια άνθρωποι και περιουσιακά στοιχεία αξίας τουλάχιστον 28 τρισεκατομμυρίων δολαρίων θα βρίσκονται σε άμεσο κίνδυνο παράκτιας πλημμύρας το 2050 (Lenton et al., 2009). Όσον αφορά την Ελλάδα, η περιβαλλοντική και κοινωνικο-οικονομική σημασία της παράκτιας ζώνης είναι τεράστια, αφού όχι μόνον περικλείει πολλά ευαίσθητα (και κάτω από νομοθετική προστασία) παράκτια οικοσυστήματα, αλλά και συγκεντρώνει το 70% του πληθυσμού, το 80% της βιομηχανίας και το 90% του τουρισμού της Ελλάδας (EUROSION, 2004• Xatzieleftheriou et al., 2010). Ειδικά οι παραλίες αποτελούν τον μεγαλύτερο φυσικό πόρο της Ελλάδας• έχει εκτιμηθεί ότι το κάθε m (σε μήκος) ελληνικής παραλίας προσφέρει στην Ελληνική Οικονομία τουλάχιστον 1350 € το έτος (Βελεγράκης κ.α., 2005).

Είναι λοιπόν αναγκαία η διάγνωση και πρόβλεψη των τάσεων της οπισθοχώρησης των παραλιακών ζωνών, κάτω από το καθεστώς της αυξανόμενης μέσης θαλάσσιας στάθμης και επιδείνωσης των ακραίων κλιματικών φαινομένων.

Ενώ όμως προβλέψεις της π.χ. έκθεσης στα ακραία φαινόμενα απαιτούνται σε κλίμακες δεκαετίας/εκατονταετίας (e.g. Viles and Goudie, 2003), οι διαθέσιμες προβλέψεις βασίζονται σε μελέτες με κλίμακα χιλιετίας (π.χ. Nott et al, 2009), έτους (π.χ. Greenwood and Orford, 2008) ή ημερών (π.χ. Callaghan et al., 2008). Έχουν γίνει τελευταία αρκετές προσπάθειες για την ανάπτυξη παγκοσμίων βάσεων δεδομένων αναφορικά με την έκθεση των ακτών στον κίνδυνο διάβρωσης και πλημμύρας (π.χ Vafeidis et al., 2008), όπως και μεθοδολογιών/εργαλείων για την εκτίμηση της παράκτιας τρωτότητας στην αύξηση της μέσης θαλάσσιας στάθμης και των ακραίων φαινομένων (π.χ. Bernier et al., 2007· Hinkel and Klein, 2009), αλλά φαίνεται ότι απαιτούνται πολύ περισσότερες έρευνες για την επίτευξη ρεαλιστικών εκτιμήσεων (Nicholls et al., 2007). Το πρόβλημα είναι ότι οι περισσότερες προσεγγίσεις αφορούν απλές συγκρίσεις της προβλεπόμενης μακροχρόνιας ή/και βραχυχρόνιας αύξησης της θαλάσσιας στάθμης με ψηφιακά μοντέλα εδάφους- DEM (π.χ. Demirkesen et al., 2008), τα οποία δεν έχουν όμως την αναγκαία χωρική διακριτικότητα για την ρεαλιστική εκτίμηση της παραλιακής οπισθοχώρησης ή/και πλημμύρας, στην περίπτωση ανόδου της θαλάσσιας στάθμης κάποιων δεκάδων cm έως λίγων m. Επιπλέον, αυτές οι μεθοδολογίες και εργαλεία δεν λαμβάνουν υπ' όψη τον έλεγχο από σημαντικούς περιβαλλοντικούς δυναμικούς παράγοντες της παραλιακής υδροδυναμικής, όπως η παραλιακή μορφολογία και η υδροδυναμική και ιζηματοδυναμική.

Ο κύριος σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η ανάπτυξη μιας νέας μεθοδολογίας/εργαλείου για την διάγνωση και πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από διαφορετικές συνθήκες μακροχρόνιας και βραχυχρόνιας ανόδου σε διαφορετικές μορφολογικές, υδροδυναμικές και ιζηματολογικές καταστάσεις. Για την επίτευξη του στόχου χρησιμοποιούνται: (α) ένα προηγμένο (state-of-the-art) 1-D μορφοδυναμικό μοντέλο, που βασίζεται στις εξισώσεις διασπειρόμενων, μη γραμμικών κυματισμών τύπου Boussinesq (π.χ. Karambas and Koutitas, 2002), και (β) συστοιχίες (*ensembles*) διαφορετικών αναλυτικών και αριθμητικών μορφοδυναμικών μοντέλων ποικίλλουσας πολυπλοκότητας. Τα εργαλεία αυτά εκτιμούν το εύρος της παραλιακής οπισθοχώρησης διαφορετικών μορφολογικά παραλιών, κάτω από διαφορετικά σενάρια βραχυχρόνιας και μακροχρόνιας ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και κυματικών συνθηκών.

Η δομή της παρούσας εργασίας είναι η ακόλουθη, πέραν του παρόντος (Εισαγωγή, Κεφάλαιο 1). Στο Κεφάλαιο 2 γίνεται μια σύντομη επισκόπηση της φαινομενολογίας και παρατηρούμενων τάσεων της παράκτιας διάβρωσης, ενώ στο Κεφάλαιο 3 μια σύντομη επισκόπηση των διεργασιών και προσομοίωσης της παραλιακής μορφοδυναμικής. Στο Κεφάλαιο 4 περιγράφονται οι μέθοδοι/εργαλεία που χρησιμοποιούνται, ενώ στο Κεφάλαιο 5 παρατίθενται τα αποτελέσματα της μελέτης. Τέλος, στο Κεφάλαιο 6 γίνεται η συζήτηση και παρατίθενται τα συμπεράσματα.

2 ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΔΙΑΒΡΩΣΗ

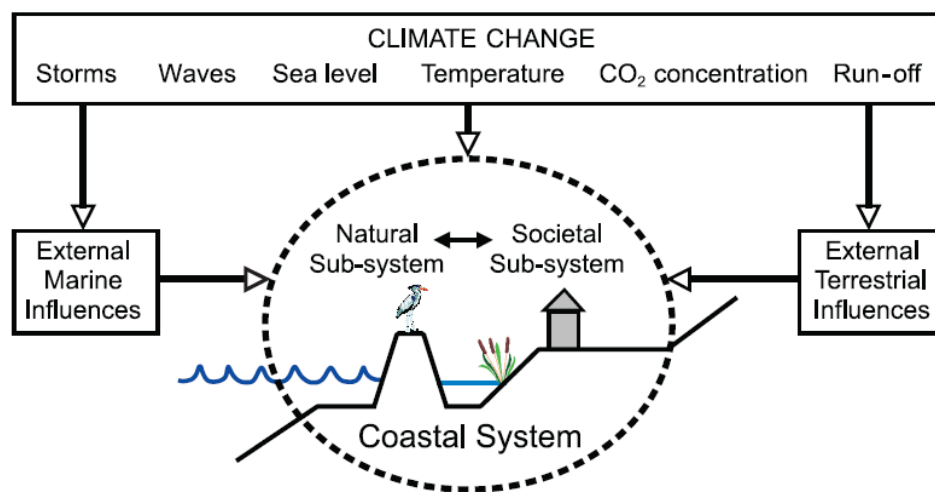
2.1 Εισαγωγή

Τα παράκτια φυσικά συστήματα/οικοσυστήματα αντιδρούν με πολύπλοκες (και μη γραμμικές) μορφολογικές αποκρίσεις στις μεταβολές των κλιματικών συνθηκών σε διάφορες χρονικές κλίμακες. Αν και αυτά τα συστήματα έχουν κάποιες δυνατότητες δυναμικής αφομοίωσης/προσαρμογής των αλλαγών αυτών (όπως π.χ. η εποχιακή αλλαγή της παραλιακής διατομής που ‘αφομοιώνει’ τις αλλαγές της προσπίπτουσας κυματικής ενέργειας, (βλ. Komar, 1998)), υπάρχουν κρίσιμες συνθήκες, η υπέρβαση των οποίων μπορεί να προκαλέσει την έναρξη μη αναστρέψιμων γεωμορφολογικών και οικολογικών διεργασιών.

Τα παράκτια συστήματα είναι ευάλωτα τόσο στην μακροχρόνια (long-term) αύξηση της μέσης θαλάσσιας στάθμης (Mean Sea Level Rise-MSLR) (Nicholls et al., 2007), όσο και στα ακραία κλιματικά συμβάντα (extreme events). Στην μακροχρόνια αύξηση της στάθμης (απόλυτης ή σχετικής) προστίθενται οι επιδράσεις των θαλάσσιων ακραίων φαινομένων (π.χ. μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) και θυελλώδεις κυματισμοί) και των χερσαίων ακραίων συμβάντων (πλημμυρικές κατακρημνίσεις και απορροές) (Σχήμα 2-1). Επιπλέον η παράκτια ανθρώπινη δραστηριότητα έχει αυξηθεί δραματικά κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα (π.χ. EUROSION, 2004), μια τάση που φαίνεται ότι συνεχίζεται και στον 21^ο αιώνα. Έχει εκτιμηθεί ότι ήδη το 23% του παγκόσμιου πληθυσμού ζεί σε απόσταση < 100 km από την ακτή και σε υψόμετρο < 100 m από το επίπεδο της θάλασσας, ενώ η πληθυσμιακή πυκνότητα της παράκτιας ζώνης είναι περίπου 3 φορές μεγαλύτερη από τον παγκόσμιο μέσο όρο (Small and Nicholls, 2003). Εξαιτίας της πληθυσμιακής έκρηξης, η ικανότητα των παράκτιων συστημάτων να προσαρμόζονται στις περιβαλλοντικές αλλαγές έχει μειωθεί, ενώ έχει αυξηθεί σημαντικά η έκθεση των παράκτιων κοινωνιών/περιουσιακών στοιχείων σε κίνδυνο (Lenton et al., 2009).

Οι ακτές περιλαμβάνουν διαφορετικά ιζηματογενή περιβάλλοντα/γεωμορφές και οικοσυστήματα, όπως π.χ. παραλίες (beaches), παράκτιους κρημνούς (seacliffs), δέλτα (deltas), ποταμόκολπους (estuaries), λιμνοθάλασσες (lagoons), αλμυρόβαλτους (saltmarshes) και μανγκρόβια δάση (mangrove forests), θαλάσσιους λειμώνες (seagrass meadows) και κοραλλιογενείς ύφαλους (coral reefs). Έκαστο από τα

παραπάνω περιβάλλοντα χαρακτηρίζεται από διαφορετική ευαισθησία στις κλιματικές αλλαγές.



Σχήμα 2-1. Οι κυριότεροι παράγοντες (καταιγίδες: storms, κύματα: waves, θαλάσσια στάθμη: sea level, θερμοκρασία: temperature, συγκέντρωση διοξειδίου του άνθρακα: CO₂ concentration, απορροές: run-off) της κλιματικής αλλαγής (climate change), καθώς και οι εξωτερικές θαλάσσιες (external marine influences) και χερσογενής επιδράσεις (external terrestrial influences) στο παράκτιο σύστημα (coastal system) (φυσικό: natural και κοινωνικό: societal υποσύστημα: sub-system) (Nicholls et al., 2007).

Η διάβρωση των παράκτιων κρημών μπορεί να έχει σημαντικές κοινωνικο-οικονομικές επιπτώσεις (Del Río and Gracia, 2009) και συνήθως προκαλείται από ακραία κλιματικά φαινόμενα όπως θύελλες και μετεωρολογικές παλίρροιες (Sallenger et al., 2002), ενώ επιδεινώνεται από την άνοδο της μέσης θαλάσσιας στάθμης (MSLR) (Nicholls et al., 2007). Τα δελταϊκά περιβάλλοντα έχουν αναγνωριστεί ως ιδιαίτερα ευαίσθητα στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (Ericson et al., 2006). Στα περιβάλλοντα αυτά ο ρυθμός της (σχετικής) ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (Relative Sea Level Rise-RSLR) μπορεί να υπερβεί πολύ τον παγκόσμιο μέσο όρο, εξαιτίας του συνδυασμού (i) της ευστατικής ανόδου της μέσης θαλάσσιας στάθμης (MSLR), (ii) των τεκτονικών κινήσεων (π.χ. Vött, 2007), (iii) της αυτοσυμπίεσης (autocompanction) των δελταϊκών ιζημάτων (π.χ. Massey et al., 2006), (iv) της καθίζησης λόγω εξαγωγής υπόγειων υδάτων και υδρογονανθράκων (π.χ. Briand, 1997) και (v) της μείωσης της ιζηματοπαροχής (Velegrakis et al., 2008). Οι ποταμόκολλοι και λιμνοθάλασσες αποτελούν επίσης ιδιαίτερα ευαίσθητα συστήματα στις κλιματικές αλλαγές. Η αύξηση της θαλάσσιας στάθμης οδηγεί (γενικά) στην μετακίνηση τους προς την ξηρά (π.χ. Pethick, 2001) επηρεάζοντας συγχρόνως την

υδροδυναμική (Simionato et al., 2004) και την ιζηματοδυναμική (Shennan et al., 2003), την κατανομή των παλιρροιακών υγροτόπων (Doyle et al., 2009) και τη βιοποικιλότητα (Ellison, 2005). Οι μεταβολές στην υδάτινη στάθμη μπορεί να αυξήσουν τον πλημμυρικό κίνδυνο (flood risk), ιδιαίτερα αν συνδυάζονται με υψηλές ποτάμιες ροές, με θυελλώδεις κυματισμούς και με μειώσεις της ιζηματοπαροχής λόγω έργων διαχείρισης των λεκανών απορροής (Le et al., 2007). Οι παράκτιοι υγρότοποι (αλμυρόβαλτοι, μανγκρόβια) επηρεάζονται σημαντικά από τις μακροχρόνιες μεταβολές της μέσης (και σχετικής) θαλάσσιας στάθμης (MSL-RSL). Σε παράκτιες περιοχές με μικρό παλιρροιακό εύρος και/ή χαμηλή ιζηματοπαροχή αναμένονται σημαντικές απώλειες υγροτόπων, ενώ σε περιοχές με μεσαίο ή μεγάλο παλιρροιακό εύρος και/ή αυξημένη ιζηματοπαροχή, οι υγρότοποι θεωρούνται περισσότερο ανθεκτικοί (Cahoon et al., 2006). Από την άλλη μεριά, η μακροχρόνια άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης φαίνεται πως δε θα αποτελέσει σημαντική απειλή για τους κοραλλιογενείς υφάλους τις επόμενες δεκαετίες, καθώς οι ύφαλοι έχουν δείξει σημαντική προσαρμοστικότητα όταν δεν υπόκεινται σε άλλες περιβαλλοντικές και ανθρωπογενείς πιέσεις (Hallock, 2005). Τέλος, οι θαλάσσιοι λειμώνες, οι οποίοι έχουν μειωθεί σε πολλές παράκτιες περιοχές λόγω ανθρωπίνων δραστηριοτήτων, αναμένεται να πληγούν περαιτέρω λόγω των αναμενόμενων φυσικών περιβαλλοντικών αλλαγών (Duarte, 2002).

Η παρούσα εργασία επικεντρώνεται στις παραλίες, δηλαδή τις χαμηλές ακτές που κτίζονται από χαλαρά (μη συνεκτικά) ιζήματα όπως π.χ. άμμους, αμμοχάλικες, χαλίκια, βότσαλα, και των οποίων η μορφολογική εξέλιξη (μορφοδυναμική) ελέγχεται κυρίως από την υδροδυναμική και ιζηματοδυναμική. Οι παραλίες αποτελούν τα πλέον δυναμικά, από μορφολογικής άποψης παράκτια περιβάλλοντα και ελέγχονται από πολύπλοκους μηχανισμούς διεργασιών-απόκρισης που λειτουργούν σε διάφορες χωρο-χρονικές κλίμακες (Van Rijn et al., 2003). Οι παραλίες παρέχουν δυναμική προστασία στα παράκτια περιβάλλοντα που βρίσκονται πίσω από αυτές (όπως π.χ. παράκτιοι κρημνοί και λιμνοθάλασσες, βλ. Walkden and Dickson (2008)), καθώς και στις αυξανόμενες παράκτιες ανθρώπινες υποδομές (infrastructure) και περιουσιακά στοιχεία (assets) (Lenton et al., 2009• Hanson et al. 2011). Η παραλιακή διάβρωση, που είναι ήδη ένα μείζον περιβαλλοντικό πρόβλημα, μπορεί να διακριθεί: (i) σε μακροχρόνια διάβρωση, δηλαδή μη αναστρέψιμη μακροχρόνια οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, λόγω ανόδου της μέσης (και

σχετικής) θαλάσσιας στάθμης (MSLR-RSLR) και/ή αρνητικών παράκτιων ιζηματικών ισοζυγίων (Basco, 1999· Nicholls et al., 2007) που προκαλούν είτε τη μετανάστευση των παραλιών προς την ξηρά (beach transgression) ή τον κατακλυσμό τους (beach drowning)· και (ii) σε *βραχυχρόνια διάβρωση*, η οποία οφείλεται κυρίως σε ακραία φαινόμενα (μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) και θυελλώδεις κυματισμούς), τα οποία μπορεί να μην έχουν σαν αναγκαίο αποτέλεσμα μόνιμες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής (π.χ. List et al., 2006), αλλά μπορούν να προκαλέσουν μεγάλης κλίμακας καταστροφές (π.χ. Niedoroda et al., 2009· Mosumder et al., 2010· Lynett et al., 2010).

2.2 Τάσεις παράκτιας διάβρωσης

Τις τελευταίες δεκαετίες το 60% περίπου των ιζηματογενών ακτογραμμών (παραλιών) παγκοσμίως εκτιμάται ότι έχουν οπισθοχωρήσει, περίπου 20-30% έχουν παραμείνει σταθερές και περίπου 10% παρουσιάζουν πρόσχωση (Burkett et al., 2001). Σε τοπικό επίπεδο η κατάσταση είναι ιδιαίτερα ανησυχητική (βλ. Πίνακα 2-1). Για παράδειγμα, πάνω από την μισή (σε μήκος) ακτογραμμή των Πολιτειών των ΗΠΑ του Κόλπου του Μεξικού, του Μισσισσίπη (Mississippi) και του Τέξας (Texas) έχει διαβρωθεί (με μέσους ρυθμούς 2.6 - 3.1 m/yr μέχρι τη δεκαετία του 1970), ενώ η κατάσταση είναι χειρότερη στην Λουιζιάνα (Louisiana), όπου το 90% περίπου της ακτογραμμής έχει διαβρωθεί με ρυθμό περίπου 12 m/yr· όσον αφορά τις παραλίες, το 61% των παραλιών του Κόλπου του Μεξικού (US Gulf) δείχνουν *μακροχρόνια* διάβρωση (36.8 ± 14.2 m/yr), ενώ το 55% χαρακτηρίζονται και από σημαντικές *βραχυχρόνιες* διαβρώσεις (Morton et al., 2004). Στην ανατολική ακτή των ΗΠΑ, πάνω από το 80% της ακτογραμμής είναι σε καθεστώς διάβρωσης, με την ΝΑ ακτογραμμή να δείχνει μέση *μακροχρόνια* διάβρωση 13.0 ± 8.8 m/yr (Zhang et al., 2004), ενώ εκτεταμένη διάβρωση έχει τεκμηριωθεί και στην Καλιφόρνια όπου το περίπου 40% των ιζηματογενών ακτών δείχνουν *μακροχρόνια* (για την περίοδο 1800-2002) και 66% *βραχυχρόνια* (για την περίοδο 1950-1970) διάβρωση (Harke et al., 2006). Στην Κίνα, η παράκτια διάβρωση είναι επίσης ιδιαίτερα ανησυχητική. Η υποχώρηση της ακτογραμμής στις χαμηλές περιοχές γύρω από τη χερσόνησο Shandong έχει επιταχυνθεί σημαντικά, ενώ η μέγιστη διάβρωση στην εκβολή του ποταμού Luanhe έχει φθάσει τα 300 m/yr (Cai et al., 2009). Τέλος, στην ακτογραμμή της Νιγηρίας στην Αφρική έχουν καταγραφεί ρυθμοί παραλιακής οπισθοχώρησης

μεγαλύτεροι από 30 m/yr (Okude and Ademiluyi, 2006), ενώ έχει παρατηρηθεί και σημαντική μείωση του παραλιακού πλάτους.

Πίνακας 2-1. Παραδείγματα παράκτιας διάβρωσης.

	Διάβρωση				Αιτίες	Βιβλιογραφική αναφορά
	Μακροχρόνια		Βραχυχρόνια			
	%	ρυθμός	%	ρυθμός		
Herschel island (Canada)		0.61m/y (1952-1970)		0.45m/y (1970-2000)	Τήξη των παγετώνων	Lantuit and Pollard, 2008
Gulf of St. Lawrence (Canada)		<0.5m/y - 1.5m/y			Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες	Forbes et al, 2004
N. Carolina (US)	51%	2.8m/yr	39%	4.1m/y	Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Morton and Miller, 2005
S. Carolina (US)	70%	1.4m/yr	59%	1.8m/y	Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Morton and Miller, 2005
Georgia (US)	35%	1.5m/yr	40%	2.9m/y	Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Morton and Miller, 2005
E. Florida (US)	39%	0.5m/yr	29%	0.7m/y	Παλιρροιακά ρεύματα, θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Morton and Miller, 2005
W. Florida (US)	58%	0.8±0.9 m/yr	54%	1.5m/y	Παλιρροιακά ρεύματα, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Morton et al, 2004
Alabama (US)	75%	0.8±0.8 m/yr	42%	1.5m/y	Ανθρώπινες κατασκευές, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Morton et al, 2004
Mississippi (US)	80%	3.1±1.8 m/yr	63%	5.8m/y	Ανθρώπινες κατασκευές, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Morton et al, 2004
Louisiana	91%	8.2±4.4 m/yr	88%	12.0m/y	Καθίζηση, ανθρώπινες δραστηριότητες, άνοδος της στάθμης της θάλασσας	Morton et al, 2004
Texas (US)	64%	1.8±1.3 m/yr	48%	2.6m/y	Ανθρώπινες κατασκευές, καθίζηση, άνοδος της στάθμης της θάλασσας	Morton et al, 2004
N. California (US)	23%	0.3±0.1 m/yr	47%	0.6±0.4 m/y	Ανθρώπινες δραστηριότητες, El Niño, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, μείωση της ιζηματοπαροχής	Hapke et al, 2006
C. California (US)	53%	0.3±0.1 m/yr	79%	0.8±0.4 m/y	Ανθρώπινες δραστηριότητες, El Niño, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, μείωση της ιζηματοπαροχής	Hapke et al, 2006
S. California (US)	36%	0.2±0.1 m/yr	64%	0.8±0.4 m/y	Ανθρώπινες δραστηριότητες, El Niño, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, μείωση της ιζηματοπαροχής	Hapke et al, 2006
E. China	44%			420m/y σε δέλτα ~22m/y στο Taipei	Μείωση της ιζηματοπαροχής, εξόρυξη άμμου, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, παράκτιες κατασκευές	Cai et al, 2009
S. China	21%				Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Cai et al, 2009
Carmague (France)	70%	3.4±0.1 m/yr			Καθίζηση, 8% της διάβρωσης οφείλεται στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης	Brunel and Sabatier, 2009
Provence (France)	40%	0.1±0.03 m/yr			60% της διάβρωσης οφείλεται στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης	Brunel and Sabatier, 2009
Cies Islands (Spain)		0.44 m/yr		1.7 - 3.2 m/y	Εξόρυξη άμμου, NAO, θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες	Costas and Alejo, 2007
E. UK			67%		Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες	Taylor et al., 2004
Bulgarian coast (Black Sea)	45%	0.4 m/yr			Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης	Keremedchiev et al., 2008
Romanian coast (Black Sea)	> 50%	5- 25 m/yr, ανάλογα με το τμήμα			Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, μείωση ιζηματοπαροχής, παράκτια έργα	Coman, 2004- Stanica and Panin, 2009
Nigeria				30m/y		Okude and Ademiluyi, 2006
Negril (Jamaica)	> 80%	μέχρι 1.4 m/yr,			Θεωλλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, μείωση ιζηματοπαροχής, μείωση λειμώνων	RiVAMP, 2010

* όπου μακροχρόνια ορίζεται η διάβρωση για χρονικές περιόδους μεγαλύτερες των 30 χρόνων μέσα στο διάστημα 1870 – 2002, ενώ ως βραχυχρόνια η διάβρωση μέσα στο διάστημα 1970 – 2006.

Η ευρωπαϊκή ακτογραμμή αντιμετωπίζει επίσης σοβαρότατο πρόβλημα διάβρωσης (Πίνακας 2-2). Το 67% περίπου της ανατολικής ακτογραμμής του Ηνωμένου Βασιλείου (UK) έχει υποστεί διάβρωση κατά τη διάρκεια του τελευταίου αιώνα (Taylor et al., 2004), ενώ το 20% περίπου των ακτών της διευρυμένης ΕΕ (και ιδιαίτερα οι χαμηλές ιζηματογενείς ακτές-παραλίες) τελεί υπό διάβρωση, με ρυθμούς οπισθοχώρησης της ακτογραμμής 0.5-2 m/yr, και, σε μερικές περιπτώσεις μέχρι και 25 m/yr (EUROSION, 2004• Stanica and Panin, 2009).

Πίνακας 2-2. Παράκτια διάβρωση στην Ευρώπη (EUROSION, 2004).

Χώρα	Συνολικό μήκος της ακτογραμμής (km)	Διαβρωμένη ακτογραμμή το 2001 (km)	Τεχνητά προστατευμένη το 2001 (km)	Διαβρωμένη ακτογραμμή πάρα την προστασία (km)	Συνολική ακτογραμμή υπό καθεστώς διάβρωσης (km)
Βέλγιο	98	25	46	18	53
Κύπρος	66	25	0	0	25
Δανία	4605	607	201	92	716
Εσθονία	2548	51	9	0	60
Φιλανδία	14018	5	7	0	12
Γαλλία	8245	2055	1360	612	2803
Γερμανία	3524	452	772	147	1077
Ελλάδα	13780	3945	579	156	4368
Ιρλανδία	4578	912	349	273	988
Ιταλία	7468	1704	1083	438	2349
Λεττονία	534	175	30	4	201
Λιθουανία	263	64	0	0	64
Μάλτα	173	7	0	0	7
Πολωνία	634	349	138	134	353
Πορτογαλία	1187	338	72	61	349
Σλοβενία	46	14	38	14	38
Ισπανία	6584	757	214	147	824
Σουηδία	13567	327	85	80	332
Κάτω χώρες	1276	134	146	50	230
Ηνωμένο Βασίλειο	17381	3009	2373	677	4705
Άλλες χώρες (Βουλγαρία, Ρουμανία)	350	156	44	22	178
Σύνολο	100925	15111	7546	2925	19732

Όσον αφορά την Ελλάδα, η παράκτια διάβρωση αποτελεί ίσως μια από τις σημαντικότερες περιβαλλοντικές απειλές, αφού το ~32% της ακτογραμμής (το ~25% της νησιωτικής ακτογραμμής), βρίσκεται σε καθεστώς διάβρωσης (π.χ. Maroukian et al., 2004• Alexandrakis et al., 2009) (Πίνακας 2-3).

Πίνακας 2-3. Παράκτια διάβρωση της νησιωτικής Ελλάδας (EUROSION, 2004).

Νησιωτική Περιοχή	Μήκος ακτογραμμής (km)	Έκταση (km ²)	Μήκος ακτογραμμής σε διάβρωση (km)	Έκταση απειλούμενων παράκτιων οικοσυστημάτων (km ²)
N. Β. Αιγαίου	1311	3854	231	349
N. Ν. Αιγαίου	3423	5329	503	929
N. Ιονίου	1056	2304	260	356
Κρήτη	1148	8365	756	355
Σύνολο	6938	19852	1750	1989

Η επιτάχυνση της ανόδου της μέσης θαλάσσιας στάθμης θα επιδεινώσει τη παραλιακή διάβρωση (Brown and McLachlan, 2002· Nicholls et al., 2007), παρόλο που η παραλιακή απόκριση σε τοπικό επίπεδο θα εξαρτηθεί και από το ιζηματικό ισοζύγιο (π.χ. Stive et al., 2002· Cowell et al., 2003a,b, 2006) και τις μεταβολές της συχνότητας/έντασης των ακραίων φαινομένων (Ahrendt, 2001· Leont'yeu, 2003).

2.3 Αίτια της διάβρωσης των παραλιακών ζωνών

Οι παραλίες αποτελούν δυναμικά συστήματα που βρίσκονται σε διαλεκτική σχέση με τις μεταβαλλόμενες παράκτιες διεργασίες σε διάφορες χωρο-χρονικές κλίμακες (π.χ. Cowell et al., 2003a,b). Η φυσική τάση των παραλιών είναι να αλλάζουν συνεχώς μορφολογία, άλλοτε υποχωρώντας και άλλοτε προελαύνοντας, αποκρινόμενες στις αλλαγές των δυνάμεων που οδηγούν/ελέγχουν την ιζηματοδυναμική (όπως οι κυματισμοί, τα παράκτια ρεύματα και ο άνεμος) και την ιζηματοπαροχή, καθώς επίσης και στις αλλαγές της βραχυχρόνιας και μακροχρόνιας θαλάσσιας στάθμης (βλ. και Τμήμα 2.1). Η διάγνωση και πρόβλεψη της μορφολογικής αλλαγής απαιτεί την μελέτη των μακροχρόνιων, βραχυχρόνιων και επεισοδιακών μεταβολών της οδήγησης, με τις μακροχρόνιες αλλαγές να λαμβάνουν χώρα σε κλίμακες δεκάδων έως χιλιάδων χρόνων, τις βραχυχρόνιες σε κλίμακες μέχρι 5 ή 10 χρόνια και τις επεισοδιακές σε κλίμακες μιας θύελλας (ωρών- ημερών, βλ. Πίνακα 2-4).

Οι παράκτιες γεωμορφές, επηρεάζονται σημαντικά από βραχυχρόνιες αναταραχές (όπως π.χ. οι θύελλες), αλλά μπορούν, σε κάποιες περιπτώσεις, να ανακτήσουν σχετικά γρήγορα την προ της αναταραχής μορφολογία τους (List et al., 2006· Barnard and Warrick, 2010), δείχνοντας την ύπαρξη κάποιας μορφής μορφοδυναμικής ισορροπίας. Πολλές παραλίες υφίσταται συνεχείς προσαρμογές, ως

αποκρίσεις στη μεταβαλλόμενη προσπίπτουσα κυματική ενέργεια και ζηματοπαροχή (Woodroffe, 2003). Γενικά, οι παραλίες αποκρίνονται τόσο στις μεταβαλλόμενες ‘εξωτερικές’ συνθήκες (όπως π.χ. τα ακραία φαινόμενα) όσο και σε μεταβολές που ελέγχονται από εσωτερικά κατώφλια, τα οποία όμως δεν μπορούν να προβλεφθούν εύκολα (Nicholls et al., 2007). Αυτό δυσκολεύει την εκτίμηση των επιπτώσεων των κλιματικών αλλαγών. Έτσι, ενώ οι περισσότερες παραλίες είναι σε διάβρωση, η μακροχρόνια άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης δε φαίνεται ότι είναι πάντοτε η κυρίαρχη αιτία (RiVAMP, 2010). Η διάβρωση μπορεί να οφείλεται και σε αλλαγές της κατανομής των ανέμων (π.χ. Poulos and Chronis, 2001· Pirazzoli et al., 2004· Regnault et al., 2004· Callaghan et al., 2009), σε βαθυμετρικές μεταβολές της εσωτερικής υφαλοκρηπίδας (π.χ. Cooper and Navas, 2004· Callaghan et al., 2008), ή/και σε μειωμένες ζηματοπαροχές (Velegrakis et al., 2008· Poulos et al., 2008b). Η ανθρώπινη δραστηριότητα ασκεί επιπρόσθετες πιέσεις οι οποίες μπορεί και να είναι περισσότερο σημαντικές από τις φυσικές διεργασίες (π.χ. Dan et al., 2009).

Οι παράγοντες που προκαλούν αλλαγές (διάβρωση/πρόσχωση) στην πυθμενική και παράκτια τοπογραφία και οι χρονικές κλίμακες αυτών των αλλαγών συνοψίζονται στον Πίνακα 2-4. Τα αίτια της παράκτιας διάβρωσης διακρίνονται σε φυσικά και ανθρωπογενή, τα οποία αναφέρονται με περισσότερη λεπτομέρεια στη συνέχεια.

2.3.1 Φυσικά αίτια

Ένα από τα κυριότερα φυσικά αίτια της παράκτιας διάβρωσης αποτελεί η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (Nicholls et al., 2007). Η μελλοντική (προβλεπόμενη) αύξηση της θαλάσσιας στάθμης (π.χ. Rahmstorf, 2007) θα ενισχύσει την παραλιακή διάβρωση (Maroukian et al., 2001· Poulos et al., 2008a· Velegrakis et al., 2009), αλλά ο χρόνος και η έκταση (σε τοπικό επίπεδο) της μορφολογικής απόκρισης θα εξαρτηθεί και από άλλους παράγοντες, όπως η φυσιογραφία της παραλίας και της εσωτερικής υφαλοκρηπίδας (Callaghan et al., 2008), η ‘συνήθης-επικρατούσα’ και η θυελλώδης (storm) παράκτια υδροδυναμική και ζηματοδυναμική (Stockdon et al., 2007· Nott et al., 2009), η διαθεσιμότητα και το ισοζύγιο των παράκτιων ιζημάτων (π.χ. Dan et al., 2009) καθώς και από την παρουσία γειτονικών ιζηματοπαγίδων, όπως π.χ. ποταμόκολπων και υποθαλάσσιων φαραγγιών (Nicholls et al., 2007). Οι παράγοντες αυτοί μπορούν να τροποποιήσουν σημαντικά την παραλιακή απόκριση στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

Η παραλιακή διάβρωση σχετίζεται επίσης με τη μακροχρόνια αύξηση του κυματικού ύψους (Ruggiero et al, 2010a) και τις μεταβολές της έντασης/συχνότητας των θυελλών και μετεωρολογικών παλίρροιών, που έχουν σημαντικές επιπτώσεις στις ακτές (Emanuel, 2005) και ιδιαίτερα στην παραλιακή μορφοδυναμική (π.χ. Brunel and Sabatier, 2009). Οι παρατηρούμενες τάσεις δείχνουν ισχυρή χωρο-χρονική μεταβλητότητα (Clarke and Rendell, 2009), η οποία ελέγχεται και από τις κλιματικές διαμορφώσεις (π.χ. NAO και ENSO, π.χ. Nicholls et al. (2007) και Dodet et al. (2010)). Οι μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) δείχνουν χωρο-χρονική μεταβλητότητα (Marcos et al., 2009), με το ύψος και τις επιπτώσεις τους να ελέγχονται από το μέγεθος της θύελλας/τροπικής καταιγίδας (Nielsen, 2009), την μέση θαλάσσια στάθμη (π.χ. McKee Smith et al., 2010), την διαδρομή και την ταχύτητα προώθησης των θυελλών/τροπικών καταιγίδων (π.χ. Zhong et al., 2010) και την παράκτια γεωμορφολογία (π.χ. Rego and Li, 2010). Τέλος, η παραλιακή απόκριση στους θυελλώδεις κυματισμούς εξαρτάται από τα κυματικά χαρακτηριστικά στην ανοικτή θάλασσα (π.χ. Ruggiero et al, 2010a), τα παραλιακά χαρακτηριστικά (π.χ. Qi et al., 2010) και την εποχικότητα και συχνότητα των ακραίων θαλάσσιων και χερσαίων φαινομένων (Ruggiero et al, 2010b• Roelvink et al., 2009• Grasso et al., 2010• Barnard and Warrick, 2010).

Η μείωση των κατακρημνίσεων, μπορεί επίσης να προκαλέσει παραλιακή διάβρωση, καθώς επηρεάζει την παράκτια ιζηματοπαροχή (Velegrakis et al., 2008). Τέλος, η μεταφορά των παράκτιων ιζημάτων σε μεγάλα βάθη λόγω π.χ. ισχυρών θυελλωδών κυματισμών και αντισταθμιστικών ρευμάτων προς τα ανοικτά (π.χ. Duke et al., 1991), μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα αρνητικά ιζηματικά ισοζύγια και έντονες παραλιακές διαβρώσεις.

Η άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης

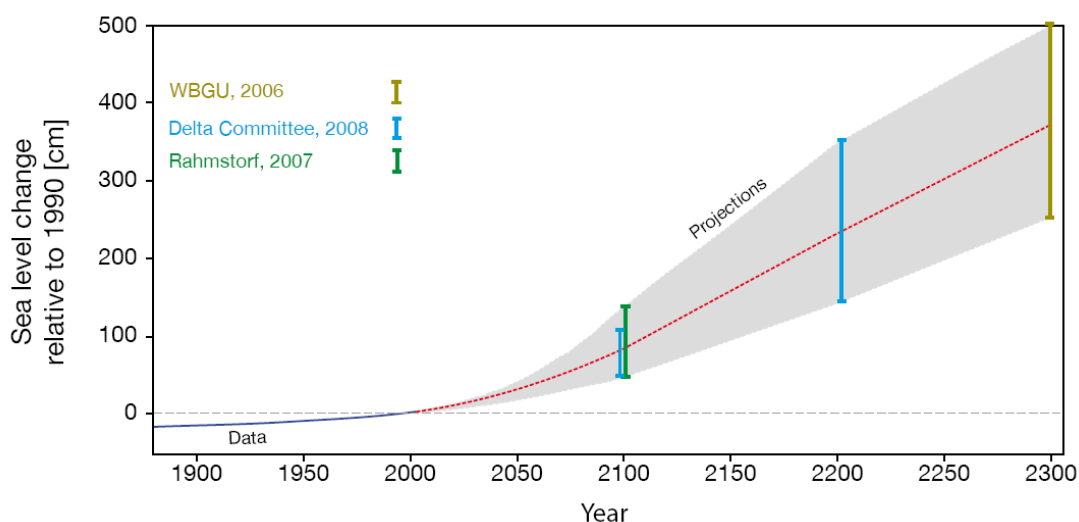
Η άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης αποτελεί αναπόφευκτη επίπτωση της παγκόσμιας θέρμανσης για 2 κυρίως λόγους: (i) το θαλάσσιο νερό διαστέλλεται καθώς θερμαίνεται (στερική ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης)• και (ii) νερό προστίθεται στους ωκεανούς λόγω τήξης των ηπειρωτικών πάγων. Εκτιμάται ότι την περίοδο 1961-2003, η θερμική διαστολή είχε συνεισφέρει σε ποσοστό ~40% στην παρατηρούμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, ενώ η συρρίκνωση των ορεινών

παγετώνων και των καλυμμάτων πάγου (Ice Sheets) είχε συνεισφέρει το ~60% (Domingues et al., 2008).

Πίνακας 2-4. Παράγοντες που προκαλούν μεταβολές στην τοπογραφία του πυθμένα και οι χρονικές κλίμακες.

Αίτιο	Επίπτωση	Χρονική κλίμακα	Σχόλια
Παροχή ιζήματος (πηγές και καταβόθρες)	Πρόσχωση/ Διάβρωση	Δεκαετίες έως χιλιετία	Φυσική παροχή από την ενδοχώρα ή το μέτωπο της παραλίας μπορεί να συνεισφέρουν στην ισορροπία της ακτογραμμής ή την πρόσχωση
Άνοδος της στάθμης της θάλασσας	Διάβρωση	Αιώνες έως χιλιετίες	Σχετική άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης (RSLR)
Θύελλα και φουσκοθαλασσιά	Διάβρωση	Ώρες έως ημέρες	Πολύ κρίσιμη για το μέγεθος της διάβρωσης
Κυματισμοί μεγάλου ύψους και καμπυλότητας	Διάβρωση	Ώρες έως μήνες (εποχή)	Μεμονωμένες καταγίδες ή εποχιακές συνθήκες
Κυματισμοί μικρής περιόδου	Διάβρωση	Ώρες έως μήνες	Μεμονωμένες καταγίδες ή εποχιακές συνθήκες
Κύματα μικρής καμπυλότητας	Πρόσχωση	Ώρες έως μήνες	Καλοκαιρινές συνθήκες
Επιμήκη παράκτια ρεύματα (Longshore currents)	Πρόσχωση, καμία μεταβολή ή διάβρωση	Ώρες έως χιλιετία	Ασυνέχειες (ανοδική /καθοδική μετακίνηση) και κομβικά σημεία
Ρεύματα επιστροφής (rip currents) και αντιστάθμισης	Διάβρωση	Ώρες έως μήνες	Στενή προς τα ανοικτά ροή, ρεύματα κοντά στο βυθό μπορούν να μεταφέρουν σημαντικές ποσότητες ιζήματος κατά τη διάρκεια των παράκτιων καταγίδων.
Ροή επαναφοράς (undertow)	Διάβρωση	Ώρες έως ημέρες	Ροή προς τα ανοικτά, ρεύματα κοντά στον βυθό μπορούν να μεταφέρουν σημαντικές ποσότητες ιζήματος κατά τη διάρκεια των παράκτιων καταγίδων.
Παρουσία παράκτιων εγκολπώσεων	Καθαρή διάβρωση, υψηλή αστάθεια	Έτη έως αιώνες	Κολπίσκοι παρακείμενοι σε ακτογραμμές τείνουν να είναι σταθερές εξαιτίας διακυμάνσεων ή μετακινήσεων της θέσης του κολπίσκου, η καθαρή επίδραση των κολπίσκων είναι διαβρωτική για το απόθεμα της άμμου κατά την παλιρροιακή άμπωτη.
Πλημμυρικά φαινόμενα-μετεωρολογικές παλίρροιες	Διαβρωτική	Ώρες έως ημέρες	Υψηλές παλίρροιες και κύματα προκαλούν μεταφορά άμμου πάνω από παραλιακούς υφάλους
Θυελλώδεις άνεμοι	Διαβρωτική	Ώρες έως αιώνες	Αιολική μεταφορά άμμου στην ενδοχώρα από την παραλία
Καθίζηση/Ιζηματική συμπίεση	Διάβρωση	Έτη έως χιλιετία	Φυσική ή ανθρωπογενή απόσυρση των υπόγειων νερών.
Τεκτονικά γεγονότα	Διάβρωση/ Πρόσχωση	Στιγμαία, αιώνες έως χιλιετίες	Σεισμοί, Ανύψωση ή καθίζηση των πλακών.

Τα δεδομένα (καταγραφές παλιρροιογράφων από το 1870 και δορυφορικές καταγραφές από το 1993) δείχνουν ότι η μέση θαλάσσια στάθμη έχει ανέβει περίπου 0.20 m (IPCC-AR4, 2007). Πρόσφατες παρατηρήσεις δείχνουν ότι ο ρυθμός αύξησης της θαλάσσιας στάθμης έχει επιταχυνθεί (Rahmstorf, 2007) και μάλιστα περισσότερο από ότι αναμενόταν με βάση τις παλαιότερες προβλέψεις (Rahmstorf et al. 2007). Ο μέσος ρυθμός αύξησης για την περίοδο 1993-2008 βρέθηκε από δορυφορικές παρατηρήσεις να είναι ~3.4 mm/yr (Cazenave et al. 2008), ενώ η Τρίτη Αναφορά Εκτίμησης της IPCC (IPCC-TAR, 2001) προέβλεπε αύξηση (βέλτιστη εκτίμηση) 1.9 mm/yr για την ίδια περίοδο· επομένως η αύξηση ήταν ~80% μεγαλύτερη από αυτή που προέβλεπαν τα μοντέλα (The Copenhagen Diagnosis, 2009). Ο μελλοντικός ρυθμός αύξησης της θαλάσσιας στάθμης είναι συνεπώς αβέβαιος, καθώς οι παρατηρήσεις και οι προβλέψεις δεν φαίνονται μέχρι τώρα να είναι συμβατές.



Σχήμα 2-2. Πρόσφατες προβλέψεις (projections) της μελλοντικής αύξησης της μέσης θαλάσσιας στάθμης (μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης σε σχέση με το 1990 (sea level change relative to 1990) ανά έτος (year)). Ιστορικά δεδομένα (data) από Church and White (2006). Οι προβλέψεις προέρχονται από τους Rahmstorf (2007), WBGU (2006) και Vellinga et al. (2008) (The Copenhagen Diagnosis, 2009).

Η κύρια αιτία για την αβεβαιότητα φαίνεται ότι είναι η συμπεριφορά των μεγάλων παγοκαλυμμάτων (Ice Sheets) της Γροιλανδίας και της Δ. Ανταρκτικής. Οι τελευταίες προγνώσεις (IPCC, 2007) δείχνουν ότι η μέση θαλάσσια στάθμη το 2100 θα είναι μεταξύ 0.22 και 0.50 m υψηλότερη σε σχέση με την μέση θαλάσσια στάθμη της περιόδου 1980-1999. Σύμφωνα όμως με νεότερες μελέτες (π.χ. Rahmstorf, 2007) οι προγνώσεις αυτές θεωρούνται υπο-εκτιμήσεις, καθώς οι συνεισφορές των

καλυμμάτων πάγου της Γροιλανδίας (GIS) και Δ. Ανταρκτικής (WAIS) φαίνονται ότι έχουν υποεκτιμηθεί, αφού οι παλαιότερες εκτιμήσεις έγιναν μέσω απλών σχέσεων εξισορρόπησης μάζας, ενώ πρόσφατες δορυφορικές παρατηρήσεις δείχνουν την ύπαρξη σημαντικών δυναμικών διεργασιών (The Copenhagen Diagnosis, 2009). Η θαλάσσια στάθμη θα συνεχίσει να ανεβαίνει για πολλούς αιώνες μετά την ‘σταθεροποίηση’ της παγκόσμιας θερμοκρασίας, καθώς χρειάζεται χρόνος ώστε οι ωκεανοί και τα καλύμματα πάγου να ισορροπήσουν σε ένα θερμότερο κλίμα (Σχήμα 2-2). Οι εκτιμήσεις δείχνουν ότι η ανεξέλεγκτη παγκόσμια θέρμανση μπορεί να αυξήσει τη θαλάσσια στάθμη κατά μερικά μέτρα τους επόμενους αιώνες, οδηγώντας σε σημαντικότερες απώλειες παράκτιων περιοχών.

Κάποιες συνιστώσες του κλιματικού συστήματος μπορούν να ξεπεράσουν ένα ‘ανατρεπόμενο’ σημείο-κατώφλι (tipping point) προκαλώντας απότομες και/ή μη αναστρέψιμες αλλαγές. Τα ‘ανατρεπόμενα’ σημεία που έχουν επίπτωση στη θαλάσσια στάθμη επίσης αφορούν τα παγοκαλύμματα της Γροιλανδίας και της Δ. Ανταρκτικής καθώς και τους μικρούς ηπειρωτικούς παγετώνες. Ο IPCC (2007) επέλεξε να μη συμπεριλάβει τις αβέβαιες συνεισφορές των πολικών παγοκαλυμμάτων στις προβλέψεις για τη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Έτσι, ένα ‘no tipping’ σενάριο για τη παγκόσμια άνοδο της θαλάσσιας στάθμης δίνει άνοδο περίπου 0.15 m μέχρι το 2050 (IPCC, 2007), ενώ ένα ‘tipping’ σενάριο περίπου 0.5 m για την ίδια περίοδο (Lenton et al., 2009).

Το παγοκάλυμμα της Γροιλανδίας (GIS) χάνει σήμερα μάζα με ένα επιταχυνόμενο ρυθμό. Είναι λοιπόν δυνατό να ξεκινήσει μια μη αναστρέψιμη διαδικασία τήξης, αν το ισοζύγιο της επιφανειακής μάζας γίνει αρνητικό (δηλ. η ετήσια μάζα νέου χιονιού < ετήσια μάζα επιφανειακής τήξης) στην περίπτωση που η θερμοκρασία αυξηθεί 1-2 °C πάνω από τη μέση θερμοκρασία της περιόδου 1980-1999) (tipping point). Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης που θα συνοδεύσει την ταχεία απώλεια του GIS μπορεί να είναι μεταξύ 0.17 και 0.54 m μέχρι το 2100. Η άνοδος της στάθμης φαίνεται ότι θα είναι μεγαλύτερη τοπικά, καθώς το νερό που προστίθεται στον ωκεανό χρειάζεται χρόνο για να διανεμηθεί ισόποσα σε όλες τις ωκεάνιες λεκάνες. Η άνοδος λόγω της τήξης του GIS επομένως προβλέπεται ότι θα επηρεάσει αρχικά τις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ, δημιουργώντας σημαντικότερα προβλήματα σε λιμάνια και μεγαλουπόλεις (π.χ. Βαλτιμόρη, Βοστώνη και Νέα Υόρκη) (Lenton et al., 2009). Πρόσφατες παρατηρήσεις δείχνουν ότι και το κάλυμμα

πάγου της Δ. Ανταρκτικής (WAIS) χάνει μάζα γρήγορα, συνεισφέροντας στη παγκόσμια αύξηση της θαλάσσιας στάθμης με ένα ρυθμό που έχει αυξηθεί από τη δεκαετία του 1990. Το WAIS θεωρείται ως λιγότερο ευαίσθητο στη θέρμανση από ότι αυτό της Γροιλανδίας, αλλά υπάρχει και μεγαλύτερη αβεβαιότητα. Σε αντίθεση με το GIS, η θέρμανση του ωκεανού παρά της ατμόσφαιρας είναι εκείνη που ελέγχει και σπρώχνει το WAIS πέρα από το 'ανατρεπόμενο' σημείο (tipping point), που θεωρείται ότι θα έρθει όταν η θερμοκρασία αυξηθεί 2-4 °C πάνω από την μέση θερμοκρασία της περιόδου 1980-1999. Πρόσφατες εκτιμήσεις δίνουν τη μέγιστη πιθανή συνεισφορά της Ανταρκτικής στην άνοδο της στάθμης μέχρι το 2100 ως 0.13–0.62 m (Rahmstorf, 2007· Lenton et al., 2009). Τέλος, οι μικρότεροι ηπειρωτικοί παγετώνες έχουν ήδη αρχίσει να λιώνουν και μεγάλα τμήματα τους μπορούν να χαθούν αυτόν τον αιώνα. Αυτοί οι παγετώνες δεν θεωρούνται γενικά 'ανατρεπόμενα-tipping' στοιχεία, γιατί ο καθένας ξεχωριστά είναι πολύ μικρός και έτσι είναι δύσκολο να προσδιορισθούν κρίσιμα κατώφλια συνολικής απώλειας πάγου. Παρόλα αυτά, οι παγετώνες αυτοί (π.χ. οι παγετώνες των Ιμαλαΐων) τροφοδοτούν ποταμούς, και μια φθίνουσα συνεισφορά τους στη ποτάμια απορροή μπορεί να έχει σημαντικές επιπτώσεις στην ζήματοπαροχή των δελταϊκών περιοχών με σημαντικές διαβρώσεις (Richardson et al., 2009· Lenton et al., 2009).

Οι ακτές θα αποκριθούν στην αύξηση της μέσης θαλάσσιας στάθμης, με οπισθοχώρηση, η οποία θα εξαρτηθεί και από την παραλιακή κλίση, το υδροδυναμικό καθεστώς και τη κοκκομετρική σύσταση των ιζημάτων (Dean, 2002). Η σχέση μεταξύ του ρυθμού/έκτασης της οπισθοχώρησης με τις παραμέτρους αυτές έχει προκαλέσει σημαντικές διαφωνίες μεταξύ των ερευνητών (π.χ. Bruun, 1988· Kriebel, 1990· Pilkey et al., 1993· Stive et al., 1995· Zhang et al., 2004)· πάντως όλοι συμφωνούν ότι η έκταση της οπισθοχώρησης είναι πιθανόν να είναι κάποιες τάξεις μεγέθους μεγαλύτερη από την άνοδο της μέσης θαλάσσιας στάθμης.

Ακραία κλιματικά φαινόμενα

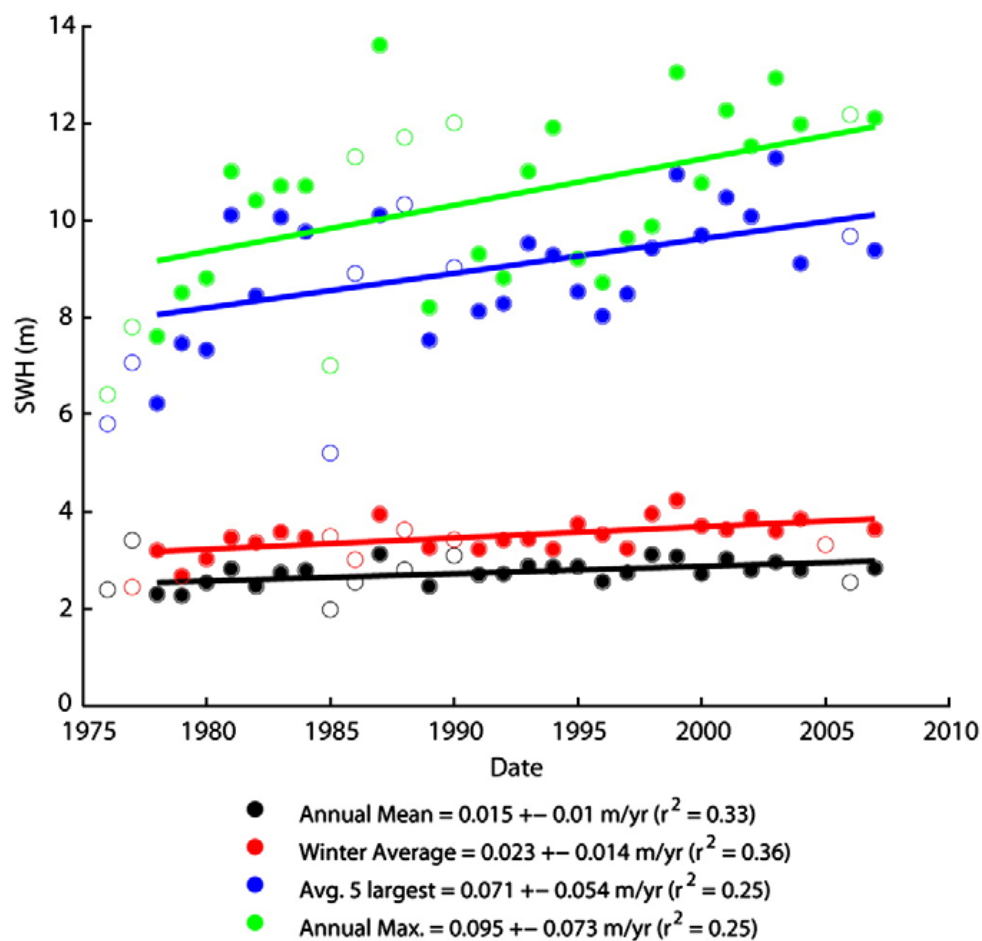
Τα ακραία κλιματικά φαινόμενα που έχουν σημαντικές επιπτώσεις στις παραλίες είναι κατά σειρά προτεραιότητας: (i) οι μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges)· (ii) οι μεγάλες κλιματικές διαμορφώσεις· (iii) οι θυελλώδεις κυματισμοί και άνεμοι (storm waves και winds)· και (iv) οι ακραίες πλημμυρικές απορροές (extreme riverine discharges).

Οι μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surge) είναι αλλαγές της θαλάσσιας στάθμης που διαρκούν από μερικές ώρες έως 2-3 ημέρες, και δημιουργούνται από ατμοσφαιρική οδήγηση, και συγκεκριμένα από (Flather, 2001): (i) τις έντονες τριβές στην ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας από τους δυνατούς ανέμους, και/ή (ii) τις ισχυρές διαφορικές πιέσεις που συνδέονται με τις θύελλες και ιδιαίτερα με τις τροπικές καταιγίδες/κυκλώνες (π.χ. Emanuel, 2005· Rego and Li, 2010)· σε ακτογραμμές με μεγάλο παλιρροιακό εύρος, οι μετεωρολογικές παλίρροιες είναι ιδιαίτερα καταστροφικές, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια της πλημμυρίδας, αν και τα πλέον ακραία φαινόμενα εμφανίζονται με χαμηλή συχνότητα (Vassie et al., 2004). Το ύψος της μετεωρολογικής παλίρροιας ελέγχεται, μεταξύ άλλων, από το μέγεθος, τη διαδρομή της θύελλας (Nielsen, 2009· Zhong et al., 2010), και την παράκτια γεωμορφολογία (π.χ. Rego and Li, 2010). Οι μετεωρολογικές παλίρροιες παρουσιάζουν μεγάλη χωρο-χρονική μεταβλητότητα. Για παράδειγμα, ενώ οι Ατλαντική Ιβηρική ακτή δείχνει ετήσιες μετεωρολογικές παλίρροιες με μέγιστο ύψος περίπου 0.90 m (το φθινόπωρο και τον χειμώνα), οι δυτικές Μεσογειακές ακτές δείχνουν ύψη που σπάνια φθάνουν τα 0.50 m, με μοναδική εξαίρεση την Β. Αδριατική, όπου το μέγιστο ύψος μπορεί να φθάσει τα 2 m (Marcos et al., 2009· Tsimplis and Shaw, 2010).

Οι μεγάλες κλιματικές διαμορφώσεις-ταλαντώσεις ωκεανού-ατμόσφαιρας μπορεί να επηρεάσουν σημαντικά την παράκτια υδροδυναμική και να οδηγήσουν σε σημαντικές παράκτιες μεταβολές (Viles and Goudie, 2003· Rózyński, 2010). Μια σημαντικότερη κλιματική διαμόρφωση είναι το El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO), που οφείλεται στην αλληλεπίδραση έντονων θερμοκρασιακών ανωμαλιών και βαθμίδων πίεσης στον ισημερινό Ειρηνικό ωκεανό και έχει περιοδικότητα 2-7 ετών. Τα ακραία ενεργειακά φαινόμενα που σχετίζονται με το ENSO μπορούν να επηρεάσουν σημαντικά την παραλιακή υδροδυναμική και μορφοδυναμική (π.χ. Solomon and Forbes, 1999· Allan et al., 2003· Ranasinghe et al., 2004· Short and Trembanis, 2004· Nicholls et al., 2007). Υπάρχουν επίσης ενδείξεις ότι οι ακτές επηρεάζονται και από άλλες μακροχρόνιες κλιματικές διαμορφώσεις, όπως π.χ. η Δεκαετήσια Ειρηνική Ταλάντωση (Pacific Decadal Oscillation-PDO)) (McLean and Shen, 2006· Levin, 2011) και το Ινδικό Δίπολο (Indian Ocean Dipole - IOD) (Saji et al., 1999). Τέλος, φαίνεται να υπάρχει καλή συσχέτιση μεταξύ της Βορειο-Ατλαντικής Παλινδρόμησης (North Atlantic Oscillation-NAO) και της

συχνότητας/έντασης των θυελλών στον Ατλαντικό Ωκεανό (π.χ. Tsimplis et al., 2005· 2006· Dodet et al., 2010).

Τα τελευταία χρόνια υπάρχει μεγάλο ενδιαφέρον για την αναγνώριση χωρο-χρονικών τάσεων στους θυελλώδεις κυματισμούς, αφού αυτοί εξασκούν σημαντικό έλεγχο στην παραλιακή μορφοδυναμική. Αν και υπάρχουν ενδείξεις για μια τάση αύξησης της κυματικής ενέργειας τα τελευταία έτη σε κάποιες ωκεάνιες περιοχές, όπως π.χ. στον Β. και Ν. Ατλαντικό (Komar and Allan, 2008· Dragani et al., 2010) και τον ΒΑ. Ειρηνικό (Σχήμα 2-3), οι τάσεις αυτές φαίνονται επίσης να χαρακτηρίζονται από σημαντική χωρο-χρονική μεταβλητότητα.



Σχήμα 2-3. Δεκαετήσιες αυξήσεις στα μέσα ετήσια (annual mean), μέσα χειμερινά (winter average), μέσα των 5 μεγαλύτερων το έτος (avg. 5 largest) και ετήσια μέγιστα (annual maxima) σημαντικά ύψη κύματος (Hs) στην πλατφόρμα NDBC buoy #46005 στον ΒΑ Ειρηνικό Ωκεανό. Οι συσχετίσεις είναι σημαντικές στο επίπεδο σημαντικότητας (confidence level) 95%. Οι ανοικτοί κύκλοι δείχνουν έτη που δεν έχουν συμπεριληφθεί στις συσχετίσεις. Φαίνεται ότι υπάρχουν σημαντικές αυξητικές τάσεις, ιδιαίτερα στα μέγιστα (το ετήσιο μέγιστο Hs έχει αυξηθεί 2.4 m, τα τελευταία 25 έτη (Ruggiero et al., 2010a).

Η μείωση της μετεωρικής κατακρήμνισης (ή, καλύτερα, η μείωση της διαφοράς μεταξύ των μετεωρικών κατακρημνίσεων (precipitation) και της εξατμισοδιαπνοής (evapotranspiration)) μπορεί επίσης να προκαλέσει παραλιακή διάβρωση, αφού δεν επηρεάζει μόνον την στάθμη των θαλασσιών λεκανών (Tsimplis et al., 2004) αλλά και την ιζηματοπαροχή από τις παράκτιες λεκάνες απορροής προς τις παραλίες, μέσω της ελάττωσης των ποτάμιων στερεοπαροχών (π.χ. Milliman and Syvitski, 1992· Velegrakis et al., 2008). Από την άλλη μεριά, κλιματικά μοντέλα δείχνουν ότι τα ακραία φαινόμενα κατακρήμνισης θα γίνουν συχνότερα σε ένα γενικά θερμότερο κλίμα (Allan and Soden, 2008).

2.3.2 ‘Ανθρωπογενή’ αίτια

Η ευρεία μετανάστευση προς τις παράκτιες περιοχές και πόλεις είναι πολύ συνήθης πρακτική τις τελευταίες δεκαετίες, τόσο στα ανεπτυγμένα όσο και στα αναπτυσσόμενα έθνη. Η ελκυστικότητα των ακτών σαν ζώνη συγκέντρωσης οικιστικών, βιομηχανικών, οικονομικών/εμπορικών και τουριστικών δραστηριοτήτων είχε σαν αποτέλεσμα την ταχεία επέκταση της οικονομικής δραστηριότητας, της εποίκησης και δημιουργίας/επέκτασης μεγάλων αστικών κέντρων και τουριστικών θέρετρων. Η αστικοποίηση έχει πολλές επιπτώσεις στο φυσικό παράκτιο περιβάλλον, όπως π.χ. τον περιορισμό/καταστροφή των παράκτιων υγροτόπων (π.χ. Chust et al., 2009), τη δημιουργία μεγάλων λιμενικών εγκαταστάσεων και διαύλων ναυσιπλοΐας, την υπεράντληση των υπογείων υδροφορέων και την κατασκευή παράκτιων δρόμων και έργων παράκτιας προστασίας. Φαίνεται, ότι οι επιπτώσεις των ανθρώπινων δραστηριοτήτων στην παράκτια ζώνη ήταν πιο σημαντικές τον τελευταίο αιώνα από αυτές που μπορούν να αποδοθούν στην κλιματική αλλαγή (Scavia et al., 2002· Lotze et al., 2006).

Οι κυριότεροι ανθρωπογενείς παράγοντες (εκτός από την ‘ανθρωπογενή’ θέρμανση του πλανήτη) που προκαλούν παράκτια διάβρωση είναι: (i) τα διαχειριστικά έργα των παράκτιων λεκανών απορροής, όπως π.χ. η κατασκευή φραγμάτων και λιμνοδεξαμενών, που μπορούν να μειώσουν δραματικά τις ποτάμιες απορροές φερτών και συνεπώς την παράκτια ιζηματοπαροχή (π.χ. Panin and Jira, 2002· Poulos and Collins, 2002· Poulos, 2004· Velegrakis et al., 2008)· (ii) η εξαγωγή ιζημάτων από τις ποτάμιες κοίτες, παραλίες και την εσωτερική υφαλοκρηπίδα που μπορεί να αλλάξει σημαντικά το παράκτιο ιζηματικό ισοζύγιο (π.χ. EUROSION, 2004)· (iii) η υπεράντληση των παρακτίων υδροφόρων οριζόντων ή/και κοιτασμάτων

φυσικού αερίου (π.χ. Briand, 1997) που μπορεί να αυξήσει δραματικά την σχετική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (RSLR)· (iv) η κατασκευή παράκτιων δρόμων, λιμενικών έργων και άστοχων έργων παράκτιας προστασίας που μπορεί να μεταβάλλει σημαντικά την παράκτια ιζηματομεταφορά και έτσι να προκαλέσει συστηματικές διαβρώσεις (π.χ. Pilkey and Dixon, 1996· Poulos and Chronis, 2001· Poulos et al., 2008)· και (v) πρόσφατα, η δημιουργία ισχυρών κυματισμών μεγάλης καμπυλότητας από ταχύπλοα επιβατηγά πλοία που πλέουν κοντά στις ακτές (π.χ. Kofoed-Hansen et al., 1999· Soomere, 2005· 2006· Velegrakis et al., 2007b), οι οποίοι μπορούν να δημιουργήσουν έντονες παραλιακές διαβρώσεις.

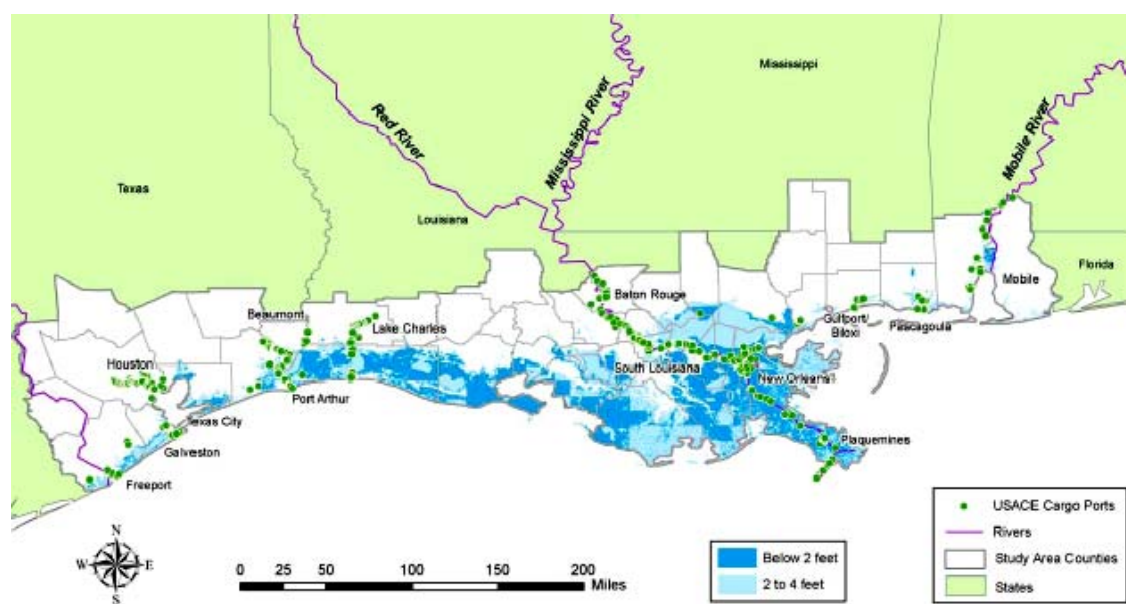
2.4 Κοινωνικο-οικονομικές Επιπτώσεις

Αν και η παράκτια διάβρωση λόγω της μακροχρόνιας ανόδου της θαλάσσιας στάθμης αποτελεί μια σημαντικότερη απειλή για τα παράκτια ιζηματογενή, περιβάλλοντα/οικοσυστήματα και τους παράκτιους πληθυσμούς (McGranahan et al., 2007), οι πλέον καταστροφικές επιπτώσεις αναμένονται λόγω των ακραίων μετεωρολογικών παλιρροιών (π.χ Mozumder et al., 2011), ιδιαίτερα στα μεγάλα αστικά κέντρα/λιμάνια των δέλτα και των Αρχιπελαγικών περιοχών (π.χ. Hunt, 2002· Few et al., 2004· Love et al., 2010). Πρέπει να σημειωθεί, ότι η υπάρχουσα υποβάθμιση των φυσικών παράκτιων συστημάτων (παραλιών, υγροτόπων, και αμμονησίδων-sand barrier islands), έχει ήδη ελαττώσει σημαντικά τη φυσική άμυνα των παράκτιων περιοχών έναντι των μελλοντικών ακραίων θαλάσσιων κλιματικών φαινομένων (π.χ. Rego and Li, 2010· Sheng et al., 2010).

Πρόσφατες μελέτες εκτιμούν ότι η έκθεση σε πλημμυρικό κίνδυνο 136 παράκτιων πόλεων με πληθυσμό πάνω από ένα εκατομμύριο κατοίκους (το 2005) θα αυξηθεί πολύ σημαντικά στο μέλλον· το 2050-2070 τουλάχιστον 120 εκατομμύρια άνθρωποι και περιουσιακά στοιχεία αξίας 28000-35000 δισεκατομμυρίων δολαρίων US dollars εκτιμούνται ότι θα είναι εκτεθειμένα σε πλημμυρικό κίνδυνο κάτω από το εκατονταετές ακραίο θαλάσσιο φαινόμενο (περίοδο επιστροφής (return period) 1 στα 100 έτη) μόνον στις πόλεις αυτές (Lenton et al., 2009· Hanson et al., 2011).

Η παράκτια διάβρωση επηρεάζει όλες τις παράκτιες οικονομικές δραστηριότητες και ιδιαίτερα τον τουρισμό (τη μεγαλύτερη βιομηχανία παγκοσμίως, βλ. World Tourism Organisation, 2001), το εμπόριο και τη ναυτιλία. Ο παράκτιος τουρισμός, που σήμερα αποτελεί το πλέον σημαντικό (και δυναμικό) τμήμα του

παγκόσμιου τουρισμού (World Tourism Organisation, 2003) απειλείται σοβαρά από την παραλιακή διάβρωση και τις παράκτιες πλημμύρες (π.χ. Phillips and Jones, 2006). Στις ΗΠΑ (όπου 33000 km ακτογραμμής είναι σε διάβρωση και 4300 km σε κρίσιμη διάβρωση, βλ. και Πίνακα 2-1), η παραλιακή διάβρωση θεωρείται την τελευταία 20ετία ως σοβαρότατη απειλή για τον τουρισμό και, συνεπώς, για την εθνική οικονομία (π.χ. US Army Corps of Engineers, 1994· Houston, 2002). Ανάλογη είναι η απειλή και για τις νήσους της Καραϊβικής, όπου ο παράκτιος τουρισμός αποτελεί την πλέον σημαντική πηγή εξωτερικού εισοδήματος (Gable, 1997· Dharmaratne and Braithwaite, 1998· RiVAMP, 2010). Πρέπει να σημειωθεί, ότι στις παράκτιες περιοχές με αυξημένο κίνδυνο μετεωρολογικών παλιρροιών και τροπικών καταιγίδων, στην παραλιακή διάβρωση προστίθεται και η απειλή της καταστροφής των τουριστικών υποδομών (π.χ. Snoussi et al., 2008)· έτσι, έχει αυξηθεί πολύ σημαντικά και το ασφαλιστικό κόστος των τουριστικών επενδύσεων και προϊόντων (π.χ. Scott et al., 2005).



Σχήμα 2-4. Πρόγνωση πλημμύρας παράκτιων περιοχών και υποδομών για την αμερικανική ακτή του Κόλπου του Μεξικού (US Gulf coast) για άνοδο 0-6-1.2 m (RSLR + μετεωρολογική παλίρροια (storm surge)) (CCSP, 2008). Σύμφωνα με την μελέτη αυτή, άνοδος 1.2 m θα πλημμυρίσει περισσότερα από 2400 μίλια εθνικών δρόμων, το περίπου 70% των λιμενικών εγκαταστάσεων καθώς και 3 αεροδρόμια.

Η ναυτιλία αποτελεί σημαντικότατο παράγοντα του διεθνούς εμπορίου/οικονομίας, καθώς πάνω από το 80% των προϊόντων μεταφέρονται μέσω θαλάσσης (UNCTAD, 2009). Η ναυτιλία θα επηρεαστεί σημαντικότερα από τις

κλιματικές αλλαγές, και ιδιαίτερα από την μακροχρόνια άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και τα ακραία φαινόμενα, καθώς οι παράκτιες διαβρώσεις και πλημμύρες μπορούν να αδρανοποιήσουν/καταστρέψουν λιμενικούς τερματικούς σταθμούς, εγκαταστάσεις, αποθήκες και φορτηγά πλοία και να παραλύσουν έτσι την εμπορική διαδικασία (Σχήμα 2-4).

Η προστασία από την παράκτια διάβρωση αποτελεί ένα ακριβό πρόβλημα ακόμα και κάτω από τις σημερινές συνθήκες (Zhang et al., 2000· Daniel, 2001· Forbes et al., 2004a). Για παράδειγμα, η ετήσια δαπάνη το 2001 για την προστασία της ευρωπαϊκής ακτογραμμής ήταν περίπου 4 δισεκατομμύρια δολάρια US (EUROSION, 2004). Σήμερα, μεγάλα τμήματα της παγκόσμιας ακτογραμμής έχουν θωρακισθεί με έργα παράκτιας προστασίας, αλλά παρόλα αυτά θεωρούνται ακόμα πολύ ευάλωτα στα ακραία φαινόμενα (π.χ. Nicholls, 2006· Nicholls et al., 2007)· εκτιμάται ότι η αποτελεσματική προστασία τους τις επόμενες δεκαετίες θα απαιτήσει σημαντικότερους οικονομικούς, φυσικούς και, κυρίως, ανθρώπινους πόρους (π.χ. Becker et al., 2010).

3 ΠΑΡΑΛΙΑΚΗ ΜΟΡΦΟΔΥΝΑΜΙΚΗ: ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ

Στο Κεφάλαιο αυτό γίνεται μια επισκόπηση (i) των παραλιακών δυναμικών διεργασιών, εστιάζοντας στην παραλιακή διατομή (προφίλ) ισορροπίας και στις προσπάθειες μαθηματικής προσομοίωσης της (Ενότητα 3.1) και (ii) μερικών από τα πλέον εμπειριστατωμένα μοντέλα διάγνωσης και πρόβλεψης της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (Ενότητα 3.2).

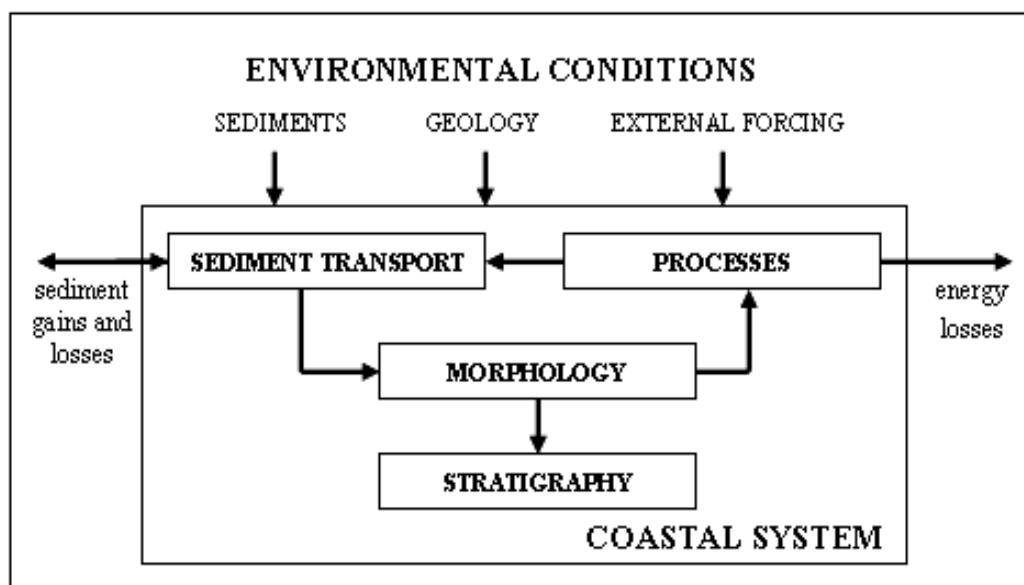
3.1 Παραλιακή μορφοδυναμική και διατομή (προφίλ) ισορροπίας

3.1.1 Το παραλιακό σύστημα

Οι Wright and Thom (1977) ήταν από τους πρώτους που εφάρμοσαν τη συστημική προσέγγιση στην παραλιακή μορφολογία και εξέλιξη. Προσέγγισαν το παράκτιο περιβάλλον σαν ένα δυναμικό σύστημα με αναγνωρίσιμες πηγές (sources) και καταβόθρες (sinks) ενέργειας και ιζημάτων, οι οποίες ελέγχονται από τις περιβαλλοντικές συνθήκες (Σχήμα 3-1). Οι συνθήκες αυτές θεωρούνται ως οι 'οριακές συνθήκες' του συστήματος, οι χωρο-χρονικές μεταβολές των οποίων είναι υπεύθυνες για τις μεταβολές της παραλιακής γεωμορφολογίας (Davies, 1980). Ως τρεις βασικές περιβαλλοντικές συνθήκες θεωρούνται το γεωλογικό υπόβαθρο, τα ιζήματα και οι εξωτερικές (επιδρούσες) δυνάμεις (*external forcing*).

Το γεωλογικό υπόβαθρο αναφέρεται στην κατάσταση των συνεκτικών γεωλογικών σχηματισμών πάνω στους οποίους αποτίθενται τα παραλιακά ιζήματα και, ιδιαίτερα, στην προϋπάρχουσα περιφερειακή/τοπική γεωλογία και μορφολογία (την δομή και λιθο-στρωματογραφία της ακτής και υφαλοκρηπίδας). Σε παγκόσμια κλίμακα, ο πλέον σημαντικός έλεγχος του γεωλογικού υποβάθρου είναι το πλάτος και η κλίση της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας που εξαρτώνται κυρίως από την τεκτονική· οι ευρείες υφαλοκρηπίδες των παθητικών περιθωρίων επιτρέπουν μεγαλύτερους ρυθμούς απόθεσης ιζημάτων για δεδομένους ρυθμούς ιζηματοπαροχής από ότι οι στενές και υψηλότερου ανάγλυφου υφαλοκρηπίδες των ενεργητικών περιθωρίων (Βελεγράκης, 2009α)· επιπλέον, οι παράκτιες ζώνες και υφαλοκρηπίδες των παθητικών περιθωρίων χαρακτηρίζονται από μικρότερες απώλειες ιζημάτων προς τα βαθύτερα θαλάσσια περιβάλλοντα λόγω ροών βαρύτητας, και μπορούν να αποσβέσουν περισσότερο αποτελεσματικά την κυματική ενέργεια σε σύγκριση με τις

στενές υφαλοκρηπίδες των ενεργητικών περιθωρίων (Leeder, 1999). Τέλος, μεγάλο μέρος από τις χερσογενείς παραλιακές αποθέσεις αποτελείται από τα προϊόντα διάβρωσης των συνεκτικών γεωλογικών σχηματισμών των παράκτιων λεκανών απορροής και, συνεπώς, το γεωλογικό υπόβαθρο ελέγχει σε σημαντικό βαθμό και την ορυκτολογία και αρχική κοκκομετρία των παραλιακών ιζημάτων (Βελεγράκης, 2009β).



Σχήμα 3-1. Οι κύριες συνιστώσες (ιζηματομεταφορά: sediment transport, παράκτιες διεργασίες: processes, μορφολογία: morphology και στρωματογραφία: stratigraphy) που εμπλέκονται στην παραλιακή μορφοδυναμική καθώς και οι περιβαλλοντικές συνθήκες (environmental conditions) (ιζήματα: sediments, γεωλογικό υπόβαθρο: geology, εξωτερικές δυνάμεις: external forcing) που επιδρούν στο παράκτιο σύστημα (coastal system) (Masselink and Hughes, 2003).

Τα *ιζήματα* και, ιδιαίτερα, η φύση και η διαθεσιμότητα τους, παίζουν σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη των παραλιακών περιοχών. Η διαθεσιμότητα των ιζημάτων εξαρτάται από τη θέση και την αφθονία σε ίζημα των πηγών τροφοδοσίας καθώς και από τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά τη μεταφορά του ιζήματος από τις πηγές στην παραλία. Τα ιζήματα μπορεί να είναι χερσογενή (από την διάβρωση των συνεκτικών (ή μη) γεωλογικών σχηματισμών της παράκτιας λέκάνης απορροής και των ακτών, βλ. Leeder, 1999) ή βιογενή (π.χ. Rees et al., 2007) και να έχουν ποτάμια, παράκτια ή θαλάσσια προέλευση. Τα κοκκομετρικά και ορυκτολογικά χαρακτηριστικά των παραλιακών ιζημάτων διακρίνονται από σημαντική χωρο-χρονική μεταβλητότητα (ακόμη και σε κλίμακα παραλίας) (Folk, 1980), και

αντικατοπτρίζουν τις διαφοροποιημένες ιζηματικές πηγές και την σχετική σημαντικότητα τους (Bascom, 1964), καθώς και τις ιζηματοδυναμικές διεργασίες (π.χ. Gao and Collins, 1994).

Οι εξωτερικές (επιδρούσες) δυνάμεις παρέχουν την ενέργεια για τις διεργασίες και τη μορφολογική εξέλιξη των παραλιακών περιοχών. Σημαντικά χαρακτηριστικά τους είναι το είδος, η συχνότητα και η ένταση, ενώ οι σημαντικότερες εξ' αυτών είναι οι κυματισμοί, οι άνεμοι και οι μετεωρολογικές παλίρροιες και τα παράκτια κυματογενή ρεύματα (Komar, 1998).

Το παραλιακό σύστημα αποτελείται επίσης από 4 κύριες συνιστώσες (Cowell and Thom, 1994), οι οποίες συνδέονται μέσω ροών ενέργειας και μάζας (ιζημάτων) (Σχήμα 3-1).

Οι παράκτιες διεργασίες περιλαμβάνουν την υδροδυναμική (και αεροδυναμική) που προκαλεί/ελέγχει την ιζηματομεταφορά στο παραλιακό σύστημα. Η ιζηματομεταφορά προκαλείται από την αλληλεπίδραση του κινούμενου ρευστού (νερού ή/και αέρα) με το ιζηματογενές υποθαλάσσιο (πυθμένα) και χερσαίο όριο. Τα κινούμενα ρευστά (θαλάσσια ρεύματα) δημιουργούν διατμητικές τάσεις (δηλ. δυνάμεις ανά μονάδα επιφάνειας), οι οποίες πάνω από κάποια κριτική τιμή (το κατώφλι κίνησης των ιζημάτων (threshold of movement) π.χ. Paphitis et al., 2001) επιφέρουν διάβρωση και μεταφορά ιζημάτων. Οι χωρο-χρονικές κατανομές του ρυθμού ιζηματομεταφοράς (sediment transport rate) και κυρίως τα διαφορικά του, ελέγχουν το παραλιακό ιζηματικό ισοζύγιο (π.χ. Velegrakis et al., 2007a)· έτσι, αν η παραλία χαρακτηρίζεται από θετικό ιζηματικό ισοζύγιο (sediment gains) (δηλ. αν εισέρχεται περισσότερο ίζημα από ότι εξέρχεται) η παραλία είναι σε καθεστώς απόθεσης, ενώ αν χαρακτηρίζεται από αρνητικό ισοζύγιο (sediment losses) (δηλ. αν εξέρχεται περισσότερο ίζημα από ότι εισέρχεται), τότε η παραλία είναι σε καθεστώς διάβρωσης.

Η μορφολογία των παραλιακών γεωμορφών (π.χ. εξάλων και υφάλων αναβαθμών, αμμοθινών κλπ) ελέγχεται από την παραλιακή ιζηματοδυναμική, αλλά και επηρεάζει με τη σειρά της σημαντικά τις παράκτιες δυναμικές διεργασίες (Komar, 1998). Τέλος, η στρωματογραφία αποτελεί το 'ιστορικό αρχείο' όλων των παραπάνω συνιστωσών αφού εκεί καταγράφονται οι μορφολογικές και ιζηματοδυναμικές διεργασίες, όπως και οι χωρο-χρονικές τους μεταβολές (Masselink and Hughes, 2003).

3.1.2 Η παραλιακή διατομή – Δομή και δυναμική

Κατά την διάδοση των κυματισμών προς την παραλία δημιουργούνται κυματικές ενεργειακές ζώνες παράλληλα στην ακτογραμμή, οι οποίες χαρακτηρίζονται από διαφορετική υδροδυναμική και ιζηματοδυναμική και, συνεπώς, μορφολογία και ιζηματολογία (Σχήμα 3-2).

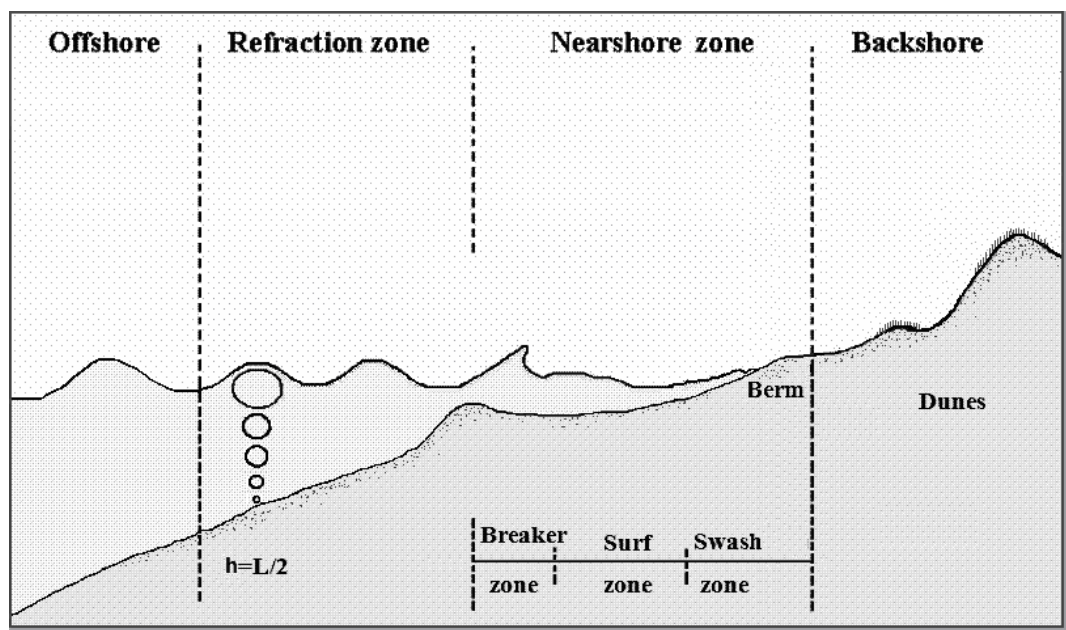
Οι παράκτιες ενεργειακές (κυματικές) ζώνες

Η ζώνη της ανοικτής θάλασσας (offshore zone). Είναι το τμήμα εκείνο της (εγκάρσιας) παραλιακής διατομής όπου το βάθος της υδάτινης στήλης h είναι μεγαλύτερο από το μισό του μήκους κύματος L ($h > L/2$). Στη ζώνη αυτή οι ανεμογενείς (ανεπτυγμένοι) κυματισμοί μεταφέρουν μόνον ενέργεια, έχουν κυματοκορυφές (wave crests) ίσες και παράλληλες, σταθερές ταχύτητες φάσης καθώς και γωνίες πρόσπτωσης σε σχέση με την ακτογραμμή (Komar, 1998). Επιπλέον, οι κυματισμοί δεν 'νοιώθουν' τον πυθμένα (Flint and Skinner, 1977) και η διάδοση/χαρακτηριστικά τους επηρεάζονται κυρίως από τα χαρακτηριστικά του ανέμου (κινητήρια δύναμη). Συνεπώς στην ζώνη αυτή δεν υπάρχει κινητικότητα του ιζήματος και αλλαγή της υποθαλάσσιας μορφολογίας (μορφοδυναμική) εξαιτίας των κυματισμών, ενώ τα πυθμενικά ιζήματα είναι συνήθως λεπτόκοκκα (Αναγνώστου και Χρόνης, 2000).

Η ζώνη διάθλασης (refraction zone). Σε αυτήν τη ζώνη, το βάθος της υδάτινης στήλης h είναι μικρότερο από το ήμισυ του μήκους κύματος ($h \leq L/2$) και μεγαλύτερο από το ~80% του κυματικού ύψους (γραμμή/ζώνη κυματικής θραύσης-breaker zone). Καθώς το κύμα διαδίδεται σε βάθη ίσα ή μικρότερα από το ήμισυ του μήκους του, αρχίζει να 'νιώθει' τον πυθμένα και η κίνηση των σωματιδίων του νερού γίνεται βαθμιαία ελλειπτική (Flint and Skinner, 1977). Κατά την προώθηση των κυματισμών προς την ακτή, το μήκος κύματος L και η ταχύτητα φάσης (c) αλλάζουν σταδιακά (αλλά η περίοδος T παραμένει σταθερή), οι κυματοκορυφές τείνουν να γίνουν παράλληλες με τις ισοβαθείς (και την ακτογραμμή) λόγω διάθλασης, και η κυματική καμπυλότητα (δηλ. ο λόγος ύψους και μήκους κύματος, H/L) αυξάνει σταδιακά μέχρι την κυματική θραύση (Komar, 1998). Στη ζώνη αυτή μπορεί συχνά να λαμβάνει χώρα μετακίνηση πυθμενικών ιζημάτων (π.χ. τίθενται σε κίνηση τα πλέον λεπτόκοκκα κλάσματα του πυθμένα) αλλά σημαντικές μορφολογικές αλλαγές συμβαίνουν μόνο κατά τη διάρκεια ακραίων κυματικών συμβάντων (Masselink and

Hughes, 2003). Όσον αφορά τα πυθμενικά ιζήματα, παρατηρούνται συνήθως αυξημένα μέσα μεγέθη κόκκων και μέτριες διαβαθμίσεις (Inman, 1950· Folk, 1980).

Η ζώνη θραύσης (*breaker zone*). Στο τμήμα αυτό της παραλιακής διατομής οι κυματισμοί καθίστανται ασταθείς και τελικά θραύονται. Στις περιπτώσεις μονοχρωματικών κυματισμών, η ζώνη θραύσης εκφυλίζεται σε γραμμή θραύσης. Σε ευρείες και χαμηλού ανάγλυφου (μικρής κλίσης) παραλίες, είναι δυνατόν να εμφανίζονται διαδοχικές ζώνες θραύσης στις οποίες οι θραυσμένοι κυματισμοί επανασηματίζονται και επαναθραύονται. Οι κυματικές παράμετροι αλλάζουν σημαντικά μετά την θραύση, ιδιαίτερα η ταχύτητα φάσης και το κυματικό ύψος, που μειώνονται ταχύτατα. Υπάρχουν διάφοροι τρόποι προσδιορισμού του βάθους θραύσης, αλλά ο επικρατέστερος δείχνει ότι η θραύση λαμβάνει χώρα όταν το βάθος h γίνει περίπου ίσο με $H/0.78$ (Komar, 1998). Στη ζώνη θραύσης που χαρακτηρίζεται από υψηλή ενέργεια και τυρβώδεις ροές λαμβάνουν χώρα σημαντικές ιζηματικές διεργασίες (Miller and Zeigler, 1958) που έχουν σαν αποτέλεσμα την επικράτηση αδρομερών ιζημάτων με φτωχή διαβάθμιση λόγω του μεγάλου φάσματος της διαχεόμενης ενέργειας (Friedman, 1967).



Σχήμα 3-2. Τυπικό προφίλ παραλίας, που διαμορφώνεται από την κυματική ενέργεια και που δείχνει την παρουσία ενός ύφαλου αναβαθμού στην ζώνη θραύσης. (offshore: ανοικτή θάλασσα, refraction zone:ζώνη διάθλασης, nearshore zone: ζώνη κοντά στην ακτή, backshore: εσωτερική παραλία, breaker, surf and swash zone: ζώνη θραύσης, απόσβεσης και αναρρίχησης, berm: χερσαίος αναβαθμός, dunes:θίνες).

Η ύπαρξη ενός τουλάχιστον ύφαλου (υποθαλάσσιου) αναβαθμού (bar) (Σχήμα 3-2) στη ζώνη θραύσης είναι σύνηθες φαινόμενο. Ο αναβαθμός, που συνήθως είναι σχεδόν παράλληλος προς την ακτογραμμή (longshore bar) και συνοδεύεται από μια κοιλότητα στα κατάντη (longshore trough), είναι το αποτέλεσμα της συγκέντρωσης ιζημάτων πλησίον της ζώνης αποσχηματισμού (και θραύσης) του κύματος λόγω τοπικού θετικού διαφορικού ιζηματομεταφοράς (Komar, 1998). Η θέση, το μέγεθος και το βάθος του αναβαθμού εξαρτάται από το είδος, τις κυματικές παραμέτρους και τη θέση των θραυομένων κυμάτων (Shepard, 1963· Larson et al. 1988). Ο αποσχηματισμός των κυματισμών στην περιοχή θραύσης είναι δυνατόν να σχηματίσει και δευτερογενείς αναβαθμούς, η σχετική θέση των οποίων ελέγχεται από τα χαρακτηριστικά της κυματικής θραύσης (Ruessink and Terwindt, 2000). Οι ύφαλοι αναβαθμοί, εκτός από γραμμικοί και (υπο)παράλληλοι στην ακτή, μπορούν επίσης να είναι εγκάρσιοι και ημισεληνοειδείς (Wright and Short, 1984), ενώ κανάλια διαφυγής (rip channels), που δημιουργούνται από τα παράκτια ρεύματα διαφυγής (rip currents), συχνά διακόπτουν την συνέχεια των υφάλων αναβαθμών (Van Rijn, 1998· Van Enckevort, 2001a· Van Enckevort, 2001b).

Η ζώνη απόσβεσης/κυματογής (*surf zone*). Στη ζώνη αυτή, που βρίσκεται μεταξύ της ζώνης θραύσης και του μετώπου της ακτής, αποσβένεται σημαντικότερο μέρος της ενέργειας του κύματος. Σημαντικό μέρος της ενέργειας καταναλώνεται για τη δημιουργία των παράκτιων, κυματογενών ρευμάτων και την μετακίνηση των παραλιακών ιζημάτων. Τα παράκτια κυματογενή ρεύματα δημιουργούνται από τη ροή δυναμικού λόγω κυμάτων (radiation stress-Longuet-Higgins and Stewart, 1962), η οποία προκαλεί ελάττωση (set down) της μέσης στάθμης του νερού στα ανάντη και ανύψωση (set up) στα κατάντη της κυματικής θραύσης. Η ανύψωση (set up) είναι μεγαλύτερη στην περιοχή των υψηλότερων κυμάτων (Komar, 1998) με αποτέλεσμα την δημιουργία βαθμίδων πίεσης, οι οποίες εξισορροπούνται από την δημιουργία (κυματογενών) ρευμάτων. Τα ρεύματα αυτά είναι ικανά να διαβρώσουν και να μεταφέρουν μεγάλες ποσότητες ιζημάτων (Dingler and Reiss, 2002) λόγω των μεγάλων ταχυτήτων ροής (και, συνεπώς, διατμητικών τάσεων πυθμένα) που συνήθως αναπτύσσουν (Komar, 1982), και οι οποίες δρουν συνεργητικά με τις έντονες τυρβώδεις ροές των θραυομένων κυματισμών (Masselink and Hughes, 2003)· σύμφωνα με τον Bagnold (1963), η παράκτια καθαρή (net) ιζηματομεταφορά οφείλεται κυρίως στην συνέργεια κυμάτων και κυματογενών ρευμάτων, αφού οι

ισχυρές διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται λόγω των κυματισμών μπορούν μεν να αποκολλήσουν ή να θέσουν σε κίνηση μεγάλες ποσότητες ιζημάτων από τον πυθμένα, αλλά δεν μπορούν να προκαλέσουν μεγάλη ‘καθαρή’ (net) ιζηματομεταφορά λόγω της σχετικής συμμετρίας τους (Fredsoe and Deigaard, 1992). Τέλος, πρέπει να σημειωθεί ότι η παρουσία των υφάλων αναβαθμών στη ζώνη θραύσης πριν τη ζώνη απόσβεσης αυξάνει την απορρόφηση της κυματικής ενέργειας που προσπίπτει στην ακτογραμμή (Komar, 1998).

Η ζώνη διαβροχής/αναρρίχησης (*swash zone*). Αποτελεί το τμήμα της χερσαίας παραλίας το οποίο διαδοχικά καλύπτεται και αποκαλύπτεται από τους κυματισμούς και όπου λαμβάνει χώρα η τελική απόσβεση της κυματικής ενέργειας. Η ζώνη διαβροχής είναι ιδιαίτερα σημαντική για την παραλιακή ιζηματοδυναμική και μορφοδυναμική και χαρακτηρίζεται από έντονη στερεομεταφορά (Komar, 1998). Τα υδροδυναμικά φαινόμενα εδώ είναι εξαιρετικά πολύπλοκα (πολύ μικρά βάρη ροής, παρουσία ‘αφρού’, διαπίδυση (percolation) και φιλτράρισμα (infiltration-exfiltration) του νερού από τα ιζήματα της παραλίας) (π.χ. Masselink et al., 2009). Το στρώμα νερού συμπαρασύρει κατά την άνοδο του στη χερσαία παραλία, ιζήματα, τα οποία αποτίθενται στην περιοχή μηδενισμού της κινητικής ενέργειας όπου και σχηματίζεται ο χερσαίος (έξαλος) αναβαθμός (berm) (Σχήμα 3-2), ο οποίος γενικά αποτελείται από ιζήματα περισσότερο αδρόκοκκα σε σχέση με το υπόλοιπο υλικό της χερσαίας παραλίας (Inman, 1950). Συνήθως εμφανίζονται περισσότεροι του ενός έξαλοι αναβαθμοί (σε ζώνες) κατά μήκος της ζώνης διαβροχής μιας παραλίας, οι οποίοι δημιουργούνται από διαφορετικής έντασης κυματισμούς σε διαφορετικούς χρόνους· η παρουσία και θέση τους δίνει σημαντικές πληροφορίες για παρελθόντα έντονα κυματικά φαινόμενα (Ruessink and Terwindt, 2000). Άλλα τυπικά μορφολογικά στοιχεία που σχηματίζονται στη ζώνη διαβροχής είναι οι (περιοδικοί) ημισελήνοειδείς σχηματισμοί (beach cusps) (Masselink and Hughes, 2003).

Μια κρίσιμη παράμετρος της δυναμικής της ζώνης διαβροχής είναι το ύψος κυματικής αναρρίχησης (wave run-up height), καθώς η πρόβλεψη του, είναι ζωτικής σημασίας για την πρόγνωση της παραλιακής διάβρωσης και τον αποτελεσματικό σχεδιασμό έργων παράκτιας προστασίας (Vousdoukas et al., 2009). Με την παραμετροποίησή του ασχολήθηκε πρώτος ο Hunt (1959), ο οποίος πρότεινε την παρακάτω εξίσωση:

$$R_h = H_o \xi, \quad \text{όπου } \xi = \frac{\tan \beta}{(H_o / L_o)^{1/2}} \quad [3-1]$$

όπου H_o είναι το σημαντικό ύψος κύματος στα ανοικτά, L_o το μήκος κύματος, ξ ο αριθμός Iribarren και $\tan \beta$ η κλίση της παραλιακής ζώνης.

Αργότερα ο Holman (1986) μέτρησε την κυματική αναρρίχηση (wave run up) μέσω επεξεργασίας βιντεο-εικόνων (video image processing) και πρότεινε την ακόλουθη έκφραση για το 2% των μεγαλύτερων υψών αναρρίχησης ($R_{2\%}$):

$$R_{2\%} = (0.83\xi + 0.2) H_o \quad [3-2]$$

Ο Douglass (1992), χρησιμοποιώντας το ίδιο σύνολο δεδομένων πρότεινε μια σχέση ανεξάρτητη από την παραλιακή κλίση για το μέγιστο ύψος αναρρίχησης R_{\max} :

$$\frac{R_{\max}}{H_o} = \frac{0.12}{\sqrt{\frac{H_o}{L_o}}} \quad [3-3]$$

Η εκτενής ανάλυση των Stockdon et al. (2006) συνδύασε δεδομένα από 10 διαφορετικές παραλίες και κατέληξε στη Σχέση [3-4], η οποία επίσης βρέθηκε σε καλή συμφωνία με νεότερες παρατηρήσεις από παραλίες του Αιγαίου Αρχιπελάγους (Vousdoukas et al., 2009).

$$R_{2\%} = 1.1 \left(0.35 \beta (H_o / L_o)^{1/2} + \frac{[H_o L_o (0.563 \beta^2 + 0.004)]^{1/2}}{2} \right) \quad [3-4]$$

Στα πλαίσια της παρούσας μελέτης, οι παραπάνω σχέσεις αξιολογήθηκαν από δεδομένα πεδίου από το Duck της Β. Καρολίνας (πείραμα Delilah, βλ. Κεφάλαιο 4). Στον Πίνακα 3-1 δίνονται τα ύψη της κυματικής αναρρίχησης που εκτιμήθηκαν μαζί με αυτά που μετρήθηκαν στο πεδίο (Σχήμα 3-3) μέσω επεξεργασίας βιντεο-εικόνων.

Πίνακας 3-1. Τα ύψη της κυματικής αναρρίχησης (wave run-up) για την περιοχή Duck, όπως προκύπτουν από τις σχέσεις των Hunt (1959), Holman (1986), Douglass (1992) και Stockdon et al. (2006) και από τις παρατηρήσεις πεδίου (Πείραμα Delilah).

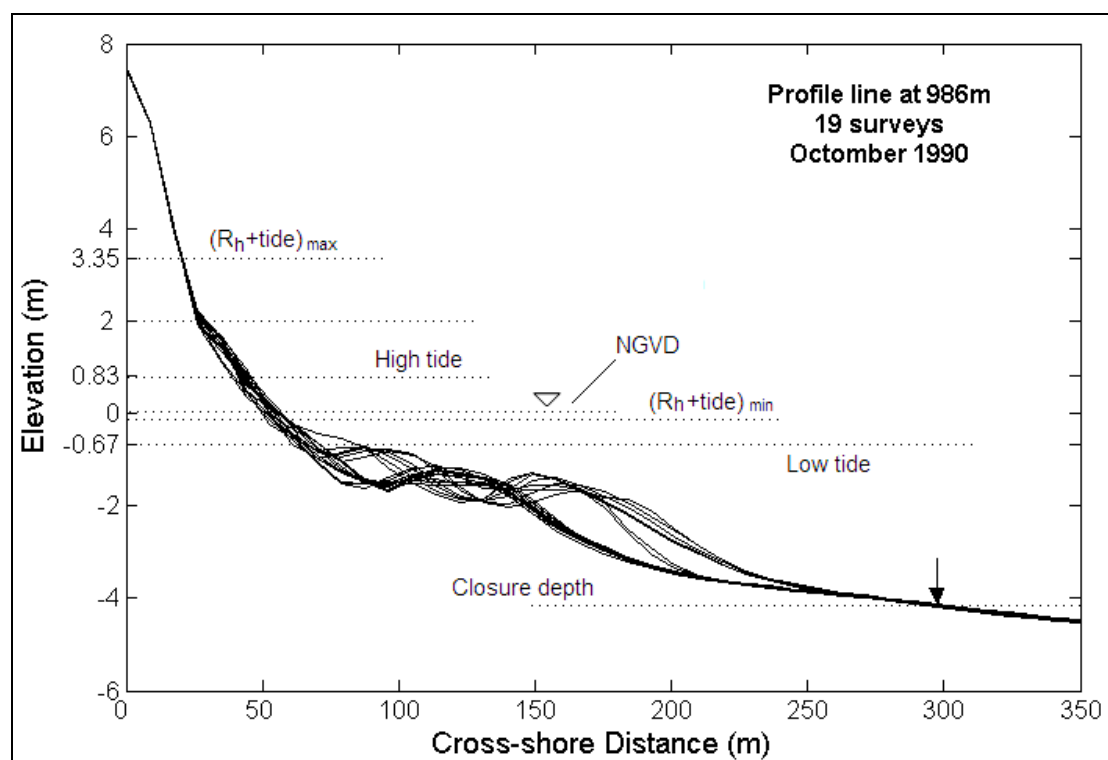
Τιμές (σε m) που υπολογίστηκαν με δεδομένα $H_o, T_o, \tan\beta^1$ από το Duck		Τιμές (σε m) που προέκυψαν μέσω επεξεργασίας βιντεο-εικόνων στο Duck ²	
R_h (Hunt, 1959)	1.90	R_{max}	2.60
$R_{2\%}$ (Holman, 1986)	1.88	R_{mean}	1.30
R_{max} (Douglass, 1992)	2.28	$(R_h+tide)_{max}$	3.35
$R_{2\%}$ (Stockdon et al., 2006)	1.03	$(R_h+tide)_{min}$	-0.14

¹ H_o, T_o : σημαντικό ύψος και περίοδος κύματος στα βαθιά νερά, $\tan\beta$: μέση κλίση του τμήματος $((R_h+tide)_{max} - (R_h+tide)_{min}) \pm 20\text{cm}$ (σε σχέση με τη 'μέση' διατομή (από EOF ανάλυση, βλ. Ενότητα 4.5) με συνιστώσα (παράλληλη στην ακτή) 986 m.

² Παρατηρήσεις που έγιναν κατά μήκος της διατομής με συνιστώσα (παράλληλη στην ακτή) 986 m.

Παρατηρούνται σημαντικές αποκλίσεις μεταξύ των υψών αναρρίχησης που προκύπτουν από τις προτεινόμενες στη βιβλιογραφία σχέσεις και αυτών που μετρήθηκαν στο πεδίο (Πίνακας 3-1), με την καλύτερη προσέγγιση στα δεδομένα να δίνεται από την σχέση του Douglass (1992) ($R_{max}= 2.28$ και 2.6 m, αντίστοιχα). Είναι ενδιαφέρον ότι η μέγιστη αναρρίχηση $((R_h+tide)_{max})$ που προέκυψε (το μέγιστο άθροισμα του ύψους αναρρίχησης και της παλιρροιακής στάθμης την αντίστοιχη χρονική στιγμή) από τις μετρήσεις (3.35 m) βρίσκεται χαμηλότερα από το σημείο στο οποίο ελαχιστοποιούνται οι χερσαίες μορφολογικές μεταβολές της παραλιακής διατομής (4 m) (Σχήμα 3-3), το οποίο προσδιορίστηκε με το κριτήριο ότι η τυπική απόκλιση (0.026 m) από την 'μέση' διατομή της χρονοσειράς (δηλ. την πρώτη χωρική ιδιοσυνάρτηση) να είναι μικρότερη από την ακρίβεια των αποτυπώσεων (± 0.027 m, βλ. Lee and Birkemeier (1993)).

Εσωτερική παραλία (Backshore). Αποτελεί το χερσαίο τμήμα της παραλίας, το οποίο εκτείνεται από το πάνω όριο της ζώνης διαβροχής μέχρι κάποια φυσιογραφική αλλαγή, όπως ένας παράκτιος κρημνός ή ένα πεδίο θινών (dunes) (Σχήμα 3-2) ή μέχρι το σημείο όπου υπάρχει μόνιμη βλάστηση (Komar, 1998). Στη ζώνη αυτή (συνήθως) απουσιάζει η κυματική ενέργεια και τον δυναμικό ρόλο παίζει ο άνεμος. Στην περιοχή αυτή των έντονων αιολικών διεργασιών παρατηρείται μείωση του μεγέθους των ιζημάτων (Inman, 1950).



Σχήμα 3-3. Οι αποτυπώσεις (η ανύψωση: elevation συναρτήσει της εγκάρσιας απόστασης από την ακτή: cross-shore distance) της διατομής (με συνιστώσα 986m κατά μήκος της ακτής από σταθερό σημείο αναφοράς, βλ. Ενότητα 4.5) της παραλίας στο Duck, κατά τη διάρκεια του πειράματος Delilah (βλ. Κεφ. 4), η χαμηλότερη (Low tide) και ψηλότερη (High tide) παλιρροιακή στάθμη, η μέγιστη $((R_h+tide)_{max})$ και ελάχιστη αναρρίχηση $((R_h+tide)_{min})$, το Εθνικό Γεωδαιτικό Κατακόρυφο σημείο αναφοράς (National Geodetic Vertical Datum, NGVD) (βλ. Ενότητα 4.5) και το βάθος κλεισίματος (closure depth), το οποίο βρέθηκε να είναι 4.17 m (τυπική απόκλιση 0.015 m)

Το βάθος κλεισίματος (closure depth)

Στην παραλιακή διατομή υπάρχει ένα όριο προς την πλευρά της θάλασσας (βάθος κλεισίματος-closure depth) μέχρι το οποίο λαμβάνουν χώρα σημαντικές παραλιακές διεργασίες ιζηματομεταφοράς, που έχουν σαν αποτέλεσμα σημαντικές μεταβολές της υποθαλάσσιας παραλιακής διατομής (μορφολογίας) (Σχήμα 3-3). Πέρα από το βάθος κλεισίματος, χρονοσειρές αποτυπώσεων της παραλιακής διατομής δείχνουν αμελητέες βαθυμετρικές μεταβολές (Nicholls, 1998). Η έννοια του βάθους κλεισίματος είναι ιδιαίτερα χρήσιμη σε εφαρμογές, όπως η εκτίμηση του ισοζυγίου ιζημάτων και η μαθηματική προσομοίωση της μορφοδυναμικής (Komar, 1998).

Το βάθος κλεισίματος μπορεί να υπολογιστεί σχετικά εύκολα αν είναι διαθέσιμες υψηλής ποιότητας χρονοσειρές μορφολογικών αποτυπώσεων μιας παραλιακής διατομής. Απεικονίζοντας όλες τις αποτυπώσεις μαζί σε ένα διάγραμμα δημιουργείται μια δεσμίδα, (Σχήμα 3-3), το εύρος της οποίας είναι ενδεικτικό της

μορφολογικής μεταβλητότητας κατά τη διάρκεια της περιόδου των αποτυπώσεων. Η δεσμίδα έχει μεγάλο εύρος στις ζώνες απόσβεσης και θραύσης το οποίο μειώνεται σταδιακά προς την κατεύθυνση της ανοικτής θάλασσας μέχρι ένα βάθος (βάθος κλεισίματος) όπου οι μορφολογικές μεταβολές είναι ασήμαντες (δηλ. μικρότερες από το σφάλμα των μετρήσεων, που για τα δεδομένα από το Duck είναι 0.027 m (βλ. Lee and Birkemeier, 1993)).

Απόντων καλής ποιότητας δεδομένων, το βάθος κλεισίματος εκτιμάται από σχέσεις που συνδέουν το βάθος κλεισίματος με υδροδυναμικά δεδομένα. Ο Hallermeier (1981), ο οποίος χρησιμοποίησε μορφολογικές αποτυπώσεις διατομών από πολλές παραλίες και κάτω από διαφορετικές υδροδυναμικές συνθήκες βρήκε ότι

$$h_c = 2.28H_{sx} - 68.5 \frac{H_{sx}^2}{gT_{sx}^2} \quad [3-5]$$

όπου h_c είναι το βάθος κλεισίματος, H_{sx} είναι το μέγιστο ύψος κύματος κοντά στην ακτή που εμφανίζεται 12 ώρες ετησίως και T_{sx} η περίοδος του. Οι παράμετροι H_{sx} , T_{sx} μπορεί επίσης να μην είναι πάντα διαθέσιμες, οπότε για πρακτικούς λόγους ο Hallermeier (1981) πρότεινε την απλούστερη προσέγγιση:

$$h_c = 2\bar{H}_s - 11\sigma \quad [3-6]$$

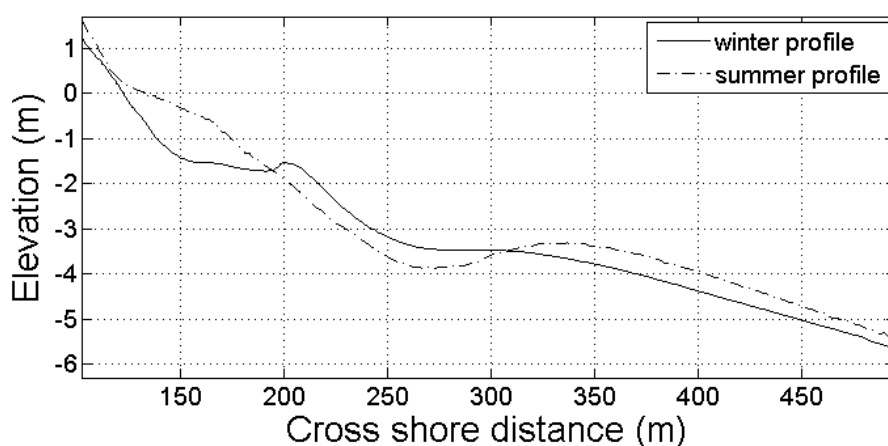
όπου \bar{H}_s είναι μέση ετησίως τιμή του σημαντικού ύψους κύματος (το οποίο ορίζεται ως η μέση τιμή του ενός τρίτου των υψηλότερων κυμάτων) και σ είναι η τυπική απόκλιση του. Η εξίσωση αυτή έδωσε για την περιοχή Duck την τιμή 7 m, η οποία και είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτή που προέκυψε από τη μορφολογική μεταβλητότητα των αποτυπώσεων (4.17 ± 0.015 m), η οποία όμως βασίζεται σε χρονοσειρές περιορισμένης περιόδου (Βλ. Κεφ. 4).

Το βάθος κλεισίματος έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για τον σχεδιασμό ήπιων έργων παράκτιας μηχανικής, όπως η τεχνητή αναπλήρωση παραλιών και η διάθεση βυθοκορημένου υλικού (π.χ. Stive et al., 1991). Παρόλα αυτά, ο προσδιορισμός της θέσης του καθώς και η σημασία και το θεωρητικό υπόβαθρο του έχουν συζητηθεί κριτικά από ορισμένους ερευνητές (Inman et al., 1993· Pilkey et al., 1993).

Μεταβολές της παραλιακής διατομής

Οι μορφολογικές μεταβολές της παραλιακής ζώνης εγκάρσια (κάθετα) στην ακτογραμμή και συνεπώς η προσομοίωση τους, μπορούν να κατηγοριοποιηθούν με βάση τις χωρο-χρονικές τους κλίμακες ως (EUROSION, 2004):

- Μεταβολές της τάξης μερικών χιλιομέτρων και δεκαετιών, που λαμβάνουν χώρα στο μέτωπο της παραλίας και σχετίζονται και με μεταβολές στο ευρύτερο σχήμα της ακτογραμμής.
- Εποχιακές μεταβολές, που λαμβάνουν χώρα στις ζώνες απόσβεσης και διαβροχής και αφορούν την απόκριση της παραλίας στις καιρικές μεταβολές, με κύρια διεργασία, την ανταλλαγή ιζημάτων μεταξύ του χερσαίου (έξαλου) και του υποθαλάσσιου (ύφαλου) αναβαθμού. Μακροχρόνιες παρατηρήσεις σε παραλίες των δυτικών ακτών των ΗΠΑ οδήγησαν στην αναγνώριση ενός ‘χειμερινού’ και ενός ‘θερινού’ προφίλ (Σχήμα 3-4) καθώς και ενός εποχιακού κύκλου στην παραλιακή μορφολογία (π.χ. Hayes and Boothroyd, 1969). Τον χειμώνα τα θυελλώδη κύματα μεγάλης καμπυλότητας ($H_o/L_o > 0.02$, βλ. Masselink and Hughes, 2003), καθώς και οι επικρατούντες υψηλής ενέργειας κυματισμοί μεταφέρουν το ίζημα της παραλίας στους υποθαλάσσιους αναβαθμούς (Σχήμα 3-4). Το καλοκαίρι, όταν η ενέργεια και το μήκος των κυματισμών είναι μειωμένα ($H_o/L_o < 0.02$, Masselink and Hughes, 2003), το ίζημα μεταφέρεται σταδιακά και πάλι προς την χερσαία παραλία.



Σχήμα 3-4. Το χειμερινό και θερινό προφίλ. Τα προφίλ (ανύψωση:elevation συναρτήσει της εγκάρσιας απόστασης από την ακτή:cross-shore distance) προέρχονται από μετρήσεις πεδίου κατά τη διάρκεια του πειράματος SandyDuck (βλ. ενότητα 4.5). Το χειμερινό προφίλ (winter profile) αποτυπώθηκε στις 16 Δεκεμβρίου και το θερινό (summer profile) στις 28 Ιουλίου.

- Μεταβολές της κλίμακας ωρών-ημερών, που λαμβάνουν χώρα κατά την διάρκεια ακραίων καιρικών φαινομένων (θυελλωδών κυματισμών) και συνήθως εκτείνονται σε όλη την περιοχή μεταξύ της ακτογραμμής και του βάθους κλεισίματος (closure depth).

Ταξινόμηση παραλιακών ζωνών

Ένας απλουστευμένος τρόπος ταξινόμησης των παραλιών είναι με κριτήριο την συνολική τους κλίση, π.χ. σε απότομες και ήπιες κλίσης παραλίες. Πρέπει όμως να σημειωθεί ότι οι δύο αυτοί τύποι παραλιών αντιπροσωπεύουν διαφορετικά καθεστώτα μορφοδυναμικών διεργασιών. Οι απότομες παραλίες αποτελούνται συνήθως από αδρόκοκκα ιζήματα (π.χ. χάλικες), με πολύ περιορισμένες ζώνες απόσβεσης (Komar, 1998)· έτσι, ένα σημαντικό μέρος της προσπίπτουσας κυματικής ενέργειας ανακλάται και οι παραλίες αυτές θεωρούνται ανακλαστικές. Οι ήπιες κλίσης παραλίες είναι συνήθως αμμώδεις και δημιουργούν ευρείες ζώνες απόσβεσης και το μεγαλύτερο μέρος της εισερχόμενης κυματικής ενέργειας σκεδάζεται/απορροφάται κατά την θραύση και απόσβεση· οι παραλίες αυτές θεωρούνται σκεδαστικές/απορροφητικές. Τέλος, ένας τρίτος τύπος παραλιών είναι οι ενδιάμεσης κλίσης παραλίες που χαρακτηρίζονται από πληθώρα μορφολογικών στοιχείων (όπως σύνθετους ύφαλους αναβαθμούς) και σύνθετη παράκτια κυκλοφορία (Wright and Short, 1984).

3.1.3 Η έννοια της διατομής (προφίλ) ισορροπίας (equilibrium profile)

Η παραλιακή μορφολογία ελέγχει (και ελέγχεται από) τις παραλιακές υδροδυναμικές και ιζηματοδυναμικές διεργασίες και, συνεπώς, η ακριβής περιγραφή της είναι ιδιαίτερα σημαντική στην μελέτη των κυματικών μετασχηματισμών, της δημιουργίας κυματογενών ρευμάτων και την εκτίμηση της στερεομεταφοράς (Vousdoukas, 2006). Έτσι, για την πρόγνωση της παραλιακής απόκρισης στους (θυελλώδεις) κυματισμούς ή στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης είναι απαραίτητη προϋπόθεση η περιγραφή της παραλιακής διατομής πριν από το φαινόμενο. Επειδή όμως η παραλιακή διατομή είναι ιδιαίτερα δυναμική, καθίσταται δύσκολη η ποσοτική περιγραφή της σε κάθε στάδιο της εξέλιξης της. Το γεγονός αυτό δημιούργησε την ανάγκη για την ανάπτυξη της έννοιας της διατομής (προφίλ) ισορροπίας (beach equilibrium profile).

Η γενική ιδέα πίσω από την έννοια της διατομής ισορροπίας έχει ως εξής. Σε όλες τις δυναμικές παραλιακές περιοχές συμβαίνουν συνεχώς αλλαγές μικρής και μεσαίας κλίμακας (όπως π.χ. ο σχηματισμός/αποσχηματισμός αμμορυτίδων, η δημιουργία και μετακίνηση ύφαλων αναβαθμών). Οι μεγαλύτερης κλίμακας αλλαγές θεωρούνται ότι αλληλεπιδρούν με τις μικρότερης κλίμακας αλλαγές και, πρακτικά, μπορούν να θεωρηθούν ως ‘μέσες’ καταστάσεις στις οποίες οι μικρής κλίμακας αλλαγές εξαλείφονται. Γενικά, ο όρος παραλιακή ισορροπία χρησιμοποιείται για να περιγράψει μια κατάσταση στην οποία βασικές παράμετροι/οδηγήσεις π.χ. η θαλάσσια στάθμη του νερού, οι κυματισμοί κλπ, παραμένουν σταθερές για αρκετό χρονικό διάστημα, τέτοιο ώστε να σταθεροποιηθεί και η παραλιακή διατομή.

Η πρώτη μελέτη σχετική με την διατομή παραλιακής ισορροπίας έγινε στις αρχές του εικοστού αιώνα (Fenneman, 1902, βλ. Larson et al., 1999), ενώ οι Waters, (1939), Rector (1954) και Saville (1957) πραγματοποίησαν πειραματικές μελέτες που έδειξαν ότι η παραλιακή διατομή γενικά τείνει να γίνει κοίλη, με κλίση που είναι μεγαλύτερη προς την ακτή και μικρότερη προς την κατεύθυνση της ανοικτής θάλασσας (βλ. Larson et al., 1999). Έγιναν επίσης θεωρητικές μελέτες για την περιγραφή της παραλιακής διατομής σε ισορροπία και προτάθηκαν διάφορα μοντέλα. Πρώτος ο Bruun (1954) διατύπωσε μια σχέση για να περιγράψει την διατομή ισορροπίας, βασισμένος σε εμπειρικά δεδομένα από την Δανία και την Καλιφόρνια:

$$h = Ax^m, \text{ όπου } m=2/3 \quad [3-7]$$

όπου h το βάθος του νερού, x η οριζόντια απόσταση από την ακτή και A , μια παράμετρος κλίμακας (scale parameter ή shape parameter) που εξαρτάται κυρίως από τα χαρακτηριστικά του ιζήματος (Σχήμα 3-6) και την οποία ο Bruun εκτίμησε αργότερα ως $A \approx 0.135 m^{1/3}$ (Bruun, 1962). Η παράμετρος A ελέγχει την συνολική κλίση της διατομής (μεγαλύτερη τιμή του A συνεπάγεται και μεγαλύτερη κλίση) ενώ ο εκθέτης m καθορίζει το σχήμα του (Σχήμα 3-6). Ο Bruun προτείνοντας την σχέση [3-7] βασίστηκε/δέχθηκε την εγκυρότητα του κοίλου σχήματος της παραλιακής διατομής που είχε προκύψει από εμπειρικά δεδομένα.

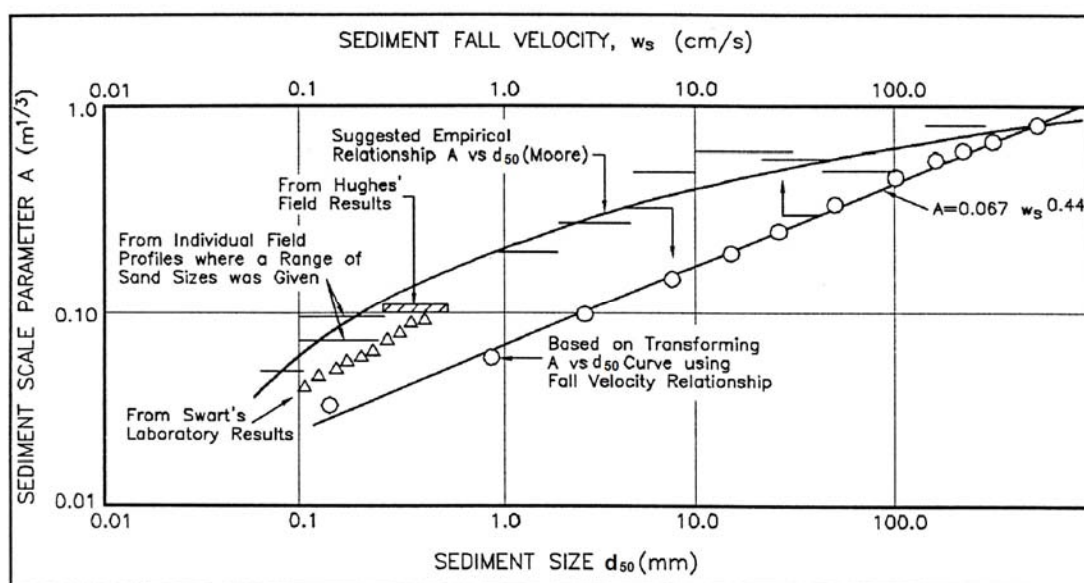
Η ιδέα του Bruun να δώσει στον εκθέτη m την τιμή $m=2/3$ αναπτύχθηκε περαιτέρω από τον Dean (1977), ο οποίος χρησιμοποίησε μια διαδικασία προσαρμογής (fitting) με ελάχιστα τετράγωνα της σχέσης [3-7] σε εμπειρικά δεδομένα (500 περίπου φυσικές διατομές) από τις ακτές των ΗΠΑ (παραλίες από

California, Florida, Alabama, Mississippi, Louisiana και Texas)· η μελέτη έδειξε ότι αν και υπήρχε μια (αναμενόμενη) διασπορά των εκθετών m (τιμές μεταξύ 0.1 και 1.4), η τιμή $2/3$ παρείχε την καλύτερη γενική προσαρμογή στα δεδομένα. Σύμφωνα με τους Cowell et al. (1999), η τιμή του m εξαρτάται από τον τύπο της παραλίας και είναι σχετικά μικρή ($m \approx 0.4$) για τις ανακλαστικές παραλίες και σχετικά υψηλή ($m \approx 0.8$) για τις απορροφητικές παραλίες.

Η παράμετρος A επίσης συσχετίστηκε εμπειρικά από τον Dean (1987a) με την ταχύτητα καθίζησης του ιζήματος w_s ως:

$$A=0.067w_s^{0.44} \quad [3-8]$$

Επιπλέον οι Moore (1982) και Dean (1987b) παρουσίασαν εμπειρικές συσχετίσεις μεταξύ της παραμέτρου κλίμακας A και του μεγέθους των ιζημάτων d_{50} (mm) και της ταχύτητας καθίζησης w_s (cm/s) (Σχήμα 3-5).



Σχήμα 3-5. Συσχετισμός της παραμέτρου κλίμακας (sediment scale parameter) της διατομής ισορροπίας με το μέγεθος των κόκκων του ιζήματος (sediment size) και με την ταχύτητα καθίζησης (sediment fall velocity) (CEM, 2008).

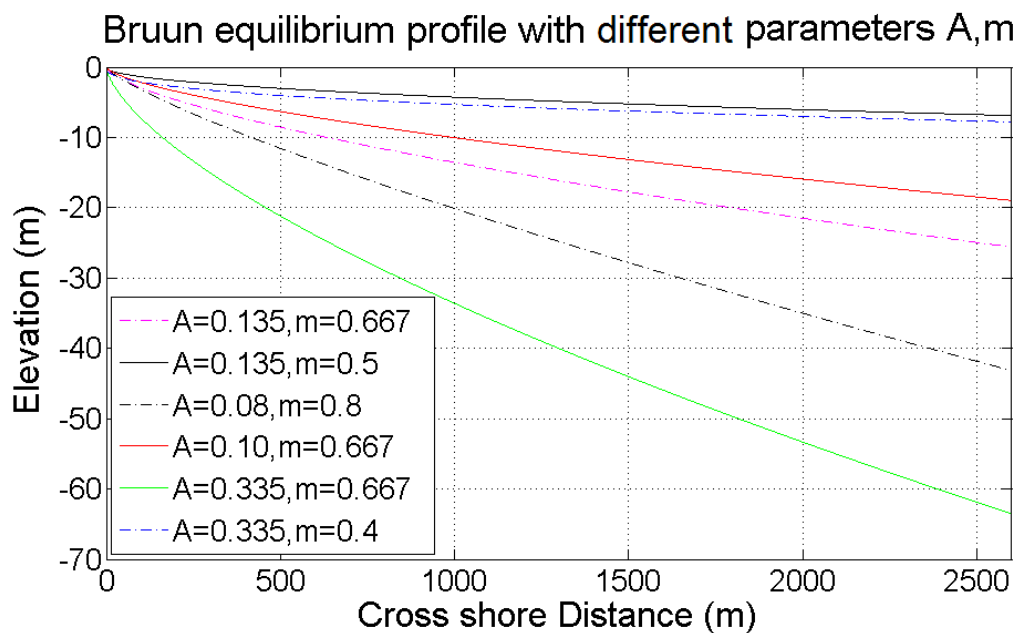
Οι Kriebel et al. (1991) πρότειναν μια παρόμοια σχέση με εκείνη του Dean (1987a), η οποία θεώρησαν ότι ενδείκνυται για τα τυπικά μεγέθη ιζημάτων των αμμωδών παραλιών, για τα οποία η ταχύτητα καθίζησης w_s κυμαίνεται μεταξύ 1 και 10 cm/s.

$$A = 2.25 \left(\frac{w_s^2}{g} \right)^{1/3} \quad [3-9]$$

Ο Vellinga (1986) είχε προτείνει πρωτίτερα την παρακάτω σχέση για το A :

$$A = 0.7 \cdot \left(\frac{H_o}{L_o} \right)^{0.17} \cdot w_s^{0.44} \quad [3-10]$$

Ο λόγος του ύψους H_o και μήκους κύματος L_o στην ανοικτή θάλασσα περιγράφει την καμπυλότητα των κυματισμών· μεγάλες τιμές της καμπυλότητας και ύπαρξη αδρόκοκκου υλικού, αυξάνει την τιμή του A και συνεπώς την κλίση της διατομής (Vellinga, 1986).



Σχήμα 3-6. Ευαισθησία της διατομής ισοροπίας του Bruun (Bruun equilibrium profile) στις παραμέτρους (parameters) A και m . (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Τέλος, οι Türker and Kabdaşlı (2005) έλαβαν επίσης υπ' όψη το κυματικό κλίμα στον καθορισμό της παραμέτρου A (πέρα από τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά) και πρότειναν την σχέση [3-11].

$$A = \frac{a_1}{(\kappa^2 X_L)^{2/3}} \left[\frac{3}{5} H_b^2 h_b^{-1/2} + \Gamma^2 h_b^{3/2} \right]^{2/3} \quad [3-11]$$

όπου X_L είναι η μέση απόσταση που διανύουν οι ιζηματικοί κόκκοι (Türker and Kabdaşlı, 2004), a_1 συντελεστής αναλογίας, Γ η σταθερά εξασθένησης των κυματισμών η οποία εκτιμάται ως 0.4 (Dally et al., 1984), h_b το βάθος του νερού στην κυματική θραύση και H_b το ύψος του κύματος στην θραύση.

Άλλες προσεγγίσεις για την περιγραφή του προφίλ ισορροπίας

Ο Larson (1991) πρότεινε μια διαφορετική σχέση (Σχέση [3-12] και Σχήμα 3-7) για την περιγραφή της διατομής ισορροπίας εισάγοντας μια τρίτη παράμετρο x_s στην έκφραση του Bruun (Σχέση [3-7]). Η παράμετρος x_s δηλώνει μια επιπλέον οριζόντια απόσταση, η οποία μπορεί να εκτιμηθεί από δεδομένα πεδίου χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Ως λόγος ύπαρξης της παραμέτρου αυτής θεωρείται ότι παρέχει μεγαλύτερη ευελιξία στους υπολογισμούς, αφού η ακτογραμμή (όπου $(x, y) = (0, 0)$) δεν μπορεί πρακτικά να καθοριστεί με ακρίβεια.

$$f(x) = -A(x + x_s)^m, \quad \text{όπου } m=2/3 \quad [3-12]$$

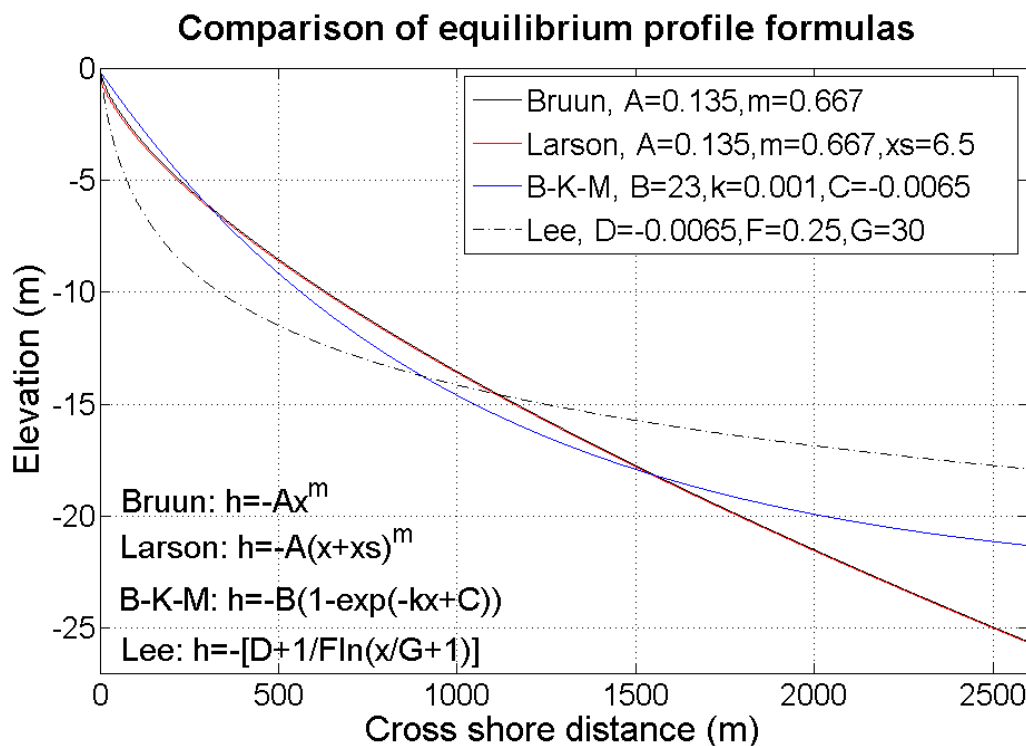
Οι Bodge (1992) και Komar and McDougal (1994) πρότειναν μια εκθετική συνάρτηση (Σχέση [3.13] και Σχήμα 3-7) για να περιγράψουν τη διατομή ισορροπίας.

$$f(x) = -B(1 - e^{-kx+C}) \quad [3-13]$$

όπου οι 3 συντελεστές B , k και C προσδιορίζονται από παρατηρήσεις πεδίου. Ο συντελεστής B φάνηκε να συσχετίζεται με το ύψος του κύματος και με τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά του πυθμένα, ενώ ο συντελεστής k με τα χαρακτηριστικά του ιζήματος της παραλίας· ο συντελεστής C εισάγεται για τον ίδιο λόγο για τον οποίο χρησιμοποιήθηκε η παράμετρος x_s στην Σχέση [3-12]. Ο Lee (1994) πρότεινε μια λογαριθμική συνάρτηση (Σχέση [3-14] και Σχήμα 3-7) θεωρώντας ότι είναι πιο κατάλληλη για την περιγραφή της διατομής ισορροπίας.

$$f(x) = -\left[D + \frac{1}{F} \ln\left(\frac{x}{G} + 1\right) \right] \quad [3-14]$$

όπου, ο συντελεστής G σχετίζεται με τη διάμετρο των κόκκων του ιζήματος και ο συντελεστής F εκτιμάται από τη σχέση $F = 4\pi^2/gT^2$, όπου T είναι η κυματική περίοδος. Ο συντελεστής D εισάγεται για τον ίδιο λόγο που χρησιμοποιούνται οι παράμετροι x_s και C στις εξισώσεις του Larson (1991) και του Bodge (1992) αντίστοιχα (Σχέσεις [3-12] και [3-13]).



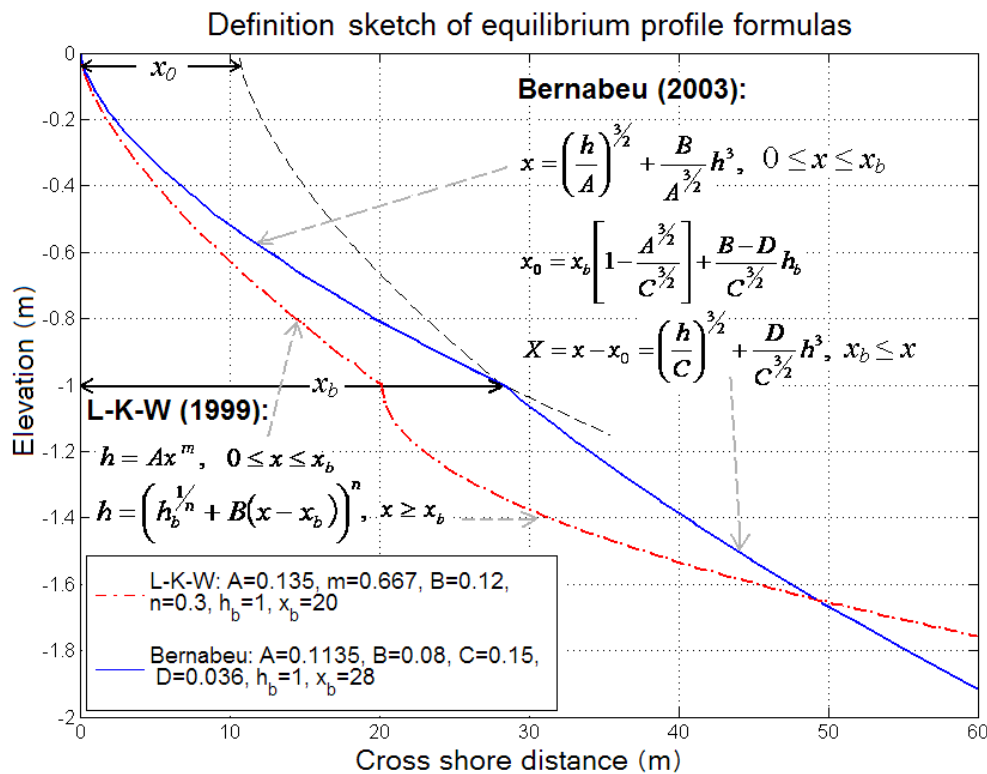
Σχήμα 3-7. Σύγκριση του σχήματος του προφίλ ισορροπίας (comparison of equilibrium profile formulas) όπως προκύπτει από τις σχέσεις του Bruun (1954), Larson (1991) και Bodge (1992), Komar and McDougal (1994) και Lee (1994). (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Οι Larson et al. (1999) εξέτασαν το προφίλ ισορροπίας ξεχωριστά για τα τμήματα της παραλιακής διατομής πριν και μετά το σημείο θραύσης (x_b) (Σχήμα 3-8), θεωρώντας ότι τα ενεργειακά υδροδυναμικά και ιζηματοδυναμικά καθεστάτα διαφέρουν σημαντικά στα δύο αυτά τμήματα της διατομής. Οι εκφράσεις στις οποίες κατέληξαν έχουν ως εξής:

$$h = Ax^m, \quad 0 \leq x \leq x_b$$

$$h = \left(h_b^{1/n} + B(x - x_b) \right)^n, \quad x \geq x_b \quad [3-15]$$

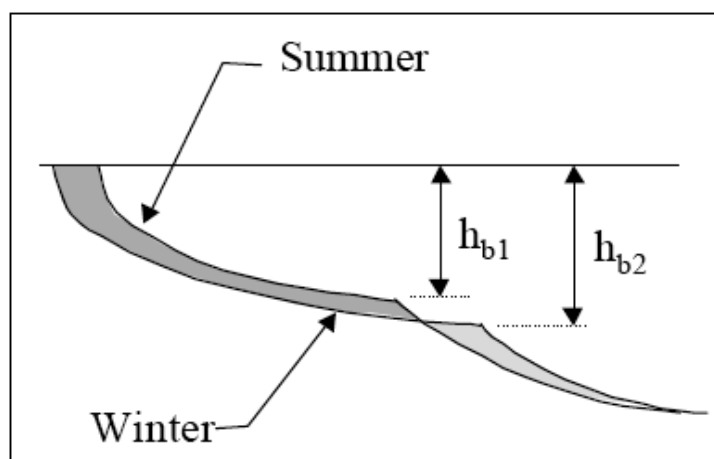
όπου A και B είναι οι παράμετροι κλίμακας και h_b το βάθος του νερού στο σημείο θραύσης. Οι τιμές για τους εκθέτες καθορίστηκαν ως εξής: $m=2/3$ και $n=0.15-0.30$.



Σχήμα 3-8. Σκαρίφημα ορισμού (definition sketch) των εκφράσεων του παραλιακού προφίλ ισορροπίας (equilibrium profile formulas) των Bernabeu et al. (2003) και Larson et al. (1999). (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Οι Medina et al. (2003) υποστήριξαν ότι καμία από τις προϋπάρχουσες εκφράσεις για την παραλιακή διατομή ισορροπίας δεν είναι σε θέση να αντιπροσωπεύσει επαρκώς μερικά γνωστά χαρακτηριστικά των φυσικών παραλιακών διατομών, όπως: (α) η αλληλεπίδραση μεταξύ των τμημάτων απόσβεσης και διάθλασης (β) η μεγάλη επίδραση του εποχιακού κυματικού κλίματος (θερινή-χειμερινή διατομή) και της ανάκλασης των κυμάτων από την παραλία και (γ) ο έλεγχος της παλίρροιας στο σχήμα της διατομής ισορροπίας. Έτσι, παρουσίασαν μια νέα (γενική) διατύπωση για την διατομή ισορροπίας, η οποία μπορεί να εφαρμοστεί

για ανακλαστικές και απορροφητικές παραλίες καθώς και για μικρο- μεσο- και μακρο-παλιρροιακές παραλίες. Στη διατύπωση αυτή εφάρμοσαν την ιδέα του διαχωρισμού της διατομής σε 2 τμήματα (Inman et al., 1993· Larson et al., 1999), τα οποία χωρίζονται στο σημείο θραύσης (x_b) και αποτελούν ένα τμήμα στο οποίο κυριαρχεί η ζώνη απόσβεσης/κυματογής (surf profile) και ένα τμήμα στο οποίο κυριαρχεί η ζώνη της διάθλασης (refraction-shoaling profile) (Σχήμα 3-8). Διαπιστώνεται ότι και τα 2 τμήματα της διατομής περιγράφονται από παρόμοιες εκφράσεις και εξαρτώνται από τις παραμέτρους A και C , που περιγράφουν την διάχυση της κυματικής ενέργειας και από τις B και D που περιγράφουν την ανάκλαση από την παραλία.



Σχήμα 3-9. Εποχιακές μεταβολές στο προφίλ της παραλίας (θερινό: summer, χειμερινό: winter προφίλ), έτσι όπως προκύπτουν από τις εξισώσεις των Medina et al. (2003) (Medina et al., 2003).

Οι γνωστές και καλά τεκμηριωμένες εποχιακές αλλαγές της παραλιακής διατομής ως απόκριση στα υψηλής ενέργειας χειμερινά κύματα και τα χαμηλής ενέργειας θερινά κύματα, μπορούν να μελετηθούν με την βοήθεια του διαχωρισμού σε διατομές απόσβεσης και διάθλασης, όπως ορίστηκαν από τους Medina et al. (2003). Αύξηση του κυματικού ύψους θα έχει δύο βασικές επιδράσεις στο σχήμα της διατομής ισορροπίας: (i) η διατομή διάθλασης/ρήχωσης θα γίνει περισσότερο απότομη καθώς η παράμετρος σχήματος C αυξάνεται και (ii) το όριο της διατομής απόσβεσης/κυματογής θα μετατοπισθεί προς τα ανοικτά, λόγω του μεγαλύτερου βάθους της κυματικής θραύσης. Υποθέτοντας ότι ο όγκος των παραλιακών ιζημάτων παραμένει σταθερός, οι εποχιακές αλλαγές θα εμφανισθούν ως μετατοπίσεις των δύο τμημάτων της διατομής (απόσβεσης και διάθλασης/ρήχωσης) (βλ. Σχήμα 3-9).

Οι Bernabeu et al. (2003b) προσδιόρισαν για τις απορροφητικές παραλίες τις παραμέτρους A , C , B και D χρησιμοποιώντας δεδομένα πεδίου και συγκρίνοντας τις με την αδιάστατη ταχύτητα καθίζησης $\Omega_{sf} = H/w_s T$ (H : ύψος κύματος, T : περίοδος κύματος, w_s : ταχύτητα καθίζησης), η οποία εμπεριέχει τις κύριες παραμέτρους που καθορίζουν τη μορφολογία της διατομής (κοκκομετρία και κυματικό κλίμα). Όλοι οι συντελεστές συσχετίζονται με την αδιάστατη ταχύτητα καθίζησης Ω_{sf} για λόγους απλοποίησης του μοντέλου και προκύπτουν οι σχέσεις [3-16].

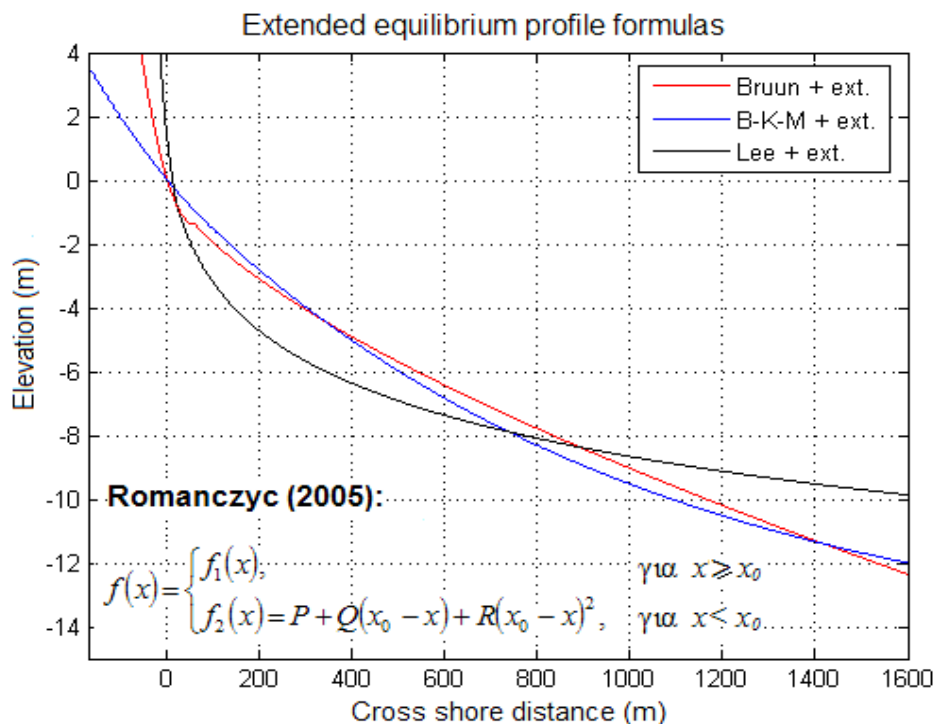
$$\begin{aligned} A &= 0.13 - 0.01\Omega_{sf} \\ B &= 0.005 + 0.26 \exp(-0.75\Omega_{sf}) \\ C &= 0.11 + 0.025\Omega_{sf} \\ D &= 0.006 + 0.1 \exp(-0.73\Omega_{sf}) \end{aligned} \quad [3-16]$$

Οι Bernabeu et al. (2003a) με παρόμοιο τρόπο προσδιόρισαν τους συντελεστές A , C , B και D για την περίπτωση μεσο- και μακρο-παλιρριακών παραλιών (Σχέσεις [3-17]).

$$\begin{aligned} A &= (0.21 - 0.02\Omega_{sf}) \\ B &= 0.89 \exp(-1.24\Omega_{sf}) \\ C &= (0.06 + 0.04\Omega_{sf}) \\ D &= 0.22 \exp(-0.83\Omega_{sf}) \end{aligned} \quad [3-17]$$

Τέλος, οι Romanczyk et al. (2005) προέκτειναν τους υπολογισμούς για την διατομή ισορροπίας υψηλότερα στη χερσαία παραλία, πάνω από την ακτογραμμή (Σχήμα 3-10). Εφάρμοσαν επίσης την ιδέα του διαχωρισμού της διατομής σε 2 τμήματα, με σημείο τομής το x_0 . Για το τμήμα $x \geq x_0$ (offshore zone) χρησιμοποίησαν τις εξισώσεις των Bruun, Larson (1991), Bodge (1992) και Lee (1994), ενώ για το τμήμα $x < x_0$ (onshore zone) χρησιμοποίησαν μια συνάρτηση δευτέρου βαθμού. Η γενική μορφή των εκφράσεων που πρότειναν έχει ως εξής:

$$f(x) = \begin{cases} f_1(x), & \text{για } x \geq x_0 \\ f_2(x) = P + Q(x_0 - x) + R(x_0 - x)^2, & \text{για } x < x_0 \end{cases} \quad [3-18]$$



Σχήμα 3-10. Οι εκτεταμένες διατομές ισορροπίας (extended equilibrium profile formulas) των Bruun, Bodge και Komar and McDougal (B-K-M) και Lee όπως προκύπτουν από τις εκφράσεις των Romanczyk et al. (2005) (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Στα μοντέλα μορφολογικής εξέλιξης ως δεδομένο εισόδου απαιτείται η αρχική τοπογραφία της παραλίας. Καθώς δεν υπάρχουν πάντα δεδομένα της αρχικής τοπογραφίας δημιουργήθηκε η ανάγκη για την παραγωγή εξισώσεων που να μπορούν να περιγράψουν το σχήμα του παραλιακού προφίλ. Οι πρώτες παρατηρήσεις έδειξαν ότι πρόκειται για ένα κοίλο σχήμα με μεγαλύτερη κλίση κοντά στην ακτή και μικρότερη προς την ανοικτή θάλασσα. Τις παρατηρήσεις αυτές επιβεβαίωσαν οι εκφράσεις που προτάθηκαν από τους Bruun (1962), Larson (1991) Bodge (1992) και Komar and McDougal (1994) και Lee (1994). Έχει αποδειχθεί (Pilkey et al., 1993· Thieler et al., 2000, στην παρούσα εργασία, βλ. ενότητα 5.2) όμως ότι οι εκφράσεις αυτές μπορούν να περιγράψουν ορισμένα μόνο προφίλ παραλιών και δεν μπορούν να έχουν ευρύτερη εφαρμογή. Επίσης αδυνατούν να περιγράψουν την παρουσία κοιλιών και αναβαθμών. Οι εξισώσεις που προτάθηκαν από τους Bernabeu et al., 2003 και Larson et al., 1999 (L-K-W) χωρίζουν το παραλιακό προφίλ σε δύο τμήματα με σημείο διαχωρισμού το σημείο θραύσης. Θεωρούν ότι τα δύο αυτά τμήματα του προφίλ υπόκεινται σε τελείως διαφορετικές διεργασίες και προτείνουν διαφορετικές

εξισώσεις για την περιγραφή τους. Η ιδέα αυτή του διαχωρισμού του προφίλ σε δύο τμήματα έδωσε τη δυνατότητα περιγραφής των κοιλιών και αναβαθμών του προφίλ.

Στην παρούσα εργασία δεν χρησιμοποιείται καμιά από τις παραπάνω εκφράσεις για να περιγραφούν οι αρχικές μορφολογικές συνθήκες στην εφαρμογή των μοντέλων, καθώς η σύγκριση τους με πραγματικά δεδομένα παραλιακών διατομών (βλ. Ενότητα 5.2), έδειξε ότι δεν επαρκούν για μια ακριβή περιγραφή της μορφολογίας των παραλιών. Αντί αυτών χρησιμοποιήθηκε η πρώτη χωρική ιδιοσυνάρτηση η οποία προέκυψε από EOF ανάλυση χρονοσειρών αποτυπώσεων φυσικών διατομών (βλ. Ενότητα 4.5 και 5.2).

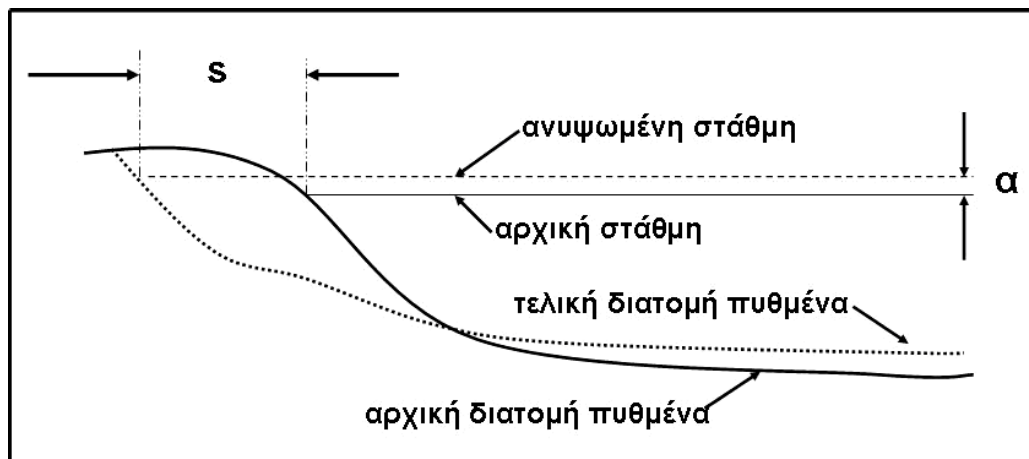
Κάποια από τα μοντέλα (SBEACH, Edelman, Bruun, Dean, Kriebel and Dean) που περιγράφονται (βλ. Ενότητα 3.2) και εφαρμόζονται (βλ. Ενότητα 5.3) στη συνέχεια στηρίζονται στην εξίσωση του Bruun για την διατομή ισορροπίας. Τα μοντέλα αυτά εξετάζονται και στην παρούσα εργασία, καθώς έχουν ευρέως χρησιμοποιηθεί (ιδιαίτερα το μοντέλο του Bruun) σε διάφορες εφαρμογές παράκτιας μηχανικής. Εφαρμόζονται ως συστοιχία μοντέλων και αξιολογούνται σε σύγκριση με το υψηλής ακρίβειας μοντέλο Boussinesq (βλ. Ενότητα 4.1 και 5.4)

3.2 Μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής

Η αντίδραση των ακτών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης είναι η οπισθοχώρηση τους (Σχήμα 3-11). Οι μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις αναμένονται στις χαμηλές ακτές που συνίστανται από χαλαρά ιζήματα (παραλίες) μικρής κοκκομετρίας και χαρακτηρίζονται από μικρές κλίσεις, ιδιαίτερα σε εκείνες που σχετίζονται με παράκτιες πεδιάδες, δέλτα και ποταμόκολπους (estuaries) (π.χ. Carter, 1980· 1988 και Κεφ. 2).

Για την πρόγνωση της απόκρισης της ακτογραμμής στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα, η βασική αρχή των οποίων είναι ότι καθώς η θαλάσσια στάθμη ή/και οι κυματικές συνθήκες αλλάζουν, η παραλιακή διατομή μεταβάλλεται, οδηγούμενη σε νέα μορφολογία. Τα μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής προσομοιώνουν μεταβολές στον χώρο και στον χρόνο και διαχωρίζονται σε δύο διαφορετικούς τύπους: τα *στατικά* και τα *δυναμικά* μοντέλα. Στην περίπτωση των στατικών μοντέλων, η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής προκύπτει από την επίλυση μιας ή συστήματος εξισώσεων χωρίς να

λαμβάνονται υπ' όψη υδροδυναμικές και ιζηματοδυναμικές διεργασίες, ενώ στην περίπτωση των δυναμικών μοντέλων η προσομοίωση βασίζεται στην σύζευξη υδροδυναμικών και ιζηματοδυναμικών μοντέλων που υπολογίζουν την στερεομεταφορά σε διαφορετικά σημεία της διατομής και αλγόριθμους που μετατρέπουν τα χωρο-χρονικά διαφορικά της σε μεταβολές της παραλιακής μορφολογίας.



Σχήμα 3-11. Σκαρίφημα που δείχνει την ανταπόκριση της παραλίας στην αύξηση της θαλάσσιας στάθμης. Αν η θαλάσσια στάθμη αυξηθεί κατά α , το ίζημα του μετώπου της παραλίας διαβρώνεται και μεταφέρεται στον παρακείμενο πυθμένα με αποτέλεσμα η ακτογραμμή να υποχωρήσει κατά s (Μονιούδη et al., 2009).

3.2.1 Στατικά μοντέλα

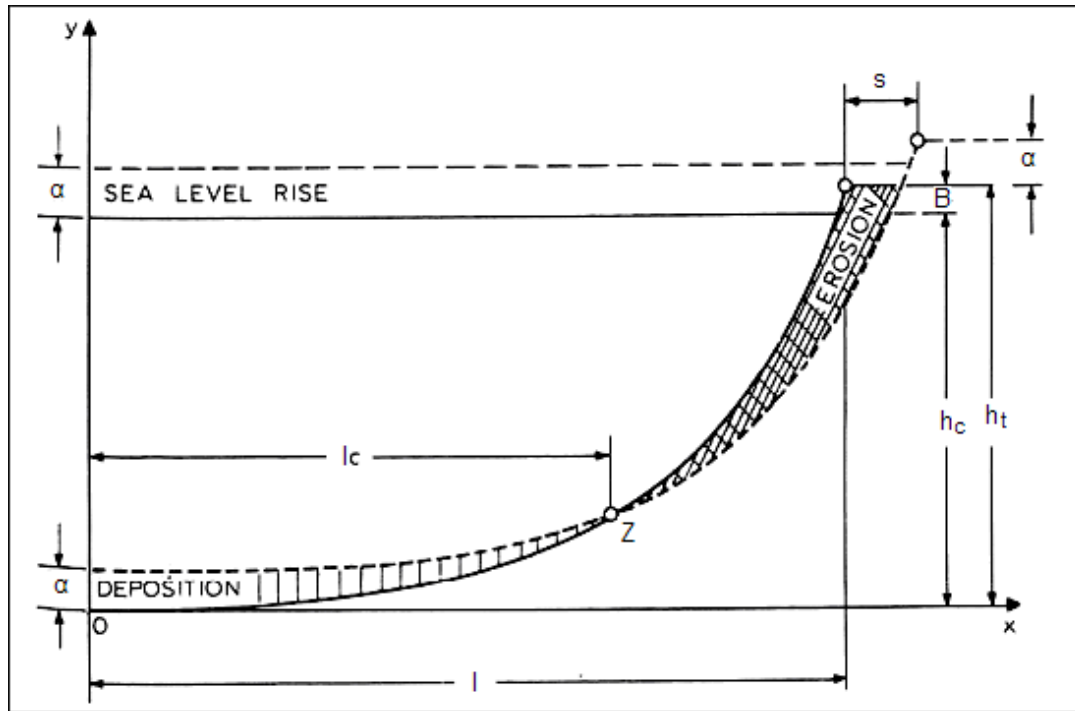
Η πρώτη εμπειριστατωμένη προσπάθεια εκτίμησης της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω άνοδου της θαλάσσιας στάθμης έγινε από τον Bruun (1962). Το μοντέλο αφορά το μακροπρόθεσμο ισοζύγιο των κινήσεων παραλιακών ιζημάτων και ακτογραμμής και βασίζεται στην αρχή της ύπαρξης για κάθε παραλία μιας διατομής (προφίλ) ισορροπίας. Το μοντέλο θεμελιώνεται στις εξής υποθέσεις: (i) η ενεργή διατομή της χερσαίας και υποθαλάσσιας παραλίας εγκάρσια (κάθετα) προς την ακτογραμμή τείνει προς μια διατομή ισορροπίας που μπορεί να θεωρηθεί ως η βέλτιστη (στατιστικά) μέση διατομή (βλ. και Ενότητα 3.1)• (ii) κατά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, η διατομή ισορροπίας μετατοπίζεται προς την ξηρά, προκαλώντας ιζηματική διάβρωση στην χερσαία και απόθεση στην υποθαλάσσια παραλία (Σχήμα 3-11)• (iii) το ίζημα που διαβρώνεται από το παραλιακό μέτωπο αποτίθεται στον παρακείμενο πυθμένα μεταξύ ακτογραμμής και βάθους κλεισίματος

(closure depth), δηλ. του βάθους το οποίο ‘κλείνει’ τις παράκτιες διεργασίες μεταφοράς ιζημάτων και ορίζει το εξωτερικό (θαλάσσιο) όριο της υποθαλάσσιας παραλίας (βλ και Ενότητα 3.1)• και (iv) η ανύψωση του πυθμένα στην υποθαλάσσια παραλία λόγω της απόθεσης ιζήματος είναι ίση με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, με συνέπεια το βάθος να παραμένει σταθερό. Η παραλιακή οπισθοχώρηση δίνεται (Bruun, 1962• 1983• 1988) από την σχέση:

$$s = \frac{l \cdot a}{h_c + B_h} \quad [3-19]$$

όπου s η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής, l η οριζόντια απόσταση μέχρι το βάθος κλεισίματος του ιζήματος, h_c το βάθος κλεισίματος, a η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης και B_h το ύψος του μετώπου της ακτής (η κατακόρυφη απόσταση από τη μέση στάθμη έως την κορυφή του 1^{ου} χερσαίου αναβαθμού) (Σχήμα 3-12).

Νεότεροι ερευνητές υποστήριξαν ότι υπάρχουν περιορισμοί στην εφαρμογή του μοντέλου (π.χ. Dubois, 1992), ή/και ότι είναι πρακτικά ανεφάρμοστο (π.χ. Lowenstein, 1985• Pilkey et al., 1993• Cooper και Pilkey, 2004, βλ. όμως και Zhang et al., 2004). Βασικά προβλήματα του μοντέλου θεωρούνται ότι: (i) αγνοείται η ύπαρξη/δυναμική χαρακτηριστικών γεωμορφών των φυσικών παραλιών (π.χ. των έξαλων (berms) και ύφαλων (bars) αναβαθμών) (Komar, 1998) και βασίζεται σε μια απλουστευμένη μορφή της διατομής ισορροπίας (βλ. Ενότητα 3.1)• (ii) δεν καθορίζονται οι διαστάσεις της συνολικής διατομής (CEM, 2008)• (iii) υπάρχει προβληματισμός όσον αφορά τη δυνατότητα ενός μοντέλου που βασίζεται στην αρχή της διατομής ισορροπίας να περιγράψει τις (συνηθισμένες) επεισοδιακές δυναμικές αλλαγές• (iv) αγνοεί πλήρως την επίδραση των επιμήκων ρευμάτων (longshore currents) (Pilkey et al., 1993)• (v) υπάρχει δυσκολία στον καθορισμό ενός ρεαλιστικού βάθους κλεισίματος, σύμφωνα με το οποίο οι αλλαγές της θαλάσσιας στάθμης δε θα έχουν μετρήσιμη επίδραση στην ανύψωση ή την κλίση του πυθμένα• (vi) προκαλείται σύγχυση από την ασυνέχεια της παραλιακής διατομής στο βάθος κλεισίματος (Hands, 1983)• και (vii) δεν έχουν όλες οι παραλιακές διατομές κοίλο σχήμα (Pilkey et al., 1993 και Ενότητα 3.1).



Σχήμα 3-12. Σχηματική απεικόνιση του κανόνα του Bruun στην οποία διαφαίνεται η διάβρωση του ανώτερου τμήματος της παραλίας με συνέπεια την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής κατά s , καθώς και η απόθεση του ιζήματος στον παρακείμενο πυθμένα, ως απόκριση στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας (sea level rise) κατά a (h_c : βάθος κλεισίματος, B : ύψος του αναβαθμού, $h_t = h_c + B$, erosion: διάβρωση, deposition: απόθεση) (τροποποιημένο από Slott J., 2003).

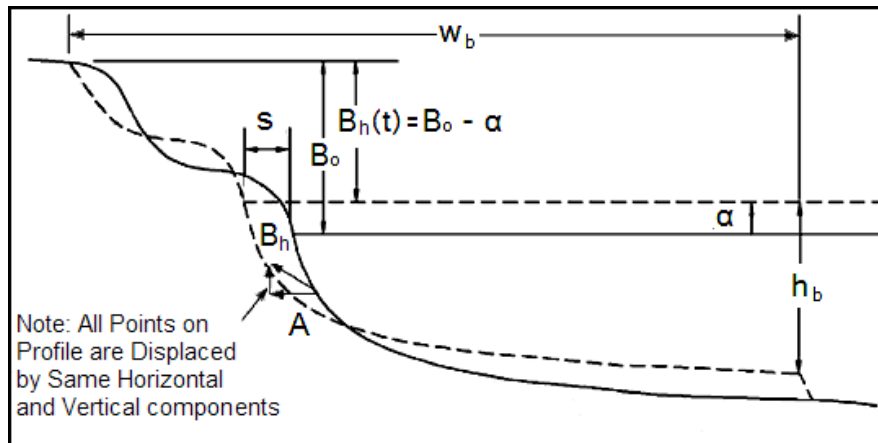
Ένα νεότερο μοντέλο που προτάθηκε για περισσότερη ρεαλιστικές παραλιακές διατομές και μεγαλύτερες και χρονικά ποικίλες (λόγω π.χ. ακραίων συμβάντων-μετεωρολογικών παλιρροιών (storm surges)) ανόδους της θαλάσσιας στάθμης είναι αυτό του Edelman (1972), σύμφωνα με το οποίο η παραλιακή διατομή διατηρεί την βασική της μορφολογία κατά την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, και ισχύει:

$$\frac{ds}{dt} = \frac{d\alpha}{dt} \left[\frac{w_b}{h_b + B_h(t)} \right] \quad [3-20]$$

όπου, s η παραλιακή οπισθοχώρηση, α η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, $B(t)$ το στιγμιαίο συνολικό ύψος της συνολικής διατομής πάνω από την τρέχουσα στάθμη και h_b και w_b το βάθος θραύσης και το πλάτος της ζώνης απόσβεσης (surf), αντίστοιχα (Σχήμα 3-13). Αντικαθιστώντας και ολοκληρώνοντας προκύπτει:

$$s(t) = w_b \ln \left[\frac{h_b + B_o}{h_b + B_h - \alpha(t)} \right] \quad [3-21]$$

όπου B_o το αρχικό ύψος του έξαλου αναβαθμού (berm).



Σχήμα 3-13. Σκαρίφημα ορισμού για το μοντέλο του Edelman όπου διαφαίνεται η παραλιακή οπισθοχώρηση s του μετώπου της παραλίας λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης κατά α (όπου w_b και h_b το πλάτος και βάθος θραύσης, B_o το αρχικό ύψος του έξαλου αναβαθμού και $B(t)$ το στιγμιαίο συνολικό ύψος της συνολικής διατομής πάνω από την τρέχουσα στάθμη. (τροποποιημένο από CEM, 2008).

Το μοντέλο του Dean (1991) που επινοήθηκε για την πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω αυξημένης κυματικής ενέργειας χρησιμοποιεί τη διατομή ισορροπίας που προσεγγίζεται από την σχέση $h = A x^m$, όπου A παράμετρος που ελέγχεται από την κοκκομετρία (Ενότητα 3.1). Η παραλιακή οπισθοχώρηση/διάβρωση δίνεται από την σχέση:

$$s = (a + 0.068H_b) \frac{w_b}{B_h + h_b} \quad [3-22]$$

όπου h_b το βάθος θραύσης, H_b το κυματικό ύψος στην θραύση, w_b το πλάτος της ζώνης απόσβεσης, που καθορίζεται για την διατομή ισορροπίας ως $w_b = (h_b/A)^{3/2}$ και A η παράμετρος κλίμακας ($A = 2.25 (w_s^2/g)^{1/3}$) που ελέγχεται από την κοκκομετρία (w_s , η ταχύτητα καθίζησης του ιζήματος).

Οι Kriebel and Dean (1993) εξέτασαν την περίπτωση που η παραλιακή διατομή εμφανίζει ένα κάθετο μέτωπο στην ίσαλη γραμμή και την περίπτωση διατομής με κεκλιμένο μέτωπο. Έδειξαν ότι αν ο σφηνοειδής όγκος ιζήματος που υπάρχει μετά το σημείο θραύσης ληφθεί υπ' όψη, θα μπορούσαν να αναπτυχθούν

βελτιωμένες εκφράσεις για την παραλιακή οπισθοχώρηση λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Σύμφωνα λοιπόν με τους Kriebel and Dean (1993), το γενικό αποτέλεσμα για την οπισθοχώρηση λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge) που προκαλεί άνοδο της θαλάσσιας στάθμης a είναι:

$$s = a \frac{w_b - \frac{h_b}{\tan \beta}}{B_h + h_b - \frac{a}{2}} \quad [3-23]$$

όπου $\tan \beta$ είναι η κλίση της παραλιακής διατομής στην ίσαλη γραμμή (ακτογραμμή). Αυτή η κλίση ενώνεται με την κοίλη διατομή ισοροπίας σε ένα βάθος, όπου η κλίση είναι ίση με το $\tan \beta$. Συνεπώς, το πλάτος της ζώνης απόσβεσης/κυματογής μπορεί ναδειχθεί ότι είναι ίσο με:

$$w_b = \psi_o + \left(\frac{h_b}{A}\right)^{3/2}, \text{ όπου } \psi_o = \frac{(4A^3)}{(27(\tan \beta)^3)} \quad [3-24]$$

όπου ψ_o είναι ένα αντιστάθμισμα (offset) της ακτογραμμής μεταξύ του κεκλιμένου μετώπου της παραλίας και της φανταστικής (ή εικονικής) διατομής ισοροπίας. Στις περισσότερες περιπτώσεις το αντιστάθμισμα (offset) είναι πολύ μικρό ($\psi_o \approx 0$) και μπορεί να αγνοηθεί κατά τον υπολογισμό του πλάτους της ζώνης απόσβεσης (Kriebel and Dean, 1993).

3.2.2 Δυναμικά μοντέλα

Ο δυναμικός χαρακτήρας της παράκτιας ζώνης επέβαλλε την ανάπτυξη δυναμικών υπολογιστικών μοντέλων. Τα μοντέλα αυτά συνήθως αποτελούνται από υπο-μοντέλα που σε κάθε χρονικό βήμα υπολογίζουν: (i) τις παραλιακές υδροδυναμικές συνθήκες με κύρια δεδομένα εισόδου την βαθυμετρία και τις κυματικές συνθήκες στην ζώνη της ανοικτής θάλασσας (offshore zone)• (ii) την ιζηματομεταφορά από τους κυματισμούς και τα κυματογενή ρεύματα• και (iii) την μεταβολή της μορφολογίας (βαθυμετρίας). Η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι το πέρας της επιθυμητής διάρκειας προσομοίωσης, ώστε να εξασφαλιστεί η δυναμική αλληλεπίδραση των στοιχείων του μορφοδυναμικού συστήματος (Βουσδούκας, 2006). Τα υπο-μοντέλα των δυναμικών μοντέλων οπισθοχώρησης της ακτογραμμής περιγράφονται στη συνέχεια.

Υδροδυναμικά υπο-μοντέλα

Τα υδροδυναμικά μοντέλα¹ υπολογίζουν την εγκάρσια εξέλιξη του κυματικού ύψους και των τροχιακών ταχυτήτων καθώς και τις μέσες ταχύτητες των εγκάρσιων (cross-shore) και επιμηκών (longshore) ρευμάτων. Η κλασική μέθοδος περιγραφής του μετασχηματισμού του κύματος στην ζώνη απόσβεσης/κυματογής βασίζεται σε μία προσέγγιση, στην οποία οι εξισώσεις ορμής και ενέργειας ολοκληρώνονται στο πέρασ μιας περιόδου κύματος (phase-averaged). Η πιο λεπτομερής περιγραφή των μη γραμμικών διεργασιών στην ζώνη απόσβεσης απαιτεί όμως μοντέλα που κάνουν υπολογισμούς σε όλο το χρονικό διάστημα (phase-resolving) (Madsen et al., 1997). Υπάρχουν δύο κύριες προσεγγίσεις υδροδυναμικών μοντέλων:

- (i) Η παραμετρική προσέγγιση (π.χ. Roelvink and Stive, 1989· Nairn and Southgate, 1993), η οποία θεωρεί ότι το φυσικό κυματικό πεδίο είναι περιορισμένου εύρους σε σχέση με την συχνότητα/διεύθυνση και, έτσι, μπορεί να περιγραφεί από ένα αντιπροσωπευτικό κυματισμό· όλοι οι ακόλουθοι υπολογισμοί (υδροδυναμικής και ιζηματομεταφοράς) οδηγούνται από τον κυματισμό αυτό (Grasmeijer and Ruessink, 2003).
- (ii) Η στοχαστική προσέγγιση (π.χ. Dally and Dean, 1986· Dally, 1992), στην οποία η υδροδυναμική και ιζηματομεταφορά οδηγείται από διαφορετικές κυματικές 'κλάσεις', για τις οποίες οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται ξεχωριστά. Η μέθοδος είναι στοχαστική με την έννοια ότι οι διάφορες κυματικές συνθήκες έχουν διαφορετικές πιθανότητες εμφάνισης (Grasmeijer and Ruessink, 2003).

Τα υδροδυναμικά μοντέλα κατηγοριοποιούνται επίσης ανάλογα με τις διαστάσεις τους σε: (i) μονοδιάστατα μοντέλα (1-D), (ii) διδιάστατα-εγκάρσια/κάθετα στην ακτή μοντέλα (2-DV), (iii) διδιάστατα-οριζόντια υδροδυναμικά μοντέλα (2-DH), (iv) ψευδό-τριδιάστατα μοντέλα (Quasi-3-D models) και (v) τριδιάστατα (3-D) μοντέλα.

Τα μονοδιάστατα μοντέλα πραγματοποιούν υπολογισμούς στην κάθετη (εγκάρσια) στην ακτογραμμή διεύθυνση. Υπάρχουν διάφορες προσεγγίσεις, όπως π.χ. μοντέλα που βασίζονται στην ενεργητική προσέγγιση. Η γενική παραδοχή των μοντέλων αυτών είναι ότι η ροή κυματικής ενέργειας εγκάρσια στην ακτή, ισούται με την απώλεια ενέργειας λόγω θραύσης και απόσβεσης των κυματισμών. Ευρέως

¹ Τα υπο-μοντέλα αποτελούν αυτοτελή ολοκληρωμένα μοντέλα όταν χρησιμοποιούνται ανεξάρτητα, θεωρούνται όμως υπομοντέλα όταν συνδυάζονται για να συγκροτηθούν τα δυναμικά μοντέλα παράκτιας οπισθοχώρησης.

χρησιμοποιούμενα μοντέλα που βασίζονται στην ενεργητική προσέγγιση είναι τα μοντέλο των Battjes and Janssen (1978) και του Leont'yev (1997), το οποίο ενσωματώνει μη γραμμικούς κυματισμούς.

Πολλά υδροδυναμικά μοντέλα επικεντρώνονται στην επίλυση διαφορετικών εκδοχών των εξισώσεων ορμής και μάζας (ροής νερού) που σχετίζονται με μη γραμμικές εξισώσεις κυματισμών στα ρηχά νερά (nonlinear shallow water equations) (π.χ. Hibberd and Peregrine, 1979· Kobayashi et al., 1989). Μια εναλλακτική προσέγγιση αποτελούν οι εξισώσεις Boussinesq, που μπορούν να εφαρμοστούν για ευρύτερα κυματικά φάσματα και μεγαλύτερες χωρικές διαστάσεις· παραδείγματα τέτοιων μοντέλων αποτελούν τα μοντέλα των Karambas and Koutitas (1992), Eldeberky and Battjes (1996) και Lynett (2006).

Στα δισδιάστατα-εγκάρσια στην ακτή μοντέλα (2DV), η περιγραφή των ροών που απαιτείται για την εκτίμηση της ίζηματομεταφοράς (στερεοπαροχής), μπορεί να βελτιωθεί με την ενσωμάτωση υπο-ρουτίνων αναλυτικού υπολογισμού του κατακόρυφου πεδίου της ταχύτητας (1-DV μοντέλα). Με αυτό τον τρόπο περιγράφονται σημαντικές συνθήκες/διεργασίες, όπως το οριακό στρώμα του πυθμένα, η παραγωγή τύρβης και το δευτερογενές κυματογενές ρεύμα κοντά στον πυθμένα (wave streaming), τα οποία δεν περιγράφονται από τα 1-D μοντέλα· παράδειγμα αποτελεί το (2-DV) μοντέλο COBRAS (Liu et al., 1999, 2000· Hsu et al., 2002) που επιλύει τροποποιημένες Navier–Stokes (2-DV Reynolds Averaged Navier–Stokes-RANS) εξισώσεις. Οι Rakha et al. (1997) ανέπτυξαν ένα ημι/ψευδο--δισδιάστατο μοντέλο μορφοδυναμικής εξέλιξης της παραλιακής διατομής (Quasi-2-DV model), συνδυάζοντας ένα μονοδιάστατο (εγκάρσιο στην ακτή) υδροδυναμικό μοντέλο Boussinesq με ένα κατακόρυφο 1-DV μοντέλο για να υπολογίσουν την ίζηματομεταφορά σε μικρές χρονικές κλίμακες (πολύ μικρότερες της κυματικής περιόδου- intra-wave).

Τα δισδιάστατα-οριζόντια υδροδυναμικά μοντέλα (2-DH) (π.χ. Brocchini et al., 2001· Dibajnia et al., 2004) επιλύουν τις εξισώσεις διατήρησης ορμής και μάζας, σε ολοκληρωμένη (ως προς το βάθος) μορφή. Αφού υπολογισθούν οι κυματικές παράμετροι και οι τάσεις ακτινοβολίας (radiation-stresses Longuet-Higgins and Stewart, 1962), ακολουθεί η περιγραφή των ροών (ρευμάτων) από μοντέλα παράκτιας κυκλοφορίας. Ένα σύγχρονο 2-DH μοντέλο αποτελεί το Mike 21 και η βελτιωμένη έκδοση Mike 21 FM (όπου FM: Flexible Mesh αναφέρεται στον τύπο του

καννάβου) το οποίο προσομοιώνει την ασταθή ροή (unsteady flow) του νερού, ως απόκριση ποικιλίας παραγόντων και λαμβάνοντας υπ' όψη τις διακυμάνσεις της πυκνότητας, της βαθυμετρίας και εξωτερικών παραγόντων (DHI, 2007). Το μοντέλο βασίζεται στην αριθμητική επίλυση των ολοκληρωμένων κατά Reynolds εξισώσεων Navier-Stokes (Reynolds-averaged Navier Stokes, RANS) υπό τις προϋποθέσεις του Boussinesq και της υδροστατικής πίεσης (DHI, 2007). Το μοντέλο Mike 21 έχει εφαρμοστεί επιτυχώς από διάφορους ερευνητές (π.χ. Panigrahi et al., 2010· Madsen and Jakobsen, 2004). Ένα ανοιχτής πηγής (open-source) 2-DH μοντέλο το οποίο αναπτύχθηκε για να προβλέψει την απόκριση σε χρονικά ποικίλες συνθήκες καταγίδων και τυφώνων αποτελεί το Xbeach (Roelvink et al., 2009). Η καινοτομία αυτού του μοντέλου περιλαμβάνει ένα νέο χρονικά ανεξάρτητο αλγόριθμο της ισοροπίας της κυματικής δράσης, ο οποίος επιλύει την κυματική διάθλαση, λαμβάνει υπ' όψη τη διακύμανση της κυματικής δράσης στις x, y διευθύνσεις, στο χρόνο και σε όλο το φάσμα των κατευθύνσεων και μπορεί να προσομοιώσει τη διάδοση και τη διάχυση των κυματικών ομάδων. Ένα πρόσθετο πλεονέκτημα αυτού του αλγόριθμού είναι ότι δεν απαιτείται ένα ξεχωριστό κυματικό μοντέλο που να προβλέπει τη μέση κυματική κατεύθυνση και έτσι επιτρέπει στις διαφορετικές κυματικές ομάδες να ταξιδεύουν σε διαφορετικές κατευθύνσεις. Στη διάδοση του κυματισμού περιλαμβάνεται και η αλληλεπίδραση με τα ρεύματα (Roelvink et al., 2010). Το Xbeach έχει βαθμονομηθεί με μια σειρά αναλυτικών εργαστηριακών και πειραματικών δοκιμών (Roelvink et al., 2009) και έχει εφαρμοστεί από τους McCall et al. (2010), Lidemer et al. (2010) και Vousdoukas et al., 2011b.

Τα ψευδο-τρισεδιάστατα υδροδυναμικά μοντέλα (Quasi-3-D models) προκύπτουν από τον συνδυασμό δυσεδιάστατων μοντέλων με υπο-ρουτίνες που περιγράφουν τις ροές στον κατακόρυφο άξονα. Τα παλαιότερα ψευδο-τρισεδιάστατα μοντέλα πραγματοποιούσαν υπολογισμούς ολοκληρωμένους στην κυματική περίοδο (π.χ. De Vriend and Stive, 1987· Briand and Kamphuis, 1993), ενώ πιο πρόσφατα αναπτύχθηκαν και μοντέλα που πραγματοποιούν υπολογισμούς σε μικρότερες της κυματικής περιόδου- intra-wave) κλίμακες (π.χ. Cruz et al., 1997· Rakha, 1998).

Τα τρισεδιάστατα αριθμητικά μοντέλα (3D models) (π.χ. Delft3D και MIKE 3 FM) είναι ακόμα σε αρχικά στάδια ανάπτυξης και απαιτείται αρκετή έρευνα πριν μπορέσουν να χρησιμοποιηθούν για διαχειριστικούς σκοπούς (π.χ. Schwartz, 2005) Mcleod et al., 2010). Τα μοντέλα αυτά απαιτούν την καλή γνώση διαφόρων

παραμέτρων της έκαστης περιοχής εφαρμογής, όπως π.χ. το κυματικό καθεστώς, η επιμήκη και εγκάρσια στερεομεταφορά και το ισοζύγιο ιζήματος· αυτά τα δεδομένα πολύ σπάνια είναι διαθέσιμα στους διαχειριστές των παράκτιων εφαρμογών. Επίσης, ο μεγάλος υπολογιστικός χρόνος που απαιτείται, για την τρισδιάστατη προσομοίωση, τα καθιστά μη πρακτικά στη διαχείριση των παράκτιων περιοχών (McLeod et al., 2010). Συνεπώς, η ακρίβεια των αποτελεσμάτων των αριθμητικών μοντέλων, μπορεί να μην είναι η ζητούμενη σε περιπτώσεις μικρής διαθεσιμότητας κατάλληλων τοπικών δεδομένων και έμπειρου προσωπικού (Schwartz, 2005). Το μοντέλο MIKE 3 είναι πλήρως τρισδιάστατο και επιλύει τις εξισώσεις ορμής και συνέχειας στις 3 Καρτεσιανές διευθύνσεις. Προσομοιώνει τη μη σταθερή ροή λαμβάνοντας υπ' όψη της διακυμάνσεις της πυκνότητας, της βαθυμετρίας και εξωτερικών παραγόντων όπως μετεωρολογικές, παλιρροιακές στάθμες, ρεύματα και άλλες υδροδυναμικές συνθήκες. Το σύστημα προσομοίωσης βασίζεται στη διατήρηση της μάζας και της ορμής στις τρεις διευθύνσεις ενός Νευτώνειου ρευστού. Οι προγνωστικές μεταβλητές είναι οι συνιστώσες της ταχύτητας στις 3 διευθύνσεις και η πίεση του ρευστού και οι εξισώσεις διακριτοποιούνται σε ένα πεπλεγμένο σχήμα πεπερασμένων διαφορών. Το μοντέλο Delft3D-FLOW είναι ένα πρόγραμμα υδροδυναμικής προσομοίωσης, το οποίο υπολογίζει τη μη σταθερή ροή και τα φαινόμενα μεταφοράς που προκύπτουν, από τη δράση παλιρροιακών και μετεωρολογικών παραγόντων, σε ένα καμπυλόγραμμο κάβναβο με προσαρμοσμένα όρια. Το μοντέλο εφαρμόζει τον μετασχηματισμό σίγμα-συντεταγμένων (sigma co-ordinate) στην κατακόρυφο, από τον οποίο προκύπτει μια ομαλή αναπαράσταση της τοπογραφίας του πυθμένα. Έτσι το μοντέλο εμφανίζει υψηλή υπολογιστική αποτελεσματικότητα καθώς διατηρεί σταθερό αριθμό κατακόρυφων στρωμάτων στο σύνολο του υπολογιστικού τομέα εφαρμογής του.

Υπο-μοντέλα ιζηματομεταφοράς (στερεοπαροχής)

Τα υπο-μοντέλα χρησιμοποιούν ως δεδομένα εισόδου τα αποτελέσματα του υδροδυναμικού μοντέλου και υπολογίζουν το ρυθμό ιζηματομεταφοράς σε κάθε χωρικό βήμα. Η ιζηματομεταφορά μπορεί να λαμβάνει χώρα ως φορτίο πυθμένα (bedload), ως φορτίο σε αιώρηση (suspended load) και, κάτω από ειδικές συνθήκες, ως στρώμα μεταφερόμενου ιζήματος πλησίον του πυθμένα (sheet flow). Σε αναλογία με τα υδροδυναμικά μοντέλα, οι υπολογισμοί μπορεί να αφορούν την συνολική

στερεομεταφορά κατά την διάρκεια μιας κυματικής περιόδου (time-averaged), ή και πολύ μικρότερες της κυματικής περιόδου χρονικές κλίμακες (intra-wave).

Το φορτίο πυθμένα ελέγχεται κυρίως από την παράμετρο του Shields θ (Shields, 1936), δηλ. τον λόγο μεταξύ της διατμητικής τάσης τ_b (δηλ. της δύναμης ανά μονάδα επιφάνειας) της ροής και του βάρους των (βυθισμένων) κόκκων (π.χ. Βελεγράκης, 2010). η κρίσιμη τιμή της παραμέτρου (θ_{cr}) καθορίζει το κατώφλι κίνησης των πυθμενικών ιζημάτων δηλ. την έναρξη της κίνησης των κόκκων των ιζημάτων και προκύπτει εμπειρικά. Οι κλασσικές εκφράσεις φορτίου πυθμένα (π.χ. Engelund and Fredsøe, 1976, βλ. Elfrink and Baldock, 2002) ελέγχονται από τη διαφορά μεταξύ της τιμής της θ και της κρίσιμης τιμής θ_{cr} (Bagnold, 1966· 1980), η οποία επηρεάζεται και από άλλους παράγοντες, όπως π.χ. η αλληλεπίδραση ρευμάτων/κυμάτων (Paphitis et al., 2001), η κλίση του πυθμένα (Evans and Hardisty, 1989· Fredsøe and Deigaard, 1992· Turner and Masselink, 1998), η διαβάθμιση, το πακετάρισμα, ο προσανατολισμός, το σχήμα των κόκκων του ιζήματος (Komar and Li, 1986· Carling et al. 1992) και η διήθηση (infiltration/exfiltration) του νερού στο παραλιακό μέτωπο (π.χ. Conley and Inman, 1994· Turner and Masselink, 1998, βλ. Elfrink and Baldock, 2002). Πρέπει να σημειωθεί ότι οι εκφράσεις του τύπου Shields-Bagnold δεν περιγράφουν τις αδρανειακές δυνάμεις (που μπορούν να είναι σημαντικές στις περιπτώσεις αδρόκοκκων ιζημάτων στην ζώνη αναρρίχησης (π.χ. Hardisty, 1990· Baldock and Holmes, 1997, βλ. Elfrink and Baldock, 2002)). Το φορτίο αιώρησης, καθώς και η ποσοτική του σχέση σε σύγκριση με το φορτίο πυθμένα στις ζώνες απόσβεσης και διαβροχής εξαρτάται από τις ιδιαίτερες ζηματολογικές (π.χ. Horn and Mason, 1994) και υδροδυναμικές (π.χ. Beach and Sternberg, 1991· Vousdoukas et al., 2009) συνθήκες (Elfrink and Baldock, 2002). Οι διαθέσιμες εκφράσεις/αλγόριθμοι υπολογισμού της ιζηματομεταφοράς βασίζονται τόσο σε σχετικά απλές περιγραφές του συνολικού φορτίου, όσο και σε υπο-ρουτίνες που αναλύουν ξεχωριστά τις διαφορετικές φάσεις του φορτίου και περιγράφουν αναλυτικά την τύρβη, τις διαφορές φάσης μεταξύ ροής και μεταφοράς, και πλήθος άλλων διεργασιών. Το στρώμα του μεταφερόμενου ιζήματος κοντά στον πυθμένα ('sheet-flow') είναι ένα λεπτό στρώμα υψηλής συγκέντρωσης ιζήματος, που βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια, μη συνεκτικών ιζηματογενών πυθμένων, σε συνθήκες έντονου κυματισμού και ρευμάτων. Η ροή αυτή συνεισφέρει σημαντικά στην καθαρή μεταφορά ιζήματος υπό την δράση μεγάλων κυματισμών, επομένως ο

υπολογισμός της είναι της είναι σημαντικός. Η σημασία της πρόσκρουσης των κόκκων μέσα στο στρώμα μεταφερόμενου ιζήματος, απαιτεί προσεγγίσεις μοντελοποίησης, οι οποίες διαφέρουν, από τις τυπικές έννοιες της διάχυσης, των εξωτερικών στρωμάτων χαμηλής συγκέντρωσης (Malarkey et al., 2003).

Πολλά μοντέλα έχουν αναπτυχθεί για την εκτίμηση της παραλιακής ιζηματομεταφοράς. Δύο κύριες προσεγγίσεις είναι αυτές της ενεργητικής προσέγγισης (π.χ. Bagnold, 1963, βλ. Camenen and Larroude, 2003) και της στοχαστικής προσέγγισης (π.χ. Einstein, 1972, βλ. Camenen and Larroude, 2003). Στη συνέχεια αναφέρονται παραδείγματα ιζηματοδυναμικών μοντέλων που προσεγγίζουν το πρόβλημα με διαφορετικούς τρόπους.

Μια από τις πρώτες προσπάθειες υπολογισμού του ρυθμού παράκτιας ιζηματομεταφοράς λόγω συνδυασμένης δράσης κυμάτων και ρευμάτων, η οποία χρησιμοποιείται συχνά ακόμα και σήμερα σε εφαρμογές παράκτιας μηχανικής, είναι αυτή του Bijker (1968). Ως κατεύθυνση μεταφοράς λαμβάνεται αυτή του ρεύματος, αφού η έκφραση αρχικά προτάθηκε για τον υπολογισμό της επιμήκους (παράλληλης) στην ακτογραμμή μεταφοράς (longshore sediment transport):

$$q_b = C_b d_{50} \sqrt{\frac{\mu_c \tau_c}{\rho}} \exp\left(-0.27 \frac{(\rho_s - \rho) g d_{50}}{\mu_c \tau_{cw}}\right) \quad [3-25]$$

$$q_s = 1.83 q_{sb} \left(I_1 \ln \left[\frac{33h}{\delta_c} \right] + I_2 \right) \quad [3-26]$$

όπου q_b και q_s , η στερεοπαροχή σε φορτίο πυθμένα και σε αιώρηση αντίστοιχα, d η μέση διάμετρος κόκκων, h το βάθος, C_b ο συντελεστής θραύσης, δ_c η παράμετρος για τις αμμορυτίδες (ripple parameter), τ_c η διατμητική τάση λόγω ρεύματος, τ_{cw} η διατμητική τάση λόγω συνδυασμένης δράσης κυμάτων και ρευμάτων, ρ_s και ρ , οι πυκνότητες ιζήματος και νερού, I_1 , I_2 τα ολοκληρώματα Einstein (φορτίο σε αιώρηση) και $\delta_c = 100d_{50} / h$ το αδιάστατο πάχος του οριακού στρώματος.

Το μοντέλο του Bailard (1981) βασίστηκε στην ενεργητική προσέγγιση του Bagnold (1966), της οποίας η κύρια ιδέα είναι ότι η ιζηματομεταφορά (στερεοπαροχή) είναι ανάλογη της ροής ενέργειας (τοπικός ρυθμός διάχυσης της ενέργειας) (Camenen and Larroude, 2003). Το μοντέλο διαχωρίζει την μεταφορά σε φορτίο πυθμένα και φορτίο αιώρησης, το οποίο διατηρείται μέσω της τυρβώδους

διάχυσης. Επομένως η συνολική ιζηματομεταφορά εκφράζεται ως $q_t = q_b + q_s \propto \Omega_{cw}$, όπου Ω_{cw} είναι η ροή της ενέργειας λόγω κυμάτων και ρευμάτων. Το μοντέλο του Bailard λαμβάνει υπ' όψη τη στιγμιαία κατανομή ταχυτήτων των κυμάτων και ρευμάτων (Camenen and Larroude, 2003). Για έναν οριζόντιο πυθμένα, ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς μπορεί να περιγραφεί ως διάνυσμα με τιμή:

$$\bar{q}_t = \frac{0.5f_{cw}}{g(s_\rho - 1)} \left(\frac{\varepsilon_b}{\tan \phi} \langle |\bar{u}|^2 \bar{u} \rangle + \frac{\varepsilon_s}{W_s} \langle |\bar{u}|^3 \bar{u} \rangle \right) \quad [3-27]$$

όπου ε_b , ε_s συντελεστές απόδοσης του φορτίου πυθμένα και του φορτίου σε αιώρηση αντίστοιχα, ϕ η γωνία τριβής του ιζήματος· τα σύμβολα $\langle \rangle$ υποδηλώνουν μέσες τιμές για διάφορες κυματικές περιόδους. Ο πρώτος όρος στην παρένθεση περιγράφει το φορτίο πυθμένα και ο δεύτερος το φορτίο αιώρησης. Η σχέση [3-27] έχει βελτιωθεί σημαντικά σε μεταγενέστερες εφαρμογές (π.χ. Roelvink and Stive, 1989· Nairn, 1990· Leontiev, 1997, βλ. Camenen and Larroude, 2003).

Το μοντέλο του Van Rijn (1989) εκφράζεται με ανάλογο τρόπο με αυτό του Bijker (1968), αφού λαμβάνει υπ' όψη το άθροισμα του φορτίου πυθμένα και του φορτίου αιώρησης ολοκληρωμένο ως προς το βάθος (Camenen and Larroude, 2003). Η κατεύθυνση της κίνησης των ιζημάτων είναι επίσης αυτή του ρεύματος και η μορφή της εξίσωσης για το φορτίο πυθμένα είναι:

$$q_b = 0.25d_{50}D_*^{-0.3} \left(\frac{\tau_{cf}}{\rho} \right)^{0.5} \left(\frac{\tau_{cw} - \tau_{cr}}{\tau_{cr}} \right)^{1.5}, \quad \text{όπου} \quad D_* = \left((s_\rho - 1)gd_{50}^3 \right)^{1/3} \quad [3-28]$$

όπου D_* είναι η αδιάστατη διάμετρος των κόκκων, $\tau_{cf} = \mu_c \alpha_{cw} \tau_c$ η συνολική διατμητική τάση λόγω ρευμάτων (συνεκτίμηση της επίδρασης (τριβής) των αμμορυτίδων), τ_{cr} η κρίσιμη τιμή της διατμητικής τάσης (κατώφλι της κίνησης), μ_c παράμετρος σχήματος ($\mu_c = f_c/f_{ct}$) και α_{cw} συντελεστής σχετικός με την επίδραση των κυματισμών (επηρεάζει την μέση διατμητική τάση). Το φορτίο αιώρησης υπολογίζεται λύνοντας την εξίσωση συνέχειας του ιζήματος ως προς το βάθος:

$$\frac{dc_s}{dz} = - \frac{(1 - c_s)^5 c_s W_s}{\varepsilon_{scw}} \quad [3-29]$$

όπου $c_s(z)$ η μέση χρονικά συγκέντρωση σε ύψος από τον πυθμένα z , το $(1 - c_s)^5$ αντιστοιχεί στην μείωση της ταχύτητας καθίζησης λόγω υψηλών συγκεντρώσεων και ε_{scw} συντελεστής μίξης στην περίπτωση αλληλεπίδρασης κυμάτων/ρευμάτων (Camenen and Larroude, 2003).

Ένα ενδιαφέρον μοντέλο ιζηματομεταφοράς αποτελεί αυτό των Dibajnia and Watanabe (1992) και Dibajnia (1995). Το μοντέλο αυτό διαχωρίζει την ιζηματομεταφορά σε δύο φάσεις ανά περίοδο κύματος (διάρκειας $T/2$). Κατά τη διάρκεια της πρώτης φάσης το ίζημα κινείται προς την κατεύθυνση του κύματος ενώ κατά τη δεύτερη φάση προς την αντίθετη κατεύθυνση (Camenen and Larroude, 2003). Το μοντέλο λαμβάνει υπ' όψη την περίπτωση αιώρησης ποσοτήτων ιζήματος μετά το πέρας κάθε φάσης, οι οποίες έτσι θα κινηθούν προς την αντίθετη κατεύθυνση (βλ, επίσης Dohmen-Janssen, 1999).

Ο Ribberink (1998) πρότεινε ένα μοντέλο υπολογισμού του φορτίου πυθμένα, όπου η στιγμιαία μεταφορά προκύπτει από την διαφορά της τρέχουσας παραμέτρου Shields $\theta(t)$, από την κρίσιμη τιμή της θ_{cr} . Η γενική έκφραση είναι της μορφής:

$$\vec{q}_b = m_{Rib} \sqrt{(s-1)gd_{50}^3} \cdot \left\langle \left(\left| \vec{\theta}(t) \right| - \theta_{cr} \right)^{n_{Rib}} \frac{\vec{\theta}(t)}{\left| \vec{\theta}(t) \right|} \right\rangle \quad [3-30]$$

$$\vec{\theta}(t) = 0.5 f_{cw} |u(t)| \frac{\vec{u}(t)}{(s_\rho - 1)gd_{50}} \quad [3-31]$$

όπου η στιγμιαία ταχύτητα $u(t)$ και ο συντελεστής τριβής για ροή υπό την επίδραση κύματος και ρεύματος f_{cw} υπολογίζονται σύμφωνα με τους Madsen and Grant (1976) και $m_{Rib} = 11$, $n_{Rib} = 1.65$ είναι εμπειρικές σταθερές (Camenen and Larroude, 2003).

Υπο-μοντέλα προσδιορισμού της νέας μορφολογίας πυθμένα.

Η ιζηματομεταφορά (φορτίο) q_t αποτελεί κύριο δεδομένο εισόδου του υπο-μοντέλου για την εκτίμηση της δυναμικής βαθυμετρίας. Με την επίλυση της εξίσωσης διατήρησης (συνέχειας) του ιζήματος (π.χ. Leeder, 1999) και των διαφορικών των ρυθμών ιζηματομεταφοράς μεταξύ γειτονικών κελιών της διακριτοποίησης, υπολογίζονται οι μορφολογικές μεταβολές της παραλιακής διατομής, οι οποίες αποτελούν δεδομένα εισόδου του υδροδυναμικού υπο-μοντέλου στο επόμενο χρονικό βήμα· η διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι το πέρας του

συνολικού χρόνου της προσομοίωσης. Στο υπομοντέλο εμφανίζονται συχνά όροι εξομάλυνσης της διατομής, στην περίπτωση που οι εκτιμώμενες μορφολογικές μεταβολές δημιουργούν κλίσεις μεγαλύτερες από μία οριακή τιμή. Οι όροι αυτοί ονομάζονται όροι ‘κατολίσθησης’ (avalanching) και στοχεύουν στην προσομοίωση της επίδρασης της βαρύτητας σε κόκκους που βρίσκονται σε σημεία της διατομής με μεγάλη κλίση.

Περιγραφή δυναμικών μοντέλων οπισθοχώρησης

Τα δυναμικά μοντέλα οπισθοχώρησης της ακτογραμμής χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες (Roelvink and Brøker, 1993): (i) *μοντέλα εξέλιξης της διατομής* και (ii) *μοντέλα που βασίζονται στη φυσική περιγραφή των διεργασιών*.

Η έννοια της διατομής ισορροπίας (Ενότητα 3.1) οδήγησε στην ανάπτυξη μοντέλων που προσδιορίζουν την μορφοδυναμική της παραλιακής διατομής με γνώμονα την διατομή ισορροπίας, αφού θεωρούν ότι ο ρυθμός της εγκάρσιας ιζηματομεταφοράς εξαρτάται από την απόκλιση της διατομής από την διατομή ισορροπίας για δεδομένες κυματικές συνθήκες. Παραδείγματα τέτοιων μοντέλων αποτελούν τα μοντέλα των Kriebel and Dean (1985), Larson (1988) και Larson and Kraus (1989). Στα μοντέλα αυτά, οι εμπειρικοί συντελεστές που χρησιμοποιούνται στις εκφράσεις αναφέρονται σε διάφορες διεργασίες και, συνεπώς, είναι επιθυμητή η βαθμονόμηση τους (Türker and Kabdaşlı, 2007). Προκειμένου όμως να αποκτήσουν μοναδικότητα τα ανεπτυγμένα μοντέλα, απαιτείται να δοθεί ένας πιο συγκεκριμένος χαρακτηρισμός για τους εμπειρικούς συντελεστές παρά να γίνει βαθμονόμηση τους (Türker and Kabdaşlı, 2007). Το σημαντικό πλεονέκτημα των μοντέλων αυτών είναι ότι έχουν μικρές απαιτήσεις υπολογιστικής ισχύος και μπορούν να συνδυαστούν με απλοποιημένα μοντέλα εκτίμησης της παράλληλης προς την ακτή μορφολογικής εξέλιξης. Για την πρόβλεψη μακροπρόθεσμων παραλιακών μορφολογικών μεταβολών έχουν επίσης αναπτυχθεί μοντέλα των οποίων οι εμπειρικοί συντελεστές προκύπτουν από μοντέλα περιγραφής των φυσικών διεργασιών (process-based models) (π.χ. De Vriend et al., 1993). Έτσι, μπορεί να συνδυαστεί η αποτελεσματικότητα των απλούστερων μοντέλων με την ευρεία εφαρμοσιμότητα των μοντέλων φυσικών διεργασιών, ενώ πληροφορίες σχετικά με μακροπρόθεσμες διεργασίες μπορούν επίσης να ενσωματωθούν σε αυτά τα μοντέλα και, συνεπώς, να αποφευχθούν σφάλματα που προκύπτουν από την επέκταση (extrapolation) των

βραχυχρόνιων τάσεων σε μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες (Roelvink and Brøker, 1993). Στην συνέχεια περιγράφονται πιο αναλυτικά δύο αντιπροσωπευτικά παραδείγματα αυτής της κατηγορίας μοντέλων: (i) Το μοντέλο των Kriebel and Dean (1985) και (ii) το μοντέλο SBEACH (Larson and Kraus, 1989).

Το αριθμητικό μοντέλο των Kriebel και Dean (1985) (βλ. επίσης Kriebel, 1986· 1990) ήταν το πρώτο ευρέως χρησιμοποιημένο αριθμητικό μοντέλο που αναπτύχθηκε για την προσομοίωση της παραλιακής οπισθοχώρησης (διάβρωσης) λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης που συνοδεύεται από ισχυρούς κυματισμούς. Υποθέτει ότι η παραλιακή διατομή θα εξελιχθεί σε μια νέα διατομή ισορροπίας, ανταποκρινόμενη στην αυξημένη θαλάσσια στάθμη ή/και τις ενισχυμένες κυματικές συνθήκες. Ο ρυθμός/διεύθυνση της ιζηματομεταφοράς ελέγχονται από την ‘ανισορροπία’ μεταξύ της παραλιακής διατομής σε μια δεδομένη στιγμή της μορφολογικής εξέλιξης και αυτής στην κατάσταση ισορροπίας. Για τον υπολογισμό της ιζηματομεταφοράς χρησιμοποιεί την έκφραση:

$$q = K_s (D_e - D_{eq}) \quad [3-32]$$

όπου K_s μια παράμετρος που εκφράζει τον ρυθμό μεταφοράς και D_e η διάχυση της κυματικής ενέργειας ανά μονάδα όγκου νερού. Σύμφωνα με την σχέση [3-32] όταν υπάρχει ισορροπία $D_e = D_{eq}$ έχουμε ως αποτέλεσμα διατομή ισορροπίας.

Η αριθμητική λύση βασίζεται σε λύση πεπερασμένων διαφορών της εξίσωσης διατήρησης ιζημάτων (π.χ. Leeder, 1999), με βαθμιαία κλιμακωτή (stair – step) διακριτοποίηση της διατομής (Σχήμα 3-14), όπου ανεξάρτητη μεταβλητή είναι το βάθος h και εξαρτημένη μεταβλητή η απόσταση από την ακτή x . Με την προϋπόθεση της απουσίας επιμήκων (κατά μήκος της ακτής) βαθμίδων ιζηματομεταφοράς, η σχέση που εγγυάται την διατήρηση του ιζήματος εγκάρσια προς την ακτή είναι:

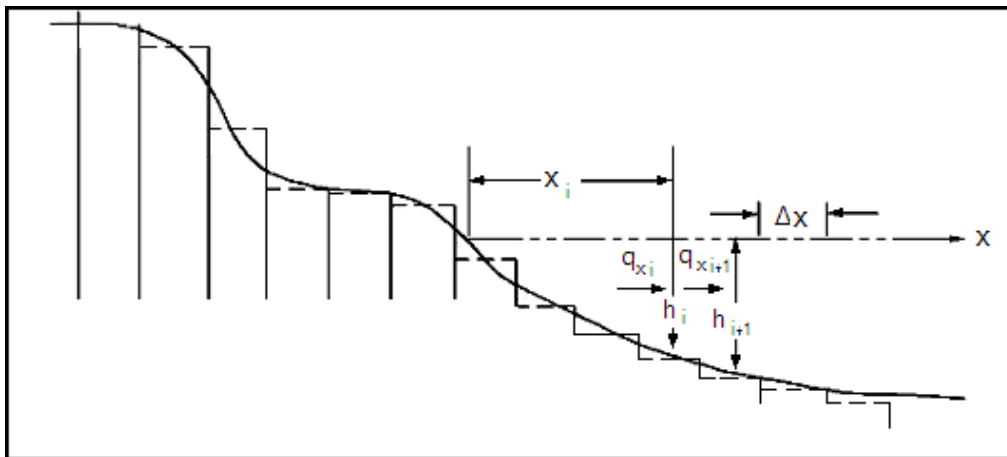
$$\frac{\partial x}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial h} \quad [3-33]$$

όπου x είναι η εγκάρσια απόσταση της ισοβαθούς των h_n (Σχήμα 3-14).

(1980) (breaker decay model), το οποίο επιτρέπει τον επανασηματισμό του κύματος, δηλ. μιας διεργασίας σημαντικής για την προσομοίωση παραλιακών διατομών με πολλαπλούς ύφαλους αναβαθμούς. Η κύρια εξίσωση του μοντέλου στη γενική της μορφή είναι:

$$\frac{dE_F}{dx} = -\frac{k_w}{h}(E_F - E_{Fs}) \quad [3-34]$$

όπου k_w : εμπειρικός συντελεστής κυματικής εξασθένισης, E_F : ροή της κυματικής ενέργειας και E_{Fs} : σταθερή ροή κυματικής ενέργειας. Στην σχέση [3-34] η εγκάρσια συνιστώσα x αυξάνεται θετικά από το σημείο θραύσης προς την ακτογραμμή.



Σχήμα 3-15. Πλέγμα διακριτοποίησης για το μοντέλο SBEACH (τροποποιημένο από CEM, 2008), όπου οι κατακρύφες μεταβολές του βάθους του νερού h καθορίζονται από τις οριζόντιες βαθμίδες του ρυθμού στερεομεταφοράς q .

Η ιζηματομεταφορά εξαρτάται από την παραλιακή κλίση και η μεταβολή του βάθους ελέγχεται από την βαθμίδα του ρυθμού ιζηματομεταφοράς, επιτρέποντας έτσι την προσομοίωση του σχηματισμού/εξέλιξης ύφαλων αναβαθμών στην περιοχή της κυματικής θραύσης. Για την ιζηματομεταφορά ισχύει:

$$q = K_s \left(D_e - D_{eq} + \frac{\varepsilon}{K_s} \frac{dh}{dx} \right), \quad D_e > D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K_s} \frac{dh}{dx} \quad [3-35]$$

$$q = 0, \quad D_e < D_{eq} - \frac{\varepsilon}{K_s} \frac{dh}{dx}$$

όπου K_s είναι εμπειρικός συντελεστής του ρυθμού ιζηματομεταφοράς, D_e η ενέργεια διάχυσης, D_{eq} η ενέργεια διάχυσης σε ισορροπία και ε ο συντελεστής του ρυθμού μεταφοράς για τον εξαρτημένο από την παραλιακή κλίση όρο. Η ενέργεια διάχυσης (ανά μονάδα όγκου) δίνεται από τη μεταβολή στη ροή της κυματικής ενέργειας:

$$D_e = \frac{1}{h} \frac{dE_F}{dx} \quad [3-36]$$

ενώ η D_{eq} εξαρτάται από το προφίλ ισορροπίας και την σχέση μεταξύ κυματικού ύψους και βάθους στην ζώνη θραύσης και μπορεί να εκφραστεί συναρτήσει της παραμέτρου κλίμακας A , η οποία εμφανίζεται στην εξίσωση του προφίλ ισορροπίας ως εξής:

$$D_{eq} \approx \frac{5}{24} \rho g^{3/2} \gamma^2 A^{3/2} \quad [3-37]$$

όπου γ_* είναι ο λόγος του ύψους του κύματος προς το βάθος στο σημείο θραύσης (H/h_b).

Το μοντέλο SBEACH προσεγγίζει την εξίσωση διατήρησης του ιζήματος με πεπερασμένες διαφορές και διαφορικά κλιμακωτό χωρικό πλέγμα διακριτοποίησης (Σχήμα 3-15), όπου ανεξάρτητη μεταβλητή είναι η απόσταση από την ακτή x και εξαρτημένη το βάθος h . Οι τυπικές οριακές συνθήκες του μοντέλου είναι, προς την ακτογραμμή, το όριο της κυματικής αναρρίχησης και προς τα ανοικτά το βάθος κλεισίματος (closure depth). Το ύψος αναρρίχησης R_h υπολογίζεται από εμπειρικές εκφράσεις (βλ. Ενότητα 3.1), ενώ το βάθος κλεισίματος καθορίζεται από την (εκθετική) μείωση του ρυθμού ιζηματομεταφοράς σε συνάρτηση με την απόσταση προς τα ανοικτά από το σημείο κυματικής θραύσης· αν ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς γίνει μικρότερος από μια προκαθορισμένη τιμή, οι υπολογισμοί σταματούν και ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς τίθεται ίσος με 0 στο επόμενο σημείο του κάρναβου που αποτελεί έτσι το όριο προς τα ανοικτά.

Στα μοντέλα περιγραφής των φυσικών διεργασιών (process-based models) λαμβάνονται υπ' όψη διάφορες διεργασίες που ελέγχουν την μορφολογική εξέλιξη της παραλιακής διατομής, όπως π.χ. την μεταφορά του αιωρούμενου ιζήματος προς τα ανοικτά από το ρεύμα επιστροφής (π.χ. Southgate and Nairn, 1993· O'Connor and Nicholson, 1999· Rattanapitikon and Shibayama, 2000). Αυτός ο τύπος προσομοίωσης

βασίζεται στην ποσοτική γνώση και κατανόηση των φυσικών διεργασιών, οι οποίες δρουν σε χρονικές κλίμακες από δευτερόλεπτα ως ημέρες και σε χωρικές κλίμακες από μέτρα έως χιλιόμετρα. Σήμερα, η διαχείριση της παράκτιας ζώνης υποστηρίζεται έντονα από μοντέλα περιγραφής των φυσικών διεργασιών, αλλά υπάρχει ανάγκη επίσης για εργαλεία προσομοίωσης μεγαλύτερης κλίμακας. Αυτή η ανάγκη, μπορεί να καλυφθεί, από τις αρκετά πρόσφατα αναπτυγμένες, τεχνικές ‘προσανατολισμένης από τη συμπεριφορά προσομοίωσης’ (behaviour-oriented modelling), οι οποίες συνδυάζουν μια μαθηματική προέκταση της παρατηρούμενης συμπεριφοράς με εμπειρικές και ποιοτικές γνώσεις των φυσικών διεργασιών (Manuels, 2002). Τα μοντέλα αυτά (process-based and behavior-oriented) λοιπόν σε συνδυασμό με τα μοντέλα παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής και με τα σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την αειφόρο ανάπτυξη της παράκτιας ζώνης (Brommer and Bochev-van der Burgh, 2009). Οι Watanabe et al. (1980), Watanabe (1982) και Watanabe and Dibajnia (1988) χρησιμοποίησαν εμπειρικές εκφράσεις για την περιγραφή της ιζηματομεταφοράς από και προς τα ανοικτά ως συνάρτηση της διατμητικής τάσης πυθμένα. Οι Brøker Hedegaard et al. (1991) χρησιμοποιούν ένα μοντέλο οριακού στρώματος για να περιγράψουν τις κατακόρυφες μεταβολές και τις μεταβολές στο χρόνο κατά τη διάρκεια μιας κυματικής περιόδου. Μια σύγκριση μερικών μορφοδυναμικών μοντέλων δίνεται από τους Brøker Hedegaard et al. (1992). Οι Haas and Hanes (2004) για την προσομοίωση της συνολικής παράκτιας μεταφοράς ιζήματος, χρησιμοποίησαν μοντέλα που βασίζονται στην περιγραφή των φυσικών διεργασιών, συγκεκριμένα το μοντέλο SHORECIRC (Svendsen et al., 2003) για το υδροδυναμικό μέρος και μία απλή γενική φόρμουλα η οποία προσομοιώνει το τοπικό ρυθμό στερεομεταφοράς.

Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας 1980-1990, αποκτήθηκε εμπειρία σχετική με την αποτελεσματικότητα και τις αλληλεπιδράσεις των διάφορων συνιστωσών των μορφοδυναμικών μοντέλων *περιγραφής των φυσικών διεργασιών* (Roelvink and Brøker, 1993). Παρόλα αυτά, υπάρχουν ακόμα αρκετά προβλήματα (βλ. van Rijn et al., 2003), ενώ και οι απαιτήσεις σε υπολογιστική ισχύ, παρόλο που δεν είναι πλέον απαγορευτικές, είναι τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες από εκείνες των απλούστερων μοντέλων που βασίζονται στην εξέλιξη της παραλιακής διατομής. Το πλεονέκτημα όμως των μοντέλων *περιγραφής των φυσικών διεργασιών* είναι η μεγάλη εφαρμοσιμότητά τους.

Η κατανομή της ιζηματομεταφοράς πάνω στην παραλιακή διατομή υπολογίζεται σαν συνάρτηση της εγκάρσιας διατομής, των ιδιοτήτων του ιζήματος και των κυματικών συνθηκών (ύψος και η περίοδος κύματος) στο όριο της ανοικτής θάλασσας (Roelvink and Brøker, 1993).

$$\bar{q}(x) = f(z_b, \text{sediment, boundary conditions}) \quad [3-38]$$

όπου \bar{q} ο μέσος χρονικά ρυθμός μεταφοράς κάθετα στην ακτή και z_b το επίπεδο του πυθμένα. Από την εξίσωση συνέχειας, η οποία για τον όγκο του ιζήματος, γράφεται:

$$(1 - \lambda) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = 0 \quad [3-39]$$

όπου λ το πορώδες περιεχόμενο του υλικού του πυθμένα, υπολογίζεται ο ρυθμός μεταβολής της τοπογραφίας του πυθμένα. Μετά από χρονικό βήμα Δt προσδιορίζεται το σχήμα της διατομής και η διαδικασία επαναλαμβάνεται. Η κατάσταση της θάλασσας και οι άλλες οριακές συνθήκες θεωρούνται στάσιμες κατά τη διάρκεια του μορφολογικού χρονικού βήματος, ενώ υποτίθεται ότι η κίνηση των πυθμενικών ιζημάτων δεν επηρεάζει την υδροδυναμική και ότι το ιζηματικό πορώδες είναι σταθερό. Ο μέσος (χρονικά) ρυθμός ιζηματομεταφοράς δίνεται από (Roelvink and Brøker, 1993):

$$\bar{q}(x) = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \int_{z_b}^{z_s} u(x, z, t) c_s(x, z, t) dz dt \quad [3-40]$$

όπου u είναι η οριζόντια ταχύτητα και c_s η συγκέντρωση του ιζήματος. Η επίλυση της σχέσης [3-40] απαιτεί χρονικά εξαρτημένες λύσεις των πεδίων ταχυτήτων και συγκεντρώσεων για τυρβώδεις χωρο-χρονικές κλίμακες· επομένως απαιτείται μια δραστική σχηματοποίηση προκειμένου να προκύψει μια πρακτικά εφαρμόσιμη μορφή. Μια σχηματοποίηση κοινή για πολλά μοντέλα περιγραφής των φυσικών διεργασιών είναι ο διαχωρισμός σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες, όπως κλίμακες τύρβης, ανεμογενών κυματισμών, κυματικής ομάδας και κλίμακα μεταβολής των μέσων παραμέτρων του κυματικού πεδίου ίδιας τάξης μεγέθους με την χρονική κλίμακα της παλίρροιας (Roelvink and Brøker, 1993). Η τελευταία κλίμακα αποτελεί

και την κλίμακα η οποία χρησιμοποιείται συνήθως για τους μορφοδυναμικούς υπολογισμούς (Roelvink and Brøker, 1993). Αν θεωρηθεί ότι:

$$u = \bar{u} + u_{io} + u_{hi} + u' \quad [3-41]$$

$$c_s = \bar{c}_s + c_{slo} + c_{shi} + c'_s \quad [3-42]$$

όπου \bar{u} , \bar{c} οι μέσες χρονικά τιμές, u' , c' οι τυρβώδεις μεταβολές, οι δείκτες io και hi αναφέρονται σε χαμηλής και υψηλής συχνότητας μεταβολές αντίστοιχα, τότε η σχέση [3-40] γράφεται ως (Roelvink and Brøker, 1993):

$$\bar{q}(x) = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} \int_{z_b}^{z_s} (\bar{u}\bar{c}_s + u_{io}c_{slo} + u_{hi}c_{shi} + u'c'_s) dz dt \quad [3-43]$$

Ο *πρώτος όρος* (της παρένθεσης) που σχετίζεται με τις χρονικά μέσες ταχύτητες ρεύματος και συγκεντρώσεις ιζήματος, κυριαρχεί σε περιπτώσεις σημαντικής διάβρωσης, όπου το ρεύμα επιστροφής λόγω κυματικής θραύσης μεταφέρει σημαντικές ποσότητες αιωρούμενων ιζημάτων σε όλη τη υδάτινη στήλη· ο όρος μπορεί να έχει σημαντική επίδραση και έξω από την ζώνη θραύσης. Ο *δεύτερος όρος* συνδέεται με τις κυματικές ομάδες. Οι ‘αργές’ μεταβολές στην κυματική ενέργεια και στην τάση ακτινοβολίας που σχετίζονται με τις κυματικές ομάδες δεν είναι από μόνες τους ικανές να αναμοχλεύσουν (κινητοποιήσουν) σημαντικά τα πυθμενικά ιζήματα. Εξαιτίας όμως της αργής μεταβολής του εύρους των τροχιακών ταχυτήτων, λαμβάνουν χώρα μεταβολές της συγκέντρωσης του αιωρούμενου ιζήματος στις ίδιες χρονικές κλίμακες. Αφού λοιπόν οι μεταβολές στην ταχύτητα και στην συγκέντρωση συσχετίζονται με τις μεταβολές της κυματικής ενέργειας, ο *δεύτερος όρος* μπορεί να γίνει σημαντικός όταν υπάρχουν καλές συσχετίσεις. Για την επιτυχή προσομοίωση του όρου, είναι σημαντική η περιγραφή των αλληλεπιδράσεων μεταξύ βραχέων και μακρών κυμάτων καθώς και του σχήματος του προφίλ συγκέντρωσης. Ο *τρίτος όρος* σχετίζεται με την κυματική ασυμμετρία και την επίδραση της χρονικής υστέρησης μέσα σε μια κυματική περίοδο (π.χ. Fredsøe and Deigaard, 1992). Στα ρηχά νερά, οι τροχιακές ταχύτητες προς την ξηρά (δηλ. στην κατεύθυνση προώθησης του κυματισμού) είναι γενικά μεγαλύτερες στις μικρές περιόδους, ενώ το αντίθετο συμβαίνει σε κυματισμούς μεγάλων περιόδων. Η συγκέντρωση του αιωρούμενου ιζήματος κοντά στον πυθμένα αντιδρά γρήγορα (και

μη γραμμικά) στις μεταβολές της ταχύτητας και, έτσι, μπορεί να λάβει χώρα μια καθαρή (net) ιζηματομεταφορά προς την ακτή. Παρόλα αυτά, αν οι ιζηματικές συγκεντρώσεις αυξηθούν υψηλότερα στη υδάτινη στήλη, είναι δυνατόν να υπάρξει διαφορά φάσης από την μεταβολή της ταχύτητας και η προς την ακτή ιζηματομεταφορά μπορεί να μειωθεί ή και να αναστραφεί. Οι κατανομές των χρονοσειρών της τροχιακής ταχύτητας καθώς και η απόκριση του ιζήματος αποτελούν λοιπόν κρίσιμα χαρακτηριστικά του τρίτου όρου. Τέλος, η επίδραση των τυρβωδών διακυμάνσεων της οριζόντιας ταχύτητας θεωρείται γενικά μικρή σε σύγκριση με τους άλλους όρους και συχνά αμελείται.

Τα μοντέλα παράκτιου προφίλ (coastal profile) και παράκτιας περιοχής (coastal area) αποτελούν δύο κύριους τύπους μοντέλων περιγραφής των φυσικών διεργασιών. Τα μοντέλα παράκτιου προφίλ αντανακλούν τις φυσικές διεργασίες στην εγκάρσια διεύθυνση, υποθέτοντας ομοιόμορφη επιμήκη κατανομή (van Rijn et al., 2003). Τα μοντέλα παράκτιας περιοχής είναι 2 ή 3 διαστάσεων οριζόντια μοντέλα αποτελούμενα από υπορουτίνες προσομοίωσης του κυματικού πεδίου της παλίρροιας των ρευμάτων, της στερεομεταφοράς και της εξέλιξης της μορφολογίας του πυθμένα. Το Εθνικό Κέντρο Υπολογιστικής Υδροεπιστήμης και Μηχανικής (National Center for Computational Hydroscience and Engineering, NCCHE) του Πανεπιστημίου του Μισσισιπι έχει αναπτύξει το λογισμικό πακέτο CCHE2D το οποίο αποτελείται από υπομοντέλα περιγραφής των φυσικών διεργασιών. Το CCHE2D-COAST αποτελεί ένα από αυτά τα μοντέλα και έχει τη δυνατότητα να προσομοιώνει τις παράκτιες διεργασίες σε διαφορετικές ακτές με πολύπλοκες ακτογραμμές. Εξισώσεις του ρυθμού στερεομεταφοράς υπό την συνεργητική δράση των κυμάτων και ρευμάτων εφαρμόζονται στο CCHE2D-COAST. Επομένως είναι δυνατή η προσομοίωση των μεταβολών του θαλάσσιου πυθμένα γύρω από τις παράκτιες κατασκευές (π.χ. κυματοθραύτες, πρόβολοι, τεχνητοί ύφαλοι κ.λ.π). Το κυματικό υπομοντέλο που είναι ενσωματωμένο στο CCHE2D-COAST είναι ένα πολυδιάστατο μοντέλο φασματικού μετασχηματισμού του κύματος κτισμένο σε ένα μη ορθογώνιο πλέγμα. Το μοντέλο αυτό έχει εκτενώς βαθμονομηθεί στο NCCHE (Ding et al., 2003· 2004· 2005· Ding and Wang, 2005). Πλήρως τρισδιάστατα μοντέλα τα οποία περιγράφουν τα ρεύματα σε ένα τρισδιάστατο κάρναβο είναι σε αρχικό στάδιο ανάπτυξης και έχουν μεγάλες απαιτήσεις σε υπολογιστική ισχύ (Grasmeijer, 2002). Ένα 3D μοντέλο περιγραφής

των φυσικών διεργασιών αποτελεί το Delft3D (D3D), παράδειγμα εφαρμογής του οποίου παρουσιάζεται από τους Elias et al. (2009).

4 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για την εκτίμηση της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης χρησιμοποιήθηκαν ένα βελτιωμένο μοντέλο τύπου Boussinesq και δύο συστοιχίες αναλυτικών και αριθμητικών μοντέλων. Τόσο το μοντέλο Boussinesq όσο και οι συστοιχίες των μοντέλων εφαρμόστηκαν κυρίως σε γραμμικές διατομές αλλά και σε ‘φυσικές’ οι οποίες προέκυψαν από παρατηρήσεις πεδίου. Στη συνέχεια α) αναλύονται οι εξισώσεις που συνθέτουν το μοντέλο Boussinesq καθώς και οι εφαρμογές του (παράγραφος 4.1), β) περιγράφεται το μοντέλο Leont’gen γ) αναλύονται οι εφαρμογές των δύο συστοιχιών (παράγραφος 4.2) και δ) τέλος περιγράφονται οι μη γραμμικές διατομές (‘φυσικές’ διατομές) καθώς και οι μέθοδοι ανάλυσης τους (παράγραφος 4.3).

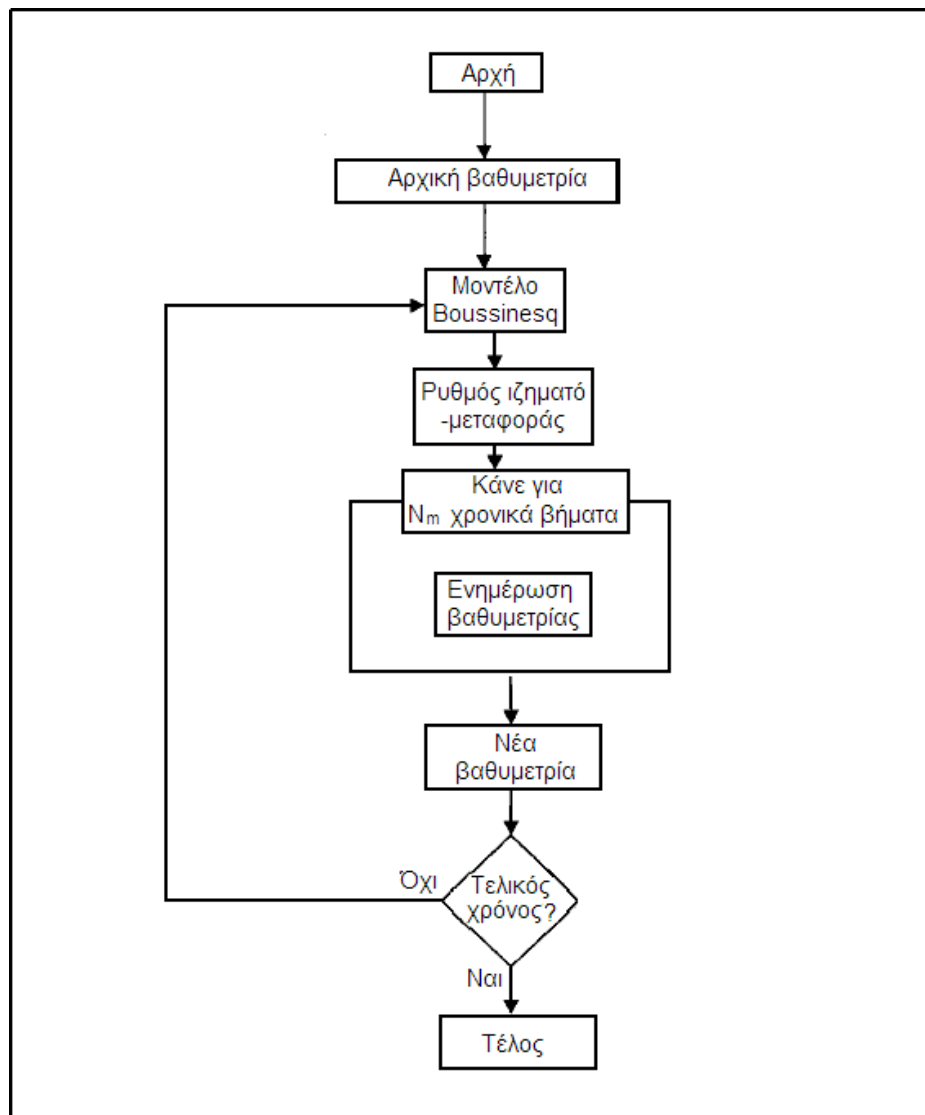
4.1 Μοντέλο βασισμένο στις εξισώσεις Boussinesq

Η μορφή των εξισώσεων Boussinesq, δεν είναι συγκεκριμένη· στη σχετική βιβλιογραφία βρίσκονται διαφορετικές εκδοχές των εξισώσεων, οι οποίες συνιστούν το αποτέλεσμα μιας μακρόχρονης εξελικτικής διαδικασίας. Οι εξισώσεις Boussinesq προκύπτουν από την ολοκλήρωση των εξισώσεων ορμής του Euler στο βάθος ροής με την παραδοχή σχετικά μακρών κυματισμών. Οι εξαρτημένες μεταβλητές που υπεισέρχονται στις εξισώσεις αυτές είναι η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας και η οριζόντια ταχύτητα του ρευστού, υπό μορφή μερικών παραγώγων διαφόρων τάξεων. Με τη χρήση των εξισώσεων αυτών είναι δυνατή η προσομοίωση της διάδοσης μη γραμμικών διασπειρόμενων κυματισμών στα ρηγά νερά και η περιγραφή των κυματικών φαινομένων (όπως ρήγωση, διάθλαση, περίθλαση, θραύση και αναρρίχηση) της παράκτιας ζώνης.

4.1.1 Περιγραφή εξισώσεων του μοντέλου Boussinesq

Οι Karambas et al. (2002) ανέπτυξαν ένα βελτιωμένο μορφοδυναμικό μοντέλο όπου (α) το κυματικό μοντέλο βασίζεται στις εξισώσεις διασπειρόμενων μη γραμμικών κυματισμών τύπου Boussinesq (Karambas and Koutitas, 2002· Vousdoukas et al., 2007), και (β) το πεπλεγμένο ιζηματοδυναμικό μοντέλο υπολογίζει

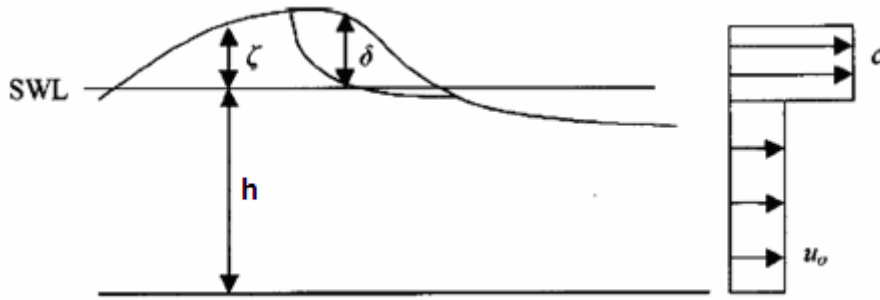
το φορτίο πυθμένα και της ροής λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport) βασιζόμενο στις σχέσεις των Dibajnia et al. (2001), το φορτίο αιώρησης υιοθετώντας την ενεργητική προσέγγιση (Karambas and Koutitas, 2002) και τον ρυθμό στερεοπαροχής στη ζώνη αναρρίχησης με την βοήθεια μιας σχέσης τύπου Meyer-Peter και Muller (Butt et al., 2001· Larson et al., 2001). Το διάγραμμα ροής του μοντέλου απεικονίζεται στο Σχήμα 4-1.



Σχήμα 4-1. Διάγραμμα ροής του μορφοδυναμικού μοντέλου που βασίζεται στις εξισώσεις Boussinesq (τροποποιημένο από Karambas and Koutitas, 2002).

Οι εξισώσεις Boussinesq που προτείνονται από τους Karambas and Koutitas (2002) αποτελούν εξισώσεις για θραυόμενους κυματισμούς και βασίζονται σε ένα χαρακτηριστικό της θραύσης, την παρουσία του επιφανειακού 'κυλίνδρου', δηλαδή

ενός παθητικού όγκου που μεταφέρεται με την κυματική ταχύτητα (Σχήμα 4-2). Η διάχυση της κυματικής ενέργειας που προκαλείται από την θραύση των κυματισμών (δηλαδή από τον ‘κύλινδρο’) εισάγεται ως ένας όρος περίσσειας ορμής εξαιτίας της μη ομοιόμορφης κατανομής της ταχύτητας, σύμφωνα με τους Schaffer et al. (1993), χρησιμοποιώντας όμως, σε αντίθεση με αυτούς, εξισώσεις υψηλής τάξης (στη διασπορά και μη γραμμικότητα).



Σχήμα 4-2. Διατομή του θραυόμενου κύματος και κατακόρυφο προφίλ της οριζόντιας ταχύτητας (δ : το πάχος του επιφανειακού ‘κύλινδρου’, ζ : η ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, h : η στάσιμη στάθμη του νερού, c : η κυματική ταχύτητα και u_0 : η οριζόντια ταχύτητα κάτω από τον ‘κύλινδρο’) (Karambas and Koutitas, 2002).

Η εξίσωση συνέχειας και οι εξισώσεις κίνησης στο κυματικό μοντέλο των Karambas and Koutitas (2002) γράφονται:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(Ud)}{\partial x} = 0 \quad [4-1]$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{d} \frac{\partial M_u}{\partial x} - \frac{1}{d} U \frac{\partial(Ud)}{\partial x} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = & \frac{h^2 + 2h\zeta}{3} \frac{\partial^3 U}{\partial x^2 \partial t} + h_x d \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial t} \\ & + \frac{h^2}{3} \left(U \frac{\partial^3 U}{\partial x^3} - \frac{\partial U}{\partial x} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \right) + h \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + h h_x U \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + h_x \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial U}{\partial t} \\ & - h \frac{\partial^2}{\partial x \partial t} \left(\delta \frac{\partial U}{\partial x} \right) + B_i h^2 \left(\frac{\partial^3 U}{\partial x^2 \partial t} + g \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3} + \frac{\partial^2 \left(U \frac{\partial U}{\partial x} \right)}{\partial x^2} \right) \\ & + 2B_i h h_x \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial t} + g \frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} \right) - \frac{\tau_b}{d} + E_v \end{aligned} \quad [4-2]$$

όπου, U είναι η ολοκληρωμένη ως προς το βάθος οριζόντια ταχύτητα, ζ η ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης, h είναι η στάσιμη στάθμη του νερού, $d=h+\zeta$, τ_b η διατμητική τάση στον πυθμένα, E_v ο όρος του τυρβώδη συντελεστή ιξώδους, $B_i=1/15$ και M_u είναι ο όρος επίδρασης της μη ομοιόμορφης κατανομής της ταχύτητας (Karambas and Koutitas, 2002):

$$M_u = (h + \zeta)u_o^2 + \delta(c^2 - u_o^2) \quad [4-3]$$

όπου, δ είναι το πάχος του επιφανειακού ‘κύλινδρου’ και u_o είναι η οριζόντια ταχύτητα κάτω από τον ‘κύλινδρο’, η οποία καθορίζεται από:

$$u_o = \frac{Ud - c\delta}{d - \delta} \quad [4-4]$$

όπου, c είναι η κυματική ταχύτητα (celerity).

Στο μοντέλο που περιγράφεται από τους Schaffer et al. (1993), η περιοχή του επιφανειακού ‘κύλινδρου’ και το πάχος του δ καθορίζονται γεωμετρικά. Υποθέτουν ότι για ένα μη θραυόμενο κύμα, η τοπική κλίση του κυματικού μετώπου έχει μια μέγιστη τιμή $\tan\varphi$. Όταν η κλίση του μετώπου ξεπεράσει αυτή την οριακή τιμή ξεκινάει η θραύση του κύματος. Επιπρόσθετα οι Schaffer et al. (1993) υποθέτουν ότι το νερό πάνω από αυτή την εφαπτομένη ανήκει στον ‘κύλινδρο’, επομένως είναι δυνατόν να καθοριστούν τόσο η θέση όσο και το πάχος του. Η θραύση ξεκινάει όταν $\varphi=\varphi_B$, αλλά καθώς εξελίσσεται το φ μεταβάλλεται εκθετικά σε μια μικρότερη τελική τιμή φ_0 :

$$\tan(\varphi) = \tan(\varphi_0) + (\tan(\varphi_B) - \tan(\varphi_0)) \exp\left[-\ln 2 \frac{t - t_B}{0.1T}\right] \quad [4-5]$$

όπου t_B είναι ο χρόνος όπου έχει αρχίσει η θραύση και $t_{1/2}$ η χρονική διάρκεια κατά την οποία αναπτύσσεται ο ‘κύλινδρος’. Οι τιμές που χρησιμοποιούνται είναι $\varphi_B=23^\circ$, $\varphi_0=10^\circ$.

Η διατμητική τάση πυθμένα περιγράφεται από την εξίσωση:

$$\frac{\tau_b}{\rho} = \frac{1}{2} f_w u_o |u_o| \quad [4-6]$$

όπου f_w ένας εμπειρικός συντελεστής τριβής:

$$f_w = \exp \left[-5.977 + 5.213 \left(\frac{K_N}{A_B} \right)^{-0.194} \right] \quad \text{για} \quad \frac{A_B}{K_N} < 0.63 \quad [4-7]$$

$$f_w = 0.3 \quad \text{για} \quad \frac{A_B}{K_N} \geq 0.63 \quad [4-8]$$

όπου A_B το πλάτος της ταλάντωσης των σωματιδίων του νερού και K_N η τραχύτητα του πυθμένα, η οποία υπολογίζεται από τη σχέση του Nielsen (1992):

$$K_N = 170 \sqrt{\theta_{2.5} - 0.05 d_{50}} + 8 \eta_r^2 / \lambda_r \quad [4-9]$$

όπου $\theta_{2.5}$ η παράμετρος Shields που βασίζεται σε τραχύτητα $K_N = 2.5 d_{50}$. Υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση στην οποία το $f_{2.5}$ εκτιμάται από την εξίσωση [4-7] για $K_N = 2.5 d_{50}$.

$$\theta_{2.5} = \frac{1}{2} f_{2.5} \psi \quad [4-10]$$

Η παράμετρος ψ αποτελεί τον αριθμό κινητικότητας για τον οποίο ισχύει:

$$\psi = \frac{u_{ow-\max}^2}{(s_\rho - 1) g d_{50}} \quad [4-11]$$

όπου s_ρ η σχετική πυκνότητα του ιζήματος, $s_\rho = \rho_s / \rho$ (ρ και ρ_s είναι οι πυκνότητες του νερού και του ιζήματος αντίστοιχα).

Η συνιστώσα ταλάντωσης (oscillatory component) της πυθμενικής ταχύτητας u_{0w}^2 υπολογίζεται από τις ταχύτητες u_0 κοντά στον πυθμένα με αφαίρεση της μέσης ταχύτητας $\overline{u_0}$ κάτω από τον 'κύλινδρο'.

$$u_{0w} = u_0 - \overline{u_0} \quad [4-12]$$

Το ύψος των αμμοκυμάτων η_r και η καμπυλότητά τους η_r / λ_r προσδιορίζονται από τις παρακάτω σχέσεις που προτάθηκαν από τον Nielsen (1992, Chap3) για μη μονοχρωματικά κύματα:

$$\eta_r = 21A_B \psi^{-1.85} \quad [4-13]$$

$$\frac{\eta_r}{\lambda_r} = 0.342 - 0.344\sqrt{\theta_{2.5}} \quad [4-14]$$

Στη ζώνη αναρρίχησης το κύμα καταρρέει πάνω στο μέτωπο της παραλίας και δεν υπάρχουν επιφανειακοί ‘κύλινδροι’, επομένως ο μηχανισμός διάχυσης που χρησιμοποιείται στην ζώνη απόσβεσης, δεν μπορεί να εφαρμοστεί στην περιοχή αυτή. Αντί αυτού χρησιμοποιείται η έννοια του τυρβώδους ιξώδους για να προσομοιώσει την διάχυση λόγω τύρβης (το σημείο που ξεκινάει η καθοδική κίνηση του νερού θεωρείται ως το εξωτερικό όριο της ζώνης διαβροχής). Το ύψος αναρρίχησης των θραυόμενων κυματισμών προσομοιώνεται χρησιμοποιώντας τις οριακές συνθήκες του ‘ξηρού πυθμένα’.

Ο όρος E_v που προστίθεται στο δεξιό μέρος της εξίσωσης [4-2] είναι:

$$\frac{1}{d} \frac{\partial}{\partial x} \left(v_s d \frac{\partial U}{\partial x} \right) \quad [4-15]$$

όπου v_s συντελεστής τυρβώδους ιξώδους ο οποίος εκτιμάται από Zelt (1991):

$$v_s = \ell^2 \left| \frac{\partial U}{\partial x} \right| \quad [4-16]$$

όπου ℓ είναι μια κλίμακα μήκους που σχετίζεται με το συνολικό βάθος d μέσω της σχέσης $\ell = 2d$.

Κοντά στην ακτογραμμή, όπου ℓ είναι μικρότερο από ένα χωρικό βήμα, το ℓ λαμβάνεται ίσο με $\ell = 2dx$, όπου dx είναι το μέγεθος του καννάβου. Η παραπάνω τεχνική εφαρμόζεται στο μέτωπο ενός θραυόμενου κύματος, όπου $\partial U / \partial x < 0$.

Η οριακή συνθήκη ξηρού πυθμένα χρησιμοποιείται για να προσομοιώσει την αναρρίχηση (runup). Για το σημείο i η συνθήκη γράφεται:

$$\text{Αν } (h + \zeta)_{i-1} < 0.00001 \text{ και } U_i > 0 \text{ τότε } \zeta_i = -h \text{ και } U_i = 0$$

και

$$\text{Αν } (h + \zeta)_i < 0.00001 \text{ και } U_i < 0 \text{ τότε } \zeta_i = -h \text{ και } U_i = 0 \text{ και}$$

η οποία είναι πολύ απλή και πολύ εύκολα ενσωματώνεται σε ένα μη γραμμικό κυματικό μοντέλο.

Η αριθμητική λύση βασίζεται σε ένα υψηλής ακρίβειας αριθμητικό σχήμα το οποίο έχει αναπτυχθεί από τους Wei and Kirby (1995). Χρησιμοποίησαν ένα τέταρτης τάξης πρόβλεψης-διόρθωσης σχήμα για να διακριτοποιήσουν το χρόνο και τα πρώτης τάξης χωρικά παράγωγα σε τέταρτης τάξης ακρίβεια. Αυτή η διακριτοποίηση αυτόματα περιορίζει τους όρους σφάλματος οι οποίοι θα έχουν την ίδια μορφή με τους όρους διάχυσης, και πρέπει επομένως να διορθωθούν αν χρησιμοποιηθεί μικρότερης τάξης σχήμα.

Η κίνηση στην αναρρίχηση παρέχει τον κυρίαρχο μηχανισμό ανταλλαγής ιζήματος μεταξύ της υποθαλάσσιας και υπο-αέριας ζώνης της παραλίας και συνεπώς της μεταβολής της ακτογραμμής. Η κίνηση στη ζώνη αυτή είναι τελείως διαφορετική από εκείνη στην εσωτερική ζώνη απόσβεσης και ελάχιστα κατανοητή. Επίσης υπάρχει η πιθανότητα ότι η ροή κάθετα στην επιφάνεια της άμμου (διήθηση, in/ex filtration) και/ή ισχυρές οριζόντιες βαθμίδες πίεσης μπορεί να επηρεάσουν σημαντικά την κίνηση του ιζήματος στη ζώνη διαβροχής. Ένα μοντέλο που λαμβάνει υπ' όψη την αλληλεπίδραση μεταξύ εξωτερικής και εσωτερικής κίνησης του νερού αναπτύχθηκε από τον Karambas (2003). Το μοντέλο κατασκευάστηκε με τέτοιο τρόπο ώστε ένα εξωτερικό στρώμα νερού να επικαλύπτει ένα στρώμα νερού το οποίο κυβερνούν οι εξισώσεις της ροής διαμέσου των πόρων (Σχήμα 4-3). Η εξωτερική κίνηση του νερού προκαλεί διαφορές πίεσης με αποτέλεσμα τη ροή μεταξύ του εξωτερικού όγκου νερού και του όγκου στον διαπερατό πυθμένα.

Σύμφωνα με τον van Gent (1994· 1995), για την εξωτερική κίνηση του νερού εισάγονται δύο επιπλέον όροι στο δεξιό σκέλος των εξισώσεων συνέχειας και ορμής:

$$S_c = q_i \quad \text{στο δεξιό μέλος της εξίσωσης συνέχειας}$$

$$S_m = \frac{q_i q_x}{h + \zeta} \quad \text{στο δεξιό μέλος της εξίσωσης ορμής}$$

όπου, q_i (m/s) είναι η στερεομεταφορά της ροής μεταξύ και των δύο στρωμάτων και q_x είναι η οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας αυτής της ροής η οποία δίνεται υποθέτοντας ότι αυτή η ροή είναι κάθετη στην κλίση (Van Gent, 1994· 1995· Karambas, 2003).

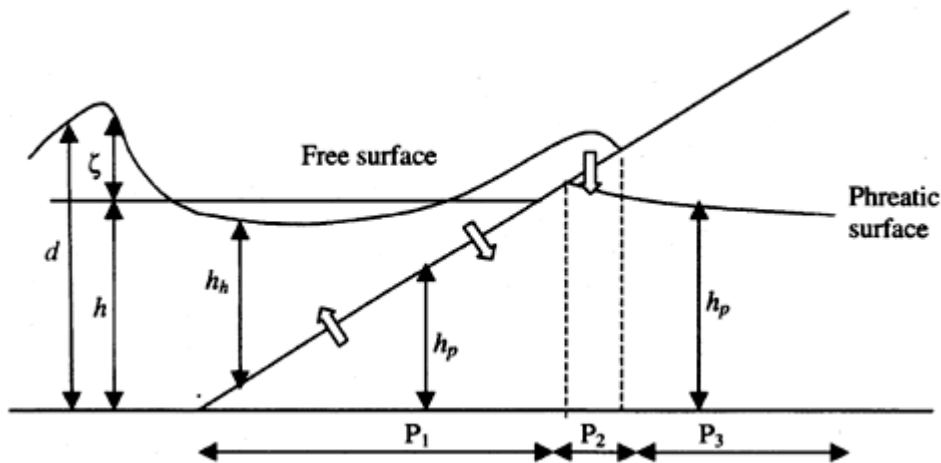
Οι παρακάτω εξισώσεις μακρών κυμάτων χρησιμοποιούνται για το μοντέλο ροής σε πορώδεις:

$$(1 + c_A) \frac{\partial h_p u_p}{\partial t} - c_A u_p \frac{\partial h_p}{\partial t} + \frac{1}{\lambda} g \frac{\partial \frac{1}{2} h_p^2}{\partial x} + \lambda g h_p (a_F u_p + b_F u_p |u_p|) = - \frac{q_i q_x}{\lambda}, \quad [4-17]$$

$$\frac{\partial h_p}{\partial t} + \frac{1}{\lambda} \frac{\partial h_p u_p}{\partial x} = - \frac{q_i}{\lambda} \quad [4-18]$$

όπου, h_p είναι το πάχος τους στρώματος του νερού στο πορώδες μέσο, u_p είναι η μέση ως προς το βάθος ταχύτητα εισροής/εκροής σε αυτό το στρώμα, a_F , b_F είναι οι συντελεστές Forchheimer, c_A είναι ο συντελεστής για την προστιθέμενη μάζα ($c_A=0$), Cruz *et al.*, 1997) και λ είναι το πορώδες.

Για τη σύζευξη του υδραυλικού μοντέλου και του μοντέλου ροής σε πορώδες, η εσωτερική περιοχή της ζώνης διαβροχής υποδιαιρείται σε τρεις περιοχές οι οποίες διαχειρίζονται διαφορετικά (Σχήμα 4-3).



Σχήμα 4-3. Περιοχές διαφορετικής διαχείρισης για τη σύζευξη υδραυλικού και ροής σε πορώδες μοντέλο (free surface: ελεύθερη επιφάνεια, phreatic surface: φρεατική επιφάνεια) (Karambas, 2006).

Το τμήμα του πορώδους μέσου το οποίο υπερκαλύπτεται από το υδραυλικό μοντέλο είναι η περιοχή P_1 στην οποία το πάχος του πορώδους στρώματος h_p εξαρτάται από τον χρόνο και συνεπώς $\partial h_p / \partial t = 0$. Επομένως, ο ρυθμός εισροής q_i εκτιμάται από: $q_i = -\partial(u_p h_p) / \partial x$. Σε αυτήν την περιοχή (P_1) ο όρος $\lambda g \partial(\frac{1}{2} h_p^2) / \partial x$ γίνεται $\lambda g \partial(\frac{1}{2} h_h + h_p^2) / \partial x$, όπου h_h είναι το πάχος του υδραυλικού στρώματος, $h_h = d = h + \zeta$ (Σχήμα 4-3). Στην περιοχή P_2 λαμβάνει χώρα διήθηση q_i διαμέσου

μιας μερικώς διαποτισμένης περιοχής. Στην περιοχή P₃ δεν λαμβάνει χώρα διήθηση ή άμεση ροή από το υδραυλικό μοντέλο και συνεπώς $q_i = 0$.

Στην περιοχή P₂ ο ρυθμός εισροής στην παραλία q_i υπολογίζεται σύμφωνα με τον Packwood (1983):

$$q_i = \lambda \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad [4-19]$$

όπου η είναι το βάθος της ελεύθερης επιφάνειας του πορώδους μέσου.

Η θέση της ελεύθερης επιφάνειας η της ροής σε πορώδες, κάτω από κάθε σημείο του καννάβου της παραλίας, υπολογίζεται από την αριθμητική ολοκλήρωση της μονοδιάστατης διαφορικής εξίσωσης της μεταβατικής ροής διαμέσου του πορώδους μέσου (Dicker, 1969· Packwood, 1983):

$$\lambda \frac{\partial \eta}{\partial t} = K \left(1 + \frac{d}{\eta} \right) \quad [4-20]$$

όπου K είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (m/s):

$$K = \left(\frac{1}{180} \right) \frac{\lambda^3}{(1-\lambda)^2} \left(\frac{gd_{50}^2}{\nu} \right) \quad [4-21]$$

στην οποία ν είναι το κινηματικό ιξώδες. Στην ξηρή περιοχή όπου $d = (h + \zeta) < 0.00001$ m, $q = 0$.

Η διήθηση θεωρείται ότι είναι κατακόρυφη επομένως δεν περιλαμβάνεται καμία συνθήκη διασποράς από το πορώδες μέσο. Ο διηθημένος όγκος του νερού φτάνει τη φρεατική επιφάνεια (phreatic surface) μετά από συγκεκριμένο χρόνο ο οποίος σχετίζεται με την κατακόρυφη απόσταση και τη μέγιστη ταχύτητα διαρροής w_{\max} ('free seepage velocity') η οποία δίνεται από τον van Gent (1992):

$$w_{\max} = -\frac{a_F}{2b_F} + \frac{1}{2} \sqrt{\left(\frac{a_F}{b_F} \right)^2 + \frac{4}{b_F}} \quad [4-22]$$

Για την αριθμητική ολοκλήρωση της εξίσωσης [4-20] εφαρμόστηκε η τέταρτης τάξης μέθοδος των Runge-Kutta. Τα a_F και b_F μπορούν να εκτιμηθούν από:

$$a_F = a_p \frac{(1-\lambda)^2}{\lambda^3} \frac{v}{gd_{50}^2}, \quad b_F = \beta_p \frac{1-\lambda}{\lambda^3} \frac{1}{gd_{50}} \quad [4-23]$$

όπου, a_p και β_p είναι αδιάστατες παράμετροι. Για αυτές τις παραμέτρους χρησιμοποιούνται οι τιμές $a_p = 180$ (Butt *et al.*, 2001) και $\beta_p = 1.8$.

Προς στιγμήν, όταν η ακτογραμμή καλύπτει αρχικά μια δεδομένη θέση (εξίσωση [4-20]) είναι μοναδική εφόσον η είναι μηδέν εκεί. Η μοναδικότητα υπερνικάται λαμβάνοντας υπ' όψη την αναλυτική λύση που δίνεται από τον Packwood (1983):

$$\eta = \frac{K}{\lambda} \left[1 + \left(1 + \frac{4\lambda h_1}{dtK} \right)^{1/2} \right] dt \quad [4-24]$$

όπου, h_1 είναι το συνολικό βάθος του κοντινότερου σημείου του καννάβου προς τα ανοικτά της πραγματικής ακτογραμμής και dt είναι το χρονικό βήμα.

Στην περιοχή P_3 ένα διαφορετικό φαινόμενο διαρροής εμφανίζεται στην περίπτωση που το φρεατικό (phreatic) επίπεδο φτάσει την επιφάνεια του πυθμένα, τη στιγμή που δεν είναι παρόν κανένα (εξωτερικό) στρώμα νερού. Αν η νέα φρεατική επιφάνεια βρεθεί πάνω από τον πυθμένα, ο όγκος πάνω από αυτό το όριο θεωρείται ότι αποτελεί την προς το εξωτερικό του πορώδους μέσου.

Η στερεομεταφορά του φορτίου πυθμένα και της ροής λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport) στη ζώνη απόσβεσης υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τη βελτιωμένη σχέση των Dibajnia και Watanabe (Dibajnia and Watanabe, 1998, Dibajnia *et al.*, 2001). Η σχέση αυτή έχει τη δυνατότητα να προβλέπει τις 'ασταθείς επιδράσεις' ('unsteady effects') που προκαλούνται εξαιτίας της χρονικής υστέρησης μεταξύ της ταχύτητας και της συγκέντρωσης σε αντίθεση με παλαιότερες σχέσεις (Bailard, 1981), οι οποίες αποδείχτηκε (Janssen and Ribberink, 1996) ότι δεν μπορούν να προβλέψουν σωστά την καθαρή μεταφορά της άμμου εξαιτίας αυτών των 'επιδράσεων'.

Η συνολική ολοκληρωμένη ως προς τον χρόνο στερεομεταφορά q_i υπολογίζεται από:

$$q_t = \overline{q_b} + q_s \quad [4-25]$$

όπου, q_b είναι η στερεομεταφορά της ροής του λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport) (η παύλα υποδηλώνει χρονικά μέση τιμή) και q_s το χρονικά μέσο αιωρούμενο φορτίο υπό συνθήκες θραυόμενων κυματισμών. Το φορτίο πυθμένα και σε αιώρηση πάνω από τα αμμοκυμάτια θεωρείται ως μέρος της ροής του οριακού στρώματος. Η σχέση των Dibajnia and Watanabe, για τον προσδιορισμό της στερεομεταφοράς q_b της ροής του λεπτού οριακού στρώματος (sheet flow transport), υπό τη δράση μη μονοχρωματικών κυματισμών, έχει ως εξής (Dibajnia et al., 2001):

$$\frac{q_b}{w_s d_{50}} = 0.0038 \frac{u_c T_c (\Omega_c + \Omega'_t) - u_t T_t (\Omega_t + \Omega'_c)}{(T_c + T_t) \sqrt{s_\rho g d_{50}}} \quad [4-26]$$

όπου, d_{50} είναι η μέση διάμετρος των κόκκων, $s_\rho = (\rho_s - \rho) / \rho$ (ρ και ρ_s αποτελούν τις πυκνότητες του νερού και του ιζημάτος αντίστοιχα), w_s είναι η ταχύτητα καθίζησης, u_c και u_t είναι το εύρος των ισοδυνάμων μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων στον πυθμένα της κορυφής και της κοιλιάς, με αντίστοιχες διάρκειες T_c και T_t . Οι τιμές των ταχυτήτων u_c και u_t δίνονται από τις σχέσεις:

$$u_c^2 = \frac{2}{T_c} \int_{t_0}^{t_0+T_c} u^2 dt, \quad u_t^2 = \frac{2}{T_t} \int_{t_0+T_c}^{t_0+T_c+T_t} u^2 dt \quad [4-27]$$

με $u = u_{ow} + U_b$, όπου u_{ow} είναι η συνιστώσα ταλάντωσης της ταχύτητας (εξίσωση [4-12]) κοντά στον πυθμένα. Ενσωματώνεται επίσης, στον υπολογισμό του ρυθμού μεταφοράς, η ταχύτητα επιστροφής U_b στον πυθμένα, από τους Watanabe (1994) και Watanabe and Dibajnia (1996).

Οι τιμές των Ω_j της εξίσωσης [4-26] δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις:

αν $\omega_j \leq \omega_{cr}$:

$$\Omega_j = \omega_j T_j \sqrt{\frac{s_\rho g}{d_{50}}}, \quad \Omega'_j = 0 \quad [4-28]$$

αν $\omega_j > \omega_{cr}$:

$$\Omega_j = [\omega_{cr} + (1 - \gamma_j)(\omega_j - \omega_{cr})] T_j \sqrt{\frac{s_\rho g}{d_{50}}}, \quad \Omega'_j = \gamma_j (\omega_j - \omega_{cr}) T_j \sqrt{\frac{s_\rho g}{d_{50}}} \quad [4-29]$$

με το δείκτη j να αντιστοιχεί στο δείκτη c ή t και το ω στην συχνότητα του κύματος. Για το Ω χρησιμοποιείται η συνθήκη, εάν $\theta_j < \theta_{sheet}$:

$$\Omega_j = \left(\frac{\theta_j - \theta_{cr}}{\theta_{sheet} - \theta_{cr}} \right)^3 \Omega_j \quad [4-30]$$

όπου θ_{sheet} είναι η κρίσιμη παράμετρος Shields για την έναρξη της ροής σε λεπτό οριακό στρώμα (sheet flow) η οποία τίθεται $\theta_{sheet}=0.8$, θ_{cr} είναι η κρίσιμη παράμετρος Shields για την έναρξη της κίνησης των φερτών για την οποία ισχύει $\theta_{cr}=0.05$ και τέλος ορίζεται $\omega_{cr}=1.2$. Το θ_j είναι η παράμετρος Shields για την οποία ισχύει:

$$\theta = \frac{\tau_b}{W} \quad [4-31]$$

(τ_b είναι η διατμητική τάση στον πυθμένα και W το βυθισμένο βάρος των φερτών ανά μονάδα όγκου πυθμένα, $W=\rho g d_{50}(s_p-1)$). Οι τιμές του ω_j δίνονται από τη σχέση:

$$\omega_j = \left(\frac{1}{2} \frac{u_j^2}{s_\rho g d_{50}} - 5 \right) \frac{d_{50}}{w_s T_j}, \quad \gamma_j = \beta_j^* \cdot \beta'_j \quad [4-32]$$

στην οποία

$$\left\{ \begin{array}{ll} \beta'_c = 1 & \text{εαν } \frac{u_t}{u_c} \geq \frac{1}{4} \\ \beta'_c = 4 \frac{u_t}{u_c} & \text{εαν } \frac{u_t}{u_c} < \frac{1}{4} \end{array} \right\}, \quad \left\{ \begin{array}{ll} \beta'_t = 1 & \text{εαν } \frac{u_c}{u_t} \geq \frac{1}{4} \\ \beta'_t = 4 \frac{u_c}{u_t} & \text{εαν } \frac{u_c}{u_t} < \frac{1}{4} \end{array} \right\} \quad [4-33]$$

και

$$\beta_j^* = 1 \quad \text{if} \quad \frac{T_{pj}}{T_j} \geq \frac{1}{2}, \quad \beta_j^* = \frac{6T_{pj}}{T_j} - 2 \quad \text{εαν} \quad \frac{1}{3} < \frac{T_{pj}}{T_j} < \frac{1}{2}, \quad \beta_j^* = 0 \quad \text{εαν} \quad \frac{T_{pj}}{T_j} \leq \frac{1}{3}$$

θέτοντας $\omega_{cr}=0.03$ στις παραπάνω σχέσεις μπορεί να υπολογιστεί το φορτίο σε αιώρηση πάνω από τα αμμοκυμάτια και το φορτίο πυθμένα. Στην ενδιάμεση περιοχή ανάμεσα στον πυθμένα με αμμοκυμάτια και στον επίπεδο πυθμένα της ροής του λεπτού οριακού στρώματος, μπορούμε να υποθέσουμε ότι η τιμή του ω_{cr} μεταβάλλεται βαθμιαία από 0.03 σε 1.2 ακολουθώντας μια παραβολή.

Οι Karambas and Koutitas (2002) χρησιμοποίησαν μια πιο απλοποιημένη έκδοση των παραπάνω εξισώσεων των Dibajnia and Watanabe, πιο κατάλληλη για μονοχρωματικά κύματα. Σύμφωνα με τους Roelvink and Stive (1989) το αιωρούμενο φορτίο q_s το οποίο δημιουργείται από τη θραύση των κυματισμών τίθεται ίσο με (Karambas and Koutitas, 2002):

$$q_s = \frac{1}{a_s} \frac{b \varepsilon_s \overline{D_e} U_b}{w_s} \quad [4-34]$$

όπου $\overline{D_e}$ (η παύλα υποδηλώνει χρονικά μέση τιμή) είναι η μέση κυματική ενέργεια διάχυσης λόγω θραύσης, ε_s είναι ο παράγοντας αποτελεσματικότητας της στερεομεταφοράς σε αιώρηση, $\varepsilon_s=0.01$ και $\alpha_s = (1-\lambda) \cdot s_p \cdot \rho \cdot g$, όπου λ είναι το πορώδες του ιζήματος και b =συντελεστής που συσχετίζει την τιμή κοντά στον πυθμένα με την μέση ως προς το βάθος ποσότητα $\overline{D_e}$ (Roelvink and Stive, 1989). Οι Roelvink and Stive (1989) πρότειναν μια εκθετική μείωση για το b : $b^{-1} = \exp[(h + \zeta)/H_{rms}] - 1$. Μια τυπική τιμή του b για την εσωτερική περιοχή της ζώνης απόσβεσης είναι $b = 0.2$. Η τιμή αυτή εφαρμόζεται από τους Karambas and Koutitas (2002). Η διάχυση D_e λόγω κυματικής θραύσης εκτιμάται άμεσα από τα αποτελέσματα του κυματικού μοντέλου (Karambas and Koutitas, 2002).

Η επίδραση της διήθησης, που λαμβάνει χώρα στη ζώνη διαβροχής, στην μεταφορά του ιζήματος εισάγεται με μία απλή και καλά τεκμηριωμένη σχέση χρησιμοποιώντας μια καινούργια τροποποιημένη παράμετρο του Shields θ , η οποία προκύπτει από την τροποποίηση της διατμητικής τάσης και του ειδικού βάρους του ιζήματος W_w (Nielsen, 1997· Turner and Masselink, 1998· Butt *et al.*, 2001).

Ο αδιάστατος ρυθμός μεταφοράς Q_R για το φορτίο πυθμένα (στην ζώνη αναρρίχησης) θεωρείται ανάλογος με $\theta^{3/2}$ (όπου θ είναι η παράμετρος του Shields) και μπορεί να εκτιμηθεί από το ελαφρώς τροποποιημένο μοντέλο των Meyer-Peter και Müller (Larson et al., 2001, Nielsen, 2002):

$$Q_R = \frac{q_b(1-\lambda)}{\sqrt{(s_\rho - 1)gd_{50}^3}} = \frac{C_r}{1 + \frac{\tan \beta}{\tan \phi}} \theta^{3/2} \frac{U}{|U|} \quad [4-35]$$

όπου, q_b είναι ο ρυθμός στερεομεταφοράς, ϕ η γωνία εσωτερικής τριβής, $\tan \beta$ είναι η κλίση του πυθμένα λ το πορώδες, s_ρ το ειδικό βάρος των κόκκων, d_{50} η μέση διάμετρος κόκκων και U η κυματική ταχύτητα.

Για την παράμετρο του Shields θ ισχύει: $\theta = \tau_b / W_w$, όπου W_w είναι το βάρος του βυθισμένου ιζήματος ανά μονάδα όγκου πυθμένα.

Προκειμένου να προσδιοριστούν οι επιδράσεις από την αυξανόμενη διατμητική τάση λόγω διήθησης οι Turner and Masselink (1998) εξήγαγαν την παρακάτω σχέση για τη διατμητική τάση τ_w παρουσία κατακόρυφης ροής:

$$\tau_w = \tau_o \left(\frac{\Phi}{e^\Phi - 1} \right) \quad [4-36]$$

$$\text{με } \tau_o = 0.125 \rho f_w U^2 \text{ και } \Phi = \frac{c_t}{f_w} \frac{w}{|U|} \quad [4-37]$$

όπου, c_t μία σταθερά και f_w ο συντελεστής τριβής για την περίπτωση που δεν υπάρχει ροή μέσω του πυθμένα.

Ο συντελεστής τριβής εκτιμάται χρησιμοποιώντας την εξίσωση για την ομοιόμορφη ροή, εφόσον είναι προτιμότερο να διαχειριζόμαστε τη ροή στην ζώνη διαβροχής σαν ημι-σταθερή, καθώς η ανοδική και η καθοδική κίνηση θεωρούνται δύο ξεχωριστές ροές (Butt et al., 2001• Karambas, 2003):

$$f_w = 1.28 \left(\log \frac{11.1d}{K_N} \right)^{-2} \quad [4-38]$$

Για την εκτίμηση της τραχύτητας K_N , γίνεται η υπόθεση ότι ο πυθμένας είναι σχεδόν επίπεδος και ότι οποιοιδήποτε σχηματισμοί είναι αμελητέοι. Ο Ribberink (1998) για υψηλές τιμές της παραμέτρου του Shields πρότεινε τη σχέση:

$$K_N = d_{50} [1 + 6(\theta - 1)] \quad \text{για } \theta > 1 \quad [4-39]$$

Σύμφωνα με τον Nielsen (2002) ο πολλαπλασιαστής C_r θα πρέπει να έχει διαφορετική τιμή κατά την ανοδική κίνηση του νερού στην ακτή από ότι κατά την καθοδική κίνηση. Οι Masselink and Hughes (1998) έδειξαν ότι οι ρυθμοί στερεομεταφοράς για μία δεδομένη ταχύτητα $U(t)$ είναι διπλάσια κατά την ανοδική κίνηση από ότι κατά την καθοδική. Αυτό εξηγείται επειδή κατά την αναρρίχηση τα σωματίδια βρίσκονται ήδη σε αιώρηση λόγω της τύρβης που προκλήθηκε από την έντονη θραύση του κύματος πάνω στην ακτή, με αποτέλεσμα την αυξημένη στερεοπαροχή. Οι παρακάτω τιμές προτείνονται από τον Nielsen (2002): $C_{r_αναρρίχησης} = 20$ and $C_{r_καθόδου} = 9$.

Το φορτίο σε αιώρηση στη ζώνη αναρρίχησης υπολογίζεται από την αριθμητική επίλυση της ολοκληρωμένης ως προς το βάθος εξίσωσης μεταφοράς αιωρούμενων ιζημάτων (Kobayashi and Johnson, 2001· Kobayashi and Tega, 2002):

$$\frac{\partial(dc_s)}{\partial t} + \frac{\partial(dc_s U_s)}{\partial x} = S - w_s c_s \quad [4-40]$$

όπου, c_s είναι η μέση ως προς το βάθος συγκέντρωση των φερτών, U_s η οριζόντια ταχύτητα του ιζήματος, $U_s = (U - w_s)$, w_s η ταχύτητα καθίζησης των κόκκων και S ο προς τα πάνω ρυθμός αιώρησης φερτών από τον πυθμένα.

Ο ρυθμός αιώρησης S ανά μονάδα οριζόντιας επιφάνειας σχετίζεται με την διάχυση της κυματικής ενέργειας σύμφωνα με τους Kobayashi and Tega (2002):

$$S = S_B + S_f, \quad S_B = \frac{e_B D_B}{\rho g (s_\rho - 1) d}, \quad S_f = \frac{e_f D_f}{\rho g (s_\rho - 1) d} \quad [4-41]$$

όπου, D_B ο ρυθμός διάχυσης της ενέργειας λόγω θραύσης των κυματισμών (Puleo et al., 2000), D_f ο ρυθμός διάχυσης της ενέργειας λόγω τριβής πυθμένα ($D_f = 0.5 \rho |U|^3$).

Για τους συντελεστές e_f και e_B έχουν προταθεί οι εξής τιμές:

$$e_f=0.01 \text{ και } e_B = 0.001 \frac{TD_B}{\rho g H^2} \quad [4-42]$$

Η στερεομεταφορά σε αιώρηση q_s προσδιορίζεται από την εξίσωση:

$$q_s = d c_s U_s \quad [4-43]$$

4.1.2 Εφαρμογή του μοντέλου Boussinesq

Στην παρούσα εργασία το μοντέλο Boussinesq εφαρμόζεται για να προσομοιώσει την παράκτια διάβρωση και για να προβλέψει τους εγκάρσιους ρυθμούς στερεομεταφοράς. Η εκτιμώμενη τιμή q_t αποτελεί δεδομένο εισόδου του μορφολογικού μοντέλου για την πρόβλεψη βαθυμετρικών αλλαγών. Το μορφολογικό μοντέλο εφαρμόζεται για συγκεκριμένη διάρκεια, μετά το πέρας της οποίας το μοντέλο Boussinesq εφαρμόζεται ξανά, με την καινούργια βαθυμετρία, προκειμένου να προκύψει ένας νέος ρυθμός μεταφοράς ιζήματος. Η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι το πέρας της επιθυμητής διάρκειας προσομοίωσης (Σχήμα 4-1). Οι μεταβολές της παραλιακής διατομής υπολογίζονται από την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης διατήρησης της μάζας του ιζήματος:

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(q_t - \varepsilon_m |q_t| \frac{\partial z_b}{\partial x} \right) \quad [4-44]$$

όπου z_b είναι η ανύψωση του πυθμένα. Η τιμή του συντελεστή ε_m τίθεται ίση με 2.0. Ο όρος της διάχυσης αποτελεί έναν επιπρόσθετο όρο βαρύτητας ο οποίος αντανάκλα την επίδραση της τοπικής κλίσης του πυθμένα στη μεταφορά του ιζήματος (Horikawa, 1988). Η στερεομεταφορά επηρεάζεται από την κλίση του πυθμένα καθώς η καθοδική κλίση (down-slope) μειώνει την αντίσταση ενώ η ανοδική (upslope) την αυξάνει. Η καθοδική μεταφορά λόγω βαρύτητας είναι ο πιο σημαντικός μηχανισμός που εμποδίζει την επ' αόριστο αύξηση του πυθμένα με αποτέλεσμα η παραλιακή διατομή να μπορεί να φτάσει σε μία κατάσταση δυναμικής ισορροπίας (Kim and Wang 1996).

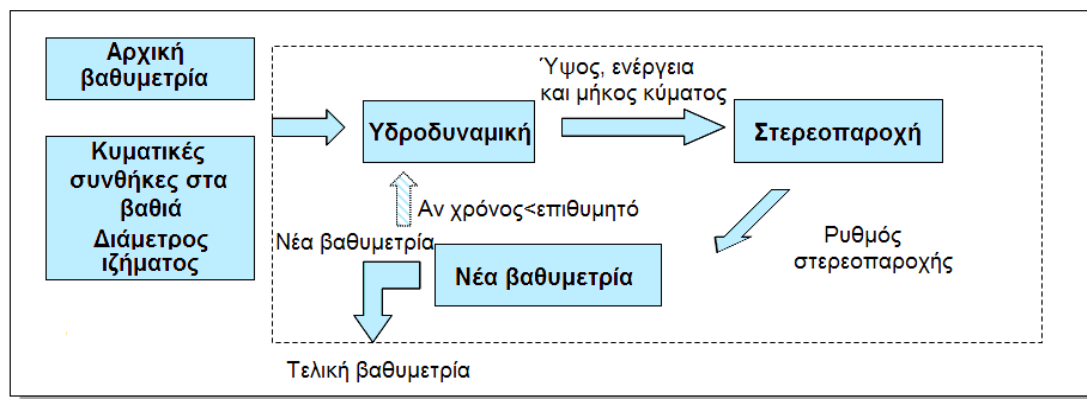
Τέλος, το μοντέλο αυτό είναι ικανό να αναπαράγει πρόσχωση και διάβρωση χωρίς να γίνεται χρήση κάποιου κριτηρίου που να διακρίνει τις κυματικές συνθήκες

σε προσχωτικές ή διαβρωτικές, όπως συμβαίνει με άλλα μοντέλα (Larson, 1996· Leont'yev, 1996).

Σαν αρχικό προφίλ στα πειράματα προσομοιώσεων (συνολικά 1080) που πραγματοποιήθηκαν με το μοντέλο Boussinesq χρησιμοποιήθηκαν: α) γραμμικές διατομές (πειράματα με κλίσεις 1/10, 1/15, 1/20, 1/25 και 1/30) και β) 3 'φυσικές' διατομές που προέκυψαν από 3 πειράματα πεδίου (Delilah, Duck94 και Sandyduck) στην περιοχή Duck της βόρειας Καρολίνας (βάση δεδομένων του U.S. Army Corps of Engineers (<http://dksrv.usace.army.mil/jg/del90dir>)). Με τις γραμμικές διατομές εξετάστηκαν διάφορες περιπτώσεις κυματικών συνθηκών (ύψη κύματος (H) 1, 1.5, 2, 2.5, 3 και 4 m και περιόδους (T) από 5 έως 9 s) και κοκκομετρίας ιζήματος (για ιζήματα με d_{50} ίσο με 0.2, 0.33, 0.50, 0.80, 1.0, 2 και 5 mm). Για καθεμιά από τις περιπτώσεις αυτές (90 συνολικά) έγιναν πειράματα για 12 διαφορετικά σενάρια ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης (0.05, 0.1, 0.15, 0.22, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75, 1, 1.5, 2 και 3 m). Οι φυσικές διατομές εξετάστηκαν για τις συνθήκες κύματος και κοκκομετρίας που παρατηρούνται στην περιοχή Duck και μετρήθηκαν κατά τη διάρκεια των τριών πειραμάτων αλλά και για 12 διαφορετικά σενάρια ανόδου της στάθμης της θάλασσας (0.05, 0.1, 0.15, 0.22, 0.3, 0.4, 0.5, 0.75, 1, 1.5, 2 και 3 m).

4.2 Μοντέλο βασισμένο στην ενεργητική προσέγγιση (Leont'yev)

Το μορφοδυναμικό μοντέλο των Vousdoukas et al. (2005) αποτελείται από 3 υπο-προγράμματα (Σχήμα 4-4), οι οποίες χρησιμοποιώντας ως δεδομένα την αρχική βαθυμετρία και το κυματικό καθεστώς στα ανοικτά, υπολογίζουν: (α) τις υδροδυναμικές συνθήκες σε κάθε σημείο της διατομής (προφίλ), (β) τους ρυθμούς στερεομεταφοράς λόγω παρουσίας κυμάτων/ρευμάτων και λόγω των διεργασιών κατά τη ροή στην αναρρίχηση και (γ) τη νέα βαθυμετρία του προφίλ. Οι υπολογισμοί αυτοί πραγματοποιούνται σε κάθε χρονικό βήμα και μέχρι το πέρας της επιθυμητής διάρκειας προσομοίωσης. Το μοντέλο αυτό βασίζεται στην ενεργητική προσέγγιση (energetics approach) των Battjes and Janssen (1978) για την υδροδυναμική και στο μοντέλο Leont'yev (1996) για την ιζηματομεταφορά.



Σχήμα 4-4. Διάγραμμα ροής μοντέλου μορφοδυναμικής εξέλιξης προφίλ που βασίζεται στις σχέσεις του Leont’yen (1996) (τροποποιημένο από Vousdoukas et al., 2005).

Η προσέγγιση των Battjes and Janssen (1978) βασίζεται στην παραδοχή ότι οι εγκάρσιες διακυμάνσεις στη ροή της κυματικής ενέργειας, σε κάθε σημείο, ισούνται με την απώλεια ενέργειας λόγω θραύσης των κυματισμών. Η σχέση εξισορρόπησης της ενέργειας κάθετα στην ακτή δίνεται από:

$$\frac{\partial(\overline{E_w} \cdot c_g \cdot \cos \varphi)}{\partial x} = -D_e \quad [4-45]$$

όπου, φ η γωνία πρόσπτωσης των κυμάτων, E_w η κυματική ενέργεια για την οποία ισχύει $E_w=1/8\rho gH^2$, c_g η ταχύτητα ομάδας και D_e η απόσβεση της κυματικής ενέργειας που δίνεται από (Roelvink, 1993):

$$D_e = \left[1 - \exp \left[- \left(\frac{\overline{E_w}}{\gamma_r^2 \overline{E_{ref}}} \right)^{10} \right] \right] \cdot 2f \overline{E_w} \quad [4-46]$$

όπου, f η κυριαρχούσα συχνότητα (peak frequency) του κυματικού φάσματος και E_{ref} η μέγιστη κυματική ενέργεια σε συγκεκριμένο βάθος h η οποία υπολογίζεται ως εξής:

$$\overline{E_{ref}} = \rho g \frac{h^2}{8} \quad [4-47]$$

Η ανύψωση της στάθμης του νερού προσδιορίζεται από την εξίσωση ορμής των Longuet-Higgins and Stewart (1962):

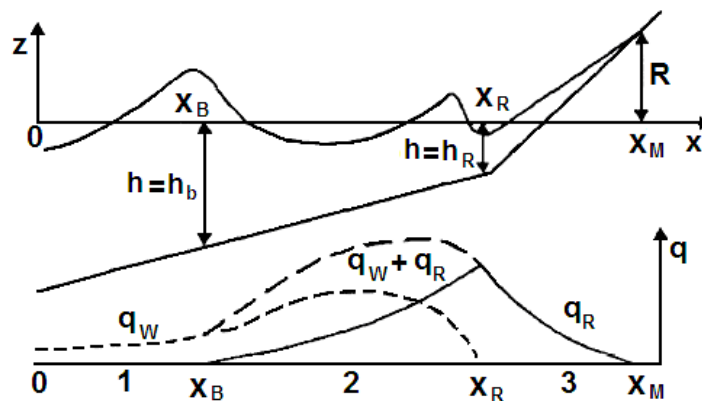
$$g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho d} \frac{\partial S_{xx}}{\partial x} = 0 \quad [4-48]$$

όπου, η τάση ακτινοβολίας S_{xx} κάθετα στην ακτή δίνεται :

$$S_{xx} = \frac{\overline{E_w}}{2} n_w \sin 2\varphi \quad \text{και} \quad n_w = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) \quad [4-49]$$

Η εκτίμηση της ιζηματομεταφοράς κάθετα στην ακτογραμμή, γίνεται σύμφωνα με το μοντέλο Leont'yev (1996). Η παραλιακή διατομή χωρίζεται (i) στην ζώνη μετασχηματισμού στα ανοικτά της ζώνης θραύσης, (ii) στην ζώνη απόσβεσης και (iii) στην ζώνη αναρρίχησης (swash zone). Το εξωτερικό όριο της ζώνης απόσβεσης x_B συμπίπτει με το σημείο θραύσης των κυματισμών. Το κατώτερο όριο της ζώνης διαβροχής x_R , ορίζεται ως το σημείο που η στερεομεταφορά λόγω κυματικής αναρρίχησης γίνεται μέγιστη. Το ανώτερο όριο αναρρίχησης x_M συμπίπτει με τη θέση του μέγιστου ύψους αναρρίχησης πάνω από την αδιατάραχτη στάθμη του νερού. Ας ορίσουμε τους ρυθμούς εγκάρσιας στερεομεταφοράς που παράγονται από τα κύματα/ρεύματα και από τις διεργασίες λόγω της ροής στην αναρρίχηση ως q_W και q_R αντίστοιχα. Θεωρώντας ότι η στερεομεταφορά λόγω αναρρίχησης αποσβένεται προς τα ανοικτά και ότι δεν διαχέεται πέρα από την ζώνη απόσβεσης ισχύουν:

- ζώνη διάθλασης των κυματισμών: $q_R = 0$ και $q = q_W$,
- ζώνη απόσβεσης: $q = q_W + q_R$ και
- ζώνη διαβροχής: $q_W = 0$ και $q = q_R$.



Σχήμα 4-5. Η παραλιακή διατομή χωρισμένη σε ζώνες και η διακύμανση του ρυθμού στερεομεταφοράς κατά μήκος της διατομής (τροποποιημένο από Leont'yev, 1996).

Το μέγιστο ύψος αναρρίχησης υπολογίζεται από την εξίσωση του Hunt στην μορφή που προτάθηκε από τους Witte and Riekman (1987):

$$R_h = 1.25 \xi H_{so} \quad \text{και} \quad \xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_{so}/L_o}} \quad [4-50]$$

όπου ξ ο αριθμός Iribarren, H_{so} το σημαντικό ύψος κύματος και $L_o=(g/2\pi)T^2$ το μήκος κύματος σε συνήθης διάδοση βαθιών νερών.

Ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς q_w , περιγράφει τόσο την κίνηση της άμμου σε αιώρηση όσο και την κίνηση σαν φορτίο πυθμένα που οφείλονται στην συνδυασμένη δράση κυμάτων/ρευμάτων στην ζώνη διάθλασης και εκτιμάται σύμφωνα με την βελτιωμένη από τον Leont'yev (1996) ενεργητική προσέγγιση του Bagnold (1963):

$$q_w = \frac{\varepsilon_b}{2 \tan \phi} f_w \rho (\bar{u}^3 \cos \phi + 3 \bar{u}^2 U_d) + \varepsilon_s (F_e + B_e) \left(\frac{w_s}{U_d} - \frac{\partial d}{\partial x} \right)^{-1} \quad [4-51]$$

όπου f_w ο συντελεστής τριβής πυθμένα, w_s η ταχύτητα καθίζησης του ιζήματος, ϕ η γωνία πρόσπτωσης, ε_s ο συντελεστής αποτελεσματικότητας (efficiency factor) της μεταφοράς φορτίου σε αιώρηση, F_e και B_e οι απώλειες ενέργειας λόγω πυθμενικής τριβής και τύρβης αντίστοιχα (Roelvink and Stive, 1989):

$$F_e = \frac{1}{2} f_w \rho |\bar{u}^3| \quad [4-52]$$

$$B_e = D_e \exp(3/2(1 - d/H)) \quad [4-53]$$

όπου $d=h+\zeta$ είναι το συνολικό βάθος συμπεριλαμβάνοντας και την κυματική ανύψωση ζ και D_e είναι ο ρυθμός διάχυσης της κυματικής ενέργειας λόγω θραύσης και προκύπτει από τη σχέση (3-43) που χρησιμοποιείται κατά τους υδροδυναμικούς υπολογισμούς. U_d είναι η πυθμενική κυματική ταχύτητα προς τα ανοικτά (undertow) του δευτερογενούς ρεύματος και δίνεται:

$$U_d = \frac{d}{\rho v_z} \left(\frac{A_e}{3} + \frac{1}{2} \frac{D_e}{d} \right) - m_1 \frac{E_w \cos \phi}{\rho \sqrt{gd}} \quad \text{και} \quad A_e = \frac{1}{2} \frac{\partial E_w}{\partial x} + \frac{E_w}{d} \cos^2 \phi \frac{\partial d}{\partial x} \quad [4-54]$$

$$v_z = m_2 (l + \bar{P}) d \sqrt{gd} \quad [4-55]$$

\hat{P} είναι το τμήμα από την κατανομή του κυματικού ύψους που αντιστοιχεί στους θραυόμενους κυματισμούς, v_z είναι ο κατακόρυφος συντελεστής τυρβώδους διάχυσης (eddy viscosity) και m_1, m_2 σταθερές που δίνονται $m_1=0.75, m_2=0.008$.

Οι «oscillatory velocity moments» $\overline{\tilde{u}^2}$ και $\overline{\tilde{u}^3}$ που εμφανίζονται στην εξίσωση [4-51] εισάγουν τη μη γραμμική φύση των κυματισμών και υπολογίζονται από τις ημι-εμπειρικές εξισώσεις που προκύπτουν κατά την ανάλυση της παλινδρομικής ταχύτητας σε δύο αρμονικές μεταβλητού εύρους και διαφοράς φάσης:

$$\overline{\tilde{u}^2} = \frac{1}{2} u_m^2 \quad [4-56]$$

$$\overline{\tilde{u}^3} = m_3 \frac{gT^2}{h} \frac{H}{h} \left(1 - \sqrt{\hat{P}}\right) u_m^3 \quad [4-57]$$

$$\left|\overline{\tilde{u}_m^3}\right| = \frac{4}{3\pi} \left(1 - \frac{\sqrt{\hat{P}}}{2}\right) u_m^3 \quad [4-58]$$

όπου, $m_3= 1.8 \times 10^{-3}$, και u_m το εύρος της ταχύτητας, το οποίο προκύπτει από την γραμμική κυματική θεωρία.

Ο ρυθμός ιζηματομεταφοράς στη ζώνη αναρρίχησης υπολογίζεται από τη σχέση (Leont'yev, 1996):

$$q_R = \hat{q}_R \left(\frac{1 - x/x_m}{1 - x_R/x_m} \right)^{3/2} \quad x_R \leq x \leq x_m \quad [4-59]$$

Η μέγιστη τιμή της ιζηματομεταφοράς \hat{q}_R λόγω αναρρίχησης στο σημείο $x=x_R$ (όπου ξεκινάει η αναρρίχηση του κύματος) εκφράζεται ως εξής:

$$\hat{q}_R = c_1 \rho (2gR)^{3/2} (\tan \beta_{eq} - \tan \beta) \quad [4-60]$$

όπου, c_1 είναι αδιάστατος συντελεστής αναλογίας ο οποίος συνδυάζει όλες τις σταθερές.

Η κλίση του προφίλ σε ισοροπία $\tan \beta_{eq}$ προσδιορίζεται από μια εμπειρική σχέση η οποία έχει καθιερωθεί από τον Bascom (1964) και περιλαμβάνει την κλίση του μετώπου της παραλίας και τη μέση διάμετρο των κόκκων d_{50} . Για $0.15 \leq d_{50} \leq 0.8$ mm ισχύει:

$$\tan \beta_{eq} = 0.25d_{50}^{3/2} - 0.007 \quad [4-61]$$

Η στερεομεταφορά που δημιουργείται κατά την αναρρίχηση μειώνεται καθώς απομακρύνεται από τη ζώνη διαβροχής και προσεγγίζει το εξωτερικό όριο της ζώνης απόσβεσης (x_B). Υποθέτοντας μια εκθετική μείωση και αναμένοντας μια μείωση κατά μία τάξη μεγέθους του q_R σε μία απόσταση της τάξης $10H_o$ από το σημείο $x=x_R$ προκύπτει η παρακάτω σχέση:

$$q_R = \bar{q}_R \exp(c_3(x - x_R)/H_o), \quad x \leq x_R \quad [4-62]$$

όπου $c_3=0.2-0.3$.

Ο συνολικός ρυθμός στερεομεταφοράς προκύπτει από τη στερεομεταφορά q_W (εξίσωση [4-51]) για τη ζώνη διάθλασης ($x < x_B$), από το άθροισμα της στερεομεταφοράς λόγω κυμάτων/ρευμάτων q_W (εξίσωση [4-51]) και της εξασθετισμένης στερεομεταφοράς λόγω αναρρίχησης q_R (εξίσωση [4-62]) για τη ζώνη απόσβεσης ($x_B < x < x_R$) και από την στερεομεταφορά q_R λόγω αναρρίχησης (εξίσωση [4-59]) για τη ζώνη αναρρίχησης ($x_R < x < x_M$) (Σχήμα 4-5).

Εφόσον υπολογιστεί η κατανομή της συνολικής στερεοπαροχής κατά μήκος του προφίλ είναι δυνατόν να προσδιοριστεί η μεταβολή της μορφολογίας του πυθμένα από την εξίσωση διατήρησης του ιζήματος:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = (1 - \lambda)(\rho_s - \rho) \rho g \frac{\partial q}{\partial x} \quad [4-63]$$

όπου λ είναι το πορώδες του ιζήματος (ίσο με 0.4) και ρ και ρ_s η πυκνότητα του νερού και του ιζήματος αντίστοιχα.

4.3 Συστοιχίες μοντέλων

Για την εκτίμηση της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, στη παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκαν δύο συστοιχίες μοντέλων: μια που δίνει βραχυχρόνιες οπισθοχωρήσεις και αποτελείται από τα δυναμικά μοντέλα SBEACH (Larson and Kraus, 1989) (βλ. ενότητα 3.2.2), Leont'yev (βλ. ενότητα 4.2) και από το αναλυτικό μοντέλο Edelman (1972) (βλ. ενότητα 3.2.1) και μια που δίνει μακροχρόνιες προβλέψεις και αποτελείται από τα μοντέλα Bruun

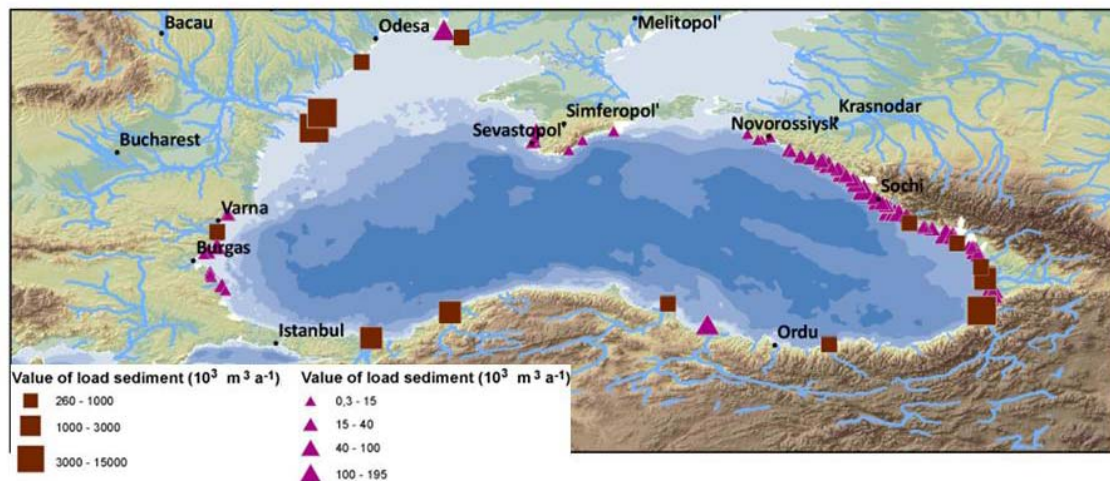
(1962, 1983), Dean (1991) και Kriebel and Dean (1985) (βλ. ενότητα 3.2.1). Η τεχνική της συστοιχίας αποτελεί πλέον μια σιγήθη πρακτική από πολλούς ερευνητές όπως για παράδειγμα τους Rixen et al. (2008). Η τεχνική αυτή υιοθετήθηκε καθώς το κάθε μοντέλο εμφανίζει αδυναμίες και πλεονεκτήματα, με αποτέλεσμα να δουλεύει καλά για κάποιες περιπτώσεις και όχι και τόσο καλά για κάποιες άλλες. Η ομαδοποίηση όμως των μοντέλων σε συστοιχίες δίνει τη δυνατότητα να εξαληφθούν (εν μέρει) οι αδυναμίες τους και να βελτιωθούν οι εκτιμήσεις τους.

Αφού η παραλιακή οπισθοχώρηση στα μοντέλα των συστοιχιών (Bruun, Edelman, Kriebel and Dean, Dean, SBEACH και Leont'yev) εξαρτάται από την ένταση/κατανομή της κυματικής ενέργειας, η οποία ελέγχει όχι μόνον την ιζηματομεταφορά (βλ. Σχέσεις [3-35], [3-36] στην ενότητα 3.2 και [4-51] στην ενότητα 4.2), αλλά και την απόσταση (l) και βάθος (h) του σημείου περάτωσης (closure depth) της παράκτιας ιζηματομεταφοράς (βλ. Σχέση [3-19], ενότητα 3.2) και το βάθος της κυματικής θραύσης (h_b) και πλάτος της ζώνης απόσβεσης (w_b) (βλ. Σχέσεις [3-21] και [3-22], ενότητα 3.2), τα μοντέλα εφαρμόστηκαν για διαφορετικές κυματικές συνθήκες (ύψη κύματος (H) 0.5, 1, 1.5, 2, 3, 4, 5 και 6 m και περιόδους (T) από 3 έως 14 s). Για κάθε μια κυματική συνθήκη, έγιναν πειράματα για 7 διαφορετικές κοκκομετρικές παραλιακών ιζημάτων (για ιζήματα με d_{50} ίσο με 0.2, 0.33, 0.50, 0.80, 1.0, 2 και 5 mm) και για 16 διαφορετικές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης (0.0031, 0.0155, 0.038, 0.05, 0.10, 0.15, 0.22, 0.30, 0.40, 0.50, 0.75, 1, 1.25, 1.5, 2 και 3 m). Όσον αφορά την αρχική παραλιακή μορφολογία, χρησιμοποιήθηκαν δύο διαφορετικά είδη παραλιακών διατομών: (α) γραμμικές (πειράματα με κλίσεις 1/10, 1/15, 1/20, 1/25 και 1/30) για τις οποίες η μακροχρόνια συστοιχία εφαρμόστηκε αποτελούμενη μόνο από τα μοντέλα των Bruun και Dean χωρίς το μοντέλο των Kriebel and Dean (βλ. ενότητα 5.3) (β) μια 'φυσική' διατομή, που ορίστηκε ως το 'μέσο' παραλιακό προφίλ του πειράματος Delilah (βάση δεδομένων του U.S. Army Corps of Engineers (<http://dksrv.usace.army.mil/jg/del90dir>)) και (γ) 5 'φυσικές' διατομές από 3 πειράματα πεδίου (Delilah, Duck94 και Sandyduck) στην περιοχή Duck (μία 'μέση' διατομή από κάθε πείραμα) και από παρατηρήσεις στον κόλπο Christchurch (2 'μέσες' διατομές, μία για το προστατευμένο τμήμα του κόλπου και μία για το απροστάτευτο), οι οποίες εξετάστηκαν μόνο για τις συνθήκες κύματος και κοκκομετρίας που μετρήθηκαν στην περιοχή κατά τη διάρκεια των πειραμάτων (βλ. ενότητα 4.5).

Όλα τα πειράματα προσομοιώσεων (συνολικά 19136 για γραμμικές διατομές και 3312 για φυσικές διατομές) αναφέρονται σε παραλίες δηλ. σε χαμηλές ακτές με χαλαρά ιζήματα. Η βασική αρχική συνθήκη που ίσχυσε σε όλα τα πειράματα ήταν ότι η διάβρωση ιζημάτων/ακτής δεν περιορίζεται από το ιζηματικό απόθεμα σε κανένα σημείο της διατομής (βλ. Vousdoukas et al., 2005· 2007).

4.3.1 Εφαρμογή της συστοιχίας στη Μαύρη Θάλασσα

Η οπισθοχώρηση που αναμένεται στις παραλίες της Μαύρης Θάλασσας εκτιμήθηκε με την εφαρμογή των μοντέλων και των δύο συστοιχιών ως μια συστοιχία 5 αναλυτικών και αριθμητικών μοντέλων (Edelman, 1972· Bruun, 1988· Dean, 1991· Larson and Kraus, 1989· Leont'yev, 1996). Θεωρείται ότι η παραλιακή οπισθοχώρηση μπορεί να εκτιμηθεί σε κλίμακα λεκάνης, εφόσον πραγματοποιούνται πειράματα για μεγάλη ποικιλία μορφολογικών (κλίση παραλίας), ιζηματολογικών (κοκκομετρία) και κυματικών χαρακτηριστικών.



Σχήμα 4-6. Φυσιογραφία καθώς και οι ετήσιες τιμές του φορτίου ιζήματος στους ποταμούς της Μαύρης Θάλασσας. (Επιφάνεια λεκάνης, περιλαμβάνοντας και τη θάλασσα του Azov, $\sim 460 \times 10^3 \text{ km}^2$ · max. Βάθος νερού, 2210 m· και όγκος, $\sim 547 \times 10^3 \text{ km}^3$) (Velegrakis et al., 2009).

Τα χωρικά χαρακτηριστικά των παραλιών της Μαύρης Θάλασσας εκτιμήθηκαν με βάση τη ψηφιοποίηση εικόνων που βρίσκονται στην ευρέως διαθέσιμη εφαρμογή του Google Earth Pro. Ως τα εσωτερικά όρια των παραλιών τέθηκαν οι καλυμμένες με βλάστηση θίνες ή οι ανθρωπογενείς κατασκευές (όπως παράκτιοι δρόμοι, πεζοδρόμια, θαλάσσιοι τοίχοι και μόνιμα κτίρια) ή οι 'πόδες' των παράκτιων κρημνών. Όσο αφορά την θέση της ακτογραμμής οι διαθέσιμες εικόνες

ανήκουν σε διαφορετικές χρονιές (2002-2008) και έχουν συλλέγει υπό την επίδραση ποικίλων κυματικών συνθηκών· επομένως, παρόλο που οι επιδράσεις της παλίρροιας είναι ελάχιστες λόγω του μικρού παλίρροιακού εύρους της Μαύρης Θάλασσας, τα αποτελέσματα που προκύπτουν για τμήματα της ακτογραμμής που καλύπτονταν από χρονικά – ποικίλες εικόνες μπορεί να εισάγουν αβεβαιότητες στη σύγκριση τους. Παρόλα αυτά, τέτοιες αβεβαιότητες είναι φυσιολογικές σε μελέτες κλίμακας λεκάνης.

Η ψηφιοποιημένη πληροφορία αναλύθηκε με τη χρήση εργαλείων GIS, για την εκτίμηση των χωρικών παραμέτρων των παραλιών της Μαύρης Θάλασσας, δηλ. το μήκος, το εμβαδόν, το μέσο και το μέγιστο πλάτος. Έγιναν εκτιμήσεις για: (i) ολόκληρες τις παραλίες και (ii) για κάθετα προς την ακτογραμμή διαχωρισμένα τμήματα της κάθε παραλίας ανά 200 m. Άλλες πληροφορίες (π.χ. τύπος του ιζήματος, παρουσία έργων παράκτιας προστασίας κ.λ.π) οι οποίες μπορούσαν να αποκτηθούν από το διαθέσιμο φωτογραφικό υλικό, εντοπίστηκαν και καταγράφηκαν στη βάση δεδομένων.

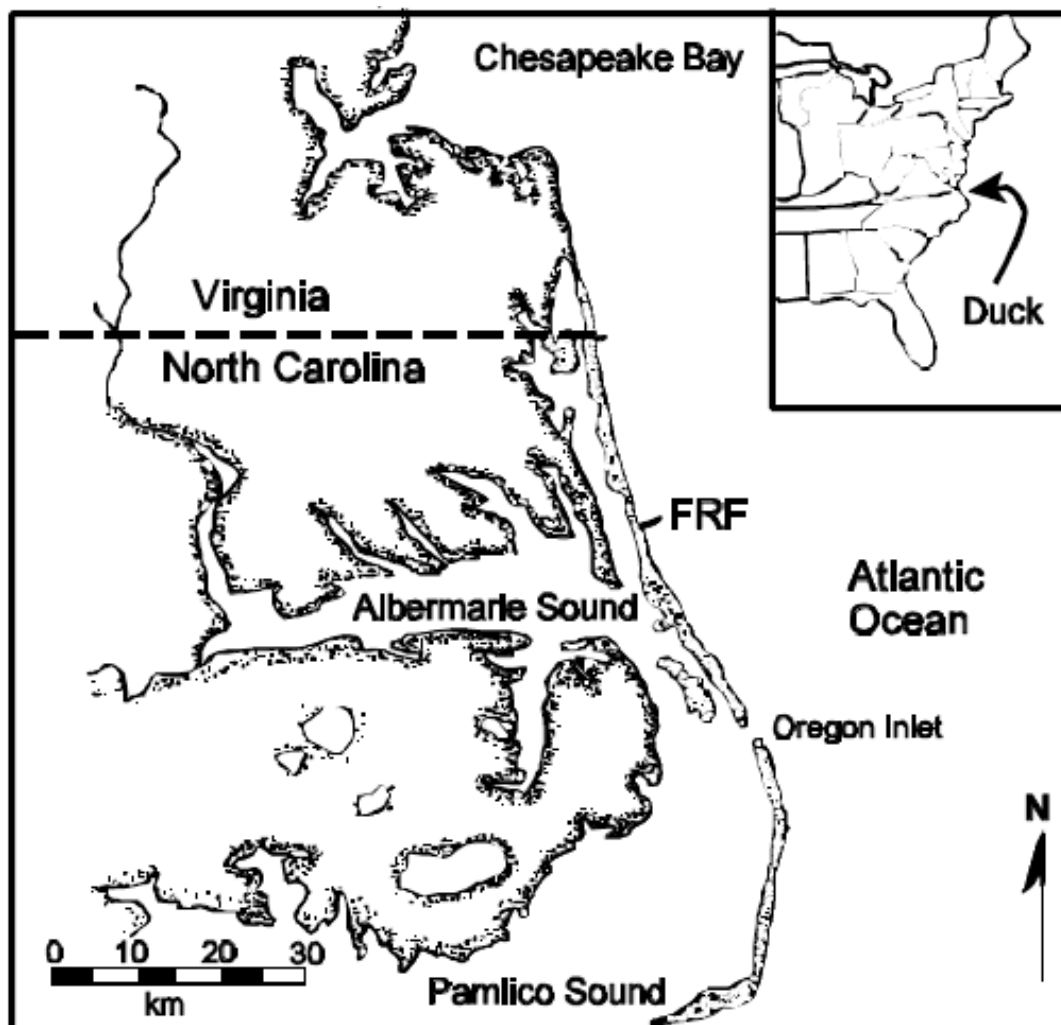
4.4 Περιγραφή μη γραμμικών διατομών – δεδομένα πεδίου – ανάλυση

Οι φυσικές διατομές είναι μη γραμμικές και πολλές φορές εμφανίζουν ένα σύνθετο σχήμα με αναβαθμούς και κοιλίες. Έχουν γίνει πολλές προσπάθειες για τη μαθηματική περιγραφή του σχήματος των διατομών αυτών (βλ. ενότητα 3.1) και έχουν προταθεί διάφορες εξισώσεις (Bruun, 1954· Larson, 1991· Bodge, 1992· Komar and McDougal, 1994· Lee, 1994· Bernabeu et al., 2003· Larson et al., 1999). Προκειμένου να ελεγχθεί η ικανότητα των εξισώσεων αυτών να προσομοιώσουν τις φυσικές διατομές χρησιμοποιήθηκαν χρονοσειρές τοπογραφικών δεδομένων από μετρήσεις στην περιοχή Duck της βόρειας Καρολίνας και στον κόλπο Christchurch. Οι χρονοσειρές των δεδομένων αναλύθηκαν με χρήση εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων (Empirical Orthogonal Functions) και προέκυψαν ‘μέσες’ διατομές από τις παραπάνω περιοχές οι οποίες στη συνέχεια εφαρμόστηκαν βέλτιστα (best-fit) στις προτεινόμενες εξισώσεις. Στις παρακάτω ενότητες περιγράφονται τα δεδομένα από τις δύο αυτές περιοχές (ενότητα 3.3.1) καθώς και η μέθοδος ανάλυσης τους (ενότητα 3.3.2).

4.4.1 Δεδομένα πεδίου

Περιοχή Duck

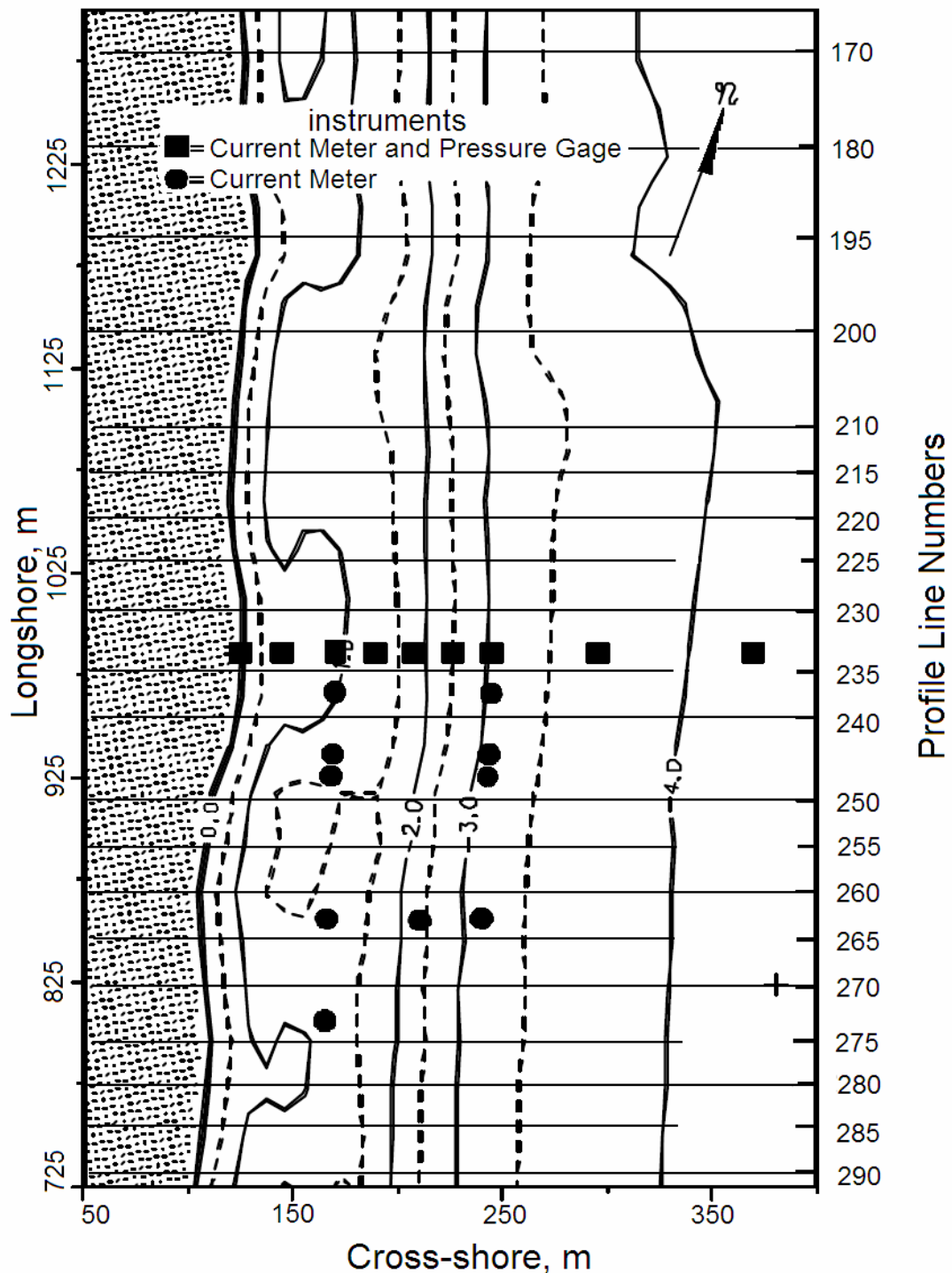
Οι οργανισμοί Coastal and Hydraulics Laboratory (CHL) και U.S. Army Corps of Engineers έχουν δημιουργήσει μια βάση δεδομένων (<http://dksrv.usace.army.mil/jg/del90dir>) από μετρήσεις που έχουν λάβει χώρα στην περιοχή Duck της Βόρειας Καρολίνας (Σχήμα 4-7).



Σχήμα 4-7. Χάρτης της περιοχής (Birkemeier et al., 2001).

Τα δεδομένα αυτά προέρχονταν από τρία πειράματα που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή και περιλάμβαναν στοιχεία βαθυμετρίας καθώς και στοιχεία για τα κυματικά και τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Τα δεδομένα βαθυμετρίας περιλάμβαναν αποτυπώσεις του προφίλ της παραλίας για διάφορους σταθμούς κατά μήκος της παραλίας και για τη χρονική διάρκεια που πραγματοποιήθηκαν τα τρία πειράματα. Οι σταθμοί αυτοί απείχαν μεταξύ τους 25m

κοντά στα όργανα και 50m στην υπόλοιπη περιοχή. Οι γραμμές των προφίλ καθώς και οι θέσεις των οργάνων φαίνονται στο Σχήμα 4-8.



Σχήμα 4-8. Οι γραμμές των προφίλ (profile line) που μελετήθηκαν καθώς και οι θέσεις των οργάνων (instruments) (Birkemeier et al., 2001). (current meter: ρευματογράφος, pressure gage: μετρητής πίεσης, cross-shore: εγκάρσια διεύθυνση, longshore: επιμήκη διεύθυνση).

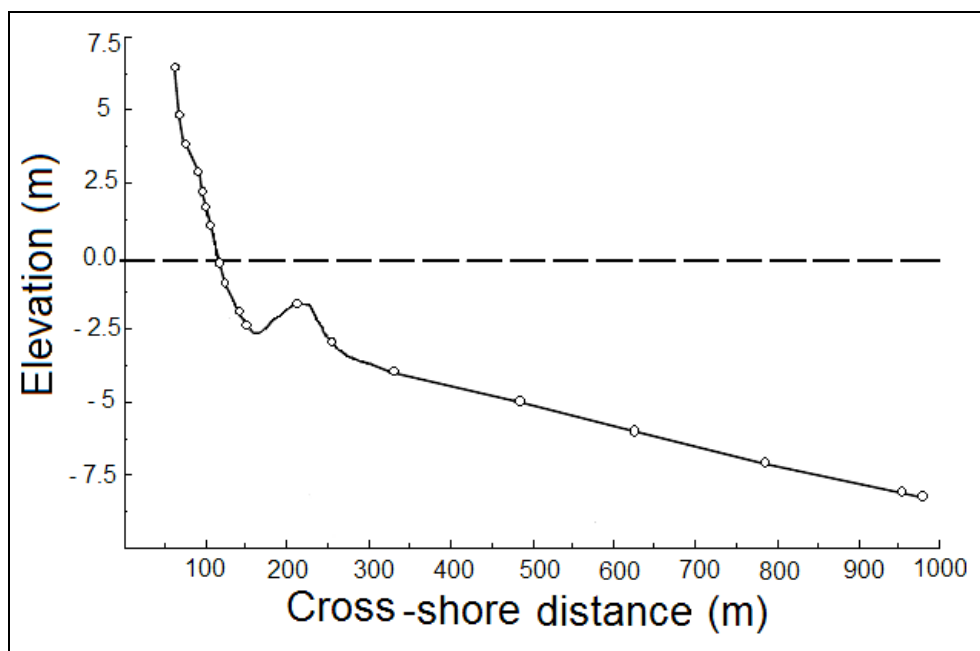
Όλα τα δεδομένα των ερευνών συλλέχθηκαν σύμφωνα με το FRF (Field Research Facility) σύστημα συντεταγμένων, το οποίο ξεκινάει πίσω από τη γραμμή του αμμόλοφου κοντά στο νότιο όριο της FRF ιδιοκτησίας. Η βασική γραμμή αυτού του συστήματος (δηλαδή, απόσταση κάθετα στην ακτή=0) είναι κάθετη στη αποβάθρα FRF και ευθυγραμμίζεται 20° δυτικά του Βορρά. Τα υψόμετρα μετρήθηκαν σε σχέση με το Εθνικό Γεωδαιτικό Κατακόρυφο σημείο αναφοράς (National Geodetic Vertical Datum, NGVD) του 1929. Το σημείο αυτό αναφοράς είναι 0.42m πάνω από τη μέση χαμηλή στάθμη του νερού (Mean Low Water). Τα τρία πειράματα που έλαβαν χώρα στην περιοχή αναλύονται στη συνέχεια:

Πείραμα Delilah

Το πείραμα *Delilah* πραγματοποιήθηκε τον Οκτώβριο του 1990. Βασικοί του στόχοι ήταν: α) η μελέτη της υδροδυναμικής κατάστασης της ζώνης απόσβεσης, δίνοντας ιδιαίτερη έμφαση στη μέτρηση των κυμάτων, της μέσης κυκλοφορίας και του μετασχηματισμού του κύματος και β) η παρακολούθηση της βαθυμετρικής απόκρισης στις υδροδυναμικές αυτές διεργασίες.

Μια σειρά από 20 προφίλ (Σχήμα 4-8) αποτυπώνονταν κάθε ημέρα κατά τη διάρκεια του πειράματος *Delilah*. Όλα τα προφίλ επεκτείνονταν από τη βάση του αμμόλοφου μέχρι 375m περίπου προς την ανοικτή θάλασσα, εκτός από εκείνα που μετρήθηκαν κατά τη διάρκεια των υψηλής περιόδου κυμάτων που εμφανίστηκαν στις 13 Οκτωβρίου 1990. Η διατομή του αμμόλοφου για κάθε προφίλ μελετήθηκε μόνο στην αρχή του πειράματος. Προκειμένου να υπάρχει συνέχεια μεταξύ των αποτυπώσεων τα δεδομένα για τα σημεία του αμμόλοφου προσθέτονταν αυτόματα σε κάθε αποτύπωση.

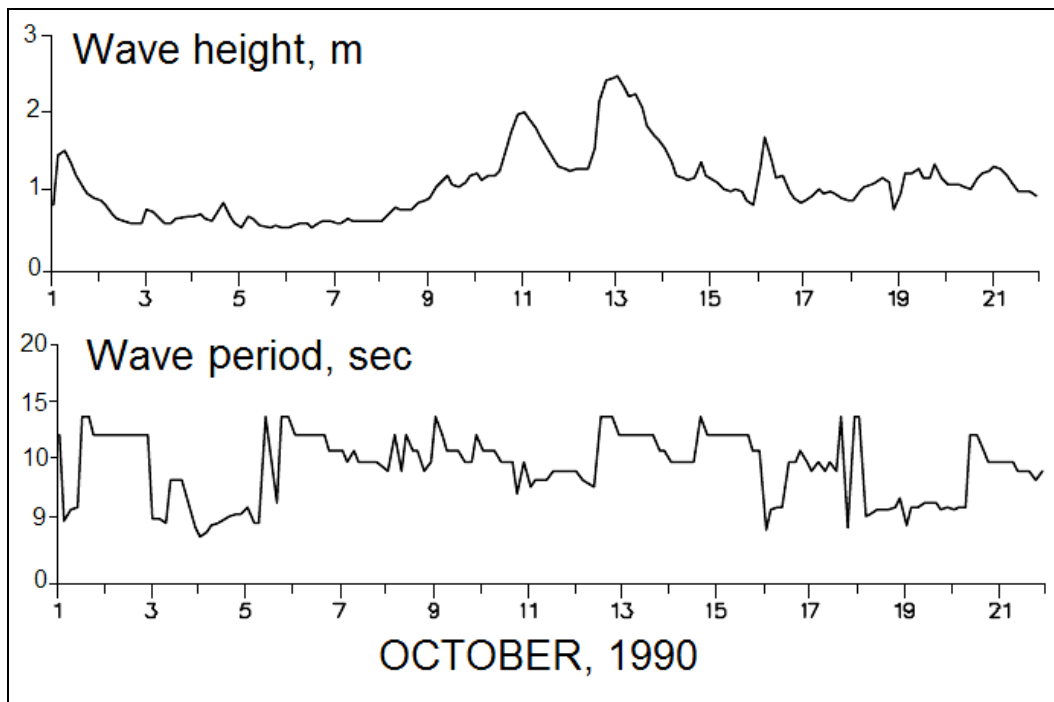
Συλλέχθηκαν 19 δείγματα ιζήματος κατά μήκος του προφίλ 230 (Σχήμα 4-9) στις 15 Οκτωβρίου 1990. Παραλιακά δείγματα λήφθηκαν με τη σπάτουλα από το ανώτερο στρώμα του μετώπου της παραλίας ενώ τα ιζήματα προς τα ανοικτά του προφίλ συλλέχθηκαν με δειγματοληπτική αρπάγη. Τα δείγματα στη συνέχεια ξεπλύθηκαν, αποξηράνθηκαν, και διαχωρίστηκαν με κόσκινο προκειμένου να αναλυθεί η κοκκομετρία τους και η ταξινόμηση τους. Το κοσκίνισμα πραγματοποιήθηκε με μικρής διαμέτρου κόσκινα, χρησιμοποιώντας δονήσεις υψηλής συχνότητας. Η σχετική θέση των δειγμάτων αυτών κατά μήκος του προφίλ φαίνεται στο Σχήμα 4-9.



Σχήμα 4-9. Οι θέσεις των δειγμάτων ιζήματος κατά μήκος του προφίλ 230 (τροποποιημένο από <http://dksrv.usace.army.mil/jg/del90dir>). (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Από την ανάλυση των δειγμάτων προέκυψε ότι η συνολική φύση της εγκάρσιας κατανομής των μεγεθών, είναι τυπική της Εγκατάστασης Ερευνών Πεδίου (Field Research Facility). Μεγάλο εύρος στο μέγεθος των ιζημάτων παρατηρήθηκε στο μέτωπο της παραλίας και στην περιοχή του υποθαλάσσιου αναβαθμού/κοιλίας, ενώ ανοικτά του εσωτερικού αναβαθμού, το υλικό του πυθμένα αποτελείται από λεπτά, καλά ταξινομημένα ιζήματα. Η μέση διάμετρος d_{50} βρέθηκε να κυμαίνεται μεταξύ 0.12 – 1.2mm με μέση τιμή 0.35mm.

Τα κυματικά δεδομένα συλλέχθηκαν από τρεις διαφορετικές ομάδες οργάνων. Η πρώτη είναι μια διάταξη από 15 αισθητήρες πίεσης, που συλλογικά αναφέρονται ως όργανο 3111 (gauge 3111). Οι αισθητήρες αυτοί έχουν τοποθετηθεί στην ισοβαθή των 8m και 900m περίπου ανοικτά της εγκατάστασης. Η πληροφορία για την διεύθυνση των κυμάτων προκύπτει από αυτά τα όργανα, χρησιμοποιώντας έναν επαναληπτικό αλγόριθμο μέγιστης πιθανότητας. Η δεύτερη ομάδα αποτελείται από έναν Baylor staff μετρητή (625) τοποθετημένο στο τέλος της αποβάθρας και από έναν αισθητήρα πίεσης (641), τοποθετημένο επίσης στην αποβάθρα σε απόσταση 780ft από την ακτή. Η τρίτη ομάδα συνίσταται από έναν αισθητήρα πίεσης τοποθετημένο σε σημαδούρα σε απόσταση 4km από την ακτή (Waverider Buoy 630).



Σχήμα 4-10. Η διακύμανση του ύψους (wave height) και της περιόδου του κύματος (wave period) τον Οκτώβριο (October) του 1990 έτσι όπως έχουν καταγραφεί από τη διάταξη των αισθητήρων 3111 (gauge 3111) σε βάθος 8m (τροποποιημένο από Birkemeier et al., 2001).

Τα αποτελέσματα βασίζονται σε ανά 34 λεπτά καταγραφές (των 4096 σημείων δεδομένων). Εξάιρεση αποτελεί η διάταξη των 8m βάθους (3111) η οποία συμπυκνώνει τις 4 πρώτες καταγραφές σε μία στατιστική τιμή. Από τις καταγραφές του μετρητή 3111 υπολογίστηκαν το μέσο ($H_m=1.05m$), σημαντικό ($H_s=1.6m$) και ενεργό ύψος ($H_e=1.24m$) κύματος καθώς και οι αντίστοιχες περίοδοι ($T_m=9sec$, $T_s=13sec$, $T_e=10sec$).

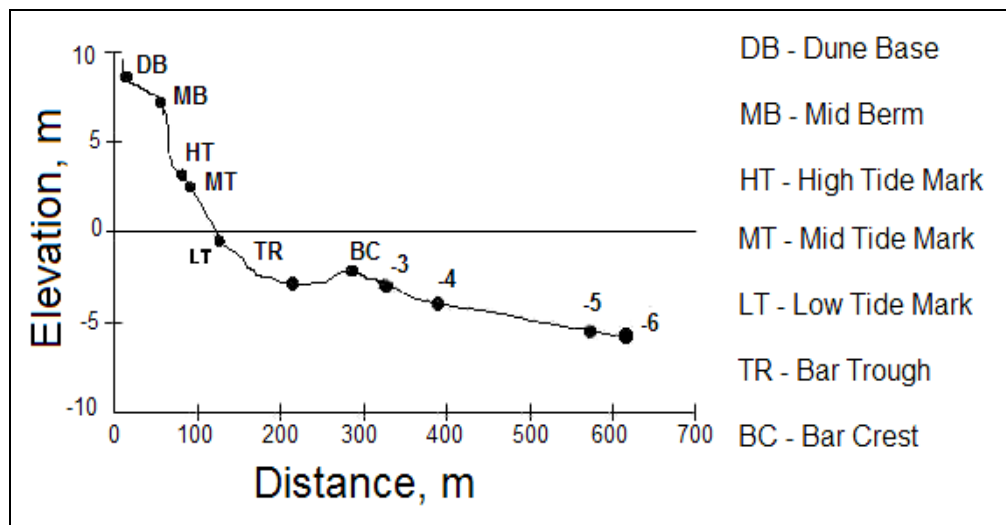
Πείραμα Duck94

Το πείραμα *Duck94* έλαβε χώρα τον Αύγουστο ως τον Οκτώβριο του 1994. Το πείραμα αυτό καθώς και το πείραμα *SandyDuck* πραγματοποιήθηκαν με σκοπό τη μελέτη της μεταφοράς των ιζημάτων και της μορφολογικής εξέλιξης του πυθμένα. Το πείραμα *Duck94* αποτελούσε μια πιλοτική εφαρμογή για την δοκιμή των οργάνων και των διαδικασιών που θα απαιτούνταν για το πιο εκτενές πείραμα το *SandyDuck*.

Μια σειρά από 20 προφίλ αποτυπώθηκαν για καθεμιά από τις 43 ημέρες που πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις. Όλα τα προφίλ επεκτείνονταν από τη βάση του αμμόλοφου μέχρι 400m περίπου προς την ανοικτή θάλασσα. Για ορισμένους

σταθμούς και για ορισμένα βάθη δεν υπήρξαν μετρήσεις γιατί οι συνθήκες δεν το επέτρεψαν.

Κατά τη διάρκεια του Duck94 συλλέχθηκαν δείγματα ιζήματος χρησιμοποιώντας δειγματοληπτική αρπάγη, σε 11 σημεία κατά μήκος τριών διατομών (230, 255, 270), σε σχεδόν καθημερινή βάση, το διάστημα Αύγουστος – Οκτώβριος 1994. Τα σημεία δειγματοληψίας, κατά μήκος μιας διατομής, απεικονίζονται στο Σχήμα 4-11.

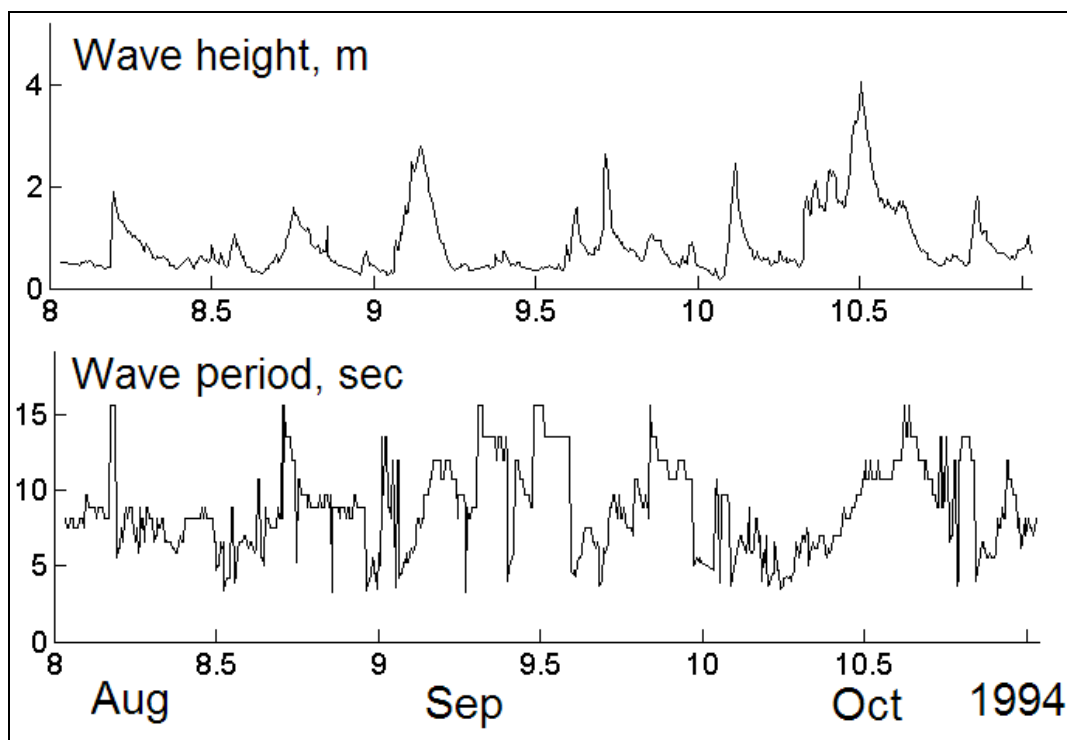


Σχήμα 4-11. Οι θέσεις δειγματοληψίας ιζήματος στο πείραμα DUCK94 (τροποποιημένο από <http://dksrv.usace.army.mil/jg/del90dir>). (elevation: ανύψωση, distance: απόσταση από την ακτή, dune base: βάση της θίνας, mid berm: μέσο του χερσαίου αναβαθμού, high tide mark: σημείο πλυμυριδας, mid tide mark: σημείο μέσης παλίρροιας, low tide mark: σημείο άμπωτης, bar trough: κοιλία αναβαθμού, bar crest: κορυφή αναβαθμού).

Τα δείγματα διαχωρίστηκαν με τη βοήθεια δονούμενου κόσκινου (sonic sifter) σε κοκκομετρικές τάξεις ανά τέταρτα του phi (ϕ), ξεκινώντας από -3 phi (8.0 mm) μέχρι 4.25 phi (0.53 mm), και υπολογίστηκαν τα ποσοστά βάρους για κάθε τάξη.

Οι διατάξεις των οργάνων του πειράματος Delilah, χρησιμοποιήθηκαν και σε αυτό το πείραμα για την καταγραφή χρονοσειρών κυματικών δεδομένων τη χρονική διάρκεια Αύγουστος – Οκτώβριος του 1994. Στο Σχήμα 4-12 που ακολουθεί απεικονίζονται οι διακυμάνσεις του ύψους και της περιόδου του κύματος σε βάθος 8m (gauge 3111).

Οι τιμές του μέσου και σημαντικού ύψους κύματος υπολογίστηκαν και βρέθηκαν: $H_m=0.9\text{m}$ και $H_s=1.55\text{m}$ με αντίστοιχες περιόδους $T_m=8.8\text{sec}$ και $T_s=13\text{sec}$.



Σχήμα 4-12. Η διακύμανση του ύψους (wave height) και της περιόδου του κύματος (wave period) τον Αύγουστο - Οκτώβριο του 1994 έτσι όπως έχουν καταγραφεί από τη διάταξη 3111 (gauge 3111) σε βάθος 8m (τροποποιημένο από Birkemeier et al., 2001).

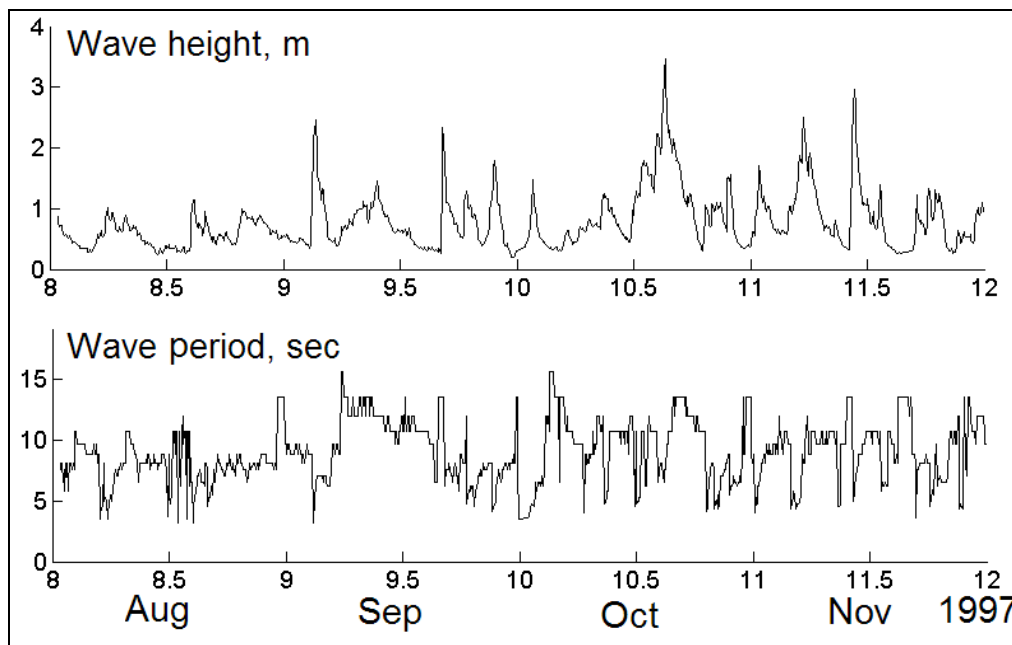
Πείραμα SandyDuck

Το πείραμα *SandyDuck* ξεκίνησε στις 22 Σεπτεμβρίου και ολοκληρώθηκε στις 31 Οκτωβρίου του 1997. Στις 15 Ιουνίου με 21 Σεπτεμβρίου πραγματοποιήθηκε η τοποθέτηση των οργάνων και τον Νοέμβριο του 1997 αφαιρέθηκαν τα όργανα. Αντικείμενο του πειράματος όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως ήταν η μεταφορά των ιζημάτων και η μορφολογική εξέλιξη του πυθμένα.

Μια σειρά από 20 προφίλ αποτυπώθηκαν για καθεμιά από τις 53 ημέρες που πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις, το διάστημα Αύγουστος – Οκτώβριος 1997. Όλα τα προφίλ επεκτείνονταν από τη βάση του αμμόλοφου μέχρι 400m περίπου προς την ανοικτή θάλασσα.

Η συλλογή των δειγμάτων ιζήματος πραγματοποιήθηκε με Boxcorer (στα υποθαλάσσια δείγματα) σε 14 σημεία, τα 11 σημεία του Σχήματος 4-11 και επιπλέον στα σημεία -7, -8 και -9, κατά μήκος των προφίλ, με συντεταγμένες παράλληλα στην ακτή (Longshore) 702.5m, 827.5m και 995m, σε καθημερινή βάση κατά τη διάρκεια του πειράματος *SandyDuck*. Τα δείγματα αναλύθηκαν σε κοκκομετρικές τάξεις και υπολογίστηκαν τα ποσοστά συμμετοχής κάθε τάξης στο συνολικό δείγμα.

Η καταγραφή των κυματικών συνθηκών τον Αύγουστο – Νοέμβριο 1997 πραγματοποιήθηκε με τις ίδιες διατάξεις οργάνων που χρησιμοποιήθηκαν και στα προηγούμενα πειράματα.



Σχήμα 4-13. Η διακύμανση του ύψους (wave height) και της περιόδου του κύματος (wave period) τον Αύγουστο - Οκτώβριο του 1997 έτσι όπως έχουν καταγραφεί από τη διάταξη 3111 (gauge 3111) σε βάθος 8m (τροποποιημένο από Birkemeier et al., 2001).

Οι τιμές του μέσου και σημαντικού ύψους κύματος υπολογίστηκαν και βρέθηκαν: $H_m=0.8\text{m}$ και $H_s=1.5\text{m}$ με αντίστοιχες περιόδους $T_m=9.1\text{sec}$ και $T_s=14\text{sec}$.

Κόλπος Christchurch

Στο ανατολικό τμήμα του Christchurch Bay στη Νότια ακτή του Ηνωμένου Βασιλείου (Kolonoziannis, 1999) έχουν λάβει χώρα υδροδυναμικές και τοπογραφικές μετρήσεις. Ένα τμήμα της παραλίας που μελετήθηκε προστατεύεται από παράκτια έργα και έχει παρουσιάσει σοβαρά προβλήματα διάβρωσης στο παρελθόν. Το υπόλοιπο τμήμα, το οποίο προεκτείνεται προς τα δυτικά είναι απροστάτευτο.

Τα τοπογραφικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία προέρχονται από τη βάση δεδομένων που έχει δημιουργηθεί από το New Forest District Council, ένα μακροπρόθεσμο πρόγραμμα ελέγχου και έρευνας της παραλίας στον κόλπο Christchurch και αποτελούν χαρτογραφίες σε 12 σταθμούς στην ακτή μεταξύ Hordle Cliff και Milford-on-Sea, κατά τη χρονική περίοδο Νοέμβριος 1987 –

Σεπτέμβριος 1997. Οι 6 πρώτοι σταθμοί (MF1 – MF6) βρίσκονται στο προστατευμένο τμήμα της ακτής ενώ οι υπόλοιποι (MF7 – MF12) στη μη προστατευμένη περιοχή. Οι ακριβείς θέσεις των σταθμών και οι χρονικές περιόδους παρακολούθησης παρατίθενται στον παρακάτω Πίνακα (Πίνακας 4-1).

Πίνακας 4-1. Συντεταγμένες των σταθμών που μελετήθηκαν και οι χρονικές περιόδους παρακολούθησης.

Προφίλ	Γεωγραφικό μήκος	Γεωγραφικό πλάτος	Χρονική περίοδος	
			Τοπογραφικό προφίλ	Υδρογραφικό προφίλ
MF1	429410 E	91162 N	1987 - 1997	1987 - 1992
MF3	428773 E	91385 N	1987 - 1997	1987 - 1992
MF4	428348 E	91548 N	1987 - 1997	1987 - 1993
MF5	427889 E	91698 N	1987 - 1997	1987 - 1996
MF6	427518 E	91841 N	1988 - 1997	1988 - 1996
MF7	426894 E	92146 N	1989 - 1997	1989 - 1997
MF8	426654 E	92206 N	1989 - 1997	
MF9	426447 E	92287 N	1989 - 1997	1989 - 1995
MF10	426228 E	92358 N	1989 - 1997	1989 - 1992
MF11	425993 E	92452 N	1989 - 1995	
MF12	425765 E	92545 N	1989 - 1997	1989 - 1993

Οι αποτυπώσεις του παραλιακού προφίλ αποτελούνται από δύο μέρη: α) την τοπογραφική και β) την υδρογραφική αποτύπωση. Η τοπογραφική αποτύπωση, περιλαμβάνει μετρήσεις της εσωτερικής παραλίας και του παραλιακού μετώπου ξεκινώντας από το σημείο αναφοράς 0 των μετρήσεων έως τη χαμηλότερη παλιρροιακή στάθμη. Η υδρογραφική αποτύπωση αποτελεί μετρήσεις του τμήματος του προφίλ που βρίσκεται πιο ανοικτά και πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια ηχοβολιστή από σκάφος, κατά μήκος μιας διατομής που εκτείνεται 30 – 600 m πιο ανοικτά από την τοπογραφική αποτύπωση. Η υδρογραφική αποτύπωση πραγματοποιήθηκε την ίδια μέρα με την τοπογραφική και σε υψηλή παλίρροια, ώστε να είναι βέβαιο ότι θα υπάρξει αλληλοεπικάλυψη με τη δεύτερη και ότι τα δύο προφίλ θα μπορούν να ενωθούν και να δώσουν μια ολοκληρωμένη αποτύπωση. Ανάλογα με το παλιρροιακό καθεστώς την εποχή και τη βαρομετρική πίεση, η αλληλοεπικάλυψη ποικίλει συνήθως από 20 – 100m.

Τα κυματικά δεδομένα για την ανοικτή θάλασσα προέρχονται από την μελέτη των Velegrakis et al. (unpubl, pers. comm.) και συνοψίζονται στον παρακάτω Πίνακα (Πίνακας 4-2).

Πίνακας 4-2. Κυματικές συνθήκες στα ανοικτά του κόλπου Christchurch.

Συνθήκες	H_{rms} (m)	T (s)	Γωνία (μοίρες, από το Βορρά)
Μέτριες HW	1.2	5.0	231
Μέτριες LW	1.2	5.0	231
Ακραίες HW	3.2	7.8	221
Ακραίες LW	3.3	7.8	218

Οι κυματικές συνθήκες που ορίζονται ως ‘μέτριες’ ($H_{rms}=1.2$ and $T=5s$) αναπαριστούν ένα μέτριο κυματικό καθεστώς, το οποίο έλαβε χώρα για ένα σημαντικό διάστημα κατά τη διάρκεια ενός χρόνου (κύματα με σημαντικό ύψος κύματος $H_s > 1m$ προβλέφθηκαν για το 31% του χρόνου). Επομένως αυτές είναι οι υδροδυναμικές συνθήκες που επηρεάζουν κατά κύριο λόγο την συμπεριφορά του παραλιακού προφίλ. Τα επεισοδιακά φαινόμενα (extreme conditions) αποτελούν επίσης απαραίτητη πληροφορία, καθώς έχουν σημαντική επίδραση στο παραλιακό προφίλ όταν λαμβάνουν χώρα.

4.4.2 Ανάλυση τοπογραφικών δεδομένων

Η μέθοδος των εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων είναι μια ευρέως διαδεδομένη τεχνική η οποία καθορίζει τις κυρίαρχες τάσεις μεταβλητότητας σε μία ομάδα δεδομένων (Aubrey and Emery, 1983). Χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στις κοινωνικές επιστήμες και είναι γνωστή με ποικίλες ονομασίες όπως: ανάλυση κύριων συνιστωσών (Principal Component Analysis), ανάλυση παραγόντων (Factor Analysis), ανάλυση εμπειρικών ιδιοσυναρτήσεων (Empirical Eigenfunction Analysis) ή ανάλυση εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων (Empirical Orthogonal Function Analysis). Η τεχνική αυτή βρίσκει συχνά εφαρμογή σε καιρικές και μετεωρολογικές προβλέψεις (Lorenz, 1959· Hayden and Smith, 1982), σε μελέτες αλληλεπίδρασης θάλασσας – ατμόσφαιρας (Davis, 1976), και στην ανάλυση τοπογραφικών προφίλ παραλιών και δεδομένων επιφανειακών κυματισμών (Winant, Inman and Nordstrom, 1975· Aubrey, 1979· 1980). Βασικά η μέθοδος αποσκοπεί στο να απομονώσει την χωρική και χρονική εξάρτηση των δεδομένων, ώστε αυτά να αναπαρασταθούν με την μορφή γραμμικών συνδυασμών των αντίστοιχων συναρτήσεων στον χρόνο και στον χώρο, παράγοντας ένα ουσιαστικά μικρότερο αριθμό μεταβλητών οι οποίες περιέχουν όμως τη μέγιστη πληροφορία της αρχικής ομάδας. Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου έχουν ως εξής: (1) η τεχνική είναι αντικειμενική και δεν επιβάλλει μια προκαθορισμένη φόρμα των δεδομένων, ενώ οι συναρτήσεις που προκύπτουν

μπορούν να εφαρμοστούν βέλτιστα (best-fit) σε μια οποιαδήποτε υποκειμενική καμπύλη, (2) παρέχει αντικειμενικούς μέσους των ταξινομημένων μη συσχετιζόμενων τάσεων της μεταβλητότητας για να περιορίσει τα ασθενή σήματα ή τον 'θόρυβο' στα δεδομένα, (3) διευκολύνει την ερμηνεία της χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας, (4) παράγει τάσεις της μεταβλητότητας οι οποίες δεν συσχετίζονται μεταξύ τους, (5) αναπαριστά τάσεις μεταβλητότητας, συνεπής και με το χώρο και με το χρόνο με τον πιο αποτελεσματικό δυνατό τρόπο (Aubrey and Emery, 1983).

Στην παρούσα εργασία η μέθοδος των εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων χρησιμοποιήθηκε για την ανάλυση τοπογραφικών προφίλ παραλίων. Οι συναρτήσεις που προκύπτουν από την ανάλυση στην περίπτωση αυτή, αναπαριστούν την μεταβολή της διευθέτησης του προφίλ, ως προς την απόσταση από σταθερά σημεία των δεδομένων και ως προς τις χρονικές μεταβολές της διάταξης του προφίλ, κατά την διάρκεια της παρακολούθησης (Winant et al., 1975). Η μέθοδος αναλύει την μεταβολή του προφίλ σε κύριες συνιστώσες και καθορίζει τους κυρίαρχους τρόπους με τους οποίους μεταβάλλεται η τοπογραφία του. Οι κύριες συνιστώσες απλοποιούν τη διερεύνηση των επικρατέστερων τάσεων και διευκολύνουν την ταξινόμηση των τοπογραφικών δεδομένων.

Οι πρώτες εφαρμογές της μεθόδου σε τοπογραφικά προφίλ, πραγματοποιήθηκαν σε μονοδιάστατη μορφή, χρησιμοποιώντας ως δεδομένα χρονοσειρές αποτυπώσεων ενός προφίλ (χρονική μεταβολή) ή τομές διαδοχικών σταθμών κατά την διάρκεια της ίδιας ημέρας (χωρική μεταβολή). Οι Winant et al. (1975) ανέλυσαν τοπογραφικά δεδομένα δύο ετών από την περιοχή Torrey Pines Beach (California) και συμπέραναν ότι οι τρεις πρώτες χωρικές ιδιοσυναρτήσεις, που αντιστοιχούν στις τρεις μεγαλύτερες ιδιοτιμές μπορούν να αποδώσουν σχεδόν όλη τη μεταβολή του προφίλ. Πιο συγκεκριμένα κατέληξαν στα εξής: (1) η πρώτη χωρική ιδιοσυνάρτηση (e_1) αντιπροσωπεύει το 'μέσο' προφίλ της χρονοσειράς, (2) η δεύτερη (e_2) δίνει την μέγιστη και την ελάχιστη τιμή στη θέση του χερσαίου και του υποθαλάσσιου αναβαθμού αντίστοιχα, και (3) η τρίτη συνάρτηση (e_3) ονομάζεται 'terrace function' και παρουσιάζει ένα ευρύ μέγιστο που αντιστοιχεί στην χαμηλότερη στάθμη της παλίρροιας (low-tide terrace).

Με την σημασία των τριών μεγαλύτερων χρονικών ιδιοσυναρτήσεων ασχολήθηκε ο Aubrey (1979) ο οποίος συμπέρανε ότι: (1) από την πρώτη συνάρτηση (c_1) μπορεί να εξαχθεί η γενικότερη τάση του προφίλ για διάβρωση ή απόθεση, όταν

αυτή αναπαρασταθεί σε σχέση με τον χρόνο, (2) η δεύτερη συνάρτηση (c2) παρουσιάζει μεταβολές ανάλογα με τις εποχές και αποκαλύπτει σχετικούς μηχανισμούς στερεομεταφοράς (στην κάθετη προς την ακτή διεύθυνση) λόγω εποχικής διακύμανσης της κυματικής ενέργειας και (3) η τρίτη ιδιοσυνάρτηση (c3) αποδίδει πιο υψίσυχνες μεταβολές μέσα σε χρονικό διάστημα μικρότερο από μήνα, χωρίς όμως ακόμα να έχει ξεκαθαριστεί πλήρως η φυσική της σημασία.

Οι Pena and Lanfredi (1988) δούλεψαν με χρονοσειρές παραλιακών προφίλ δύο χρόνων από την περιοχή Pinamar της Αργεντινής. Σύγκριναν την τρίτη χρονική ιδιοσυνάρτηση (c3) με την μεταβολή της διεύθυνσης του κύματος και παρατήρησαν ότι υπήρχε, ως ένα βαθμό, μια συσχέτιση μεταξύ τους. Εφόσον μια αύξηση ή μια μείωση της c3 υποδεικνύει διάβρωση ή απόθεση του ιζήματος, τότε η c3 είναι πιθανόν να σχετίζεται με τη διαμήκη μεταφορά του ιζήματος.

Στην περίπτωση των τοπογραφικών δεδομένων από το Duck και από τον κόλπο Christchurch έγινε χρήση της μεθόδου στην μονοδιάστατη μορφή, για την σειρά των αποτυπώσεων κάθε σταθμού δειγματοληψίας ξεχωριστά και χρησιμοποιήθηκαν οι πρώτες χωρικές και χρονικές ιδιοσυναρτήσεις.

Τα δεδομένα που διαθέτουμε αποτελούν αποτυπώσεις του προφίλ, για κάθε σταθμό, σε n_t διαφορετικές χρονικές στιγμές και σε n_s διαφορετικά σημεία πάνω στο προφίλ (που απέχουν z από ένα σταθερό σημείο αναφοράς). Η τιμή της ανύψωσης τη χρονική στιγμή t_j σε ένα σημείο x_i εκφράζεται ως:

$$Z_{t_j, x_i}, \text{ όπου } (j = 1, 2, \dots, n_t, i = 1, 2, \dots, n_s) \quad [4-64]$$

και επομένως τα δεδομένα μπορούν να αναπαρασταθούν με τον εξής τρόπο:

$$\begin{matrix} t_1 \\ t_2 \\ \dots \\ t_{n_t} \end{matrix} \Rightarrow H_t = \begin{bmatrix} Z_{t_1, x_1} & Z_{t_1, x_2} & \dots & Z_{t_1, x_{n_s}} \\ Z_{t_2, x_1} & Z_{t_2, x_2} & \dots & Z_{t_2, x_{n_s}} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Z_{t_{n_t}, x_1} & Z_{t_{n_t}, x_2} & \dots & Z_{t_{n_t}, x_{n_s}} \end{bmatrix} \quad [4-65]$$

Με αυτόν τον τρόπο δημιουργείται ένας πίνακας (H_t) $n_t \times n_s$, με στοιχεία $z(t_j, x_i)$, που αποτελείται από n_t γραμμές και n_s στήλες. Από τον πίνακα H_t , υπολογίζονται στη συνέχεια οι παρακάτω τετραγωνικοί πίνακες A_t και B_t :

$$A_t = \frac{1}{n_z n_t} (H_t^T H_t) \quad [4-66]$$

$$B_t = \frac{1}{n_z n_t} (H_t H_t^T) \quad [4-67]$$

όπου H_t^T είναι ο ανάστροφος του H_t . Συνεπώς οι πίνακες A_t και B_t είναι ‘Hermitian’ τετραγωνικοί πίνακες και έχουν διαστάσεις $n_s \times n_s$ και $n_t \times n_t$, αντίστοιχα. Επιπλέον οι A_t και B_t ως τετραγωνικοί πίνακες εμπεριέχουν μια αμόδα με θετικές πραγματικές ιδιοτιμές και ιδιοσυναρτήσεις. Προσδιορίζονται οι n_s ιδιοτιμές και ιδιοσυναρτήσεις του πίνακα A_t για τις οποίες ισχύει:

$$A_t e_i = \lambda_i e_i \quad [4-68]$$

όπου, e_i ($i = 1, 2, \dots, n_s$) είναι οι χωρικά συσχετισμένες ιδιοσυναρτήσεις.

Ομοίως για τον B_t , ορίζονται n_t ιδιοτιμές και ιδιοσυναρτήσεις:

$$B_t c_j = \lambda c_j \quad [4-69]$$

όπου, c_j ($j = 1, 2, \dots, n_t$) είναι οι χρονικά συσχετισμένες ιδιοσυναρτήσεις

Οι πίνακες A_t και B_t όπως αποδεικνύεται μαθηματικά έχουν τις ίδιες n ($n \leq n_s$ and $n \leq n_t$) μη μηδενικές ιδιοτιμές (Landesman and Hestenes, 1992, p.219). Ορίζουμε ως e_k και c_k ($k = 1, 2, \dots, n$) τις ιδιοσυναρτήσεις των A_t και B_t που σχετίζονται με τις μη μηδενικές ιδιοτιμές, δηλαδή $e_k = [e_k(x_1), e_k(x_2), \dots, e_k(x_{n_s})]$ και $c_k = [c_k(t_1), c_k(t_2), \dots, c_k(t_{n_t})]$. Οπότε η ανύψωση του προφίλ σε απόσταση x_i και χρόνο t_j μπορεί να εκφραστεί σαν συνάρτηση του $i^{\text{στου}}$ στοιχείου του e_k , του $j^{\text{στου}}$ στοιχείου του c_k και για τις n μη μηδενικές ιδιοτιμές θα ισχύει:

$$Z(x_i, t_j) = \sum_{k=1}^n a_k e_k(i) c_k(j) \quad [4-70]$$

όπου

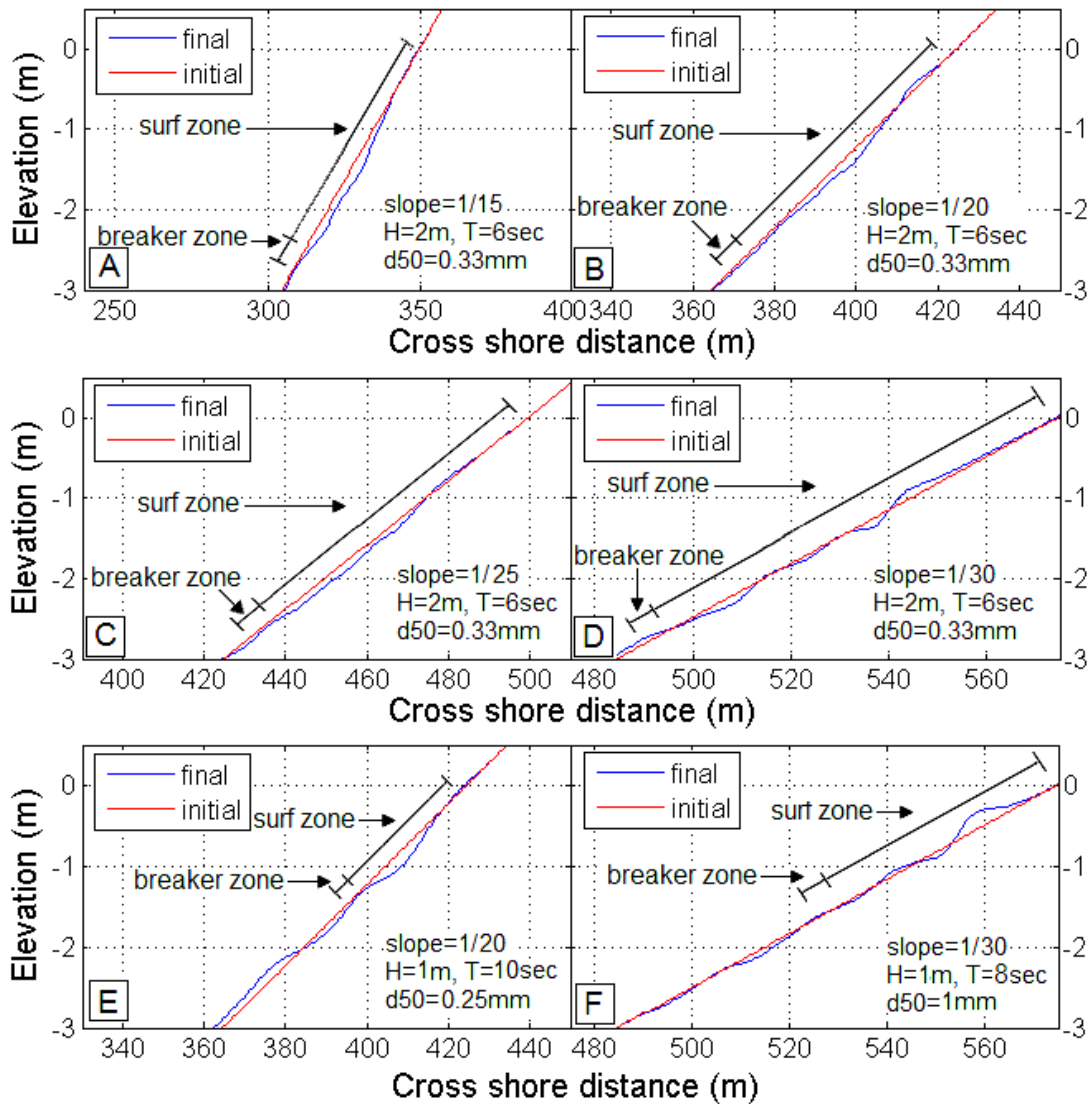
$$a_k = \sqrt{\lambda_k n_t n_z} \quad (k = 1, 2, \dots, n) \quad [4-71]$$

Μια βασική παραδοχή της ανάλυσης EOF είναι ότι τα δεδομένα έχουν σταθερή χωρική ανάλυση. Κάτι τέτοιο δεν ικανοποιείται ούτε από τα τοπογραφικά δεδομένα του Duck ούτε από τα δεδομένα του κόλπου Christchurch. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιώντας χωρική παρεμβολή δημιουργήθηκε, για τα δεδομένα από το Duck, κάρναβος με χωρική ανάλυση 4m κατά τη x (κάθετα στην ακτή) διεύθυνση και 25m κατά την y διεύθυνση (παράλληλα στην ακτή). Για τα δεδομένα από τον κόλπο Christchurch χρησιμοποιήθηκε ανάλυση 0.5m κατά τη x (κάθετα στην ακτή) διεύθυνση. Στη συνέχεια έγινε μια δεύτερη EOF ανάλυση με τα προφίλ που προέκυψαν από την πρώτη ανάλυση ώστε να προκύψει και ένα μέσο χωρικά προφίλ για το σύνολο των σταθμών που μελετήθηκαν. Οι υπολογισμοί έγιναν με ειδικό αλγόριθμο σε περιβάλλον MATLAB.

Στα αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq περιλαμβάνονται: (i) η ευαισθησία του μοντέλου στις οδηγούσες παραμέτρους (κυματικές συνθήκες κοκκομετρία ιζήματος, τύπος (κλίση) παραλίας) για γραμμικές διατομές (Ενότητα 5.1.1)• (ii) η περιγραφή των φυσικών διατομών (Ενότητες 5.2.1, 5.2.2) καθώς και (iii) οι προβλέψεις παραλιακής οπισθοχώρησης του μοντέλου για γραμμικές (Ενότητα 5.1.2) και φυσικές (μη γραμμικές) διατομές (Ενότητα 5.2.3). Στην ενότητα 5.3, η οποία αφορά τις συστοιχίες μοντέλων, (i) αναλύεται η ευαισθησία των μοντέλων στις οδηγούσες παραμέτρους για γραμμικές και φυσικές διατομές (Ενότητα 5.3.1) και (ii) παρουσιάζονται οι προβλέψεις παραλιακής οπισθοχώρησης της βραχυχρόνιας (Ενότητα 5.3.2) και της μακροχρόνιας (Ενότητα 5.3.3) συστοιχίας μοντέλων για γραμμικές και φυσικές (μη γραμμικές) διατομές. Η διάρθρωση του κεφαλαίου των αποτελεσμάτων απεικονίζεται στο διάγραμμα του Σχήματος 5-1.

5.1 Μοντέλο Boussinesq-Γραμμικές διατομές

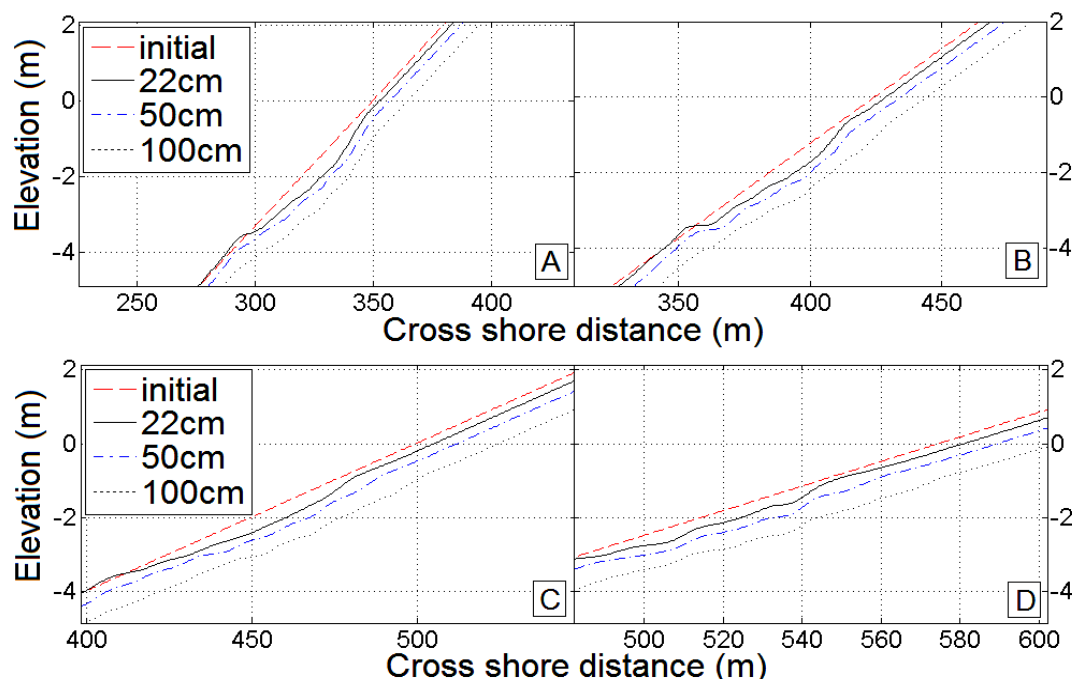
Το μοντέλο δείχνει ότι η κυματική δράση έχει σαν αποτέλεσμα μεταβολές στην παραλιακή διατομή κυρίως στις ζώνες της κυματικής θραύσης και απόσβεσης αλλά και πριν την κυματική θραύση. Στις περισσότερες περιπτώσεις παρατηρείται διάβρωση στην περιοχή της κυματικής θραύσης και στη ζώνη απόσβεσης και πρόσχωση στην περιοχή πριν την κυματική θραύση (Σχήματα 5-2 A, B και C). Σε παραλίες με ήπια κλίση (Σχήματα 5-2 B, D και F) καθώς και σε παραλίες με χονδρόκοκκα ιζήματα (Σχήμα 5-2 F) παρατηρείται η δημιουργία αναβαθμού στην περιοχή της ζώνης απόσβεσης.



Σχήμα 5-2. Τα αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq για διαφορετικές περιπτώσεις παραλιακής κλίσης (slope), κυματικών συνθηκών (H: ύψος, T: περίοδος) και κοκκομετρίας ιζήματος (d_{50}) (initial: αρχικό προφίλ, final: τελικό προφίλ, surf zone: ζώνη απόσβεσης, breaker zone: ζώνη θραύσης, elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Το μοντέλο Boussinesq δείχνει ότι η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης έχει σαν αποτέλεσμα την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής (βλ. Σχήμα 5-3) σε όλες τις περιπτώσεις κυματικών συνθηκών, κλίσης παραλίας και κοκκομετρίας που εξετάστηκαν. Με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, η μορφολογία της παραλιακής διατομής μεταβάλλεται σημαντικά στην περιοχή της κυματικής θραύσης και της ζώνης απόσβεσης (Σχήμα 5-3). Επίσης παρατηρείται ότι, καθώς αυξάνεται η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, αυξάνεται και η διάβρωση στο ανώτερο τμήμα της

υποθαλάσσιας παραλίας, τόσο για τις απότομης κλίσης (Σχήμα 5-3 A) όσο και για τις μέτριας (Σχήμα 5-3B,C) και ήπιας (Σχήμα 5-3D) κλίσης παραλίες.



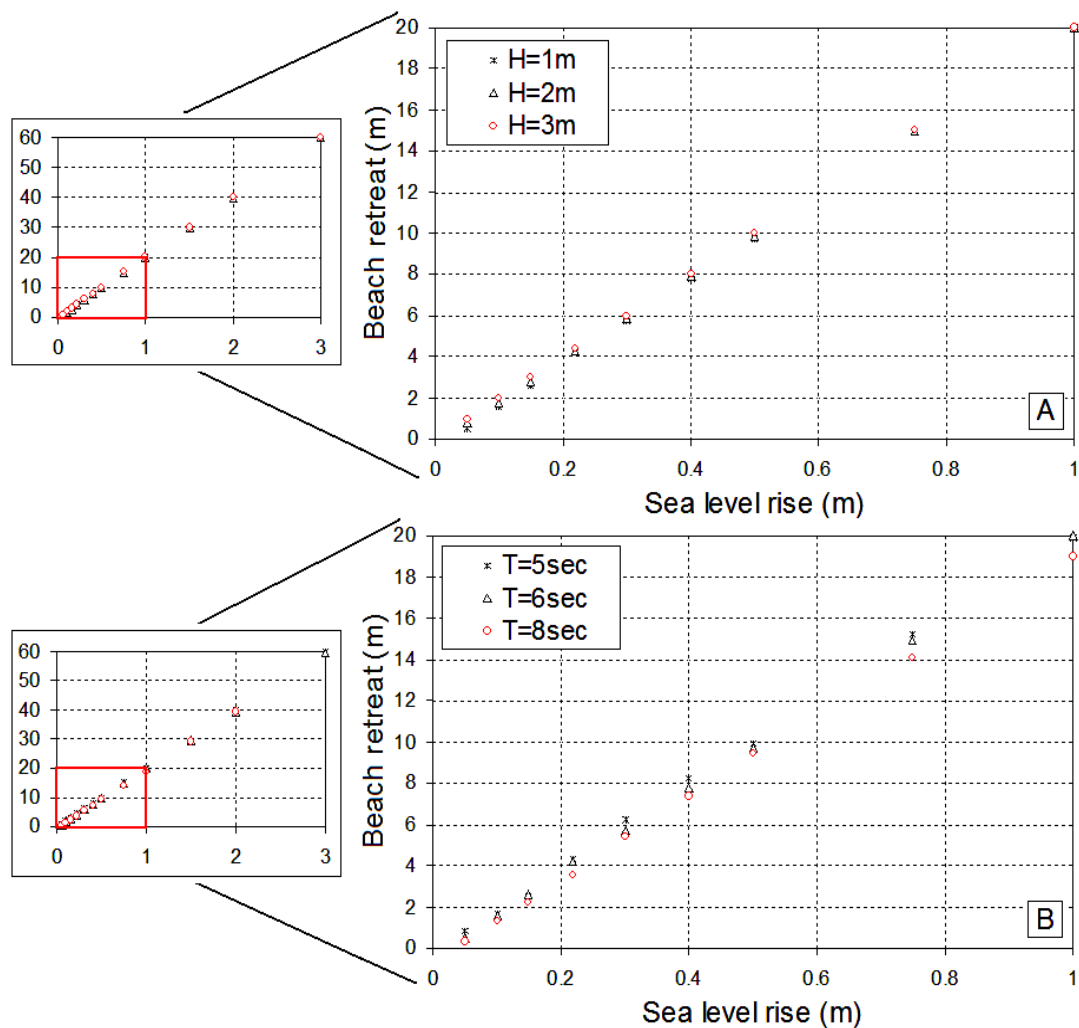
Σχήμα 5-3. Αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq για κύμα με ύψος 2 m, περίοδο 6 sec, κοκκομετρία ιζήματος $d_{50} = 0.33$ mm και ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.22, 0.50 και 1 m· για τα ανώτερα τμήματα γραμμικής διατομής (σταθερής κλίσης) με (A) κλίση 1/15, (B) κλίση 1/20 (C) κλίση 1/25 και (D) κλίση 1/30 (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

5.1.1 Ευαισθησία στις οδηγούσες παραμέτρους

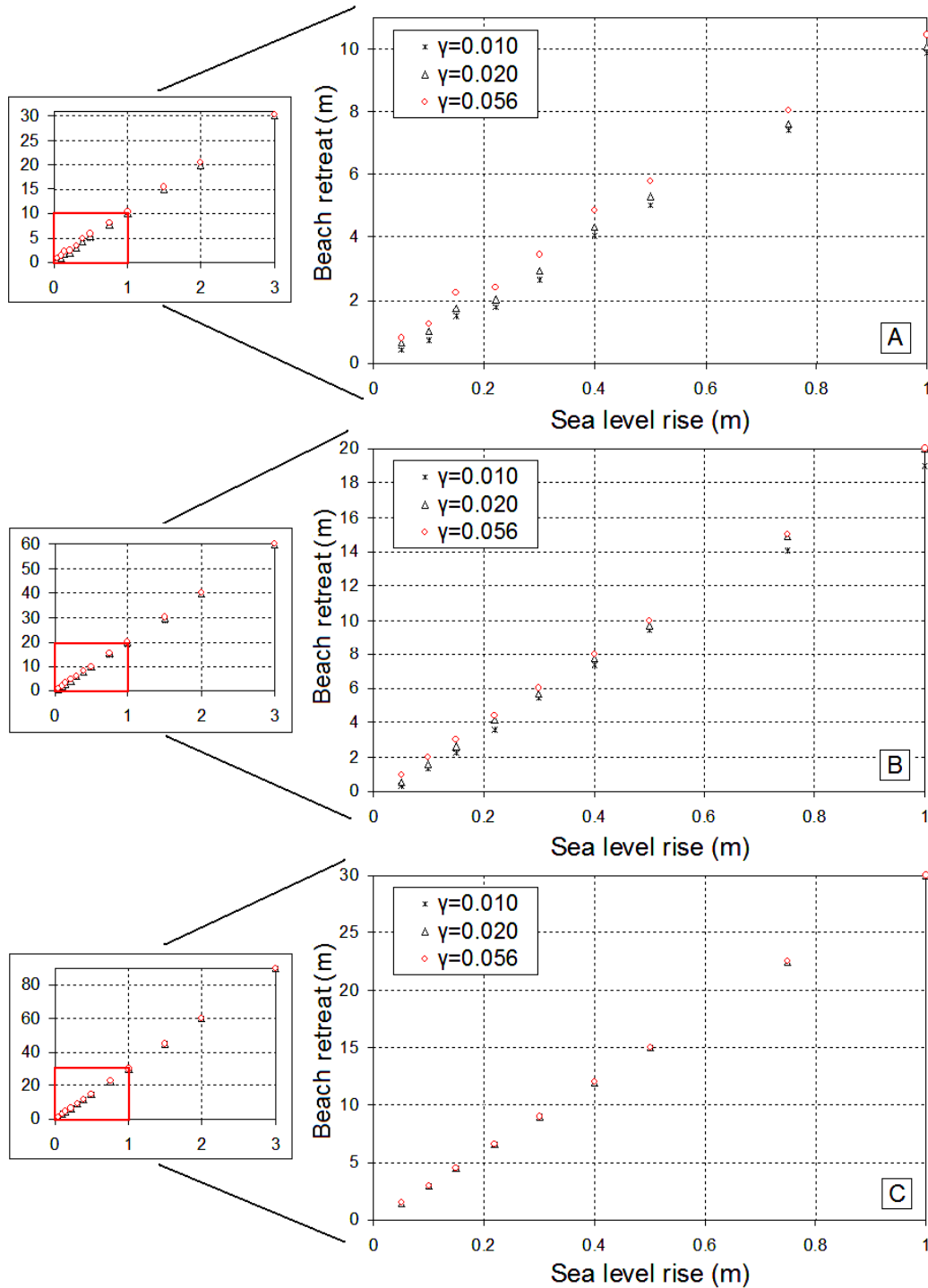
Επίδραση των κυματικών συνθηκών

Η οπισθοχώρηση των παραλιών αυξάνεται με την αύξηση του κυματικού ύψους (Σχήμα 5-4A) και μειώνεται με την κυματική περίοδο (Σχήμα 5-4B). Με βάση αυτά τα αποτελέσματα, αναμένεται το μοντέλο να παρουσιάζει μεγαλύτερη ευαισθησία στην καμπυλότητα του κύματος (καθώς $\gamma=H/L$ και η οπισθοχώρηση αυξάνει με την αύξηση του αριθμητή (H) και με τη μείωση του παρανομαστή (L, συναρτήσει του T)) απ' ότι στην κάθε κυματική παράμετρο (δηλ. ύψος, περίοδος) χωριστά. Αυτό φαίνεται στο Σχήμα 5-5B, όπου απεικονίζεται η επίδραση της κυματικής καμπυλότητας για την ίδια παραλιακή κλίση (1/20) και κοκκομετρία ιζήματος (0.33mm) (βλ. επίσης και Σχήματα 5-4A και B). Φαίνεται επίσης ότι η επίδραση της καμπυλότητας του κύματος στην παραλιακή οπισθοχώρηση είναι πιο

σημαντική στις πιο απότομες παραλίες (Σχήμα 5-5B) απ' ότι στις παραλίες ήπιας κλίσης (Σχήμα 5-5C). Αυτό ίσως συμβαίνει γιατί οι μορφολογικές μεταβολές λόγω διάβρωσης από τα μεγάλης καμπυλότητας κύματα και πρόσχωσης από τα μικρής καμπυλότητας, λαμβάνουν χώρα στις πιο ήπιες παραλίες στην περιοχή του υποθαλάσσιου αναβαθμού (Σχήματα 5-2C και D), μακριά από την ακτογραμμή· συνεπώς, δεν επηρεάζουν σημαντικά τη θέση της ακτογραμμής (Σχήμα 5-3C, D).



Σχήμα 5-4. Επίδραση Α) του ύψους (για $T=6\text{sec}$) και Β) της περιόδου (για $H=1\text{m}$) του κύματος στη σχέση μεταξύ άνοδου της θαλάσσιας στάθμης και παραλιακής οπισθοχώρησης για γραμμική διατομή (κλίση $1/20$) και λεπτόκοκκο ίζημα ($d_{50} = 0.33\text{mm}$) που προκύπτει από το μοντέλο Boussinesq (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

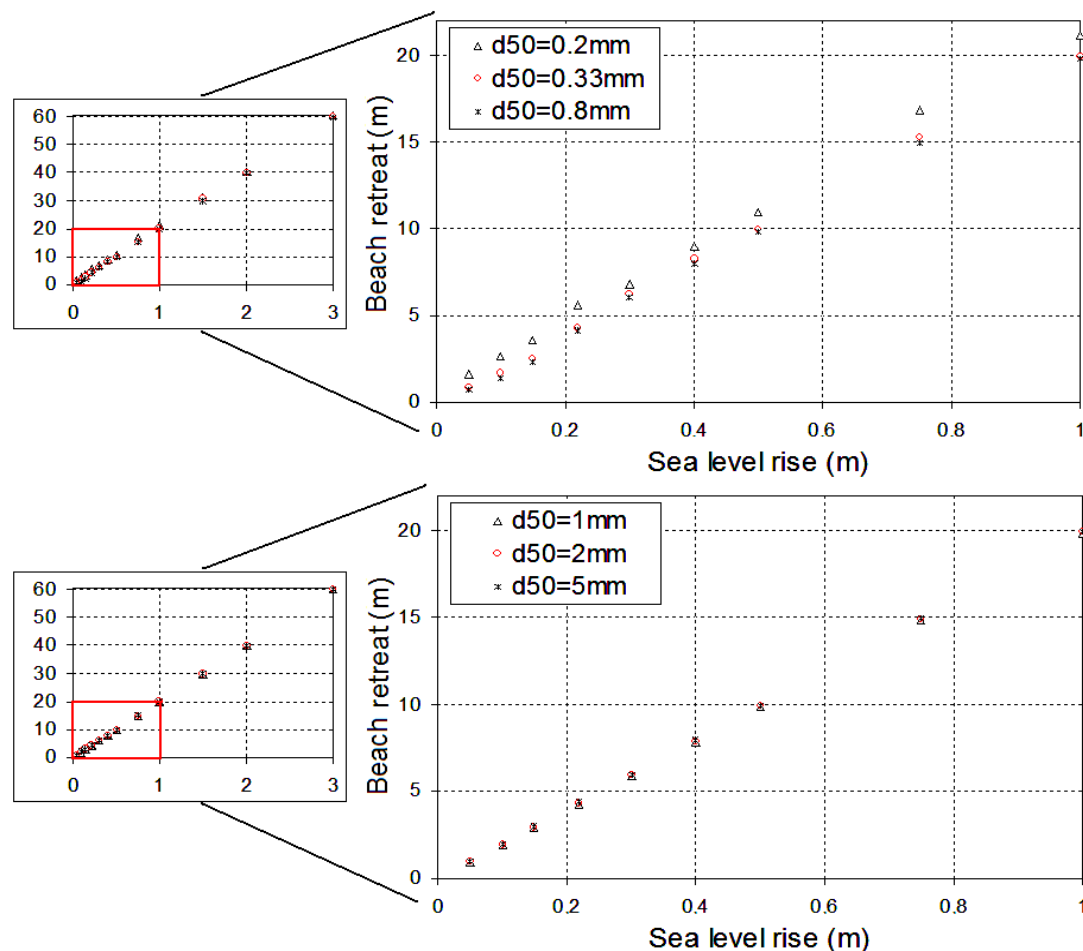


Σχήμα 5-5. Επίδραση της καμπυλότητας του κύματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και παραλιακής οπισθοχώρησης για γραμμική διατομή με κλίση: A) 1/10, B) 1/20 και C) 1/30 και για λεπτόκοκκο ιζήμα ($d_{50} = 0.33\text{mm}$) που προκύπτει από το μοντέλο Boussinesq (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Επίδραση της κοκκομετρίας του ιζήματος

Το μέγεθος των κόκκων του ιζήματος που επικρατεί σε μια παραλία φαίνεται να επηρεάζει αρνητικά την παραλιακή οπισθοχώρηση, δηλαδή η

οπισθοχώρηση των παραλιών μειώνεται με την αύξηση της διαμέτρου των κόκκων (Σχήμα 5-6 Α), με εξαίρεση τις πολύ μεγάλες κοκκομετρίες (μέση διάμετρο κόκκων (d_{50}) μεγαλύτερη από 1 mm) (Σχήμα 5-6B)· στη περίπτωση αυτή, οι τιμές της παραλιακής οπισθοχώρησης δεν φαίνονται να ελέγχονται από την κοκκομετρία (Σχήμα 5-6B).



Σχήμα 5-6. Επίδραση της κοκκομετρίας του ιζήματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και παραλιακής οπισθοχώρησης για γραμμική διατομή (κλίση 1/20) και μικρό κύμα ($H=1\text{m}$, $T=5\text{sec}$) που προκύπτει από το μοντέλο Boussinesq (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

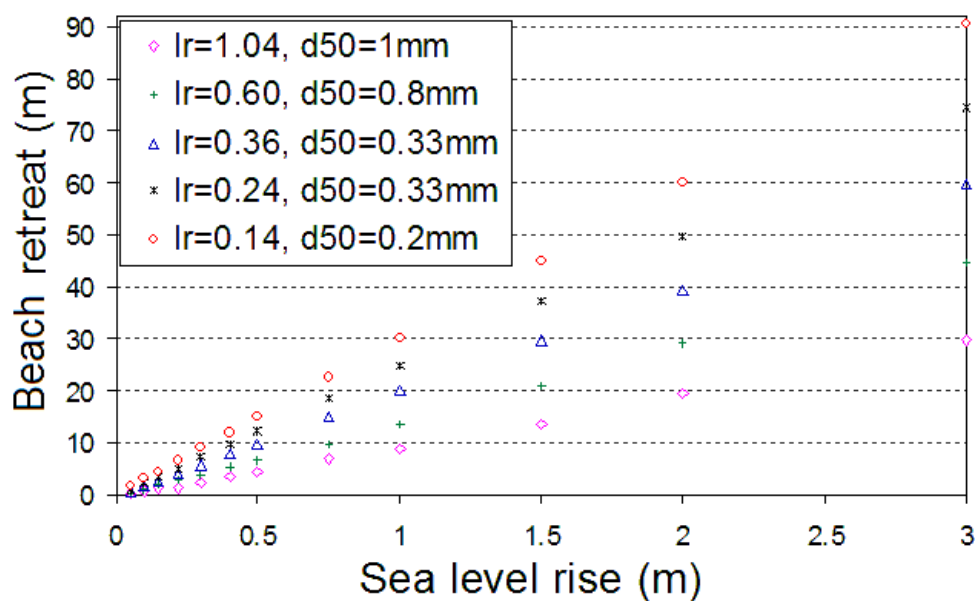
Επίδραση του τύπου της παραλίας

Για να εκτιμηθεί η επίδραση του παραλιακού τύπου (απορροφητικός, ενδιάμεσος και ανακλαστικός, βλ. Wright and Short (1984)) στην παραλιακή οπισθοχώρηση, χρησιμοποιήθηκε ο αριθμός Iribarren ζ (Iribarren and Nogales, 1949· Battjes, 1974):

$$\xi = \frac{\tan \beta}{(H_o / L_o)^{1/2}} \quad [5-1]$$

όπου $\tan \beta$ είναι η κλίση της παραλίας και H_o και L_o είναι αντίστοιχα το ύψος και μήκος κύματος στα βαθιά νερά. Το μήκος κύματος υπολογίστηκε για κάθε περίπτωση από την σχέση διασποράς (dispersion relation, π.χ. Chadwick and Morfett (1998)).

Ο αριθμός Iribarren αυξάνεται με την κλίση της παραλίας. Έχει προταθεί ότι παραλίες με $\xi < 0.4 - 0.5$ να θεωρούνται απορροφητικές, οι παραλίες με $0.5 < \xi < 3.3$ ενδιάμεσες και οι παραλίες με $\xi > 3.3$ ανακλαστικές (Komar, 1998). σύμφωνα με αυτή την ταξινόμηση, οι παραλίες που εξετάστηκαν στην παρούσα μελέτη ήταν (κυρίως) απορροφητικές και ενδιάμεσες.



Σχήμα 5-7. Επίδραση του αριθμού Iribarren ξ και της κοκκομετρίας του ιζήματος στη σχέση μεταξύ άνοδου της στάθμης της θάλασσας και παραλιακής οπισθοχώρησης σύμφωνα με το μοντέλο Boussinesq. (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Τα αποτελέσματα (Σχήμα 5-7 και Πίνακας 5-1) δείχνουν ότι με την αύξηση του ξ η παραλιακή οπισθοχώρηση μειώνεται, όπως άλλωστε αναμένεται αφού ο ξ αυξάνει με την παραλιακή κλίση (Σχέση [5-1]). Συνεπώς οι απορροφητικές παραλίες διαβρώνονται περισσότερο από ότι οι ενδιάμεσες.

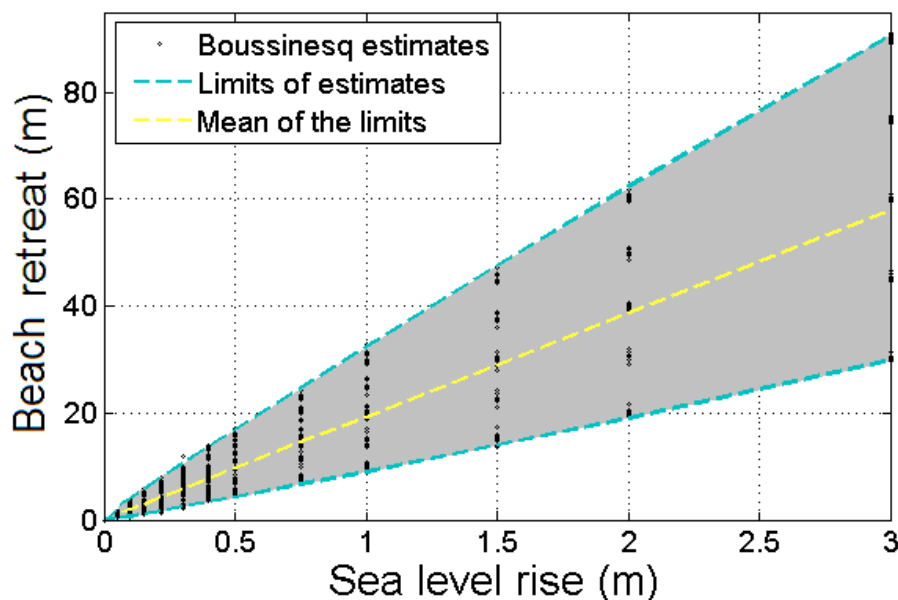
Πίνακας 5-1. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) και για άνοδο 1 m σύμφωνα με το μοντέλο Boussinesq και για γραμμικές διατομές, διαφορετικούς αριθμούς Iribaren και διαφορετικές κοκκομετρίες.

Μοντέλο		Boussinesq		
d50 (mm)	Αριθμός Iribaren ξ	Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)		
		0.22	0.5	1
0.2	0.17	7.0	15.6	30.6
	0.24	5.5	12.5	25.0
	0.31	5.6	10.9	21.1
	0.41	3.8	7.9	15.4
	0.62	2.8	5.6	10.6
0.33	0.17	6.4	15.0	30.0
	0.24	5.1	12.1	24.6
	0.31	4.3	9.9	19.9
	0.34	3.5	7.4	15.3
	0.72	2.0	5.3	10.0
0.5	0.17	6.3	14.9	29.9
	0.21	5.4	12.4	24.9
	0.26	4.2	9.8	19.9
	0.34	3.4	7.2	15.2
	0.52	1.6	4.9	10.0
0.8	0.17	6.3	14.8	29.8
	0.21	5.3	12.3	24.8
	0.25	4.2	9.9	19.9
	0.34	3.3	7.1	15.1
	0.52	1.6	4.9	9.9
1	0.21	6.3	14.7	29.2
	0.36	3.9	10.9	23.4
	0.45	3.5	9.3	18.9
	0.60	2.7	6.6	13.6
	1.04	1.4	4.5	8.6
2	0.28	3.3	7.5	15.0
	0.31	4.3	9.9	19.9
	0.42	2.0	4.8	10.1
	0.52	2.0	5.3	10.0
	0.60	2.5	6.6	13.7
5	0.28	3.3	7.5	15.0
	0.31	4.3	10.0	19.9
	0.42	2.1	4.9	10.2
	0.52	2.0	4.8	10.1
	0.60	2.5	6.7	13.8

5.1.2 Προβλέψεις παραλιακής οπισθοχώρησης -Γραμμικές διατομές

Το μοντέλο έδωσε ένα μεγάλο εύρος αποτελεσμάτων (Σχήμα 5-8) καθώς εξετάστηκαν διατομές διαφορετικής κλίσης (1/10, 1/15, 1/20, 1/25 και 1/30) και ποικίλες περιπτώσεις κυματικών συνθηκών και κοκκομετρίας ιζήματος.

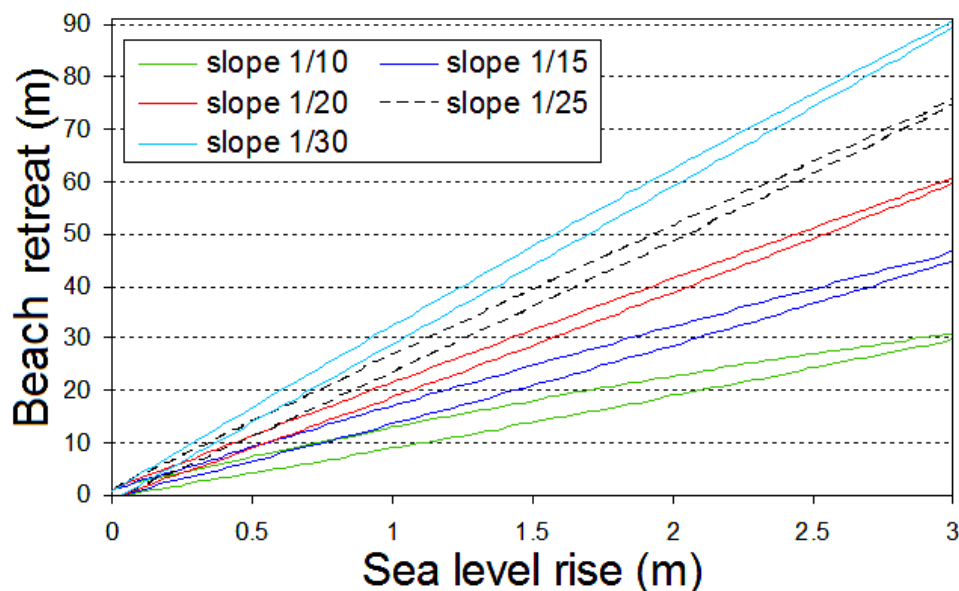
Το κατώτερο όριο των προβλέψεων βρέθηκε ότι προσεγγίζεται από την σχέση: $s = 0.39 \alpha^2 + 8.87 \alpha - 0.25$ ($R^2 = 0.99$), το ανώτερο: $s = -0.82 \alpha^2 + 32.43 \alpha + 0.81$ ($R^2 = 0.99$) και ο μέσος του ανώτερου και κατώτερου ορίου: $s = -0.22 \alpha^2 + 20.65 \alpha + 0.28$ ($R^2 = 0.99$), όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση (σε m) και α η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (σε m). Έτσι, τα κατώτερα και τα ανώτερα όρια καθώς και το μέσο των ορίων των προβλέψεων του μοντέλου Boussinesq για γενικευμένες συνθήκες (για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. για διαφορετικές κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων) είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m, 0.50 m (δηλ. τις ανώτερες και κατώτερες προβλέψεις του IPCC για το 2100) και 1m: 1.7 - 7.9 m (με μέσο 4.8m) 4.3 – 16.8 m (με μέσο 10.5 m), και 9 - 32.4 m (με μέσο 20.7 m) αντίστοιχα.



Σχήμα 5-8. Αποτελέσματα από 1080 πειράματα (90 περιπτώσεις κλίσεις της παραλίας, κυματικών συνθηκών και κοκκομετρίας x 12 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης) για την εκτίμηση της παραλιακής οπισθοχώρησης με το μοντέλο Boussinesq (Boussinesq estimates). Δίνονται το ανώτερο και κατώτερο όριο των προβλέψεων (limits of estimates) καθώς και η μέση οπισθοχώρηση (mean of the limits). (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Προσδιορίστηκαν επίσης τα ανώτερα και κατώτερα όρια των προβλέψεων για κάθε παραλιακή κλίση (Σχήμα 5-9) και βρέθηκαν οι σχέσεις που τα προσεγγίζουν. Οι σχέσεις αυτές, καθώς και τα κατώτερα και ανώτερα όρια για περιπτώσεις ανόδου της θαλάσσιας στάθμης κατά 0.22 m, 0.5 m και 1 m, παρατίθενται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 5-2). Το εύρος ανά παραλιακή κλίση το οποίο οφείλεται στην επίδραση των

κυματικών συνθηκών και της κοκκομετρίας κυμαίνεται μεταξύ 1 – 5.5 m. Η απόκλιση από το γραμμικό μοντέλο οπισθοχώρησης (δηλ. το μοντέλο κατά το οποίο η ακτή οπισθοχωρεί σύμφωνα με την παραλιακή κλίση) φθάνει τα 4 m.



Σχήμα 5-9. Εύρη των αποτελεσμάτων του μοντέλου Boussinesq για όλα τα πειράματα (διαφορετικές κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες) για κάθε παραλιακή κλίση (slope), που εξετάστηκε, ξεχωριστά (1/10, 1/15, 1/20, 1/25, 1/30). (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Πίνακας 5-2. Οι σχέσεις που περιγράφουν τα κατώτερα και ανώτερα όρια καθώς και τα εύρη της οπισθοχώρησης για διαφορετικές περιπτώσεις ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και για κάθε παραλιακή κλίση που εξετάστηκε ξεχωριστά.

Κλίση	Άνοδος της θαλάσσιας στάθμης			
	Όρια οπισθοχώρησης	22cm	50cm	1m
1/10	Κατώτερο	$s = 0.39 \alpha^2 + 8.84 \alpha - 0.23$ ($R^2 = 0.99$)		
	Ανώτερο	$s = -0.92 \alpha^2 + 12.64 \alpha + 1.24$ ($R^2 = 0.99$)		
	Εύρος	1.7 – 4m	4.3 – 7.3m	9 – 13m
1/15	Κατώτερο	$s = 0.57 \alpha^2 + 13.34 \alpha - 0.28$ ($R^2 = 0.99$)		
	Ανώτερο	$s = -0.51 \alpha^2 + 16.67 \alpha + 0.97$ ($R^2 = 0.99$)		
	Εύρος	2.7 – 4.6m	6.5 – 9.2m	13.6 – 17.1m
1/20	Κατώτερο	$s = 0.39 \alpha^2 + 18.87 \alpha - 0.49$ ($R^2 = 0.99$)		
	Ανώτερο	$s = -0.33 \alpha^2 + 20.85 \alpha + 1.07$ ($R^2 = 0.99$)		
	Εύρος	3.7 – 5.6m	9 – 11.4m	18.8 – 21.6m
1/25	Κατώτερο	$s = 0.46 \alpha^2 + 23.73 \alpha - 0.85$ ($R^2 = 0.99$)		
	Ανώτερο	$s = -0.43 \alpha^2 + 26.09 \alpha + 1.01$ ($R^2 = 0.99$)		
	Εύρος	4.4 – 6.7m	11.1 – 13.9m	23.3 – 26.7m
1/30	Κατώτερο	$s = 0.16 \alpha^2 + 29.65 \alpha - 0.92$ ($R^2 = 0.99$)		
	Ανώτερο	$s = -0.83 \alpha^2 + 32.46 \alpha + 0.78$ ($R^2 = 0.99$)		
	Εύρος	5.6 – 7.9m	13.9 – 16.8m	28.9 – 32.4m

Ολοκληρωμένη εκτίμηση της διάβρωσης των ακτών λόγω της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης

5.2 Μοντέλο Boussinesq- φυσικές (μη γραμμικές) διατομές

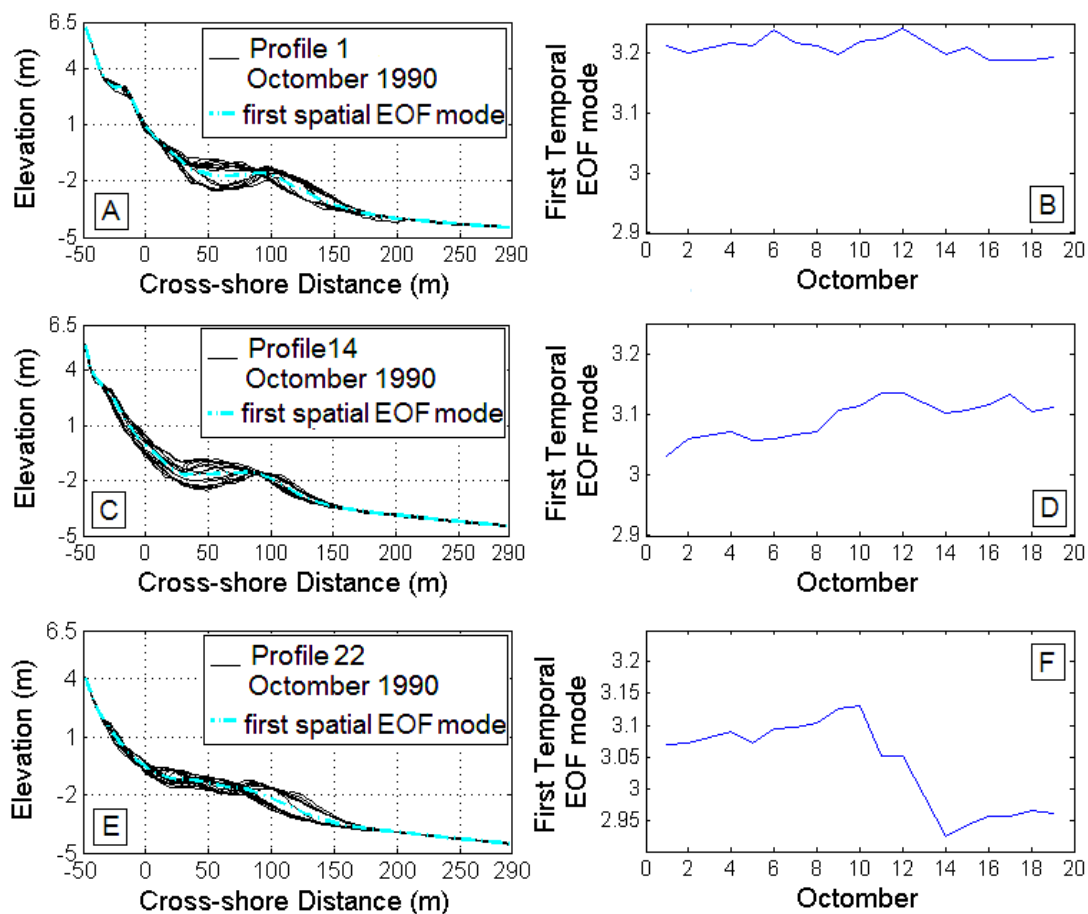
Το μοντέλο Boussinesq εφαρμόστηκε και σε φυσικές διατομές. Οι διατομές αυτές προέρχονται από παρατηρήσεις που έλαβαν χώρα στην περιοχή Duck της Βόρειας Καρολίνας κατά τη διάρκεια 3 πειραμάτων (Delilah, Duck94 και SandyDuck) (βλ. Ενότητα 4.5).

5.2.1 Φυσικές διατομές-Μορφολογία

Χρονοσειρές πειράματος Delilah -EOF ανάλυση

Κατά την διάρκεια του πειράματος Delilah (1-19/10 1990, Duck, N. Carolina, USA) γινόταν καθημερινή τοπογραφική αποτύπωση 20 παρακείμενων παραλιακών διατομών, από τη βάση των αμμοθινών μέχρι την ανοικτή θάλασσα. Η χωρική και χρονική μεταβλητότητα τους αναλύθηκε με την βοήθεια εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων (Empirical Orthogonal Functions, EOFs) (Landesman and Hestenes, 1992• Komar, 1998). Καθώς η ανάλυση EOF απαιτεί τα δεδομένα με σταθερή χωρική ανάλυση, έγινε χωρική παρεμβολή δημιουργώντας ένα κάρναβο με ανάλυση 4 m κατά τη x (κάθετα στην ακτή) διεύθυνση και 25 m κατά την y διεύθυνση (παράλληλα στην ακτή). Με τον τρόπο αυτό προέκυψαν 22 νέες διατομές, για τις οποίες εφαρμόστηκε η μέθοδος στην μονοδιάστατη μορφή της. Οι ιδιοτιμές που προέκυψαν από την ανάλυση καθώς και τα ποσοστά μεταβλητότητας που η κάθε μία εμπεριέχει παρατίθενται στον Πίνακα A-1 του παραρτήματος Α. Έχει προταθεί, ότι η πρώτη χωρική συνιστώσα (spatial eigenfunction) της EOF ανάλυσης αντιπροσωπεύει τη μέση διατομή της παραλίας (Aubrey, 1979)• στην περίπτωση των δεδομένων από το πείραμα Delilah, η πρώτη χωρική συνιστώσα έδειξε να περιέχει >99% της μεταβλητότητας, η δεύτερη 0.04 – 0.83% και οι υψηλότερης τάξης συνιστώσες εξαιρετικά μικρά ποσοστά της μεταβλητότητας (<0.06%) (Πίνακας 5-3).

Η απεικόνιση σε ένα διάγραμμα όλων των αποτυπώσεων μιας παραλιακής διατομής (σε ένα σταθμό) που έλαβαν χώρα σε διαφορετικούς χρόνους, δημιουργεί μια δεσμίδα διατομών (το εύρος της δεσμίδας είναι ενδεικτικό της μορφολογικής μεταβλητότητας κατά την περίοδο των παρατηρήσεων)• στο Σχήμα 5-10 παρατίθενται 3 παραδείγματα από 3 παραλιακές διατομές, μαζί με τις πρώτες EOF χωρικές και χρονικές συνιστώσες.



Σχήμα 5-10. (A), (C), (E) Παραδείγματα χρονοσειρών αποτυπώσεων τριών παραλιακών διατομών από το πείραμα Delilah, όπου φαίνονται οι ‘μέσες’ διατομές (προφίλ) της περιόδου του πειράματος (δηλ. οι πρώτες χωρικές ιδιοσυναρτήσεις: first spatial EOF mode) και (B), (D), (F) οι αντίστοιχες πρώτες χρονικές ιδιοσυναρτήσεις (first temporal EOF mode). (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Φαίνεται ότι οι μεγαλύτερες μεταβολές στην τοπογραφία του πυθμένα (που αναμένονται στη ζώνη απόσβεσης) εντοπίζονται στην περιοχή μεταξύ 20 – 150 m από την ακτογραμμή. Στη περιοχή αυτή παρατηρείται ένας υποθαλάσσιος αναβαθμός ο οποίος μετατοπίζεται κατά την περίοδο των αποτυπώσεων. Μετά τα 200 – 220 m ο πυθμένας βρέθηκε να είναι σχετικά σταθερός (και με πολύ μικρή κλίση) σε βάθη 4 με 4.5 m. Το βάθος αυτό στο οποίο οι μορφολογικές μεταβολές είναι ασήμαντες (μικρότερες από το σφάλμα των μετρήσεων) μπορεί να ορισθεί ως το βάθος κλεισίματος (closure depth) της περιοχής (τουλάχιστον κατά τη περίοδο των παρατηρήσεων).

Στη χερσαία παραλία η μορφολογία του πυθμένα σταθεροποιείται στα 30 – 35 m πάνω από την ακτογραμμή σε υψόμετρο 2.3 – 4 m. Το ανώτερο αυτό σημείο

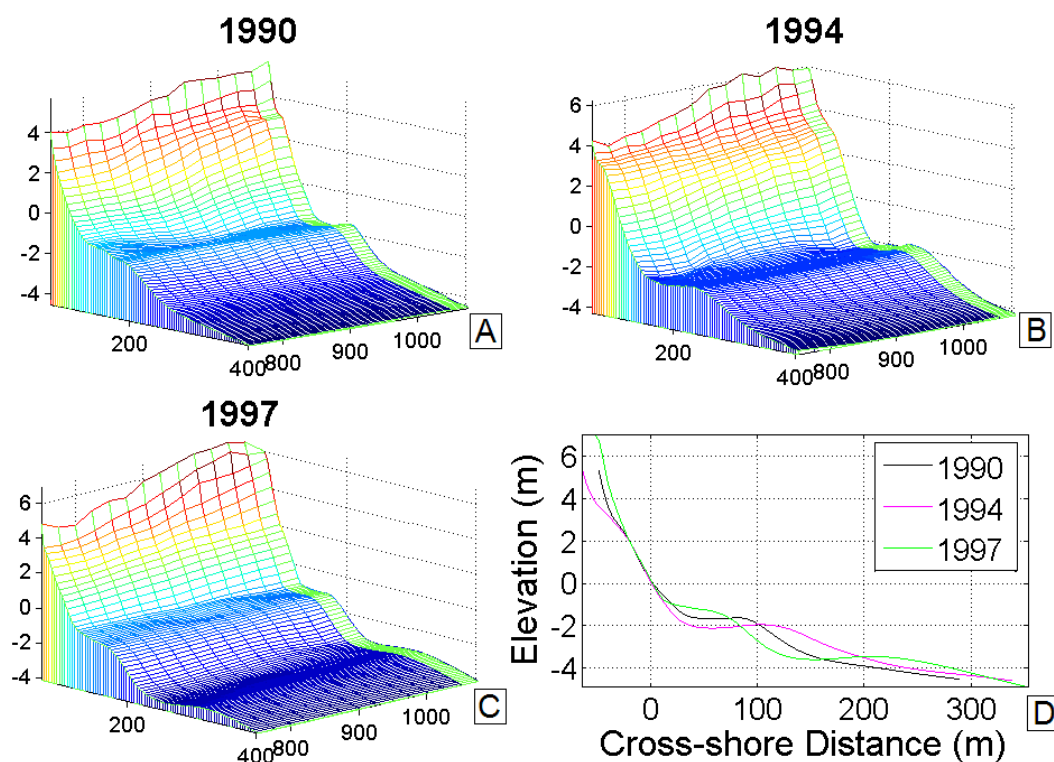
μορφολογικών μεταβολών καθορίζεται από το εύρος της παλίρροιας στην περιοχή και από το ύψος αναρρίχησης των κυματισμών. Κατά τη διάρκεια του πειράματος Delilah πραγματοποιήθηκαν επίσης μετρήσεις του ύψους της παλίρροιας (tide) και του ύψους αναρρίχησης (R_h) μέσω video image processing. Αθροίζοντας τις δύο αυτές τιμές, για κάθε χρονική στιγμή, βρέθηκε ότι το ανώτερο σημείο $(R_h+tide)_{max}$ στο οποίο φτάνει το νερό της θάλασσας και είναι 3.35m (βλ. ενότητα 3.1.2).

Πίνακας 5-3. Οι πέντε πρώτες χωρικές ιδιοτιμές που προέκυψαν από τη δεύτερη EOF ανάλυση των δεδομένων του πειράματος Delilah, καθώς και τα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

	Ιδιοτιμή				
	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	9.56	0.10	0.01	0.001	0.001
Ποσοστό	98.86%	1.05%	0.06%	0.01%	0.01%

Χρησιμοποιώντας τις πρώτες χωρικές συνιστώσες των 22 διατομών πραγματοποιήθηκε μία δεύτερη EOF ανάλυση και προσδιορίστηκε η ‘μέση’ διατομή των ‘μέσων’ διατομών (των πρώτων χωρικών συνιστωσών), η οποία βρέθηκε να περιέχει το 99.86% της μεταβλητότητας. Στο Σχήμα 5-11A απεικονίζονται σε τρισδιάστατη μορφή οι πρώτες χωρικές συνιστώσες των 22 διατομών που προέκυψαν από την πρώτη ανάλυση, ενώ στο Σχήμα 5-11D η πρώτη χωρική συνιστώσα της δεύτερης ανάλυσης.

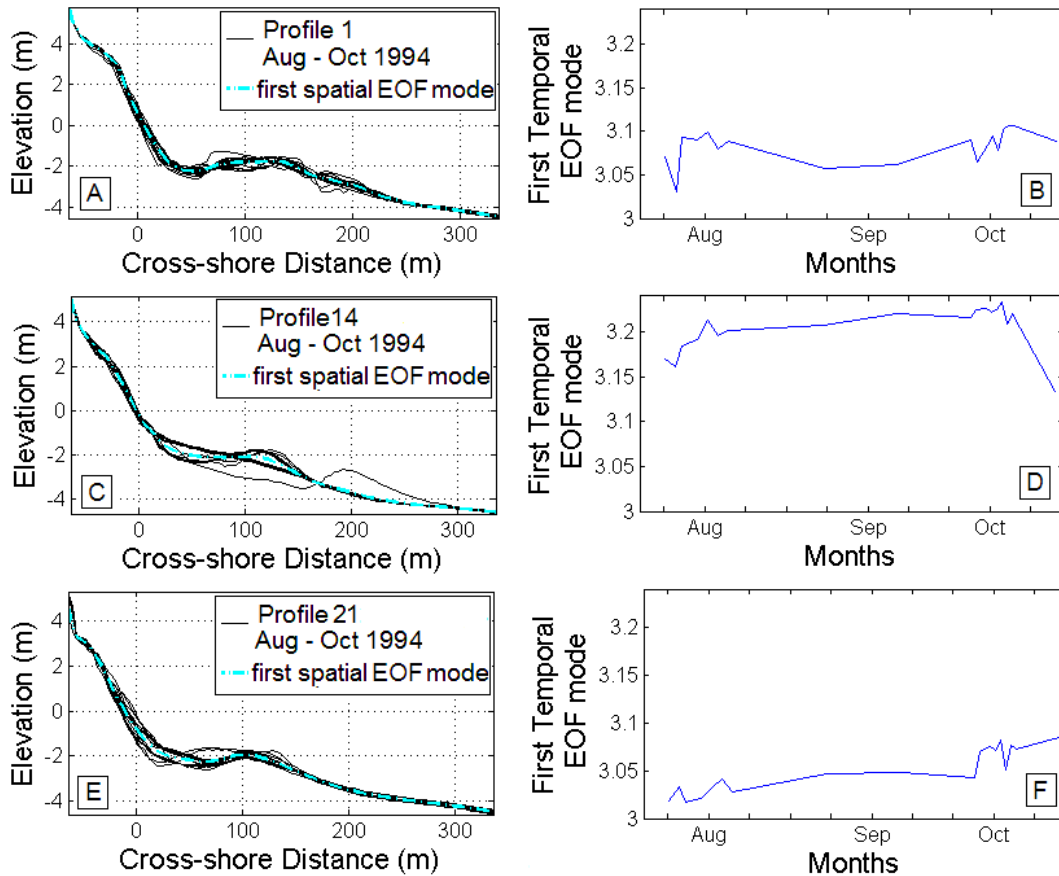
Παρατηρείται ότι η κλίση του ανώτερου τμήματος της διατομής μειώνεται κατά μήκος της παραλίας (από Βορά προς Νότο) και ο χερσαίος αναβαθμός που εμφανίζεται στις βόρειες διατομές σταδιακά εξαφανίζεται (Σχήμα 5-11A). Το ‘μέσο’ προφίλ των ‘μέσων’ διατομών εμφανίζει ένα κοίλο σχήμα του οποίου η κλίση είναι μεγαλύτερη κοντά στην ακτή και μειώνεται προς την κατεύθυνση της ανοικτής θάλασσας (Σχήμα 5-11D). Η παρουσία ενός υποθαλάσσιου αναβαθμού εντοπίζεται σε απόσταση περίπου 90 m από την ακτή.



Σχήμα 5-11. Μορφολογικά δεδομένα που προέκυψαν από την μονοδιάστατη EOF ανάλυση για τα πειράματα A) Delilah, B) Duck94, C) SandyDuck97 και D) τα τοπογραφικά προφίλ που προέκυψαν από την δεύτερη EOF ανάλυση. (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Χρονοσειρές πειράματος Duck94-EOF ανάλυση

Κατά την διάρκεια του πειράματος Duck94 (3/8-26/10 1994) έγιναν 43 αποτυπώσεις στο άνωτερο τμήμα 20 παρακείμενων διατομών (Πίνακας A-2). Για όλες τις χρονοσειρές που προέκυψαν από χωρική παρεμβολή, εφαρμόστηκε μονοδιάστατη EOF ανάλυση. Η πρώτη χωρική συνάρτηση (spatial eigenfunction) που προέκυψε βρέθηκε να περιέχει το 99.5% - 99.75% της μεταβλητότητας, η δεύτερη το 0.12% - 0.41% ενώ οι υπόλοιπες πολύ μικρότερα ποσοστά (<0.1%). Στο Σχήμα 5-12 απεικονίζονται οι χρονοσειρές των χαρτογραφήσεων 3 διαφορετικών προφίλ της περιοχής καθώς και οι πρώτες χωρικές και χρονικές ιδιοσυναρτήσεις που προέκυψαν από την ανάλυση.



Σχήμα 5-12. (A), (C), (E) Παραδείγματα χρονοσειρών αποτυπώσεων τριών παραλιακών διατομών από το πείραμα Duck94, όπου φαίνονται οι ‘μέσες’ διατομές (προφίλ) της περιόδου του πειράματος (δηλ. οι πρώτες χωρικές ιδιοσυναρτήσεις: first spatial EOF mode) και (B), (D), (F) οι αντίστοιχες πρώτες χρονικές ιδιοσυναρτήσεις (first temporal EOF mode). (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Φαίνεται ότι η ζώνη απόσβεσης βρίσκεται μεταξύ 50 – 200 m από την ακτογραμμή στα πρώτα προφίλ και μεταξύ 20 – 150 m στα υπόλοιπα και χαρακτηρίζεται από τη συνεχή (στις περισσότερες διατομές, π.χ. διατομές 1, 21) ή την περιστασιακή (σε ορισμένες διατομές, π.χ. προφίλ 14) παρουσία ενός ύφαλου αναβαθμού (Σχήμα 5-12). Οι βαθυμετρικές μεταβολές ελαχιστοποιούνται στα περισσότερα προφίλ μετά τα 200 – 250 m, σε βάθος 3.6 – 4.3 m. Στο βάθος αυτό ο πυθμένας έχει ήπια κλίση αλλά μεγαλύτερη από εκείνη των αποτυπώσεων του 1990 (πείραμα Delilah). Η μορφολογία της χερσαίας παραλίας σταθεροποιείται σε υψόμετρο 3.5 – 4 m και 40 – 50 m από την ακτογραμμή.

Μια δεύτερη EOF ανάλυση πραγματοποιήθηκε έχοντας ως δεδομένα τα 21 ‘μέσα’ (πρώτες χωρικές συναρτήσεις) προφίλ που εκτιμήθηκαν κατά την εφαρμογή της πρώτης ανάλυσης. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης έδειξαν ότι το ~99% της

μεταβλητότητας περιγράφεται από την πρώτη ιδιοσυνάρτηση, το 1% από την δεύτερη και <0.04% από τις υπόλοιπες (Πίνακας 5-4). Από την τρισδιάστατη απεικόνιση των ‘μέσων’ διατομών (Σχήμα 5-11B) φαίνεται ότι η κλίση του ανώτερου τμήματος της παραλίας μειώνεται κατά μήκος της ακτής (προς τις νότιες διατομές), τάση που φαίνεται και στα δεδομένα του 1990 (πείραμα Delilah). Το ‘μέσο’ των ‘μέσων’ προφίλ (Σχήμα 5-11D) χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός υποθαλάσσιου αναβαθμού σε απόσταση 120 m περίπου από την ακτή, πιο ανοικτά σε σχέση με εκείνο του προηγούμενου πειράματος, και ενός χερσαίου αναβαθμού σε απόσταση 20 – 30 m εσωτερικά της ακτογραμμής.

Πίνακας 5-4. Οι πέντε πρώτες χωρικές ιδιοτιμές που προέκυψαν από τη δεύτερη EOF ανάλυση των δεδομένων του πειράματος Duck94, καθώς και τα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

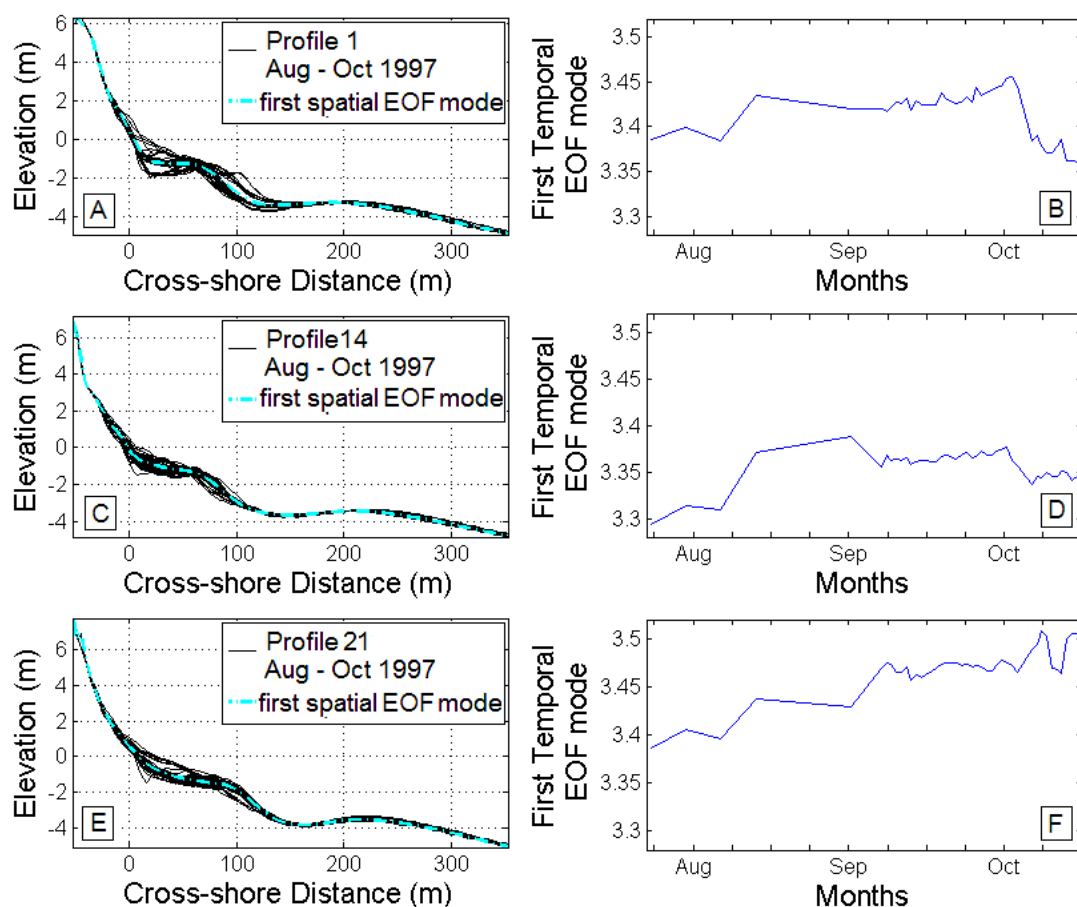
	Ιδιοτιμή				
	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	9.92	0.10	0.00	0.001	0.001
Ποσοστό	98.93	1.00	0.04	0.01	0.01

Χρονοσειρές πειράματος SandyDuck-EOF ανάλυση

Κατά την διάρκεια του πειράματος SandyDuck (23/6-16/12 1997) έγιναν 53 αποτυπώσεις της παραλίας του Duck (N. Carolina, USA) σε 20 σταθμούς. Οι χαρτογραφήσεις αυτές αναλύθηκαν στατιστικά με εμπειρικές ορθογώνιες συναρτήσεις για τον προσδιορισμό μιας ‘μέσης’ (πρώτη χωρική συνάρτηση) χρονικά διατομής (προφίλ) για κάθε σταθμό (21 σταθμοί προέκυψαν από την χωρική παρεμβολή), που περιέχει την μέγιστη μεταβλητότητα (συγκεκριμένα, σύμφωνα με την ανάλυση, >99% της μεταβλητότητας, βλ. Παράρτημα Α, Πίνακας Α-3).

Οι χρονοσειρές των αποτυπώσεων έδειξαν ότι η ζώνη της μέγιστης βαθυμετρικής μεταβλητότητας δηλαδή η ζώνη απόσβεσης βρίσκεται στα 10 – 120 m από την ακτογραμμή (Σχήμα 5-13). Διαπιστώνεται η παρουσία ενός ύφαλου αναβαθμού στη ζώνη αυτή σε όλες τις παραλιακές διατομές. Οι μεταβολές στην μορφολογία του πυθμένα ελαχιστοποιούνται σε απόσταση 150 – 200m από την ακτή και σε βάθη 3.5 – 4 m. Μετά την περιοχή αυτή, ο πυθμένας εμφανίζει ένα μορφολογικό στοιχείο που μοιάζει με δεύτερο υποθαλάσσιο αναβαθμό. Το χαρακτηριστικό αυτό μπορεί να αποτελεί ένδειξη κινητικότητας του ιζήματος και στα

βάθη αυτά. Η τοπογραφία των χερσαίων διατομών σταθεροποιείται σε υψόμετρο 2 – 3 m και σε απόσταση 15 – 30 m από την ακτογραμμή.



Σχήμα 5-13. (A), (C), (E) Παράδειγματα χρονοσειρών αποτυπώσεων τριών παραλιακών διατομών από το πείραμα SandyDuck, όπου φαίνονται οι ‘μέσες’ διατομές (προφίλ) της περιόδου του πειράματος (δηλ. οι πρώτες χωρικές ιδιοσυναρτήσεις: first spatial EOF mode) και (B), (D), (F) οι αντίστοιχες πρώτες χρονικές ιδιοσυναρτήσεις (first temporal EOF mode). (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Ένα ‘μέσο’ (πρώτη χωρική ιδιοσυναρτηση) χωρικά προέκυψε από μια δεύτερη EOF ανάλυση των ‘μέσων’ διατομών των 20 σταθμών, με ποσοστό μεταβλητότητας >99%. Οι υπόλοιπες χωρικές συναρτήσεις που προέκυψαν από την ανάλυση περιέχουν πολύ μικρότερα ποσοστά, ~ 0.3% η δεύτερη και < 0.08% οι επόμενες (Πίνακας 5-5). Η διατομή αυτή (η ‘μέση’ των ‘μέσων’) εμφανίζει ένα υποθαλάσσιο αναβαθμό σε απόσταση 70 m από την ακτή (Σχήμα 5-11D), πιο κοντά σε σχέση με τις διατομές του 1990 (πείραμα Delilah) και 1994 (πείραμα Duck).

Πίνακας 5-5. Οι πέντε πρώτες ιδιοτιμές που προέκυψαν από τη δεύτερη EOF ανάλυση των δεδομένων SandyDuck καθώς και τα αντίστοιχα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

	Ιδιοτιμή				
	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	11.47	0.03	0.01	0.002	0.001
Ποσοστό	99.58	0.30	0.08	0.02	0.01

Χρονοσειρές Κόλπου Christchurch -EOF ανάλυση

Από τη βάση δεδομένων του New Forest District Council (N. Αγγλία), ένα μακροπρόθεσμο πρόγραμμα παρατήρησης και έρευνας της παραλίας στον κόλπο Christchurch, χρησιμοποιήθηκαν οι αποτυπώσεις από 12 σταθμούς της ακτής μεταξύ Hordle Cliff και Milford-on-Sea, κατά την περίοδο 8/1987 – 9/1997 (Βλ. και Κεφ. 4). Οι 6 πρώτοι σταθμοί (MF1 – MF6) βρίσκονταν σε προστατευμένο τμήμα της ακτής (με παράκτια έργα προστασίας/προβόλους), ενώ οι υπόλοιποι (MF7 – MF12) σε μη προστατευμένη περιοχή. Οι αποτυπώσεις αυτές περιλάμβαναν πιο συχνές αποτυπώσεις μικρού μήκους τμήματος της διατομής της παραλίας και μικρότερης συχνότητας αποτυπώσεις μεγάλου μήκους του υποθαλάσσιου τμήματος. Λόγω της διαφορετικής συχνότητας των αποτυπώσεων αναλύθηκαν (με EOFs) χωριστά τα 2 αυτά τμήματα της διατομής κάθε σταθμού (Σχήμα 5-14). Η ανάλυση έδειξε ότι η πρώτη χωρική συνάρτηση (‘μέσο’ προφίλ) των μικρού μήκους αποτυπώσεων περιγράφει το 80.8% – 99.5% της μεταβλητότητας, η δεύτερη το 0.04% – 19.4% και οι υπόλοιπες < 1.4% (Παράρτημα Α Πίνακας Α-4). Για τις μεγάλου μήκους αποτυπώσεις, τα αποτελέσματα δείχνουν ότι 97.8% – 99.5% της μεταβλητότητας περιέχεται στην πρώτη χωρική συνάρτηση (‘μέσο’ προφίλ), 0.03% – 1.45% στη δεύτερη και < 0.4% στις επόμενες (Πίνακας 5-6).

Οι χρονοσειρές των αποτυπώσεων για το προστατευμένο τμήμα (Σχήμα 5-14) δείχνουν την περιστασιακή παρουσία ενός ύφαλου αναβαθμού στα 100 – 180 m, τη θέση της ζώνης απόσβεσης στα 30 – 200 m και σταθεροποίηση της τοπογραφίας του πυθμένα στα 250 – 300 m από την ακτή. Στο σταθμό MF3, σε ένα σημείο του προφίλ γύρω στα 400 m από την ακτή, παρατηρείται ένα μορφολογικό στοιχείο σαν αναβαθμός, που μπορεί να αποτελεί ένδειξη κινητικότητας του ιζήματος.

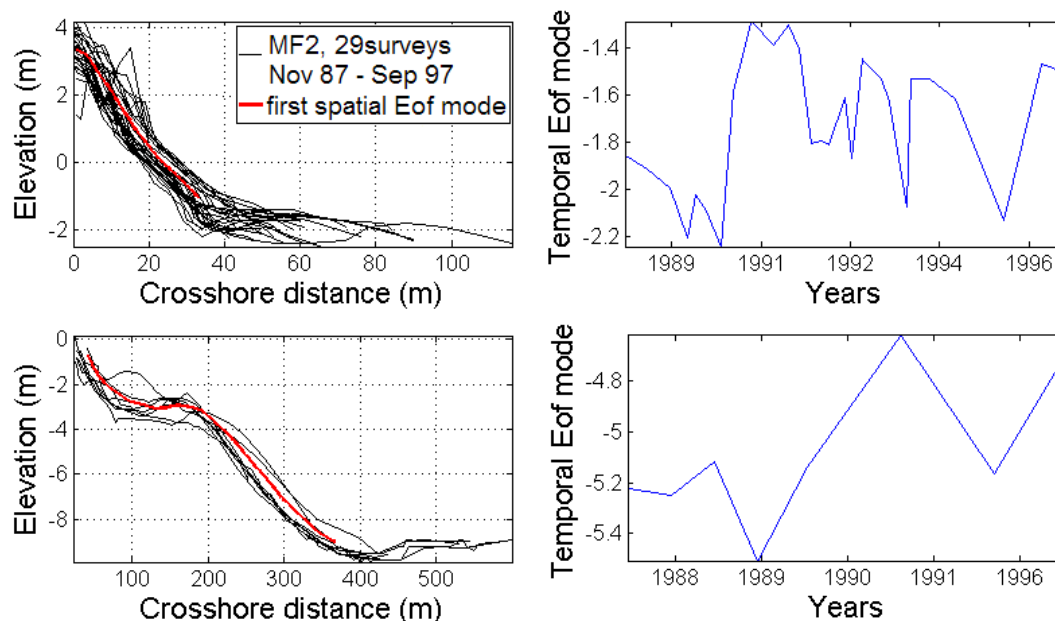
Στο απροστάτευτο τμήμα της ακτογραμμής (MF8, MF10 και MF12), οι διατομές εμφανίζουν απλούστερη δομή και με παρόμοια χαρακτηριστικά μεταξύ τους. Υψηλή μεταβλητότητα του πυθμένα εμφανίζεται μεταξύ 150 – 300 m. Οι

χρονοσειρές των αποτυπώσεων (Σχήμα 5-14) αποκαλύπτουν για το προστατευμένο τμήμα την περιστασιακή παρουσία ενός ύφαλου αναβαθμού στα 100 – 180 m, ζώνη απόσβεσης στα 30 – 200m και (χρονική) σταθεροποίηση της βαθυμετρίας σε αποστάσεις 250 – 300 m από την ακτή. Στο σταθμό MF3, σε μια περιοχή της διατομής στα ~400 m από την ακτή παρατηρείται ένα μορφολογικό στοιχείο που μοιάζει με αναβαθμό.

Πίνακας 5-6. Οι πέντε πρώτες ιδιοτιμές που προέκυψαν από την EOF ανάλυση των μεγάλου μήκους (nearshore profile) αποτυπώσεων των 12 σταθμών και τα αντίστοιχα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

	Σταθμός	Ιδιοτιμή				
		λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	MF1	23.49	0.09	0.04	0.01	0.00
Ποσοστό		99.41	0.36	0.15	0.04	0.01
Τιμή συντελεστή	MF2	25.97	0.08	0.04	0.01	0.00
Ποσοστό		99.49	0.31	0.15	0.02	0.01
Τιμή συντελεστή	MF3	14.25	0.05	0.04	0.01	0.01
Ποσοστό		99.15	0.35	0.27	0.10	0.08
Τιμή συντελεστή	MF4	7.52	0.11	0.03	0.01	0.01
Ποσοστό		97.81	1.45	0.38	0.19	0.10
Τιμή συντελεστή	MF5	7.65	0.07	0.02	0.01	0.00
Ποσοστό		98.71	0.85	0.30	0.07	0.04
Τιμή συντελεστή	MF6	9.46	0.03	0.01	0.01	0.00
Ποσοστό		99.50	0.32	0.07	0.06	0.02
Τιμή συντελεστή	MF7	6.30	0.03	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		99.29	0.42	0.22	0.07	0.00
Τιμή συντελεστή	MF8	5.80	0.03	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		99.29	0.45	0.18	0.08	0.00
Τιμή συντελεστή	MF9	7.59	0.02	0.02	0.00	0.00
Ποσοστό		99.42	0.29	0.26	0.03	0.00
Τιμή συντελεστή	MF10	6.37	0.06	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		98.83	0.97	0.12	0.08	0.00
Τιμή συντελεστή	MF11	7.74	0.07	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		98.92	0.92	0.13	0.03	0.00
Τιμή συντελεστή	MF12	7.62	0.03	0.03	0.00	0.00
Ποσοστό		99.21	0.39	0.36	0.03	0.00

Τα ‘μέσα’ προφίλ των δύο τμημάτων της παραλιακής διατομής κάθε σταθμού ενώθηκαν μεταξύ τους και προέκυψαν τα συνολικού μήκους ‘μέσα’ προφίλ (Σχήμα 5-15A και B), τα οποία επανα-αναλύθηκαν με εμπειρικές ορθογώνιες συναρτήσεις, χωριστά για το προστατευμένο και το απροστάτευτο τμήμα της ακτής αλλά και για το σύνολο των σταθμών που εξετάστηκαν κατά μήκος της παραλίας.



Σχήμα 5-14. Οι χρονοσειρές των αποτυπώσεων των μικρού και μεγάλου μήκους τμημάτων της διατομής του σταθμού MF2 μαζί με τις αντίστοιχες πρώτες χωρικές και χρονικές συναρτήσεις από την EOF ανάλυση (first spatial and temporal EOF mode) (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Πίνακας 5-7. Οι πέντε πρώτες ιδιοτιμές που προέκυψαν από τη δεύτερη EOF ανάλυση των συνολικού μήκους αποτυπώσεων του προστατευμένου τμήματος και τα αντίστοιχα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

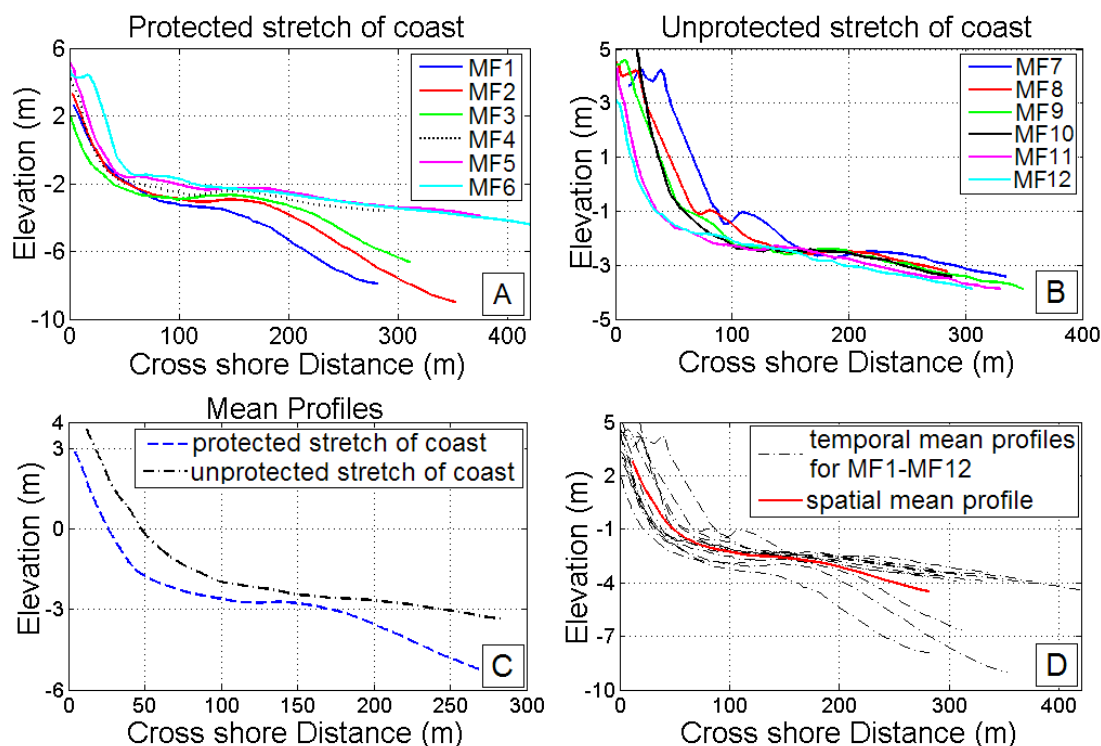
	Ιδιοτιμή				
	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	10.49	0.28	0.07	0.01	0.01
Ποσοστό	96.59	2.54	0.67	0.13	0.06

Η ανάλυση για το προστατευμένο τμήμα έδωσε την πρώτη χωρική συνάρτηση να περιγράφει την μεταβλητότητα κατά 96.59%, τη δεύτερη κατά 2.54% και τις υπόλοιπες κατά <0.67% (Πίνακας 5-7). Για το απροστάτευτο τμήμα βρέθηκε ότι η πρώτη συνιστώσα περιέχει το 90.94% της μεταβλητότητας, η δεύτερη το 7.71% και οι υπόλοιπες < 1.21% (Πίνακας 5-8).

Πίνακας 5-8. Οι πέντε πρώτες ιδιοτιμές που προέκυψαν από τη δεύτερη EOF ανάλυση των (συνολικού μήκους) αποτυπώσεων του απροστάτευτου τμήματος και τα αντίστοιχα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

	Ιδιοτιμή				
	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	5.73	0.49	0.08	0.01	0.00
Ποσοστό	90.94	7.71	1.21	0.09	0.04

Το προφίλ που προέκυψε για το προστατευμένο τμήμα εμφανίζει υποθαλάσσιο αναβαθμό σε απόσταση 150 m από την ακτή και περισσότερα απότομες κλίσεις στην αναρρίχηση και στα ανοικτά από το ‘μέσο’ προφίλ του απροστάτευτου τμήματος (Σχήμα 5-15C).



Σχήμα 5-15. Α) οι ‘μέσες’ διατομές συνολικού μήκους για το προστατευμένο τμήμα της ακτής (protected stretch of coast), Β) οι ‘μέσες’ διατομές συνολικού μήκους για το απροστάτευτο τμήμα της ακτής (unprotected stretch of coast), Γ) οι ‘μέσες’ των ‘μέσων’ διατομές (mean profiles) του προστατευμένου και του απροστάτευτου τμήματος, Δ) όλες μαζί οι ‘μέσες’ (temporal mean) διατομές όλων των σταθμών και η ‘μέση’ διατομή των ‘μέσων’ (spatial mean) όλων των σταθμών (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Πίνακας 5-9. Οι πέντε πρώτες ιδιοτιμές που προέκυψαν από τη δεύτερη EOF ανάλυση των συνολικού μήκους αποτυπώσεων στο σύνολο των σταθμών που εξετάστηκαν και τα αντίστοιχα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

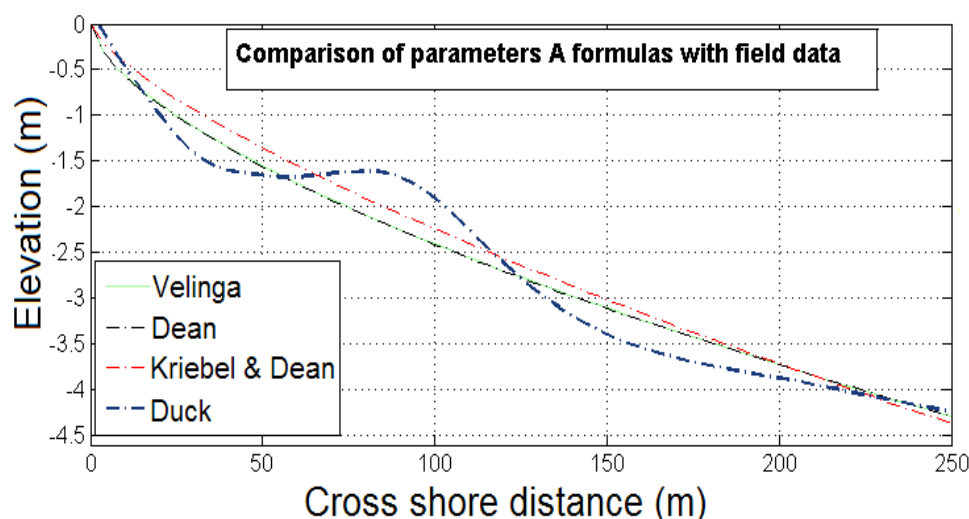
	Ιδιοτιμή				
	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	7.92	0.44	0.07	0.01	0.01
Ποσοστό	93.67	5.23	0.78	0.16	0.01

Εφαρμογή της EOF ανάλυσης στα ‘μέσα’ προφίλ συνολικού μήκους όλων των σταθμών έδωσε ένα ‘μέσο’ χωρικά προφίλ που περιγράφει το 93.67% της

μεταβλητότητας, μια δεύτερη ιδιοσυνάρτηση που περιγράφει το 5.23% και ιδιοσυναρτήσεις μεγαλύτερων τάξεων περιέχουν ποσοστό μικρότερο του 0.78% (Πίνακας 5-9).

5.2.2 Σύγκριση φυσικών διατομών με θεωρητικές εκφράσεις του παραλιακού προφίλ

Για την παράμετρο κλίμακας A στην εξίσωση του Bruun έχουν προταθεί διάφορες σχέσεις (όπως Vellinga, 1986· Kriebel et al., 1991· Dean, 1991) οι οποίες συσχετίζουν την παράμετρο αυτή με την ταχύτητα καθίζησης των κόκκων (βλ. Ενότητα 3.1).



Σχήμα 5-16. Σύγκριση του σχήματος του προφίλ ισοροπίας όπως προκύπτει από τη σχέση του Bruun και από τις σχέσεις (για την παράμετρο A) των Vellinga (1986), Kriebel et al., 1991, Dean (1991) με το 'μέσο' (από EOF ανάλυση) προφίλ του πειράματος Delilah στην περιοχή Duck (βλέπε ενότητα 4.5.1) (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Το σχήμα του προφίλ που προκύπτει από τις εξισώσεις των Vellinga (1986), Kriebel et al. (1991) και Dean (1991) (βλ. Κεφάλαιο 3, σχέσεις [3-8], [3-9] και [3-10]) για διάμετρο κόκκων $d_{50} = 0.35\text{mm}$, ύψος κύματος $H_o = 1.05\text{m}$ και περίοδο $T_o = 9.3\text{ sec}$ (ιζηματολογικά και κυματικά χαρακτηριστικά της περιοχής Duck τον Οκτώβριο του 1990) συγκρίθηκε (χρησιμοποιώντας μία μη-γραμμική μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων-Curve fitting), με το 'μέσο' (από EOF ανάλυση) προφίλ στην περιοχή Duck (την ίδια χρονική περίοδο) (Σχήμα 5-16). Ο εκθέτης m προέκυπτε κάθε φορά από την εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων, δηλαδή η παράμετρος

A δόθηκε ως δεδομένο (αφού είχε υπολογιστεί από τις σχέσεις των Dean (1991), Kriebel et al. (1991) και Vellinga (1986), βλ. σχέσεις [3-8], [3-9] και [3-10]), ενώ ο εκθέτης m προέκυπτε από την εφαρμογή της μεθόδου ως η τιμή εκείνη που έδινε την ελάχιστη απόκλιση από την καμπύλη που σχηματίζει η διατομή από το Duck. Επίσης προσδιορίστηκαν οι τιμές και των δύο παραμέτρων A και m που δίνουν την καλύτερη προσαρμογή με το προφίλ του Duck (Πίνακας 5-10).

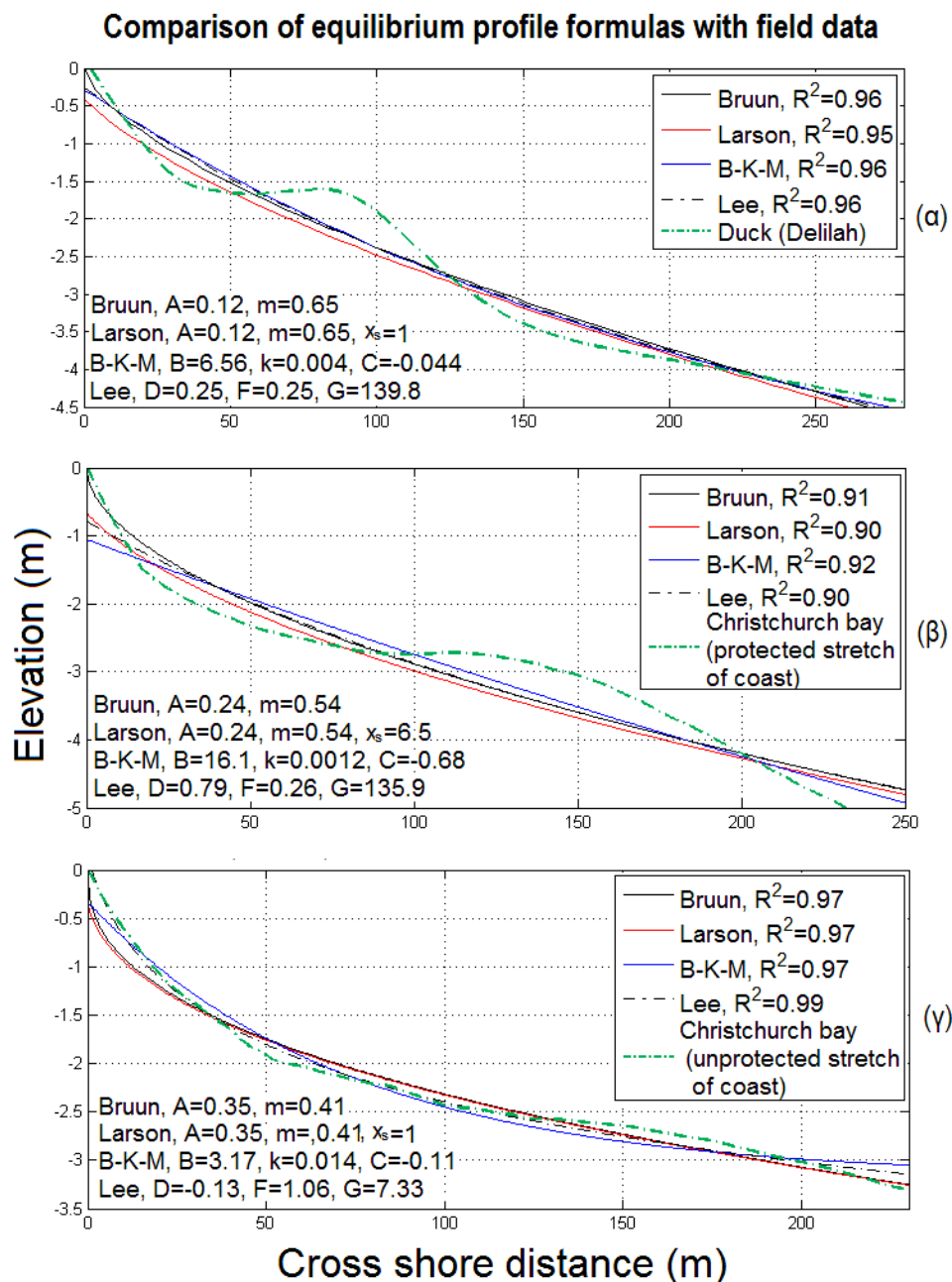
Πίνακας 5-10. Οι τιμές της παραμέτρου A έτσι όπως προκύπτουν από τις σχέσεις των Vellinga (1986), Kriebel et al. (1991) και Dean (1991) για τα χαρακτηριστικά (d_{50} , H_0 , T_0) της περιοχής Duck που μετρήθηκαν κατά τη διάρκεια του πειράματος Delilah, οι τιμές του εκθέτη m που προέκυψαν μέσω της μη-γραμμικής μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων (Curve fitting) για τις αντίστοιχες τιμές του A , οι τιμές των A και m που προέκυψαν αποκλειστικά μέσω της μη-γραμμικής μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων (Curve fitting) και τέλος οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης (R^2).

	<i>Dean (1991)</i>	<i>Kriebel et al. (1991)</i>	<i>Vellinga (1986)</i>	<i>Curve fitting</i>
A	0.13	0.134	0.079	0.12
m	0.633	0.628	0.727	0.646
R^2	0.964	0.963	0.957	0.964

Η σύγκριση έδειξε ότι καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα δίνει η σχέση του Dean (1991), με τη σχέση των Kriebel et al. (1991) να δίνει παρόμοια αποτελέσματα ($R^2=0.96$ και παρόμοιες τιμές για τις παραμέτρους A και m)· η σχέση του Vellinga (1986), παρόλο που λαμβάνει υπ' όψη και το κυματικό καθεστώς, βρέθηκε να δίνει σχετικά χειρότερη προσαρμογή (Πίνακας 5-10).

Οι σχέσεις των Bruun (1954), Larson (1991), Bodge (1992) και Komar and McDougal (1994) και Lee (1994) συγκρίθηκαν επίσης με φυσικές διατομές από την περιοχή Duck ('μέση' διατομή του πειράματος Delilah) και από τον κόλπο Christchurch (N. Αγγλία) ('μέση' διατομή του προστατευμένου τμήματος και 'μέση' διατομή του απροστάτευτου τμήματος) (βλ. και Kolonoyiannis, 1999).

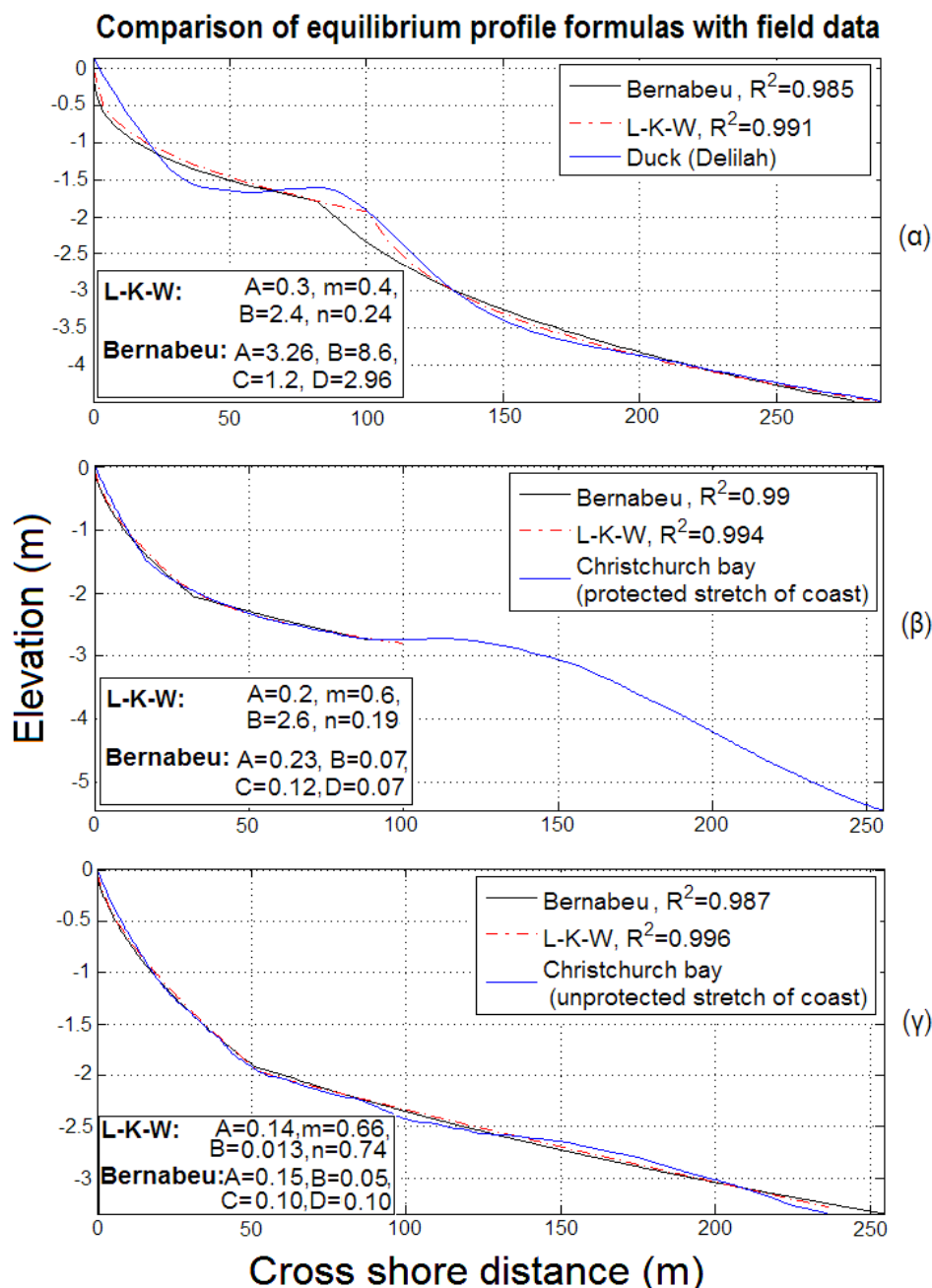
Η σύγκριση έδειξε ότι καμιά από τις παραπάνω εκφράσεις του παραλιακού προφίλ δεν προσεγγίζει με τελείως ικανοποιητική ακρίβεια τις φυσικές διατομές· οι σχέσεις επίσης αδυνατούν να περιγράψουν την παρουσία κοιλιών και αναβαθμών (Σχήμα 5-17). Καλύτερη προσέγγιση δίνει η σχέση του Lee (1994), ενώ οι εκφράσεις αυτές δίνουν πολύ καλή προσαρμογή ($R^2=0.97-0.99$) με το προφίλ του απροστάτευτου τμήματος του κόλπου Christchurch, το οποίο εμφανίζει γενικά μια ομαλή τοπογραφία χωρίς αναβαθμούς και κοιλίες.



Σχήμα 5-17. Σύγκριση των εξισώσεων των Bruun, Larson, Bodge και Komar and McDougal (B-K-M) και Lee (comparison of equilibrium profile formulas) με δεδομένα πεδίου (field data) από την περιοχή (α) Duck, (β) Christchurch για το προστατευμένο τμήμα της παραλίας (protected stretch of coast) και (γ) Christchurch για το απροστάτευτο τμήμα της παραλίας (unprotected stretch of coast) (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Οι θεωρητικές διατομές που βασίζονται στις σχέσεις των Bernabeu et al., 2003a,b και Larson et al., 1999 (L-K-W) επίσης συγκρίθηκαν με τις φυσικές διατομές (Duck, Christchurch Bay) όπως και έγινε και με αυτές που βασίζονται στις εκφράσεις των Bruun, Larson, Bodge και Komar & McDougal (B-K-M) και Lee. Οι σχέσεις

αυτές, που διαχωρίζουν το προφίλ σε 2 τμήματα και εξετάζουν χωριστά το καθένα από αυτά, φαίνεται να εμφανίζουν πολύ καλή συσχέτιση (R^2 0.985-0.996) μεταξύ των θεωρητικών και πραγματικών διατομών, καθώς μπορούν να περιγράψουν (ως ένα βαθμό) την παρουσία/θέση κοιλιών και αναβαθμών (Σχήμα 5-18).



Σχήμα 5-18. Σύγκριση των εξισώσεων των Bernabeu et al. (2003a,b) και Larson et al. (1999) (comparison of equilibrium profile formulas) με δεδομένα πεδίου (field data) (α) από την περιοχή Duck (β) από τον κόλπο Christchurch για το προστατευμένο τμήμα της παραλίας (protected stretch of coast) και (γ) από τον κόλπο Christchurch για το απροστάτενο τμήμα της παραλίας (unprotected stretch of coast) (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

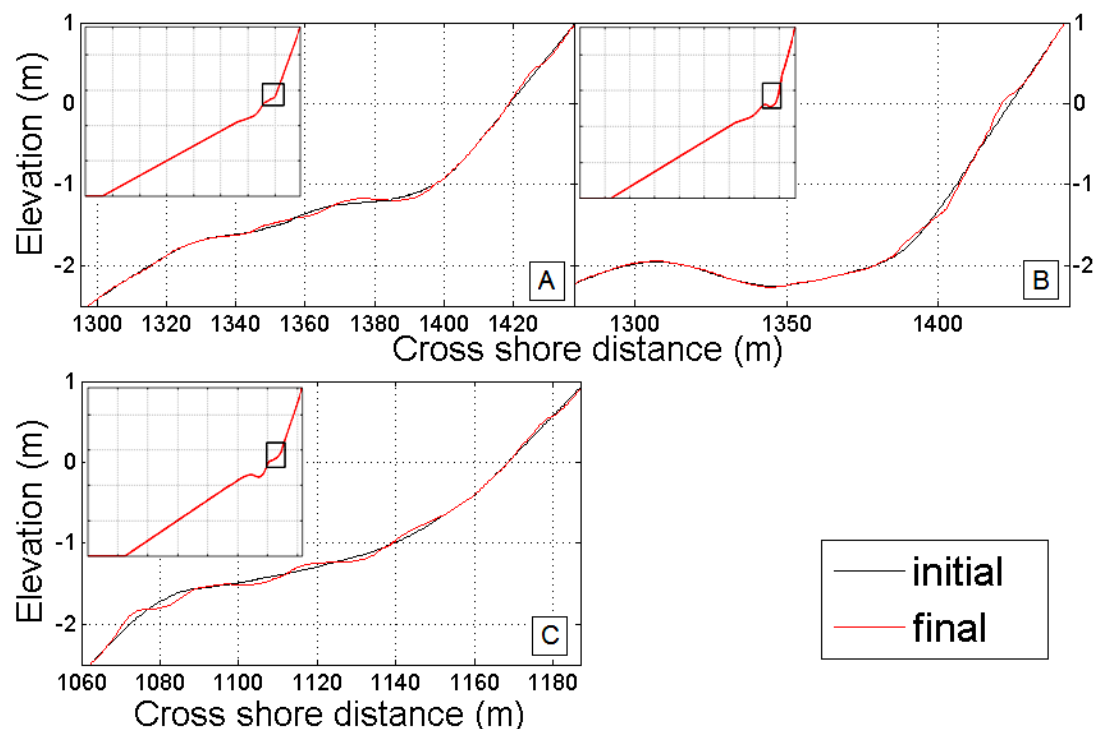
Η σχέση που προτάθηκε από τους Bruun (1962) και Dean (1977) δεν περιγράφει ικανοποιητικά το παραλιακό προφίλ στην περιοχή Duck και στον κόλπο Christchurch· η σχέση έχει αμφισβητηθεί και από άλλους ερευνητές. Σύμφωνα με τους Pilkey et al. (1993), η σχέση μπορεί μεν να περιγράψει ορισμένα προφίλ παραλιών, δεν είναι όμως εφαρμόσιμη γενικότερα. Η θεωρούμενη σχέση μεταξύ της παραμέτρου A και του μεγέθους των κόκκων (Dean, 1987· Moore, 1982) έχει βρεθεί να μην ισχύει ειδικά στις αμμώδεις παραλίες (Pilkey et al., 1993· Thielier et al., 2000). Επιπλέον είναι γνωστό ότι και άλλες παράμετροι (εκτός από την κοκκομετρία) καθορίζουν το σχήμα του προφίλ, όπως η κυματική ενέργεια, η συχνότητα καταγίδων και μετεωρολογικών παλιρροιών (storm surges) και η παροχή υλικού. Θεωρείται επίσης ότι το γεωλογικό/γεωμορφολογικό υπόβαθρο δεν επιδρά στην διαμόρφωση του παραλιακού προφίλ· σήμερα όμως είναι γνωστό ότι το γεωλογικό υπόβαθρο μπορεί να παίζει σημαντικό ρόλο στην παράκτια μορφολογία και μορφοδυναμική (π.χ. Riggs et al, 1995· Cowell et al, 1995). Τέλος, ο ίδιος ο Bruun (1992) έκανε το πολύ ενδιαφέρον σχόλιο:

"...οι υποθέσεις του Dean και του Bruun έχουν κυρίως ακαδημαϊκό χαρακτήρα στα έντονα τρισδιάστατα και ασυνεχή παράκτια περιβάλλοντα. Το γεγονός ότι έρχονται σε συμφωνία με πραγματικά δεδομένα μπορεί να είναι συμπτωματικό και τα αποτελέσματα του Dean και του Bruun δεν πρέπει να εφαρμόζονται πέρα από τις δυνατότητες τους. Το παραλιακό προφίλ είναι ένα πολύ δυναμικό στοιχείο υποκείμενο σε σημαντικές μεταβολές και η συμπεριφορά του περιγράφεται καλύτερα από μεθόδους στατιστικής, παρά φυσικής".

5.2.3 Προβλέψεις μοντέλου Boussinesq -μη γραμμικές διατομές

Αποτελέσματα

Από κάθε πείραμα επιλέχτηκε μια 'μέση' χρονικά (από EOF ανάλυση) διατομή (από το πείραμα Delilah επιλέχτηκε η διατομή στα 725 m (συντεταγμένη κατά μήκος της ακτής, βλ. Σχήμα 4-8), από το πείραμα Duck94 επιλέχτηκε η διατομή στα 710 m και από το πείραμα SandyDuck επιλέχτηκε η διατομή στα 575 m. Οι κυματικές συνθήκες και η κοκκομετρία του ιζήματος που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονταν επίσης από μετρήσεις που έλαβαν χώρα στην περιοχή κατά την διάρκεια των πειραμάτων (βλ. Ενότητα 4.5).

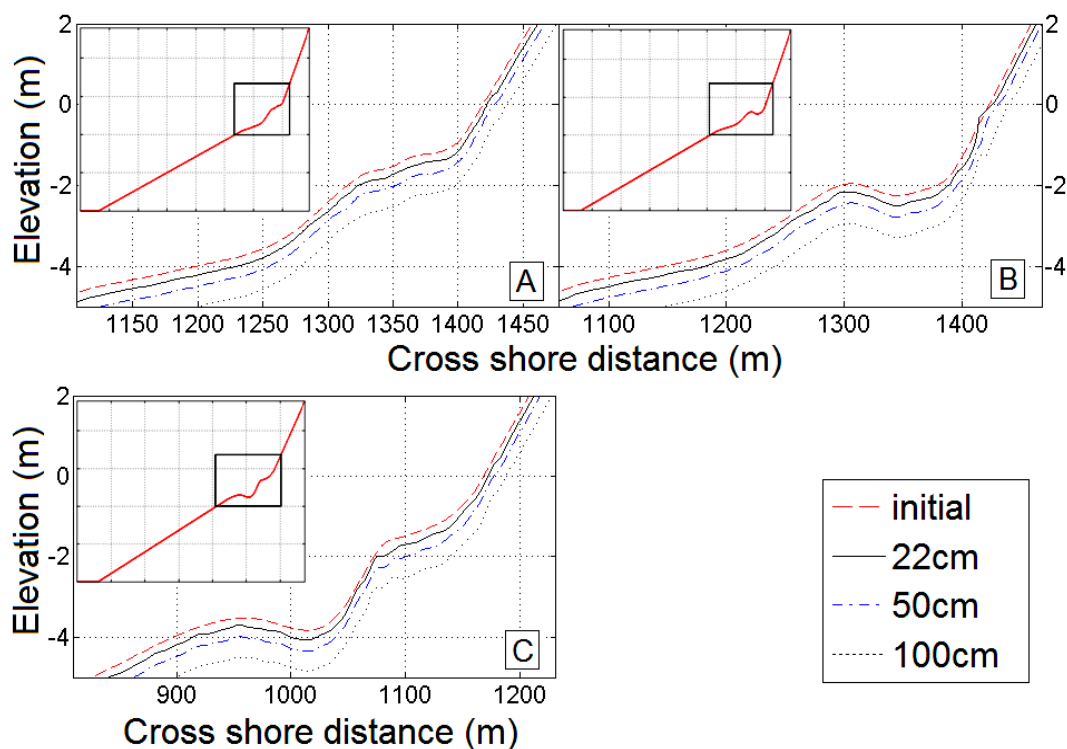


Σχήμα 5-19. Αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq (αρχικό, τελικό προφίλ: initial, final profile) για τα ανώτερα τμήματα (βλ. ενδογραφήματα-insets) ενός ‘μέσου’ χρονικά (EOF ανάλυση) προφίλ του πειράματος (A) Delilah, (B) Duck94 και (C) SandyDuck (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Στο Σχήμα 5-19 παρατίθενται τα αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq για τις παραπάνω 3 φυσικές διατομές (βλ. ενδογραφήματα). Οι μεγαλύτερες μορφολογικές μεταβολές πραγματοποιούνται στα ανώτερα τμήματα του παραλιακού προφίλ, όπου λαμβάνουν χώρα μια σειρά από μικρές διαβρώσεις και προσχώσεις. Σε γενικές γραμμές παρατηρείται διάβρωση στην κορυφή των υποθαλάσσιων αναβαθμών και πρόσχωση στο σημείο μετά τον αναβαθμό (Σχήματα 5-19 A και B). Και στις τρεις περιπτώσεις λαμβάνει χώρα μικρή πρόσχωση στη χερσαία παραλία. Στις διατομές των πειραμάτων Delilah και SandyDuck η πρόσχωση αυτή εμφανίζεται στη ζώνη αναρρίχησης, πάνω από την ακτογραμμή χωρίς να επηρεάζει τη θέση της (Σχήματα 5-19 A και C). Στην περίπτωση όμως του προφίλ από το πείραμα Duck94 παρατηρείται προέλαση της ακτογραμμής (Σχήμα 5-19B). Οι προσχώσεις αυτές οφείλονται στο γεγονός ότι στην περιοχή κατά την διάρκεια των πειραμάτων δρούσαν κύματα χαμηλής καμπυλότητας (~ 0.01), τα οποία σύμφωνα με το κριτήριο των Masselink & Hughes (2003) ($H_o/L_o < 0.02$), έχουν προσχωσιγενή δράση. Τα μικρής καμπυλότητας κύματα που καταγράφηκαν κατά τη διάρκεια των πειραμάτων στο Duck χρησιμοποιήθηκαν και κατά την εφαρμογή του μοντέλου Boussinesq.

Στο Σχήμα 5-20 παρατίθενται οι διατομές από τα πειράματα στο Duck (βλ. επίσης ενδογραφήματα-insets) καθώς και οι τελικές βαθυμετρίες που δίνει το μοντέλο Boussinesq για ανόδους της στάθμης της θάλασσας 0.22 m, 0.5 m και 1 m. Παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες μορφολογικές μεταβολές της διατομής της παραλίας λαμβάνουν χώρα στην περιοχή της κυματικής θραύσης και ότι με την αύξηση της ανόδου της θάλασσας στάθμης αυξάνει και η διάβρωση στο ανώτερο τμήμα της υποθαλάσσιας παραλίας, όπως συμβαίνει και με τις γραμμικές διατομές.

Συνοψίζοντας, τα αποτελέσματα του μοντέλου δείχνουν ότι η παραλιακή οπισθοχώρηση επηρεάζεται σημαντικά από το κυματικό καθεστώς, το μέγεθος των κόκκων του ιζήματος και προφανώς από την κλίση της παραλιακής διατομής και το μέγεθος της ανόδου της θάλασσας στάθμης

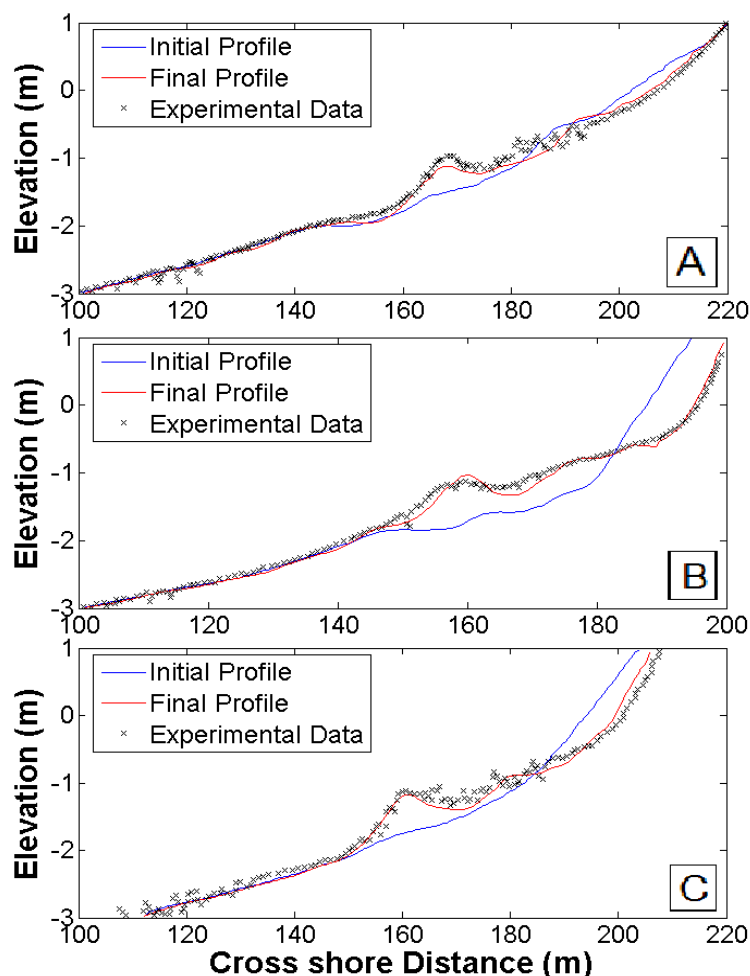


Σχήμα 5-20. Αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq για τα ανώτερα τμήματα (βλ. ενδογραφήματα-insets) ενός 'μέσου' χρονικά (EOF ανάλυση) προφίλ του πειράματος (A) Delilah, (B) Duck94 και (C) SandyDuck για ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.22, 0.50 και 1 m (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Αξιολόγηση

Το μοντέλο Boussinesq συγκρίθηκε με τα αποτελέσματα των πειραμάτων των Dette et al. (1998) που διεξήχθησαν στη Μεγάλη Δεξαμενή Κυματισμών (Large

Wave Flume) του Ανοβέρου. Στα πειράματα αυτά σαν αρχικό προφίλ χρησιμοποιήθηκε το θεωρητικό προφίλ ισορροπίας του Bruun για το υποθαλάσσιο τμήμα, ενώ η κλίση του χερσαίου τμήματος (ζώνη αναρρίχησης) αποτελούσε μεταβλητή παράμετρο.



Σχήμα 5-21. Σύγκριση των αποτελεσμάτων (αρχικό, τελικό προφίλ: initial, final profile) του μοντέλου Boussinesq και των πειραμάτων (A) A9, (B) B2 και (C) H2 των Dette et al. (1998) (experimental data) (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Πραγματοποιήθηκαν οι εξής 3 δοκιμές: A9 (κλίση ακτής στη ζώνη αναρρίχησης 1:20), B2 (κλίση ακτής στην αναρρίχηση 1:10) και H2 (κλίση ακτής στην αναρρίχηση 1:15) υπό καθεστώς μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge) (TMA προσπίπτον φάσμα με ύψος κύματος $H_{m0} = 1.20$ m και περίοδο $T_m = 5$ s) με μέση διάμετρος κόκκων $d_{50} = 0.3$ mm. Στα Σχήματα 5-21 A, B και C παρουσιάζονται

τα αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq σε σύγκριση με τα πειραματικά δεδομένα των δοκιμών A9, B2 και H2.

Τόσο τα πειραματικά δεδομένα όσο και το μοντέλο Boussinesq έδειξαν σημαντική διάβρωση στο ανώτερο τμήμα της παραλιακής διατομής λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης σε συνθήκες μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge). Γενικά παρατηρείται ότι το μοντέλο Boussinesq δίνει παρόμοια βαθυμετρία με αυτήν των πειραμάτων των Dette et al. (1998) και για τις 3 διαφορετικές περιπτώσεις κλίσης της χερσαίας παραλίας (Σχήμα 5-21).

Προβλέψεις

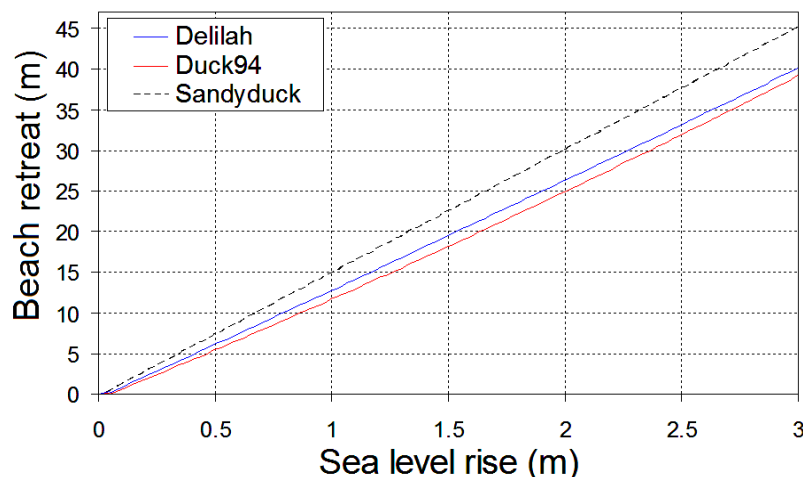
Προσδιορίστηκαν τα πολυώνυμα δευτέρου βαθμού που περιγράφουν την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής με την ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης για τα ‘μέσα’ προφίλ των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck. Οι σχέσεις αυτές, καθώς και οι οπισθοχωρήσεις για ανόδους 0.22 m, και 0.50 m (δηλ. τις ανώτερες και κατώτερες προβλέψεις του IPCC για το 2100) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) παρατίθενται στον Πίνακα 5-11. Παρατηρείται (Πίνακας 5-11 και Σχήμα 5-22) μεγαλύτερη οπισθοχώρηση για το προφίλ του πειράματος Sandyduck (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:15), μικρότερη για το προφίλ του πειράματος Delilah (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:14) και ακόμα μικρότερη γι’ αυτό του πειράματος Duck94 (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:13.75).

Υπολογίστηκαν επίσης οι οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής σύμφωνα με το απλό γραμμικό μοντέλο (κλίσεις των παραπάνω προφίλ στη ζώνη αναρρίχησης). Οι αποκλίσεις μεταξύ των αποτελεσμάτων του μοντέλου Boussinesq και του απλού γραμμικού μοντέλου για τις 3 αυτές διατομές φτάνουν μέχρι και τα 3.6m.

Πίνακας 5-11. Οι εξισώσεις που περιγράφουν την οπισθοχώρηση της ακτογραμμής με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για τις διατομές των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck καθώς και οι τιμές της οπισθοχώρησης για ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.22, 0.50 και 1 m.

Πείραμα		Άνοδος της θαλασσιάς στάθμης		
		22cm	50cm	1m
Delilah	Οπισθοχώρηση	$s = 0.22 \alpha^2 + 12.9 \alpha - 0.32 \quad (R^2 = 0.99)$		
		2.0 m	6.3 m	12.8 m
Duck94	Οπισθοχώρηση	$s = 0.57 \alpha^2 + 11.51 \alpha - 0.42 \quad (R^2 = 0.99)$		
		1.5 m	5.3 m	11.7 m
SandyDuck	Οπισθοχώρηση	$s = -0.0001 \alpha^2 + 15.14 \alpha - 0.22 \quad (R^2 = 0.99)$		
		2.9 m	6.7 m	15.0 m

Ολοκληρωμένη εκτίμηση της διάβρωσης των ακτών λόγω της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης



Σχήμα 5-22. Η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για τις φυσικές διατομές (‘μέσα’ προφίλ από EOF ανάλυση) των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

5.3 Προβλέψεις από συστοιχίες μοντέλων

Εξετάζονται 2 συστοιχίες μοντέλων στην παρούσα εργασία. Η πρώτη αποτελείται από τα αριθμητικά μοντέλα Leont’yen, SBEACH και από το αναλυτικό μοντέλο Edelman και είναι σε θέση να προβλέψει βραχυχρόνιες (short term) μεταβολές του παραλιακού προφίλ λόγω υψίσυχνων αλλαγών της θαλάσσιας στάθμης (βραχυχρόνια συστοιχία). Η δεύτερη αποτελείται από τα μοντέλα Bruun, Dean και Kriebiel & Dean και προβλέπει αλλαγές στο παραλιακό προφίλ της λόγω μακροχρόνιων αλλαγών της θαλάσσιας στάθμης (μακροχρόνια συστοιχία). Όλα τα μοντέλα, εκτός από το μοντέλο Leont’yen, χρησιμοποιούν την αρχή της διατομής ισορροπίας (Bruun), η οποία όπως προαναφέρθηκε (Παράγραφος 5.2.1) δεν μπορεί να περιγράψει επακριβώς τη παραλιακή διατομή (όπως π.χ. την παρουσία αναβαθμών και κοιλοτήτων) και δεν είναι γενικά εφαρμόσιμη. Παρ’ όλα αυτά, τα μοντέλα αυτά καθώς έχουν ευρέως χρησιμοποιηθεί (ιδιαίτερα το μοντέλο του Bruun), σε πολλές εφαρμογές παράκτιας μηχανικής/γεωμορφολογίας, εξετάζονται και στην παρούσα εργασία, εφαρμοζόμενα όμως μόνον σε γραμμικές και φυσικές διατομές και όχι σε θεωρητικές (κατά Bruun) διατομές ισορροπίας. Στις γραμμικές διατομές, επειδή η κλίση είναι σταθερή, το πλάτος θραύσης ισούται με:

$$w_b = \frac{h_b}{\tan \beta}$$

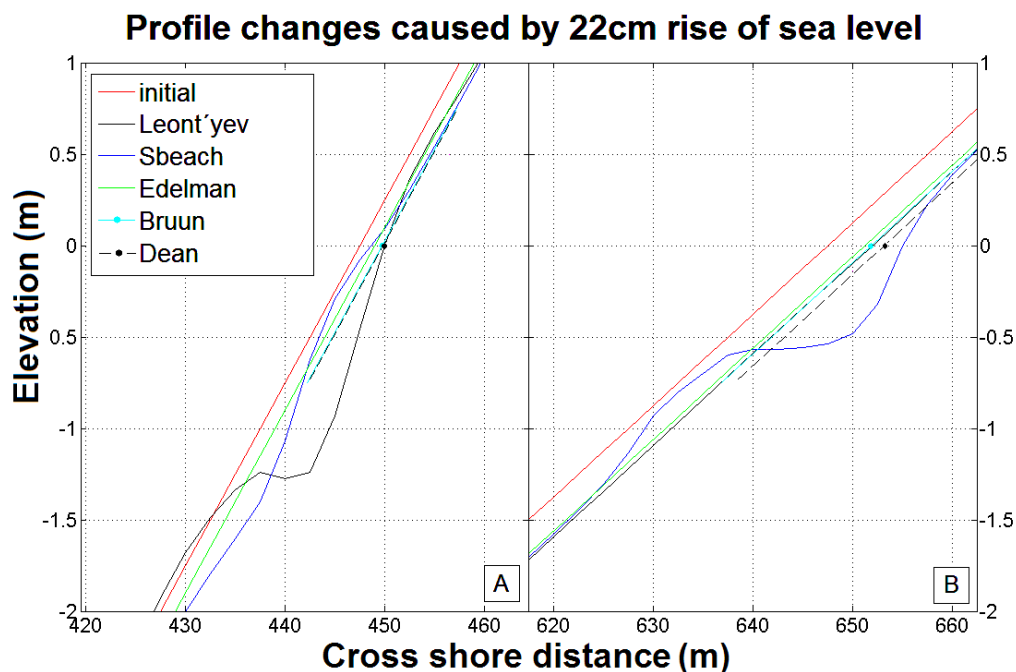
Συνεπώς, στο μοντέλο των Kriebel & Dean (βλ. Ενότητα 3.2), ο αριθμητής της σχέσης [3-23] που δίνει την παραλιακή οπισθοχώρηση είναι μηδέν. Προκειμένου να είναι δυνατή η εφαρμογή του μοντέλου, οι γραμμικές διατομές με κλίσεις 1/10, 1/15, 1/20, 1/25 και 1/30 μπορούν να προσεγγιστούν με ικανοποιητική ακρίβεια ($R^2 \sim 0.97$) με διατομές που ακολουθούν το πρότυπο του Bruun, για τις οποίες η παράμετρος A παίρνει τις τιμές 0.33, 0.25, 0.20, 0.18 και 0.16. συνεπώς, το πλάτος θραύσης θα μπορούσε να υπολογιστεί από την σχέση [3-24], χρησιμοποιώντας τις παραπάνω τιμές για την παράμετρο A και, έτσι, το μοντέλο Kriebel & Dean θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί μαζί με τα μοντέλα των Bruun και Dean ως μια συστοιχία. Για λόγους όμως συνάφειας, στην παρούσα εργασία δεν εφαρμόζεται το μοντέλο στην περίπτωση των γραμμικών διατομών αλλά μόνο στις φυσικές διατομές.

Η αναγκαιότητα για τη χρήση μοντέλων που προβλέπουν τις βραχυχρόνιες μεταβολές αλλά και μοντέλων που προβλέπουν τις μακροχρόνιες αλλαγές του παραλιακού προφίλ προκύπτει από το γεγονός ότι η παρατηρούμενη διάβρωση πραγματοποιείται σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες. Η μακροχρόνια διάβρωση, οφείλεται κυρίως στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (Nicholls et al, 2007) ενώ η βραχυχρόνια διάβρωση οφείλεται σε θύελλες ή σε μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) (Niedoroda et al., 2009). Ο συνδυασμός των αποτελεσμάτων των 2 συστοιχιών θα μπορούσε ίσως να χρησιμοποιηθεί για την πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης στις περιπτώσεις επίδρασης τόσο της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης όσο και των μετεωρολογικών παλίρροιών.

Τα αποτελέσματα όλων των μοντέλων των συστοιχιών (Leont'yev, SBEACH, Edelman, Bruun, Dean) δείχνουν ότι σε όλες τις περιπτώσεις οι ακτογραμμές οπισθοχωρούν με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (Σχήμα 5-23).

Φαίνεται ότι η οπισθοχώρηση της ακτογραμμής συνοδεύεται από σημαντικές αλλαγές της παραλιακής μορφολογίας, ιδιαίτερα τα μοντέλα SBEACH, Leont'yev δείχνουν σημαντικές μορφολογικές αλλαγές στην περιοχή της κυματικής θραύσης και της ζώνης απόσβεσης καθώς και τη σαφή δημιουργία ύφαλων αναβαθμών (Σχήμα 5-23). Τα στατικά μοντέλα (Edelman, Bruun, Dean και Kriebel & Dean) προκύπτουν από την απλή εξισορρόπηση του όγκου του ιζήματος που διαβρώνεται από το παραλιακό μέτωπο με τον όγκο του ιζήματος που αποτίθεται στον παρακείμενο πυθμένα μέχρι το βάθος κλεισίματος (βλ. ενότητα 3.2.1). επομένως δεν είναι σε θέση να περιγράψουν λεπτομερώς την διαμόρφωση της νέας μορφολογίας του πυθμένα. Τα

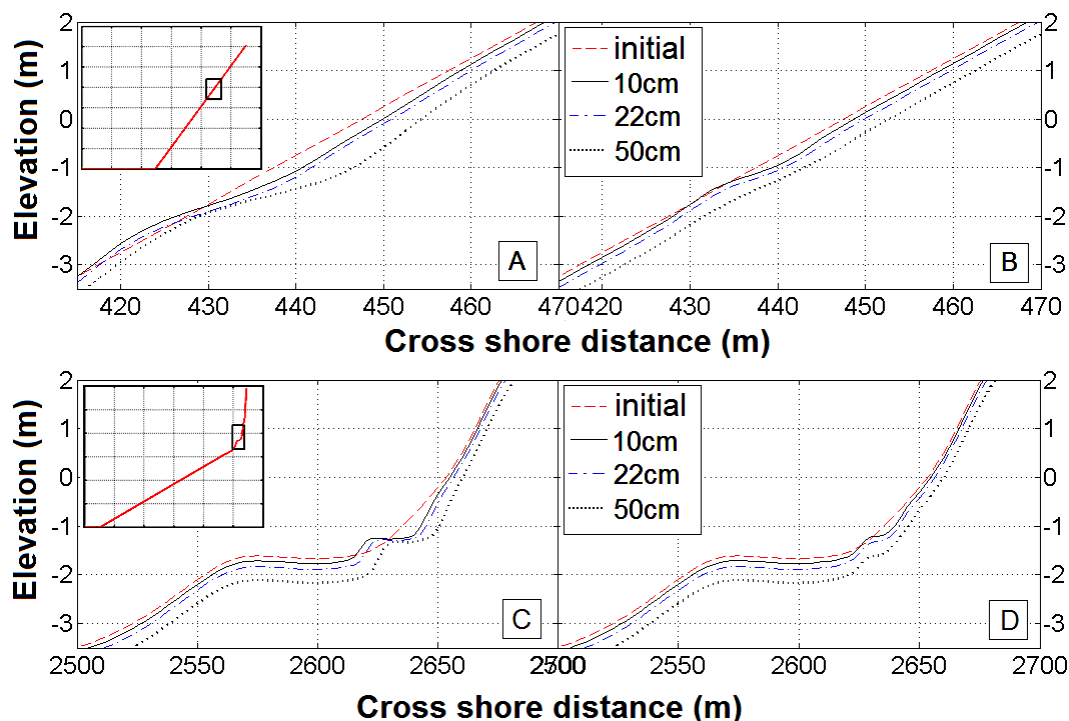
δυναμικά μοντέλα (SBEACH και Leont'yeu), σε αντίθεση με τα στατικά υπολογίζουν την στερεομεταφορά σε κάθε σημείο της παραλιακής διατομής και μπορούν να εκτιμήσουν με μεγαλύτερη ακρίβεια την εξέλιξη της (βλ. ενότητα 3.2.2).



Σχήμα 5-23. Παράδειγμα των αποτελεσμάτων των μοντέλων των δύο συστοιχιών για το ανώτερο τμήμα δύο παραλιακών προφίλ διαφορετικής κλίσης (άνοδος της στάθμης της θάλασσας, 0.22 m· κυματικό ύψος (H), 2 m· κυματική περίοδος (T), 6 s· και d_{50} , 5 mm) (A) κλίση παραλίας, 1/10, (B) κλίση παραλίας, 1/20 (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

Επιπλέον φαίνεται ότι η αύξηση της ανόδου της θάλασσας στάθμης συνοδεύεται με αύξηση της διάβρωσης στην ανώτερη υποθαλάσσια παραλία, που είναι μεγαλύτερη για το μοντέλο Leont'yeu (Σχήμα 5-24A και C) από ότι για το μοντέλο SBEACH (Σχήμα 5-24B και D), τόσο για τις γραμμικές όσο και για τη 'φυσική' διατομή. Παρατηρείται ο σχηματισμός ενός ξεκάθαρα αναβαθμού ο οποίος στην περίπτωση των γραμμικών διατομών έχει μεγάλο μήκος σε σχέση με το ύψος του δηλ. μικρή 'κλίση' ενώ στην περίπτωση της 'φυσικής' διατομής ο αναβαθμός εμφανίζεται να έχει μεγαλύτερη 'κλίση'. Η διαφορετική αυτή συμπεριφορά των μοντέλων οφείλεται στο γεγονός ότι ο ρυθμός στερεομεταφοράς και στο μοντέλο SBEACH (βλ. Σχέση 3-35, Ενότητα 3.2.2) και στο μοντέλο Leont'yeu (βλ. Σχέση 4-51, Ενότητα 4.2), εξαρτάται από την κλίση του πυθμένα μεταξύ δύο γειτονικών

σημείων της διακριτοποίησης του προφίλ, δηλαδή από την αρχική μορφολογία του πυθμένα και από το πώς αυτή εξελίσσεται στα επόμενα χρονικά βήματα.



Σχήμα 5-24. Αποτελέσματα των μοντέλων Leont'yeν και SBEACH για τα ανώτερα τμήματα (βλ. ενδογραφήματα-insets) της γραμμικής και 'φυσικής' διατομής ('μέσης' διατομής από το πείραμα Delilah) για κύματα με ύψος 3 m, κοκκομετρία ιζήματος $d_{50} = 0.2$ mm και ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.10, 0.22 και 0.50 m. (A) Leont'yeν (γραμμικό προφίλ, κλίση 1/10), (B) SBEACH (γραμμικό προφίλ, κλίση 1/10) (Γ) Leont'yeν ('μέσο' προφίλ του πειράματος Delilah) και (Δ) SBEACH ('μέσο' προφίλ του πειράματος Delilah) (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτογραμμή).

5.3.1 Ευαισθησία μοντέλων των συστοιχιών

Γενικά, τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η παραλιακή οπισθοχώρηση ελέγχεται εκτός από τις προφανείς παραμέτρους (δηλ. την παραλιακή κλίση και το μέτρο της ανόδου) και από τις άλλες παραμέτρους που δοκιμάστηκαν, δηλ. τις κυματικές συνθήκες και την κοκκομετρία των παραλιακών ιζημάτων. Η ευαισθησία των μοντέλων στις παραμέτρους αυτές περιγράφεται αναλυτικά στη συνέχεια.

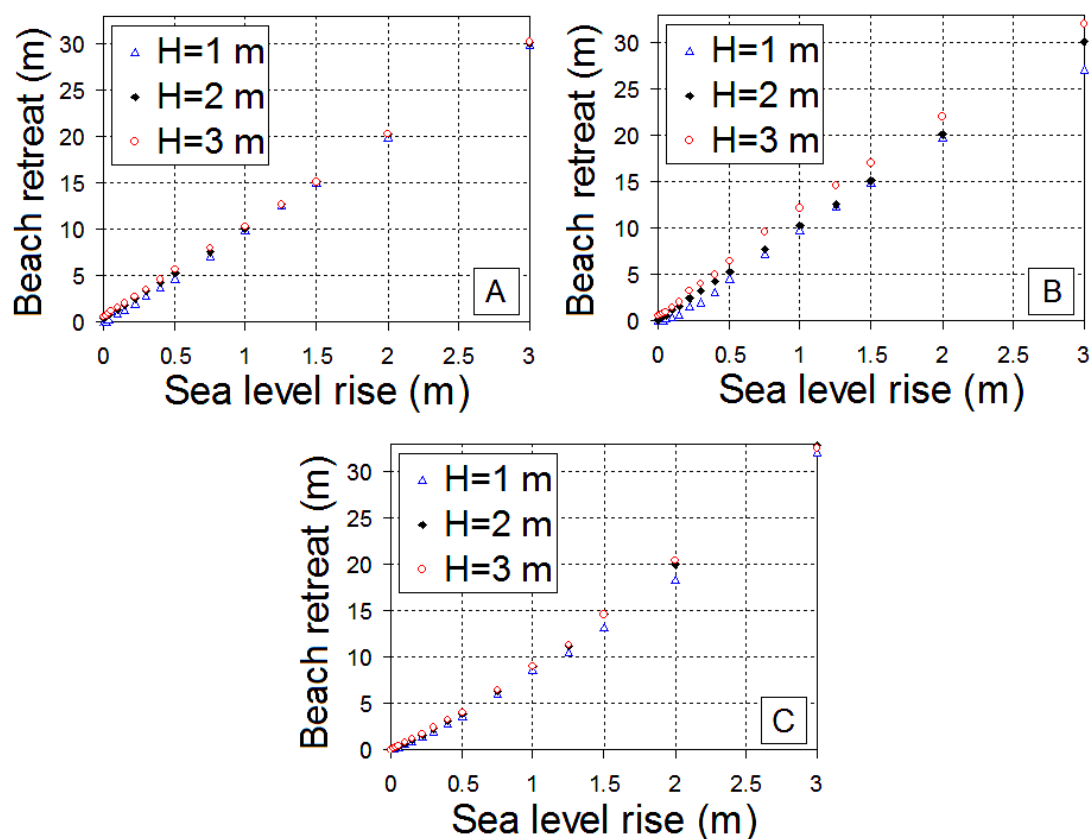
Επίδραση των κυματικών συνθηκών- Γραμμικές διατομές

Γενικά παρατηρείται μια θετική σχέση μεταξύ του κυματικού ύψους και της οπισθοχώρησης της ακτής. Η συσχέτιση αυτή και η πρόγνωση ότι η μελλοντική

άνοδος της θαλάσσιας στάθμης είναι πιθανόν να συνοδεύεται και με αύξηση των μέσων και ακραίων κυματικών συνθηκών (IPCC, 2007b) (τουλάχιστον για τις εύκρατες ακτές του Ατλαντικού, Ειρηνικού και της Μεσογείου) (π.χ. Ruggiero et al., 2010) δείχνουν αυξημένο κίνδυνο παραλιακής διάβρωσης στο μέλλον.

Βραχυχρόνια συστοιχία μοντέλων

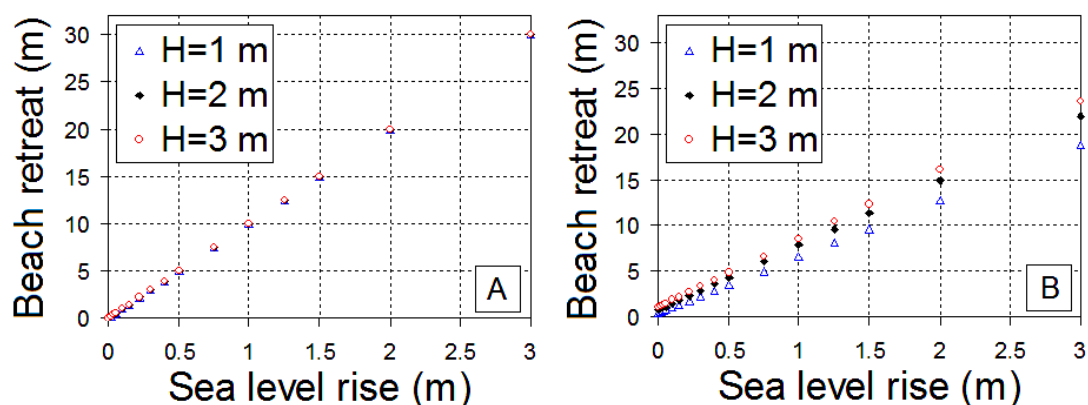
Το μοντέλο SBEACH δείχνει την μεγαλύτερη ευαισθησία στο κυματικό ύψος (Σχήμα 5-25). Η ευαισθησία αυτή του μοντέλου οφείλεται στην μεταβλητότητα της ροής της κυματικής ενέργειας (F) (βλ. Σχέση [3-34]) και της ενέργειας διάχυσης (D) (βλ. Σχέσεις [3-35], [3-36], [3-37]) που παρατηρείται για διαφορετικές κυματικές συνθήκες. Αντίθετα, τα μοντέλα Leont'yeν και Edelman παρουσιάζουν πολύ μικρή (σχετικά) ευαισθησία στο κυματικό ύψος.



Σχήμα 5-25. Επίδραση του ύψους του κύματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και παραλιακής οπισθοχώρησης για γραμμική διατομή (κλίση 1/10) και αδρόκοκκη κοκκομετρία ($d_{50} = 0.8$ mm): (A) μοντέλο Leont'yeν (B) μοντέλο SBEACH (C) μοντέλο Edelman (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Μακροχρόνια συστοιχία μοντέλων

Το μοντέλο του Dean δείχνει μεγάλη σχετικά ευαισθησία στο κυματικό ύψος, ενώ τα αποτελέσματα του μοντέλου του Bruun είναι ανεξάρτητα από το κυματικό ύψος (Σχήμα 5-26)· αυτό οφείλεται στο ότι η αναλογία της απόστασης του σημείου κλεισίματος της ιζηματομεταφοράς από την ακτογραμμή προς το βάθος του (δηλ. ο λόγος l/d , ($d=h+B$), (βλ. Σχέση [3-19], Ενότητα 3.2.1) που χρησιμοποιείται στο μοντέλο του Bruun γίνεται ανεξάρτητη του κυματικού ύψους σε γραμμικές διατομές και για μικρές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης.



Σχήμα 5-26. Επίδραση του ύψους του κύματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και παραλιακής οπισθοχώρησης για γραμμική διατομή (κλίση 1/10) και αδρόκοκκη κοκκομετρία ($d_{50} = 0.8\text{mm}$): (A) μοντέλο Bruun και (B) μοντέλο Dean (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

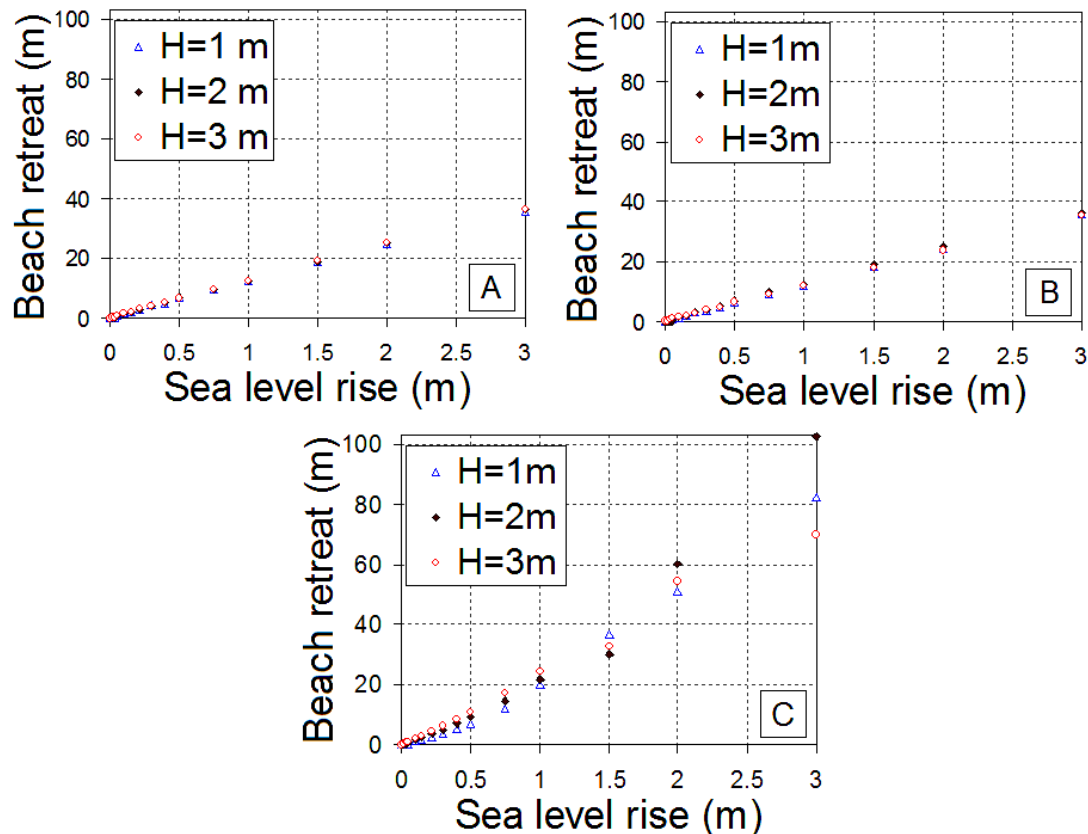
Επίδραση των κυματικών συνθηκών- φυσικές διατομές

Όσον αφορά την επίδραση των κυματικών συνθηκών στην παραλιακή οπισθοχώρηση, παρατηρείται θετική συσχέτιση μεταξύ του κυματικού ύψους και της οπισθοχώρησης της ακτής (Σχήμα 5-27) (με εξαίρεση κάποια πειράματα του μοντέλου Edelman που χαρακτηρίζονται από αστάθεια). Επίσης, οι σχετικές προγνώσεις των μοντέλων στην περίπτωση της ‘φυσικής’ διατομής διαφέρουν από αυτές των γραμμικών διατομών· έτσι τα δυναμικά μοντέλα δείχνουν μικρότερη ευαισθησία από ότι τα στατικά, αντίθετα με ότι συμβαίνει στις γραμμικές διατομές (Σχήματα 5-25, 5-26).

Βραχυχρόνια συστοιχία

Σε αντίθεση με τις γραμμικές διατομές εδώ μεγαλύτερη ευαισθησία παρουσιάζει το μοντέλο του Edelman (Σχήμα 5-27). Η ευαισθησία του μοντέλου

Edelman οφείλεται στην μεταβολή του βάθους (h_b) και του πλάτους (w_b) της θραύσης (βλ. σχέση [3-21]) που παρατηρείται για διαφορετικές κυματικές συνθήκες. Σε φυσικές διατομές τα μοντέλα Leont'gen και SBEACH είναι αυτά που εμφανίζουν σχετικά μικρή ευαισθησία στο κυματικό ύψος (Σχήμα 5-27).

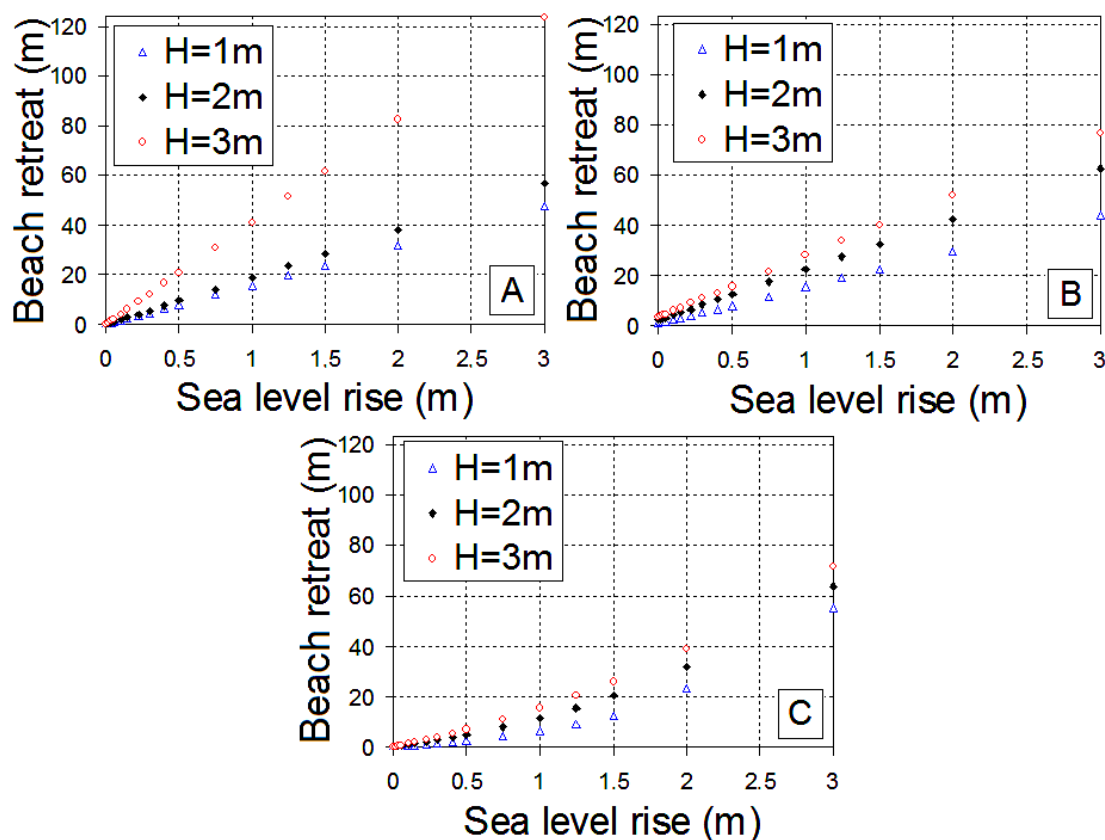


Σχήμα 5-27. Επίδραση του ύψους του κύματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της στάθμης της θάλασσας και παραλιακής οπισθοχώρησης, για διάφορα μοντέλα για την ‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah και για $d_{50} = 0.2$ mm (A) μοντέλο Leont'gen (B) μοντέλο SBEACH (C) μοντέλο Edelman. (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Μακροχρόνια συστοιχία

Το μοντέλο του Bruun είναι το πιο ευαίσθητο στην αλλαγή του κυματικού ύψους (Σχήμα 5-28). Η ευαισθησία του μοντέλου του Bruun οφείλεται στην μεταβλητότητα του λόγου της απόστασης του σημείου περάτωσης (βάθος κλεισίματος) της παράκτιας ιζηματομεταφοράς από την ακτογραμμή προς το βάθος του (l/d , $d=h+B$) (βλ. Σχέση [3-19], Ενότητα 3.2) που εμφανίζεται στη ‘φυσική’ διατομή για διαφορετικές κυματικές συνθήκες. Η ευαισθησία των μοντέλων Dean και Kriebel & Dean (Σχήμα 5-28) οφείλεται στην μεταβλητότητα του βάθους (h_b) και του

πλάτους της θραύσης (w_b) (βλ. σχέσεις [3-22], [3-23]) που παρατηρείται για διαφορετικές κυματικές συνθήκες.

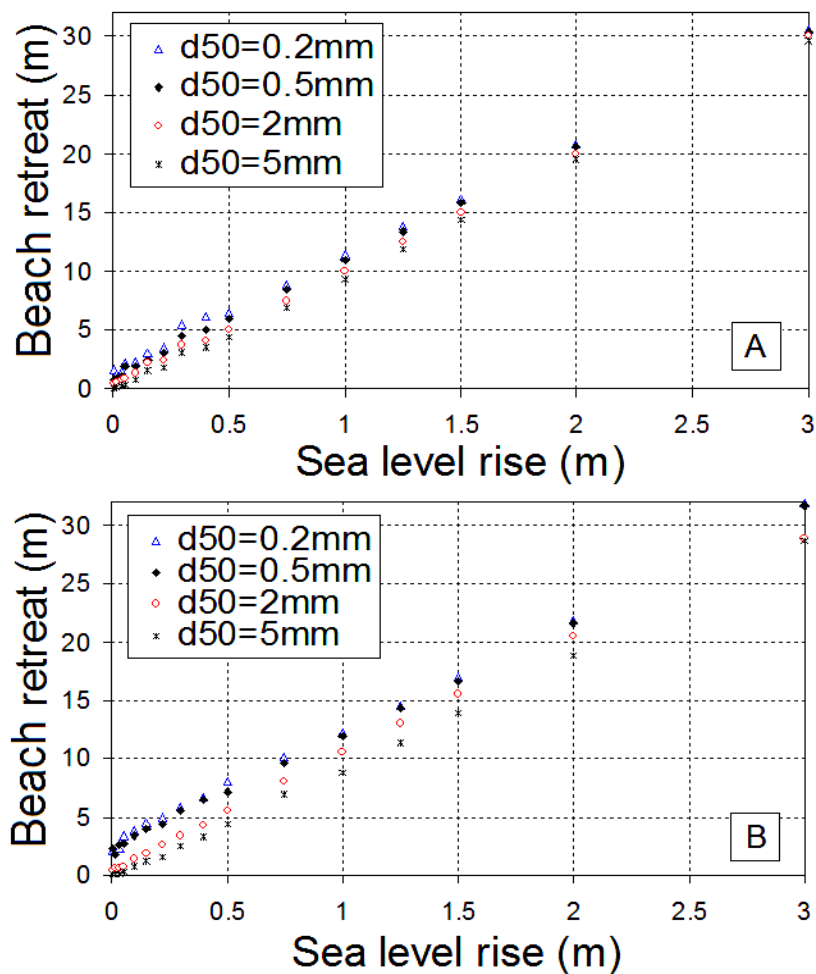


Σχήμα 5-28. Επίδραση του ύψους του κύματος στη σχέση μεταξύ ανέμου της στάθμης της θάλασσας και παραλιακής οπισθοχώρησης, για διάφορα μοντέλα για την ‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah και για $d_{50} = 0.2$ mm: (A) μοντέλο Bruun, (B) μοντέλο Dean και (C) μοντέλο Kriebel & Dean. (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Επίδραση της κοκκομετρίας του ιζήματος- Γραμμικές διατομές

Η παραλιακή οπισθοχώρηση στα ‘στατικά’ μοντέλα δεν εξαρτάται από την κοκκομετρία του ιζήματος καθώς αυτή δεν εμφανίζεται στις εκφράσεις για τον υπολογισμό της. Επομένως η επίδραση της κοκκομετρίας εξετάζεται μόνο για τα δυναμικά μοντέλα (Leont’gen, SBEACH) της βραχυχρόνιας συστοιχίας.

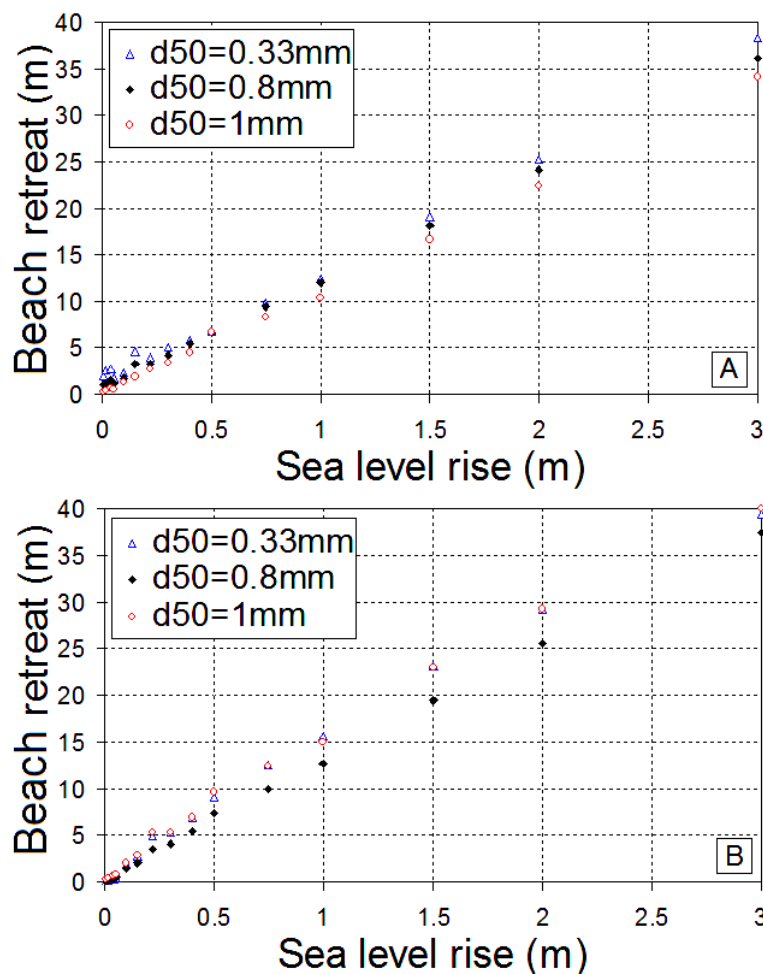
Τα μοντέλα δείχνουν μια τάση μείωσης της παραλιακής οπισθοχώρησης με την αύξηση της διαμέτρου των κόκκων του ιζήματος (Σχήμα 5-29), με το μοντέλο SBEACH να δείχνει λίγο μεγαλύτερη ευαισθησία από ότι το μοντέλο Leont’gen.



Σχήμα 5-29. Επίδραση του μεγέθους των κοκκών στη σχέση μεταξύ ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και παραλιακής οπισθοχώρησης για γραμμική διατομή (κλίση 1/10) και έντονη κυματική δράση ($H = 4\text{m}$, $T=8\text{s}$): (A) μοντέλο Leont'γεν, (B) μοντέλο SBEACH (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Επίδραση της κοκκομετρίας του ιζήματος- φυσικές διατομές

Για τη 'φυσική' διατομή και τα δύο δυναμικά μοντέλα δείχνουν ευαισθησία στην κοκκομετρία. Το μοντέλο Leont'γεν δίνει μια αρνητική σχέση μεταξύ της παραλιακής οπισθοχώρησης και του μεγέθους των κόκκων (Σχήμα 5-30), ενώ το μοντέλο SBEACH δεν δείχνει μια ξεκάθαρη σχέση μεταξύ της υποχώρησης της ακτογραμμής και της κοκκομετρίας.



Σχήμα 5-30. Επίδραση του μεγέθους των κοκών στη σχέση μεταξύ ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και παραλιακής οπισθοχώρησης για την ‘μεση’ διατομή του πειράματος Delilah και μέτρια κυματική δράση ($H = 2\text{m}$, $T=6\text{s}$): (A) μοντέλο Leont’gen, (B) μοντέλο SBEACH (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

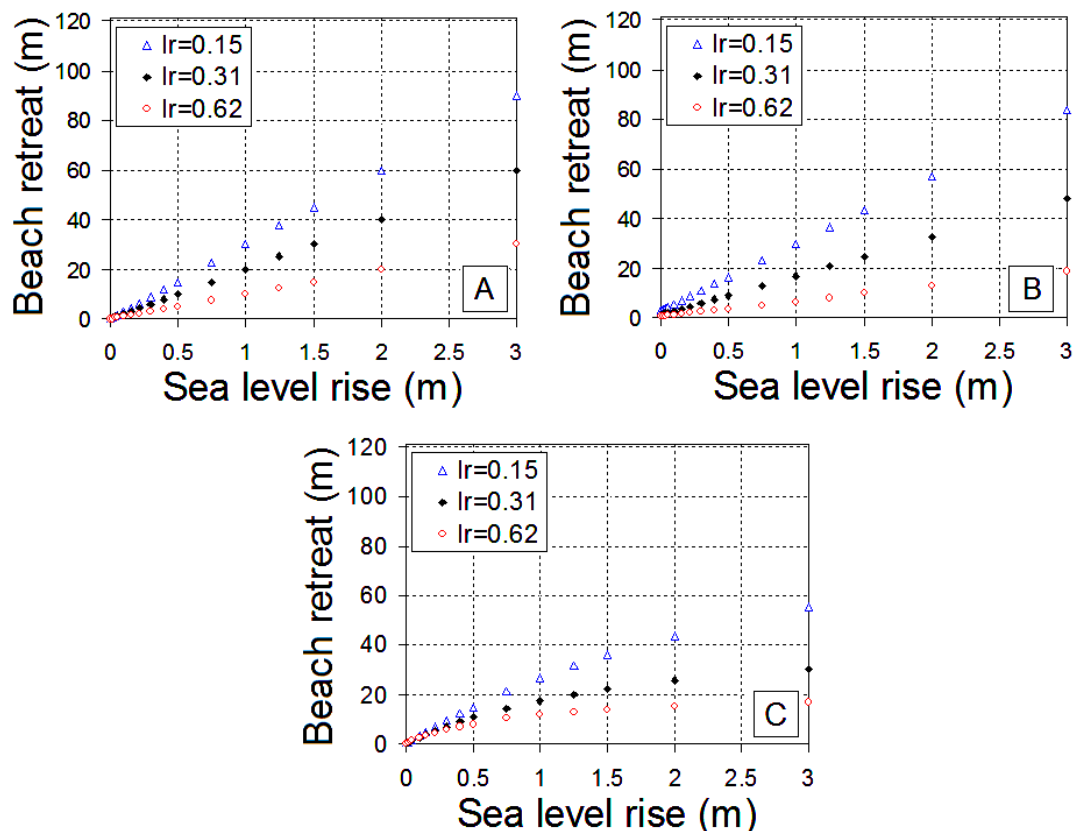
Επίδραση του τύπου της παραλίας

Για την εκτίμηση της επίδρασης του τύπου της παραλίας χρησιμοποιήθηκε ο αριθμός Iribarren ξ (Σχέση [5-1]), όπου το μήκος κύματος υπολογίστηκε για κάθε περίπτωση από τη σχέση διασποράς (dispersion relation, π.χ. Chadwick and Morfett (1998)).

Βραχυχρόνια συστοιχία

Τα αποτελέσματα για την βραχυχρόνια συστοιχία (Σχήμα 5-31 και Πίνακας 5-12) δείχνουν ότι με την αύξηση του ξ η παραλιακή οπισθοχώρηση μειώνεται, όπως άλλωστε αναμένεται καθώς ο ξ αυξάνει με την παραλιακή κλίση (Σχέση [5-1]). Μεγαλύτερη ευαισθησία δείχνουν τα μοντέλα Leont’gen και SBEACH και μικρότερη

το μοντέλο Edelman. Αυτό συμβαίνει επειδή το μοντέλο του Edelman δεν εξαρτάται από την κοκκομετρία του ιζήματος, όποτε ο αριθμός Iribaren ξ (και συνεπώς η παραλιακή κλίση και η καμπυλότητα του κύματος, βλ. Σχέση [5-1]) είναι η παράμετρος που διαμορφώνει την ευαισθησία του μοντέλου στον τύπο της παραλίας.

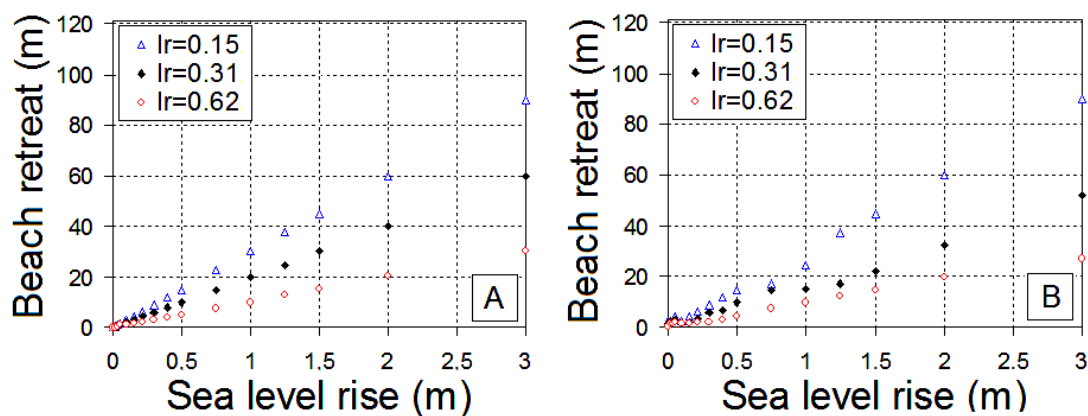


Σχήμα 5-31. Επίδραση του αριθμού Iribaren ξ και της κοκκομετρίας του ιζήματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της στάθμης της θάλασσας και παραλιακής οπισθοχώρησης, για τα διάφορα μοντέλα (γραμμικά προφίλ): (A) μοντέλο Leont'yeven, (B) μοντέλο SBEACH και (C) μοντέλο Edelman (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θάλασσας στάθμης).

Μακροχρόνια συστοιχία

Και τα δύο μοντέλα της συστοιχίας εμφανίζουν μεγάλη ευαισθησία στον τύπο της παραλίας παρόλο που είναι ανεξάρτητα από την κοκκομετρία. Οι οπισθοχωρήσεις που δίνει το μοντέλο του Bruun παρουσιάζουν μια 'συμμετρία' (Σχήμα 5-32A). Αυτό οφείλεται στο ότι το μοντέλο γίνεται ανεξάρτητο του ύψους κύματος σε γραμμικές διατομές, όπως προαναφέρθηκε) (βλ. επίδραση κυματικών συνθηκών). Δηλαδή μόνον η παραλιακή κλίση διαμορφώνει την ευαισθησία του μοντέλου στον τύπο της παραλίας. Αντίθετα, το μοντέλο Dean δίνει μεγαλύτερη μεταβλητότητα (Σχήμα 5-

32B), που οφείλεται στη διαφορετική ευαισθησία του στην παραλιακή κλίση σε σχέση με αυτή που παρουσιάζει στην καμπυλότητα του κύματος.

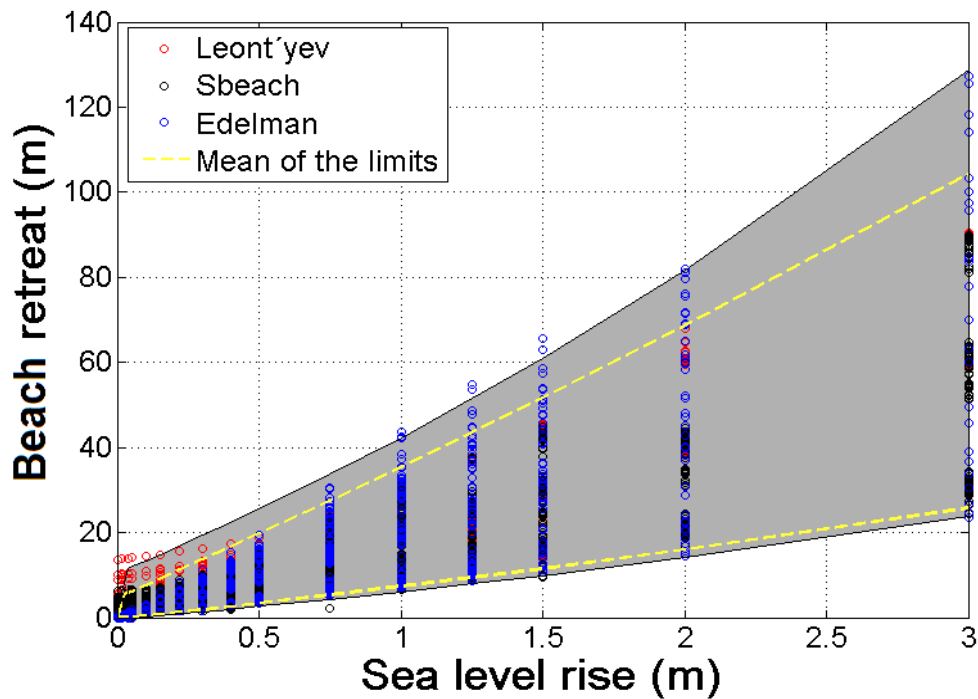


Σχήμα 5-32. Επίδραση του αριθμού Iribaren ξ και της κοκκομετρίας του ιζήματος στη σχέση μεταξύ ανόδου της στάθμης της θάλασσας και παραλιακής οπισθοχώρησης, για τα διάφορα μοντέλα (γραμμικά προφίλ): (A) μοντέλο Bruun και (B) μοντέλο Dean (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

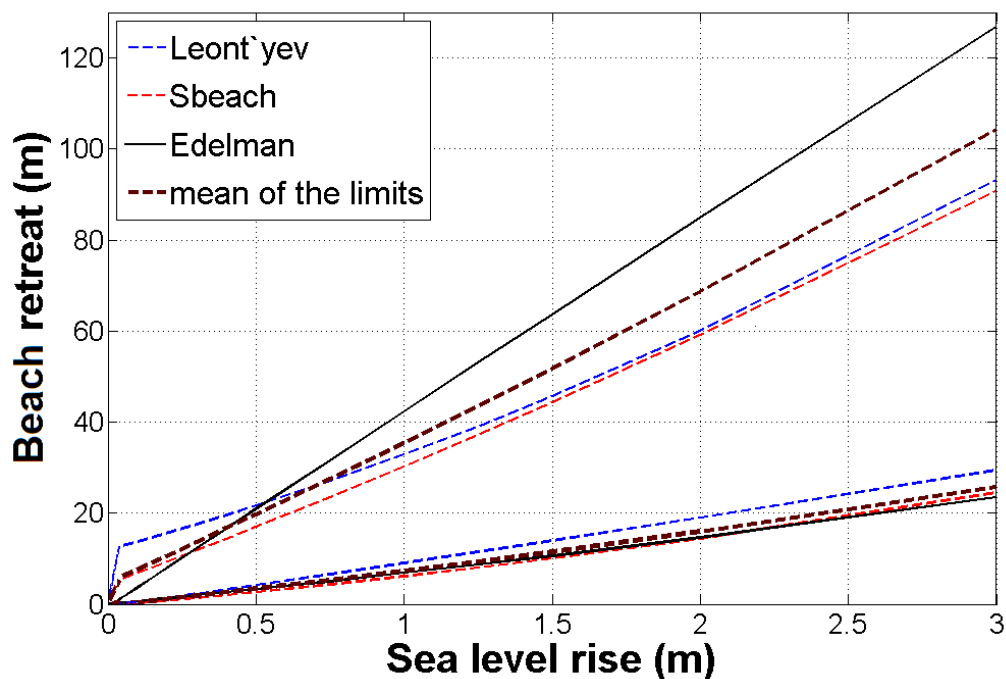
5.3.2 Προβλέψεις οπισθοχώρησης βραχυχρόνιας συστοιχίας (Μοντέλα Leont'yev, SBEACH, Edelman)

Γραμμικές διατομές

Με τα μοντέλα της βραχυχρόνιας συστοιχίας πραγματοποιήθηκαν 16384 (469 περιπτώσεις κλίσεις της παραλίας, κυματικών συνθηκών και κοκκομετρίας x 16 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης x 2 μοντέλα (Leont'yev και SBEACH) + 86 περιπτώσεις κλίσεις της παραλίας και κυματικών συνθηκών x 16 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης x 1 μοντέλο (Edelman, είναι λιγότερες οι περιπτώσεις γιατί το μοντέλο αυτό δεν εξαρτάται από την κοκκομετρία)) προσομοιώσεις για γραμμικές διατομές τα αποτελέσματα των οποίων απεικονίζονται στο Σχήμα 5-33. Για τις γραμμικές διατομές, τα αποτελέσματα των μοντέλων της βραχυχρόνιας συστοιχίας διαφέρουν αρκετά μεταξύ τους (Σχήμα 5-34). Το κοινό χαρακτηριστικό όλων των μοντέλων ήταν ότι πολύ σπάνια τα αποτελέσματα πρόβλεψης συμφωνούν με το απλό μοντέλο κλίσης - οπισθοχώρησης, δηλ. εκείνο στο οποίο η ακτή οπισθοχωρεί σύμφωνα με την παραλιακή κλίση.



Σχήμα 5-33. 16384 εκτιμήσεις της παραλιακής οπισθοχώρησης με τα μοντέλα Leont'yev, SBEACH και Edelman (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).



Σχήμα 5-34. Εύρη αποτελεσμάτων των μοντέλων της βραχυχρόνιας συστοιχίας για όλα τα πειράματα (διαφορετικές κλίσεις, κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες) με γραμμικές διατομές και οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων (mean of the limits) όλων των προβλέψεων (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Πίνακας 5-12. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα μοντέλα της βραχυχρόνιας συστοιχίας και για γραμμικές διατομές, διαφορετικούς αριθμούς Irribaren και διαφορετικές κοκκομετρίες.

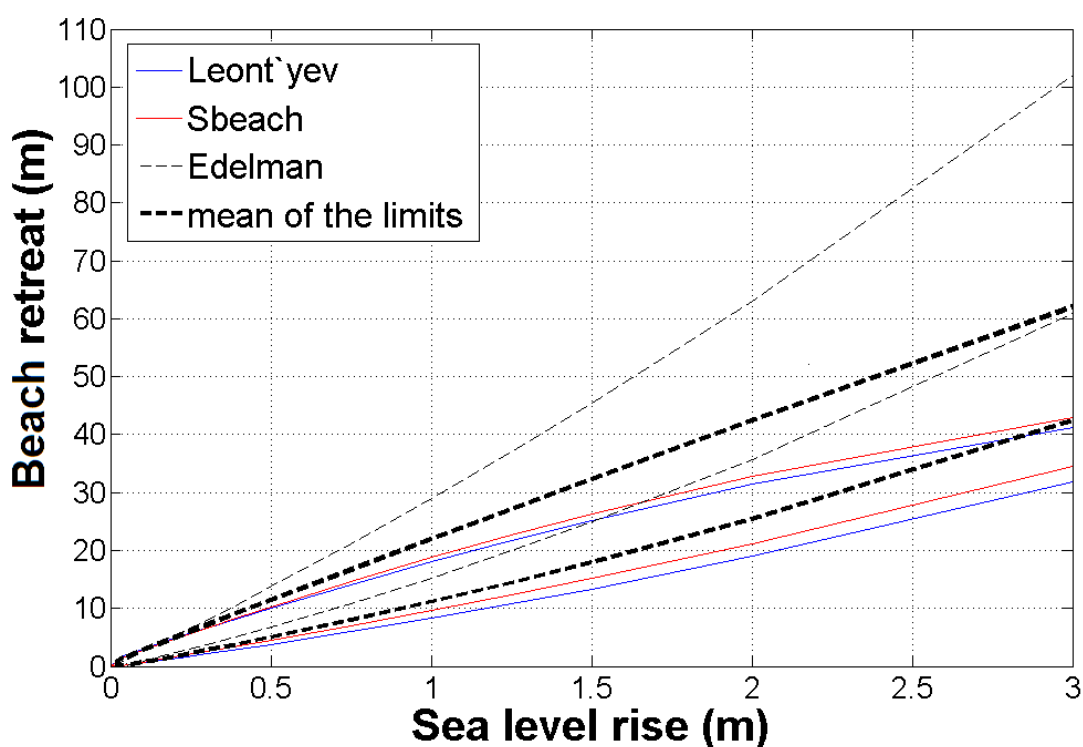
Μοντέλο		Leont' yev	SBEACH		Edelman		
d50 (mm)	Αριθμός Irribaren ξ	Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)					
		0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5
0.2	0.10	6.7	15.0	6.6	15.0	6.3	15
	0.18	4.6	10.2	4.4	10.0	4	9.5
	0.25	4.5	10.1	9.0	14.6	3.8	9.5
	0.26	4.5	10.0	7.6	13.7	3.7	9
	0.31	4.3	10.0	7.3	10.3	3.7	9.5
0.33	0.12	6.6	15.0	6.5	15	6.3	15
	0.17	6.5	14.9	5.7	14.7	6	14.6
	0.26	4.4	10.0	2.9	9.6	3.7	9
	0.31	4.3	10.0	3.25	9.9	3.7	9.5
	0.50	2.0	4.7	5.3	8.5	1.6	4.2
0.5	0.17	6.4	14.9	5.7	14.7	6.0	14.5
	0.31	4.2	9.8	3.8	9.8	3.7	9.4
	0.50	2.0	4.7	4.5	7.2	1.6	4.2
	0.62	2.3	4.8	2.0	6.5	1.4	3.6
	0.71	1.5	4.1	4.8	7.0	1.4	4.0
0.8	0.18	4.3	9.9	3.9	9.9	4	9.5
	0.25	4.2	10.0	2.2	9.9	3.8	9.5
	0.37	2.8	8.6	2.9	5.7	1.7	4
	0.52	2.5	5.2	3.1	5.7	1.5	3.6
	0.62	2.1	4.7	1.6	4.6	1.4	3.6
1	0.21	6.5	14.7	6.3	15.0	6.1	15.6
	0.31	4.2	9.8	4.8	9.7	3.7	9.5
	0.62	2.0	4.7	2.1	4.7	1.4	3.6
	0.71	1.5	4.2	2.3	4.7	1.4	4.0
2	0.27	4.3	11.9	3.6	9.9	3.6	8.3
	0.55	2.4	5.1	1.6	5.0	1.4	3.3
5	0.27	3.8	10.9	3.5	9.8	3.6	8.3
	0.55	1.8	4.4	1.1	4.3	1.4	3.3

Γενικά, τα μοντέλα δείχνουν μεγάλα εύρη αποτελεσμάτων, όπως αναμένεται καθώς δοκιμάστηκαν σενάρια με διαφορετικές κλίσεις (1/10, 1/15, 1/20, 1/25 και 1/30), κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες (Σχήμα 5-34). Το μοντέλο Edelman δίνει τα μεγαλύτερα εύρη αποτελεσμάτων αλλά και τα μοντέλα Leont'yev και SBEACH δίνουν σχετικά μεγάλα εύρη τιμών, με το δεύτερο να δίνει λίγο μεγαλύτερο εύρος προβλέψεων. Υπολογίσθηκαν επίσης οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας (ensemble) των μοντέλων (Σχήμα 5-34). Ο μέσος του κατώτερου ορίου των προβλέψεων βρέθηκε να δίνεται από την σχέση $s = 0.54 a^2 + 7.08 a - 0.31$ ($R^2 = 0.998$) και του ανώτερου $s = 1.23 a^2 + 29.52 a + 4.71$ ($R^2 = 0.996$), όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση (σε m) και a η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (σε m). Συνεπώς τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των

προβλέψεων της συστοιχίας των μοντέλων για γενικευμένες συνθήκες (για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. διαφορετικές κλίσεις, κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων) είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m, 0.50 m (δηλ. την κατώτερη και ανώτερη πρόβλεψη του IPCC για το 2100) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) 1.3 – 11.3 m, 3.4 – 19.8 m και 7.3 – 35.5 m, αντίστοιχα.

Φυσικές διατομές

Για τη φυσική διατομή (‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah), τα αποτελέσματα των μοντέλων διαφοροποιούνται περισσότερο. Τα δύο υπολογιστικά πεπλεγμένα μοντέλα (τα μοντέλα Leont`yev και SBEACH) δείχνουν τα μικρότερα εύρη τιμών και τις μικρότερες οπισθοχωρήσεις (μικρότερες από 10 m για 0.5 m άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για όλες τις συνθήκες), ενώ το μοντέλο Edelman δίνει το μεγαλύτερο εύρος τιμών και μεγάλες οπισθοχωρήσεις (Σχήμα 5-35).



Σχήμα 5-35. Εύρη αποτελεσμάτων των μοντέλων της βραχυχρόνιας συστοιχίας για όλα τα πειράματα (διαφορετικές κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες) για τη φυσική διατομή (‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah). Φαίνονται επίσης τα μέσα των κατώτερων και ανώτερων ορίων (mean of the limits) όλων των προβλέψεων (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Υπολογίσθηκαν οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας (ensemble) των μοντέλων (Σχήμα 5-35). Τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των προβλέψεων της συστοιχίας των μοντέλων για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. για διαφορετικές κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m, 0.50 m (δηλ. τις ανώτερες και κατώτερες προβλέψεις του IPCC για το 2100) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010): 1.9 – 5.3 m, 5 – 11.4 m και 11.2 – 22 m, αντίστοιχα.

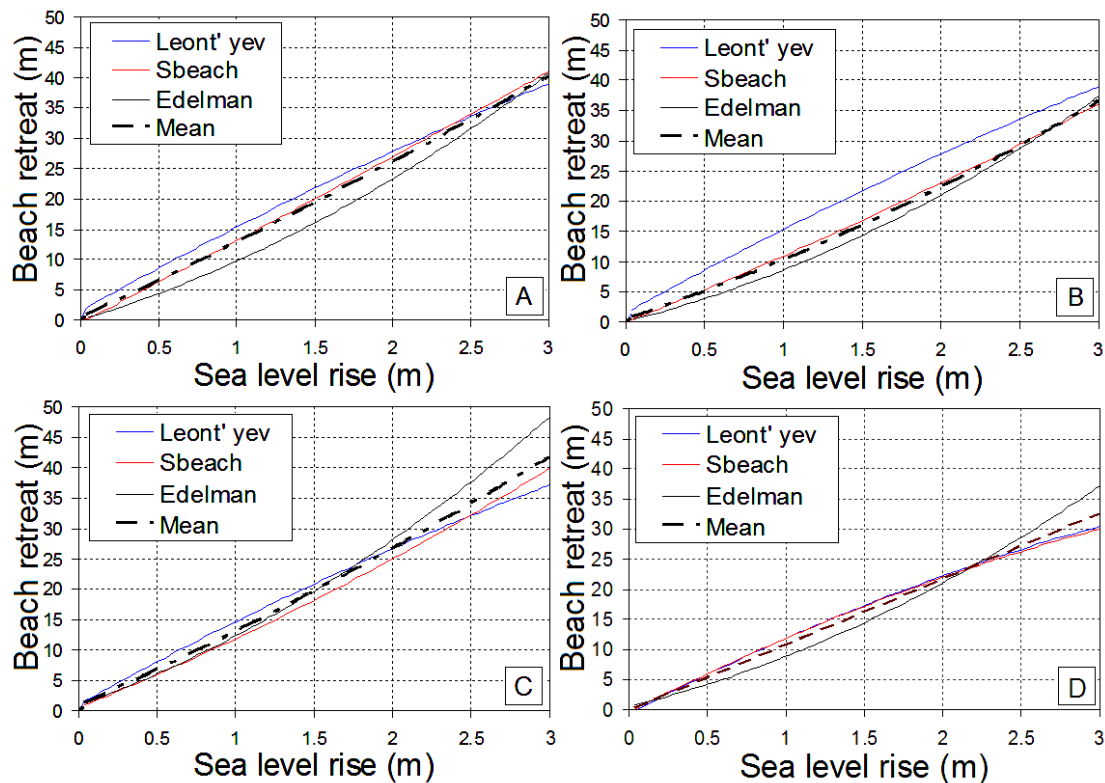
Το γεγονός ότι τα πειράματα αναφέρονται σε μια αρχική διατομή και συνεπώς σε μια μόνο παραλιακή κλίση, έχει σαν αποτέλεσμα ο αριθμός Irribaren (ξ) να εξαρτάται μόνο από την καμπυλότητα (steepness) του κύματος (H/L , βλ. Σχέση 4-1), αυξανόμενος με την μείωση της. Τα αποτελέσματα (βλ. Πίνακα 5-13) δείχνουν ότι η αύξηση του ξ (και συνεπώς η μείωση της κυματικής καμπυλότητας) συνδέεται με μικρότερες παράκτιες υποχωρήσεις σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις. Φαίνεται ότι όλα τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν δίνουν αποτελέσματα συμβατά με την υπόθεση ότι κύματα μικρότερης καμπυλότητας δημιουργούν μικρότερες παράκτιες διαβρώσεις (Carter, 1988· Komar, 1998).

Πίνακας 5-13. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα μοντέλα της βραχυχρόνιας συστοιχίας και για την ‘φυσική’ διατομή, με διαφορετικούς αριθμούς Irribaren και διαφορετικές κοκκομετρίες.

Μοντέλο		Leont' yev		SBEACH		Edelman	
d50 (mm)	Αριθμός Irribaren ξ	Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)					
		0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5
0.2	0.20	3.3	6.9	3.2	6.7	3.3	8.8
	0.29	3.1	7.1	3.3	7.3	3.7	9.1
	0.41	2.8	7.1	3.1	6.7	2.7	6.9
0.8	0.29	3.1	6.6	2.7	6.8	3.7	9.1
	0.35	3.3	6.6	3.5	7.4	3.7	8.9
	0.41	3.0	6.6	2.7	6.8	2.7	6.9
2	0.37	2.9	7.3	7.2	11.6	5.6	13.1
	0.68	1.4	4.0	5.4	10.3	2.4	5.9
5	0.37	4.1	11.2	3.2	5.5	5.6	13.1
	0.68	3.2	10.7	1.14	3.8	2.4	5.9

Τα μοντέλα της βραχυχρόνιας συστοιχίας εξετάστηκαν και για την περίπτωση των φυσικών διατομών της περιοχής Duck (‘μέσα’ προφίλ των πειραμάτων Delilah,

Duck94 και SandyDuck) και του κόλπου Christchurch, χρησιμοποιώντας τις συνθήκες κύματος και κοκκομετρίας που μετρήθηκαν στις περιοχές κατά τη διάρκεια των πειραμάτων. Τα αποτελέσματα των μοντέλων της βραχυχρόνιας συστοιχίας δίνονται γραφικά στο Σχήμα 5-36, ενώ οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα διαφορετικά μοντέλα της συστοιχίας παρατίθενται στον Πίνακα 5-14. Παρατηρείται ότι τα αποτελέσματα των μοντέλων διαφέρουν αρκετά μεταξύ τους. Μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις δίνει το μοντέλο Leont'yev, με εξαίρεση τις μεγάλες ανόδους της θάλασσας στάθμης, όπου το μοντέλο Edelman δίνει παρόμοιες και μεγαλύτερες προβλέψεις από το μοντέλο Leont'yev. Το μοντέλο SBEACH δίνει μεσαίες οπισθοχωρήσεις.



Σχήμα 5-36. Οι οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής, με την άνοδο της θάλασσας στάθμης, των 3 μοντέλων της βραχυχρόνιας συστοιχίας καθώς και η μέση τιμή (mean) όλων των προβλέψεων για τη 'μέση' διατομή του πειράματος: A) Delilah, B) Duck94, C) SandyDuck και D) Christchurch Bay (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θάλασσας στάθμης).

Πίνακας 5-14. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα διαφορετικά μοντέλα της βραχυχρόνιας συστοιχίας και για τις ‘μέσες’ διατομές των πειραμάτων Delilah, Duck94, SandyDuck και Christchurch.

Μοντέλο		Leont' yev	SBEACH		Edelman		
Πείραμα		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)					
		0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5
Duck	Delilah	5.2	9.4	2.6	6.7	1.9	4.4
	Duck94	3.1	5.9	2.3	5.7	1.8	3.9
	SandyDuck	4.2	8.3	3.5	6.4	3.1	5.9
Cristchurch bay (προστατευμένο τμήμα)	<i>H=1.2 m, T=5 sec</i>	1.8	4.9	2.0	4.9	2.0	4.1
	<i>H=3.2 m, T=7.8 sec</i>	2.2	5.3	1.6	4.3	3.7	7.4
Cristchurch bay (απροστάτευτο τμήμα)	<i>H=1.2 m, T=5 sec</i>	2.3	5.4	2.6	5.4	2.3	4.6
	<i>H=3.2 m, T=7.8 sec</i>	2.9	5.8	2.7	5.5	4.3	8.6

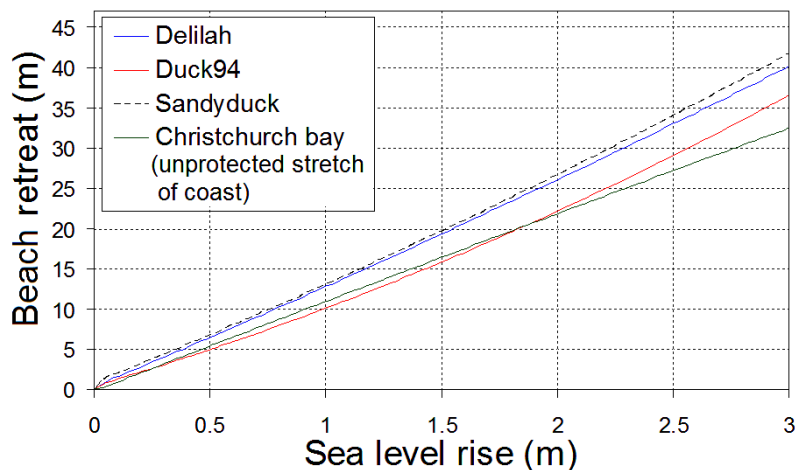
Υπολογίστηκαν οι μέσοι όροι των προβλέψεων της συστοιχίας των μοντέλων και για τις διατομές των περιοχών Duck και Christchurch. Οι μέσες τιμές της οπισθοχώρησης για ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.22, 0.50 (κατώτερο και ανώτερο όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007)) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) παρατίθενται στον Πίνακα 5-15.

Πίνακας 5-15. Οι τιμές της οπισθοχώρησης για τις διατομές των πειραμάτων Delilah, Duck94, SandyDuck και Christchurch για ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.22, 0.50 και 1 m.

Πείραμα		Άνοδος της θαλασσιάς στάθμης (m)		
		0.22	0.50	1
Duck	Delilah	3.2	6.8	12.2
	Duck94	2.4	5.2	10.5
	SandyDuck	3.6	6.9	13.3
Cristchurch bay (προστατευμένο τμήμα)	<i>H=1.2 m, T=5 sec</i>	1.9	4.6	9.5
	<i>H=3.2 m, T=7.8 sec</i>	2.5	5.7	11.0
Cristchurch bay (απροστάτευτο τμήμα)	<i>H=1.2 m, T=5 sec</i>	2.4	5.1	10.8
	<i>H=3.2 m, T=7.8 sec</i>	3.3	6.6	13.4

Οι μέσες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής λόγω ανέμου της θαλάσσιας στάθμης, που δίνει η συστοιχία των μοντέλων για τις φυσικές διατομές (‘μέσα’

προφίλ από EOF ανάλυση) των πειραμάτων Delilah, Duck94, SandyDuck και Christchurch δίνονται στο Σχήμα 5-37. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα, μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις προβλέπονται για τη διατομή του πειράματος Delilah (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:14), λίγο μικρότερες οπισθοχωρήσεις για τη διατομή SandyDuck (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:15) ενώ για τη διατομή του πειράματος Duck94 αναμένονται οι μικρότερες οπισθοχωρήσεις (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:13.75)· μικρότερες οπισθοχωρήσεις, από εκείνες του πειράματος Duck94, προβλέπονται για τη διατομή από το απροστάτευτο τμήμα του κόλπου Christchurch (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:13.5). Σύμφωνα με το απλό μοντέλο κλίσης-οπισθοχώρησης οι μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις θα αναμένονταν για τη διατομή από το πείραμα SandyDuck, καθώς έχει την πιο ήπια κλίση στη ζώνη αναρρίχησης. Υπολογίστηκαν οι διαφορές των αποτελεσμάτων της συστοιχίας με το απλό μοντέλο και βρέθηκαν σημαντικές αποκλίσεις που φτάνουν μέχρι τα 6.1 m.



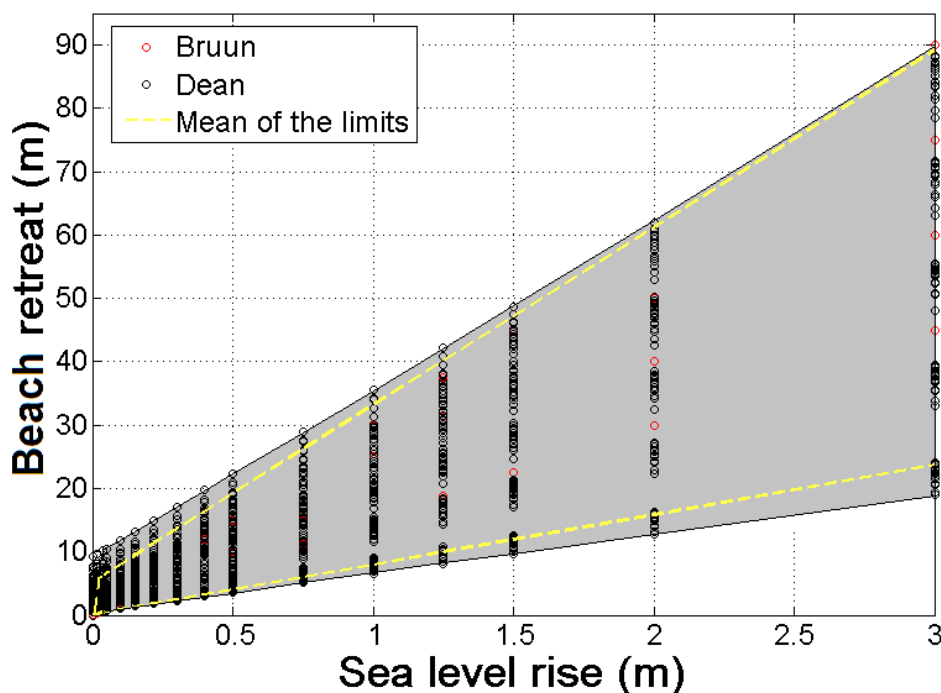
Σχήμα 5-37. Οι μέσες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής, με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, που δίνει η βραχυχρόνια συστοιχία των μοντέλων για τις ‘φυσικές’ διατομές (‘μέσα’ προφίλ από EOF ανάλυση) των πειραμάτων Delilah, Duck94, SandyDuck και Christchurch (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

5.3.3 Προβλέψεις οπισθοχώρησης μακροχρόνιας συστοιχίας (Μοντέλα Bruun, Dean, Kriebel & Dean)

Γραμμικές διατομές

Τα αποτελέσματα των μοντέλων της μακροχρόνιας συστοιχίας για τις γραμμικές διατομές (μοντέλα Bruun and Dean) διαφέρουν μεταξύ τους για όλες

σχεδόν τις συνθήκες. Όπως παρατηρήθηκε και στη βραχυχρόνια συστοιχία, τα αποτελέσματα κάποιου μοντέλου σπάνια συμφωνούν με το απλό μοντέλο οπισθοχώρησης (κλίσης –οπισθοχώρησης). Γενικά, τα μοντέλα δείχνουν μεγάλα εύρη αποτελεσμάτων, όπως αναμένεται αφού δοκιμάστηκαν σενάρια με διαφορετικές κλίσεις (1/10, 1/15, 1/20, 1/25 και 1/30), κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες (Σχήμα 5-38, Σχήμα 5-39 και Πίνακας 5-16).



Σχήμα 5-38. 2752 (86 περιπτώσεις κλίσεις της παραλίας, κυματικών συνθηκών και κοκκομετρίας x 16 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης x 2 μοντέλα) εκτιμήσεις της παραλιακής οπισθοχώρησης με τα μοντέλα Bruun and Dean (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

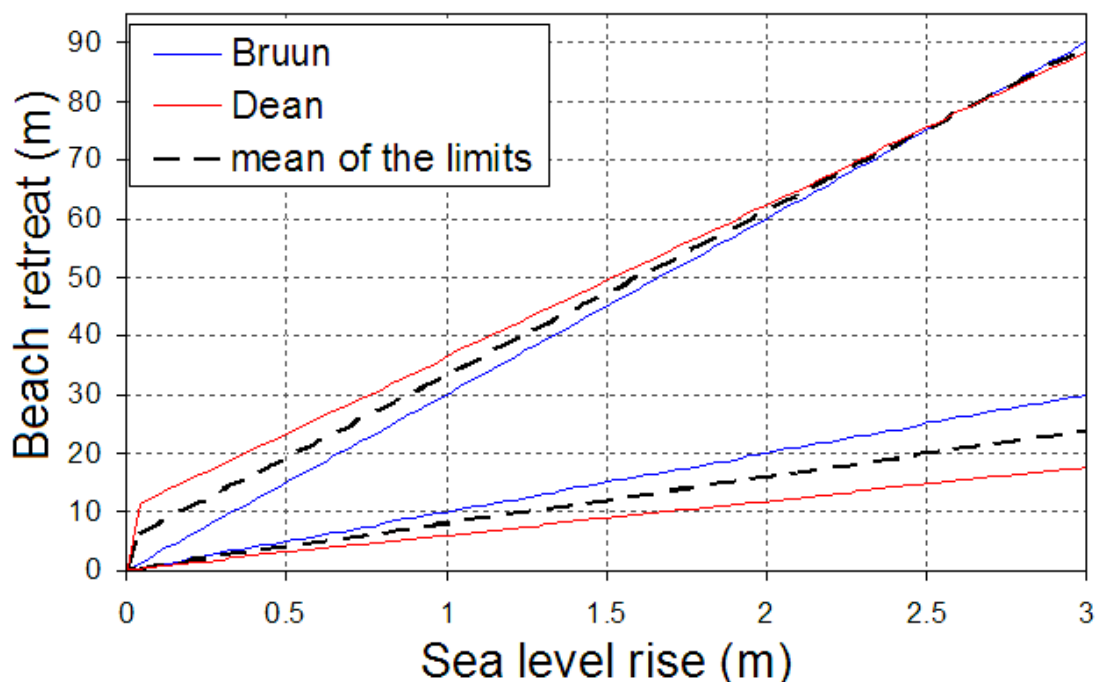
Το μοντέλο Bruun δίνει το μικρότερο εύρος αποτελεσμάτων (αφού στην περίπτωση των γραμμικών διατομών εξαρτάται μόνον από την κλίση (βλ. κατωτέρω). Για το μοντέλο του Dean παρατηρείται μεγάλο εύρος τιμών και μεγάλες οπισθοχωρήσεις για μικρές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης.

Υπολογίσθηκαν επίσης οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας (ensemble) των μοντέλων (Σχήμα 5-39). Ο μέσος του κατώτερου ορίου των προβλέψεων βρέθηκε να δίνεται από την σχέση $s = -0.001\alpha^2 + 7.9\alpha + 0.1$ ($R^2 = 1$) και του ανώτερου $s = 5E-05\alpha^2 + 28\alpha + 5.2$ ($R^2 = 1$), όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση (σε m) και α η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (σε m).

Συνεπώς τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των προβλέψεων της συστοιχίας των μοντέλων για γενικευμένες συνθήκες (για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. διαφορετικές κλίσεις, κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων) είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m, 0.50 m (δηλ. την κατώτερη και ανώτερη πρόβλεψη του IPCC για το 2100) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) 1.8 – 11.4 m, 4 – 19.2 m και 8 – 33.2 m αντίστοιχα.

Πίνακας 5-16. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα μοντέλα της μακροχρόνιας συστοιχίας και για γραμμικές διατομές, διαφορετικούς αριθμούς Irribaren και διαφορετικές κοκκομετρίες.

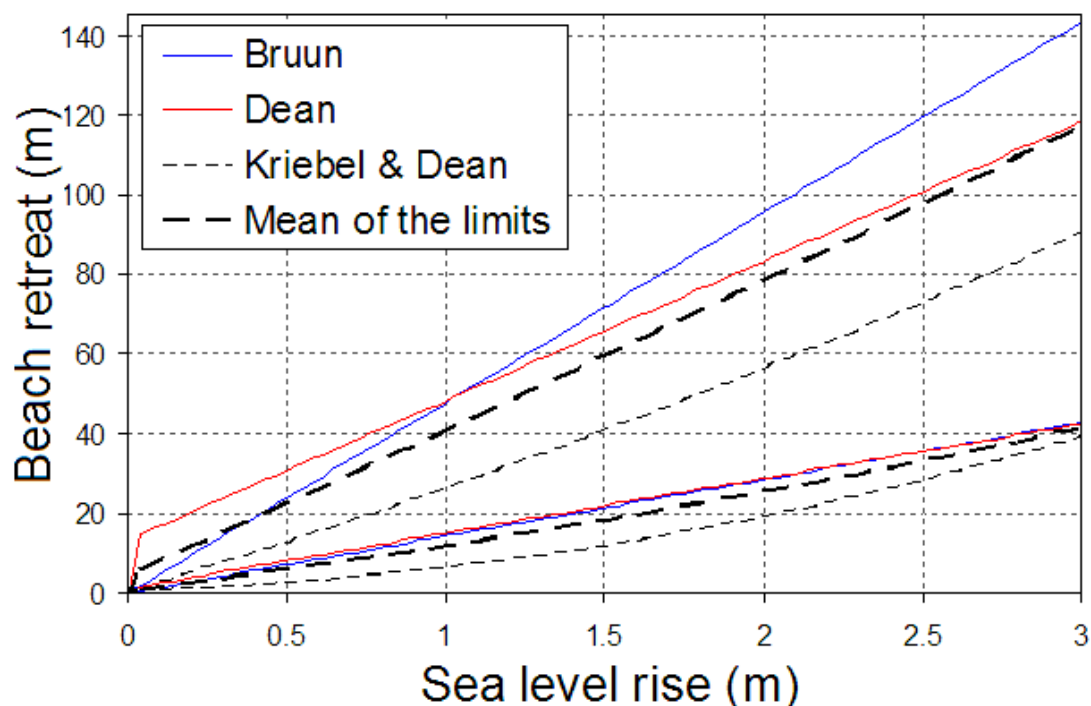
Μοντέλο		Bruun		Dean	
d50 (mm)	Αριθμός Irribaren ξ	Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)			
		0.22	0.5	0.22	0.5
0.2	0.10	6.6	15	10.9	18.7
	0.18	4.4	10	6.3	11.2
	0.25	4.4	10	5.1	9.7
	0.26	4.4	10	5.6	10.2
	0.31	4.4	10	4.6	8.9
0.33	0.12	6.6	15	10	17.7
	0.17	6.6	15	9.1	16.4
	0.26	4.4	10	5.7	10.2
	0.31	4.4	10	4.6	8.9
	0.50	2.2	5	1.9	3.8
0.5	0.17	6.6	15	9.1	16.4
	0.31	4.4	10	4.6	8.9
	0.50	2.2	5	1.9	3.8
	0.62	2.2	5	1.8	3.5
	0.71	2.2	5	1.5	3.1
0.8	0.18	4.4	10	6.3	11.2
	0.25	4.4	10	5.1	9.7
	0.37	2.2	5	3.1	5.2
	0.52	2.2	5	2.3	4.2
	0.62	2.2	5	1.8	3.5
1	0.21	6.6	15	7.5	14.6
	0.31	4.4	10	4.6	8.9
	0.62	2.2	5	1.8	3.5
	0.71	2.2	5	1.5	3.1
2	0.27	4.4	10	8.9	13.4
	0.55	2.2	5	3.6	5.4
5	0.27	4.4	10	8.9	13.4
	0.55	2.2	5	3.6	5.4



Σχήμα 5-39. Εύρη αποτελεσμάτων των μοντέλων της μακροχρόνιας συστοιχίας για όλα τα πειράματα (διαφορετικές κλίσεις, κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες) με γραμμικές διατομές και οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων (mean of the limits) όλων των προβλέψεων (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Φυσικές διατομές

Για τη ‘φυσική’ διατομή (‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah), τα αποτελέσματα των μοντέλων της μακροχρόνιας συστοιχίας (δηλ. τα μοντέλα Bruun, Dean, Kriebel & Dean) διαφοροποιούνται ακόμα περισσότερο για όλες τις συνθήκες. Υπολογίσθηκαν οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας (Σχήμα 5-40). Τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των προβλέψεων της συστοιχίας για γενικευμένες συνθήκες (για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. για διαφορετικές κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων) είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m, 0.50 m (δηλ. τις ανώτερες και κατώτερες προβλέψεις του IPCC για το 2100) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) 2.7 – 11.1 m, 5.6 – 20.9 m και 10.6 – 37.9 αντίστοιχα.



Σχήμα 5-40. Εύρη αποτελεσμάτων των μοντέλων της μακροχρόνιας συστοιχίας για όλα τα πειράματα (διαφορετικές κυματικές συνθήκες και κοκκομετρίες) για την ‘φυσική’ διατομή (‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah). Φαίνονται επίσης οι μέσοι των κατώτερων και ανώτερων ορίων (mean of the limits) όλων των προβλέψεων (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Το μοντέλο του Bruun δίνει το μεγαλύτερο εύρος και τις μεγαλύτερες τιμές παραλιακής οπισθοχώρησης, το μοντέλο του Dean το μικρότερο εύρος αποτελεσμάτων και το μοντέλο των Kriebel and Dean τις μικρότερες τιμές οπισθοχώρησης και το μικρότερο εύρος (Σχήμα 5-40).

Τα μοντέλα της μακροχρόνιας συστοιχίας εξετάστηκαν και για την περίπτωση των 3 φυσικών διατομών της περιοχής Duck (‘μέσα’ προφίλ των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck) και 1 διατομής του κόλπου Cristchurch, χρησιμοποιώντας τις συνθήκες κύματος και κοκκομετρίας που παρατηρήθηκαν στις περιοχές κατά τη διάρκεια των πειραμάτων. Τα αποτελέσματα δίνονται γραφικά στα Σχήματα 5-41A, B, C και D ενώ οι τιμές της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα διαφορετικά μοντέλα της συστοιχίας παρατίθενται στον Πίνακα 5-18.

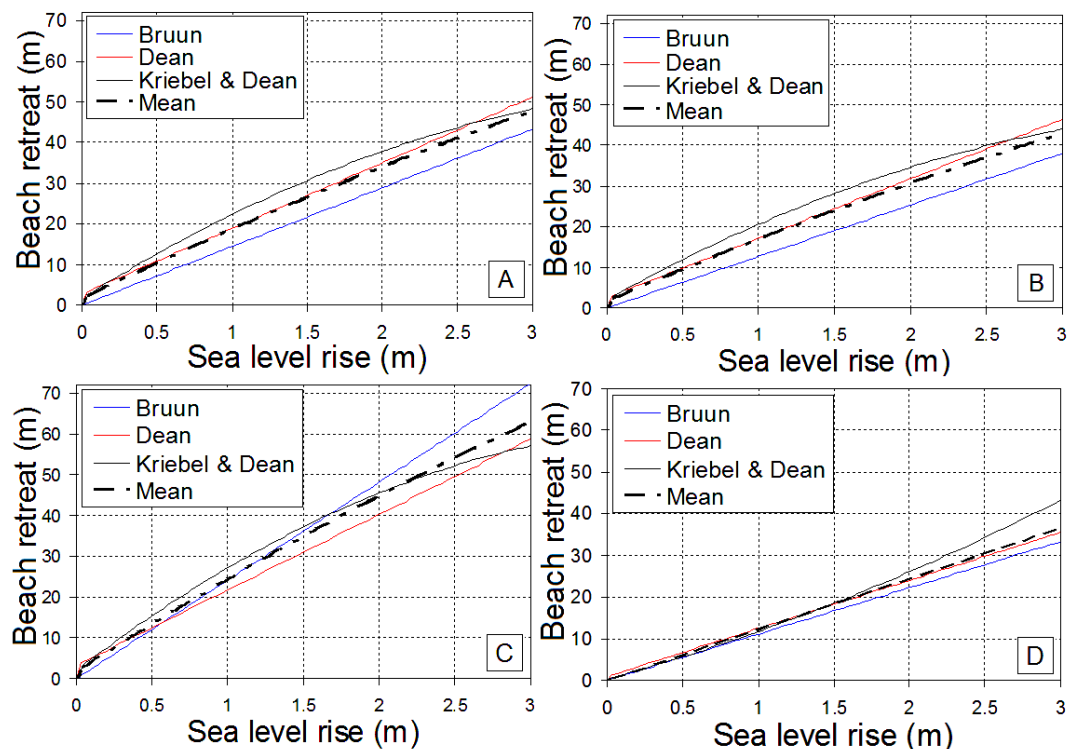
Πίνακας 5-17. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα μοντέλα της μακροχρόνιας συστοιχίας και για ‘φυσική’ διατομή, διαφορετικούς αριθμούς Iribaren και διαφορετικές κοκκομετρίες.

Μοντέλο		Bruun	Dean	Kriebel & Dean			
d50 (mm)	Αριθμός Iribaren ξ	Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)					
		0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5
0.2	0.20	3.9	8.9	3.8	7.6	0.7	1.4
	0.29	4.2	9.5	5.1	9.6	1.7	3.6
	0.41	4.1	9.2	3.2	6.3	0.8	1.5
0.8	0.29	4.2	9.5	5.1	9.6	1.7	3.6
	0.35	4.1	9.2	5.3	9.8	2.1	4.4
	0.41	3.5	8.0	3.2	6.3	0.8	1.5
2	0.37	10.4	23.6	12.8	19.8	6.1	13.3
	0.68	3.1	7.1	3.2	6.3	2.4	4.2
5	0.37	10.4	23.6	12.8	19.8	6.1	13.3
	0.68	3.1	7.1	3.2	6.3	2.4	4.2

Πίνακας 5-18. Εκτιμήσεις της οπισθοχώρησης της ακτογραμμής για το κατώτερο (0.22 m) και ανώτερο (0.50 m) όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007) σύμφωνα με τα διαφορετικά μοντέλα της μακροχρόνιας συστοιχίας και για τις ‘μέσες’ διατομές των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck.

Μοντέλο		Bruun	Dean	Kriebel & Dean			
Πείραμα		Άνοδος θαλάσσιας στάθμης (m)					
		0.22	0.5	0.22	0.5	0.22	0.5
Duck	Delilah	3.2	7.2	6.3	10.8	6.9	13.9
	Duck94	2.8	5.1	5.7	8.4	7.0	11.5
	SandyDuck	5.3	12.0	7.3	12.5	8.5	16.3
Cristchurch bay (προστατευμένο τμήμα)	$H=1.2\text{ m}, T=5\text{ sec}$	2.0	4.5	2.8	3.8	1.6	2.6
	$H=3.2\text{ m}, T=7.8\text{ sec}$	5.3	12.1	6.3	7.5	4.1	6.1
Cristchurch bay (απροστάτευτο τμήμα)	$H=1.2\text{ m}, T=5\text{ sec}$	2.4	5.6	3.5	6.7	2.9	6.2
	$H=3.2\text{ m}, T=7.8\text{ sec}$	5.5	12.5	7.8	8.6	4.7	7.4

Υπολογίστηκαν οι μέσοι όροι των προβλέψεων της μακροχρόνιας συστοιχίας των μοντέλων για τις 3 διατομές της περιοχής Duck και για τη διατομή του κόλπου Christchurch. Οι οπισθοχωρήσεις για ανυψώσεις 0.22, 0.50 (κατώτερο και ανώτερο όριο των προγνώσεων του IPCC (IPCC, 2007)) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) παρατίθενται στον Πίνακα 5-19.



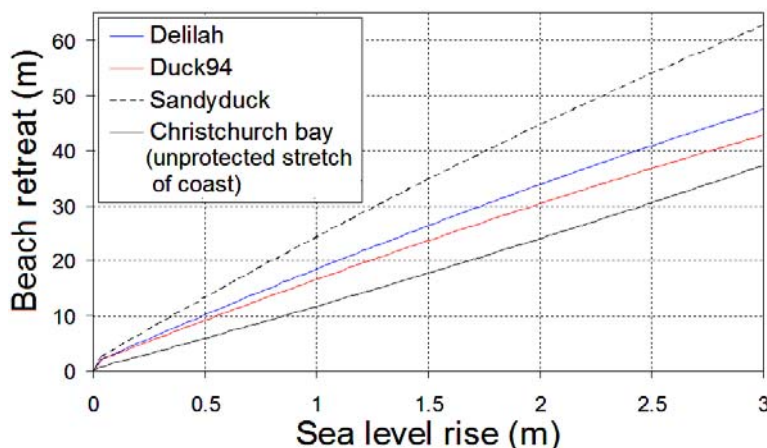
Σχήμα 5-41. Οι οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής, με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, των 3 μοντέλων της μακροχρόνιας συστοιχίας καθώς και η μέση τιμή (mean) όλων των προβλέψεων για τη ‘μέση’ διατομή του πειράματος A) Delilah, B) Duck94, C) SandyDuck και D) Christchurch (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Πίνακας 5-19. Παραλιακή οπισθοχώρηση με άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για τις διατομές των πειραμάτων Delilah, Duck94, SandyDuck και Christchurch καθώς και οι τιμές της οπισθοχώρησης για ανυψώσεις της μέσης θαλάσσιας στάθμης 0.22, 0.50 και 1 m.

Πείραμα		Άνοδος της θαλάσσιας στάθμης (m)		
		0.22	0.50	1
Duck	Delilah	5.5	10.7	18.8
	Duck94	5.2	10.0	16.6
	SandyDuck	7.0	13.6	24.6
Christchurch Bay (προστατευμένο τμήμα)	$H=1.2\text{ m}, T=5\text{ sec}$	2.1	3.6	7,6
	$H=3.2\text{ m}, T=7.8\text{ sec}$	5.2	8.6	17,7
Christchurch Bay (απροστάτευτο τμήμα)	$H=1.2\text{ m}, T=5\text{ sec}$	2.9	6.2	9,6
	$H=3.2\text{ m}, T=7.8\text{ sec}$	6	9.5	20,3

Οι μέσες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής που δίνει η μακροχρόνια συστοιχία των μοντέλων για τις ‘φυσικές’ διατομές (‘μέσα’ προφίλ από EOF ανάλυση) των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck δίνονται στο Σχήμα 5-42. Μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις για την περιοχή Duck προβλέπονται για το προφίλ του

πειράματος SandyDuck (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:15), λίγο μικρότερες οπισθοχωρήσεις για το προφίλ του πειράματος Delilah (η κλίση στη ζώνη αναρρίχησης είναι 1:14), ενώ για το προφίλ του πειράματος Duck94 (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:13.75) αναμένονται οι ελάχιστες οπισθοχωρήσεις. Για τη διατομή από το προστατευμένο τμήμα του κόλπου Christchurch (η κλίση στη ζώνη αναρρίχησης είναι 1:13.5) προβλέπονται οι ελάχιστες οπισθοχωρήσεις για όλα τα πειράματα.



Σχήμα 5-42. Οι μέσες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής, με την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, που δίνει η μακροχρόνια συστοιχία των μοντέλων για τις ‘φυσικές’ διατομές (‘μέσα’ προφίλ από EOF ανάλυση) των πειραμάτων Delilah, Duck94, SandyDuck και Christchurch (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Σύμφωνα με το απλό μοντέλο αναμένονται μέγιστες οπισθοχωρήσεις για την διατομή SandyDuck, καθώς παρουσιάζει την πιο ήπια κλίση στη ζώνη αναρρίχησης. Ενώ όμως η τάση των αποτελεσμάτων της παρούσας εργασίας συμφωνεί με το απλό γραμμικό μοντέλο, υπάρχουν σημαντικές ποσοτικές διαφορές με αποκλίσεις που βρέθηκαν να φτάνουν τα 18 m.

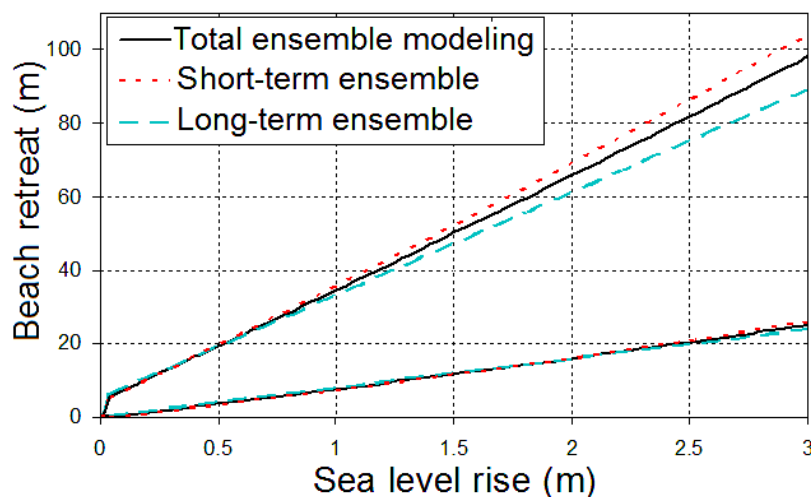
5.4 Σύγκριση αποτελεσμάτων των δύο συστοιχιών και του μοντέλου Boussinesq

5.4.1 Σύγκριση των δύο συστοιχιών

Γραμμικές διατομές

Τα αποτελέσματα από τις δύο συστοιχίες μοντέλων (για τις γραμμικές διατομές) συγκρίνονται στο Σχήμα 5-43, όπου δίνονται τα μέσα ανώτερα και

κατώτερα όρια των μοντέλων των δύο συστοιχιών καθώς και τα μέσα ανώτερα και κατώτερα όρια που προκύπτουν από το σύνολο των μοντέλων (και των 2 συστοιχιών μαζί). Παρατηρείται ότι η βραχυχρόνια συστοιχία εμφανίζει μεγαλύτερο εύρος τιμών και μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις σε σχέση με τη μακροχρόνια συστοιχία.

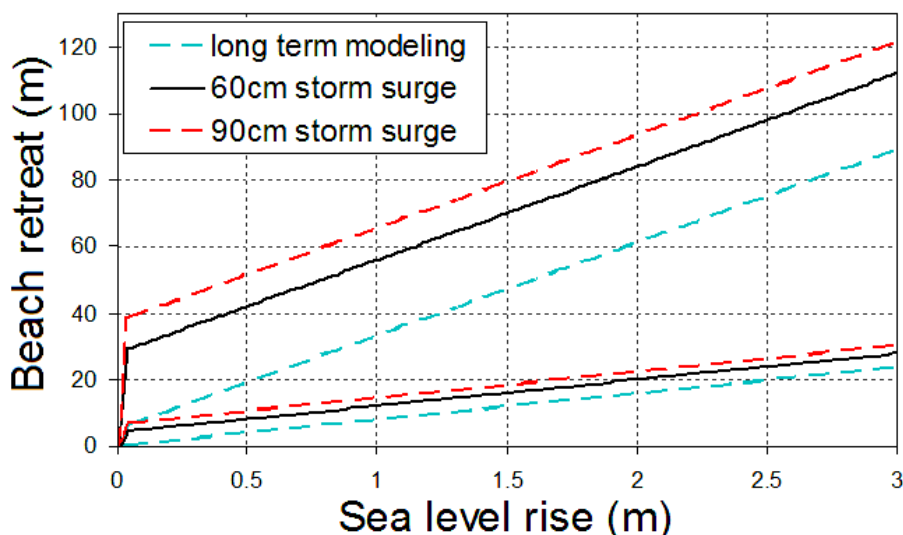


Σχήμα 5-43. Τα μέσα όρια των προβλέψεων για γραμμικές διατομές της βραχυχρόνιας και μακροχρόνιας συστοιχίας (short-term, long-term ensemble) καθώς και τα μέσα όρια των προβλέψεων για το σύνολο των μοντέλων των δύο συστοιχιών (total ensemble modeling) (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θάλασσας στάθμης).

Οι σχέσεις που δίνουν τα όρια οπισθοχώρησης για την συνδυασμένη συστοιχία έχουν ως εξής: για το κατώτερο όριο των προβλέψεων: $s = 0.33 a^2 + 7.4 a - 0.14$ ($R^2 = 1$) και για το ανώτερο $s = 0.74 a^2 + 28.9 a + 4.9$ ($R^2 = 1$), όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση (σε m) και a η άνοδος της θάλασσας στάθμης (σε m). Συνεπώς, τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των προβλέψεων όλων των μοντέλων για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, δηλ. διαφορετικές κλίσεις, κυματικές συνθήκες και μεγέθη ιζημάτων, είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m, 0.50 m (δηλ. την κατώτερη και ανώτερη πρόβλεψη του IPCC για το 2100) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) 1.5 – 11.3 m, 3.6 – 19.5 m και 7.6 – 34.5 m αντίστοιχα.

Οι αποκλίσεις των δύο συστοιχιών αυξάνονται όσο αυξάνει η άνοδος της θάλασσας στάθμης και φτάνουν τα 1.9 m, στα κατωτέρα όρια, και τα 13.3 m στα ανώτερα. Οι αποκλίσεις των ορίων των δύο συστοιχιών από τα μέσα όρια που προκύπτουν από την συνδυασμένη συστοιχία φτάνουν τα 1.1 m στα κατωτέρα όρια και τα 8 m στα ανώτερα. Φαίνεται ότι η βραχυχρόνια άνοδος της θάλασσας στάθμης,

δηλ. η άνοδος που οφείλεται σε μία μετεωρολογική παλίρροια (storm surge), προκαλεί μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις της ακτογραμμής σε σχέση με την μακροχρόνια άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Στο μέλλον, εκτός από την μακροχρόνια άνοδο της θαλάσσιας στάθμης θα (εξακολουθήσουν να) επιδρούν μετεωρολογικές παλίρροιες, με σημαντικές επιπτώσεις στην παραλιακή μορφολογία (Bruno et al., 2008· Emanuel, 2005· Clarke and Rendel, 2008). Επομένως, η οπισθοχώρηση των παραλιών αυτών προβλέπεται να είναι μεγαλύτερη από αυτή που προβλέπουν κάθε μια συστοιχία ξεχωριστά. Προκειμένου να προβλεφθεί η παραλιακή οπισθοχώρηση για την περίπτωση αυτή, συνδυάστηκαν τα αποτελέσματα των δύο συστοιχιών, δηλαδή στο κατώτερο και ανώτερο όριο των εκτιμήσεων της μακροχρόνιας συστοιχίας προστέθηκε η επίδραση μίας μετεωρολογικής παλίρροιας, η οποία εκτιμήθηκε από τη βραχυχρόνια συστοιχία μοντέλων (Σχήμα 5-44).



Σχήμα 5-44. Ανώτερα και κατώτερα όρια των τιμών οπισθοχώρησης λόγω της συνδυασμένης δράσης της μακροχρόνιας ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (long-term modelling) και των μετεωρολογικών παλίρροιών (60cm, 90cm storm surges) (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

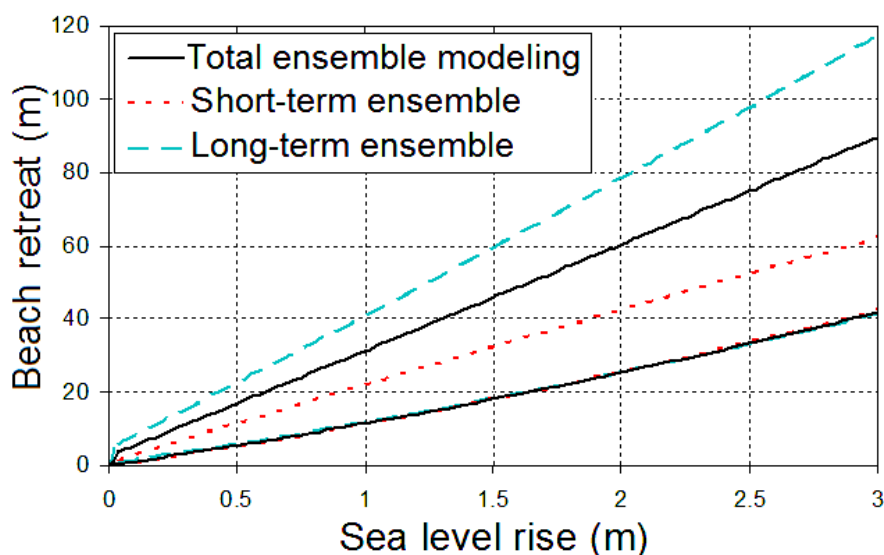
Στο Σχήμα 5-44 εξετάζονται 2 περιπτώσεις μετεωρολογικής παλίρροιας, μιας ύψους 0.6 m και μιας ύψους 0.90 m· οι τιμές αυτές παρατηρούνται στις Ευρωπαϊκές Ατλαντικές ακτές με την πρώτη να έχει καταγραφεί κατά τους θερινούς μήνες (άνοιξη, καλοκαίρι) και τη δεύτερη κατά τους χειμερινούς μήνες (φθινόπωρο, χειμώνα) (Tsimplis and Shaw, 2010). Τα εύρη οπισθοχώρησης για τα δύο ακραία σύμβαντα, έτσι όπως εκτιμήθηκαν από τη βραχυχρόνια συστοιχία μοντέλων έχουν ως

εξής: 4.13 – 22.9 m για άνοδο 0.6 m και 6.5 – 32.3 m για άνοδο 0.9 m. Τα όρια που προκύπτουν από το συνδυασμό των προβλέψεων της μακροχρόνιας συστοιχίας με μετεωρολογική παλίρροια (storm surge) ύψους 0.6 m περιγράφονται από τις εξισώσεις: $s = -0.001 \alpha^2 + 7.9 \alpha + 4.2$ ($R^2 = 1$) (για το κατώτερο όριο) και $s = 5E-05 \alpha^2 + 28\alpha + 28.1$ ($R^2 = 1$) (για το ανώτερο όριο), ενώ ο συνδυασμός με μετεωρολογική παλίρροια ύψους 0.9 m δίνει: $s = -0.001 \alpha^2 + 7.9 \alpha + 6.6$ ($R^2 = 1$) (για το κατώτερο όριο) και $s = 5E-05 \alpha^2 + 28\alpha + 37.5$ ($R^2 = 1$) (για το ανώτερο όριο).

Με την προσέγγιση αυτή προκύπτουν πολύ μεγαλύτερα εύρη προβλέψεων και μεγαλύτερες τιμές παραλιακής οπισθοχώρησης σε σχέση με τα αποτελέσματα καθεμιάς συστοιχίας ξεχωριστά.

Φυσικές διατομές

Για τη φυσική διατομή (‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah) τα μέσα ανώτερα και κατώτερα όρια των μοντέλων των δύο συστοιχιών καθώς και τα μέσα όρια που προκύπτουν από το σύνολο των μοντέλων των δύο συστοιχιών παριστάνονται στο Σχήμα 5-45. Παρατηρείται ότι η βραχυχρόνια συστοιχία μοντέλων δίνει τώρα μικρότερο εύρος τιμών οπισθοχώρησης από τη μακροχρόνια, με τις αποκλίσεις να φτάνουν τα 1.4 m στα κατώτερα όρια και τα 55.1 m στα ανώτερα όρια.



Σχήμα 5-45. Τα μέσα όρια των προβλέψεων για την ‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah της βραχυχρόνιας και μακροχρόνιας συστοιχίας (short-term, long-term ensemble) καθώς και τα μέσα όρια των προβλέψεων για το σύνολο των μοντέλων των δύο συστοιχιών (total ensemble modeling) (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Τα μέσα κατώτερα και ανώτερα όρια των προβλέψεων των μοντέλων των δύο συστοιχιών για όλες τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν, είναι για τις περιπτώσεις ανόδου 0.22 m, 0.50 m (δηλ. τις ανώτερες και κατώτερες προβλέψεις του IPCC για το 2100) και 1 m (Rahmstorf, 2007· Grinsted et al., 2010) 2.3 – 8.3 m, 5.3 – 16.1 m και 10.9 – 29.9 m αντίστοιχα.

5.4.2 Σύγκριση των δύο συστοιχιών με το μοντέλο Boussinesq

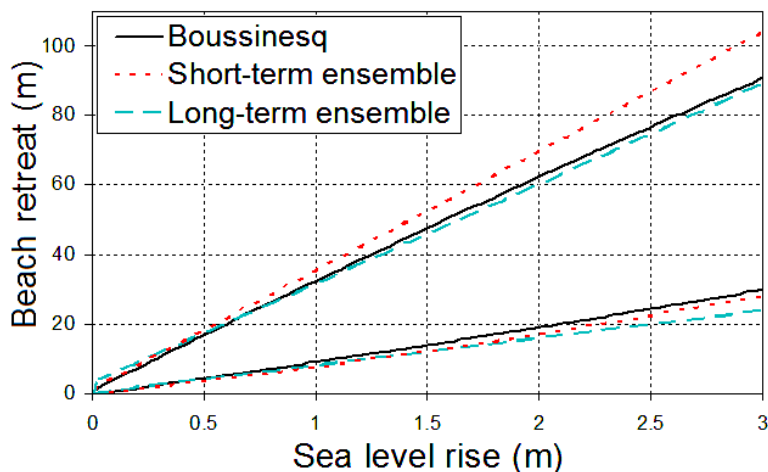
Γραμμικές διατομές

Το μοντέλο Boussinesq δεν εξετάστηκε για όλες τις συνθήκες που εξετάστηκαν οι συστοιχίες των μοντέλων. Επομένως, προκειμένου να γίνει η μεταξύ τους σύγκριση, προσδιορίστηκαν τα μέσα ανώτερα και κατώτερα όρια των μοντέλων των συστοιχιών χρησιμοποιώντας μόνο τις συνθήκες εκείνες για τις οποίες εξετάστηκε και το μοντέλο Boussinesq. Τα όρια αυτά βρέθηκε ότι περιγράφονται: (α) για τη βραχυχρόνια συστοιχία από τις σχέσεις $s = 0.83\alpha^2 + 6.96\alpha - 0.25$ ($R^2 = 0.999$) για το μέσο κατώτερο όριο και $s = 0.06\alpha^2 + 34.12\alpha + 1.03$ ($R^2 = 0.998$) για το μέσο ανώτερο όριο και (β) για τη μακροχρόνια συστοιχία από τις εξισώσεις $s = -9E-04\alpha^2 + 7.9\alpha + 0.1$ ($R^2 = 1$) για το μέσο κατώτερο όριο και $s = 0.17\alpha^2 + 28.17\alpha + 3.1$ ($R^2 = 1$) για το μέσο ανώτερο όριο. Οι σχέσεις αυτές δίνονται γραφικά μαζί με τα όρια του μοντέλου Boussinesq στο Σχήμα 5-46.

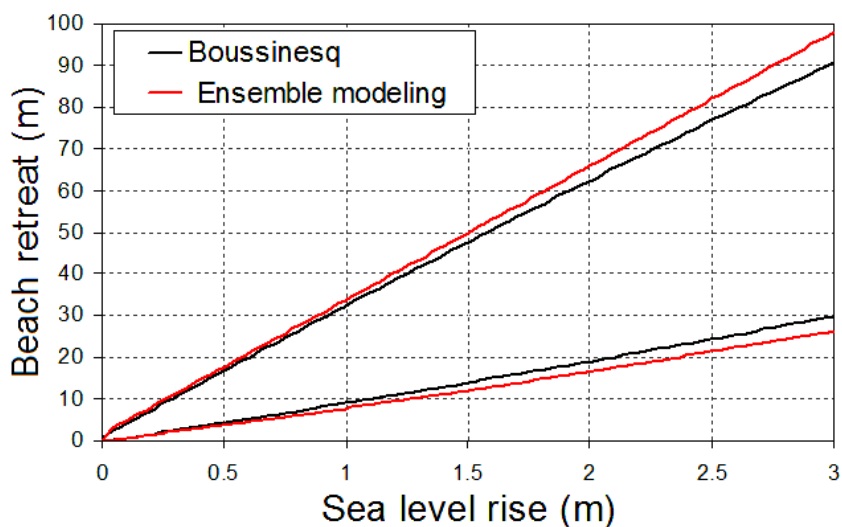
Παρατηρείται ότι η βραχυχρόνια συστοιχία των μοντέλων δίνει μεγαλύτερο εύρος αποτελεσμάτων από το μοντέλο Boussinesq με τις μεγαλύτερες διαφορές να εντοπίζονται στις μεγάλες ανόδους της θαλάσσιας στάθμης και οι οποίες φθάνουν τα 2.5 m για το κατώτερο όριο και τα 11.5 m για το ανώτερο. Η μακροχρόνια συστοιχία δίνει παρόμοιο εύρος αποτελεσμάτων αλλά μικρότερες τιμές παραλιακής οπισθοχώρησης, με εξαίρεση τις πολύ μικρές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης, όπου η συστοιχία δίνει μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις (που φθάνουν τα 2.5 m) από το μοντέλο Boussinesq.

Καθώς η βραχυχρόνια συστοιχία φαίνεται ότι υπερεκτιμά την παράκτια διάβρωση σε σχέση με το μοντέλο Boussinesq, ενώ η μακροχρόνια συστοιχία την υποεκτιμά, αναμένεται ότι τα μέσα ανώτερα και κατώτερα όρια για το σύνολο των μοντέλων των δύο συστοιχιών θα βρίσκονται πλησιέστερα σε εκείνα του μοντέλου Boussinesq (Σχήμα 5-47). Η σχέση του μέσου κατώτερου ορίου για το σύνολο των

μοντέλων των δύο συστοιχιών και για τις συνθήκες που εξετάστηκε το μοντέλο Boussinesq έχει ως εξής: $s = 0.5\alpha^2 + 7.34\alpha - 0.1$ ($R^2 = 1$) ενώ του μέσου ανώτερου ορίου: $s = -0.04\alpha^2 + 32.2\alpha + 1.55$ ($R^2 = 1$).



Σχήμα 5-46. Τα μέσα όρια των προβλέψεων της βραχυχρόνιας και μακροχρόνιας συστοιχίας (short-term, long-term ensemble) καθώς και τα όρια των προβλέψεων του μοντέλου Boussinesq (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

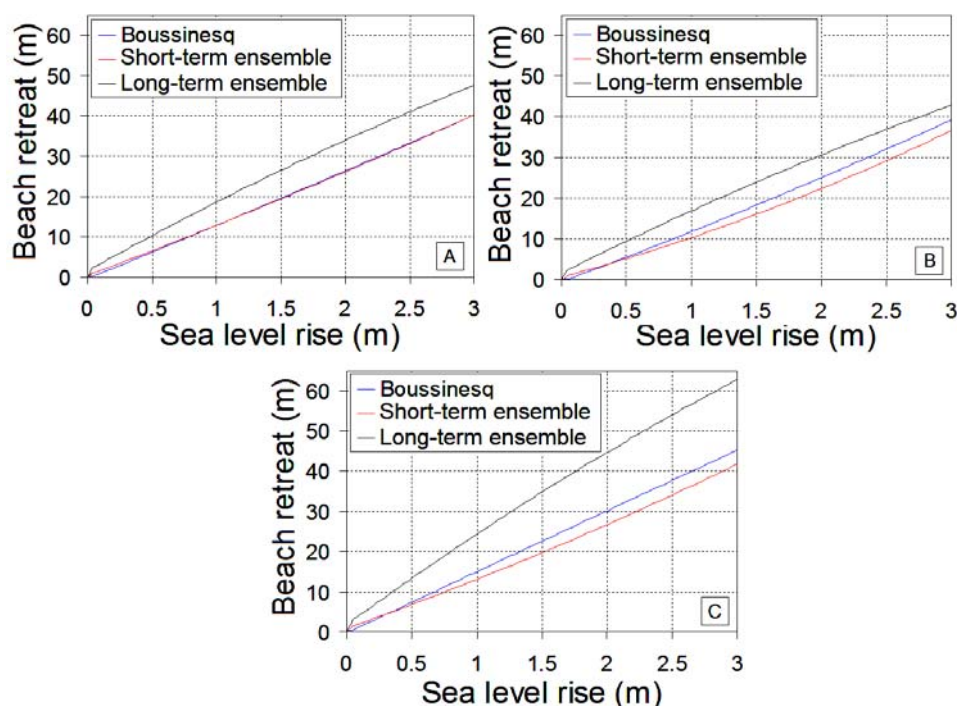


Σχήμα 5-47. Τα μέσα όρια των προβλέψεων της ενιαίας συστοιχίας (ensemble modeling) καθώς και τα όρια των προβλέψεων του μοντέλου Boussinesq (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Η ενιαία συστοιχία δίνει λίγο μεγαλύτερο εύρος τιμών παραλιακής οπισθοχώρησης από το μοντέλο Boussinesq με τις αποκλίσεις να φθάνουν τα 3.4 m για το κατώτερο όριο και τα 6.2 m για το ανώτερο.

Φυσικές διατομές

Για τις φυσικές διατομές (‘μέσα’ προφίλ των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck) το μοντέλο Boussinesq έδωσε συγκρίσιμα αποτελέσματα με τη βραχυχρόνια συστοιχία και διαφορετικά από τη μακροχρόνια. Στο Σχήμα 5-48 συγκρίνονται οι προβλέψεις που προκύπτουν από το μοντέλο Boussinesq με εκείνες των 2 συστοιχιών (μέσες οπισθοχωρήσεις όλων των μοντέλων της συστοιχίας) για την περίπτωση των τριών αυτών διατομών.

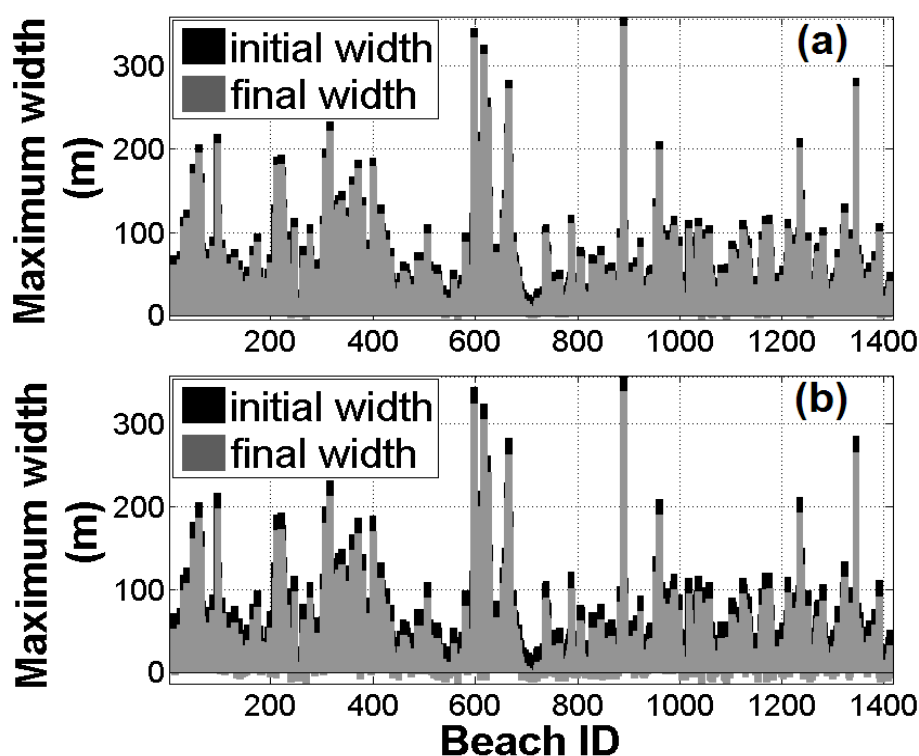


Σχήμα 5-48. Σύγκριση της οπισθοχώρησης που δίνουν οι συστοιχίες (βραχυχρόνια, μακροχρόνια) (short-term, long-term ensemble) με εκείνη του μοντέλου Boussinesq για τις ‘μέσες’ διατομές των πειραμάτων (A) Delilah, (B) Duck94 και (C) Sandyduck (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Παρατηρείται ότι η βραχυχρόνια συστοιχία δίνει συγκρίσιμα αποτελέσματα (αποκλίσεις μέχρι και 0.9 m) με το μοντέλο Boussinesq για την περίπτωση της διατομής Delilah, μικρότερες οπισθοχωρήσεις για την περίπτωση της διατομής Duck94 (μέχρι και 3.2m) και της διατομής SandyDuck (μέχρι και 4.6m). Η μακροχρόνια συστοιχία δίνει μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις από το μοντέλο Boussinesq, με αποκλίσεις που φθάνουν τα 8 m για την περίπτωση της διατομής του πειράματος Delilah, τα 6 m για τη διατομή του πειράματος Duck94 και 18 m για τη διατομή του πειράματος SandyDuck.

5.5 Εφαρμογή αποτελεσμάτων στις παραλίες της Μαύρης Θάλασσας

Το συνολικό μήκος των παραλιών της Μαύρης θάλασσας βρέθηκε να είναι ~1730 km (~39% της ακτογραμμής) και το συνολικό τους εμβαδόν ~76.6 × 10⁶ m². Οι παραλίες είχαν μεσαία πλάτη καθώς περισσότερο από το 55% των παραλιών εμφάνιζαν πλάτος μικρότερο των 50 m, με μόνο το 8.6% των παραλιών να έχουν μέγιστο πλάτος πάνω από 100 m και 1.2% πάνω από 200 m (Σχήμα 5-49). Πολύ λίγες παραλίες (που σχετίζονταν με μεγάλα Δέλτα ποταμών) παρουσίασαν ιδιαίτερα μεγάλα πλάτη (πάνω από 250 m). Όσο αφορά τον τύπο του ιζήματος οι ανατολικές και νοτιοανατολικές παραλίες συνίστανται από αδρομερή ιζήματα (χαλίκια), ενώ οι υπόλοιπες αποτελούνται από μεσαίου μεγέθους ιζήματα. Έργα παράκτια προστασίας διαφόρων τύπων (όπως πρόβολοι, θαλάσσια τείχη και κυματοθραύστες) εντοπίζονται κατά μήκος της ακτογραμμής, αλλά επικρατούν κυρίως κατά μήκος των Βορειοανατολικών ακτογραμμών (Ρωσικές ακτές).



Σχήμα 5-49. Μέγιστη οπισθοχώρηση των παραλιών της Μαύρης Θάλασσας για άνοδο της θαλάσσιας στάθμης κατά (a) 0.22 m και (b) 0.50 m (δύο παραλίες της βορειοδυτικής ακτής (ID 65 and 77) με εξαιρετικά μεγάλα μέγιστα πλάτη (> 350 m) δεν έχουν συμπεριληφθεί στο σχήμα, για λόγους παρουσίας). Τέλος, οι τιμές < 0 δείχνουν τις παραλίες που θα χαθούν τελείως (maximum width: μέγιστο πλάτος, beach id: αρίθμηση των παραλιών).

Τα αποτελέσματα της συστοιχίας των μοντέλων προβλέπουν ότι άνοδοι της θαλάσσιας στάθμης κατά 0.22 και 0.50m (δηλ. τη χαμηλότερη και υψηλότερη εκτίμηση για την άνοδο της μέσης θαλάσσιας στάθμης που αναμένεται το 2100, βλέπε IPCC (2007)) θα έχουν σαν αποτέλεσμα παράκτιες οπισθοχωρήσεις των 1.6 - 10.7 m και 3.7 - 19.1 m, αντίστοιχα.

Η σύγκριση των χωρικών χαρακτηριστικών των παραλιών της Μαύρης Θάλασσας με τα αποτελέσματα της συστοιχίας των μοντέλων έδειξε ότι η άνοδος της θαλασσιάς στάθμης θα έχει σημαντικές επιπτώσεις. Στην περίπτωση της ανόδου κατά 0.22 m (η χαμηλότερη εκτίμηση για το 2100 (IPCC (2007))), η ανάλυση έδειξε ότι, με βάση τη χαμηλή μέση εκτίμηση της συστοιχίας των μοντέλων (Σχήμα 5-49), οι συνέπειες θα είναι ασήμαντες, καθώς πολύ λίγες παραλίες (< 1%) θα οπισθοχωρήσουν περισσότερο από το 20% του μέγιστου πλάτους τους. Παρόλα αυτά, με βάση την υψηλότερη μέση πρόβλεψη των μοντέλων οι επιπτώσεις θα είναι σημαντικές (Σχήμα 5-49), με το ~70% των παραλιών να οπισθοχωρούν πάνω από το 20% του μέγιστου πλάτους τους, περίπου το ~22% περισσότερο από το 50% ενώ το περίπου ~3.5% των παραλιών θα οπισθοχωρήσουν >100%. Τα αποτελέσματα είναι παρόμοια για 0.50 m άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (η υψηλότερη εκτίμηση της IPCC (2007) για το 2100). Αν χρησιμοποιηθεί η χαμηλότερη μέση τιμή των προβλέψεων των μοντέλων, οι επιπτώσεις θα είναι σχετικά μικρές με μόνο το ~0.7% των παραλιών της Μαύρης Θάλασσας να οπισθοχωρεί περισσότερο από το 50% του μέγιστου πλάτους τους και περί το ~15% περισσότερο από το 20% του πλάτους τους. Αν όμως χρησιμοποιηθεί η υψηλότερη μέση πρόβλεψη, τότε, οι συνέπειες θα είναι σοβαρές, καθώς περί το ~17.5% των παραλιών της Μαύρης Θάλασσας θα οπισθοχωρήσουν >100%, ~52% θα οπισθοχωρήσουν περισσότερο από το 50% του μέγιστου πλάτους τους και >90% των παραλιών θα οπισθοχωρήσουν >20% μέγιστου πλάτους τους.

5.6 Σύνοψη και συζήτηση

Στην παρούσα ανάλυση χρησιμοποιήθηκαν 7 μοντέλα πρόβλεψης της παραλιακής οπισθοχώρησης (Boussinesq, Leont'yev, SBEACH, Edelman, Bruun, Dean, Kriebel & Dean). Ως αρχική βαθυμετρία χρησιμοποιήθηκαν γραμμικές διατομές αφού ο σκοπός της διατριβής ήταν η ανάπτυξη ενός εργαλείου με ευρεία εφαρμογή· η χρήση μιας συγκεκριμένης διατομής (από παρατηρήσεις πεδίου) που

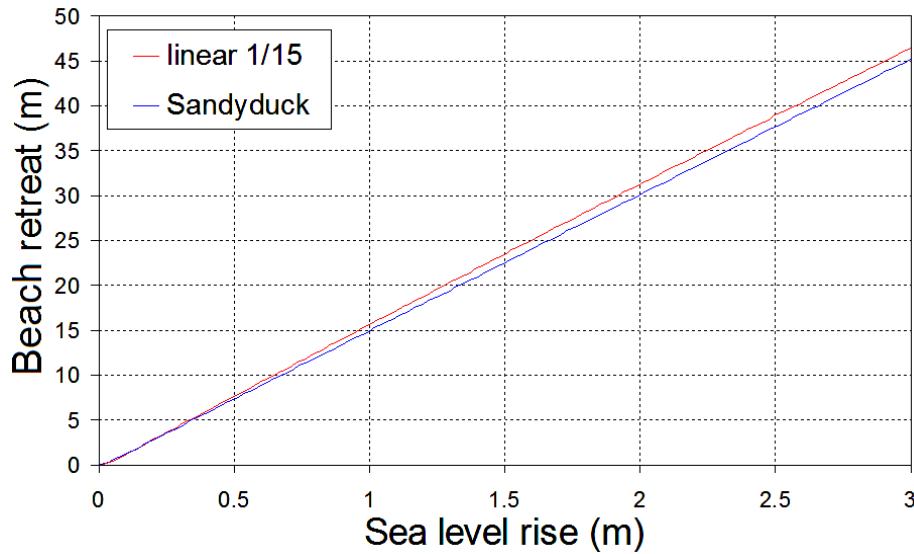
ελέγχεται από τοπικές ιδιαιτερότητες δεν μπορεί να έχει ευρεία εφαρμογή. Επιπλέον οι σχέσεις που έχουν προταθεί για να περιγράψουν τη 'διατομή ισορροπίας' (π.χ. Bruun, 1954• Larson, 1991• Bodge, 1992• Komar and McDougal, 1994• Lee, 1994) φαίνεται ότι δεν έχουν γενική εφαρμογή σύμφωνα με προηγούμενες μελέτες (π.χ. Pilkey et al., 1993• Thieler et al., 2000) και με τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής (Ενότητα 5.2). Τα δυναμικά μοντέλα εφαρμόστηκαν αρχικά χωρίς άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και με αυτό τον τρόπο προέκυψαν πιο ρεαλιστικές διατομές από τις γραμμικές. Στη συνέχεια αυτές οι διατομές που προέκυψαν από την πρώτη εφαρμογή χρησιμοποιήθηκαν ως αρχική βαθυμετρία για εκτιμήσεις της διάβρωσης υπό συνθήκες ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Το μοντέλο Boussinesq εφαρμόστηκε για 90 συνολικά συνδυασμούς διαφορετικών περιπτώσεων παραλιακής κλίσης, κοκκομετρίας ιζήματος και κυματικών συνθηκών. Για τις 90 αυτές περιπτώσεις εφαρμόστηκε το μοντέλο χωρίς άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και εν συνεχεία με τις νέες βαθυμετρίες εξετάστηκαν 12 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης ($90+90*12=1170$ εφαρμογές του μοντέλου). Τα μοντέλα Leont'yev, SBEACH εφαρμόστηκαν για 469 συνδυασμούς διαφορετικών περιπτώσεων παραλιακής κλίσης, κοκκομετρίας ιζήματος και κυματικών συνθηκών, για τις οποίες εξετάστηκαν (με 469 νέες διατομές από την πρώτη εφαρμογή) 16 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης ($469 + 469* 16 = 7973 *2$ μοντέλα =15946 εφαρμογές των μοντέλων). Τα μοντέλα Edelman, Bruun, Dean εφαρμόστηκαν για τις ίδιες περιπτώσεις με τα μοντέλα Leont'yev, SBEACH αλλά καθώς είναι ανεξάρτητα από την κοκκομετρία του ιζήματος ουσιαστικά εφαρμόστηκαν για 86 συνδυασμούς διαφορετικών περιπτώσεων παραλιακής κλίσης και κυματικών συνθηκών. Για τις 86 περιπτώσεις εξετάστηκαν τα ίδια 16 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης ($86 * 16 = 1376 * 2$ μοντέλα = 4128 εφαρμογές των μοντέλων).

Μελετήθηκε η ευαισθησία των μοντέλων στις περιβαλλοντικές συνθήκες και βρέθηκε ότι ο πιο σημαντικός παράγοντας για τον καθορισμό της τιμής της οπισθοχώρησης είναι η κλίση της παραλίας. Μετά από την παραλιακή κλίση η καμπυλότητα του κύματος φαίνεται να επηρεάζει αρκετά την οπισθοχώρηση και λιγότερο η κοκκομετρία του ιζήματος. Όλες οι παράμετροι μπορούν να ομαδοποιηθούν σε μία, στον τύπο της παραλίας, χρησιμοποιώντας τον αριθμό *irribaren* και κοκκομετρίες οι οποίες αντιστοιχούν στην εκάστοτε κλίση. Η ευαισθησία των μοντέλων στον τύπο της παραλίας είναι προφανώς μεγαλύτερη από

ότι σε καθεμία παράμετρο ξεχωριστά. Διαπιστώνεται ότι οι απορροφητικές παραλίες διαβρώνονται περισσότερο από ότι οι ενδιάμεσες. Παρά τις γενικές αυτές παρατηρήσεις (που ισχύουν σχεδόν για όλα τα μοντέλα), τα αποτελέσματα των μοντέλων διαφέρουν αρκετά μεταξύ τους και δείχνουν μεγαλύτερη ή μικρότερη ευαισθησία στις μορφολογικές, ιζηματολογικές και υδροδυναμικές συνθήκες.

Τα μοντέλα εφαρμόστηκαν και σε ‘φυσικές’ διατομές. Το μοντέλο Boussinesq εφαρμόστηκε σε 3 ‘φυσικές’ διατομές από την περιοχή Duck για τις συνθήκες κύματος και κοκκομετρίας που επικρατούν στην περιοχή και για 12 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης ($3 + 3 \times 12 = 39$ εφαρμογές του μοντέλου). Τα μοντέλα Leont’yeu, SBEACH, Edelman, Bruun, Dean και Kriebel & Dean εφαρμόστηκαν για τη ‘μέση’ των ‘μέσων’ διατομή του πειράματος Delilah, για 90 περιπτώσεις κύματος και κοκκομετρίας και 16 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης ($90 + 90 \times 16 = 1530 \times 2$ μοντέλα (Leont’yeu, SBEACH) = $3060 + 15 \times 16 \times 4$ μοντέλα (Edelman, Bruun, Dean και Kriebel & Dean) = 4020). Τα μοντέλα Leont’yeu, SBEACH, Edelman, Bruun, Dean και Kriebel & Dean εφαρμόστηκαν επίσης και για 5 ‘φυσικές’ διατομές (3 από την περιοχή Duck και 2 από την περιοχή Christchurch) για τις συνθήκες κύματος (2 περιπτώσεις κύματος εξετάστηκαν για τον κόλπο Christchurch) και κοκκομετρίας που επικρατούν στις περιοχές στις οποίες καταγράφηκαν και για 16 σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (7×2 μοντέλα + $7 \times 16 \times 6$ μοντέλα = 686 εφαρμογές των μοντέλων). Προκειμένου να γίνει σύγκριση μεταξύ φυσικών και γραμμικών διατομών πραγματοποιήθηκαν κάποια επιπλέον πειράματα (συνολικά 837) με αρχική βαθυμετρία γραμμικές διατομές. Συνολικά με γραμμικές και φυσικές διατομές και με όλα τα μοντέλα πραγματοποιήθηκαν 26826 πειράματα.

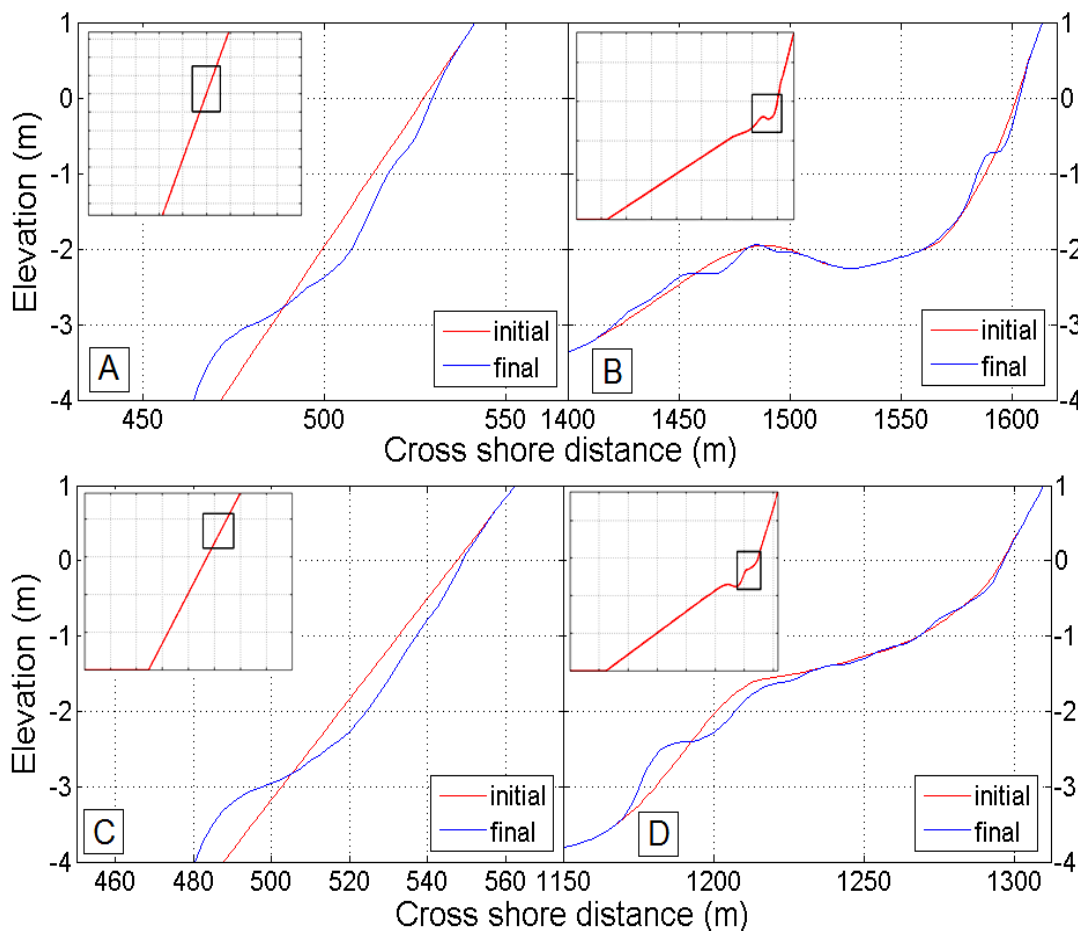
Το μοντέλο Boussinesq έδωσε για τη φυσική διατομή (του πειράματος SandyDuck, με κλίση στην αναρρίχηση 1/15) παρόμοιες οπισθοχωρήσεις με εκείνες της γραμμικής, ίδιας κλίσης (1/15) (Σχήμα 5-50). Η μέγιστη απόκλιση είναι μόνο 1.25 m στα 46 m παραλιακής οπισθοχώρησης, δηλαδή η απόκλιση που προκύπτει από τη χρήση της γραμμικής διατομής αντί της φυσικής είναι μόλις 2.7%. Τα αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq για γραμμικές και φυσικές διατομές δείχνουν λοιπόν να είναι συγκρίσιμα.



Σχήμα 5-50. Προβλέψεις οπισθοχώρησης του μοντέλου Boussinesq για γραμμικές διατομές (linear) με κλίση 1/15 και για τη ‘μέση’ διατομή του πειράματος SandyDuck (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

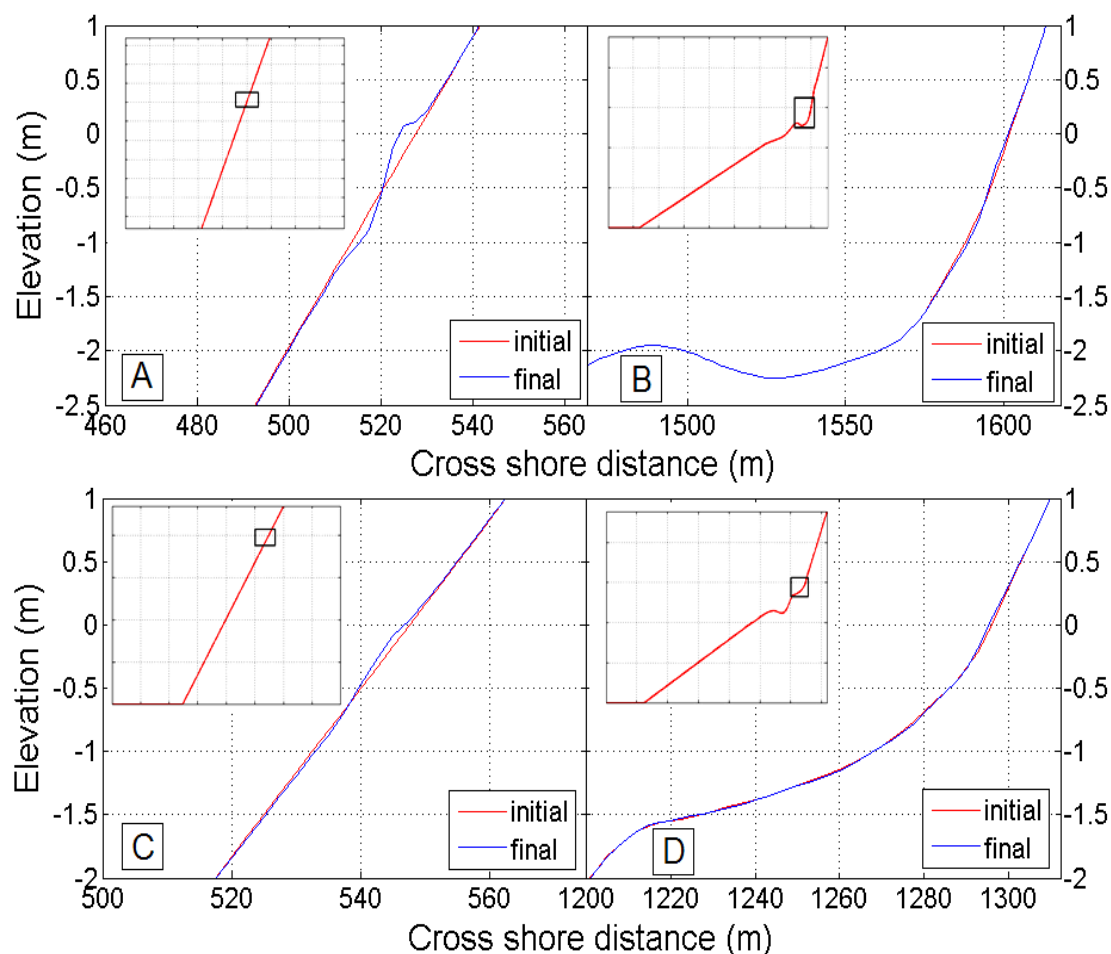
Η βραχυχρόνια συστοιχία έδωσε μικρότερο εύρος εκτιμήσεων για τη φυσική διατομή (‘μέση’ διατομή του πειράματος Delilah) σε σχέση με τις γραμμικές, καθώς τα πειράματα αναφέρονται σε μια αρχική διατομή και συνεπώς σε μία παραλιακή κλίση. Οι μορφολογικές μεταβολές που δίνουν τα υπολογιστικά μοντέλα Leont’gen και SBEACH για τις διατομές των πειραμάτων Duck94 (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:13.75) και SandyDuck (κλίση στη ζώνη αναρρίχησης 1:15) συγκρήθηκαν με τις μεταβολές που δίνουν τα ίδια μοντέλα για γραμμικές διατομές ίδιας κλίσης (1:13.75 και 1:15) και με τις ίδιες υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες που καταγράφηκαν κατά τη διάρκεια των πειραμάτων (Σχήματα 5-51 και 5-52). Το μοντέλο Leont’gen στις γραμμικές διατομές δείχνει μια σχετικά μεγάλη διάβρωση του ανώτερου τμήματος της υποθαλάσσιας παραλίας αυξάνοντας την κλίση του και μια αντίστοιχη πρόσχωση βαθύτερα (Σχήματα 5-51 A και C) μειώνοντας την κλίση στη ζώνη απόσβεσης και δημιουργώντας έναν ύφαλο αναβαθμό. Στις φυσικές διατομές παρατηρείται αρκετά μικρότερη διάβρωση/πρόσχωση στην ανώτερη υποθαλάσσια παραλία και μια πιο σημαντική πρόσχωση και διάβρωση στον ύφαλο αναβαθμό (Σχήματα 5-51 B και D). Το μοντέλο SBEACH δείχνει μικρές μορφολογικές μεταβολές στην ανώτερη υποθαλάσσια παραλία και στις φυσικές (Σχήματα 5-51 B και D) και στις γραμμικές διατομές (Σχήματα 5-51 A και C), με τις φυσικές να παρουσιάζουν τις μικρότερες αλλαγές. Τα μοντέλα Leont’gen και SBEACH έδωσαν παρόμοιες τιμές οπισθοχώρησης για

φυσικές και γραμμικές διατομές με κλίση ίση με εκείνη των φυσικών στη ζώνη αναρρίχησης (Πίνακας 5-20). Η μέγιστη απόκλιση για το μοντέλο Leont'gen βρέθηκε να είναι 4.1 m για 13.3 m παραλιακής οπισθοχώρησης δηλαδή παρουσιάζει μέγιστη απόκλιση 30%, ενώ για το μοντέλο SBEACH είναι 0.7 m για 7.1 m οπισθοχώρησης (μέγιστη απόκλιση ~10 %).



Σχήμα 5-51. Αποτελέσματα του μοντέλου Leont'gen για γραμμικές διατομές κλίσης A) 1:13.75 και C) 1:15 και για τις αντίστοιχες φυσικές διατομές των πειραμάτων B) Duck94 και D) SandyDuck (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Το μοντέλο του Edelman δείχνει μικρές διαφορές (οι οποίες φτάνουν τα 3.2m) μεταξύ γραμμικής και φυσικής διατομής (Σχήμα 5-53) με μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις να παρατηρούνται στην περίπτωση της φυσικής διατομής (με εξαίρεση τις πολύ μεγάλες ανόδους της θαλάσσιας στάθμης).

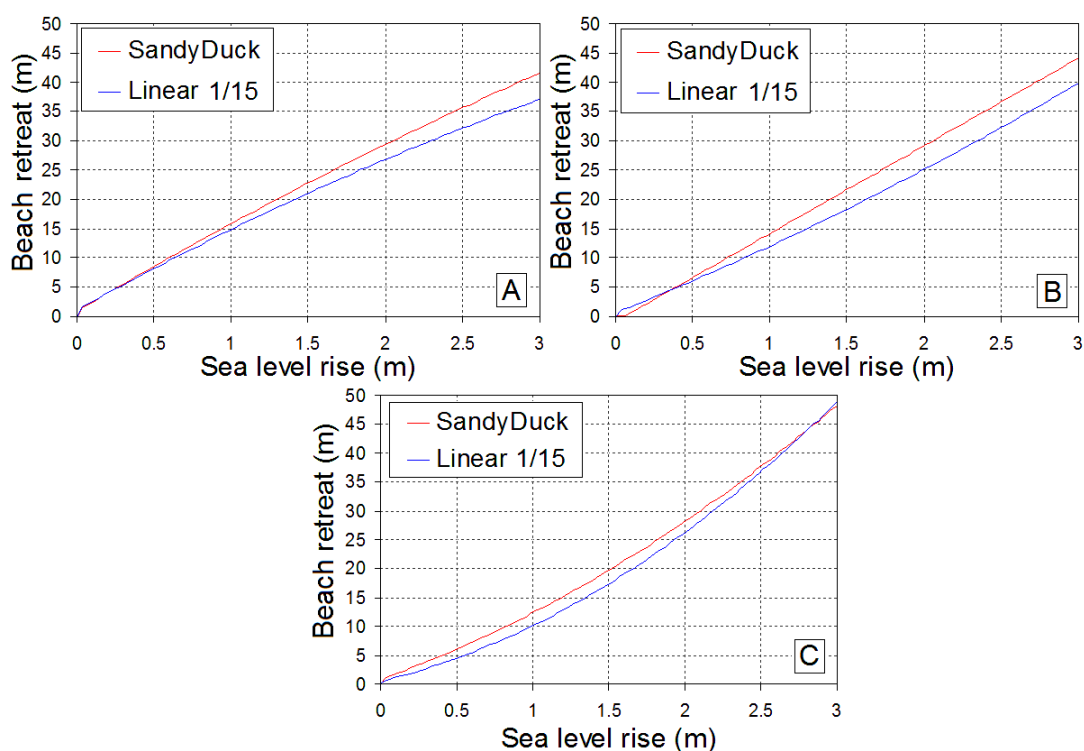


Σχήμα 5-52. Αποτελέσματα του μοντέλου SBEACH για γραμμικές διατομές κλίσης A) 1:13.75 και C) 1:15 και για τις αντίστοιχες φυσικές διατομές των πειραμάτων B) Duck94 και D) SandyDuck (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Τα εύρη των εκτιμήσεων, της μακροχρόνιας συστοιχίας, για την ‘φυσική’ διατομή (η οποία αποτελεί μία μοναδική περίπτωση παραλιακής διατομής) είναι μεγαλύτερα από αυτά των γραμμικών διατομών (στα οποία περιλαμβάνονται 5 διαφορετικές περιπτώσεις παραλιακής διατομής). Στο Σχήμα 5-54 παρουσιάζονται οι τιμές της οπισθοχώρησης που προβλέπουν τα μοντέλα της μακροχρόνιας συστοιχίας για τη φυσική διατομή του πειράματος SandyDuck και για την αντίστοιχη (ίδιας κλίσης σε ίδιες υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες) γραμμική διατομή. Μεγαλύτερες τιμές οπισθοχώρησης, προβλέπονται από τα μοντέλα Bruun (μέχρι και 27.3m) και Dean (μέχρι και 29.7m) για την περίπτωση της φυσικής διατομής (Σχήματα 5-54 A και B).

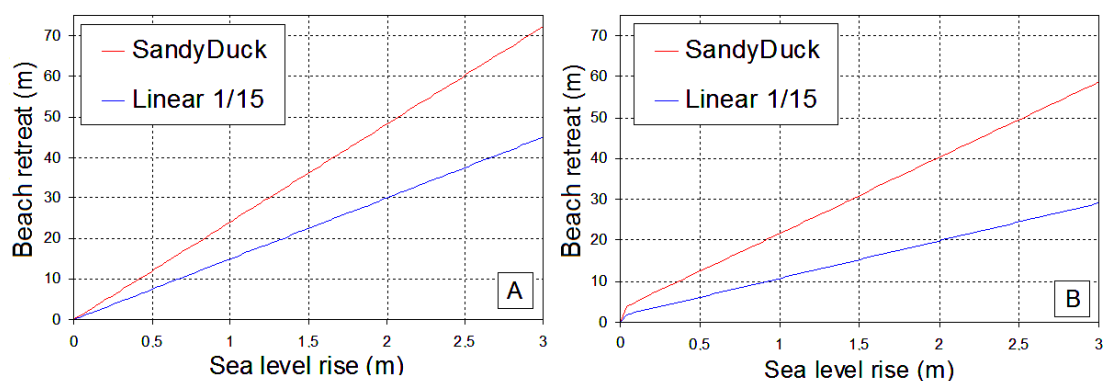
Πίνακας 5-20. Σύγκριση φυσικών και γραμμικών διατομών για τα μοντέλα Leont'γεν και SBEACH.

Μοντέλο	Leont' γεν		SBEACH	
	Ανοδος θαλάσσιας στάθμης (m)			
	0.22	0.5	0.22	0.5
Φυσική Delilah	5.2	9.4	2.6	6.7
Γραμμική Delilah (κλίση=1/14)	3.8	13.3	2.6	6.8
Φυσική Duck94	3.1	5.9	2.3	5.7
Γραμμική Duck94(κλίση=1/13.75)	5	8.5	2.5	5.9
Φυσική SandyDuck	4.2	8.3	3.5	6.4
Γραμμική SandyDuck(κλίση=1/15)	4.2	8.5	3.1	7.1
Φυσική Christchurch bay (προστατευμένο τμήμα)	1.8	4.9	3.1	6.7
Γραμμική Christchurch bay (προστατευμένο τμήμα) (κλίση=1/12)	1.3	5.1	1.9	5.0
Φυσική Christchurch bay (απροστάτευτο τμήμα)	2.3	5.4	2.6	5.4
Γραμμική Christchurch bay (απροστάτευτο τμήμα) (κλίση=1/13.5)	1.7	5.9	2.8	6.2



Σχήμα 5-53. Προβλέψεις των μοντέλων A) Leont'γεν, B) SBEACH και C) Edelman για τη 'μέση' διατομή του πειράματος SandyDuck (κλίση στην αναρρίχηση 1/15) και για την αντίστοιχη (ίδια κλίση και ίδιες υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες) γραμμική διατομή κλίσης 1/15 (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

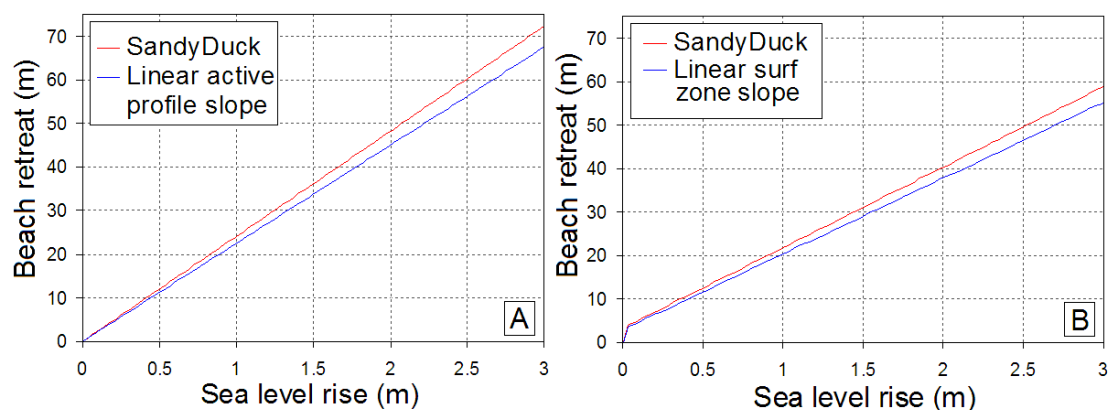
Στην περίπτωση των γραμμικών διατομών οι οπισθοχωρήσεις που δίνει το μοντέλο Bruun είναι ανεξάρτητες από το κυματικό καθεστώς, καθώς η αναλογία της απόστασης του σημείου κλεισίματος της ιζηματομεταφοράς από την ακτογραμμή προς το βάθος του (δηλ. ο λόγος l/d , ($d=h_c+B$), (βλ. Σχέση [3-19], Ενότητα 3.2) εξαρτάται μόνο από την παραλιακή κλίση. Αντίθετα, στην περίπτωση των μη γραμμικών διατομών, το μοντέλου του Bruun παρουσιάζει μεγάλη ευαισθησία στο κυματικό ύψος, η οποία οφείλεται στη μεταβλητότητα που παρουσιάζει ο ίδιος λόγος (l/d , $d=h_c+B$), (βλ. Σχέση [3-19], Ενότητα 3.2), σε μη σταθερής κλίσης διατομές, όπως είναι οι φυσικές, για διαφορετικές κυματικές συνθήκες. Συγκεκριμένα, όλες οι φυσικές διατομές ('μέση' 'μέσων' διατομών του πειράματος Delilah και 'μέσες' διατομές των πειραμάτων Delilah, Duck94 και SandyDuck) στις οποίες εφαρμόστηκε το μοντέλο εμφανίζουν πολύ ήπια κλίση στην περιοχή του βάθους κλεισίματος h_c με αποτέλεσμα μικρές μεταβολές του h να συνεπάγονται μεγάλες μεταβολές της απόστασης του l από την ακτογραμμή, δηλαδή σημαντικές μεταβολές του λόγου l/d , ($d=h_c+B$). Στη διαφορετική επομένως συμπεριφορά του λόγου l/d , ($d=h_c+B$) οφείλονται τα διαφορετικά εύρη αποτελεσμάτων (Σχήματα 5-39, 5-40) και οι μεγάλες αποκλίσεις που παρατηρούνται στο Σχήμα 5-54A μεταξύ γραμμικών και μη γραμμικών (δηλαδή φυσικών) διατομών. Όμως για γραμμικές διατομές με κλίση ίση με την μέση κλίση του ενεργού προφίλ των φυσικών διατομών, το μοντέλο του Bruun δίνει παρόμοια αποτελέσματα με εκείνα των αντίστοιχων φυσικών διατομών (Σχήμα 5-55 A).



Σχήμα 5-54. Σύγκριση των προβλέψεων για φυσική διατομή ('μέση' διατομή του πειράματος SandyDuck, κλίση στην αναρρίχηση 1/15) με εκείνες για την αντίστοιχη (ίδια κλίση και ίδιες υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες) γραμμική (κλίση 1/15) που έδωσαν τα μοντέλα A) Bruun και B) Dean (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

Αν λοιπόν θεωρηθεί ότι οι γραμμικές διατομές για τις οποίες εφαρμόστηκε το μοντέλο του Bruun αντιστοιχούν σε φυσικές με ίδια κλίση στο ενεργό τους προφίλ τότε η απόκλιση που παρατηρείται για το μοντέλο λόγω της χρήσης γραμμικών διατομών είναι πολύ μικρή (μέγιστη απόκλιση 6.7%).

Οι διαφορές στις τιμές της οπισθοχώρησης που εμφανίζει το μοντέλο Dean μεταξύ γραμμικών και φυσικών (μη γραμμικών) διατομών οφείλονται στην διαφορετική συμπεριφορά του βάθους (h_b) και του πλάτους θραύσης (w_b) (βλ. Σχέσεις [3-22], [3-23]) που παρατηρείται για τις διαφορετικές αυτές περιπτώσεις. Οι φυσικές διατομές που δεν έχουν σταθερή κλίση σε όλο το μήκος τους εμφανίζουν διαφορετικές τιμές για το βάθος (h_b) και το πλάτος θραύσης (w_b) από τις γραμμικές. Όμως για γραμμικές διατομές με κλίση ίση με την μέση κλίση της ζώνης απόσβεσης των φυσικών διατομών, το μοντέλο του Dean δίνει παρόμοια αποτελέσματα με εκείνα των αντίστοιχων φυσικών διατομών (Σχήμα 5-55 Β). Αν θεωρηθεί ότι οι γραμμικές διατομές για τις οποίες εφαρμόστηκε το μοντέλο του Dean αντιστοιχούν σε φυσικές με ίδια κλίση στη ζώνη απόσβεσης, τότε η απόκλιση που παρατηρείται για το μοντέλο λόγω της χρήσης γραμμικών διατομών είναι ικανοποιητικά μικρό (μέγιστη απόκλιση 6.3%).



Σχήμα 5-55. Σύγκριση των προβλέψεων για φυσική διατομή (μέση? διατομή του πειράματος SandyDuck) με εκείνες για την αντίστοιχη (ίδια κλίση (με το ενεργό προφίλ: active profile για το μοντέλο του Bruun και με τη ζώνη απόσβεσης: surf zone για το μοντέλο Dean) και ίδιες υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες) γραμμική που έδωσαν τα μοντέλα: Α) Bruun και Β) Dean (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θάλασσας στάθμης).

Στην περίπτωση των γραμμικών διατομών η βραχυχρόνια συστοιχία έδωσε μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις από τη μακροχρόνια αλλά περίπου ίδιο εύρος

αποτελεσμάτων. Στην περίπτωση των φυσικών διατομών η μακροχρόνια συστοιχία έδωσε πολύ μεγαλύτερο εύρος τιμών από τη βραχυχρόνια. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα μοντέλα της μακροχρόνιας συστοιχίας για διατομές μη σταθερής κλίσης (όπως είναι οι φυσικές) εμφανίζουν μεγάλη ευαισθησία στις κυματικές συνθήκες.

Το εύρος των προβλέψεων που δίνει το μοντέλο Boussinesq σε γραμμικές διατομές δε διαφέρει πολύ από εκείνο που δίνουν όλα τα μοντέλα και των δύο συστοιχιών αν θεωρηθούν ως μια συστοιχία. Οι προβλέψεις του μοντέλου Boussinesq ανά περίπτωση διαφέρουν σημαντικά με εκείνες των άλλων μοντέλων, το σύνολο των αποτελεσμάτων όμως δίνει παρόμοιο εύρος τιμών. Δεν ισχύει το ίδιο και στις φυσικές διατομές, όπου το μοντέλο δίνει διαφορετικές παράκτιες οπισθοχωρήσεις από τις 2 συστοιχίες, ιδιαίτερα από τη μακροχρόνια όπου παρουσιάζονται μεγάλες αποκλίσεις.

Μακροχρόνιες προβλέψεις της σχέσης άνοδος της στάθμης της θάλασσας/παραλιακή οπισθοχώρηση είναι ουσιώδεις για την ανάπτυξη προσεγγμένων σχεδίων παράκτιας διαχείρισης. Η σύνθετη φύση του προβλήματος, η έλλειψη των απαραίτητων μακροχρόνιων παρατηρήσεων (π.χ. Vafeidis et al., 2008) και η σοβαρότητα του προβλήματος αναδεικνύει την ανάγκη για περαιτέρω έρευνες, οι οποίες θα ενσωματώσουν και άλλα μοντέλα στη συστοιχία. Παρόλα αυτά, ενώ η προσέγγιση που εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή δεν μπορεί να αντικαταστήσει λεπτομερείς μελέτες που εστιάζουν σε συγκεκριμένες παραλίες, μπορεί να δώσει μια γρήγορη εκτίμηση του ρίσκου της παραλιακής οπισθοχώρησης λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης.

6 ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

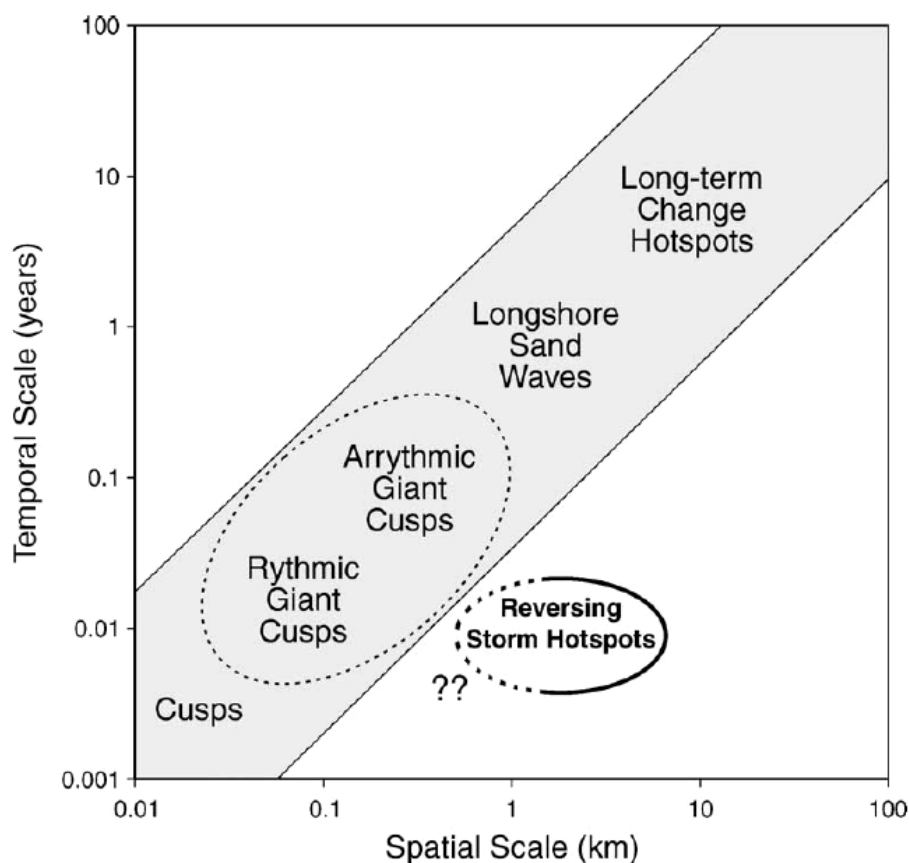
6.1 Συζήτηση

Ο κύριος σκοπός της παρούσας διατριβής ήταν η ανάπτυξη μιας νέας μεθοδολογίας/εργαλείου για την διάγνωση/πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από διαφορετικές μακροχρόνιες ή/και βραχυχρόνιες ανόδους της θαλάσσιας στάθμης και διαφορετικές μορφολογικές, υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες. Για την επίτευξη του στόχου χρησιμοποιήθηκαν: (α) ένα μονοδιάστατο (1-D) προηγμένο (state-of-the-art) μορφοδυναμικό μοντέλο, που βασίζεται στις εξισώσεις διασπειρόμενων, μη γραμμικών κυματισμών τύπου Boussinesq (π.χ. Vousdoukas et al., 2009) και (β) συστοιχίες (ensembles) διαφορετικών αναλυτικών και αριθμητικών μορφοδυναμικών μοντέλων ποικίλης πολυπλοκότητας. Τα εργαλεία αυτά εκτίμησαν το εύρος της παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από διαφορετικά σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης και για διαφορετικές μορφολογικές, ιζηματολογικές και κυματικές συνθήκες.

Η σύγκριση των εκτιμήσεων από τα διαφορετικά μοντέλα έδωσε ενδιαφέρουσες παρατηρήσεις. Πρώτον, όλα τα μοντέλα δείχνουν σημαντικές παράκτιες οπισθοχωρήσεις λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, οι οποίες δεν είναι σύμφωνες με το απλό μοντέλο οπισθοχώρησης, δηλ. με εκείνο που η ακτή οπισθοχωρεί σύμφωνα με την παραλιακή κλίση (π.χ. για άνοδο 1 m και κλίση 1/10, 10 m οπισθοχώρηση), ακόμα και στην περίπτωση της εφαρμογής σε γραμμικές διατομές. Δεύτερον, τα αποτελέσματα των μοντέλων διαφέρουν αρκετά μεταξύ τους. Τρίτον, τα εύρη των εκτιμήσεων για την ‘φυσική’ διατομή βρέθηκαν να είναι μεγαλύτερα από αυτά των γραμμικών διατομών (π.χ. Σχήματα 5-34, 5-35, 5-39 και 5-40). Τέταρτον, τα μοντέλα που δοκιμάστηκαν δείχνουν μεγαλύτερη ή μικρότερη ευαισθησία στις μορφολογικές, ιζηματολογικές και υδροδυναμικές συνθήκες, με τα μοντέλα Leont’yeu και SBEACH να είναι τα πλέον ‘σταθερά’ στην περίπτωση της ‘φυσικής’ διατομής· φαίνεται ότι τα πεπλεγμένα υδροδυναμικά/ιζηματοδυναμικά (bottom-up) μοντέλα δίνουν πιο ‘σφικτά’ αποτελέσματα στην περίπτωση των φυσικών διατομών. Τέλος, η σύγκριση των προβλέψεων για ‘φυσικές’ και γραμμικές διατομές με την ίδια περίπου κλίση έδειξε μικρές αποκλίσεις στα περισσότερα μοντέλα.

6.1.1 Σύγκριση και αξιολόγηση των συστοιχιών μοντέλων

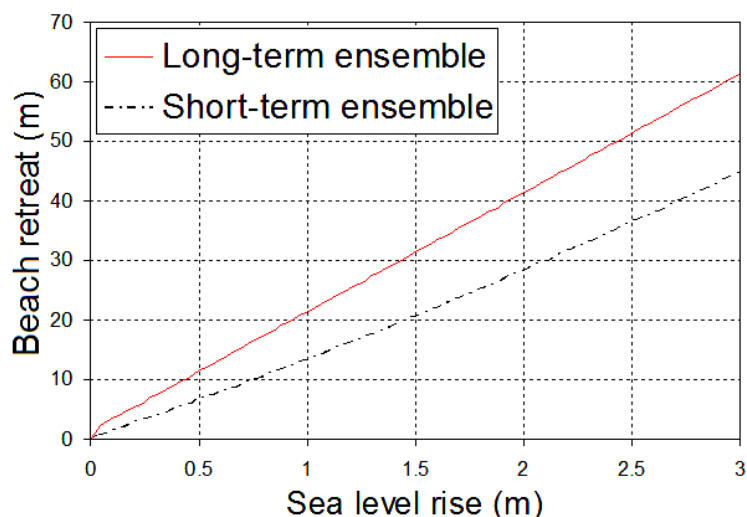
Οι παράκτιες μεταβολές λαμβάνουν χώρα σε ένα ευρύ φάσμα χωρικών και χρονικών κλιμάκων. Στις περισσότερες περιπτώσεις οι κλίμακες παρουσιάζουν συνάφεια, αφού οι μικρής χωρικής κλίμακας αλλαγές αποδίδονται σε βραχυχρόνιες και οι μεγάλης κλίμακας αλλαγές σε μακροχρόνιες διεργασίες. Αυτή η σχέση των κλιμάκων περιγράφεται στο διάγραμμα ταξινόμησης των παράκτιων μεταβολών (Σχήμα 6-1). Παράκτιες μεταβολές που δεν ακολουθούν το γενικό πρότυπο, όπως π.χ. ταχείες μεγάλης χωρικής κλίμακας μεταβολές, έχουν σπάνια παρατηρηθεί. Πρέπει όμως να σημειωθεί ότι είναι ερευνητικά δύσκολο (και, πολλές φορές, οικονομικά απαγορευτικό) να καταγραφούν/παρατηρηθούν μεγάλης κλίμακας (δεκάδων km) παράκτιες αποκρίσεις σε βραχυχρόνια συμβάντα. συνεπώς, έχουν πραγματοποιηθεί πολύ λίγες σχετικές μελέτες (List et al., 2006).



Σχήμα 6-1. Η αντιστοιχία μεταξύ χωρικής (spatial scale) και χρονικής κλίμακας (temporal scale) των παράκτιων μεταβολών. Τα ανατρεπόμενα 'θερμά σημεία' θύελλας (reversing storm hotspots) βρίσκονται έξω από την συνηθισμένη αντιστοιχία κλιμάκων. Οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν αβέβαια όρια των κλιμάκων (List et al., 2006).

Η παρούσα διατριβή έδειξε ότι οι 2 συστοιχίες μοντέλων (δηλ. η ‘βραχυχρόνια’, και η ‘μακροχρόνια’ συστοιχία) δίνουν παρόμοιες τιμές παραλιακής οπισθοχώρησης, με τη *βραχυχρόνια* συστοιχία να προβλέπει λίγο μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις από τη *μακροχρόνια* (Σχήμα 5-43, βλ. και List et al., 2006). Στην περίπτωση όμως των φυσικών διατομών, τα αποτελέσματα της σύγκρισης διαφοροποιούνται, με τη *μακροχρόνια* συστοιχία να δίνει σαφώς μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις από τη *βραχυχρόνια* (βλ. Σχήματα 5-45, 5-48).

Βρέθηκε (βλ. Ενότητα 5.6) ότι τα μοντέλα Leont’yeu, SBEACH και Edelman (βραχυχρόνια συστοιχία) δίνουν συγκρίσιμες οπισθοχωρήσεις για γραμμικές και ‘φυσικές’ διατομές με παρόμοιες κλίσεις στη ζώνη αναρρίχησης. Το μοντέλο Bruun όμως δίνει συγκρίσιμες τιμές μόνον όταν χρησιμοποιηθεί η κλίση (της φυσικής διατομής) από το ανώτερο σημείο της κυματικής αναρρίχησης έως το βάθος κλεισίματος, ενώ το μοντέλο Dean όταν χρησιμοποιηθεί η κλίση της ζώνης απόσβεσης. Για να είναι συγκρίσιμες λοιπόν οι 2 συστοιχίες θα πρέπει να εφαρμοστούν τα μοντέλα Leont’yeu, SBEACH και Edelman σε γραμμικές διατομές με κλίσεις που αντιστοιχούν στη ζώνη αναρρίχησης των φυσικών διατομών, το μοντέλο Bruun με κλίση που αντιστοιχεί στην ενεργή διατομή (προφίλ) και το μοντέλο Dean με την κλίση στη ζώνη απόσβεσης. Χρησιμοποιώντας ως φυσική διατομή τη ‘μέση’ διατομή του πειράματος SandyDuck και αφού προσδιοριστούν οι αντίστοιχες κλίσεις και διατομές και εφαρμοστούν τα μοντέλα αναλόγως, προκύπτουν τα αποτελέσματα του Σχήματος 6-2, τα οποία δείχνουν ότι η μακροχρόνια συστοιχία προβλέπει σαφώς μεγαλύτερες οπισθοχωρήσεις από τη βραχυχρόνια.

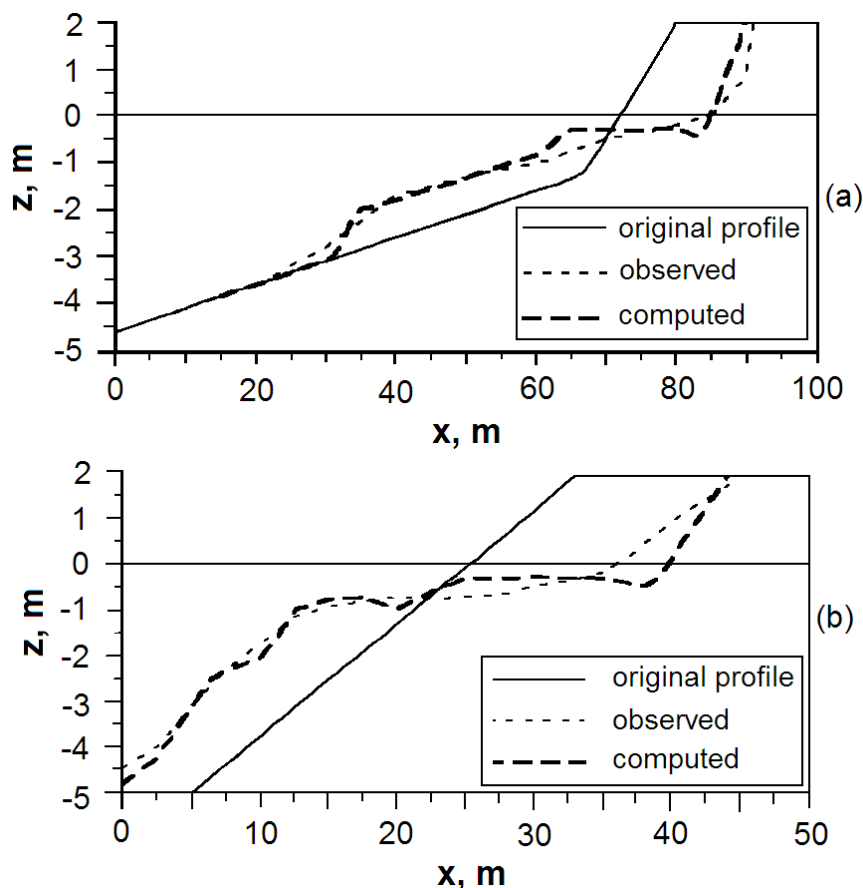


Σχήμα 6-2. Σύγκριση βραχυχρόνιας (short-term ensemble) και μακροχρόνιας (long-term ensemble) συστοιχίας (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θάλασσας στάθμης).

Οι δύο συστοιχίες εμφανίζουν μικρές διαφορές με το μοντέλο Boussinesq (Σχήμα 5-46) και η εφαρμογή όλων των μοντέλων ως μία συστοιχία δίνει αποτελέσματα τα οποία είναι ακόμα πλησιέστερα στα αποτελέσματα του μοντέλου Boussinesq (Σχήμα 5-47). Η συνάφεια των αποτελεσμάτων της συστοιχίας με ένα μοντέλο με καλή αξιολόγηση από φυσικά πειράματα (στη κυματο-δεξαμενή του Ανόβερου, βλ. Ενότητα 5.2, Σχήμα 5-21) αποτελεί ένδειξη της προγνωστικής ικανότητας της. Αυτό, σε συνδυασμό με το ότι η μέθοδος είναι απλή/εύκολη στην εφαρμογή της (και χωρίς μεγάλες απαιτήσεις σε υπολογιστική ισχύ και τεχνογνωσία) δείχνει την ευχρηστία της σαν εργαλείο πρόγνωσης. Πρέπει όμως να σημειωθεί, ότι η συνάφεια των αποτελεσμάτων που αναφέρθηκε δεν εγγυάται την λεπτομερή/ακριβή περιγραφή των διεργασιών οπισθοχώρησης σε συγκεκριμένες παραλίες. Δείχνει όμως την εγκυρότητα της χρήσης των ανώτερων και κατώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας, η χρήση των οποίων ενδείκνυται για γενικευμένες εφαρμογές και μεγάλης κλίμακας προβλέψεις (σε κλίμακα λεκάνης) παραλιακών οπισθοχωρήσεων λόγω άνοδου της θάλασσας στάθμης, όπου η χρήση των απαιτητικών σε υπολογιστική ισχύ και τεχνογνωσία μοντέλων (όπως το μοντέλο Boussinesq) δεν είναι εφικτή.

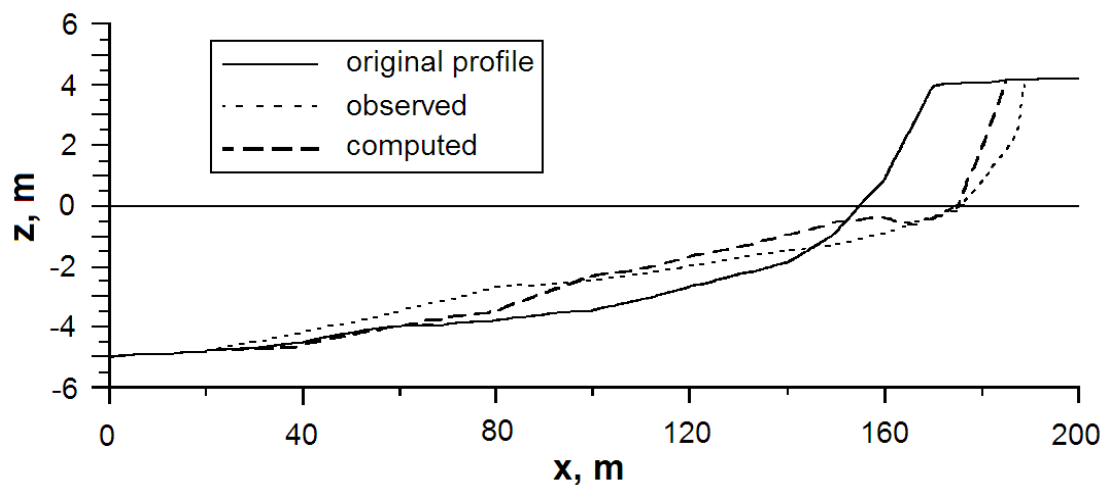
Όσον αφορά την αξιολόγηση των ίδιων των μοντέλων της συστοιχίας, θα πρέπει να σημειωθεί, ότι έχουν γίνει αρκετές προσπάθειες βαθμονόμησης/επιβεβαίωσης τους. Το μοντέλο του Bruun έχει υποστηριχτεί από κάποιες εργαστηριακές έρευνες και μελέτες πεδίου. Ο Schwartz (1965,1967)

διεξήγαγε εργαστηριακά πειράματα και παρατηρήσεις πεδίου για να επιβεβαιώσει τις προβλέψεις του Bruun. Δοκίμασε το μοντέλο σε εργαστηριακές δεξαμενές χρησιμοποιώντας διαφορετικές στάθμες και κυματικές συνθήκες και μελέτησε την απόκριση της διατομής στο πεδίο (σε δύο τοποθεσίες στο Cape Cod) χρησιμοποιώντας τις παλιρροιακές διακυμάνσεις σαν αντιπροσωπευτικές (proxy) των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης· τόσο τα εργαστηριακά αποτελέσματα όσο και οι παρατηρήσεις πεδίου βρέθηκαν σε γενική συμφωνία με τις προβλέψεις του Bruun. Επίσης, ο Rosen (1978) δοκίμασε τον κανόνα του Bruun χρησιμοποιώντας μακροχρόνια δεδομένα αύξησης της στάθμης της θάλασσας και σχετικής παράκτιας διάβρωσης από το Κόλπο Chesapeake και βρήκε επίσης καλή συμφωνία. Νέότερες μελέτες όμως και υποστηρίζουν (π.χ. των Mimura and Nobuoka, 1995) και διαφωνούν με την εφαρμοσιμότητα του μοντέλου (βλ. και Ενότητα 3.2).



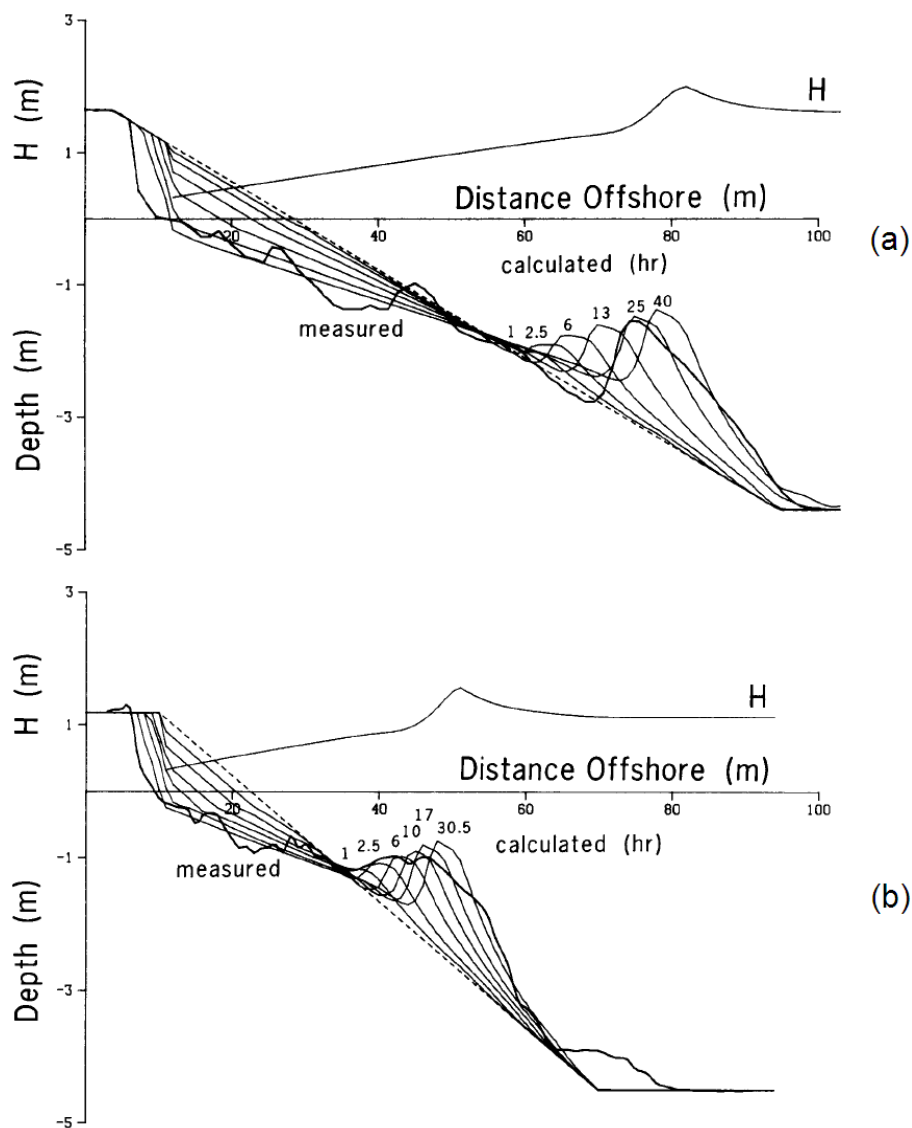
Σχήμα 6-3. Μορφολογικές μεταβολές σε μια διατομή για την περίπτωση (a) “αμμόλοφου με αλίπεδο” και (b) “αμμόλοφου χωρίς αλίπεδο” (τροποποιημένο από Leont’yeu, 1996). (original profile: αρχικό προφίλ, observed: παρατηρούμενο πειραματικά, computed: υπολογισμένο με το μοντέλο).

Το μοντέλο Leont'yev έχει επιβεβαιωθεί από πειραματικά δεδομένα (Uliczka (1987), που πραγματοποιήθηκαν σε μεγάλη κυματο-δεξαμενή (βάθος νερού > 5 m) για να μελετηθεί η διάβρωση αμμοθινών που εκτίθενται στη κυματική δράση. Χρησιμοποιήθηκαν δύο τύποι παραλιακών διατομών: ο πρώτος αναπαριστά “αμμόλοφο με αλίπεδο”- (d_{50} , 0.22 mm), με το βαθύτερο τμήμα της παραλίας να είναι σχετικά ομαλό (κλίση πυθμένα 1:20) και το ανώτερο απότομο (κλίση 1:4) (Σχήμα 6-3a) και ο δεύτερος “αμμόλοφο χωρίς αλίπεδο” (d_{50} , 0.33 mm) με απότομη κλίση (κλίση 1:4) σε όλο το μήκος της διατομής (Σχήμα 6-3b). Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκαν κυματισμοί με $H_s = 1.4$ και 1.5 m και κυματικό φάσμα JONSWAP (περίοδος κορυφής φάσματος, 6 sec). Η σύγκριση έδειξε ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των παρατηρούμενων και προβλεπόμενων τελικών διατομών, ενώ το μοντέλο επιβεβαιώθηκε επίσης με την εφαρμογή του στην περίπτωση ενός καταγεγραμμένου φαινομένου μετεωρολογικής παλίρροιας σε φυσική διατομή (Newe and Dette, 1995) (Σχήμα 6-4).



Σχήμα 6-4. Μορφολογικές μεταβολές σε ένα προφίλ στην ακτή του νησιού Sylt έπειτα από μετεωρολογική παλίρροια (τροποποιημένο από Leont'yev, 1996). (original profile: αρχικό προφίλ, observed: παρατηρούμενο πειραματικά, computed: υπολογισμένο με το μοντέλο).

Το μοντέλο SBEACH έχει αξιολογηθεί ικανοποιητικά από εργαστηριακά δεδομένα (βλ. Σχήμα 6-5) καθώς και από δεδομένα πεδίου από το Duck (Larson and Kraus, 1989· CEM, 2008).



Σχήμα 6-5. Επιβεβαίωση του μοντέλου SBEACH (Larson and Kraus, 1989). (depth: βάθος, H: ανύψωση, distance offshore: απόσταση προς τα ανοικτά, measured: μετρημένο πειραματικά, calculated: προσδιορισμένο από το μοντέλο).

6.1.2 Λειτουργία της μεθόδου και συγκριτικά της πλεονεκτήματα

Σύμφωνα με τη *μεθοδολογία/εργαλείο* που αναπτύχθηκε στην παρούσα διατριβή το εύρος της παραλιακής οπισθοχώρησης για σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης έως 3 m μπορεί να εκτιμηθεί ως εξής.

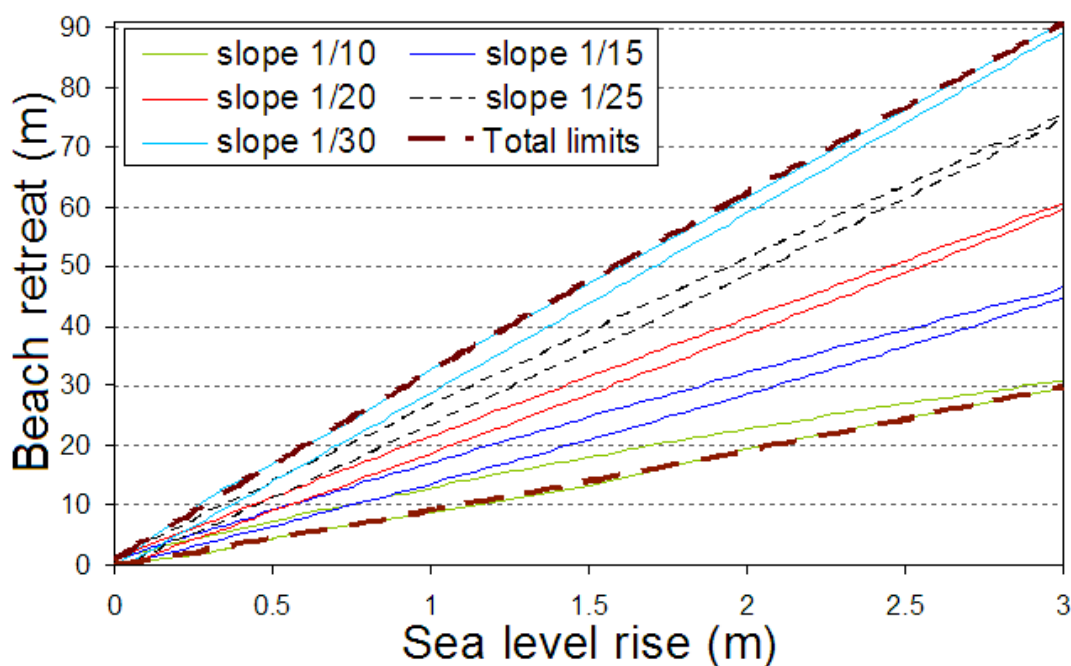
- Για μεγάλες χωρικές κλίμακες (π.χ. λεκάνη, αρχιπέλαγος) από τις σχέσεις των ορίων του συνόλου των προβλέψεων που προέκυψαν από το μοντέλο Boussinesq (Σχήμα 6-6, Πίνακας 6-1) ή από την ενιαία συστοιχία των μοντέλων (Σχήμα 6-7, Πίνακας 6-1).

Πίνακας 6-1. Οι σχέσεις που συνιστούν το εργαλείο/μεθοδολογία που αναπτύχθηκε στην παρούσα διατριβή, όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση (σε m) και a η άνοδος της θάλασσας στάθμης (σε m).

Μοντέλα		Άνοδος της θάλασσας στάθμης			
		Όρια οπισθοχώρησης	22cm	50cm	1m
Boussinesq	Κλίση	Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	$s = 0.39 a^2 + 8.84 a - 0.23$ ($R^2 = 0.999$)		
	1/10		$s = -0.92 a^2 + 12.64 a + 1.24$ ($R^2 = 0.99$)		
	1/15	Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	1.7 – 4 m 4.3 – 7.3 m 9 – 13 m		
	1/20		$s = 0.57 a^2 + 13.34 a - 0.28$ ($R^2 = 0.999$) $s = -0.51 a^2 + 16.67 a + 0.97$ ($R^2 = 0.999$)		
	1/25	Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	2.7 – 4.6 m 6.5 – 9.2 m 13.6 – 17.1 m		
	1/30		$s = 0.39 a^2 + 18.87 a - 0.49$ ($R^2 = 0.999$) $s = -0.33 a^2 + 20.85 a + 1.07$ ($R^2 = 0.998$)		
	Για όλες τις κλίσεις	Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	3.7 – 5.6 m 9 – 11.4 m 18.8 – 21.6 m		
	$s = 0.46 a^2 + 23.73 a - 0.85$ ($R^2 = 0.999$) $s = -0.43 a^2 + 26.09 a + 1.01$ ($R^2 = 0.999$)				
Βραχυχρόνια συστοιχία		Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	4.4 – 6.7 m 11.1 – 13.9 m 23.3 – 26.7 m		
			$s = 0.16 a^2 + 29.65 a - 0.92$ ($R^2 = 0.999$) $s = -0.83 a^2 + 32.46 a + 0.78$ ($R^2 = 0.999$)		
		Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	5.6 – 7.9 m 13.9 – 16.8 m 28.9 – 32.4 m		
			$s = 0.39 a^2 + 8.87 a - 0.25$ ($R^2 = 0.999$) $s = -0.82 a^2 + 32.43 a + 0.81$ ($R^2 = 0.999$)		
		Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	1.7 – 7.9 m 4.3 – 16.8 m 9 – 32.4 m		
			$s = 0.54 a^2 + 7.08 a - 0.31$ ($R^2 = 0.998$) $s = 1.23 a^2 + 29.52 a + 4.71$ ($R^2 = 0.996$)		
Μακροχρόνια συστοιχία		Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	1.3 – 11.3 m 3.4 – 19.8 m 7.3 – 35.5 m		
			$s = -0.001 a^2 + 7.9 a + 0.1$ ($R^2 = 1$) $s = 5E-05 a^2 + 28a + 5.2$ ($R^2 = 1$)		
		Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	1.8 – 11.4 m 4 – 19.2 m 8 – 33.2 m		
			$s = 0.33 a^2 + 7.4 a - 0.14$ ($R^2 = 1$) $s = 0.74 a^2 + 28.9 a + 4.9$ ($R^2 = 1$)		
Ενιαία συστοιχία		Κατώτερο Ανώτερο Εύρος	1.5 – 11.3 m 3.6 – 19.5 m 7.6 – 34.5 m		

Το μοντέλο Boussinesq και η συστοιχία μοντέλων έδειξαν (βλ. Ενότητα 5.4.2, Σχήμα 5-45) ότι δίνουν παρόμοια εύρη οπισθοχώρησης όταν εφαρμοστούν για τις ίδιες μορφολογικές, υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες. Το μοντέλο Boussinesq όμως έχει εφαρμοστεί για τις ίδιες μεν παραλιακές κλίσεις αλλά για λιγότερους συνδυασμούς υδροδυναμικών και ιζηματολογικών συνθηκών και για ύψη κύματος έως και 4 m, λόγω (α) των μεγάλων απαιτήσεων του μοντέλου σε υπολογιστική ισχύ, και (β) του ότι βρίσκεται ακόμα σε πειραματικό στάδιο και δεν εφαρμόζεται με επιτυχία σε συνθήκες ακραίων κυματισμών (κυματικά ύψη > 4 m) σε πολύ αποτομες παραλίες. Παρόλα αυτά, με εξαίρεση τα πολύ υψηλά κύματα (που έχουν όμως μικρή συχνότητα εμφάνισης) εφαρμόστηκε για τους ‘ακραίους’ συνδυασμούς που αναμενόταν να δώσουν τα ανώτερα και κατώτερα όρια των εκτιμήσεων. Συνεπώς, αν είναι γνωστό ότι η περιοχή μελέτης δεν

χαρακτηρίζεται από ακραία κυματικά ύψη (> 4 m), οι εκτιμήσεις για τα ανώτερα και κατώτερα όρια των παραλιακών οπισθοχωρήσεων κάτω από διαφορετικές ανόδους της θάλασσας στάθμης μπορούν να γίνουν με τις εκφράσεις από το μοντέλο Boussinesq, το οποίο αποτελεί περισσότερο ακριβές εργαλείο. Στην περίπτωση που δεν υπάρχει διαθέσιμη σχετική πληροφορία από την περιοχή μελέτης συνίσταται η εφαρμογή της ενιαίας συστοιχίας μοντέλων καθώς αυτή μπορεί να δώσει εκτιμήσεις για περισσότερες περιβαλλοντικές συνθήκες. Παράδειγμα εφαρμογής της μεθοδολογίας είναι αυτό της Μαύρης Θάλασσας (βλ. Ενότητες 4.4 και 5.5), της οποίας οι παραλίες παρουσιάζουν ποικίλη μορφολογία και ιζηματολογία και ελέγχονται από ενεργητικά ανεμογενή κύματα που σε ορισμένες περιοχές μπορεί να φτάσουν σε (offshore) ύψος τα 6 m (Kuznetsov et al., 2005· Keremedchiev et al., 2008). Στην περιοχή αυτή επιλέχθηκε η ενιαία συστοιχία μοντέλων (η οποία έχει εφαρμοστεί και για κύματα με ύψος μέχρι και 6 m).

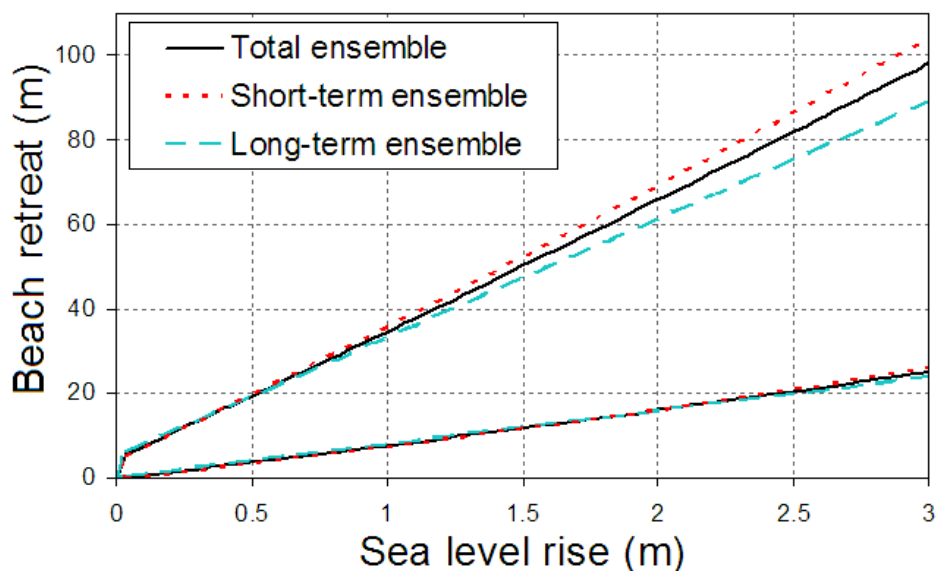


Σχήμα 6-6. Τα όρια των προβλέψεων του μοντέλου Boussinesq για όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν και για κάθε παραλιακή κλίση ξεχωριστά (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θάλασσας στάθμης).

- Για μικρές χωρικές κλίμακες (π.χ. συγκεκριμένη παραλία) η υποχώρηση της ακτογραμμής μπορεί να εκτιμηθεί από τις εκφράσεις των ορίων των προβλέψεων

του μοντέλου Boussinesq (Σχήμα 6-6, Πίνακας 6-1), για την κλίση που αντιστοιχεί στην παραλία που εξετάζεται (π.χ. για παραλίες με κλίση 1/25 και για ανόδους 0.22 m και 0.50 m η οπισθοχώρηση προβλέπεται ως 4.4 – 6.7 m και 11.1 – 13.9 m αντίστοιχα).

- Για βραχυχρόνιες μεταβολές (π.χ. μετεωρολογική παλίρροια) η παραλιακή διάβρωση μπορεί να εκτιμηθεί από τις εκφράσεις που περιγράφουν τα όρια των εκτιμήσεων της βραχυχρόνιας συστοιχίας (Σχήμα 6-7, Πίνακας 6-1) ή του μοντέλου Boussinesq (Σχήμα 6-6, Πίνακας 6-1) (για ύψη κύματος $\leq 4\text{m}$).
- Για μακροχρόνιες μεταβολές (π.χ. άνοδος της μέσης θαλάσσιας στάθμης), η παραλιακή οπισθοχώρηση μπορεί να εκτιμηθεί από τις σχέσεις που περιγράφουν τα όρια των προβλέψεων της μακροχρόνιας συστοιχίας (Σχήμα 6-7, Πίνακας 6-1).



Σχήμα 6-7. Τα όρια των προβλέψεων της βραχυχρόνιας (short-term), της μακροχρόνιας (long-term) και της ενιαίας συστοιχίας (total ensemble) (beach retreat: παραλιακή οπισθοχώρηση, sea level rise: άνοδος της θαλάσσιας στάθμης).

- Για συνδυασμό βραχυχρόνιων και μακροχρόνιων μεταβολών (π.χ. για μετεωρολογικές παλίρροιες το 2050) τα εύρη της παραλιακής οπισθοχώρησης για διαφορετικά (προβλεπόμενα) σενάρια ύψους της μετεωρολογικής παλίρροιας μπορούν να εκτιμηθούν από τη βραχυχρόνια συστοιχία μοντέλων ή/και το μοντέλο Boussinesq (για ύψη κύματος $\leq 4\text{m}$). Για παράδειγμα, μια μετεωρολογική παλίρροια ύψους 0.6 m εκτιμάται ότι μπορεί να προκαλέσει οπισθοχωρήσεις 4.1 – 22.9 m. Στην συνέχεια οι βραχυχρόνιες παραλιακές οπισθοχωρήσεις μπορούν να

συνδυαστούν με τα αποτελέσματα της μακροχρόνιας συστοιχίας για την προβλεπόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης την συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Με τον τρόπο αυτό προκύπτουν δύο νέες εκφράσεις που εκτιμούν την οπισθοχώρηση για διάφορα σενάρια μακροχρόνιας ανόδου της θαλάσσιας στάθμης συνδυασμένα με σενάρια μετεωρολογικής παλίρροιας (storm surge). Για παράδειγμα, οι εκφράσεις που προκύπτουν για μετεωρολογική παλίρροια ύψους 0.6 m είναι $s = -0.001 \alpha^2 + 7.9 \alpha + 4.2$ ($R^2 = 1$) (για το κατώτερο όριο) και $s = 5E-05 \alpha^2 + 28\alpha + 28.1$ ($R^2 = 1$) (για το ανώτερο όριο). Με την προσέγγιση αυτή προκύπτουν μεγαλύτερα εύρη προβλέψεων και μεγαλύτερες παραλιακές οπισθοχωρήσεις σε σχέση με τα αποτελέσματα καθεμιάς συστοιχίας ξεχωριστά.

Η παραπάνω προσέγγιση (α) παρέχει γρήγορα/εύκολα το εύρος παραλιακής οπισθοχώρησης για διαφορετικά σενάρια βραχυχρόνιας και μακροχρόνιας ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, (β) μπορεί να εφαρμοστεί σε παραλίες με πολλές διαφορετικές μορφολογικές, υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες και (γ) να δώσει εκτιμήσεις τόσο για μικρές (π.χ. παραλία) όσο και για μεγάλες (π.χ. λεκάνη, αρχιπέλαγος) χωρικές κλίμακες. Συνεπώς, μπορεί να αποτελέσει ένα πολύ βελτιωμένο (σε σχέση με τα υπάρχοντα) διαχειριστικό εργαλείο ταχείας εκτίμησης παραλιακής διάβρωσης και οπισθοχώρησης.

Για την εκτίμηση των επιπτώσεων στις παράκτιες περιοχές της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης σε μεγάλες χωρικές (και τη παγκόσμια) κλίμακες έχουν προταθεί ολοκληρωμένα μοντέλα που βασίζονται κυρίως σε ψηφιακά μοντέλα εδάφους (Digital Elevation Models-DEMs), δηλ. σε αναπαραστάσεις ψηφιδωτής μορφής (raster) σε περιβάλλον GIS, όπου κάθε στοιχείο του καννάβου περιέχει το υψόμετρο της επιφάνειας του εδάφους (π.χ. Rowley et al., 2007). Τα μοντέλα αυτά (Πίνακας 6-2), παρέχουν εκτιμήσεις των μορφολογικών αποκρίσεων στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης καθώς και των επιπτώσεων εναλλακτικών διαχειριστικών σχεδίων. Εμφανίζουν όμως περιορισμούς που αφορούν το κόστος, την απαραίτητη υπολογιστική ισχύ και τεχνογνωσία και, κυρίως, την απαίτηση σε περιβαλλοντική πληροφορία. Τα μοντέλα αυτά απαιτούν πληθώρα δεδομένων (ακριβή παράκτια DEMs, υδροδυναμική και ιζηματολογική πληροφορία, βιοφυσικά και κοινωνικοοικονομικά δεδομένα) για την εφαρμογή τους, τα οποία σε πολλές περιπτώσεις δεν είναι διαθέσιμα ή/και είναι δύσκολο να αποκτηθούν. Έχουν δημιουργηθεί κάποιες βάσεις δεδομένων (π.χ. ETOPO5, ETOPO2 και GLOBE) οι

οποίες χρησιμοποιούνται από τα μοντέλα αυτά. Για παράδειγμα, η βάση δεδομένων του μοντέλου DIVA καλύπτει την παγκόσμια ακτή (εκτός την Ανταρκτική) και περιέχει πληροφορία για περίπου 80 φυσικές, οικολογικές και κοινωνικο-οικονομικές παραμέτρους της παράκτιας ζώνης (Vafeidis et al., 2008). Η βάση δεδομένων, στην οποία όλες οι πληροφορίες αναφέρονται σε > 12000 γραμμικά παράκτια τμήματα ποικίλου μήκους, έχει σχεδιαστεί για να υποστηρίξει εκτιμήσεις των επιπτώσεων/τρωτότητας της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης σε ένα εύρος κλιμάκων (περιφερειακή-παγκόσμια). Οι Hinkel et al. (2010) χρησιμοποίησαν μια βελτιωμένη έκδοση της βάσης δεδομένων DIVA, η οποία βασίζεται στην πρωταρχική βάση δεδομένων, αλλά περιλαμβάνει ενημερώσεις σχετικές με το υψόμετρο των παράκτιων περιοχών καθώς και με άλλες παραμέτρους της περιοχής, που υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας ένα περισσότερο λεπτομερές DEM (SRTM, ανάλυση 90 m) (Rabus et al. 2003).

Πίνακας 6-2. Ιδιότητες των μοντέλων προσδιορισμού των παράκτιων επιπτώσεων (βλ. και Mcleod et al, 2010).

ΜΟΝΤΕΛΟ	ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ ΚΛΙΜΑΚΑ	ΧΩΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	ΚΟΣΤΟΣ X. :<\$10,000 M. :<\$50,000 Y. :>\$100,000	ΑΔΥΝΑΜΙΕΣ ΚΑΙ ΑΠΑΙΤΗΣΕΙΣ
Inundation model	παγκόσμια-περιφερειακή-τοπική	Ποικίλλει ανάλογα με την κλίμακα ανάλυσης Δεδομένα ανύψωσης (ETOPO5, ETOPO2, GLOBE GTOPO30 (USGS) και SRTM)	Χαμηλό	Μεγάλη αβεβαιότητα Έλλιψη δεδομένων στερεομεταφοράς
SimCLIM	παγκόσμια-περιφερειακή-τοπική	Ποικίλλει ανάλογα με τη διαθεσιμότητα των δεδομένων και τις υπολογιστικές απαιτήσεις	Χαμηλό - Μεσαίο	Απαιτήσεις σε δεδομένα
DIVA	παγκόσμια-περιφερειακή-εθνική	Τμήματα ακτογραμμής (12000 παγκόσμια, με μέσο μήκος 70km) SRTM (90m)	Μεσαίο	Απαιτήσεις σε δεδομένα/τεχνογνωσία
SLAMM	περιφερειακή-τοπική (π.χ., <1 km ² - 100,000 km ²)	≈ 10 – 100 m Δεδομένα ανύψωσης : USGS- SRTM (90m)	Χαμηλό - Μεσαίο	Απαιτήσεις σε δεδομένα/τεχνογνωσία
BTELSS	περιφερειακή-τοπική (π.χ., <1 km ² - 100,000 km ²)	1 km ²	Υψηλό	Απαιτήσεις σε δεδομένα και Υπολογιστική ισχύ

Ολοκληρωμένη εκτίμηση της διάβρωσης των ακτών λόγω της ανύψωσης της θαλάσσιας στάθμης

Γενικά, τα ψηφιακά μοντέλα εδάφους (DEMs) που χρησιμοποιούνται από τα υπάρχοντα μοντέλα πρόγνωσης της παραλιακής οπισθοχώρησης σε μεγάλες χωρικές κλίμακες περιορίζουν την ακρίβεια των προγνώσεων καθώς έχουν χαμηλή ανάλυση (ιδιαίτερα στην παράκτια ζώνη) (McLeod et al, 2010). Για παράδειγμα, το DEM της DIVA έχει ανάλυση 90 m, το οποίο σημαίνει μια μέση τιμή υψομέτρου/τοπογραφικής ανύψωσης της παραλίας σε ένα παράκτιο κελί 90 m. Αν η μέση κλίση της παραλίας είναι π.χ. 1/20, αυτό σημαίνει ότι το παράκτιο DEM δίνει μια μοναδική ανύψωση 2.25 m (την μέση τιμή του κελιού) σε απόσταση 45 m από την ακτογραμμή (που, σε πολλές περιπτώσεις, είναι έξω από τα χερσαία όρια της παραλίας) και που περιορίζει την δυνατότητα του μορφοδυναμικού μοντέλου να διαχειριστεί μικρές ανόδους της θαλάσσιας στάθμης. Αντίθετα, η μεθοδολογία/εργαλείο που προτείνεται στην παρούσα μελέτη είναι ανεξάρτητη από την διαθεσιμότητα DEMs καλής χωρικής ανάλυσης αφού χρησιμοποιεί μόνον το πλάτος της παραλίας, το οποίο είναι συνήθως διαθέσιμο από δεδομένα τηλεπισκόπησης (βλ. Ενότητες 4.4 και 5.5).

Όσον αφορά το κόστος εφαρμογής κάποιων υπάρχοντων μοντέλων είναι πολλές φορές απαγορευτικό, με σημαντικότερο παράδειγμα το μοντέλο BTELSS όπου το κόστος εφαρμογής μπορεί να φθάσει τα \$150000 (McLeod et al., 2010). Επιπλέον, σημαντικό μειονέκτημα πολλών υπάρχοντων μοντέλων αποτελεί και το ότι κάποια μοντέλα (π.χ. DIVA, SLAMM) έχουν υψηλές απαιτήσεις τεχνογνωσίας που μειώνουν την χρησιμότητα τους ως διαχειριστικά εργαλεία. Αντίθετα, το παρόν εργαλείο έχει πολύ μικρό/μηδαμινό κόστος εφαρμογής, είναι εύκολο και γρήγορο στην εφαρμογή του, δεν απαιτεί ιδιαίτερη τεχνογνωσία και μπορεί να χρησιμοποιηθεί εύκολα από κάποιο παράκτιο μελετητή/διαχειριστή που θέλει να έχει μια πρώτη εκτίμηση της διάβρωσης που θα προκληθεί από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης σε μεγάλες χωρικές κλίμακες.

6.1.3 Περιορισμοί και μελλοντικές βελτιώσεις

Η παρούσα ανάλυση και μεθοδολογία/αποτελέσματα βασίζονται σε ορισμένες παραδοχές, οι οποίες συζητούνται στην συνέχεια:

Πρώτον, η θεμελιώδης παραδοχή όλων των μοντέλων που χρησιμοποιήθηκαν είναι ότι οι παραλίες και, ιδιαίτερα το χερσαίο και ανώτερο υποθαλάσσιο τμήμα τους, αποτελούν μια ανεξάντλητη δεξαμενή ιζημάτων. Τα ιζήματα αυτά θεωρούνται ότι μετά την διάβρωση τους μεταφέρονται προς τα ανοικτά σε απόσταση μικρότερη από αυτή του βάθους κλεισίματος (closure depth) (Komar, 1998). Συνεπώς, θεωρείται ότι

δεν υπάρχουν απώλειες ιζήματος από το παράκτιο σύστημα προς την υφαλοκρηπίδα και η παραδοχή αυτή είναι σημαντική για την επίλυση της εξίσωσης συνέχειας για τα ιζήματα (π.χ. Leeder, 1999), που χρησιμοποιείται στην μορφοδυναμική εξέλιξη του συστήματος. Η σημασία της στα αποτελέσματα των μοντέλων φαίνεται από την πολύ διαφορετική μορφολογική εξέλιξη που προκύπτει από τα μοντέλα Leont'yev και SBEACH στις περιπτώσεις παρουσίας στις παραλιακές διατομές παραλιακών ψαμμιτών (ακτόλιθων-beachrocks) (βλ. Vousdoukas et al., 2005, 2009) ή/και 'σκληρών' πυθμένων (hardbottoms) (βλ. Larson and Kraus, 2000· Hanson and Militello, 2005) που περιορίζουν την δεξαμενή διαθέσιμου ιζήματος στην χερσαία και ανώτερη υποθαλάσσια παραλία. Επιπλέον, στις φυσικές παραλίες έχει παρατηρηθεί επεισοδιακή μεταφορά ιζημάτων προς τα ανοικτά σε μεγάλες αποστάσεις από την ακτογραμμή (πέρα από το βάθος κλεισίματος)· οι απώλειες αυτές μπορεί να συνδέονται με την παρουσία αντισταθμιστικών ρευμάτων που δημιουργούνται μετά το πέρας φουσκοθαλασσιών-μετεωρολογικών παλινροιών και μεταφέρουν παραλιακά ιζήματα προς τα ανοικτά (π.χ. Duke et al., 1991), σε βάθη από τα οποία είναι πλέον αδύνατον να επαναφερθούν στο παραλιακό σύστημα από εποικοδομητικά κύματα μικρής καμπυλότητας. Η διεργασία αυτή έχει σαν αποτέλεσμα την σταδιακή μείωση του παραλιακού αποθέματος (reservoir) ιζημάτων, το οποίο πρέπει να αναπληρωθεί από αντίστοιχη παροχή ιζήματος είτε από την χέρσο (π.χ. ποτάμιες παροχές) είτε από γειτονικές παραλίες με παράλληλη στην ακτή ιζηματομεταφορά. Σε πολλές περιπτώσεις, όπως στην Μαύρη Θάλασσα, οι ποτάμιες απορροές υπόκεινται σε αυξημένη διαχείριση, με αποτέλεσμα την μείωση του φορτίου ιζημάτων μεσαίου και μεγάλου μεγέθους (π.χ. Hay, 1994· Jaoshvili, 2002· Panin and Jipa, 2002· Stanica et al., 2007· Mikhailov and Mikahailova, 2008).

Δεύτερον, τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη είναι μονοδιάστατα (1-D) καθώς είναι τα μόνα που μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε αυτού του είδους τις εφαρμογές (μεγάλης χωρικής κλίμακας προβλέψεις)· τα δισδιάστατα (2-D) μοντέλα απαιτούν πολύ περισσότερη πληροφορία (π.χ. πολύ καλά δεδομένα βαθυμετρίας και υδροδυναμικής), η οποία στις περισσότερες περιπτώσεις δεν είναι διαθέσιμη. Τα 1-D μοντέλα, όμως δεν λαμβάνουν υπ' όψη πλευρικές παροχές/απώλειες ιζημάτων λόγω ύπαρξης βαθμίδας της κυματικής ενέργειας παράλληλα στην ακτή. Αυτό περιορίζει την ακρίβεια των αποτελεσμάτων, αφού η μορφολογική εξέλιξη που αναμένεται θα επηρεάσει με την σειρά της και την

κατανομή της παράλληλης ροής ενέργειας και, συνεπώς, τις παράλληλες βαθμίδες ιζηματομεταφοράς, αλλάζοντας έτσι το 'πλευρικό' ιζηματικό ισοζύγιο. Επομένως, είναι πιθανόν οι προβλέψεις των 1-D μοντέλων να υπο-εκτιμούν την τελική παραλιακή οπισθοχώρηση, αφού δεν λαμβάνουν υπ' όψη τις παραπάνω διεργασίες που ελέγχουν το παραλιακό ιζηματικό ισοζύγιο, το οποίο είναι σήμερα αρνητικό σε πολλά παραλιακά συστήματα (π.χ. Komar, 1998). Το παρατηρούμενο αρνητικό ισοζύγιο ιζημάτων οφείλεται σε ποικίλες φυσικές και ανθρωπογενείς διεργασίες, όπως: (i) τεκτονικές και ισοστατικές κινήσεις και φυσική καθίζηση των παράκτιων ιζημάτων (π.χ. Massey et al., 2006) (ii) διαχειριστικά έργα των παράκτιων λεκανών απορροής, όπως η κατασκευή φραγμάτων (Willis and Griggs, 2003· Velegrakis et al., 2008· Dan et al., 2009) και ποτάμιες/παράκτιες αμμοληψίες (EUROSION, 2003) (iii) υπεράντληση των παράκτιων υδροφόρων οριζόντων και των κοιτασμάτων υδρογονανθράκων (π.χ. Briand, 1997) και (iv) κατασκευή παράκτιων δρόμων, λιμενικών έργων και άστοχων έργων παράκτιας προστασίας (π.χ. Pilkey and Dixon, 1996· Rafter, 2006).

Τρίτον, η μέθοδος προϋποθέτει ότι η παραλιακή διάβρωση δεν ελέγχεται από άλλους παράγοντες. Όμως, η παραλιακή διάβρωση εξαρτάται και από άλλους παράγοντες, όπως π.χ. η παρακτια φυσιογραφία (Callaghan et al., 2008), η παρουσία γειτονικών σημαντικών παγίδων ιζημάτων (Nicholls et al., 2007), η συχνότητα, ένταση και ομαδοποίηση ακραίων κυματικών φαινομένων (π.χ. Emanuel, 2005· Ferreira, 2006· Clarke and Rendell, 2009· Del Rio et al., 2011) και η παρουσία παραλιακών ψαμιτών (beachrock) (Vousdoukas et al., 2009).

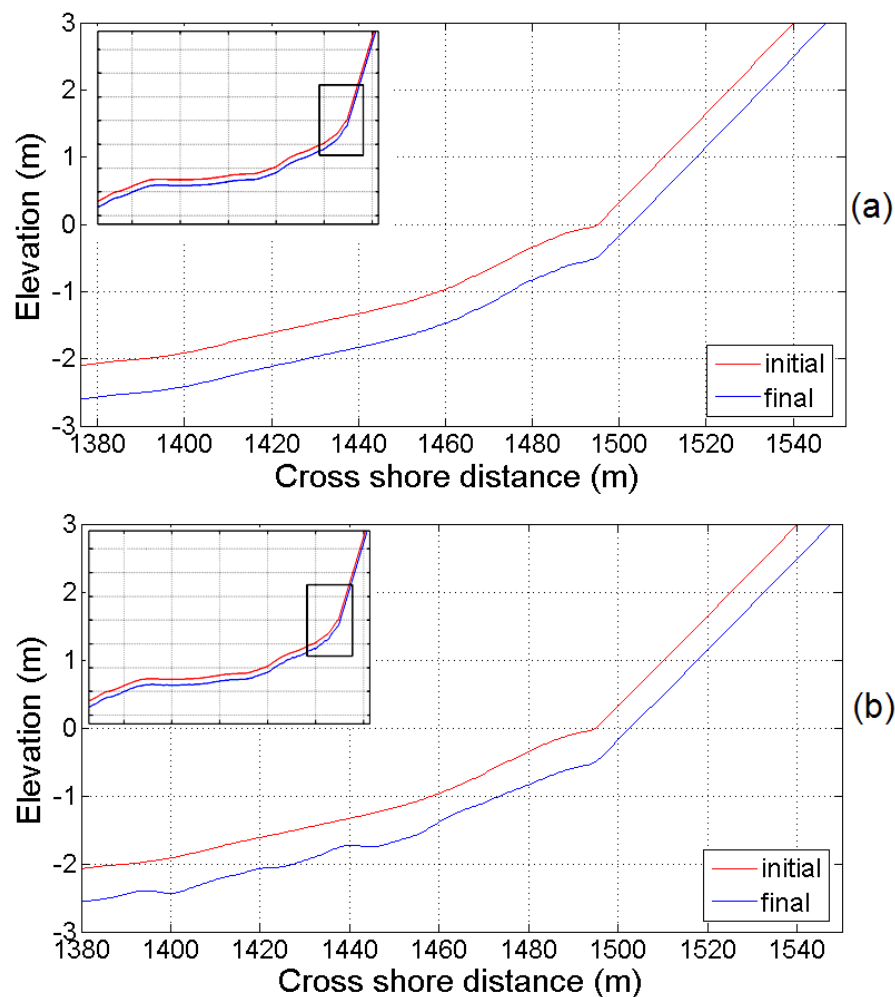
Από τον Πίνακα 6-3 φαίνεται ότι, στις περισσότερες περιπτώσεις, η παρατηρούμενη διάβρωση μπορεί να ξεπεράσει τις χειρότερες προγνώσεις της παρούσας μελέτης. Οι διαφορές μεταξύ παρατηρούμενης και εκτιμώμενης διάβρωσης σε ορισμένες περιπτώσεις φτάνουν τις μερικές τάξεις μεγέθους. Οι μόνες περιπτώσεις από αυτές που αναλύθηκαν στις οποίες οι παρατηρούμενες και εκτιμώμενες διάβρωσεις είναι συγκρίσιμες, είναι εκείνες του νησιού Herschel στον Καναδά (Lantuit and Pollard, 2008), όπου η διάβρωση οφείλεται κυρίως στην τήξη των παγετώνων και της Provence στη Γαλλία όπου το 60% της παραλιακής διάβρωσης μπορεί να αποδοθεί στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (Brunel and Sabatier, 2009).

Πίνακας 6-3. Παραδείγματα παρατηρούμενης διάβρωσης και η αντίστοιχη εκτιμώμενη από την ενιαία συστοιχία μοντέλων.

	Διάβρωση						Αιτίες	Βιβλιογραφική αναφορά
	Μακροχρόνια			Βραχυχρόνια				
	Άνοδος της θ.σ. (m)	Παρατηρούμενη (m)	Εκτιμώμενη (m)	Άνοδος της θ.σ. (m)	Παρατηρούμενη (m)	Εκτιμώμενη (m)		
Herschel island (Canada)	0.06	11.0	0.3-6.6	0.1	13.5	0.6-7.8	Τήξη των παγετώνων	Lantuit and Pollard, 2008
Gulf of St. Lawrence (Canada)	0.18	<27.5-82.5	1.2-10.1				Θελλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες	Forbes et al, 2004
N. Carolina (US)	0.23	369.6	1.6-11.6	0.11	131.2	0.7-8.1	Θελλώδεις κυματισμοί μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θ.σ.	Morton and Miller, 2005
S. Carolina (US)	0.23	184.8	1.6-11.6	0.11	57.6	0.7-8.1	Θελλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θ.σ.	Morton and Miller, 2005
Georgia (US)	0.23	198	1.6-11.6	0.11	92.8	0.7-8.1	Θελλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θ.σ.	Morton and Miller, 2005
E. Florida (US)	0.23	66	1.6-11.6	0.11	22.4	0.7-8.1	Αλλαγές στα αλιρροιακά ρεύματα, θελλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θ.σ.	Morton and Miller, 2005
W. Florida (US)	0.23	105.6±119	1.6-11.6	0.11	48	0.7-8.1	Αλλαγές στα αλιρροιακά ρεύματα, άνοδος της θ.σ.	Morton et al, 2004
Alabama (US)	0.23	105.6±105.6	1.6-11.6	0.11	48	0.7-8.1	Ανθρώπινες κατασκευές, άνοδος της θ.σ.	Morton et al, 2004
Mississippi (US)	0.23	409.2±237.6	1.6-11.6	0.11	185.6	0.7-8.1	Ανθρώπινες κατασκευές, άνοδος της θ.σ.	Morton et al, 2004
Louisiana	0.23	1082.4±586.8	1.6-11.6	0.11	384	0.7-8.1	Καθίζηση, ανθρώπινες δραστηριότητες, άνοδος της θ.σ.	Morton et al, 2004
Texas (US)	0.23	237.6±171.6	1.6-11.6	0.11	83.2	0.7-8.1	Ανθρώπινες κατασκευές, καθίζηση, άνοδος της στάθμης της θάλασσας	Morton et al, 2004
N. California (US)	0.23	39.6±13.2	1.6-11.6	0.11	19.2±12.8	0.7-8.1	Ανθρώπινες δραστηριότητες, El Niño, άνοδος της θ.σ., μείωση της ιζηματοπαροχής	Hapke et al, 2006
C. California (US)	0.23	39.6±13.2	1.6-11.6	0.11	25.6±12.8	0.7-8.1	Ανθρώπινες δραστηριότητες, El Niño, άνοδος της θ.σ., μείωση της ιζηματοπαροχής	Hapke et al, 2006
S. California (US)	0.23	26.4±13.2	1.6-11.6	0.11	25.6±12.8	0.7-8.1	Ανθρώπινες δραστηριότητες, El Niño, άνοδος της θ.σ., μείωση της ιζηματοπαροχής	Hapke et al, 2006
E. China				0.08	11000 (δέλτα) 500	0.5-7.2	Μείωση της ιζηματοπαροχής, εξόρυξη άμμου, άνοδος της θ.σ., παράκτιες κατασκευές	Cai et al, 2009
Carmague (France)	0.17	278.8±8.2	1.1-9.8				Καθίζηση, 8% της διάβρωσης οφείλεται στην άνοδο της θ.σ.	Brunel and Sabatier, 2009
Provence (France)	0.08	10.2±3.1	0.5-7.2				60% της διάβρωσης οφείλεται στην άνοδο της θ.σ.	Brunel and Sabatier, 2009
Cies Islands (Spain)	0.18	23.8	1.2-10.1	0.014	6.8-12.8	0-5.3	Εξόρυξη άμμου, NAO, θελλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες	Costas and Alejo, 2007
Romanian coast (Black Sea)				0.06	95-475	0.3-6.6	Θελλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θ.σ., μείωση ιζηματοπαροχής, παράκτια έργα	Coman, 2004- Stanica, Panin, 2009
Negril (Jamaica)	0.14	56	0.9-9				Θελλώδεις κυματισμοί, μετεωρολογικές παλίρροιες, άνοδος της θ.σ., μείωση ιζηματοπαροχής, μείωση λειμώνων	RiVAMP, 2010

* όπου μακροχρόνια ορίζεται η διάβρωση για χρονικές περιόδους μεγαλύτερες των 30 χρόνων μέσα στο διάστημα 1870 – 2002, ενώ ως βραχυχρόνια η διάβρωση μέσα στο διάστημα 1970 – 2006.

Είναι λοιπόν πιθανόν ότι άλλοι παράγοντες (όπως π.χ. θυελλώδεις κυματισμοί, παράκτια καθίζηση, ανθρώπινες δραστηριότητες, μείωση της ιζηματοπαροχής) ελέγχουν τη παρατηρούμενη διάβρωση των παράκτιων περιοχών του Πίνακα 6-3, οι οποίοι μπορεί να είναι περισσότερο καταστροφικοί από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Εντυπωσιακά παραδείγματα αποτελούν η διάβρωση των 11 km που παρατηρήθηκε στο δέλτα του ποταμού Tellow (Tellow River Delta) σε διάστημα 24 χρόνων (1976-2000), η διάβρωση της ακτογραμμής της Ταϊρεί κατά 500 m την περίοδο 1980-2003, καθώς και η διάβρωση κατά ~470 m των ακτών της Romania (1980-1999) και των ~380 m των ακτών της Louisiana (1970-2002).



Σχήμα 6-8. Εκτιμήσεις του μοντέλου Boussinesq για το προφίλ 69 από την περιοχή Negril στην Τζαμάικα για άνοδο 0.5 m και για κύμα με (a) $H=0.8$ m, $T=6$ sec και (b) $H=2.8$ m, $T=8.7$ sec (elevation: ανύψωση, cross shore distance: εγκάρσια απόσταση από την ακτή).

Στο Negril (Jamaica) έχουν καταγραφεί οι μεταβολές της θέσης της ακτογραμμής τα τελευταία 40 έτη, κατά τα οποία η άνοδος της μέσης θαλάσσιας

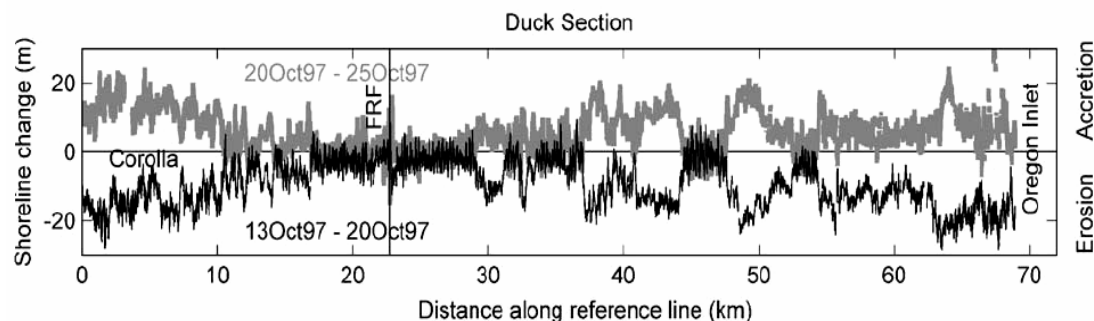
στάθμης ήταν έως 0.14 m (RiVAMP, 2010). Σύμφωνα λοιπόν με το εργαλείο που έχει αναπτυχθεί στην παρούσα μελέτη η αναμενομένη οπισθοχώρηση θα έπρεπε να κυμαίνεται μεταξύ 0.9 – 9.0 m· όμως, οι παραλιακές οπισθοχωρήσεις που παρατηρήθηκαν στην περιοχή είναι πολύ μεγαλύτερες (Πίνακας 6-3). Ακόμα και το μοντέλο Boussinesq που εφαρμόστηκε σε μια φυσική διατομή από την παραλία του Negril (προφίλ 69, RiVAMP, 2010) έδωσε για άνοδο 0.5 m (\gg 0.14 m) και για τις συνηθισμένες ($H=0.8$ m, $T=6$ sec) και ακραίες ($H=2.8$ m, $T=8.7$ sec) κυματικές συνθήκες της περιοχής οπισθοχωρήσεις < 8 m (Σχήμα 6-8), ενώ η παρατηρηθείσα οπισθοχώρηση τα τελευταία 40 έτη για την ίδια περιοχή της παραλίας βρέθηκε να είναι ~ 30 m.

Με βάση τα παραπάνω φαίνεται ότι οι εκτιμήσεις που δίνει το προτεινόμενο εργαλείο είναι ικανοποιητικές αν ο κύριος παράγων είναι η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης και η συμβολή των άλλων παραγόντων που ελέγχουν την παραλιακή διάβρωση (π.χ. παράλληλη στην ακτή ιζηματομεταφορά, αρνητικά ιζηματικά ισοζύγια, παρουσία άστοχων παράκτιων έργων κλπ) είναι μικρή. Κάποιοι από αυτούς μπορούν να συμπεριληφθούν στις εκτιμήσεις βελτιώνοντας τις προβλεψεις. Για παράδειγμα, αν είναι γνωστό ότι σε μια περιοχή λαμβάνει χώρα τεκτονική ανύψωση/καθίζηση της χέρσου ή/και των ιζημάτων τότε αυτή θα μπορούσε να συμπεριληφθεί στις εκτιμήσεις. Επιπλέον, αν υπάρχουν πληροφορίες για την παράκτια ιζηματοπαροχή/ιζηματικό ισοζύγιο, το παρόν εργαλείο θα μπορούσε να συνδυαστεί με κατάλληλα εργαλεία που λαμβάνουν υπ'όψη αυτούς του παράγοντες (π.χ. Samaras and Koutitas, 2009).

Όσον αφορά τη βραχυχρόνια μορφοδυναμική κλίμακα, έχει παρατηρηθεί σε ορισμένες περιπτώσεις ανάκτηση των παραλιών έπειτα από ένα ακραίο επεισόδιο (Sonu, 1968· 1973· Fucella and Dolan 1996· List et al., 2006). Οι Fucella and Dolan (1996), έδειξαν ότι το 50% του όγκου της υποαέριας παραλίας στο Nags Head (N. Carolina), το οποίο χάθηκε κατά τη διάρκεια της θύελλας, ανακτήθηκε μέσα στις 12 πρώτες ώρες μετά την καταιγίδα. Οι List et al. (2006) μέτρησαν την, μεγάλης κλίμακας, παραλιακή απόκριση σε πολλαπλά ακραία συμβάντα σε 3 παραλίες (Cape Cod, Duck, Hatteras) των Η.Π.Α. Οι παρατηρήσεις αποκάλυψαν ανομοιογενή απόκριση, με μεμονωμένα 'θερμά σημεία' διάβρωσης με μήκη 2–6 km και με εγκάρσιες διακυμάνσεις 10–25 m. Μέσα σε λίγες ημέρες από το συμβάν, πολλά από τα 'θερμά σημεία' διάβρωσης μετατράπηκαν σε 'θερμά σημεία' πρόσχωσης, με την

κατανομή της πρόσχωσης να σχηματίζει ένα σχεδόν τέλειο καθρέπτη της κατανομής της διάβρωσης (Σχήμα 6-9). Κατά τη διάρκεια των 3 ετών παρατήρησης στο Cape Cod, η χωρική κατανομή των ανατρεπόμενων αυτών ‘θερμών σημείων’ δεν άλλαξε σημαντικά, ενώ κάτι τέτοιο δεν παρατηρήθηκε στην κατανομή των ‘θερμών σημείων’ στην N. Carolina.

Φαίνεται ότι υπάρχουν αρκετά στοιχεία που υποστηρίζουν ότι οι βραχυχρόνιες αλλαγές της θαλάσσιας στάθμης (storm surges) μπορούν να μην οδηγούν πάντοτε σε μόνιμες οπισθοχωρήσεις. Την ίδια στιγμή το αντίθετο έχει επίσης συχνά παρατηρηθεί (π.χ. Komar, 1998· Costas and Alejo, 2007· Castelle et al., 2008) και, το κυριότερο, οι βραχυχρόνιες, μεγάλου εύρους, αλλαγές της θαλάσσιας στάθμης μπορούν να είναι ιδιαίτερα καταστροφικές αφού οι παραλίες και παράκτιες περιοχές κατακλύζονται με αποτέλεσμα πολύ σημαντικές κοινωνικο-οικονομικές καταστροφές (π.χ. Fritz et al., 2010· Mosumder et al., 2010). Συνεπώς, η πρόγνωση της παραλιακής οπισθοχώρησης που προκαλείται από τις μετεωρολογικές παλίρροιες (storm surges) είναι αναγκαία προϋπόθεση για την αποτελεσματική παράκτια διαχείριση, ακόμα και αν η οπισθοχώρηση/διάβρωση είναι προσωρινή.



Σχήμα 6-9. Απόκριση της ακτογραμμής σε καταιγίδα στην περιοχή Duck. Η μαύρη καμπύλη δείχνει τη διαφορά στη θέση της ακτογραμμής μεταξύ των αποτυπώσεων πριν και κατά τη διάρκεια της καταιγίδας και η γκρι καμπύλη δείχνει τη διαφορά μεταξύ των αποτυπώσεων κατά τη διάρκεια και μετά την καταιγίδα. Οι αρνητικές τιμές δείχνουν μία προς την ξηρά μετατόπιση της ακτογραμμής (List et al., 2006) (shoreline change: μεταβολή της ακτογραμμής, distance along reference line: απόσταση κατά μήκος της γραμμής αναφοράς, accretion: πρόσχωση, erosion: διάβρωση).

Η αποτελεσματική διαχείριση της παραλιακής διάβρωσης (σε διάφορες χωρο-χρονικές κλίμακες) χρειάζεται την δυνατότητα καθορισμού ‘θερμών σημείων’ διάβρωσης χρησιμοποιώντας γρήγορες, επιστημονικά άρτιες και χαμηλού κόστους προσεγγίσεις/μεθοδολογίες, που απαιτούν περιορισμένους οικονομικούς και

ανθρώπινους πόρους. Στην παρούσα διατριβή αναπτύχθηκε μια νέα μεθοδολογία/εργαλείο που επιτρέπει την ταχεία (και με χαμηλό κόστος) εκτίμηση της παραλιακής διάβρωσης λόγω της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης κάτω από ευρείες περιβαλλοντικές συνθήκες και η οποία δεν περιορίζεται από την διαθεσιμότητα ακριβούς τοπικής περιβαλλοντικής πληροφορίας (π.χ. ακριβή παράκτια DEMs). Η ακρίβεια της μεθοδολογίας μπορεί να βελτιωθεί περαιτέρω σύμφωνα με τα κατωτέρω.

- Περαιτέρω έρευνα και ανάπτυξη των σύγχρονων μορφοδυναμικών μοντέλων της συστοιχίας και ιδιαίτερα του μοντέλου Boussinesq, όπως π.χ. η βελτίωση της περιγραφής των υδροδυναμικών και ιζηματοδυναμικών διεργασιών στις ζώνες απόσβεσης και διαβροχής (βλ. π.χ. Karambas, 2003· Karambas, 2006· Karambas and Memos, 2009), καθώς και η βαθμονόμηση/αξιολόγηση του με κατάλληλα δεδομένα πεδίου (Vousdoukas et al., 2009· 2011a).
- Τον εμπλουτισμό των συστοιχιών με περισσότερα μορφοδυναμικά μοντέλα (π.χ. XBEACH), η περαιτέρω αξιολόγηση τους με εργαστηριακά πειράματα και δεδομένα πεδίου (π.χ. Vousdoukas et al., 2011b) και περισσότερα πειράματα για να συμπεριληφθούν ακόμα περισσότερες περιβαλλοντικές συνθήκες (μορφολογικές, ιζηματολογικές και υδροδυναμικές).
- Τέλος, η αποτελεσματικότητα της μεθοδολογίας που αναπτύχθηκε ως διαχειριστικό εργαλείο εξαρτάται και από την ακρίβεια της υπάρχουσας πληροφορίας σχετικά με τα χωρικά χαρακτηριστικά (δηλ. το μέγιστο πλάτος των παραλιών, βλ. Ενότητα 5.5). Η πληροφορία αυτή, που μπορεί να βρεθεί εύκολα χρησιμοποιώντας τα τηλεσκοπικά (remote sensing) δεδομένα διαθέσιμα στο διαδίκτυο (π.χ. στο Google Earth Pro) χρειάζεται επίσης να αξιολογηθεί περαιτέρω (βλ. και Velegrakis et al., 2009).

6.2 Συμπεράσματα

Η παρούσα ανάλυση, τα αποτελεσμάτα της καθώς και η αξιολόγηση και η σύγκριση της με άλλα υπάρχοντα εργαλεία έδωσε ορισμένα σημαντικά συμπεράσματα τα οποία αναφέρονται περιληπτικά στη συνέχεια:

- Όλα τα μοντέλα έδειξαν ευαισθησία στις οδηγούσες παραμέτρους με σειρά προτεραιότητας: (i) τον τύπο/κλίση της παραλίας· προβλέπεται μεγαλύτερη

παραλιακή οπισθοχώρηση για τις απορροφητικές παραλίες από ότι για τις ενδιάμεσες (ii) το κυματικό ύψος/καμπυλότητα· προβλέπεται αύξηση της παραλιακής οπισθοχώρησης με το κυματικό ύψος/ καμπυλότητα και (iii) την κοκκομετρία του ιζήματος· προβλέπεται μείωση της παραλιακής οπισθοχώρησης με την κοκκομετρία του ιζήματος. Όσον αφορά την βραχυχρόνια συστοιχία μοντέλων (Leont'yeu, SBEACH και Edelman), τα μοντέλα έδειξαν διαφορετική ευαισθησία στις περιβαλλοντικές συνθήκες, με το μοντέλο SBEACH να δείχνει την μεγαλύτερη ευαισθησία στο κυματικό ύψος και το μοντέλο Edelman να δείχνει την μικρότερη ευαισθησία στον τύπο της παραλίας. Τα μοντέλα της μακροχρόνιας συστοιχίας (Bruun, Dean και Kriebel and Dean) επέδειξαν μεγαλύτερη ευαισθησία στο κυματικό ύψος, όταν σαν αρχική μορφολογία χρησιμοποιήθηκε φυσική διατομή.

- Η σύγκριση μεταξύ φυσικών και γραμμικών διατομών έδειξε ορισμένα ενδιαφέροντα συμπεράσματα. Το μοντέλο Boussinesq φάνηκε ότι μπορεί να διαπραγματευθεί καλύτερα την εξέλιξη των φυσικών διατομών από τα υπόλοιπα μοντέλα. Επίσης για τα μοντέλα Leont'yeu, SBEACH και Edelman βρέθηκε ότι οι 'ισοδύναμες' των φυσικών γραμμικές διατομές έχουν ίδια κλίση με τη ζώνη αναρρίχησης των φυσικών διατομών. Για το μοντέλο του Bruun έχουν ίδια κλίση με το ενεργό προφίλ, ενώ για το μοντέλο του Dean έχουν ίδια κλίση με τη ζώνη απόσβεσης των φυσικών διατομών. Σε κάθε περίπτωση, πάντως, βρέθηκαν μικρές αποκλίσεις μεταξύ των προβλεψεων για φυσικές και 'ισοδύναμες' γραμμικές διατομές. Γεγονός που σημαίνει ότι η χρήση των γραμμικών διατομών δεν μείωσε την ακρίβεια των αποτελεσμάτων.
- Το μοντέλο Boussinesq αξιολογήθηκε επιτυχώς με φυσικά πειράματα (στη κυματο-δεξαμενή του Ανόβερου, βλ. Ενότητα 5.2, Σχήμα 5-21), γεγονός που δείχνει ότι μπορεί να περιγράψει με ακρίβεια την εξέλιξη του παραλιακού προφίλ και τις διεργασίες οπισθοχώρησης της ακτογραμμής. Καθώς το μοντέλο Boussinesq είναι απαιτητικό σε υπολογιστική ισχύ ενδείκνυται η χρήση του για τη λεπτομερή περιγραφή της οπισθοχώρησης σε συγκεκριμένες παραλίες, όχι όμως και για γενικευμένες εφαρμογές.
- Η ενιαία συστοιχία (εφαρμογή όλων των μοντέλων ως μία συστοιχία) δίνει παρόμοιο εύρος εκτιμήσεων με το μοντέλο Boussinesq. Η συνάφεια των

αποτελεσμάτων της συστοιχίας με ένα μοντέλο με καλή αξιολόγηση από φυσικά πειράματα δείχνει την εγκυρότητα της χρήσης των ανώτερων και κατώτερων ορίων των προβλέψεων της συστοιχίας, καθώς και ότι τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν δουλεύουν καλά με τη μορφή της συστοιχίας. Η χρήση των ορίων της συστοιχίας ενδείκνυται για γενικευμένους εφαρμογές και μεγάλης κλίμακας προβλέψεις (π.χ. σε κλίμακα λεκάνης) παραλιακών οπισθοχωρήσεων λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, όπου η χρήση των απαιτητικών σε υπολογιστική ισχύ και τεχνογνωσία μοντέλων (όπως το μοντέλο Boussinesq) δεν είναι εφικτή.

- Ο μεγάλος αριθμός πειραμάτων (26826) με διαφορετικά σενάρια μακροχρόνιας και βραχυχρόνιας αύξησης της θαλάσσιας στάθμης καθώς και με διαφορετικές παραλιακές μορφολογικές, ιζηματολογικές και κυματικές συνθήκες επέτρεψε την πρόβλεψη του εύρους της παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από διαφορετικά σενάρια ανόδου της θαλάσσιας στάθμης. Έγινε παραμετροποίηση της οπισθοχώρησης για απορροφητικές και ενδιάμεσες παραλίες, το εύρος της οποίας βρέθηκε ότι μπορεί να εκτιμηθεί από τις ακόλουθες εκφράσεις: $s = 0.39 a^2 + 8.87 a - 0.25$ (κατώτερο) και $s = -0.82 a^2 + 32.43 a + 0.81$ (ανώτερο) (μοντέλο Boussinesq) και $s = 0.33 a^2 + 7.4 a - 0.14$ (κατώτερο) και $s = 0.74 a^2 + 28.9 a + 4.9$ (ανώτερο) (ενιαία συστοιχία 5 μοντέλων), όπου s η παραλιακή οπισθοχώρηση και a η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης.
- Η μέθοδος εφαρμόστηκε στις παραλίες της Μαύρης Θάλασσας, όπου η σύγκριση των χωρικών χαρακτηριστικών των παραλιών της με τα αποτελέσματα της συστοιχίας των μοντέλων έδειξε ότι σε περίπτωση ανόδου κατά 0.50 m και με βάση τις υψηλότερες μέσες προβλέψεις της συστοιχίας των μοντέλων περί το ~17% των παραλιών της Μαύρης Θάλασσας θα υποχωρήσουν > 100% του μέγιστου πλάτους τους, ~52% θα υποχωρήσουν > 50% του μέγιστου πλάτους τους και ~90% των παραλιών θα υποχωρήσουν > 20% του μέγιστου πλάτους τους. Οι παραλίες της Μαύρης θάλασσας είναι μεσαίου και μεγάλου πλάτους. Οι επιπτώσεις της οπισθοχώρησης θα είναι ακόμα πιο σημαντικές για παραλίες με μικρά πλάτη, όπως οι ελληνικές που αποτελούν τις λεγόμενες παραλίες 'θύλακας' ('pocket' beaches) (βλ. Monioudi et al., submitted).

- Στην παρούσα διατριβή αναπτύχθηκε (και εφαρμόστηκε) μια νέα μεθοδολογία/εργαλείο για την διάγνωση/πρόβλεψη της παραλιακής οπισθοχώρησης κάτω από διαφορετικές μακροχρόνιες και βραχυχρόνιες ανόδους της θαλάσσιας στάθμης και διαφορετικές μορφολογικές, υδροδυναμικές και ιζηματολογικές συνθήκες, το οποίο βασίζεται σε ένα προηγμένο (state-of-the-art) μορφοδυναμικό μοντέλο (τύπου Boussinesq) και σε *συστοιχίες (ensembles)* αναλυτικών και αριθμητικών μορφοδυναμικών μοντέλων. Η μεθοδολογία χαρακτηρίζεται από πολύ μικρό κόστος, είναι εύκολη και γρήγορη στην εφαρμογή της, δεν απαιτεί ιδιαίτερους ανθρώπινους πόρους/τεχνογνωσία, έχει χαμηλές απαιτήσεις τοπικής περιβαλλοντικής πληροφορίας και μπορεί να εκτιμήσει μελλοντικές παραλιακές διαβρώσεις σε τοπικές αλλά και σε παγκόσμιες χωρικές κλίμακες.
- Η σύγκριση της εκτιμώμενης διάβρωσης που δίνει το παρόν εργαλείο με την παρατηρούμενη σε διάφορες περιοχές ανά τον κόσμο, δείχνει ότι η παρατηρούμενη διάβρωση μπορεί να ξεπεράσει τις χειρότερες προγνώσεις της παρούσας ανάλυσης με τις αποκλίσεις σε ορισμένες περιπτώσεις να φτάνουν τις μερικές τάξεις μεγέθους. Το παρόν εργαλείο εκτιμάει τη διάβρωση αποκλειστικά λόγω ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, ενώ οι παρατηρούμενες διαβρώσεις οφείλονται συχνά και σε άλλους παράγοντες (όπως π.χ. θυελλώδεις κυματισμοί, παράκτια καθίζηση, ανθρώπινες δραστηριότητες, μείωση της ιζηματοπαροχής), οι οποίοι μπορεί να είναι περισσότερο καταστροφικοί από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.
- Η σύγκριση με τα υπάρχοντα εργαλεία προσδιορισμού της παράκτιας τρωτότητας στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, τα οποία είναι απαιτητικά σε δεδομένα, τεχνογνωσία και έχουν υψηλό κόστος εφαρμογής, έδειξε την ανάγκη ύπαρξης ενός εύχρηστου και οικονομικού εργαλείου, όπως αυτό που αναπτύχθηκε στην παρούσα διατριβή.

7 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

7.1 Ξενόγλωσση βιβλιογραφία

- Ahrendt, K., 2001, Expected effects of climate change on Sylt Island; results from a multidisciplinary German project, *Climate Research* **18**:141-146.
- Alexandrakis, G., Karditsa, A., Poulos, S. E., Ghionis G., and Kampanis N., 2009, An assessment of the vulnerability of the coasts of the Aegean Sea due to sea level rise, in: *Proceedings of the 9th PanHellenic Symposium of Oceanography & Fisheries*, Patra, (In Greek with an English abstract), pp. 327-332.
- Allan, J., Komar, P., and Priest, G., 2003, Shoreline variability on the high-energy Oregon coast and its usefulness in erosion-hazard assessments, *Coastal Research* **S38**:83-105.
- Allan, R. P., and Soden, B. J., 2008, Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes, *Science* **321**:1481-1484.
- Aubrey, D. G., 1979, Seasonal patterns of onshore/offshore sediment movement, *Journal of Geophysical Research* **84**:6347-6354.
- Aubrey, D. G., and Emery, K. O., 1983, Eigenanalysis of recent United States sea levels, *Continental Shelf Research* **2**(1):21-33.
- Bagnold, R. A., 1963, Mechanics of marine sedimentation. , in: *The sea* (M. N. Hill, ed.), New York, 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):37.
- Bagnold, R. A., 1980, An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers, in: *Proceedings of the Royal Society of London A*, pp. 453-473.
- Bailard, J. A., 1981, An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach, *Geophysical Research* **86**(C11):10938-10954.
- Baldock, T. E., and Holmes, P., 1997, Swash hydrodynamics on a steep beach. Proc. Coastal Dynamics '97, in: *Proceedings Coastal Dynamics '97*, ASCE, Plymouth, pp. 784-793.
- Barnard, P. L., and Warrick, J. A., 2010, Dramatic beach and nearshore morphological changes due to extreme flooding at a wave dominated river mouth, *Marine Geology* **271**:31-148.
- Basco, D. R., 1999, Overview of Beach Engineering in the United States of America, in: *Final Report*, Coastal Engineering Centre, Old Dominion University, Virginia, pp. 116.
- Bascom, W. N., 1964, *Waves and Beaches.*, Doubleday, Garden City, New York.
- Battjes, J. A., 1974, Surf similarity, in: *Proceedings of the 14th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, pp. 466-480.
- Battjes, J. A., and Janssen, J. P. F. M., 1978, Energy loss and set-up due to breaking in random waves, in: *16th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Hamburg, pp. 569-587.
- Beach, R. A., and Sternberg, R. W., 1991, Infragravity driven suspended sediment transport in the swash, inner and outer-surf zone, in: *Proc. Coastal Sediments '91*, ASCE, pp. 114-128.
- Becker, A., Inoue, S., Fischer, M., and Schwegler, B., 2010, Climate change impacts on international seaports: knowledge, perceptions, and planning efforts among port administrators, www.groupspaces.com/seaports2100/products.
- Bernabeu, A. M., Medina, R., and Vidal, C., 2003a, A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences, *Marine Geology* **197**(1-4):95-116.
- Bernabeu, A. M., Medina, R., and Vidal, C., 2003b, Wave reflection on natural beaches: an equilibrium beach profile model, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **57**(4):577-585.

- Bernier, N. B., Thompson, K. R., Ou, J., and Ritchie, H., 2007, Mapping the return periods of extreme sea levels: Allowing for short sea level records, seasonality, and climate change, *Global and Planetary Change* **57**:139-150.
- Bijker, E., 1968, Littoral drift as function of waves and current, in: *11th Coastal Engineering Conference Proceedings*, ASCE, London, UK, pp. 415-435.
- Birkemeier, W. A., Donoghue, C., Long, C. E., Hathaway, K. K., and Baron, C., 2001, The 1990 Delilah nearshore experiment: summary report, CHL-97-24, U.S. Army Corps of Engineers.
- Bodge, K. R., 1992, Representing equilibrium beach profiles with an exponential expression, *Journal of Coastal Research* **8** (1):47-55.
- Briand, F., 1997, Waves and currents on natural beaches: A quasi 3-D numerical model, *Coastal Engineering* **20**:101-134.
- Briand, M.-H. G., and Kamphuis, J. W., 1993, Waves and currents on natural beaches: A quasi 3-D numerical model, *Coastal Engineering* **20**(1-2):101-134.
- Brocchini, M., Bernetti, R., Mancinelli, A., and Albertini, G., 2001, An efficient solver for nearshore flows based on the WAF method, *Coastal Engineering* **43**(2):105-129.
- Brøker Hedegaard, I., Deigaard, R., and Fredsøe, J., 1991, Onshore/offshore sediment transport and morphological modelling of coastal profiles, in: *Proc. ASCE Specialty Conf. Coastal Sediments '91*, Seattle, WA.
- Brøker Hedegaard, I., Roelvink, J. A., Southgate, H., Péchon, P., Nicholson, J., and Himm, L., 1992, Intercomparison of coastal profile models, in: *Proc. 23rd Int. Conf. on Coastal Eng.*, Venice.
- Brommer, M. B., and Bochev-van der Burgh, L. M., 2009, Sustainable Coastal Zone Management: A Concept for Forecasting Long-Term and Large-Scale Coastal Evolution, *Coastal Research* **25**(1):181-188.
- Brown, A. C., and McLachlan, A., 2002, Sandy shore ecosystems and the threats facing them: some predictions for the year 2025, *Environ. Conserv.* **29**:62-77.
- Brunel, C., and Sabatier, F., 2009, Potential influence of sea-level rise in controlling shoreline position on the French Mediterranean Coast, *Geomorphology* **107**: 47-57.
- 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 Waterway, Harbors Division. ASCE* **88**:117-130.
- Bruun, P., 1983, Review of conditions for uses of the Bruun rule of erosion, *Coastal Engineering* **7**(1):77-89.
- 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* **4**(4):622-648.
- Bruun, P., 1992, Discussion of: Bodge, K.R., 1992. Representing Equilibrium Beach Profiles with an Exponential Expression, *Journal of Coastal Research* **8**(1):47-55
- Burkett, V., Codignotto, J. O., Forbes, D. L., Mimura, N., Beanish, R. J., and Ittekkot, V., 2001, Coastal Zones and Marine Ecosystems, in: *Mccarthy, J.J., Canziani, O.F., Leary, N.A., Dokken, D.J. and White, K.S. (eds.)*, Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, New York: Cambridge University Press, pp. 343-379.
- Butt, T., Russell, P., and Turner, I., 2001, The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore?, *Coastal Engineering* **42**(1):35-52.
- Cahoon, D. R., Hensel, P. F., Spencer, T., Reed, D. J., McKee, K. L., and Saintilan, N., 2006, Coastal wetland vulnerability to relative sea-level rise: wetland elevation trends and process controls, in: *Wetlands as a Natural Resource, Vol. 1: Wetlands and Natural Resource Management* (J. Verhoeven, D. Whigham, R. Bobbink, and B. Beltman, eds.), Springer Ecological Studies Series, Chapter 12, pp. 271-292.

- Cai, F., Su, X., Liu, J., Li, B., and Lei, G., 2009, Coastal erosion in China under the condition of global climate change and measures for its prevention, *Progress in Natural Science* **19**(4):415-426.
- Callaghan, D. P., Nielsen, P., Short, A., and Ranasinghe, R., 2008, Statistical simulation of wave climate and extreme beach erosion, *Coastal Engineering* **55**:375–390.
- Callaghan, D. P., Roshanka, R., and Andrew, S., 2009, Quantifying the storm erosion hazard for coastal planning, *Coastal Engineering* **56**(1):90-93.
- Camenen, B., and Larroude, P., 2003, Comparison of sediment transport formulae for the coastal environment, *Coastal Engineering* **48**(2):111-132.
- Carling, P. A., Kelsey, A., and Glaister, M. S., 1992, Effect of bed roughness, particle shape and orientation on initial motion criteria, in: *Dynamics of Gravel-bed Rivers* (P. Billi, R. D. Hey, C. R. Thorne, and P. Tacconi, eds.), John Wiley and Sons Ltd, Chichester, pp. 23-40.
- Carter, R. W. G., 1980, Vegetation stabilization and slope failure in eroding sand dunes, *Biological Conservation* **18**:117-122.
- Carter, R. W. G., 1988, Coastal Environments, Academic Press Ltd, London, pp. 617.
- Castelle, B., Le Corre, Y., and Tomlinson, R., 2008, Can the gold coast beaches withstand extreme events?, *Geo-Marine Letters* **28**:23-30.
- Cazenave, A., Dominh, K., Guinehut, S., Berthier, E., Llovel, W., Ramillien, G., Ablain, M., and Larnicol, G., 2009, Sea level budget over 2003-2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo, *Global and Planetary Change* **65**(1-2):83-88.
- CCSP, 2008, Impacts of Climate Change and Variability on Transportation Systems and Infrastructure: Gulf Coast Study, Phase I. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research (M. J. Savonis, V. R. Burkett, and J. R. Potter, eds.), Department of Transportation, Washington, DC, USA, pp. 445.
- CEM, 2008, Coastal engineering manual, US Army Corps of Engineers. EM 1110-2-1100.
- Chadwick, A., and Morfett, J., 1998, Hydraulics in Civil and Environmental Engineering, E and Spoon, London, pp. 600.
- Chiu, T. Y., 1977, Beach and Dune Response to Hurricane Eloise of September 1975, in: *Proceedings of Coastal Sediments '77*, pp. 116-134.
- Church, J. A., and White, N. J., 2006, A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters* **33**(1).
- Chust, G., Engel, B., Liria, P., Galparsoro, I., Marcos, M., Caballero, A., and Castro, R., 2009, Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **84**(4):453-462.
- Clarke, M. L., and Rendell, H. M., 2009, The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review, *Quaternary International* **195**:31-41.
- Coman, C., 2004, Case study: Danube delta (Romania), EuroSION Project final report.
- Conley, D. C., and Inman, D. L., 1994, Ventilated oscillatory boundary layers, *Journal of Fluid Mechanics* **273**:261-284.
- Cooper, J. A. G., and Navas, F., 2004, Natural bathymetric change as a control on century-scale shoreline behaviour, *Geology* **32**:513-516.
- Cooper, J. A. G., and Pilkey, O. H., 2004, Sea-level rise and shoreline retreat: Time to abandon the Bruun Rule, *Global and Planetary Change* **43**(3-4):157-171.
- Costas, S., and Alejo, I., 2007, Local and global influences on the evolution of a transgressive sand barrier: Cies barrier Northwest Spain, *Journal of Coastal Research* (SPEC. ISSUE 50):1121-1125.
- Cowell, P. J., Hanslow, D. J., and Meleo, J. F., 1999, The shoreface, in: *Handbook of beach and Shoreface Morphodynamics* (A. D. Short, ed.), Editions of Wiley and Sons, Chichester, pp. 39-71.

- Cowell, P. J., Roy, P. S., and Jones, R. A., 1995, Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model, *Marine Geology* **126**(1-4):45-61.
- Cowell, P. J., Stive, M. J. F., Niedoroda, A. W., De Vriend, H. J., Swift, D. J. P., Kaminsky, G. M., and Capobianco, M., 2003a, The Coastal-Tract (Part 1): A Conceptual Approach to Aggregated Modeling of Low-Order Coastal Change, *Journal of Coastal Research* **19**(4):812-827.
- Cowell, P. J., Stive, M. J. F., Niedoroda, A. W., Swift, D. J. P., De Vriend, H. J., Buijsman, M. C., Nicholls, R. J., Roy, P. S., Kaminsky, G. M., Cleveringa, J., Reed, C. W., and De Boer, P. L., 2003b, The Coastal-Tract (Part 2): Applications of Aggregated Modeling of Lower-order Coastal Change, *Journal of Coastal Research* **19**(4):828-848.
- Cowell, P. J., and Thom, B. G., 1994, Morphodynamics of coastal evolution, in: *Coastal evolution* (R. W. G. Carter, and C. D. Wooddroffe, eds.), Cambridge University Press, New York.
- Cruz, E. C., Isobe, M., Watanabe, A., 1997, Boussinesq equations for wave transformation on porous beds, *Coastal Engineering* **30**:125– 156.
- Dally, W. R., 1992, Random breaking waves: Field verification of a wave-by-wave algorithm for engineering application, *Coastal Engineering* **16**(4):369-397.
- Dally, W. R., and Dean, R. G., 1984, Suspended sediment transport and beach profile evolution, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering - ASCE* **110**(1):15-33.
- Dally, W. R., and Dean, R. G., 1986, Transformation of random breaking waves on surf beat, in: *Proceedings Coastal Engineering*, ASCE, New York, USA, pp. 109– 123.
- Dan, S., Stive, M. J. F., Walstra, D. J. R., and Panin, N., 2009, Wave climate, coastal sediment budget and shoreline changes for the Danube Delta, *Marine Geology* **262**(1-4):39-49.
- Daniel, H., 2001, Replenishment versus retreat: The cost of maintaining Delaware's beaches, *Ocean and Coastal Management* **44**(1-2):87-104.
- Davies, A. G., van Rijn, L. C., Damgaard, J. S., van de Graaff, J., and Ribberink, J. S., 2002, Intercomparison of research and practical sand transport models, *Coastal Engineering* **46**(1):1-23.
- Davis, R. E., 1976, Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean, *Journal of Physical Oceanography* **6**:249-266.
- De Vriend, H. J., and Stive, M. J. F., 1987, Quasi-3D modelling of nearshore currents, *Coastal Engineering* **11**(5-6):565-601.
- De Vriend, H. J., Zyserman, J., Nicholson, J., Roelvink, J. A., Pechon, P., and Southgate, H. N., 1993, Medium-term 2DH coastal area modelling, *Coastal Engineering* **21**(1-3):193-224.
- Dean, R. G., 1977, Equilibrium beach profiles: US Atlantic and Gulf Coasts, in: *Ocean Engineering Report, vol. 12*, University of Delaware, Department of Civil Engineering, Newark (Delaware), USA.
- Dean, R. G., 1987a, Additional Sediment Input into the Nearshore Region, *Shore and Beach* **55**(3-4):76-81.
- Dean, R. G., 1987b, Coastal sediment processes: toward engineering solutions, *Coastal Sediments '87, Specialty Conference on Advances in Understanding of Coastal Sediment Processes. New Orleans, LA. ASCE* **1**:1-24.
- Dean, R. G., 1991, Equilibrium beach profiles: characteristics and applications, *J. Coastal Research* **7**(1):53– 84.
- Dean, R. G., 2002, Beach nourishment: Theory and practice, in: *Advanced Series on Ocean Engineering*, Singapore: World Scientific Publishing Company.
- Dean, R. G., and Maurmeyer, E. M., 1983, Models for beach profile response, in: *CRC Handbook Beach Erosion and Coastal Processes* (P. D. Komar, ed.), pp. 151-166.
- Del Río, L., and Gracia, F. J., 2009, Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments, *Geomorphology* **112**:82-95.

- Del Rio, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M. And Ribera, P., 2011, Establishing storm thresholds for the Spanish gulf of Cadiz coast, *Geomorphology*, (in press).
- Demirkesen, A. C., Evrendilek, F., and Berberoglu, S., 2008, Quantifying coastal inundation vulnerability of Turkey to sea-level rise, *Environmental Monitoring Assessment* **138**:101–106.
- Dette, H. H., Peters, K., and Newe, J., 1998, Large wave flume experiment '96/97, in: *Report No. 825*, MAST III-SAFE Project.
- Dharmaratne, G. S., and Braithwaite, A. E., 1998, Economic valuation of the coastline for tourism in Barbados, *Travel Research* **37**(2):138-144.
- DHI (DHI Water and Environment), 2007, MIKE 21 and MIKE 3 FLOW MODEL FM Hydrodynamic Module Short Description, <http://www.mikebydhi.com/upload/dhisoftwarearchive/shortdescriptions/marine/HydrodynamicModuleHD.pdf>.
- Dibajnia, M., 1995, Sheet flow transport formula extended and applied to horizontal plane problems, *Coastal Engineering in Japan* **38**(2):179-194.
- Dibajnia, M., Moriya, T., and Watanabe, A., 2001, A representative wave model for estimation of nearshore local transport rate, *Coastal Engineering Journal* **43**(1):1-38.
- Dibajnia, M., Nairn, R. B., and Ross, P., 2004, Analysis of long-term sand accumulation at a harbor using 2DH numerical simulation, *Coastal Engineering* **51**(8-9):863-882.
- Dibajnia, M., and Watanabe, A., 1992, Sheet flow under nonlinear waves and currents, *Coastal Engineering*:2015– 2029.
- Dibajnia, M., and Watanabe, A., 1998, Transport rate under irregular sheet flow conditions, *Coastal Engineering* **35**(3):167-183.
- Dicker, D., 1969, Transient free surface flow in porous media, in: *Flow Through Porous Media* (R. J. M. DeWiest, ed.), Academic Press, New York, NY, pp. 293–330.
- Ding, Y., and Wang, S. S. Y., 2005, Tests of capability and reliability of a model simulating coastal processes, in: *World Water Congress 2005- Impacts of Global Climate Change, Proceedings of the 2005 World Water and Environmental Resources Congress* (R. Walton, ed.), Sponsored by Environmental and Water Resources Institute (EWRI) of the ASCE(doi:10.1061/40792(173)448), Anchorage, Alaska.
- Ding, Y., Wang, S. S. Y., and Jia, Y., 2003, Numerical studies on simulations of waves and nearshore currents in non-orthogonal mesh system, in: *Proceedings of the International Conference on Estuaries and Coasts*, Hanzhou, China, pp. 719-726.
- Ding, Y., Wang, S. S. Y., and Jia, Y., 2004, Development and validation of nearshore morphodynamic area model in coastal zone, in: *Advances in Hydro-Science and -Engineering, Proceedings of Sixth Int. Conf. on Hydrosience and Engineering* (M. S. Altinakar et al., eds.), (CD-ROM), Brisbane, Australia
- Ding, Y., Wang, S. S. Y., and Jia, Y., 2006, Development and validation of a quasi three-dimensional coastal area morphological model, *Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* **132**(6):462-476.
- Dingler, J. R., and Reiss, T. E., 2002, Changes to Monterey Bay beaches from the end of the 1982-83 El Niño through the 1997-98 El Niño, *Marine Geology* **181**(1-3):249-263.
- Dodet, D., Bertin, X., and Taborda, R., 2010, Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades, *Ocean Modelling* **31**:120-131.
- Dohmen-Janssen, M., 1999, Grain size influence on sediment transport in oscillatory sheet flow, phase-lags and mobile-bed effects, PhD thesis, Delft University of Technology, ISBN 90-9012929- 4, The Netherlands.
- Domingues, C. M., Church, J. A., White, N. J., Gleckler, P. J., Wijffels, S. E., Barker, P. M., and Dunn, J. R., 2008, Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise, *Nature* **453**(7198):1090-1093.
- Douglass, S. L., 1992, Estimating extreme values of run-up on beaches., *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE*, **118**(2): 220-224.

- Doyle, T. W., Krauss, K. W., Conner, W. H., and From, A. S., 2009, Predicting the retreat and migration of tidal forests along the northern Gulf of Mexico under sea-level rise, *Forest Ecology and Management* **259**(4):770-777.
- Dragani, W. C., Martin, P. B., Simionato, C. G., and Campos, M. I., 2010, Are wind wave heights increasing in south-eastern south American continental shelf between 32B°S and 40B°S?, *Continental Shelf Research* **30**(5):481-490.
- Duarte, C. M., 2002, The future of seagrass meadows, *Environmental Conservation* **29**(2):192-206.
- Dubois, R. N., 1992, A re-evaluation of Bruun's rule and supporting evidence, *Journal of Coastal Research* **8**(3):618-628.
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C., and Cheel, R. J., 1991, Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate, *Geology* **19**:625-628.
- Edelman, T., 1972, Dune erosion during storm conditions, in: *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering* ASCE, pp. 1305-1312.
- Einstein, H., 1972, A basic description of sediment transport on beaches, waves on beaches and resulting sediment transport (R. E. Meyer, ed.), Academic Press, New York, pp. 29– 34.
- Eldeberky, Y., Battjes, J.A., 1996, Spectral modelling of wave breaking: Application to Boussinesq equations, *J. Geophysical Research* **102**:1253-1264.
- Elfrink, B., and Baldock, T., 2002, Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives, *Coastal Engineering* **45**(3-4):149-167.
- Elias, E. P. L., Barnard, P. L., and Brocatus, J., 2009, Littoral transport rates in the Santa Barbara littoral cell: a process-based model analysis, *Coastal Research* **56**(SI):947-951.
- Ellison, J., 2005, Holocene palynology and sea-level change in two estuaries in Southern Irian Jaya, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **220**: 291-309.
- Emanuel, K., 2005, Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature* **436**:686-688.
- Engelund, F., and Fredsøe, J., 1976, A sediment transport model for straight alluvial channels, *Nordic Hydrology* **7**(5):293– 306.
- Ericson, J. P., Vörösmarty, C. J., Dingman, S. L., Ward, L. G., and Meybeck, M., 2006, Effective sea-level rise and deltas. Causes of change and human dimension implications, *Global and Planetary Change* **50**:63-82.
- EUROSION, 2003, Trends in Coastal Erosion in Europe, in: *Final Report of the Project 'Coastal erosion – Evaluation of the need for action' Coastal erosion – evaluation of the need for action*, Directorate General Environment, European Commission.
- EUROSION, 2004, Living with coastal erosion in Europe: Sediment and Space for Sustainability, in: *Coastal erosion – Evaluation of the need for action*, Directorate General Environment, European Commission.
- Evans, A. W., and Hardisty, J., 1989, An experimental investigation of the effect of bedslope and grain pivot angle on the threshold of marine gravel transport, *Marine Geology* **89**:163-167.
- Fenneman, N. M., 1902, Development of the profile of equilibrium of the sub-aqueous shore terrace, *Journal of Geology* **6**(4):532– 545.
- Ferreira, O., 2006, The role of storm groups in the erosion of sandy coasts, *Earth Surface Processes and Landforms* **31**(8):1058-1060.
- Few, R., Ahern, M., Matthies, F., and Kovats, S., 2004, Floods, Health and Climate Change: A Strategic Review, Working Paper 63, Tyndall Centre for Climate Change Research, University of East Anglia, Norwich, Norfolk, pp. 138.
- Flather, R. A., 2001, Storm Surges, *Encyclopedia of Ocean Sciences* (1st Edition), Elsevier Ltd., pp. 2882–2892.
- Flint, R. F., and Skinner, B., 1977, *Physical Geology*, John Wiley and Sons, pp. 259-261.
- Folk, R. L., 1980, *Petrology of the Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, U.S.A, pp. 182.

- Forbes, D. L., Parke, G. S., Manson, G. K., and Keth, L. A., 2004, Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence, *Marine Geology* **210**:169–204.
- Fredsøe, J. E., and Deigaard, R., 1992, Mechanics of Coastal Sediment Transport, in: *Advanced Series on Ocean Engineering*, World Scientific Publishing, pp. 325
- Fritz, H.M., C.D. Blount, F. B. Albusaidi and A. H. M. Al-Harthy, 2010, Cyclone Gonu storm surge in Oman Estuarine, *Coastal and Shelf Science*, **86**,.102-106.
- Fucella, J. E., and Dolan, R., 1996, Magnitude of subaerial beach disturbance during northeast storms, *Coastal Research* **12**:420-429.
- Gable, F. J., 1997, Climate change impacts on Caribbean coastal areas and tourism, *Coastal Research, Special Issue* **24**:49-70.
- Gao, S., and Collins, M. B., 1994, Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments, *Coastal Research* **10**:70-78.
- GEO-3, 2002, Global Environment Outlook 3, Past, Present and Future Perspectives. United Nations Environment Programme, EarthScan Publications LTD, London, pp. 446.
- Grasmeijer, B., 2002, Process-based cross-shore modelling of barred beaches, PhD thesis, Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University, The Netherlands, pp. 251.
- Grasmeijer, B. T., and Ruessink, B. G., 2003, Modeling of waves and currents in the nearshore parametric vs. probabilistic approach, *Coastal Engineering* **49**(3):185-207.
- Grasso, F., Michallet, H., and Barthélemy, E., 2011, Experimental simulation of shoreface nourishments under storm events: A morphological, hydrodynamic, and sediment grain size analysis, *Coastal Engineering* **58**(2):184-193.
- Greenwood, R. O., and Orford, J. D., 2008, Temporal patterns and processes of retreat of drumlin coastal cliffs — Strangford Lough, Northern Ireland, *Geomorphology* **94**:153-169.
- Grinsted, A., Moore, J. C., and Jevrejeva, S., 2010, Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD, *Climate Dynamics* **34**(4):461-472.
- Haas, K. A., and Hanes, D. M., 2004, Process Based Modeling of Total Longshore Sediment Transport, *Coastal Research* **20**(3):853–861.
- Hallermeier, R. J., 1981, A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering* **4**:253-277.
- Hallock, P., 2005, Global change and modern coral reefs: new opportunities to understand shallow-water carbonate depositional processes, *Sedimentary Geology* **175**:19-33.
- Hanson, H., and Militello A., 2005, Representation of Nonerodible (Hard) Bottom in Two-Dimensional Morphology Change Models, ERDC/CHL CHETN-IV-63, US Army Corps of Engineers.
- Hanson, S., Nicholls, R., Ranger, N., Hallegatte, S., Corfee-Morlot, J., Herweijer, C., and Chateau, J., 2011, A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes, *Climatic Change* **104**(1):89-111.
- Hapke, C. J., Reid, D., Richmond, B. M., Ruggiero, P., and List, J., 2006, National Assessment of Shoreline Change Part 3: Historical Shoreline Change and Associated Coastal Land Loss Along Sandy Shorelines of the California Coast, in: *Open File Report 2006-1219*, United States Geological Survey.
- Hardisty, J., 1990, Beaches: Form and Process Unwin Hyman, London.
- Hatzieleftheriou, M., Alexandrakis, G., Poulos, S. E., Gaki-Papanastasiou, K., and Maroukian, H., 2010, An assessment of the vulnerability of the E and NE coastal zone of Attika, with respect to a potential sea level rise, in: *Proceedings of the 8th PanHellenic Geographical Congress*, Athens, (In Greek with an English abstract), pp. 298-305.
- Hay, B. J., 1994, Sediment and water discharge rates of Turkish Black Sea rivers before and after hydropower dam construction, *Environmental Geology* **23**:276-283.
- Hayden, B. P., and Smith, W., 1982, Season-to-season cyclone frequency prediction, *Monthly Weather Review* **110**:239-253.

- Hayes, M. O., and Boothroyd, J. C., 1969, Storms as modifying agents in the coastal environment, in: *Coastal Environments* (M. O. Hayes, ed.), NE Massachusetts, Department of Geology, University of Massachusetts, Amherst, pp. 290-315.
- Hibberd, S., and Peregrine, D. H., 1979, Surf and run-up on a beach: A uniform bore, *J. Fluid Mech.* **95**(2):323-345.
- Hinkel, J., and Klein, R. J. T., 2009, Integrating knowledge to assess coastal vulnerability to sea-level rise: The development of the DIVA tool, *Global Environmental Change* **19**(3):384-395.
- Hinkel, J., Nicholls, R. J., Vafeidis, A. T., Tol, R. S. J., and Avagianou, T., 2010, Assessing risk of and adaptation to sea-level rise in the European Union: An application of DIVA, *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* **15**(7):703-719.
- Holman, R. A., 1986, Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach, *Coastal Engineering* **9**:527-544.
- Horikawa, K., 1988, Nearshore Dynamics and Coastal Processes, University of Tokyo Press, Tokyo, Japan, pp. 522.
- Horn, D. P., and Mason, T., 1994, Swash zone sediment transport modes, *Marine Geology* **120**(3-4):309-325.
- Houston, J. R., 2002, The economic value of beaches - a 2002 update, *Shore and Beach* **70**(1):9-12.
- Hsu, T. J., Sakakiyama, T., and Liu, P. L. F., 2002, A numerical model for wave motions and turbulence flows in front of a composite breakwater, *Coastal Engineering* **46**:25– 50.
- Hunt, I. A., 1959, Design of seawalls and breakwaters., *Journal of the Waterways and Harbors Division, ASCE*, **85**(WW3):123- 152.
- Hunt, J. C. R., 2002, Floods in a changing climate: a review, *Philosophical Transactions of the Royal Society A* **360**:1531-1543.
- Inman, D. L., 1950, Areal and seasonal variations in beach and nearshore sediments at le JOLIA., in: *Technical Memorandum No 34*, Beach erosion board, pp. 1-82.
- Inman, D. L., Hany, M., Elwany, S., and Jenkins, S. A., 1993, Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches, *Geophysical Research* **98**(C10):11,181-18,199.
- IPCC, 2001, Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (J. J. McCarthy, O. F. Canziani, N. A. Leary, D. J. Dokken, and K. S. White, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1032.
- IPCC, 2007, Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (AR4). (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Iribarren, C. R., and Nogales, C., 1949, Protection des Ports, in: *XVIIth International Navigation Congress, Lisbon, Portugal*.
- Janssen, C. M., and Ribberink, J. S., 1997, Grain-size influence on sand transport in oscillatory sheet flow, in: *Proc., Int. Conf. on Coastal Engineering 1996* (N. Y. ASCE, ed.), New York, pp. 4779–4792.
- Karambas, T., 2003, Modelling of infiltration-exfiltration effects of cross-shore sediment transport in the swash zone, *Coastal Engineering* **45**(1):63-82.
- Karambas, T., Koutantos, E., and Koutitas, C., 2002, Sea level rise effects on coastal erosion, in: *Proceedings of 6th Conference on Protection and Restoration of the Environment*, Skiathos, 2002, pp. 8.
- Karambas, T. V., 2006, Prediction of sediment transport in the swash-zone by using a nonlinear wave model, *Continental Shelf Research* **26**:599–609.
- Karambas, T. V., and Koutitas, C., 1992, A breaking wave propagation model based on the Boussinesq equations, *Coastal Engineering* **18**:434-66.

- Karambas, T. V., and Koutitas, C., 2002, Surf and swash zone morphology evolution induced by nonlinear waves, *Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* **128**(3):102-113.
- Karambas Th. V., and C. D. Memos, 2009, A Boussinesq model for weakly nonlinear fully dispersive water waves. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, American Society of Civil Engineers (ASCE), **135**, 187-199.
- Keremedchiev, S. D., Trifonova, E. V., Andreeva, N. K., and Eftimova, P. T., 2008, Assessment of the vulnerability of the coastal areas along varna coast related to extreme hydroclimatic events in the western part of the black sea, *Journal of Environmental Protection and Ecology* **11**(3):930-940.
- Kim, T., and Wang, H., 1997, Numerical modeling of nearshore morphological changes under a current-wave field., in: *Proceedings of Int. Conf. on Coastal Engineering 1996*, ASCE, New York, pp. 3830–3845.
- Kobayashi, N., 1987, Analytical solution for dune erosion by storms, *Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, ASCE **113**(4):401–418.
- Kobayashi, N., and Johnson, B. D., 2001, Sand suspension, storage, advection, and settling in surf and swash zones, *Geophysical Research* **106**(C5):9363–9376.
- Kobayashi, N., and Tega, Y., 2002, Sand suspension, storage, advection and settling in surf and swash zones, *Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* **128**(6):238–248.
- Kofoed-Hansen, H., Jensen, T., Kirkegaard, J., and Fuchs, J., 1999, Prediction of wake wash from high-speed craft in coastal areas, in: *Proceedings of the International Conference on Hydrodynamics of High Speed Craft*, London, UK 1999, pp. 1-10.
- Kolovoyiannis, V., 1999, Beach Profile Changes and Controlling Parameters in the English South Coast: an example from Christchurch Bay., *Department of Oceanography*, M.Sc. Dissertation, 112pp.
- Komar, P. D., 1982, Evolution of wave generated longshore current velocities and sand transport rates on beaches, Oregon State University.
- Komar, P. D., 1998, Beach Processes and Sedimentation, Prentice Hall, N.J., USA, pp. 544.
- Komar, P. D., and Allan, J. C., 2008, Increasing hurricane-generated wave heights along the U.S. Atlantic Coast and their climate controls, *Coastal Research* **24**:479–488.
- Komar, P. D., and McDougal, W. G., 1994, The analysis of exponential beach profiles, *Journal of Coastal Research SI*:56-69.
- Kriebel, D. L., 1986, Verification study of a dune erosion model, *Shore and Beach* **54**(3):13-20.
- Kriebel, D. L., 1990, Advances in numerical modelling of dune erosion, *Proceedings, 21st International Conference on Coastal Engineering, Delft. ASCE, New York, Vol. 3*:2304-23 17.
- Kriebel, D. L., and Dean, R. G., 1985, Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion, *Coastal Engineering* **9**(3):221-245.
- Kriebel, D. L., and Dean, R. G., 1993, Convolution Method for Time - Dependent Beach - Profile Response, *Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* **119**(2):204-227.
- Kriebel, D. L., Kraus, N. C., and Larson, M., 1991, Engineering methods for predicting beach profile response, *Proc. Int. Conf. Coastal Sediments '91. ASCE, Seattle, USA*:557–571.
- Kuznetsov, S., Saprykina, I., Kosyan, R., and Pushkarev, O., 2005, in: *Maritime Transportation and Exploitation of Ocean and Coastal Resources, 11th IMAM International Congress* (G. G. Soares, Y. Garbatov, and N. Fonseca, eds.), Lisbon, Portugal, Vol 2, pp. 1065-1068.
- Landesman, E. M., and Hestenes, M. R., 1992, Linear Algebra for Mathematics, Science and Engineering, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Lantuit, H., and Pollard, W. H., 2008, Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada, *Geomorphology* **95**:84-102.

- Larson, M., 1988, Quantification of beach profile change, in: *Report No. 1008*, Department of Water Resources and Engineering, University of Lund, Lund, Sweden.
- Larson, M., 1991, Equilibrium profile of a beach with varying grain size, in: *Proceedings of Int. Conf. Coastal Sediments '91*, ASCE, Seattle, USA, pp. 905– 919.
- Larson, M., 1996, Model of beach profile change under random waves, *Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* **122**(4):172-181.
- 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 - US Army Coastal Engineering Research Center* **89-9**.
- Larson, M., and Kraus, N. C., 2000, Representation of non-erodible (hard) bottoms in beach profile change modeling, *Journal of Coastal Research* **16**(1):1-14.
- Larson, M., Kraus, N. C., and Sunamura, T., 1988, Beach profile change.: Morphology, transport rates and numerical simulation, in: *Proceedings of the 21st Conference of Coastal Engineering*, ASCE, pp. 1295-1309.
- Larson, M., Kraus, N. C., and Wise, R. A., 1999, Equilibrium beach profiles under breaking and non-breaking waves, *Coastal Engineering* **36**(1):59-85.
- Larson, M., Kubota, S., and Erikson, L., 2001, A model of sediment transport and profile evolution in the swash zone, *Coastal Dynamics '01, ASCE, Lund*:908-917.
- Le, T. V. H., Nguyen, H. N., Wolanski, E., Tran, T. C., and Haruyama, S., 2007, The combined impact on the flooding in Vietnam's Mekong River delta of local man-made structures, sea level rise, and dams upstream in the river catchment, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **71**:110-116.
- Lee, G., and Birkemeier, W. A., 1993, Beach and nearshore survey data: 1985-1991, CERC Field Research Facility, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, pp. 26.
- Lee, P. Z.-F., 1994, The submarine equilibrium profile: a physical model, *Coastal Research* **10**(1):1 –17.
- Lenton, T., Footitt, A., and Dlugolecki, A., 2009, Major Tipping Points in the Earth's Climate System and Consequences for the Insurance Sector, WWF, Gland, Switzerland and Allianz SE, Munich, Germany.
- Lenton, T. M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J. W., Lucht, W., Rahmstorf, S., and Schellnhuber, H. J., 2008, Tipping elements in the Earth's climate system, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **105**(6):1786-1793.
- Leont'yev, I. O., 1996, Numerical modelling of beach erosion during storm event, *Coastal Engineering* **29**(1-2):187-200.
- Leont'yev, I. O., 1997, Short-term shoreline changes due to cross-shore structures: a one-line numerical model, *Coastal Engineering* **31**(1-4):59-75.
- Leont'yev, I. O., 2003, Modeling erosion of sedimentary coasts in the western Russian Arctic, *Coastal Engineering* **47**(4):413-429.
- Levin, L., 2011, Climate-driven changes in tropical cyclone intensity shape dune activity on Earth's largest sand island, *Geomorphology* **125**:239-252.
- Lindemer, C. A., Plant, N. G., Puleo, J. A., Thompson, D. M., and Wamsley, T. V., 2010, Numerical simulation of a low-lying barrier island's morphological response to Hurricane Katrina, *Coastal Engineering* **57**(11-12):985-995.
- List, J. H., Farris, A. S., and Sullivan, C., 2006, Reversing storm hotspots on sandy beaches: Spatial and temporal characteristics, *Marine Geology* **226**(3-4):261-279.
- Liu, P. L.-F., Lin, P., Chang, K. A., and Sakakiyama, T., 1999, Numerical modeling of wave interaction with porous structures, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE* **125**:322– 330.
- Liu, P. L.-F., Lin, P., Hsu, T., Chang, K., Losada, I.J., Vidal, C., Sakakiyama, T., 2000, A Reynolds averaged Navier–Stokes equation model for nonlinear water wave and structure interactions, *Proceedings of Coastal Structures '00*:169– 174.

- Longuet-Higgins, M. S., Stewart, R.W., 1962, Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf beat", *Journal of Fluid Mechanics* **13**:481-504.
- Lorenz, E. N., 1959, Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction, in: *Report 1, statistical forecasting project*, Department of Meteorology, MIT, Boston, pp. 49.
- Lotze, H. K., Lenihan, H. S., Bourque, B. J., Bradbury, R. H., Cooke, R. G., Kay, M. C., Kidwell, S. M., Kirby, M. X., Peterson, R. H., and Jackson, J. B. C., 2006, Depletion, degradation and recovery potential of estuaries and coastal seas, *Science* **312**:1806-1809.
- Love G., Soares, A., and Püempel, H., 2010, Climate Change, Climate Variability and Transportation, *Procedia Environmental Sciences* **1**:130-145.
- Lowenstein, F., 1985, Beaches or bedrooms—the choice as sea level rises, *Oceanus* **28**:20-29.
- Lynett, P. J., 2006, Wave breaking velocity effects in depth-integrated models, *Coastal Engineering* **53**(4):325-333.
- Lynett, P. J., Melby, J. A., and Kim, D., -H., 2010, An application of Boussinesq modeling to Hurricane wave overtopping and inundation, *Ocean Engineering* **37**:135-153.
- Madsen, P. A., Sorensen, O. R., and Schaffer, H. A., 1997, Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part I. Model description and cross-shore motion of regular waves, *Coastal Engineering* **32**(4):255-287.
- Malarkey, J., Davies, A. G., and Li, Z., 2003, A simple model of unsteady sheet-flow sediment transport, *Coastal Engineering* **48**(3):171-188.
- Manuels, P., 2002, Long-term coastal modelling Central Dutch coast, Msc thesis, TU Delft, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Hydraulic Engineering Delft.
- Marcos, M., Tsimplis, M. N., and Shaw, A. G. P., 2009, Sea level extremes in southern Europe, *Journal of Geophysical Research C: Oceans* **114**(1).
- Maroukian, H., Gaki-Papanastassiou, K., Vassilopoulos, A., Evelpidou, N., and Papanastassiou, D., 2004, Coastal configuration variability and retreat of the five largest Ionian islands (W. Greece), in: *Littoral 2004, a joint EUCC and EUROCOAST Conference*, Aberdeen, Scotland, UK, pp. 654-659.
- Maroukian, H., Pavlopoulos, K., Gaki-Papanastassiou, K., and Zamani, A., 2001, The consequences of the expected sea level rise in low lied coastal areas of continental Greece, for the coming century, in: *Geographies*, pp. 73-82, (in Greek).
- Masselink, G., and Hughes, M., 1998, Field investigation of sediment transport in the swash zone, *Continental Shelf Research* **18**(10):1179-1199.
- Masselink, G., and Hughes, M. G., 2003, Introduction to coastal processes and geomorphology, Oxford University Press, London, pp. 345.
- Masselink, M., Russell, P., Turner, I., and Blenkinsopp, C., 2009, Net sediment transport and morphological change in the swash zone of a high-energy sandy beach from swash event to tidal cycle time scales, *Marine Geology* **267**:18-35.
- Massey, A. C., Paul, M. A., Gehrels, W. R., and Charman, D. J., 2006, Autocompaction in Holocene coastal back-barrier sediments from south Devon, southwest England, UK, *Marine Geology* **226**:668-683.
- McCall, R. T., Van Thiel de Vries, J. S. M., Plant, N. G., Van Dongeren, A. R., Roelvink, J. A., Thompson, D. M., and Reniers, A. J. H. M., 2010, Two-dimensional time dependent hurricane overwash and erosion modeling at Santa Rosa Island, *Coastal Engineering* **57**(7):668-683.
- McGranahan, G., Balk, D., and Anderson, B., 2007, The Rising Tide: Assessing the Risks of Climate Change and Human settlements in Low Elevation Coastal Zones. Environment and Urbanization 2007, International Institute for Environment and Development (IIED). **19**(1):17-37.
- McKee Smith, J., Cialone, M. A., Wamsley, T. V., and McAlpin, T. O., 2010, Potential impact of sea level rise on coastal surges in southeast Louisiana, *Ocean Engineering* (in press).

- McLean, R. F., and Shen, J.-S., 2006, From foreshore to foredune: Foredune development over the last 30 years at Moruya Beach, New South Wales, Australia, *Coastal Research* **22**:28-36.
- McLeod, E., Poulter, B., Hinkel, J., Reyes, E., and Salm, R., 2010, Sea-level rise impact models and environmental conservation: A review of models and their applications, *Ocean and Coastal Management* **53**(9):507-517.
- Medina, R., Bernabeu A. M., Vidal, C., and M, G., 2003, A general equilibrium beach profile formulation, in: *SASME Book of Abstracts*, University of Cantabria.
- Mikhailov, V. N., and Mikkhailova, M. V., 2008, River inputs, in: *The Black Sea Environment* (A. Kostianoy, and A. Kosarev, eds.), Springer, pp. 91-134.
- Miller, R. L., and Zeigler, J. M., 1958, A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone and foreshore, *Geology* **66**(7):419-441.
- Milliman, J. D., and Syvitski, J. P. M., 1992, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers, *Geology* **100**: 525-544.
- Mimura, N., and Nobuoka, H., 1995, Verification of the Bruun Rule for the estimation of shoreline retreat caused by sea-level rise, *Coastal Sediments '95*:607- 616.
- Monioudi, I., Nikolaou, A., Kaibaili, J., Allenbach, K., Avagianou, T., and Velegrakis, A. F., Beach erosion predictions for Aegean islands due to sea level rise *Mediterranean Marine Science* (submitted).
- Moore, B., 1982, Beach profile evolution in response to changes in water level and wave height, MSc thesis, in: *Department of Civil Engineering*, University of Delaware, Newark, Delaware.
- Morton, R. A., Miller T.L., and Moore, L. J., 2004, National Assessment of shoreline change: Part 1, Historical shore-line changes and associated coastal land loss along the U.S. Gulf of Mexico, U.S. Geological Survey in: *Open File Report 2004-1043*, pp. 44.
- Morton, R. A., and T.L., M., 2005, National assessment of shoreline change: Part 2: Historical shoreline changes and associated coastal land loss along the U.S. Southeast Atlantic Coast: U.S. Geological Survey, in: *Open-file Report 2005-1401*.
- Mozumder, P., Flugman, E., and Randhir, T., 2011, Adaptation behavior in the face of global climate change: Survey responses from experts and decision makers serving the Florida Keys, *Ocean and Coastal Management* **54**(1):37-44.
- Nairn, R. B., 1990, Prediction of cross-shore sediment transport and beach profile evolution, Ph.D. thesis, in: *Department of Civil Engineering* Imperial College, London.
- Nairn, R. B., and Southgate, H. N., 1993, Deterministic profile modelling of nearshore processes. Part 2. Sediment transport and beach profile development, *Coastal Engineering* **19**:57-96.
- Newe, J., and Dette, H. H., 1995, Simulation of dune and nourished berm erosion during storm surges, in: *Proceedings of Int. Conf. on Coastal Dynamics '95*, Gdansk. Book of Abstracts, pp. 136-137.
- Nicholls, R. J., 2006, Storm surges in coastal areas, in: *Natural Disaster Hotspots: Case Studies, Disaster Risk Management 6* (M. Arnold, R. S. Chen, U. Deichmann, M. Dilley, A. L. Lerner-Lam, R. E. Pullen, and Z. Trohanis, eds.), The World Bank, Washington, District of Columbia, pp. 79-108.
- Nicholls, R. J., Birkemeier, W. A., and Lee, G.-h., 1998, Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA, *Marine Geology* **148**(3-4):179-201.
- Nicholls, R. J., Wong, P. P., Burkett, V. R., Codignotto, J. O., Hay, J. E., McLean, R. F., Ragoonaden, S., and Wooddroffe, C. D., 2007, Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Parry M.L., O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. Van de Linden, and C. E. Hanson, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 315-356.

- Niedoroda, A. W., Resio, D. T., Toro, G. R., Divoky, D., Das, H. S., and Reed, C. W., 2009, Analysis of the coastal Mississippi storm surge hazard, *Ocean Engineering (in press, available online 11 September 2009)*.
- Nielsen, P., 1992, Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport. Advanced Series on Ocean Engineering, 4. *World Scientific* (324).
- Nielsen, P., 1997, Coastal ground water dynamics, in: *Proc. Coastal Dynamics '97*, ASCE, Plymouth, pp. 546-555.
- Nielsen, P., 2002, Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling, *Coastal Engineering* **45**(1):53-60.
- Nielsen, P., 2009, How storm size matters for surge height, *Coastal Engineering* **56**:1002-1004.
- Nott, J., and Hayne, M., 2001, High frequency of 'super-cyclones' along the Great Barrier Reef over the past 5,000 years, *Nature* **413**:508-512.
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., and Rhodes, E., 2009, Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia, *Quaternary Science Reviews* **28**:1511-1520.
- O'Connor, B. A., and Nicholson, J., 1999, Modelling short-term beach profile changes, in: *Proceedings Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries*, Cape Town, pp. 277-287.
- Okude, A. S., and Ademiluyi, I. A., 2006, Coastal erosion phenomenon in Nigeria: Causes, control and implications, *World Applied Sciences* **1**:44-51.
- Packwood, A. R., 1983, The influence of beach porosity on wave uprush and backwash, *Coastal Engineering* **7**:29-40.
- Panigrahi, J., Tripathy, J., and Murty, A., 2011, Extremity analysis of storm surge for fixing safe design water level, *Natural Hazards* **56**(1):347-358.
- Panin, N., and Jipa, D., 2002, Danube river sediment input and its interaction with the northwestern Black Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **54**: 551-562.
- Paphitis, D., Velegrakis, A. F., Collins, M. B., and Muirhead, S., 2001, Laboratory investigations into the threshold of movement of natural sand-sized sediments, under unidirectional, oscillatory and combined flows, *Sedimentology* **48**: 645- 659.
- Pena, H. G., and Lanfredi, N. W., 1988, Beach profile analysis by Empirical Orthogonal Functions, *J. Coastal Research* **4**(3):457-463.
- Pethick, J., 2001, Coastal management and sea-level rise, *Catena* **42**:307-322.
- Phillips, M. R., and Jones, A. L., 2006, Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone: Problems, consequences and management, *Tourism Management* **27**:517-524.
- Pilkey, O. H., and Dixon, K. L., 1996, *The Corps and the Shore*, Island Press, Washington DC, pp. 272
- Pilkey, O. H., Young, R. S., Riggs, S. R., Smith, A. W. S., Wu, H., and Pilkey, W. A., 1993, The concept of shoreface profile of equilibrium: A critical review, *Journal of Coastal Research* **9**:255-278.
- Pirazzoli, P. A., Regnauld, H., and Lemasson, L., 2004, Changes in storminess and surges in western France during the last century, *Marine Geology* **210**:307-323.
- Poulos, S. E., 2004, The role of the dams in the modern sedimentation of the Greek coastal zone (in Greek), in: *Heon*.
- Poulos, S. E., and Chronis, G. T., 2001, Coastline changes in relation to longshore sediment transport and human impact, along the shoreline of Kato Achaia (NW Peloponnese, Greece), *Mediterranean Marine Science* **2**(1):5-13.
- 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: *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences* (S. J. Jones, and L. E. Frostick, eds.), Geological Society of London Special Publication, pp. 227-245.

- Poulos, S. E., Ghionis, G., and Maroukian, H., 2008a, The consequences of a future eustatic sea-level rise on the deltaic coasts of Inner Thermaikos Gulf (Aegean Sea) and Kyparissiakos Gulf (Ionian Sea), Greece, *Geomorphology* **107**(1-2):18-24.
- Poulos, S. E., Kapsimalis, V., Tziavos, C., and Paramana, T., 2008b, Origin and distribution of surface sediments and human impacts on recent sedimentary processes. The case of the Amvrakikos Gulf (NE Ionian Sea), *Continental Shelf Research* **28**(20):2736-2745.
- Puleo, J. A., Beach, R. A., Holman, R. A., and Allen, J. S., 2000, Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence, *Journal of Geophysical Research* **105**:17021-17044.
- Qi, H., Cai, F., Lei, G., Cao, H., and Shi, F., 2010, The response of three main beach types to tropical storms in South China, *Marine Geology* **275**(1-4):244-254.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., and Bamler, R., 2003, The shuttle radar topography mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, *ISPRS Photogrammetry and Remote Sensing* **57**(4):241-262.
- Rafter, D., 2006, Shoreline protection, *Erosion Control* **13**(5):64-68+71+73-75+77.
- Rahmstorf, S., 2007, A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise, *Science* **315**(5810):368-370.
- Rahmstorf, S., 2008, A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise (Science (2007) (1866)), *Science* **322**(5899):192.
- Rahmstorf, S., Cazenave, A., Church, J. A., Hansen, J. E., Keeling, R. F., Parker, D. E., and Somerville, R. C. J., 2007, Recent climate observations compared to projections, *Science* **316**(5825):709.
- Rakha, K. A., 1998, A Quasi-3D phase-resolving hydrodynamic and sediment transport model, *Coastal Engineering* **34**(3-4):277-311.
- Rakha, K. A., Deigaard, R., and Broker, I., 1997, A phase-resolving cross shore sediment transport model for beach profile evolution, *Coastal Engineering* **31**(1-4):231-261.
- Ranasinghe, R., McLoughlin, R., Short, A. D., and Symonds, G., 2004, The Southern Oscillation Index, wave climate, and beach rotation, *Marine Geology* **204**:273-287.
- Rattanapitikon, W., and Shibayama, T., 2000, Simple model for undertow profile, *Coastal Engineering* **42**(1):1-30.
- Rector, R. L., 1954, Laboratory study of equilibrium profiles of beaches, in: *Technical Memorandum, 41*, Beach Erosion Board, U.S. Army Engineer Waterway. Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Rees, S., A., Opdyke, B. N., Wilson, P. A., and Henstock, T. J., 2007, Significance of Halimeda bioherms to the global carbonate budget based on a geological sediment budget for the Northern Great Barrier Reef, Australia, *Coral Reefs* **26**:177-188.
- Regnauld, H., Pirazzoli, P. A., Morvan, G., and Ruz, M., 2004, Impact of storms and evolution of the coastline in western France, *Marine Geology* **210**:325-337.
- Rego, J. L., and Li, C., 2010, Storm surge propagation in Galveston Bay during Hurricane Ike, *Marine Systems* **82**:265-279.
- Ribberink, J. S., 1998, Bed-load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows, *Coastal Engineering* **34**(1-2):59-82.
- Richardson, K., Steffen, W., Schellnhuber, H. J., Alcamo, J., Barker, T., Kammen, D. M., Leemans, R., Liverman, D., Munasinghe, M., Osman-Elasha, B., Stern, N., and Ole Wæver, O., 2009, Synthesis Report. Climate change: Global Risks, Challenges and Decisions, University of Copenhagen, www.climatecongress.ku.dk pp. 39.
- Riggs, S. R., Cleary, W. J., and Snyder, S. W., 1995, Influence of inherited geological framework on barrier shoreface morphology and dynamics, *Journal of Marine Geology* **126**:213-234.
- RiVAMP, 2010, Linking Ecosystems to Risk and Vulnerability Reduction: The Case of Jamaica. Risk and Vulnerability Assessment Methodology Development Project (RiVAMP). United Nations Environment Programme, <http://postconflict.unep.ch/publications/RiVAMP.pdf>.

- Rixen, M., Ferreira-Coelho, E., and Signell, R., 2008, Surface drift prediction in the Adriatic Sea using hyper-ensemble statistics on atmospheric, ocean and wave models: Uncertainties and probability distribution areas, *Marine Systems* (69):86–98.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., Lescinski, J., and McCall, R., 2010, XBeach Model Description and Manual, Unesco-IHE Institute for Water Education, Deltares and Delft University of Technology, pp. 106.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., and Lescinski, J., 2009, Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands, *Coastal Engineering* **56**:1133-1152.
- Roelvink, J. A., 1993, Surf beat and its effects on cross-shore profiles, PhD Thesis, Delft University of Technology, Netherlands.
- Roelvink, J. A., and Broker, I., 1993, Cross-shore profile models, *Coastal Engineering* **21**(1-3):163-191.
- Roelvink, J. A., Stive, M.J.F., 1989, Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach, *Journal of Geophysical Research* **94**(C4):4785– 4800.
- Romańczyk, W., Boczar-Karakiewicz, B., and Bona, J. L., 2005, Extended equilibrium beach profiles, *Coastal Engineering* **52**(9):727-744.
- Rosen, P. S., 1978, A regional test of the Bruun Rule on shoreline erosion, *Marine Geology* **26**:M7-M16.
- Różyński, G., 2010, Long-term evolution of Baltic Sea wave climate near a coastal segment in Poland; its drivers and impacts Ocean Engineering, *Ocean Engineering* **37**:186-199.
- Rowley R J. et al., 2007, Risk of rising sea level to population and land area, EOS Transactions, **88**, 105-107.
- Ruessink, B. G., Van Enckevort, I. M. J., Kingston, K. S., and Davidson, M. A., 2000, Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour, *Marine Geology* **169**:161-183.
- Ruessink, B. G., Van Enckevort, I.M.J., Kingston, K.S., Davidson, M.A., 2000, Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour, *Marine Geology* **169**:161– 183.
- Ruggiero, P., Buijsman, M., Kaminsky, G. M., and Gelfenbaum, G., 2010a, Modeling the effects of wave climate and sediment supply variability on large-scale shoreline change, *Marine Geology* **273**:127-140.
- Ruggiero, P., Komar, P. D., and Allan, J. C., 2010b, Increasing wave heights and extreme value projections: The wave climate of the U.S. Pacific Northwest, *Coastal Engineering* **57**:539-552.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., and Yamagata, T., 1999, Adipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature* **401**:360-363.
- Sallenger Jr., A. H., Krabill, W., Brock, J., Swift, R., Manizade, S., and Stockdon, H., 2002, Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño, *Marine Geology* **187**:279-297.
- Samaras, A.G. and Koutitas, C.G., 2009, The impact of catchment management on coastal morphology. The case of Fourka in Greece. *Journal of Coastal Research*, **56**(SI), 1686-1690.
- Saville, T., 1957, Scale effects in two dimensional beach studies, *Transactions from the 7th General Meeting of the International Association of Hydraulic Research* **1**:A3.1-A3.10.
- Scavia, D., Field, J. C., Boesch, D. F., Buddemeier, R., Cayan, D. R., Burkett, V., Fogarty, M., Harwell, M., and Co-authors, 2002, Climate change impacts on U.S. coastal and marine ecosystems, *Estuaries* **25**:149-164.
- Schaffer, H. A., Madsen, P.A., Deigaard, R., 1993, A Boussinesq model for waves breaking in shallow water, *Coastal Engineering* **20**:185–202.

- Schwartz, M. L., 1965, Laboratory study of sea-level rise as a cause of shore erosion, *Geology* **73**:528-534.
- Schwartz, M. L., 1967, The Bruun theory on sea level rise as a cause of shore erosion, *Geology* **75**:79-92.
- Schwartz, M. L., 2005, Encyclopedia of coastal science (M. L. Schwartz, ed.), Springer.
- Scott, D., Wall, G., and McBoyle, G., 2005, Climate change and tourism and recreation in north America: exploring regional risks and opportunities, in: *Tourism, Recreation and Climate Change* (C. M. Hall, and J. Higham, eds.), Channel View, Clevedon, pp. 115-129.
- Sheng, Y. P., Zhang, Y., and Paramygin, V. A., 2010, Simulation of storm surge, wave, and coastal inundation in the Northeastern Gulf of Mexico region during Hurricane Ivan in 2004, *Ocean Modelling* **35**(4):314-331.
- Shennan, I., Coulthard, T., Flather, R., Horton, B., Macklin, M., Rees, J., and Wright, M., 2003, Integration of shelf evolution and river basin models to simulate Holocene sediment dynamics of the Humber Estuary during periods of sea-level change and variations in catchment sediment supply, *The Science of The Total Environment* **314-316**:737-754.
- Shepard, P. F., 1963, Submarine Geology, Hanger and Row, New York, pp. 557.
- Shields, A., 1936, Application of Similarity Principles and Turbulence Research to Bedload Movement. (English Translation of the original German Manuscript). Hydrodynamics Laboratory, California Institute of Technology, Publication No 167, pp. 36.
- Short, A. D., and Trembanis, A. C., 2004, Decadal scale patterns in beach oscillation and rotation, Narrabeen Beach, Australia - time series, PCA and wavelet analysis, *Coastal Research* **20**:523-532.
- Simionato, C. G., Dragani, W., Meccia, V., and Nuñez, M., 2004, A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata estuary: sensitivity to bathymetry, the Earth's rotation and low frequency wind variability, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **61**:261-273.
- Slott, J., 2003, Shoreline Response to Sea-Level Rise: Examining the Bruun Rule. Nicholas School of the Environment and Earth Sciences, Department of Earth and Ocean Sciences, pp. 12.
- Small, C., and Nicholls, R. J., 2003, A global analysis of human settlement in coastal zones, *Journal of Coastal Research* **19**(3):584-599.
- Snoussi, M., Ouchani, T., and Niazi, S., 2008, Vulnerability assessment of the impact of sea-level rise and flooding on the Moroccan coast: The case of the Mediterranean eastern zone, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **42**:523-554.
- Sonu, C. J., 1968, Collective movement of sediment in littoral environment. Proceed. 11th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York, pp. 373-398.
- Sonu, C. J., 1973, Three-dimensional beach changes, *Geology* **81**:42-64.
- Soomere, T., 2005, Fast ferry traffic as a qualitatively new forcing factor of environmental processes in non-tidal sea areas: a case study in Tallinn Bay, Baltic Sea, *Environmental Fluid Mechanics* **5**(4):293-323.
- Soomere, T., 2006, Nonlinear ship wake waves as a model of rogue waves and a source of danger to the coastal environment: a review, *Oceanologia* **48**(S):185-202.
- Soulsby, R. L., 1997, Dynamics of Marine Sands: a Manual for Practical Applications, Thomas Telford Services, London, pp. 249.
- Southgate, H. N., and Nairn, R. B., 1993, Deterministic profile modelling of nearshore processes. Part I. Waves and currents., *Coastal Engineering* **19**:27-56.
- Stanica, A., Dan, S., and Ungureanu, V. G., 2007, Coastal changes at the Sulina mouth of the Danube River as a result of human activities, *Marine Pollution Bulletin* **55**:555-563.
- Stanica, A., and Panin, N., 2009, Present evolution and future predictions for the deltaic coastal zone between the Sulina and Sf. Gheorghe Danube river mouths (Romania), *Geomorphology* **107**:41-46.

- Stive, M. J. F., Aarninkoff, S. J. C., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K., Nicholls, R. J., and Capbianco, M., 2002, Variability of shore and shoreline evolution, *Coastal Engineering* **47**:211-235.
- Stive, M. J. F., and de Vriend, H. J., 1995, Modelling shoreface profile evolution, *Marine Geology* **126**(1-4):235-248.
- Stive, M. J. F., Nicholls, R. J., and DeVriend, H. J., 1991, Sea-level rise and shore nourishment: a discussion, *Coastal Engineering* **16**:147-163.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., and Sallenger, J., Asbury H., 2006, Empirical parameterization of setup, swash, and runup, *Coastal Engineering* **53**(7):573-588.
- Stockdon, H. F., Sallenger Jr., H. A., Holman, R. A., and Howd, P. A., 2007, A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes, *Marine Geology* **238**:1-20.
- Svendsen, I. A., Haas, K. A., and Zhao, Q., 2003, Quasi-3D nearshore Modeling Longshore Transport circulation model SHORECIRC, in: *Report # 2002-01*, Center for Applied Coastal Research, University of Delaware.
- Taylor, J. A., Murdock, A. P., and Pontee, N. I., 2004, Amacroscale analysis of coastal steepening around the coast of England and Wales, *Geography* **170**:179-188.
- The Copenhagen Diagnosis, 2009, Updating the World on the Latest Climate Science, I. Allison, N.L. Bindoff, R.A. Bindschadler, P.M. Cox, N. de Noblet, M.H. England, J.E. Francis, N. Gruber, A.M. Haywood, D.J. Karoly, G. Kaser, C. Le Quéré, T.M. Lenton, M.E. Mann, B.I. McNeil, A.J. Pitman, S. Rahmstorf, E. Rignot, H.J. Schellnhuber, S.H. Schneider, S.C. Sherwood, R.C.J. Somerville, K. Steffen, E.J. Steig, M. Visbeck, A.J. Weaver, The University of New South Wales Climate Change Research Centre (CCRC), Sydney, Australia, pp. 60.
- Thieler, E. R., Pilkey Jr, O. H., Young, R. S., Bush, D. M., and Chai, F., 2000, The use of mathematical models to predict beach behavior for U.S. coastal engineering: A critical review, *Journal of Coastal Research* **16**(1):48-70.
- Tsimplis, M. N., Josey, S. A., Rixen, M., and Stanev, E. V., 2004, On the forcing of sea level in the Black Sea, *J. Geophys. Res.* **109**(C8):C08015.
- Tsimplis, M. N., and Shaw, A. G. P., 2010, Seasonal sea level extremes in the Mediterranean Sea and at the Atlantic European coasts, *Natural Hazards and Earth System Science* **10**(7):1457-1475.
- Tsimplis, M. N., Shaw, A. G. P., Flather, R. A., and Woolf, D. K., 2006, The influence of the North Atlantic Oscillation on the sea-level around the northern European coasts reconsidered: The thermosteric effects, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **364**(1841):845-856.
- Tsimplis, M. N., Woolf, D. K., Osborn, T. J., Wakelin, S., Wolf, J., Flather, R., Shaw, A. G. P., Woodworth, P., Challenor, P., Blackman, D., Pert, F., Yan, Z., and Jevrejeva, S., 2005, Towards a vulnerability assessment of the UK and northern European coasts: The role of regional climate variability, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **363**(1831):1329-1358.
- Türker, U., and Kabdaşlı, M. S., 2004, Average sediment dislocation analysis for barred profiles, *Ocean Engineering* **31**(14-15):1741-1756.
- Türker, U., and Kabdaşlı, M. S., 2005, The effects of sediment characteristics and wave height on shape-parameter for representing equilibrium beach profiles, *Ocean Engineering* **31**:1741-1756.
- Türker, U., and Kabdaşlı, M. S., 2007, Verification of sediment transport rate parameter on cross-shore sediment transport analysis, *Ocean Engineering* **34**(8-9):1096-1103.
- Turner, I. L., and Masselink, G., 1998, Swash infiltration-exfiltration and sediment transport, *Geophysical Research C: Oceans* **103**(C13):30813-30824.
- Uliczka, K., 1987, Wave run-up on dunes with and without foreshore at prototype scale, *Leichtweiss-Inst. Wasserbau Tech. Univ. Braunschweig Mitt.*, **98**:67-88.
- UNCTAD, 2009, Review of Maritime Transport 2009, UNCTAD/RMT/2009, pp. 219.

- US Army Corps of Engineers, 1994, Shoreline protection and beach erosion control study. , in: *Phase 1: Cost comparison of shoreline protection projects of the US Corps of Engineers*, Water Resources Support Centre, Washington, DC.
- Vafeidis, A. T., Boot, G., Cox, J., Maaten, R., Mcfadden, L., Nicholls, R., Spencer, T., and Tol, R. S. J., 2006, The DIVA Database Documentation, in: *DINAS-COAST Consortium 2006. DIVA 1.5.5*, Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Germany, CD-ROM(available at <http://www.pik-potsdam.de/diva>).
- Vafeidis, A. T., Koukoulas, S., Gatsis, I., and Gkoltsiou, K., 2008, Forecasting land-use changes with the use of neural networks and GIS, in: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, pp. 5068-5071.
- Van Enckevort, I. M. J., 2001a, Daily to yearly nearshore bar behaviour, Ph.D. thesis, in: *Department of Physical Geography*, University of Utrecht, The Netherlands.
- Van Enckevort, I. M. J., Ruessink, B.G., 2001b, Alongshore uniform and nonuniform bar crest change, *Coastal Dynamics, (Lund, Sweden)*:656– 665.
- Van Gent, M. R. A., 1992, The coupling of a hydraulic model to a porous flow model, in: *MAST-G6S Report*, TU Delft, pp. 85.
- Van Gent, M. R. A., 1994, The modeling of wave action on and in coastal structures, *Coastal Engineering* **22**:311-339.
- Van Gent, M. R. A., 1995, Wave Interaction with Permeable Coastal Structures, Ph.D. Thesis, Delft University of Technology.
- Van Rijn, L., 1989, Handbook Sediment Transport by Currents and Waves, in: *Vol. Report H461*, Delft Hydraulics.
- Van Rijn, L. C., 1998, Principles of Coastal Morphology, Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands.
- Van Rijn, L. C., Walstra, D. J. R., Grasmeijer, B., Sutherland, J., Pan, S., and Sierra, J. P., 2003, The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based Profile models, *Coastal Engineering* **47**(3):295-327.
- Vassie, J. M., Woodworth, P. L., and Holt, M. W., 2004, An example of North Atlantic deep ocean swell impacting Ascension and St. Helena islands in the central South Atlantic, *Atmospheric and Oceanic Technology* **21**:1095–1103.
- Velegrakis, A. F., Collins, M. B., Bastos, A. C., Paphitis, D., and Brampton, A., 2007a, Seabed sediment transport pathway investigations: review of scientific approach and methodologies, In: Coastal and Shelf Sediment Transport. In P.S. Balson, Coastal and Shelf Sediment Transport, **274**:127-146.
- Velegrakis, A. F., Lehmann, A., Monioudi, I., Giuliani, G., Herold, C., Allenbach, A., De Bono, A., and Radchenko, I., 2009, Beach erosion prediction for the Black Sea coast, due to sea level rise, in: *Proceedings of the 9th MEDCOAST Conference*, Sochi, Russia, pp. 776-787.
- Velegrakis, A. F., Vousdoukas, M., Andreadis, O., P., Adamakis, G., and Meligonitis, R., 2008, Impacts of dams on their downstream beaches: A case study from Eresos coastal basin, Island of Lesbos, Greece., *Marine Georesources and Geotechnology* **24**:350-371.
- Velegrakis, A. F., Vousdoukas M., Vagenas, A. M., Karambas, T., Dimou, K., and Zarkadas, T., 2007b, Coastal waves generated by passing ships, *Coastal Engineering* **54**:69-375.
- Vellinga, P., 1986, Beach and dune erosion during storm surges, Delft Hydraulic Laboratory, Dec. 1986, Delft, The Netherlands.
- Vellinga, P., 2008, Exploring high-end climate change scenarios for flood protection of the Netherlands: an international scientific assessment. (KNMI, Wageningen, the Netherlands).
- Viles, H. A., and Goudie, A. S., 2003, Interannual decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology, *Earth-Science Reviews* **61**:105-131.

- Vött, A., 2007, Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene, *Quaternary Science Reviews* **26**:894-919.
- Vousdoukas, M. I., 2006, Morphodynamics of beachrock infected beaches (in Greek with English abstract), in: *Department of Marine Sciences*, University of the Aegean, Mitilene, pp. 231.
- Vousdoukas M.I., Ferreira, P. M., Almeida, L. P., Dodet, G., Psaros, F., Andriolo, U., Taborda, R., Silva, A., N., and Ruano, A., 2011a, Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal, *Ocean Dynamics*, DOI 10.1007/s10236-011-0440-5.
- Vousdoukas, M. I., Almeida, L. P., and Ferreira, Ó., 2011b, Modelling storm-induced beach morphological change in a meso-tidal, reflective beach using XBeach, *Coastal Research* **64**(SI):1916-1920.
- Vousdoukas, M. I., Karambas, T. V., and Velegrakis, A. F., 2007, Modelling beach profile evolution of beachrock-infected beaches using a Boussinesq model, in: *IAHR International Conference*, Venice, pp. 10.
- Vousdoukas, M. I., Velegrakis, A. F., Dimou, K., Zervakis, V., and Conley, D. C., 2009a, Wave run-up observations in microtidal, sediment-starved pocket beaches of the Eastern Mediterranean, *Marine Systems* **78**:537-547.
- Vousdoukas, M. I., Velegrakis, A. F., Karambas, T., Valais, G., and Zarkoyiannis, S., 2005, Morphodynamics of beachrock infected beaches: Vatera Beach, NE Mediterranean, in: *5th International Conference on Coastal Dynamics* (A. Sanchez-Arcilla, ed.), Barcelona.
- Vousdoukas, M. I., Velegrakis, A. F., and Karambas, T. V., 2009b, Morphology and sedimentology of a microtidal beach with beachrocks: Vatera, Lesbos, NE Mediterranean, *Continental Shelf Research* **29**(16):1937-1947.
- Walkden, M., and Dickson, M., 2008, Equilibrium erosion of soft rock shores with a shallow or absent beach under increased sea level rise, *Marine Geology* **251**:75-84.
- Wanner, H., Bronnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D., and Xoplaki, E., 2001, North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies. Kluwer Academic Publishers, *The Netherlands, Surveys in Geophysics* **22**:321-382.
- Watanabe, A., and Dibajnia, M., 1988, Numerical modelling of nearshore waves, cross-shore sediment transport and beach profile change. In: *Proc. IAHR Syrup. on Mathematical Modelling of Sediment Transport in the Coastal Zone*, Copenhagen, pp. 166-174.
- Watanabe, A., and Dibajnia, M., 1997, Mathematical models for waves and beach profiles in surf and swash zones, in: *Proceedings of the Coastal Engineering Conference*, ASCE, New York, pp. 3104-3114.
- Watanabe, A., Riho, Y., and Horikawa, K., 1980, Beach profile and on-offshore sediment transport, in: *Proceeding of 17th Int. Conf. Coastal Eng.*, ASCE, New York, Sydney, pp. 1106-1121.
- Waters, C. H., 1939, Equilibrium Slopes of Sea Beaches, *MSc Thesis, Department of Civil Engineering, University of California, Berkeley, CA*.
- WBGU - German Advisory Council on Global Change, 2006, *The Future Oceans - Warming Up, Rising High, Turning Sour*. (WBGU, Berlin).
- Wei, G., and Kirby, J. T., 1995, Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, ASCE **121**:251-260.
- Willis, C. M., and Griggs, G. B., 2003, Reductions in fluvial sediment discharge by coastal dams in California and implications for beach sustainability, *Geology* **11**:167-182.
- Winant, C. D., Inman, D.L., and Nordstron, C.E., 1975, Description of Seasonal Beach Changes Using Empirical Eigenfunctions, *Geophysical Research* **80**(15):1979-1986.

- Witte, H. H., and Riekman, U., 1987a, Ein verfahren zur Ermittlung der Wellenausgeschwindigkeiten an Boscungen, *Leichtweiss-Inst. Wasserbau Tech. Univ. Braunschweig Mitt.* **98**:29-65.
- Witte, H. H., and Riekman, U., 1987b, Ein verfahren zur Ermittlung der Wellenausgeschwindigkeiten an Boscungen: Leichtweiss-Inst. Wasserbau Tech. Univ. Braunschweig Mitt., **98**:29-65.
- WL|Delft Hydraulics, 2007, Delft3D-FLOW: Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, User Manual, pp. 642.
- Woodroffe, C. D., 2003, Coasts: Form, Process and Evolution, Cambridge University Press, pp. 623.
- World Tourism Organisation, 2001, Leading the world's largest industry, <http://www.world-tourism.org/aboutwto.html>.
- World Tourism Organization, 2003, Climate change and tourism, in: *Proceedings of the 1st International Conference on Climate Change and Tourism*, World Tourism Organization, Djerba, Tunisia, pp. 55.
- Wright, L. D., and Short, A. D., 1984, Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis, *Marine Geology* **56**(1-4):93-118.
- Wright, L. D., and Thom, B. G., 1977, Coastal depositional landforms: A morphodynamic approach, *Progress in Physical Geography* **1**:412-459.
- Zelt, J. A., 1991, The run-up of nonbreaking and breaking solitary waves, *Coastal Engineering* **15**:205-246.
- Zhang, K., Douglas, B. C., and Leatherman, S. P., 2004, Global warming and coast erosion, *Climate Change* **64**:41-58.
- Zhang, K. Q., Douglas, B. C., and Leatherman, S. P., 2000, Twentieth-century stormactivity along the US east coast, *Climate* **13**:1748-1761.
- Zhong, L., Li, M., and Zhang, D.-L., 2010, How do uncertainties in hurricane model forecasts affect storm surge predictions in a semi-enclosed bay?, *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **90**:61-72

7.2 Ελληνική βιβλιογραφία

- Αναγώστου Χ. και Χρόνης Γ., 2000, Εισαγωγή στην παράκτια γεωλογία και στη γεωμορφολογία ακτών. Αθήνα: ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.
- Βελεγράκης, Α.Φ., 2009α, Σημειώσεις Θαλάσσιας Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αιγαίου.
- Βελεγράκης, Α.Φ., 2009β, Σημειώσεις Παράκτιας Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αιγαίου.
- Βελεγράκης, Α.Φ. 2010, Σημειώσεις Δυναμικής Ιζημάτων, Πανεπιστήμιο Αιγαίου.
- Βελεγράκης, Α.Φ., Μ. Βουσδούκας και Ρ. Μελιγωνίτης, 2005, Διάβρωση Νησιωτικών Παραλιών: Φαινομενολογία και αίτια της υποβάθμισης του μεγαλύτερου φυσικού πόρου της νησιωτικής Ελλάδας, Η νησιωτική Ελλάδα στον 21 Αιώνα, Τόμος 1, Εκδόσεις Σιδέρη, pp. 243-262
- Μονιούδη Ι., Βελεγράκης, Α.Φ., Καραμπάς, Θ., και Κουτσουβέλα, Δ., 2009, Παράκτια οπισθοχώρηση λόγω ανέμου της θαλάσσιας στάθμης: Προβλέψεις με μοντέλα προσομοίωσης, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, **XLIII/I**, 153-170.

Οι εικόνες στο εξώφυλλο προέρχονται:

- η 1^η και η 4^η από τη Νορβηγία (<https://communities.uhi.ac.uk/climatic/files/101>)
- η 2^η από τη Νέα Ζηλανδία (http://www.civildefence.govt.nz/memwebsite.nsf/wpg_url/for-the-cdem-sector-photo-library-floods-2007?opendocument)
- και η 3^η από την παραλία της Ερεσσού της νήσου Λέσβου τραβηγμένη το χειμώνα του 2011 από τους Όλυμπο Ανδρεάδη και Φώτη Ψαρό

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

Παράρτημα Α

Πίνακας Α-1. Τιμές των συντελεστών χωρικής ανάλυσης EOF για τα δεδομένα του 1990 (πείραμα Delilah) και το ποσοστό της συνολικής μεταβολής που εκφράζουν.

		Ιδιοτιμή				
	Προφίλ	λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	1	10.302	0.063	0.005	0.002	0.001
Ποσοστό		99.303	0.606	0.045	0.022	0.007
Τιμή συντελεστή	2	10.179	0.066	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.290	0.641	0.029	0.020	0.006
Τιμή συντελεστή	3	10.132	0.068	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.265	0.668	0.026	0.019	0.007
Τιμή συντελεστή	4	10.181	0.067	0.004	0.002	0.002
Ποσοστό		99.256	0.651	0.037	0.023	0.016
Τιμή συντελεστή	5	10.137	0.064	0.004	0.002	0.001
Ποσοστό		99.276	0.631	0.041	0.019	0.013
Τιμή συντελεστή	6	9.959	0.064	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.278	0.642	0.034	0.020	0.008
Τιμή συντελεστή	7	9.668	0.058	0.003	0.001	0.001
Ποσοστό		99.335	0.600	0.030	0.014	0.006
Τιμή συντελεστή	8	9.408	0.050	0.003	0.001	0.001
Ποσοστό		99.392	0.533	0.037	0.013	0.006
Τιμή συντελεστή	9	9.579	0.056	0.004	0.001	0.001
Ποσοστό		99.338	0.584	0.038	0.015	0.006
Τιμή συντελεστή	10	9.484	0.070	0.004	0.001	0.001
Ποσοστό		99.186	0.732	0.045	0.013	0.006
Τιμή συντελεστή	11	9.562	0.070	0.004	0.001	0.001
Ποσοστό		99.201	0.728	0.044	0.009	0.006
Τιμή συντελεστή	12	9.514	0.080	0.002	0.001	0.001
Ποσοστό		99.115	0.833	0.020	0.013	0.006
Τιμή συντελεστή	13	9.576	0.079	0.002	0.002	0.001
Ποσοστό		99.123	0.817	0.020	0.017	0.007
Τιμή συντελεστή	14	9.568	0.067	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.240	0.694	0.026	0.017	0.007
Τιμή συντελεστή	15	9.590	0.040	0.001	0.001	0.001
Ποσοστό		99.550	0.412	0.013	0.008	0.006
Τιμή συντελεστή	16	9.649	0.033	0.002	0.001	0.001
Ποσοστό		99.607	0.345	0.021	0.012	0.005
Τιμή συντελεστή	17	9.597	0.034	0.002	0.002	0.000
Ποσοστό		99.586	0.356	0.024	0.017	0.005
Τιμή συντελεστή	18	9.432	0.037	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.539	0.395	0.030	0.018	0.005
Τιμή συντελεστή	19	9.382	0.042	0.002	0.002	0.001
Ποσοστό		99.493	0.444	0.025	0.019	0.006
Τιμή συντελεστή	20	9.365	0.039	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.505	0.415	0.033	0.022	0.009
Τιμή συντελεστή	21	9.298	0.034	0.005	0.004	0.001
Ποσοστό		99.505	0.368	0.055	0.047	0.009
Τιμή συντελεστή	22	9.239	0.034	0.006	0.003	0.001
Ποσοστό		99.503	0.370	0.063	0.037	0.010

Πίνακας Α-2 Τιμές των συντελεστών χωρικής ανάλυσης EOF για τα δεδομένα του 1994 (πείραμα Duck94) και το ποσοστό της συνολικής μεταβολής που εκφράζουν.

	Προφίλ	Ιδιοτιμή				
		λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	1	9.504	0.012	0.004	0.003	0.001
Ποσοστό		99.774	0.122	0.043	0.026	0.012
Τιμή συντελεστή	2	9.481	0.007	0.003	0.003	0.001
Ποσοστό		99.843	0.074	0.030	0.027	0.011
Τιμή συντελεστή	3	9.574	0.008	0.004	0.002	0.001
Ποσοστό		99.832	0.087	0.038	0.016	0.009
Τιμή συντελεστή	4	9.715	0.018	0.003	0.001	0.001
Ποσοστό		99.737	0.185	0.032	0.012	0.010
Τιμή συντελεστή	5	9.935	0.020	0.002	0.002	0.001
Ποσοστό		99.737	0.197	0.024	0.015	0.009
Τιμή συντελεστή	6	10.219	0.020	0.005	0.002	0.001
Ποσοστό		99.710	0.196	0.045	0.023	0.011
Τιμή συντελεστή	7	10.372	0.014	0.007	0.002	0.001
Ποσοστό		99.748	0.132	0.069	0.018	0.012
Τιμή συντελεστή	8	10.532	0.020	0.013	0.002	0.001
Ποσοστό		99.634	0.191	0.121	0.020	0.012
Τιμή συντελεστή	9	10.664	0.021	0.016	0.002	0.001
Ποσοστό		99.599	0.199	0.152	0.023	0.012
Τιμή συντελεστή	10	10.512	0.023	0.018	0.002	0.001
Ποσοστό		99.560	0.221	0.173	0.020	0.011
Τιμή συντελεστή	11	10.534	0.028	0.021	0.001	0.001
Ποσοστό		99.506	0.264	0.195	0.012	0.009
Τιμή συντελεστή	12	10.483	0.026	0.020	0.001	0.001
Ποσοστό		99.530	0.251	0.186	0.011	0.009
Τιμή συντελεστή	13	10.422	0.023	0.015	0.001	0.001
Ποσοστό		99.609	0.219	0.141	0.011	0.008
Τιμή συντελεστή	14	10.260	0.022	0.012	0.001	0.001
Ποσοστό		99.639	0.214	0.112	0.013	0.012
Τιμή συντελεστή	15	10.210	0.024	0.011	0.002	0.002
Ποσοστό		99.621	0.233	0.103	0.017	0.015
Τιμή συντελεστή	16	10.092	0.026	0.012	0.002	0.001
Ποσοστό		99.577	0.258	0.114	0.023	0.009
Τιμή συντελεστή	17	9.929	0.033	0.012	0.002	0.001
Ποσοστό		99.501	0.330	0.122	0.018	0.010
Τιμή συντελεστή	18	9.796	0.041	0.009	0.002	0.001
Ποσοστό		99.439	0.414	0.096	0.017	0.010
Τιμή συντελεστή	19	9.547	0.039	0.007	0.002	0.001
Ποσοστό		99.477	0.406	0.071	0.017	0.009
Τιμή συντελεστή	20	9.409	0.031	0.005	0.002	0.001
Ποσοστό		99.558	0.328	0.058	0.021	0.012
Τιμή συντελεστή	21	9.307	0.021	0.006	0.002	0.001
Ποσοστό		99.673	0.220	0.063	0.017	0.009

Πίνακας Α-3 Τιμές των συντελεστών χωρικής ανάλυσης EOF για τα δεδομένα του 1997 (πείραμα SandyDuck) και το ποσοστό της συνολικής μεταβολής που εκφράζουν.

	Προφίλ	Ιδιοτιμή				
		λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	1	11.661	0.028	0.004	0.002	0.001
Ποσοστό		99.691	0.241	0.030	0.014	0.009
Τιμή συντελεστή	2	11.778	0.022	0.004	0.001	0.001
Ποσοστό		99.747	0.184	0.034	0.012	0.007
Τιμή συντελεστή	3	11.896	0.015	0.005	0.002	0.001
Ποσοστό		99.789	0.123	0.043	0.016	0.007
Τιμή συντελεστή	4	11.794	0.009	0.003	0.001	0.001
Ποσοστό		99.857	0.080	0.029	0.011	0.006
Τιμή συντελεστή	5	11.744	0.008	0.004	0.003	0.001
Ποσοστό		99.835	0.071	0.036	0.022	0.012
Τιμή συντελεστή	6	11.587	0.008	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.862	0.069	0.024	0.019	0.008
Τιμή συντελεστή	7	11.411	0.014	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.806	0.123	0.029	0.017	0.007
Τιμή συντελεστή	8	11.276	0.023	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.721	0.203	0.031	0.017	0.009
Τιμή συντελεστή	9	11.122	0.020	0.005	0.002	0.001
Ποσοστό		99.735	0.183	0.042	0.014	0.009
Τιμή συντελεστή	10	11.255	0.013	0.007	0.002	0.001
Ποσοστό		99.778	0.112	0.060	0.017	0.010
Τιμή συντελεστή	11	11.160	0.008	0.007	0.002	0.001
Ποσοστό		99.828	0.069	0.059	0.016	0.012
Τιμή συντελεστή	12	11.007	0.009	0.004	0.003	0.002
Ποσοστό		99.824	0.081	0.037	0.024	0.015
Τιμή συντελεστή	13	11.185	0.009	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.845	0.084	0.023	0.020	0.012
Τιμή συντελεστή	14	11.269	0.010	0.002	0.002	0.001
Ποσοστό		99.849	0.090	0.021	0.014	0.009
Τιμή συντελεστή	15	11.436	0.009	0.003	0.001	0.001
Ποσοστό		99.854	0.079	0.027	0.012	0.010
Τιμή συντελεστή	16	11.627	0.008	0.004	0.002	0.001
Ποσοστό		99.857	0.070	0.032	0.013	0.008
Τιμή συντελεστή	17	11.628	0.009	0.004	0.002	0.001
Ποσοστό		99.843	0.075	0.037	0.015	0.009
Τιμή συντελεστή	18	11.649	0.007	0.006	0.001	0.001
Ποσοστό		99.854	0.061	0.051	0.010	0.007
Τιμή συντελεστή	19	11.728	0.008	0.005	0.001	0.001
Ποσοστό		99.854	0.071	0.041	0.011	0.006
Τιμή συντελεστή	20	11.722	0.013	0.004	0.003	0.001
Ποσοστό		99.805	0.115	0.031	0.022	0.008
Τιμή συντελεστή	21	12.025	0.012	0.003	0.002	0.001
Ποσοστό		99.829	0.103	0.023	0.016	0.010

Πίνακας Α-4. Οι πέντε πρώτες ιδιοτιμές που προέκυψαν από την Eof ανάλυση των μικρού μήκους (nearshore profile) αποτυπώσεων των 12 σταθμών και τα αντίστοιχα ποσοστά μεταβλητότητας που περιέχουν.

	Σταθμός	Ιδιοτιμή				
		λ_1	λ_2	λ_3	λ_4	λ_5
Τιμή συντελεστή	MF1	1.80	0.41	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		80.78	18.51	0.32	0.16	0.09
Τιμή συντελεστή	MF2	2.45	0.59	0.04	0.01	0.00
Ποσοστό		79.37	19.04	1.14	0.17	0.10
Τιμή συντελεστή	MF3	0.81	0.07	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		90.30	7.49	1.41	0.34	0.13
Τιμή συντελεστή	MF4	5.82	0.04	0.01	0.01	0.00
Ποσοστό		98.96	0.70	0.14	0.09	0.04
Τιμή συντελεστή	MF5	6.68	0.08	0.01	0.01	0.00
Ποσοστό		98.39	1.12	0.18	0.15	0.06
Τιμή συντελεστή	MF6	14.53	0.08	0.02	0.01	0.00
Ποσοστό		99.26	0.54	0.11	0.06	0.02
Τιμή συντελεστή	MF7	15.29	0.10	0.02	0.01	0.00
Ποσοστό		99.16	0.66	0.10	0.05	0.01
Τιμή συντελεστή	MF8	16.06	0.12	0.01	0.01	0.00
Ποσοστό		99.07	0.76	0.06	0.06	0.02
Τιμή συντελεστή	MF9	18.72	0.07	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		99.50	0.40	0.07	0.02	0.01
Τιμή συντελεστή	MF10	16.11	0.21	0.04	0.01	0.01
Ποσοστό		98.33	1.30	0.22	0.05	0.04
Τιμή συντελεστή	MF11	4.10	0.04	0.02	0.01	0.00
Ποσοστό		98.30	0.84	0.38	0.17	0.10
Τιμή συντελεστή	MF12	3.56	0.11	0.01	0.00	0.00
Ποσοστό		96.52	2.95	0.27	0.11	0.06