



**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ
ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**

**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ
ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ
ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ
ΣΕΡΡΩΝ**

**ΤΜΗΜΑ
ΓΕΩΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ
& ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ**



**ΔΙ-ΙΔΡΥΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΠΡΟΛΗΨΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΩΝ»**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**Παπούλια Μαρία
Γεωγράφος**

**ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΦΥΣΙΚΩΝ ΚΙΝΔΥΝΩΝ ΣΤΗ ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΖΩΝΗ
ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑΣ (Ν.Α. ΑΙΓΑΙΟ)**

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

**Μαρουκιάν Χαμπίκ
Γάκη- Παπαναστασίου Καλλιόπη
Καρύμπαλης Ευθύμιος**

**Καθηγητής, Ε.Κ.Π.Α. (Επιβλέπων)
Καθηγήτρια, Ε.Κ.Π.Α.
Επίκουρος Καθηγητής, Χαροκόπειο
Πανεπιστήμιο**

**ΑΘΗΝΑ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 2012**

Στη μνήμη του πατέρα μου Χαρίλαου Παπούλια

Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική εργασία με τίτλο «Εκτίμηση Φυσικών Κινδύνων στη Παράκτια Ζώνη της Νήσου Αστυπάλαιας (Ν.Α. Αιγαίο)», μου ανετέθη από τον κ. Μαρουκιάν Χαμπίκ, καθηγητή του τομέα Γεωγραφίας-Κλιματολογίας του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, τον Ιανουάριο του 2012, στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών «Πρόληψη και Διαχείριση Φυσικών Καταστροφών» του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Ε.Κ.Π.Α. σε σύμπραξη με το τμήμα Γεωπληροφορικής και Τοπογραφίας του Τ.Ε.Ι. Σερρών.

Έναυσμα για την επιλογή του θέματος αποτέλεσε το γεγονός ότι μεταξύ των παράκτιων φυσικών κινδύνων είναι και η αναμενόμενη άνοδος της στάθμης της θάλασσας που απειλεί μακροπρόθεσμα τις παράκτιες περιοχές, οπότε θεωρείται αναγκαία η εφαρμογή μεθοδολογιών εκτίμησης των αρνητικών της επιπτώσεων. Επιπλέον, η Αστυπάλεια έχει πληγεί κατά το παρελθόν από παράκτιους φυσικούς κινδύνους με σημαντικότερο το τσουνάμι του 1956. Το συγκεκριμένο τσουνάμι αποτελεί το τελευταίο μεγάλο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε τη περιοχή του Αιγαίου και προκλήθηκε στις 9 Ιουλίου του 1956, από έναν σεισμό 7.5 βαθμών και από έναν εξίσου ισχυρό μετασεισμό 7.0 βαθμών, που συνέβη στη υποθαλάσσια λεκάνη της Αμοργού.

Στην εργασία αυτή επιχειρείται η εκτίμηση των φυσικών κινδύνων που πλήττουν ή ενδέχεται να πλήξουν, τη παράκτια ζώνη της νήσου Αστυπάλαιας. Οι κίνδυνοι που εξετάζονται είναι η άνοδος της στάθμης της θάλασσας που είναι συνέπεια της κλιματικής αλλαγής, καθώς και τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (τσουνάμι).

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους συνέβαλαν στην ολοκλήρωση αυτής της μεταπτυχιακής εργασίας.

Τον Καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Ε.Κ.Π.Α., και επιβλέποντα της εργασίας, κ. Μαρουκιάν Χαμπίκ, για την εμπιστοσύνη του τόσο στην ανάθεση της εργασίας όσο και κατά τη διάρκεια εκπόνησής της, καθώς και για τις εύστοχες υποδείξεις του.

Την Καθηγήτρια του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Ε.Κ.Π.Α και μέλος της εξεταστικής επιτροπής, κ. Γάκη- Παπαναστασίου Καλλιόπη για το ενδιαφέρον, τη συνεργασία και τις σημαντικές παρατηρήσεις της σε όλα τα στάδια της εργασίας.

Τον Επίκουρο Καθηγητή του τμήματος Γεωγραφίας του Χαροκοπείου Πανεπιστημίου και μέλος της εξεταστικής επιτροπής, κ. Καρύμπαλη Ευθύμιο, για τη δυνατότητα που μου έδωσε να γνωρίσω έναν διαφορετικό κόσμο, αυτόν της Φυσικής Γεωγραφίας. Η εργασία θα ήταν αδύνατο να ολοκληρωθεί χωρίς τη πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγησή του τόσο σε θέματα γεωλογικού περιεχομένου όσο και στην έρευνα πεδίου.

Τον Λέκτορα Βασιλάκη Εμμανουήλ, του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Ε.Κ.Π.Α, για τη παραχώρηση δεδομένων, καθώς και για το ενδιαφέρον και την υποστήριξη του σε όλο το κύκλο των μεταπτυχιακών σπουδών μου.

Τον Διευθυντή Ερευνών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου, του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, κ. Παπαναστασίου Δημήτριο, για τη παραχώρηση δεδομένων, αλλά και τις χρήσιμες συμβουλές του σε θέματα τεκτονικής και σεισμολογίας.

Ακόμα, θα ήταν παράλειψη να μην ευχαριστήσω τη φίλη και συνάδελφο Μπομπότη Ελένη για τη βοήθειά της σε όλο το τεχνολογικό μέρος της εργασίας αλλά και τη συνάδελφο Μαγκλάρια Μαρία για τη βοήθεια στο τεχνολογικό κομμάτι της εφαρμογής του Δείκτη Επιδεκτικότητας Ακτών.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τη μητέρα μου Αγγελική και τους αδερφούς μου Κωνσταντίνο και Στέλιο και να τους εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου, που με στηρίζουν πάντα και με κάθε τρόπο στις όποιες επιλογές μου.

Με εκτίμηση,

Παπούλια Μαρία

Περιεχόμενα

Πρόλογος	3
Περιεχόμενα.....	5
Περίληψη	8
Σκοπός της εργασίας	13
Μέρος 1 ^ο	15-53
Κεφάλαιο 1. Γεωγραφικά στοιχεία	16
Κεφάλαιο 2. Γεωλογία- Τεκτονική	20
2.1. Λεκάνη Αμοργού	26
Κεφάλαιο 3. Σεισμικότητα.....	28
Κεφάλαιο 4. Παράκτια Γεωμορφολογία.....	34
4.1. Παράκτιες Γεωμορφές	34
Κεφάλαιο 5. Κάλυψη Χρήσεων Γης – Προστατευόμενες Περιοχές Ειδικού Οικολογικού Ενδιαφέροντος	48
5.1. Κάλυψη Γης	48
5.2. Προστατευόμενες Περιοχές Ειδικού Οικολογικού Ενδιαφέροντος	50
Μέρος 2 ^ο	54-157
Κεφάλαιο 6. Φυσικοί Κίνδυνοι και Καταστροφές.....	55
6.1. Φυσικοί Κίνδυνοι και Καταστροφές-Ορισμοί	55
Κεφάλαιο 7. Εκτίμηση Επιπτώσεων από την Αναμενόμενη Άνοδο της Θαλάσσιας Στάθμης- Τροποποίηση του Δείκτη Επιδεκτικότητας των Ακτών	59

7.1. Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή και το Φαινόμενο του Θερμοκηπίου.....	59
7.2. Μεταβολές Θαλάσσιας Στάθμης.....	63
7.2.1. Δείκτες μεταβολής της Θαλάσσιας Στάθμης	65
7.2.2. Μεταβολές της Θαλάσσιας Στάθμης κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές.....	67
7.2.3. Μελλοντική μεταβολή της Θαλάσσιας Στάθμης	70
7.3. Παράκτιες Ζώνες και Άνοδος Θαλάσσιας Στάθμης	72
7.3.1. Παράκτια Ζώνη.....	72
7.3.2. Παράκτια Τρωτότητα.....	74
7.4. Μεθοδολογία.....	77
7.4.1. Επεξεργασία διαθέσιμων πρωτογενών δεδομένων	78
7.4.2. Τροποποίηση του Δείκτη Επιδεκτικότητας Ακτών στην Άνοδο της Θαλάσσιας Στάθμης-Ανάλυση Παραμέτρων	83
Κεφάλαιο 8. Εκτίμηση της Τρωτότητας της Παράκτιας Ζώνης της Νήσου Αστυπάλαιας στα Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας	113
8.1. Θαλάσσια Κύματα	113
8.2 Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας (Τσουνάμι)	116
8.2.1 Αιτίες Δημιουργίας Θαλάσσιων Κυμάτων Βαρύτητας.....	116
8.2.2 Κυματικά χαρακτηριστικά των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας	117
8.2.3 Άλλα χαρακτηριστικά των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας.....	120
8.3 Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας στην Ελλάδα.....	120
8.4. Ο σεισμός της 9 ^{ης} Ιουλίου 1956	123

8.5. Το Τσουνάμι του 1956.....	128
8.5.1 Οι επιπτώσεις του τσουνάμι στην Αστυπάλαια	130
8.6. Εκτίμηση της Τρωτότητας της Παράκτιας Ζώνης της Νήσου Αστυπάλαιας στα Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας	144
Κεφάλαιο 9. Πρόγνωση των Θαλασσίων Κυμάτων Βαρύτητας και Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης.....	155
Συμπεράσματα-Συζήτηση	158
Συντομογραφίες	162
Βιβλιογραφία	163
ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ.....	171
Παράρτημα.....	172

Περίληψη

Σκοπός της παρούσης εργασίας είναι η εκτίμηση της επιδεκτικότητας της παράκτια ζώνης της νήσου Αστυπάλαιας (Ν.Α Αιγαίο) στους φυσικούς κινδύνους. Οι κίνδυνοι που εξετάζονται είναι η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης και τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας.

Για την κατηγοριοποίηση των ακτών της νήσου Αστυπάλαιας ως προς την επιδεκτικότητά τους στην αναμενόμενη (μελλοντική) άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, εφαρμόστηκε ο Δείκτης Επιδεκτικότητας Ακτών, αξιοποιώντας τη τεχνολογία των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών. Ο δείκτης επιτρέπει τη συνεκτίμηση επτά μεταβλητών: γεωλογία, γεωμορφολογία, παράκτια κλίση, ρυθμός μεταβολής της σχετικής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, ρυθμός προέλασης/ υποχώρησης της ακτογραμμής, μέσο εύρος παλίρροιας και μέσο σημαντικό ύψος κύματος. Η κάθε παράμετρος κατηγοριοποιήθηκε με βάση τις φυσικές μεταβολές της ακτής καθώς η θαλάσσια στάθμη ανυψώνεται. Η παράμετρος της γεωλογίας σχετίζεται με την ανθεκτικότητα των γεωλογικών σχηματισμών που καταλήγουν στην ακτογραμμή στις παράκτιες διεργασίες και τα δεδομένα προήλθαν από επεξεργασία του γεωλογικού χάρτη κλίμακας 1:50000, έκδοσης Ι.Γ.Μ.Ε. Η παράμετρος της παράκτιας γεωμορφολογίας σχετίζεται με την ανθεκτικότητα στη διάβρωση των παράκτιων γεωμορφών που αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτογραμμής. Τα δεδομένα για αυτή την παράμετρο προήλθαν από λεπτομερή υπαίθρια γεωμορφολογική χαρτογράφηση. Οι ρυθμοί προέλασης ή υποχώρησης της ακτογραμμής προήλθαν από τη συγκριτική παρατήρηση αεροφωτογραφιών διαφορετικών ετών λήψης που καλύπτουν τη χρονική περίοδο 1986- 2009. Η παράκτια κλίση υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους (DEM) της περιοχής που κατασκευάστηκε από τοπογραφικά διαγράμματα κλίμακας 1:5.000. Ως μέσο εύρος παλίρροιας για το σύνολο των ακτών του κόλπου χρησιμοποιήθηκαν δημοσιευμένα στοιχεία που αφορούν την ευρύτερη περιοχή. Το μέσο σημαντικό ύψος κύματος εκτιμήθηκε από δεδομένα του προγράμματος POSEIDON. Κάθε τμήμα της ακτογραμμής κατηγοριοποιήθηκε με βάση το βαθμό επιδεκτικότητας της κάθε μεταβλητής και ο Δείκτης Επιδεκτικότητας Ακτών υπολογίστηκε ως η τετραγωνική ρίζα του γινομένου των τιμών των επτά

μεταβλητών προς το πλήθος των παραμέτρων που ελήφθησαν υπόψη. Στη συνέχεια, δημιουργήθηκε ένας χάρτης επιδεκτικότητας του νησιού με τα αποτελέσματα του δείκτη. Αυτός ο χάρτης έδειξε ότι εκτεταμένο μήκος της ακτογραμμής (127km, που αντιστοιχούν στο 88,7% της ακτογραμμής του νησιού), εμφανίζει χαμηλή ως πολύ χαμηλή επιδεκτικότητα. Μόνο 8,3 km της ακτογραμμής, που αντιστοιχούν στο 5,8% του συνόλου της ακτογραμμής, εμφανίζουν υψηλή και πολύ υψηλή επιδεκτικότητα στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας, κυρίως λόγω της χαμηλής τοπογραφίας και της παρουσίας ιδιαίτερα διαβρωσιγενών γεωλογικών σχηματισμών και γεωμορφών. Οι περιοχές υψηλής και πολύ υψηλής επιδεκτικότητας συγκεντρώνουν σημαντικές κοινωνικοοικονομικές χρήσεις γης και δραστηριότητες, ενώ περιλαμβάνουν και περιβαλλοντικά προστατευόμενες περιοχές.

Σχετικά με την εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης της νήσου Αστυπάλαιας στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας, η μεθοδολογία η οποία ακολουθήθηκε περιλαμβάνει τρία στάδια: αυτό της αναγνώρισης της ζώνης κατάκλυσης, τη συλλογή δεδομένων και τον υπολογισμό της τρωτότητας πληθυσμού, κτηρίων, χρήσεων γης και προστατευόμενων περιβαλλοντικά περιοχών και την αποτύπωση της τρωτότητας. Για την αναγνώριση της πιθανής ζώνης κατάκλυσης, απαιτήθηκε η εύρεση του μέγιστου καταγεγραμμένου ύψους κύματος (m) που έχει πλήξει το νησί. Τα τελευταία θαλάσσια κύμα βαρύτητας που έπληξε την Αστυπάλαια είναι αυτό του 1956, όπου το κύμα αναρρίχησης έφτασε τα 10m στις βόρειες ακτές του νησιού και τα 3m στις νότιες. Με βάση αυτές τις ενδείξεις η ζώνη κατάκλυσης εκτιμήθηκε ως η περιοχή μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 3m για το νότιο τμήμα του νησιού και μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 10m για το βόρειο τμήμα του νησιού. Επίσης, επειδή όλες οι περιοχές σε τσουνανογενείς ζώνες με υψόμετρο μικρότερο των 20m θεωρούνται ευάλωτες σε πλημμύρες λόγω τσουνάμι, εκτιμήθηκε και μια δεύτερη υποθετική ζώνη μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 20m. Στη συνέχεια υπολογίστηκε ο πληθυσμός εντός των 2 ζωνών κατάκλυσης και το πλήθος των κτηρίων με σκοπό την εκτίμηση της τρωτότητας του ανθρωπογενούς περιβάλλοντος. Ακόμα έγινε εκτίμηση της έκτασης των χρήσεων γης και της έκτασης των προστατευόμενων περιοχών που ενδέχεται να πλημμυρίσουν από ένα τσουνάμι με μέγιστο ύψος κύματος τα 3 και 10m αλλά και τα 20m. Προέκυψε ότι κυρίως οι οικισμοί που πλήττονται, σε ένα ενδεχόμενο ύψος κύματος

20m, είναι τα Λιβάδια (7,92 km² της συνολικής έκτασης του οικισμού), ο Πέρα Γιαλός (6,49 km²) και το Έξω Βαθύ (5,82 km²), ενώ ο οικισμός Μαλτεζάνα εμφανίζει πολύ μικρή έκταση κατάκλυσης (2,1 km²). Αντίθετα, σε ένα ύψος κύματος, αντίστοιχο με εκείνο του 1956, πλήττονται οι οικισμοί Έξω Βαθύ (6,72 km² της συνολικής έκτασης του οικισμού), Μέσα Βαθύ (4,88 km²), Πέρα Γιαλός (2,45 km²) και Μαλτεζάνα (2,46 km²), ενώ οι υπόλοιπες περιοχές του νησιού είναι λιγότερο ευάλωτες. Υπολογίστηκε ότι η πληθυσμιακή πυκνότητα εντός των ζωνών κατάκλυσης είναι 13.53 κάτοικοι/km², (σύμφωνα με δεδομένα απογραφής του 2011), σε σύνολο 1310 κατοίκων. Σχετικά με το πλήθος των κτηρίων εντός της ζώνης κατάκλυσης υπολογίστηκε ότι, για τη ζώνη των 3 και 10m , 150 κτήρια είναι ευάλωτα και για τη ζώνη των 20m, 815, σε σύνολο 1937 κτηρίων (καταγραφή κτηρίων το έτος 2010). Σε ότι αφορά τις χρήσεις γης, μεγαλύτερη έκταση εντός της ενδεχόμενης περιοχής κατάκλυσης εμφανίζουν οι φυσικοί βοσκότοποι και οι περιοχές που καλύπτονται από σύνθετα συστήματα καλλιέργειας και σκληροφυλλική βλάστηση, ενώ οι περιοχές Natura 2000 καταλαμβάνουν πολύ μεγάλη έκταση.

Abstract

The aim of this study is the assessment of the susceptibility of the coastal zone of Astypalaea Island (S.E. Aegean Sea) to coastal natural hazards. Two coastal hazards are examined, sea- level rise and tsunamis.

For the classification of the coast of Astypalaea Island (S.E. Aegean Sea) according to its susceptibility to an anticipated future sea-level rise, the Coastal Sensitivity Index (CSI) is used by utilizing GIS technology. This index allows the following seven physical variables: geology, coastal geomorphology, coastal slope, relative sea-level rise rate, shoreline erosion or accretion rate, mean tidal range and mean wave height, to be related in a semi-quantitative manner. Each variable is ranked on the basis of its potential contribution to physical changes on the coast as sea-level rises. The variable of geomorphology expresses the relative erodibility of various coastal landforms and was derived from detailed field geomorphological mapping. Shoreline erosion or accretion rates were obtained from interpretation of aerial photos taken at various dates between 1986 and 2009. The regional slope of the coastal zone was calculated using the Digital Elevation Model (DEM) of the area derived from topographic diagrams at the scale of 1:5.000. Mean tidal range for the study area is derived from published data. Mean significant wave height is obtained from POSEIDON program. Every section of the coastline is assigned a risk ranking based on each variable, and the Coastal Sensitivity Index (CSI) is calculated as the square root of the product of the ranked variables divided by their total number involved. Subsequently, a CSI map is produced for the coastline of the island. This map showed that an important length of the coast (127 km, corresponding to 88.7% of the island's coastline) is characterized as very lowly and lowly sensitive. Only 8.3 km of the coastline, corresponding to 5.8% of the entire coastline, is characterized as very highly and highly sensitive to sea- level rise, primarily due to the low topography and the presence of highly erodible geological formations and landforms. Areas of high and very high CSI values host socio-economically important land uses and activities as well as environmentally protected areas.

On the assessment of the vulnerability of the coastal zone of Astypalaea Island by tsunamis, the methodology that was followed consists of three steps: the

identification of the Inundation Zone, data collection and calculation of the vulnerability of people and buildings and the potential flooding of different land uses and environmentally protected areas. To identify the inundation zone, the worst case scenario is being used. The greatest wave height that has ever been recorded in the island is that of 1956 event, where the run- up was 10m on the north side of the island and 3m on the south. Based on these indications, the inundation zone was estimated as the area between the shoreline and the contour of 3m for the southern part of the island and between the shoreline and the contour of 10m for the northern part of the island. Also, since all areas in tsunamigenic zones, with less than 20m elevation are considered vulnerable to flooding due to tsunamis, estimated and a second hypothetical zone between the shoreline and the contour of 20m. Then, the population and the number of buildings within the two zones were calculated, in order to assess the vulnerability of the human and built-up environment. Furthermore, an estimation of the extent of land use and environmentally protected areas likely to be inundated by a tsunami with a maximum wave height of 3 and 10m and the 20m was made. The villages being affected by a potential wave height of 20m, are Livadia (7, 92 km² of the total area of the village), Pera Gialos (6, 49 km²) and Exo Vathi (5, 82 km²), while the village Maltezana faces very low vulnerability (2, 1 km²). In a wave height, similar to 1956, the villages Exo Vathi (6, 72 km² of the total area), Mesa Vathi (4, 88 km²), Pera Gialos (2, 45 km²) and Maltezana (2, 46 km²) are affected, while the rest of the island is less vulnerable. The population density within the inundation zones is 13.53 inhabitants per km², (according to census data of 2011), out of a total of 1310 residents. The number of vulnerable buildings within the zone of 3 and 10m is 150, while in the zone of 20m is 815, out of a total of 1937 buildings (buildings recorded in the year 2010). Finally, highly vulnerable are areas covered by natural grassland, complex cultivation and sclerophyllous vegetation and the Natura 2000 areas.

Σκοπός της εργασίας

Κύριος στόχος της εργασίας αποτελεί η εκτίμηση των φυσικών κινδύνων που πλήττουν τη παράκτια ζώνη της νήσου Αστυπάλαιας και συγκεκριμένα η επιδεκτικότητα των ακτών της στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και η κατάκλυση περιοχών από τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας, μέσω της αξιοποίησης της τεχνολογίας των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών.

Η εργασία διαιρείται σε δύο μέρη. Στο πρώτο μέρος γίνεται μια σύντομη παρουσίαση των ανθρωπογεωγραφικών χαρακτηριστικών της Αστυπάλαιας, καθώς και των περιβαλλοντικών χαρακτηριστικών αυτής. Στο δεύτερο μέρος, γίνεται η ανάλυση των κινδύνων και η εκτίμηση αυτών, αφού πρώτα παρουσιάζονται οι βασικές έννοιες του φυσικού κινδύνου και των φυσικών καταστροφών.

Αρχικά παρουσιάζεται η εκτίμηση της επιδεκτικότητας των ακτών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Η εκτίμηση έγινε μέσω του υπολογισμού του Δείκτη Επιδεκτικότητας Ακτών, που αποτελεί τροποποίηση του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index) των Thieler & Hammar- Klose (1999) και εμπλέκει επτά παραμέτρους, σχετιζόμενες με τα φυσικο - γεωγραφικά χαρακτηριστικά της ακτογραμμής και τις φυσικές διεργασίες.

Στο κεφάλαιο αυτό, αρχικά επιχειρείται μια προσέγγιση του περιβαλλοντικού θέματος της κλιματικής αλλαγής και της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, ενώ αναλύεται και η έννοια της παράκτιας τρωτότητας. Στη συνέχεια αναλύεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό του δείκτη και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής του στη νήσο Αστυπάλαια.

Στη συνέχεια παρουσιάζεται ο δεύτερος κίνδυνος, αυτός του τσουνάμι. Αρχικά γίνεται μια εισαγωγή στα θαλάσσια κύματα γενικά, και στη συνέχεια στα χαρακτηριστικά των θαλασσίων κυμάτων βαρύτητας και γίνεται μια σύντομη αναφορά στα τσουνάμι που έχουν πλήξει τον ελλαδικό χώρο. Ακολουθεί η παρουσίαση του σεισμού στις 9.7.1956 που έπληξε την περιοχή και του τσουνάμι που προκάλεσε. Τέλος, με βάση τα στοιχεία αυτού του συμβάντος, γίνεται μια

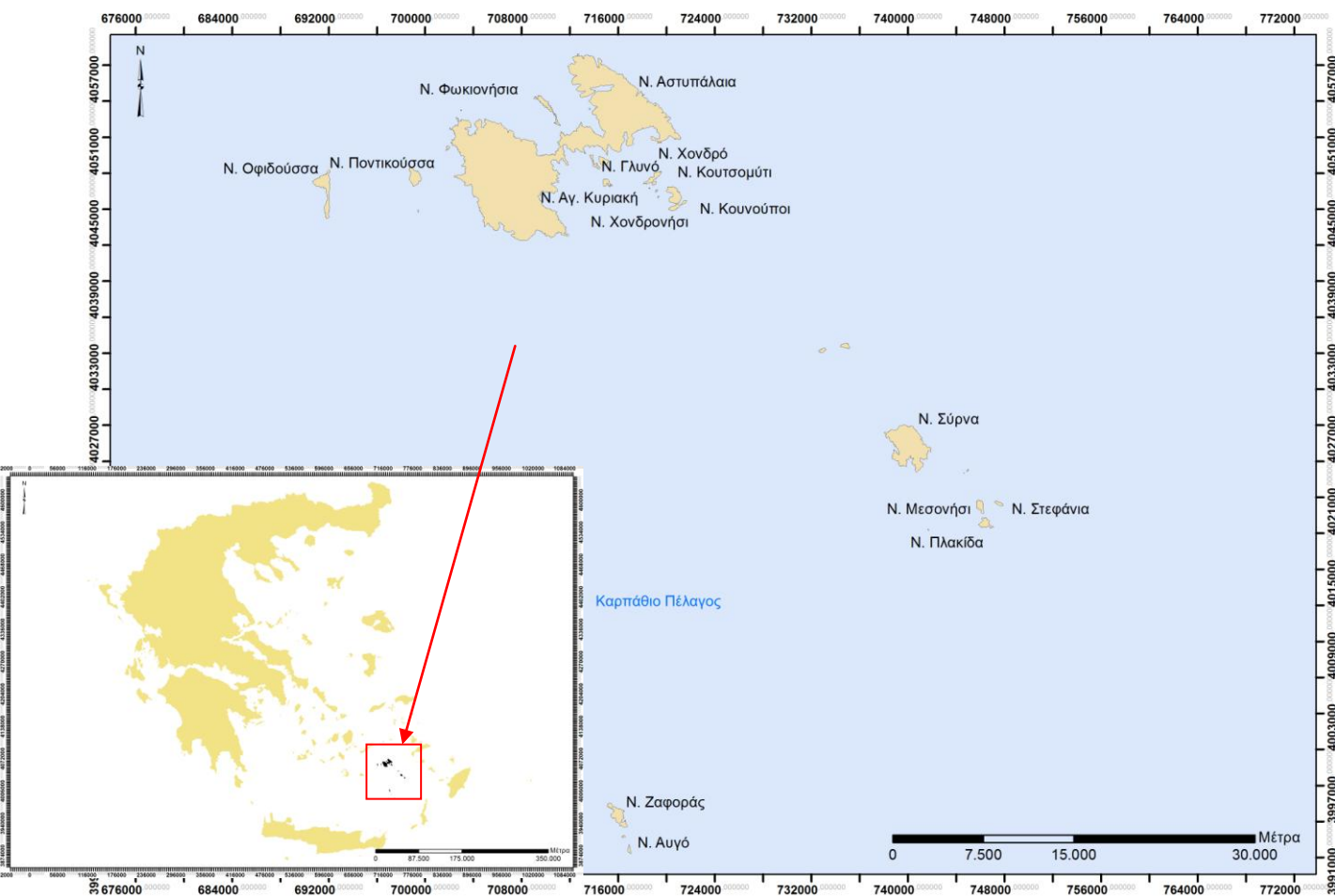
προσπάθεια εκτίμησης των περιοχών που θα πληγούν από ένα ανάλογο μεγέθους μελλοντικό τσουνάμι.

Στο τελευταίο κεφάλαιο της εργασίας, παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την εργασία αυτή.

Μέρος 1^ο

Κεφάλαιο 1. Γεωγραφικά στοιχεία

Η περιοχή μελέτης της παρούσης εργασίας είναι η νήσος Αστυπάλαια, που ανήκει στο νησιωτικό σύμπλεγμα των Δωδεκανήσων. Η νήσος Αστυπάλαια, διοικητικά, αποτελεί τμήμα του Δήμου Αστυπάλαιας (σχήμα 1), ο οποίος πέραν της νήσου αυτής περιλαμβάνει και τις γύρω νησίδες και συγκεκριμένα, τις νησίδες Κουνούποι, Οφιδούσσα, Αυγό, Γλυνό, Ζαφοράς, Κουτσομύτι, Μεσονήσι, Πλακίδα, Ποντικούσα, Στεφάνια, Σύρνα, Φωκιονήσια, Χονδρονήσι, Αγ. Κυριακή και Χονδρό.



Σχήμα 1: Γεωγραφική Θέση του Δήμου Αστυπάλαιας (πηγή: www.geodata.gov.gr)

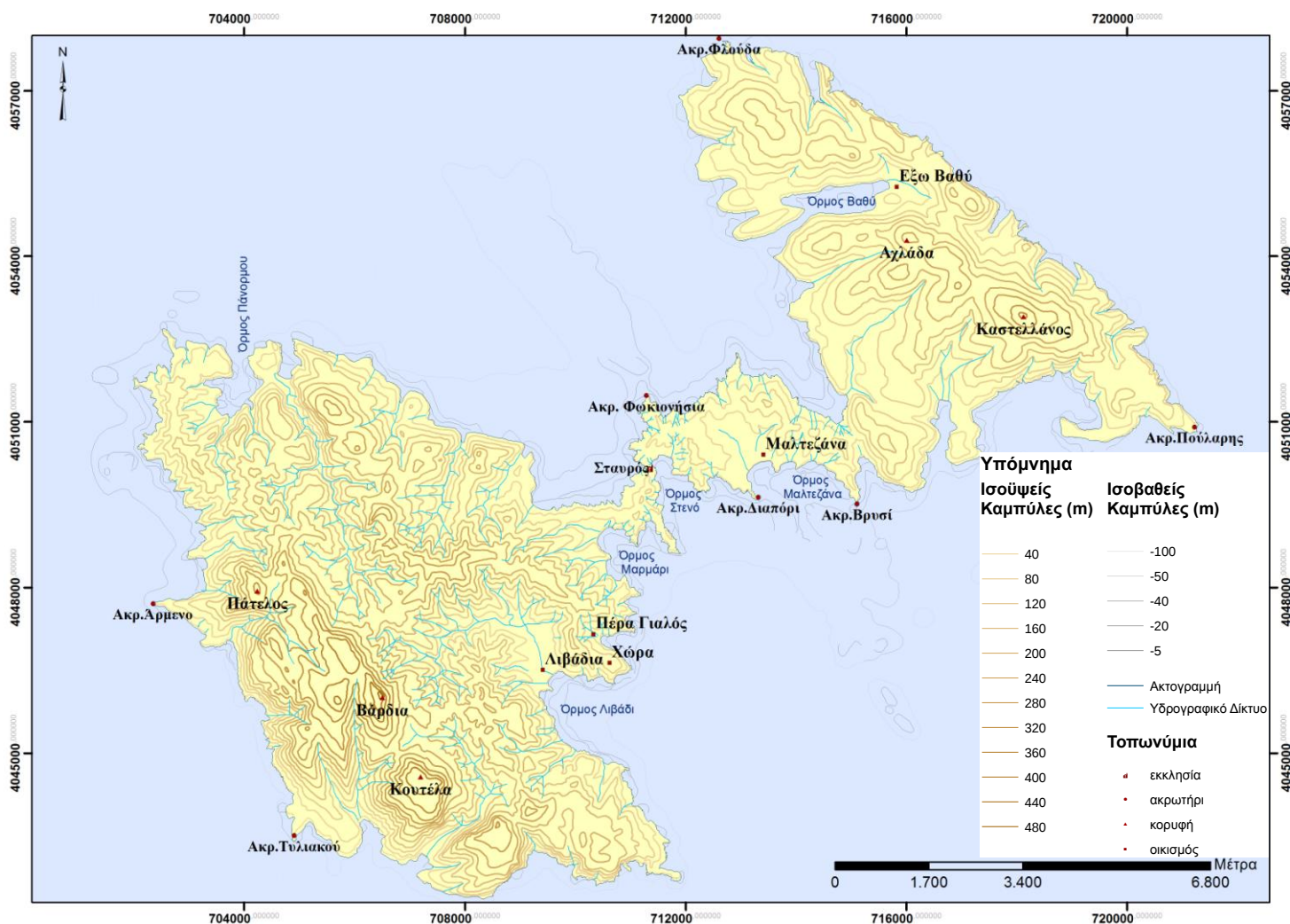
Σημειώνεται ότι σύμφωνα με το Πρόγραμμα Καλλικράτης (Νέα Αρχιτεκτονική της Αυτοδιοίκησης και της Αποκεντρωμένης Διοίκησης-Πρόγραμμα Καλλικράτης), που ψηφίστηκε το 2010 από την Ελληνική Βουλή, για τη νέα

διοικητική διαίρεση της χώρας, καμία αλλαγή δεν επήλθε στο δήμο Αστυπάλαιας. Έτσι, διοικητικά ανήκει στη Περιφέρεια Νοτίου Αιγαίου, που περιλαμβάνει τα νησιωτικά συμπλέγματα των Κυκλάδων και των Δωδεκανήσων και πιο συγκεκριμένα στη Περιφερειακή Ενότητα Καλύμνου, όπου πέραν του Δήμου Αστυπάλαιας, περιλαμβάνονται και οι δήμοι, Καλύμνιων, Λειψών, Λέρου, Αγαθονησίου και Πάτμου. Ο πληθυσμός της Αστυπάλαιας, σύμφωνα με την απογραφή του 2011, ανέρχεται σε 1310 κατοίκους.

Δεδομένου ότι η νήσος Αστυπάλεια, αποτελεί το δυτικότερο νησί των Δωδεκανήσων, και βρίσκεται εκεί που οι Κυκλάδες συναντούν τα Δωδεκάνησα., περιλαμβάνει πολιτισμικά στοιχεία και από τα δύο νησιωτικά συμπλέγματα. Οριοθετείται μεταξύ των βόρειων παράλληλων $36^{\circ} 30'$ και $36^{\circ} 45'$ και των Αν. μεσημβρινών $26^{\circ} 15'$ και $26^{\circ} 30'$.

Έχει έκταση 96km^2 και μήκος ακτών 143,5 km.

Μια μικρή λωρίδα χέρσου πλάτους περίπου 100m, χωρίζει το νησί σε δύο τμήματα (εξού και η ονομασία νησί-πεταλούδα), το μέσα και το έξω νησί. Το πεδινό τμήμα του νησιού βρίσκεται στο κέντρο γύρω από αυτή τη λωρίδα ξηράς. Η υψηλότερη κορυφή είναι η Βάρδια στο δυτικό τμήμα του νησιού με υψόμετρο 481m. Άλλες κορυφές του νησιού είναι η Κουτέλα (431m) και η Πάτελλος (369m) στο δυτικό τμήμα και Καστελλάνο (370m) και Αχλάδα (264m) στο ανατολικό τμήμα. Μορφολογικά, το νησί χαρακτηρίζεται από ήπιο ανάγλυφο στο κεντρικό τμήμα του και από έντονο στο δυτικό και ανατολικό (σχήμα 2).



Σχήμα 2: Απλοποιημένος τοπογραφικός χάρτης της νήσου Αστυπάλαιας (πηγή :Τοπογραφικός Χάρτης Γ.Υ.Σ., κλίμακας 1:50000)

Η ονομασία Αστυπάλαια (=παλαιά πόλη) αποδίδεται σύμφωνα με τη μυθολογία στη κόρη του Φοίνικα, Αστυπάλαια, η οποία ήταν η μητέρα του βασιλιά Μίνωα. Σύμφωνα με άλλη εκδοχή, το νησί ονομάστηκε έτσι, από τους Δωριείς, οι οποίοι όταν εγκαταστάθηκαν βρήκαν ίχνη παλαιότερου οικισμού των Φοινίκων. Τέλος, κάποιοι ερευνητές, θεωρούν ως μη ελληνικό το τοπωνύμιο και το ανάγουν στη γλώσσα των Σουμερίων (<http://www.astypalaia.gr/files/index1gr.htm>).

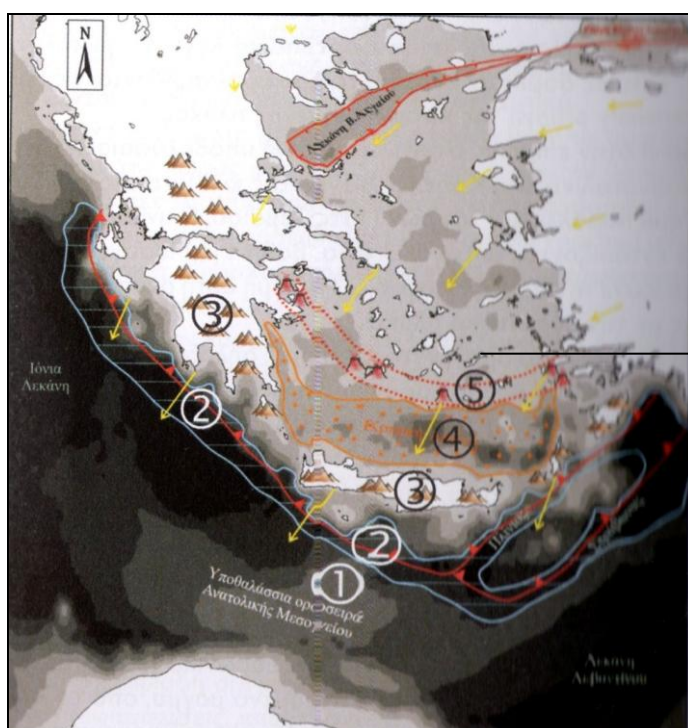
Κατά τη νεότερη ιστορία, στην Ελληνική Επανάσταση, το 1821, οι κάτοικοι του νησιού ξεσηκώθηκαν ακολουθώντας το παράδειγμα των κατοίκων της Κάσου. Τον επόμενο χρόνο, το νησί υπάχθηκε στο επαρχείο Θήρας, διατηρώντας την

αυτονομία του, αν και δεν κατάφερε να συμπεριληφθεί στο νεοσύστατο ελληνικό κράτος. Το 1881, η Αστυπάλαια, υπάχθηκε στην επαρχία Καλύμνου του Οθωμανικού Κράτους και το 1912 καταλήφθηκε από τα ιταλικά στρατεύματα, κατά τον ιταλοτουρκικό πόλεμο. Μέχρι και την ένωση των Δωδεκανήσων με την Ελλάδα το 1948, παρέμεινε υπό ιταλική κατοχή.

Κεφάλαιο 2. Γεωλογία- Τεκτονική

Σε ζώνες σύγκλισης μιας ηπειρωτικής και μιας ωκεάνιας πλάκας, διαμορφώνεται στην επιφάνεια, σχεδόν σταθερά, μια συγκεκριμένη διάταξη χώρων, με βασικά στοιχεία τα εξής: τάφος, τόξο, οπισθοτάφος και ηφαιστειακό τόξο. Το ηφαιστειακό τόξο σχετίζεται με τη γωνία υποβύθισης, με αποτέλεσμα η θέση του να μην είναι σταθερή. Καθένας από αυτούς τους χώρους έχει συγκεκριμένο ρόλο στο ορογενετικό τόξο. Το ελληνικό ορογενετικό τόξο αποτελείται από τις εξής δομές: υποθαλάσσια οροσειρά της Ανατολικής Μεσογείου, Ελληνική Τάφος, Ελληνικό Νησιωτικό Τόξο, Οπισθοταφρική Λεκάνη Κρητικού Πελάγους και Ηφαιστειακό Τόξο του Νότιου Αιγαίου (Παπανικολάου Δ.Ι. και Σίδερης Χρ.Ι., 2005).

Το ηφαιστειακό τόξο εμφανίζεται με μια σειρά από υποθαλάσσια, χερσαία και νησιωτικά ηφαίστεια σε διάταξη τόξου, από το Σαρωνικό Κόλπο μέχρι τον υποθαλάσσιο χώρο Κω-Νισύρου (σχήμα 3). Η Αστυπάλαια γεωγραφικά ανήκει σε αυτή τη περιοχή.



Αστυπάλαια

Σχήμα 3: Ελληνικό Ορογενετικό Τόξο (Παπανικολάου Δ.Ι. και Σίδερης Χρ.Ι., 2005) 1=υποθαλάσσια οροσειρά Αν.Μεσογείου, 2=Ελλ.Τάφος, 3=Ελλ.Νησιωτικό Τόξο,4= Οπισθοτάφος και 5= Ηφαιστειακό Τόξο Ν. Αιγαίου

Η πρώτη, γεωλογικού περιεχομένου, εργασία για τη νήσο Αστυπάλαια , πραγματοποιήθηκε το 1966 από το καθηγητή Χριστοδούλου Γ., ενώ τη περίοδο 1976-1977, πραγματοποιήθηκε η γεωλογική χαρτογράφηση και ολοκλήρωση της γεωλογικής μελέτης από τον Μαρνέλη Φ. .

Ο σχετικός γεωλογικός χάρτης από το Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο, Νήσος Αστυπάλαια) εκδόθηκε το 1986, με την ολοκλήρωση της μελέτης και χαρτογράφησης και των όμορων της νήσου, νησίδων.

Στην Αστυπάλαια, συναντώνται τόσο αλπικοί, όσο και μεταλπικοί σχηματισμοί. Οι αλπικοί σχηματισμοί ανήκουν στη γεωτεκτονική ενότητα Τριπόλεως και είναι ηλικίας Ανώτερου Ιουρασικού –Ανώτερου Ηώκαινου/Ολιγόκαινου (Χριστοδούλου Γ., 1966, Marnelis Ph., 1977, Ring U. 2001). Η ενότητα Τριπόλεως χαρακτηρίζεται από νηριτική ιζηματογένεση με ασβεστόλιθους και δολομίτες, συνεχώς από το Τριαδικό ως και το Ηώκαινο (Παπανικολάου Δ.Ι., 1986). Η ενότητα Τρίπολης βρίσκεται, σήμερα, κάτω από το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου. Στους ορίζοντες με φλύσχη, κάτω από τη τεκτονική επαφή με το κάλυμμα, έχει παρατηρηθεί ένας ιδιαίτερος σχηματισμός τεκτονοιζηματογένεσης , ο οποίος συνίσταται στο εξής: ενώ, η κύρια μάζα είναι κλαστική, πηλιτική και ψαμμιτική , εμπεριέχει και ογκώδη υλικά (ολισθόλιθους). Όπως τονίζει ο κ.Παπανικολάου Δ.Ι. (1986),

«...ο τεκτονοιζηματογενής αυτός σχηματισμός αποτελεί τα τελευταία στρώματα που αποτέθηκαν μέσα στις θαλάσσιες λεκάνες ιζηματογένεσης του φλύσχη, πριν καλυφθούν από το κάλυμμα της Πίνδου που ερχόταν σιγά-σιγά σπρώχνοντας στο μέτωπό του διάφορα τεμάχια που έπεφταν μπροστά και κλείνονταν μέσα σε αυτό, χρονολογώντας έτσι την επώθηση της Πίνδου».

Στην Αστυπάλαια, όπως και σε άλλα νησιά του συμπλέγματος των Δωδεκανήσων, οι αλπικοί αυτοί σχηματισμοί έχουν υποστεί σημαντική παραμόρφωση.

Ειδικότερα, η Αστυπάλαια μπορεί να χωριστεί σε δύο τμήματα. Το ανατολικό τμήμα αποτελείται κυρίως από ασβεστόλιθους Σενώνιου-Μαιστρίχτιου και το κεντρικό τμήμα και το μεγαλύτερο μέρος του δυτικού τμήματος του νησιού αποτελείται από φλύσχη ηλικίας Αν. Ηώκαινου -Ολιγόκαινου. Οι μεταλλικοί σχηματισμοί αφορούν Τεταρτογενείς σχηματισμούς. Πιο αναλυτικά, λιθοστρωματογραφικά, οι γεωλογικοί σχηματισμοί του νησιού είναι οι κάτωθι, όπως περιγράφονται από τη γεωλογική χαρτογράφηση του Marnelis Ph. (1977).

Αλπικοί σχηματισμοί- Ενότητα Γαβρόβου Τριπόλεως

Οι ασβεστόλιθοι του **Ανώτερου Ιουρασικού** είναι τεφροί και κρυσταλλικοί και είναι επωθημένοι πάνω στο φλύσχη. Έχουν πάχος 250m περίπου και θεωρείται ότι ανήκουν εκεί και όχι στην ενότητα Πίνδου, καθότι είναι νηριτικοί.

Παρατηρούνται επίσης, μαύροι, ρουδιστοφόροι ασβεστόλιθοι, ηλικίας **Σενώνιου - Μαιστρίχτιου**. Είναι παχυστρωματώδεις, έως άστρωτοι, νηριτικοί, σκοτεινότεφροι ως μαύροι, βιτουμενιούχοι, συχνά δολομιτιωμένοι. Περιέχουν αφθονία απολιθωμάτων καθώς και θραύσματα ή και ολόκληρους ρουδιστές και τρηματοφόρα.

Οι νουμμουλιτοφόροι ασβεστόλιθοι του **Παλαιόκαινου- Μέσου Ηώκαινου** είναι παχυστρωματώδεις, νηριτικοί, τεφροί έως λευκοί. Στο νοτιοανατολικό τμήμα του νησιού, κοντά στο Ακρ. Πούλαρης, το πάχος τους μειώνεται (20 έως 50m) και χαρακτηρίζονται από επεισόδια λιμνοθαλάσσιας φάσης με οστρακώδη.

Φλύσχης ηλικίας **Ανώτερου Ηώκαινου- Ολιγόκαινου**, παρατηρείται επίσης στο νησί και περιλαμβάνει ιλυόλιθους, με επικράτηση ψαμμιτών προς τους μεσαίους και ανώτερους ορίζοντες. Σε αρκετές θέσεις παρεμβάλλονται κροκαλοπαγή, σε φακοειδείς μορφές στον ανώτερο ορίζοντα του φλύσχη. Τα κροκαλοπαγή αυτά περιλαμβάνουν στοιχεία τόσο της ενότητας Τριπόλεως, όσο και της ενότητας Πίνδου. Επιπλέον, απαντώνται πολλοί ολισθόλιθοι σε διάφορες θέσεις, που αποτελούνται από μάζες ασβεστόλιθων τόσο νηριτικών, όσο και πελαγικών, ραδιολαριτών και περιδοτιτών. Οι ασβεστολιθικοί ολισθόλιθοι έχουν νηριτική πανίδα Μαιστρίχτιου- Ηώκαινου και πελαγική του Αν. Κρητιδικού (Χώρα Αστυπάλαιας). Η

μετάβαση από τους υποκείμενους ασβεστόλιθους στο φλύσχη γίνεται με πρασινότεφρα μαργαϊκά στρώματα. Απολιθώματα έχουν βρεθεί μόνο στη μεταβατική ζώνη προς το φλύσχη.

Μεταλπικοί σχηματικοί

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί στη νήσο Αστυπάλεια, ανήκουν στο Τεταρτογενές.

Σε πολλές θέσεις στο κεντρικό τμήμα του νησιού εμφανίζεται ο πόρος. Αποτελείται κυρίως από ασβεσταρενίτες με θαλάσσια και ηπειρωτική πανίδα. Έχει πάχος 2-3m και είναι αιολικής προέλευσης.

Επίσης εμφανίζονται πλευρικά κορήματα, συνδεδεμένα και ασύνδετα, στα μέτωπα επωθήσεως των ασβεστόλιθων και σε μεγάλους καθρέφτες ρηγμάτων και αποτελούνται από υλικά ασβεστολιθικής προέλευσης. Κατά την υπαίθρια γεωμορφολογική χαρτογράφηση, πλευρικά κορήματα εντοπίστηκαν στη περιοχή του Στενού (φωτογραφία 1). Έχουν ερυθρό χρώμα και είναι ασύνδετα μεταξύ τους.



Φωτογραφία 1: Πλευρικά Κορήματα στον όρμο Στενού.

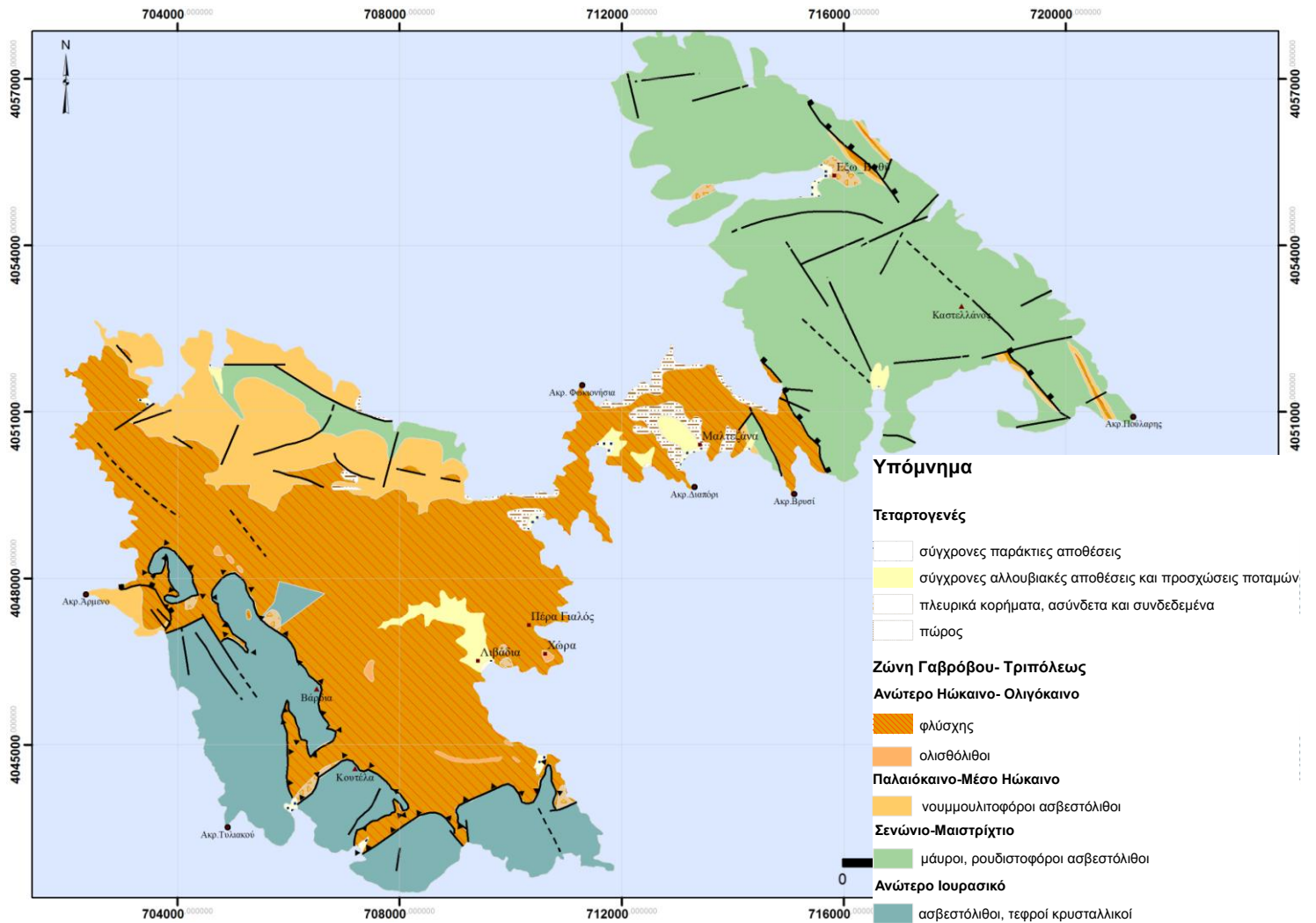
Σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις και προσχώσεις χειμάρρων παρατηρούνται σε πολλά τμήματα του νησιού και συνήθως έχουν μικρό πάχος. Στο Λιβιάδι, ωστόσο, που εκβάλλει τμήμα του υδρογραφικού δικτύου, το πάχος τους ξεπερνά τα 20m. Αποτελούνται από υλικά φλύσχη και ασβεστόλιθων.

Επίσης, κατά μήκος ορισμένων ακτών παρατηρούνται σύγχρονες παράκτιες αποθέσεις που αποτελούνται από άμμους και χαλίκια.

Όσον αφορά τη μεταμόρφωση, στη δυτική Αστυπάλεια, οι ασβεστόλιθοι παρουσιάζουν μεταμόρφωση που αυξάνεται από τους Ανωιουρασικούς (κρυσταλλικοί) προς τους Τριαδικούς ασβεστόλιθους (μάρμαρα) της νήσου Οφιδούσας.

Τα ρήγματα που επηρεάζουν τους γεωλογικούς σχηματισμούς του νησιού, έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και Α-Δ.

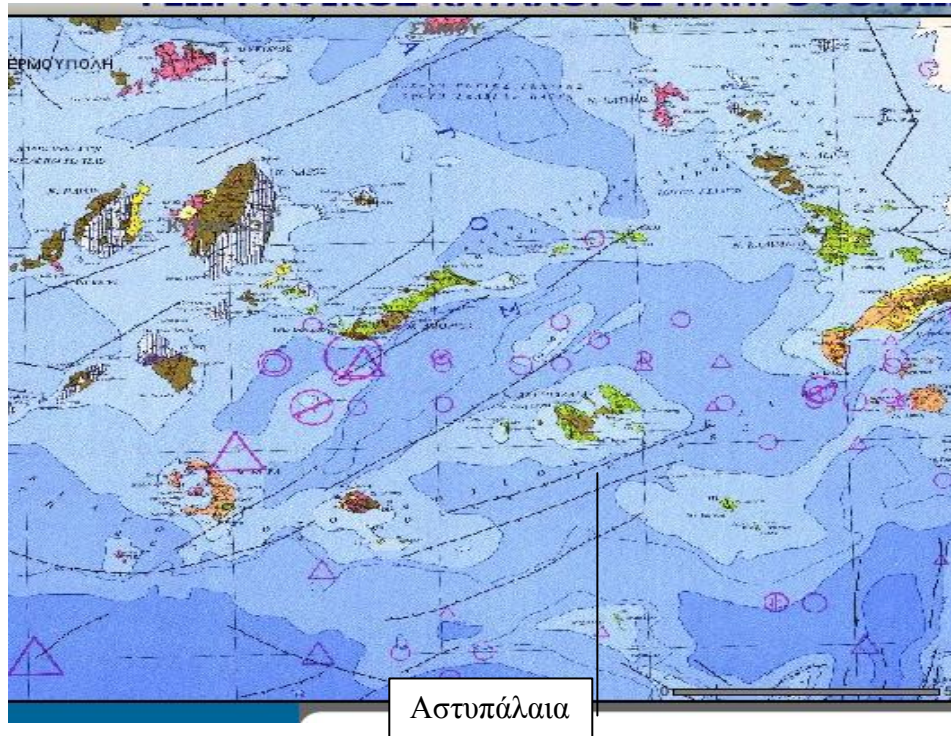
Στο σχήμα 4 που ακολουθεί παρουσιάζεται απλοποιημένος ο γεωλογικός χάρτης του νησιού.



Σχήμα 4: Γεωλογικοί Σχηματισμοί Περιοχής Μελέτης (Πηγή δεδομένων: Ι.Γ.Μ.Ε., Φύλλο Νήσος Αστυπάλαια)

2.1. Λεκάνη Αμοργού

Στον ευρύτερο χώρο του νησιού, υπάρχουν πολλά ενεργά κανονικά ρήγματα (σχήμα 5), ως αποτέλεσμα του εφελκυσμού της περιοχής, τα οποία και την επηρεάζουν.



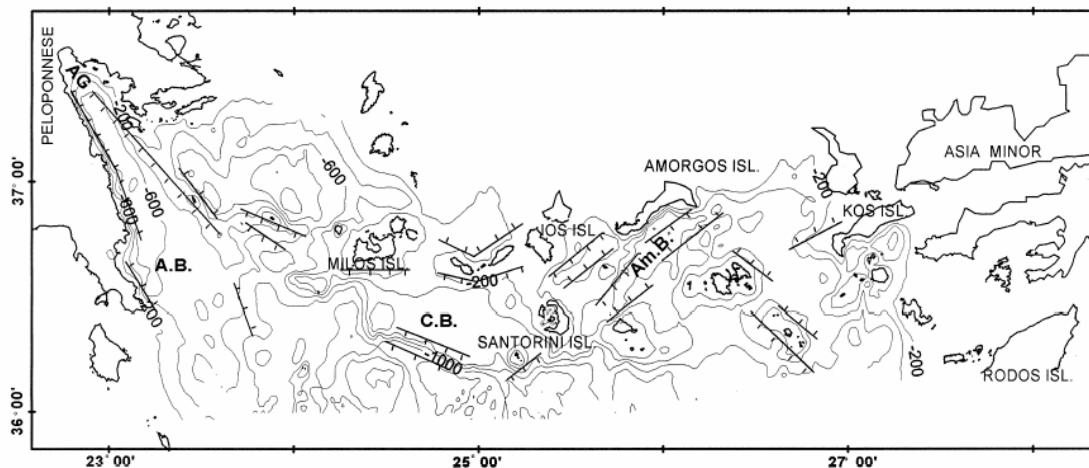
Σχήμα 5: Απόσπασμα Σεισμοτεκτονικού Χάρτη κλίμακας 1:500000, Ι.Γ.Μ.Ε (Με μπλε γραμμές απεικονίζονται τα ενεργά ρήγματα του Αιγαίου)

Η Αστυπάλαια, ανήκει στη Λεκάνη της Αμοργού που αποτελεί τμήμα της λεκάνης της Κρήτης. Στο βόρειο τμήμα της Κρητικής Λεκάνης, το μέγιστο βάθος φθάνει περίπου τα 700m και η μορφολογία ποικίλει. Αυτή αποτελείται από 3 επιμέρους λεκάνες, τη λεκάνη του Αργολικού Κόλπου (δυτικά), τη λεκάνη των Χριστιανών (κεντρικά) και τη λεκάνη της Αμοργού (ανατολικά).

Η λεκάνη της Αμοργού έχει βάθος περίπου 700m και διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Οριοθετείται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. Οι κύριες νεοτεκτονικές δομές βρίσκονται στο βορειοανατολικό της τμήμα, ενώ μικρότερες και παλαιότερες δομές εμφανίζονται με διεύθυνση Α-Δ και ΒΔ-ΝΑ, με αποτέλεσμα η μορφολογία στο βόρειο τμήμα της λεκάνης να είναι πολύπλοκη (Perissoratis C. & Papadopoulos

G., 1999). Το κυρίαρχο χαρακτηριστικό της λεκάνης της Αμοργού είναι ένα μεγάλο κανονικό ρήγμα που διαμορφώνει την απότομη νότια πλευρά της νήσου της Αμοργού. Το ρήγμα έχει μια κατακόρυφη μετατόπιση περίπου 1600m, από τα οποία τα 800m εμφανίζονται έξω από τη θάλασσα, σχηματίζοντας τη νότια πλευρά της νήσου. Η επιφάνεια του ρήγματος κλίνει προς τα ΝΑ (προς τη θάλασσα) με γωνία 20° και εκτείνεται για 750m μέχρι τον επίπεδο θαλάσσιο πυθμένα. Η κλίση του ρήγματος μειώνεται προς τα ΒΑ και ΝΔ, ενώ Τεταρτογενή ιζήματα πάχους 150m ευρίσκονται στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης κοντά στο ρήγμα (Perissoratis C. & Papadopoulos G., 1999). Οι παραπάνω συγγραφείς πραγματοποίησαν, σεισμικές τομές στο ΒΑ τμήμα της λεκάνης όπου και διαπίστωσαν ότι το τμήμα με το μεγαλύτερο πάχος ιζημάτων ευρίσκεται προς τα δυτικά του ρήγματος. Έχει υπολογιστεί ότι η συνολική έκταση του ρήγματος κατά μήκος των ακτών της Αμοργού είναι περίπου 60km και μοιράζεται σε δύο τμήματα μήκους 30km το καθένα. Επιπλέον, στο νότιο τμήμα της λεκάνης της Αμοργού ξεχωρίζουν δύο διαφορετικά ρήγματα, εκ των οποίων το πιο απότομο βρίσκεται βόρεια της Ανάφης έχοντας μήκος 25km και κατακόρυφη μετατόπιση 200m.

Στο σχήμα 6, απεικονίζεται τμήμα της Οπισθοτάφρου (λεκάνη της Κρήτης) και τα κυριότερα ρήγματα αυτής .



Σχήμα 6: Λεκάνη της Κρήτης (Perissoratis C. & Papadopoulos G., 1999)

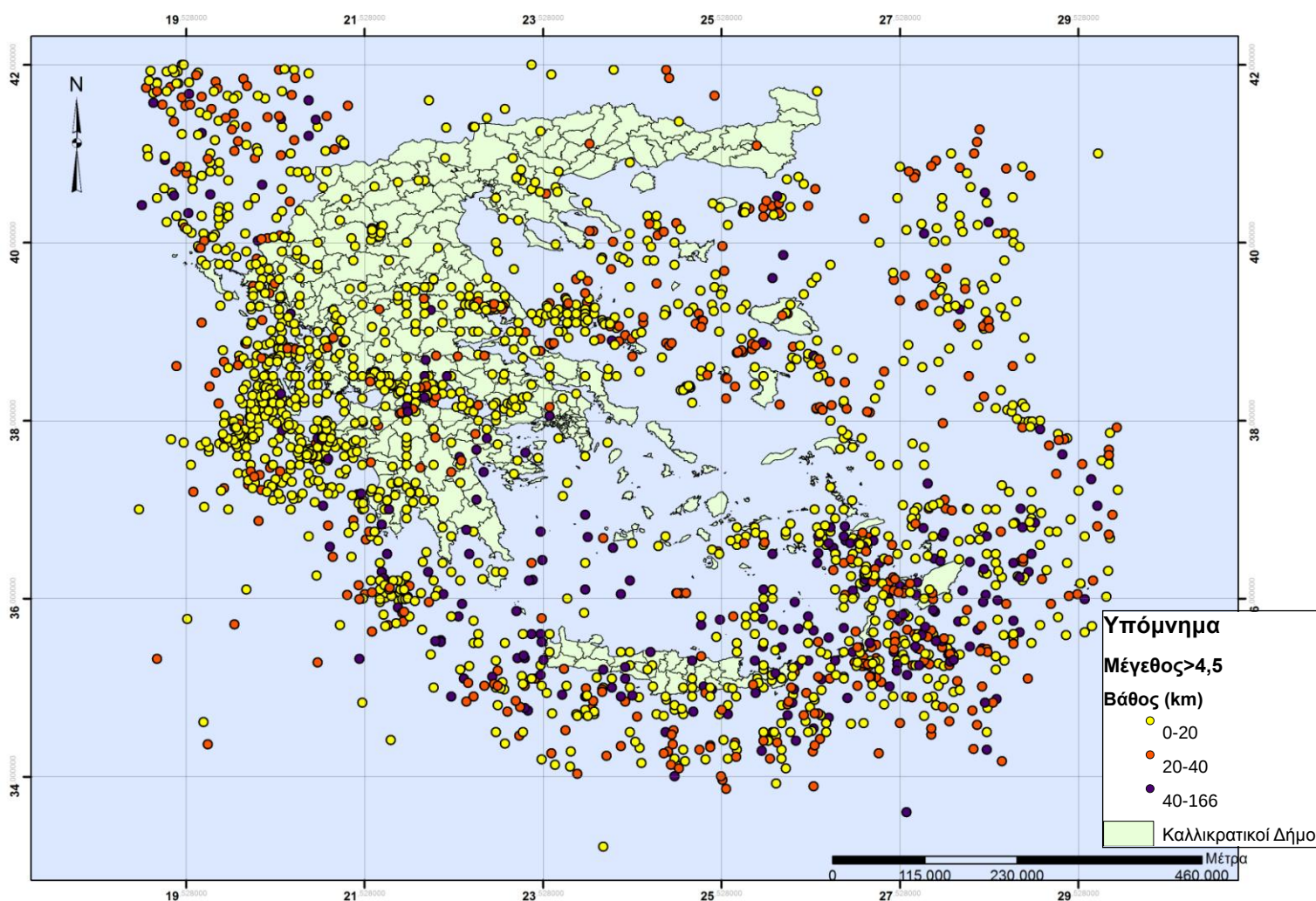
A.G. =Αργολικός Κόλπος, A.B. =Λεκάνη Αργολικού, Am.B. =Λεκάνη Αμοργού, C.B.=Λεκάνη Χρυστιανών

Κεφάλαιο 3. Σεισμικότητα

Περισσότεροι από 2 δισεκατομμύρια άνθρωποι ζουν στις μεγάλες σεισμικές ζώνες της Γης, αντιμετωπίζοντας καθημερινά το κίνδυνο του σεισμού. Η Ελλάδα βρίσκεται στη πρώτη θέση της Ευρώπης και στην 7^η παγκοσμίως σχετικά με τη σεισμική της δραστηριότητα (Παπανικολάου Δ.Ι. & Σίδερης Χρ. Ι., 2005). Η σεισμικότητα στο ελληνικό χώρο, σχετίζεται με τη κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών της περιοχής που είναι από τα πλέον ενεργά τμήματα της ζώνης ορογένεσης που εκτείνεται από τις Άλπεις μέχρι τα Ιμαλάια.

Στο σχήμα 7 απεικονίζονται οι σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερου από 4.5 βαθμούς της κλίμακας Richter για τη περίοδο 1950(12η Φεβρουαρίου)-2012(1η Σεπτεμβρίου), στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές, όπως αυτοί έχουν καταγραφεί από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Παρατηρείται ότι τα περισσότερα επίκεντρα των επιφανειακών σεισμών, διατάσσονται κατά μήκος μιας τοξοειδούς ζώνης στο εξωτερικό ιζηματογενές τόξο (δυτική Αλβανία- Ιόνιο Πέλαγος-Κρήτη-Κάρπαθος- Ρόδος- Ν.Α. Τουρκία). Οι σεισμοί αυτοί συσχετίζονται με τη καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας. Αξιόλογη σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται και στο χώρο του Β. Αιγαίου και της Β.Δ. Ανατολίας. Στη πρώτη περιοχή οι σεισμοί σχετίζονται με τη τάφρο του Β. Αιγαίου ενώ στη δεύτερη περιοχή με το δεξιόστροφο ρήγμα της Β. Ανατολίας. στην ηπειρωτική Ελλάδα τα σεισμικά επίκεντρα συγκεντρώνονται κατά μήκος των τεκτονικών βυθισμάτων (π.χ. Κορινθιακός Κόλπος, Πατραϊκός Κόλπος). Στο κεντρικό Αιγαίο παρουσιάζεται μια ελάττωση της επιφανειακής σεισμικής δραστηριότητας.

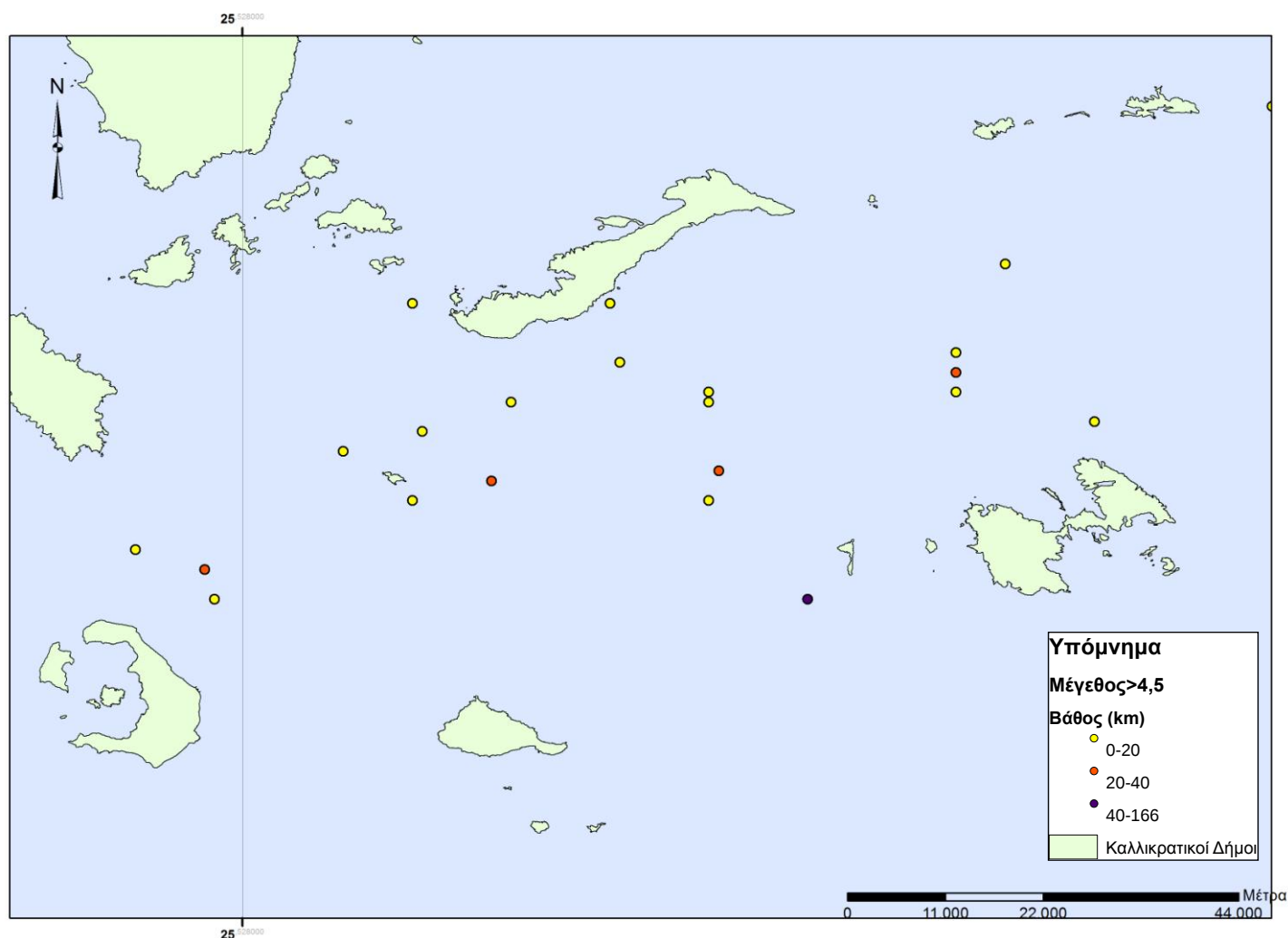
Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους συμβαίνουν στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο. Συνδέονται με τη καταβύθιση της Αφρικανικής Πλάκας κάτω από το Αιγαίο. Τα επίκεντρα των σεισμών διατάσσονται σε μια τοξοειδή ζώνη παράλληλη με το ελληνικό τόξο, αμφιθεατρικού σχήματος, με τα βάθη των σεισμών να αυξάνουν προς το εσωτερικό τμήμα του τόξου.



Σχήμα 7: Επίκεντρα σεισμών, μεγέθους άνω των 4.5 βαθμών κλίμακας Richter για τη περίοδο 1950-2012, ταξινομημένα ανά εστιακό βάθος (πηγή: Γεωδυναμικό Ινστιτούτο , Ε.Α.Α.)

Από τον παραπάνω χάρτη προκύπτει ότι οι σεισμοί μεγάλου βάθους συμβαίνουν κυρίως στο νοτιοανατολικό τμήμα της χώρας (Κρήτη και Δωδεκάνησα) , ενώ οι σεισμοί μικρού και ενδιάμεσου βάθους, εντοπίζονται σε όλη την ελληνική επικράτεια.

Η εστίαση στην περιοχή της λεκάνης της Αμοργού (σχήμα 8), οδηγεί στη διαπίστωση ότι για την περίοδο 1950-2012, οι σεισμοί με μέγεθος άνω των 4,5 βαθμών, είναι κυρίως επιφανειακοί, με βάθος ως 20km.



Σχήμα 8: Χάρτης με επίκεντρα σεισμών, μεγέθους άνω των 4.5 βαθμών κλίμακας Richter για τη περίοδο 1950-2012, ταξινομημένα ανά εστιακό βάθος, στη λεκάνη της Αμοργού (πηγή: Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Ε.Α.Α.)

Τα επίκεντρα των σεισμών αυτών εμφανίζουν μια συγκεκριμένη διάταξη, η οποία συνδέεται με τις ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής. Το μέγεθος ενός σεισμού εξαρτάται από την επιφάνεια ολίσθησης. Όσο πιο μεγάλη η επιφάνεια ολίσθησης (σε μήκος), τόσο πιο μεγάλο και το μέγεθος του σεισμού που δύναται να συμβεί. Στην Ελλάδα οι ρυθμοί ολίσθησης των ρηγμάτων κυμαίνονται από 0,1 ως 10mm/έτος και η επαναληψιμότητα της ενεργοποίησης ποικίλει, από 100 ως 10000 χρόνια. Όσο πιο μικρός ο ρυθμός ολίσθησης τόσο πιο μεγάλη η δυσκολία στον εντοπισμό των ενεργών ρηγμάτων.

Για την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου συχνά ενδιαφέρει η γνώση της μέγιστης μακροσεισμικής έντασης από τους σεισμούς που έχουν καταγραφεί.

Οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις (ή μακροσεισμικά αποτελέσματα ή μακροσεισμικές εντάσεις), συνιστούν μία από τις παλιότερες τεχνικές που χρησιμοποιούνται μέχρι σήμερα για τη μελέτη ενός σεισμού (Α. Τσελέντης, 1997).

Μακροσεισμικά αποτελέσματα καλούνται οι επιπτώσεις των σεισμών στο έδαφος, στα υπόγεια και επιφανειακά ύδατα, στις κατασκευές κάθε είδους καθώς και στην αισθητότητά τους στους ανθρώπους και τα ζώα.

Τα μακροσεισμικά αποτελέσματα είναι άμεσες ή έμμεσες συνέπειες του σεισμικού γεγονότος (Β. Παπαζάχος κ.α., 2005). Τα άμεσα αποτελέσματα οφείλονται στη γένεση των σεισμών ενώ τα έμμεσα στα σεισμικά κύματα και στη διάλυσή τους από το τόπο παρατήρησης. Τα μακροσεισμικά αποτελέσματα διακρίνονται επιπλέον σε μόνιμα ή παροδικά. Τα άμεσα και ορισμένα από τα έμμεσα αποτελέσματα δύναται να παρατηρηθούν και πολύ μετά το σεισμό και καλούνται μόνιμα. Αντίθετα, τα παροδικά αποτελέσματα δύναται να παρατηρηθούν μόνο κατά τη διάρκεια του φυσικού φαινομένου.

Η ποσοτική εκτίμηση των μακροσεισμικών παρατηρήσεων γίνεται με διάφορες κλίμακες. Στην Ελλάδα χρησιμοποιείται ως επί το πλείστον η 12βάθμια κλίμακα Mercalli- Sieberg (www.gein.noa.gr/Greek/WEB-EDU/macroseismic.htm), ενώ κατά τη τελευταία δεκαετία χρησιμοποιείται και η τροποποιημένη Ευρωπαϊκή Μακροσεισμική Κλίμακα του 1992 (Grünthal G., 1993).

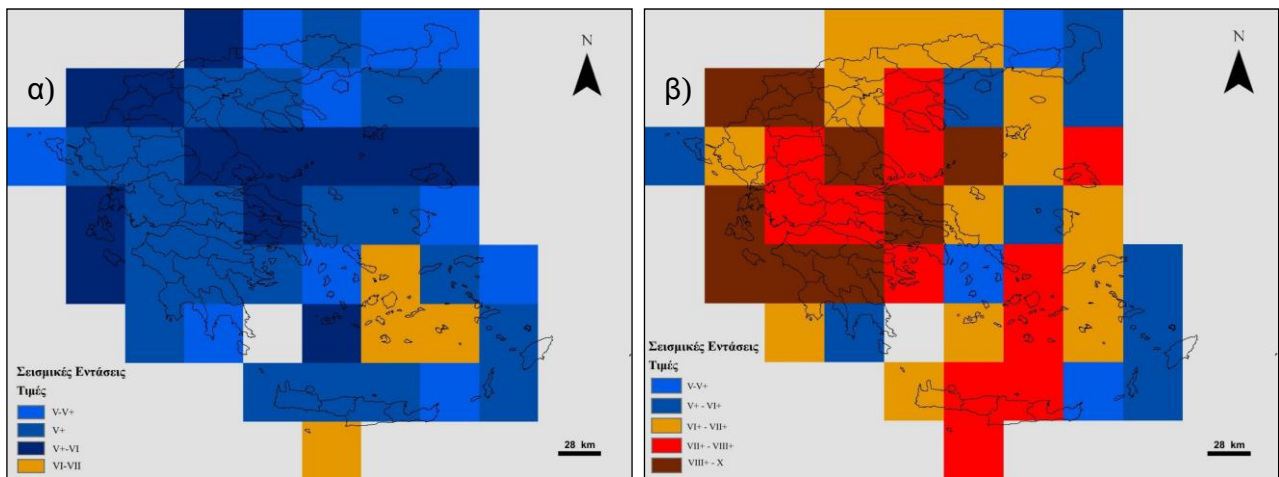
Η μακροσεισμική κλίμακα Mercalli- Sieberg, έχει 12 τάξεις. Οι βαθμοί της παριστάνονται με λατινικούς αριθμούς (I, II ...). Τα χαρακτηριστικά της συγκεκριμένης κλίμακας περιγράφονται στο κάτωθι πίνακα (πίνακας 1).

Βαθμοί	
I	Γράφεται μόνο από τα σεισμικά όργανα.
II	Αισθητός σε μερικούς σε ησυχία στους ψηλότερους ορόφους.
III	Αισθητός από λίγους στα σπίτια.
IV	Αισθητός από πολλούς στα σπίτια, από μερικούς στο ύπαιθρο. Ξύπνημα λίγων. Φυγή λίγων στο ύπαιθρο. Κρότος παραθύρων, χτύπος στις πόρτες.
V	Αισθητός από όλους στα σπίτια και στο ύπαιθρο. Ξύπνημα πολυάριθμων. Φυγή πολυάριθμων στο ύπαιθρο. Αιώρηση ελεύθερα κρεμασμένων αντικειμένων. Ήχηση κουδουνιών ρολογιών. Ανατροπή μερικών μικρών αντικειμένων.
VI	Ήχηση μικρών καμπάνων. Ανατροπή πολυάριθμων μεγάλων αντικειμένων. Πτώση λίγων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Βλάβες λίγες, ελαφρές.
VII	Ήχηση μεγάλων καμπάνων. Πτώση πολυάριθμων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Βλάβες μέτριες, πολλές. Μερική καταστροφή λίγων οικοδομών.
VIII	Μερική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 25% του ολικού αριθμού των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή λίγων κτιρίων.
IX	Μερική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 50% του ολικού αριθμού των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 25% του ολικού αριθμού των κτιρίων.
X	Μερική καταστροφή όλων των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 50% του ολικού αριθμού των κτιρίων.
XI	Ολική καταστροφή όλων των κτιρίων.
XII	Κατάρρευση όλων των οικοδομών μέχρι τα θεμέλια.

Πίνακας 1:Κλίμακα Μακροσεισμικών Αποτελεσμάτων Mercalli-Sieberg (<http://www.gein.noa.gr/Greek/WEB-EDU/mm-scale.gif>)

Τα τελευταία χρόνια, έχει αναπτυχθεί και η Περιβαλλοντική Κλίμακα Σεισμικών Εντάσεων (Environmental Seismic Intensity Scale) η οποία πέραν των άλλων αξιοποιεί και στοιχεία παλαιοσεισμολογίας και γεωλογίας των σεισμών (Papanikolaou I.D. et al,2009).

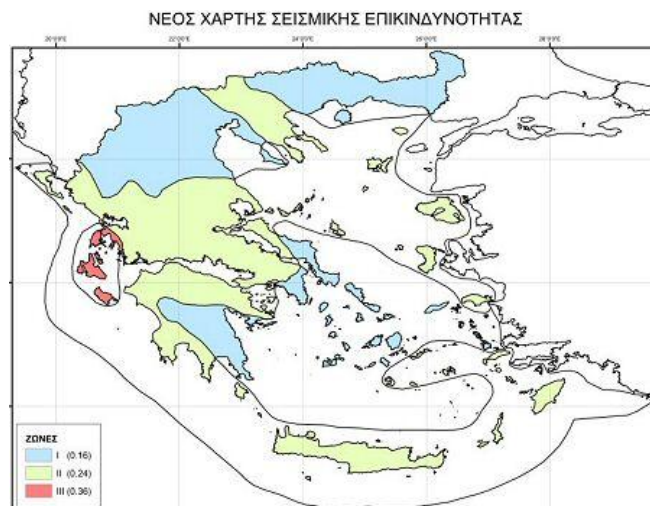
Για τη περίοδο 1953-2004, οι μέσες και οι μέγιστες τιμές μακροσεισμικών εντάσεων για την Ελλάδα παρουσιάζονται στους ακόλουθους δύο χάρτες (σχήμα 9).



Σχήμα 9:Χάρτης απεικόνισης α) των μέσων και β) των μέγιστων τιμών μακροσεισμικών εντάσεων για την Ελλάδα, για τη χρονική περίοδο 1953-2004 (Παπούλια Μ. κ.α., 2010)

Οι χάρτες αυτοί απεικονίζουν τη μακροσεισμική ένταση στην Ελλάδα ανά 1 μοίρα με αποτέλεσμα τη μη λεπτομερή απεικόνιση. Έτσι για τη συγκεκριμένη περίοδο, η Αστυπάλαια έχει μία μόνο αναφορά, από το σεισμό στις 22/1/2002, όπου η μακροσεισμική ένταση ήταν IV, με αποτέλεσμα να εμφανίζει την ίδια μέση και μέγιστη τιμή.

Στο νέο χάρτη Σεισμικής Επικινδυνότητας που έχει συνταχτεί από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας, οι ζώνες στις οποίες υποδιαιρείται ο ελληνικός χώρος είναι 3. Η Αστυπάλαια, με βάση το Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό ανήκει στη ζώνη II, με τιμή εδαφικής επιτάχυνσης 0,24g. Οι ζώνες αυτές απεικονίζονται στο σχήμα 10.



Σχήμα 10: Νέος Χάρτης Σεισμικής Επικινδυνότητας(<http://www.oasp.gr/node/87>)

Κεφάλαιο 4. Παράκτια Γεωμορφολογία

Η παράκτια ζώνη, αποτελεί έναν από τους περισσότερο δυναμικά μεταβαλλόμενους χώρους με εμφανείς αλλαγές στα γεωμορφολογικά του χαρακτηριστικά σε σχετικά σύντομο χρονικό διάστημα. Αυτό οφείλεται στο ότι επηρεάζεται περιοδικά από διεργασίες υψηλής ενέργειας και δυναμικού. Η εξέλιξη της ακτογραμμής εξαρτάται από μια σειρά μη γραμμικών παραγόντων όπως οι κατακόρυφες τεκτονικές κινήσεις, οι παλίρροιες, ο κυματισμός και οι ανθρώπινες δραστηριότητες. Αποτελεί, επομένως, ένα δυναμικό χώρο που διαμορφώνεται συνεχώς.

Στη παρούσα εργασία, η γεωμορφολογική μελέτη της νήσου Αστυπάλαιας, βασίζεται στη μέθοδο της περιγραφικής γεωμορφολογίας. Για τη παράκτια γεωμορφολογική μελέτη των ακτών του νησιού ακολουθήθηκαν τρία στάδια: α) ανάλυση των γεωλογικών δεδομένων από το γεωλογικό χάρτη του νησιού, κλίμακας 1: 50000, έκδοσης Ι.Γ.Μ.Ε., προκειμένου να αναγνωριστούν οι δυσδιάβρωτοι και ευδιάβρωτοι γεωλογικοί σχηματισμοί, β) εντοπισμός των κύριων γεωμορφών (κυρίως βραχώδεις κρημνοί και αιγιαλοί) μέσω της εφαρμογής Google Earth και γ) έρευνα πεδίου με σκοπό την υπαίθρια παράκτια γεωμορφολογική χαρτογράφηση. Σε αυτό το στάδιο έγινε επιβεβαίωση και οριστικοποίηση των γεωμορφών που είχαν αναγνωριστεί στα προηγούμενα στάδια. Τέλος, οι παράκτιες γεωμορφές απεικονίστηκαν σε έναν παράκτιο γεωμορφολογικό χάρτη που σχεδιάστηκε με τη χρήση του λογισμικού ArcGis v.10.0.

4.1. Παράκτιες Γεωμορφές

Οι διεργασίες που δρουν στη παράκτια ζώνη δίνουν γένεση σε χαρακτηριστικές γεωμορφές που ονομάζονται παράκτιες. Αυτές διακρίνονται σε παράκτιες γεωμορφές θαλάσσιας διάβρωσης, θαλάσσιας απόθεσης και αιολικής προέλευσης, αλλά και σε χερσαίες αποθέσεις (ποτάμιες- εκβολές χειμάρρων).

Παρακάτω περιγράφονται οι κύριες γεωμορφές που εντοπίστηκαν κατά μήκος της ακτογραμμής της νήσου.

- Παράκτιες Γεωμορφές Θαλάσσιας Διάβρωσης

Οι παράκτιοι κρημνοί είναι οι πιο διαδεδομένες παράκτιες γεωμορφές θαλάσσιας διάβρωσης. Είναι απόκρημνες προς την πλευρά της θάλασσας, παράκτιες πλαγιές που επηρεάζονται από τις θαλάσσιες διεργασίες. Αρκετά συχνά, η αλλαγή στη μορφολογική κλίση είναι τόσο απότομη που δημιουργεί σχεδόν κάθετες επιφάνειες. Η φυσική και χημική αποσάθρωση και οι κινήσεις λόγω βαρύτητας (π.χ. κατολισθήσεις) συμβάλλουν επίσης στο σχηματισμό των παράκτιων κρημνών. Σε αρκετές περιπτώσεις, κρημνοί μεγάλης μορφολογικής κλίσης σχετίζονται με το τεκτονισμό. Οι κρημνοί αυτοί, ονομάζονται ρηξιγενείς κρημνοί και η μορφολογική κλίση τους συνήθως συνεχίζεται μέχρι το πυθμένα, σε μεγάλο βάθος. Η γεωλογία επηρεάζει τόσο τη μορφή, όσο και την κλίση των κρημνών. Οι γεωολογικοί παράγοντες περιλαμβάνουν τη τεκτονική καταπόνηση των πετρωμάτων, τη διαφοροποίηση στην ανθεκτικότητα των διαφόρων στρωμάτων και τη διεύθυνση και τη κλίση της στρώσης (Emery & Kuhn, 1980; Trenhaile, 1987). Η σκληρότητα και η δομή του πετρώματος όπου θα αναπτυχθεί ο παράκτιος κρημνός, επηρεάζει το σχηματισμό και τα μορφολογικά χαρακτηριστικά αυτού. Όταν υπάρχει λιθολογική ομοιογένεια μεταξύ των πετρωμάτων της ακτής και τα πετρώματα είναι ανορθωμένα, οι κρημνοί που αναπτύσσονται, έχουν μεγάλη μορφολογική κλίση και είναι σχεδόν κατακόρυφα τα μέτωπά τους.

Το 93,6% της ακτογραμμής της Αστυπάλαιας, καταλαμβάνεται από παράκτιους κρημνούς. Το 14,22% καταλαμβάνεται από κρημνούς με κλίση μεγαλύτερη από 30 μοίρες, το 46,8% από κρημνούς με κλίση από 10 ως 30 μοίρες και το υπόλοιπο από κρημνούς με κλίση μικρότερη των 10 μοιρών. Οι κρημνοί εντοπίζονται σε όλο σχεδόν το νησί, με μικρότερη έκταση στους όρμους Βαθύ, Μαλτεζάνα, Λιβάδι και Πάνορμου. Οι κρημνοί μεγάλης κλίσης έχουν αναπτυχθεί σε ασβεστολιθικά κυρίως πετρώματα και εντοπίζονται κυρίως στο ανατολικά και στο νότιο και νοτιοανατολικό τμήμα του δυτικού τμήματος του νησιού. Κρημνοί έχουν αναπτυχθεί και σε σχηματισμούς του φλύσχη (φωτογραφίες 2,3,4). Έχουν μέτρια μορφολογική κλίση και μικρότερο ύψος σε σχέση με τους κρημνούς που αναπτύσσονται σε ασβεστολιθικά πετρώματα. Τέλος, παράκτιοι κρημνοί έχουν αναπτυχθεί και στο σχηματισμό του πόρου (αιολικής και θαλάσσιας προέλευσης). Οι

κρημνοί, εδώ, έχουν μικρή κυρίως κλίση και χαμηλό υψόμετρο και η μορφολογία τους έχει επηρεαστεί από τη κλίση των αποθέσεων. Ο σχηματισμός αυτός εμφανίζει έντονα χαρακτηριστικά αποσάθρωσης, από τη δράση του άλατος (salt weathering) αλλά και του νερού της βροχής.



Φωτογραφία 2: Παράκτιος Κρημνός σε φλύσχη στη περιοχή του Στενού



Φωτογραφία 3:Παράκτιος Κρημνός σε φλύσχη στο ανατολικό τμήμα της παραλίας του Λιβαδιού. Το μέτωπο του κρημνού υποχωρεί με τη διεργασία της κάθετης κατάρρευσης (toppling failure).



Φωτογραφία 4:Παράκτιος Κρημνός σε φλύσχη στο δυτικό τμήμα της παραλίας του Πέρα Γιαλού. Είναι χαρακτηριστική η σχεδόν κατακόρυφη κλίση των στρωμάτων.

Εκτός από την παρουσία των παράκτιων κρημνών, κατά μήκος των ακτών στο ανατολικό κυρίως τμήμα του νησιού, παρατηρήθηκαν και θαλάσσια σπήλαια,

που έχουν αναπτυχθεί στη βάση του μετώπου των κρημνών και δημιουργούνται από τη διαφορετική διάβρωση των κρημνών. Σε όλο το μήκος των ανατολικών ακτών όπου τα ανθρακικά πετρώματα, καταλήγουν στην ακτή, υπάρχουν θαλάσσια σπήλαια, τα οποία χρησιμοποιούνται από τη φώκια *monachus monachus*, ως καταφύγια (filotis.itia.ntua.gr/biotopes/c/GR4210009).

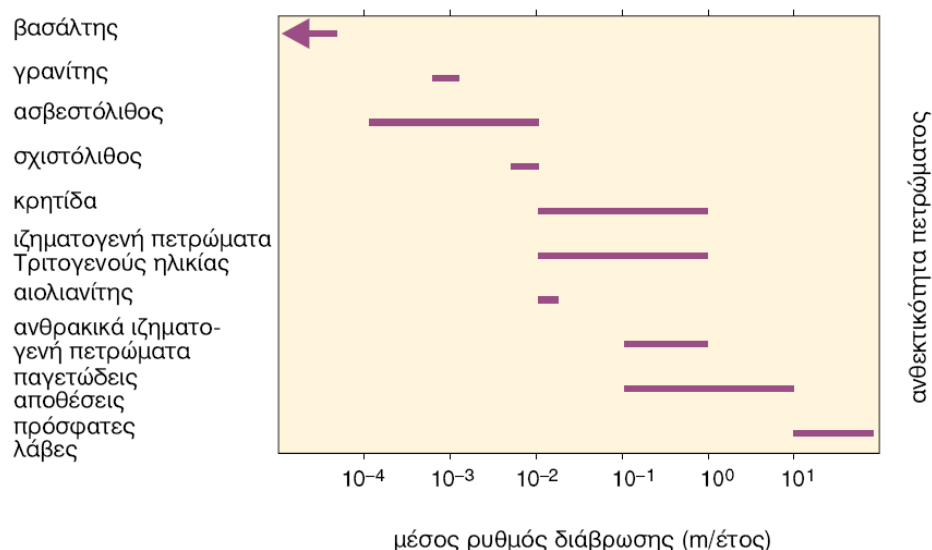
Επίσης, στη Μαλτεζάνα παρατηρήθηκαν παράκτιοι πάγκοι (φωτογραφία 5). Αυτοί ήταν ανεπτυγμένοι στο σχηματισμό του πώρου. Οι διεργασίες σχηματισμού των παράκτιων πάγκων περιλαμβάνουν τόσο τη δράση του κυματισμού, όσο και ένα είδος χημικής αποσάθρωσης λόγω της επίδρασης του θαλασσινού νερού.



Φωτογραφία 5: Παράκτιος Πάγκος που έχει αναπτυχθεί στο σχηματισμό του πώρου, στο ανατολικό τμήμα της παραλίας της Μαλτεζάνας.

Γενικά, οι παράκτιοι κρημνοί έχουν διαφορετικούς ρυθμούς υποχώρησης, ανάλογα με την ανθεκτικότητά τους στην δράση των χερσαίων εξωγενών και θαλάσσιων διεργασιών (Καρύμπαλης Ε., 2010). Παράγοντες που επηρεάζουν την

ανθεκτικότητα είναι η λιθολογία, η τεκτονική καταπόνηση αλλά και ωκεανογραφικοί παράγοντες όπως ο κυματισμός. Στο διάγραμμα του σχήματος 11, απεικονίζονται οι μέσοι ρυθμοί διάβρωσης σε m/έτος, των κρημνών ανάλογα με τη λιθολογία τους, σύμφωνα με τους Emery K.O. & Kuhn G.G. (1980).



Σχήμα 11: Διάγραμμα μέσων ρυθμών διάβρωσης των παράκτιων κρημνών ανάλογα με τη λιθολογία τους (πηγή : Emery K.O. & Kuhn G.G., 1980)

Οι κρημνοί που αναπτύσσονται σε σχηματισμούς φλύσχη καθώς και στο σχηματισμό του πόρου, ο οποίος αποτελείται κυρίως από ασβεσταρενίτες, έχουν παρόμοιους ρυθμούς διάβρωσης και γενικά θεωρείται ότι είναι ταχύτεροι σε σχέση με την υποχώρηση των ασβεστολιθικών κρημνών .

- Παράκτιες Γεωμορφές Θαλάσσιας Απόθεσης

Οι αμμώδεις αιγιαλοί είναι ίσως τα πλέον συχνά παρατηρούμενα περιβάλλοντα του παράκτιου χώρου. Είναι γεωμορφές απόθεσης που αποτελούνται από ασύνδετα, χαλαρά υλικά, όπως η άμμος, οι κροκάλες ,οι χάλικες σε συνδυασμό με εύπλαστα υλικά όπως η ιλύς και η άργιλος (Καρύμπαλης Ε., 2010). Οι περισσότεροι αιγιαλοί αποτελούνται από την ανάμειξη αυτών των υλικών. Εκτείνονται από τη μέση χαμηλή στάθμη θάλασσας έως το σημείο που σημειώνεται προς τη ξηρά μια αλλαγή στη μορφολογία (π.χ. κρημνοί) ή στη βλάστηση.

Οι αιγιαλοί σήμερα υποχωρούν εκτός από τις περιοχές όπου τροφοδοτούνται άμεσα με υλικό, κυρίως ποτάμιας προέλευσης. Τα υλικά μπορούν να τεθούν σε κίνηση εύκολα, να μεταφερθούν και να αναδιανεμηθούν, προσαρμόζοντας έτσι την ακτογραμμή, στην εκάστοτε κυματική ενέργεια που προσπίπτει σε αυτή. Ωστόσο, για κάποιες διεργασίες της παράκτιας ζώνης, όπως η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, η προσαρμοστικότητα των γεωμορφών αυτών έχει αποτελέσει αντικείμενο πολλών μελετών (Bruun, 1962). Γενικά θεωρούνται ευάλωτες στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης γεωμορφές. Η κινητικότητα των χαλαρών ιζημάτων από τα οποία αποτελούνται οι αιγιαλοί έχουν τη δυνατότητα να επανατοποθετούνται σύμφωνα με τη νέα στάθμη θάλασσας ενώ το χαμηλό τους ύψος δεν εμποδίζει τη προέλαση των υδάτων στην ενδοχώρα, εκτός αν περιλαμβάνουν στο πίσω μέρος του μετώπου τους μια σειρά αμμωδών θινών.

Κατά τη παράκτια χαρτογράφηση οι αιγιαλοί του νησιού ομαδοποιήθηκαν ανάλογα με τη κοκκομετρία των υλικών από τα οποία αποτελούνται. Η εκτίμηση της κοκκομετρίας ήταν ποιοτική και αφορά τη περίοδο που έγινε η χαρτογράφηση που ήταν ο Ιούλιος του 2012.

Στην Αστυπάλαια δεν υπάρχουν αμιγώς αμμώδεις αιγιαλοί εκτός από τη περιοχή της Μαλτεζάνας (φωτογραφία 6).



Φωτογραφία 6: Αμμώδης Αιγιαλός στη περιοχή της Μαλτεζάνας

Οι αιγιαλοί που χαρτογραφήθηκαν στην Αστυπάλαια είναι κυρίως χαλικώδεις αιγιαλοί και αιγιαλοί με ανάμεικτο υλικό. Οι χαλικώδεις αιγιαλοί ονομάζονται και αιγιαλοί χονδρόκοκκου κλαστικού υλικού ή αιγιαλοί καταιγίδας. Χαρακτηρίζονται από την παρουσία ιζημάτων κόκκων μεγάλων διαστάσεων (διάμετρος μεταξύ 2 και 2000mm) και το μέτωπό τους έχει συνήθως απότομη κλίση, καθιστώντας τους έτσι ικανούς να αντανakλούν το κυματισμό που προσπίπτει σε αυτούς. Χαλικώδεις αιγιαλοί βρίσκονται συχνά σε περιοχές, τεκτονικά ενεργές, όπου χείμαρροι μεγάλης κλίσης μεταφέρουν στην ακτή χονδρόκοκκο υλικό σαν φορτίο κοίτης, σε παλαιότερες παγετικές ή περιπαγετικές περιοχές και σε περιοχές που η δράση του κυματισμού είναι έντονη με αποτέλεσμα τη διάβρωση των κρημών (Καρύμπαλης Ε., 2005).

Οι αιγιαλοί αυτοί διακρίνονται σε φραγματικούς αιγιαλούς (barriers) και σε αιγιαλούς στο μυχό των κόλπων (pocket beaches). Σχεδόν όλοι οι αιγιαλοί στην Αστυπάλαια είναι αιγιαλοί σε μυχούς κόλπων (pocket beaches). Αιγιαλοί, δηλαδή, που δεν έχουν καλά ανεπτυγμένο από τον κυματισμό μέτωπο προς την πλευρά της ξηράς και περιορίζονται μεταξύ ακρωτηρίων και απόκρημνων ακτών (Καρύμπαλης Ε., 2005).

Οι αιγιαλοί χονδρόκοκκων υλικών, αν και έχουν αυξημένη επικινδυνότητα στη διάβρωση, εμφανίζουν μικρότερη επιδεκτικότητα στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης σε σχέση με τους αμμώδεις αιγιαλούς, λόγω της κοκκομετρίας τους.

Οι αιγιαλοί με ανάμεικτο υλικό (λεπτόκοκκο και χονδρόκοκκο) περιλαμβάνουν χαρακτηριστικά και των δύο τύπων αιγιαλών. Επηρεάζονται από τις διάφορες διεργασίες της διάβρωσης σε βαθμό ανάλογο της κοκκομετρίας τους.

Στις φωτογραφίες 7, 8, 9 απεικονίζονται ορισμένοι από τους χαλικώδεις αιγιαλούς και αιγιαλούς με ανάμεικτο υλικό της Αστυπάλαιας.



Φωτογραφία 7: Χαλικιώδεις Αιγιαλός στο Πέρα Γιαλό



Φωτογραφία 8: Αιγιαλός με Ανάμεικτο Υλικό στη περιοχή του Στενού (α= ανατολικά, β= δυτικά)



Φωτογραφία 9: Χαλικώδεις Αιγιαλός στο Λιβάδι

Αρκετοί από τους αιγιαλούς του νησιού κατά τη περίοδο της χαρτογράφησης των παράκτιων γεωμορφών είχαν διαμορφώσει παράκτιες ζώνες (berms) που αντιστοιχούν σε διαφορετικής κυματικής ενέργειας δράση (φωτογραφία 10) . Πρόκειται για επιμήκεις τοξοειδούς μορφής ζώνες που αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτογραμμής .Το υλικό αυτών των ζωνών αποτίθενται στο ανώτερο σημείο της ακτής που μπορεί να φθάσει το κύμα σε μία δεδομένη χρονική περίοδο όταν τα χαρακτηριστικά του κυματισμού παραμένουν αμετάβλητα.



Berm 1

Berm 2

Φωτογραφία 10: Berms στη περιοχή του Στενού

- Παράκτιες Γεωμορφές περιβαλλόντων που κυριαρχούνται από τη ποτάμια τροφοδοσία ιζήματος

Κατά την εργασία πεδίου στην Αστυπάλεια, αναγνωρίστηκαν και περιοχές απόθεσης υλικών, ποτάμιας προέλευσης.

Η περιοχή στο Λιβάδι αποτελεί, ένα μικρής έκτασης δελταϊκό ριπίδιο στις εκβολές του χειμάρρου Λιβάδι (φωτογραφίες 11 και 12). Τα αλλουβιακά ριπίδια αποτελούν χαρακτηριστικές μορφές ποτάμιας απόθεσης. Τα ριπίδια αναπτύσσονται, από την απόθεση υλικών που έχουν προκύψει από τη διάβρωση της λεκάνης απορροής και έχουν μεταφερθεί μέσω των κοιτών του υδρογραφικού δικτύου. Η ευθύγραμμη μορφή του μετώπου του ριπιδίου του Λιβαδιού καθώς και το αδρομερές υλικό από το οποίο αποτελείται ο αιγιαλός αποτελούν ενδείξεις διαμόρφωσής του από τη δράση του κυματισμού. Η ποτάμια τροφοδοσία παίζει μικρό ρόλο καθώς η κεντρική κοίτη του χειμάρρου που καταλήγει στην ακτή έχει σχεδόν εξαλειφθεί από

τις ανθρωπογενείς διεργασίες. Επίσης ανασταλτικό παράγοντα στη τροφοδοσία του ριπιδίου αποτελεί το φράγμα που κατασκευάστηκε ανάντη και εμποδίζει οποιαδήποτε μεταφορά και απόθεση ιζήματος στον αιγιαλό.

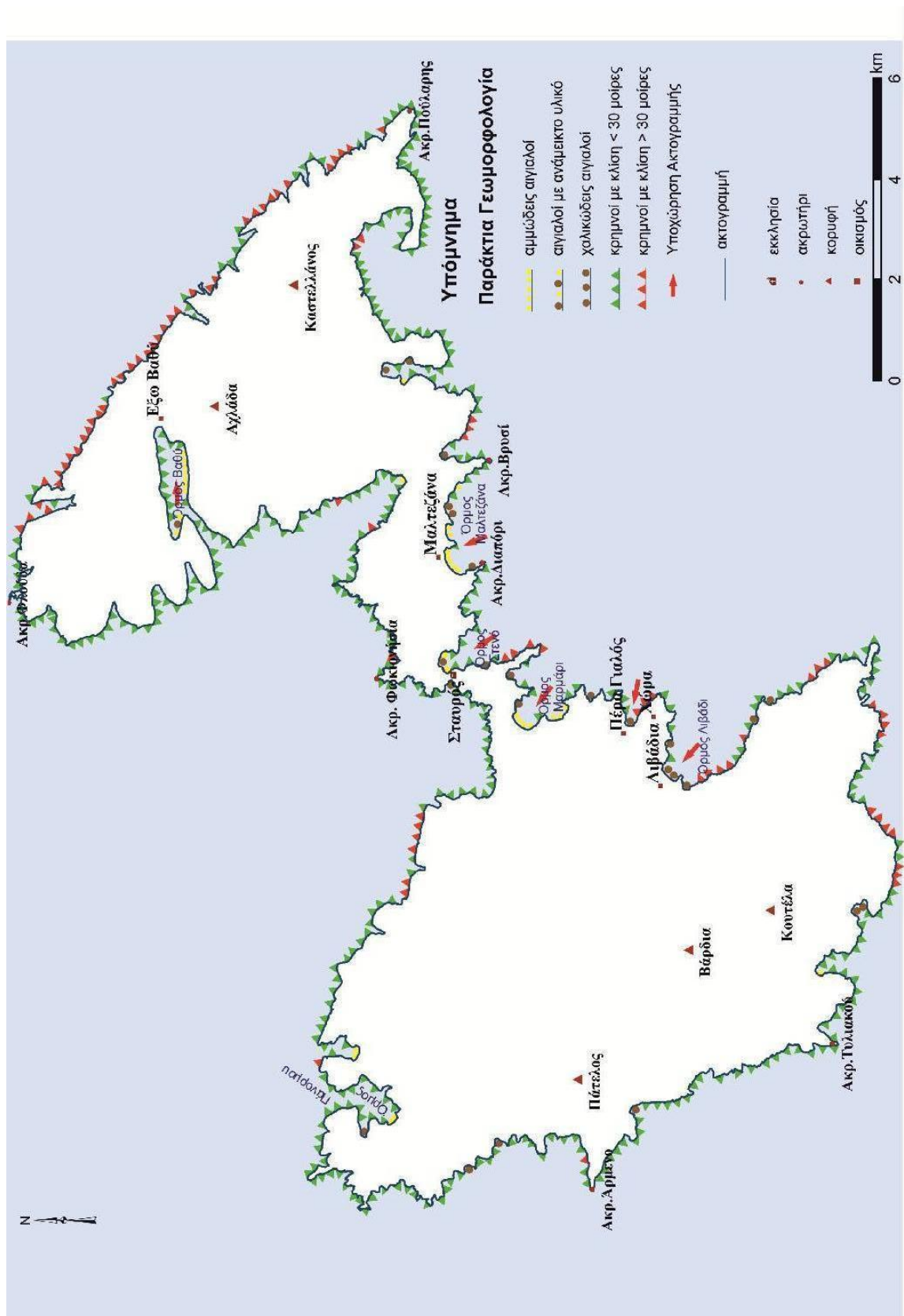


Φωτογραφία 11: Μικρό Δελταϊκό Ριπίδιο- περιοχή Λιβάδια



Φωτογραφία 12: Μικρό δελταϊκό ριπίδιο- περιοχή Λιβάδια. Ανάπτυξη αιγιαλού με κροκαλοαμμόδες υλικό

Ο παράκτιος γεωμορφολογικός χάρτης του σχήματος 12 περιλαμβάνει τις κυριότερες γεωμορφές του νησιού. Τα σύμβολα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από τη διεθνή βιβλιογραφία.



Σχήμα 12: Χάρτης Παράκτιας Γεωμορφολογίας της νήσου Αστυπάλαιας (Πηγές: Γ.Υ.Σ., Ι.Γ.Μ.Ε., Εργασία πεδίου)

Κεφάλαιο 5. Κάλυψη Χρήσεων Γης – Προστατευόμενες Περιοχές

Ειδικού Οικολογικού Ενδιαφέροντος

5.1. Κάλυψη Γης

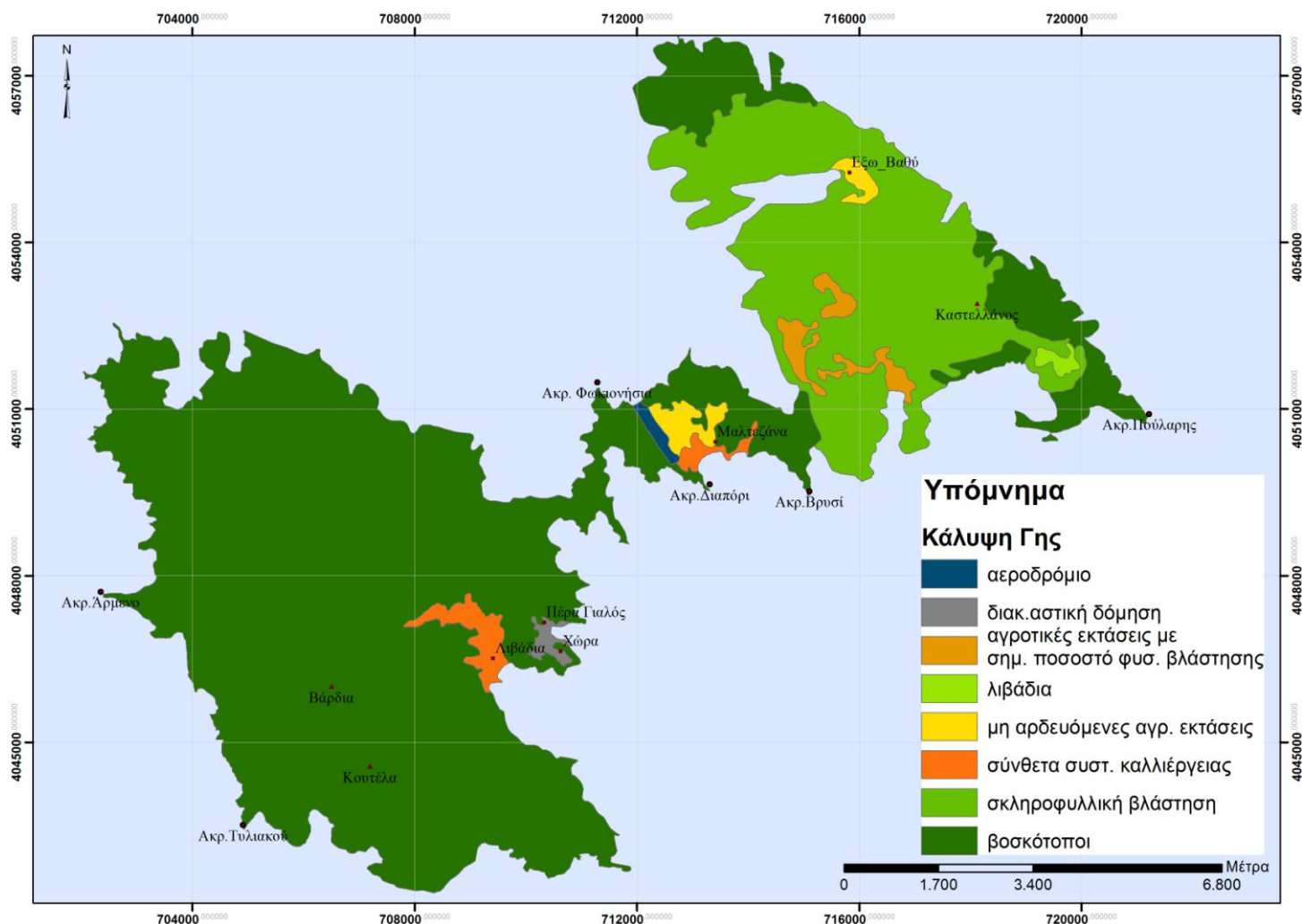
Η κάλυψη χρήσεων γης αποτελεί αναπόσπαστη παράμετρο στη μελέτη των φυσικών καταστροφών μίας περιοχής και κυρίως στην έρευνα των αρνητικών αποτελεσμάτων που επιφέρουν τα φαινόμενα αυτά, καθώς μετά από μία ενδεχόμενη καταστροφή, η κάλυψη γης συνήθως μεταβάλλεται. Επιπλέον, η κάλυψη γης αρκετά συχνά αποτρέπει ή αντίθετα αυξάνει τις αρνητικές επιπτώσεις που προκαλούνται από ακραίες φυσικές διεργασίες.

Γενικά για την περιγραφή της κάλυψης χρήσεων γης των περιοχών της Ελλάδας, χρησιμοποιείται η βάση καλύψεων γης του προγράμματος Corine. Το πρόγραμμα εποπτεύεται από την Ευρωπαϊκή Επιτροπή και παρέχει δεδομένα για τη κάλυψη γης από τα έτη 2000 και 1990.

Η βάση είναι ενιαία για όλα τα κράτη που συμμετέχουν στο πρόγραμμα και έχει χωρική ανάλυση 100m και 0,25km² μοναδιαίο χώρο αναφοράς.

Για τη κάλυψη γης της περιοχής μελέτης, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα που αντλήθηκαν από το πρόγραμμα Corine, έκδοση 2000 και η απόκτησή τους έγινε μέσω του ιστοτόπου www.geodata.gov.gr, του Ινστιτούτου Πληροφοριακών Συστημάτων, Ερευνητικό Κέντρο 'Αθηνά'.

Το σχήμα 13 απεικονίζει την κάλυψη των χρήσεων γης για το νησί.



Σχήμα 13: Κάλυψη χρήσεων γης της νήσου Αστυπάλαιας (πηγή πρωτογενών δεδομένων: www.geodata.gov.gr, πρόγραμμα corine)

Όπως προκύπτει και από το σχήμα 13 αλλά και το πίνακα 2, το μεγαλύτερο τμήμα του νησιού καταλαμβάνεται από βοσκότοπους (72,67%) και από σκληροφυλλική βλάστηση (22,53%), ενώ οι οικισμοί (Χώρα και Πέρα Γιαλός) καλύπτουν μόνο το 0,34% της συνολικής του έκτασης. Στους οικισμούς Μαλτεζάνα και Λιβάδια, υπάρχουν τόσο σύνθετα συστήματα καλλιέργειας όσο και αραιή οικιστική ανάπτυξη. Ωστόσο, επειδή το μεγαλύτερο τμήμα τους καλύπτεται από αγροτικές εκτάσεις και η δόμηση είναι αρκετά αραιή, οι οικισμοί αυτοί θεωρείται ότι αντιστοιχούν σε σύνθετα συστήματα καλλιέργειας και όχι σε αστικές περιοχές, ανήκουν στην κατηγορία αυτή και όχι στην αστική δόμηση.

Κάλυψη Γης	ποσοστό έκτασης %
φυσικοί βοσκότοποι	72,67
σκληροφυλλική βλάστηση	22,53
μη αρδεύσιμη αρόσιμη γη	1,15
αγροτικές εκτάσεις με σημαντικό ποσοστό φυσικής βλάστησης	1,34
λιβάδια	0,27
αεροδρόμιο	0,26
σύνθετα συστήματα καλλιέργειας	1,44
διακεκομμένη αστική δόμηση	0,34

Πίνακας 2: Κατηγορίες Κάλυψης Γης και ποσοστό έκτασης για τη ν. Αστυπάλαια (πηγή πρωτογενών δεδομένων: www.geodata.gov.gr, πρόγραμμα corine)

5.2. Προστατευόμενες Περιοχές Ειδικού Οικολογικού Ενδιαφέροντος

Από το 1937, η Ελλάδα άρχισε να αναγνωρίζει περιοχές με ειδικό οικολογικό ενδιαφέρον (δάση, υγροτόπους κτλ.) και να τις θέτει υπό καθεστώς προστασίας.

Η προσέγγιση που ακολουθήθηκε αρχικά ήταν η απόλυτη προστασία των φυσικών περιοχών και ο αποκλεισμός όλων σχεδόν των ανθρώπινων δραστηριοτήτων. Στη συνέχεια η προσέγγιση άλλαξε και κυριάρχησε η θέση ότι η προστατευόμενη περιοχή οφείλει να ενσωματωθεί στο περιβάλλοντα χώρο. Σκοπός είναι η αειφορική χρήση των πόρων.

Σύμφωνα με το Ελληνικό Κέντρο Βιοτόπων-Υγροτόπων, φυσικές περιοχές αναγνωρίζονται ως προστατευόμενες, είτε μέσω του χαρακτηρισμού τους με βάση την ισχύουσα εθνική νομοθεσία, είτε με την κατοχύρωσή τους στο πλαίσιο διεθνών συμβάσεων, τις οποίες έχει κυρώσει η χώρα και διεθνών ή Ευρωπαϊκών πρωτοβουλιών. Επιπλέον, οι περιοχές του Δικτύου Natura 2000, αποτελούν περιοχές διατήρησης τύπων οικοτόπων και ειδών Ευρωπαϊκού Κοινοτικού Ενδιαφέροντος. Σε πολλές περιπτώσεις παρατηρείται αλληλοεπικάλυψη μεταξύ των προστατευόμενων περιοχών σε εθνικό, ευρωπαϊκό και διεθνές επίπεδο.

Στην Αστυπάλαια έχουν αναγνωριστεί δύο τύποι προστατευόμενων περιοχών: περιοχές -Natura 2000 και περιοχές- Καταφύγιο άγριας ζωής.

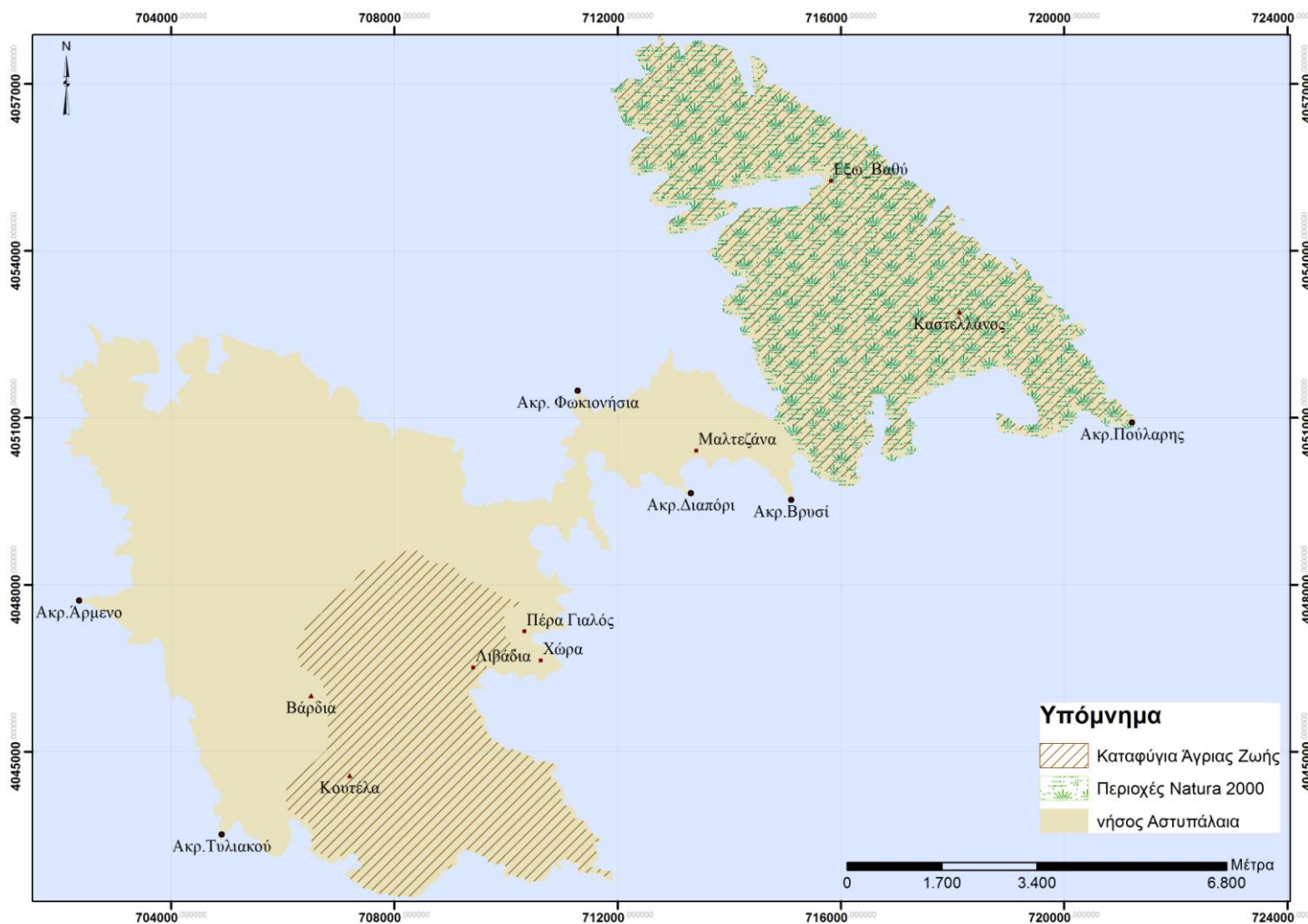
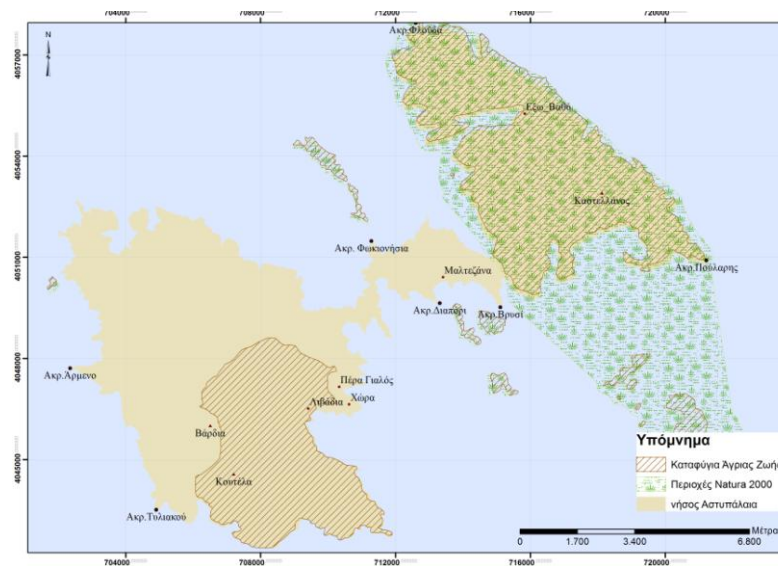
Οι περιοχές Natura 2000 είναι δύο και έχουν κωδικό GR4210021 και GR4210009. Στο πρώτο κωδικό αντιστοιχούν 7,4km² και η περιοχή αναφοράς είναι το ανατολικό τμήμα της Αστυπάλαιας, και οι νησίδες Κουνούποι, Φτενό, Χονδρόπουλο, Αγ. Κυριακή, Τηγάνι, Κουτσομύτης, Μόνη, Χονδρή, Λιγνό, Κατσαγρέλι, Ποντικούσα, Οφιδούσσα, Φωκονήσια και Κτένια. Η έκταση αυτή αποτελεί περιοχή προστασίας 27 ειδών πτηνών.

Στο δεύτερο κωδικό αντιστοιχούν 31,4km² που εντοπίζονται κυρίως στο ανατολικό τμήμα του νησιού και οι γύρω νησίδες καθώς και η θαλάσσια ζώνη από το ακρωτήριο Λάντρα ως το ακρωτήριο Βρύση. Στη περιοχή αυτή, ανήκουν 10 διαφορετικοί οικοτύποι, οι 9 από τους οποίους εξαιρετικής αντιπροσωπευτικότητας (filotis.itia.ntua.gr/biotopes/c/GR4210009), μεταξύ αυτών και τα θαλάσσια λιβάδια Ποσειδωνίας. Όσον αφορά τη πανίδα, τρία είδη (2 θηλαστικά και ένα αμφίβιο) προστατεύονται από διεθνείς συμβάσεις: η μεσογειακή φώκια (*monachus monachus*) και το ρινοδέλφιο (*Tursiops truncatus*) καθώς και η θαλάσσια χελώνα (*caretta caretta*).

Σχετικά με τις περιοχές που έχουν χαρακτηριστεί ως Καταφύγια Άγριας Ζωής¹, η πρώτη περιοχή αφορά το ανατολικό τμήμα του νησιού και τις γύρω νησίδες και έχει έκταση 29km². Η δεύτερη περιοχή έχει έκταση 28,8km², βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του νησιού και ορίζεται από τις θέσεις Λιβάδια-Κουτέλα (κορυφή)-Αθυμαράδι και το ακρωτήριο Εχειλή.

Στο σχήμα 14 απεικονίζονται οι προστατευόμενες αυτές περιοχές.

¹ Σύμφωνα με το Υπουργείο Περιβάλλοντος, Ενέργειας και Κλιματικής Αλλαγής, έτσι χαρακτηρίζονται φυσικές περιοχές, (χερσαίες, υγροτοπικές ή θαλάσσιες), που έχουν ιδιαίτερη σημασία ως σημαντικοί τόποι ανάπτυξης της άγριας χλωρίδας ή ως βιότοποι αναπαραγωγής, διατροφής, διαχείμασης ειδών της άγριας πανίδας, ή ως περιοχές αναπαραγωγής ψαριών και συγκέντρωσης γόνου, ή, τέλος, ως σημαντικά θαλάσσια ενδιαίτηματα (<http://www.opengov.gr/minenv/?p=832>)



Σχήμα 14: Προστατευόμενες Περιοχές της περιοχής μελέτης (πηγή: www.geodata.gov.gr)

Επιπλέον η Χώρα της Αστυπάλαιας, αποτελεί Τοπίο Ιδιαίτερου Φυσικού
Κάλλους και έχει ενταχθεί στο θεσμικό πλαίσιο Δίκτυο Corine/Biotopes,
Παραδοσιακός Οικισμός, Τοπίο Ιδιαίτερου Φυσικού Κάλλους και Χώρος Ειδικής
Κρατικής Προστασίας.

Μέρος 2ο

Κεφάλαιο 6. Φυσικοί Κίνδυνοι και Καταστροφές

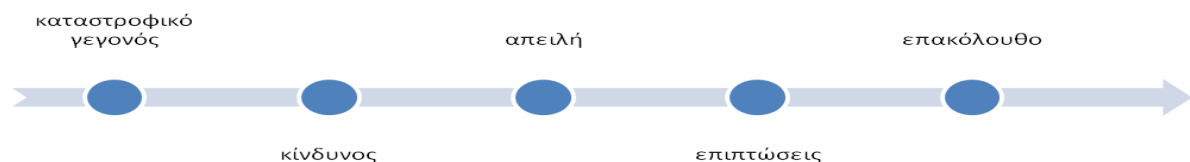
6.1. Φυσικοί Κίνδυνοι και Καταστροφές-Ορισμοί

Ένα φυσικό γεγονός, πχ σεισμός, περικλείει κάποια πιθανότητα μικρή ή μεγάλη, να προκαλέσει μικρής ή μεγάλης κλίμακας καταστροφή.

Ο όρος «φυσική καταστροφή», σύμφωνα με τον Λέκκα Ε. (2000) μπορεί να οριστεί με τρεις διαφορετικούς τρόπους:

- Τα στοιχεία εκείνα του φυσικού περιβάλλοντος που είναι βλαβερά για τον άνθρωπο και προκαλούνται από δυνάμεις ξένες και άγνωστες προς αυτόν.
- Η πιθανότητα εμφάνισης ενός δυνητικά καταστροφικού γεγονότος μέσα σε μια συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή.
- Μια φυσική ή ανθρωπογενής γεωλογική κατάσταση ή φαινόμενο κατά την οποία παρουσιάζεται πραγματικός ή δυνητικός κίνδυνος για την ανθρώπινη ζωή ή τις περιουσίες.

Η καταστροφή μπορεί να οριστεί και ως ο βαθμός απώλειας κάποιου αγαθού ή πολλών αγαθών, που είναι αποτέλεσμα της δράσης ενός φυσικού φαινομένου, δεδομένου μεγέθους και μετράται σε μία κλίμακα από το 0 (μηδενική απώλεια) ως το 1 (μέγιστη απώλεια) . Όταν ο κίνδυνος γίνει ορατός και επικείμενος τότε γίνεται σαφής διάκριση της απειλής (Λέκκας Ε., 2000). Η ακολουθία των καταστάσεων που αναφέρονται σε μία καταστροφή έχει ως εξής:



Οι καταστροφές ορίζονται ως «απειλές στους ανθρώπους και σε ότι έχει αξία» και οι κίνδυνοι ως οι «ποσοτικές και περιστασιακές πιθανότητες που καθιστούν τις συνέπειες των καταστροφών επιβλαβείς (Λέκκας Ε., 2000)».

Παρακάτω δίδονται ορισμένοι βασικοί ορισμοί που αφορούν τις φυσικές καταστροφές και χρησιμοποιούνται ευρύτατα σε ανάλογες μελέτες.

Ως *επικινδυνότητα* (risk) νοείται η πιθανότητα εκδήλωσης ενός εν δυνάμει καταστροφικού φαινομένου ορισμένης έντασης που αναμένεται ότι θα συμβεί σε ορισμένο χρόνο t.

Η *επιδεκτικότητα* (susceptibility) περιγράφει εκείνες τις περιοχές όπου συνυπάρχουν οι απαιτούμενοι φυσικοί παράγοντες για την ενεργοποίηση ενός φυσικού κινδύνου και επομένως είναι επιδεκτικές σε φυσικές καταστροφές. Ο όρος έχει δυνητική αξία και η ποιοτική διαβάθμισή της περιγράφεται από όρους όπως, υψηλή, μεσαία και χαμηλή.

Η *έκθεση σε κίνδυνο* (exposure) αναφέρεται στη κατανομή των διαφόρων στοιχείων που απειλούνται από φυσική καταστροφή και εκτίμηση της κοινωνικής, οικονομικής και περιβαλλοντικής αξίας. Η έκθεση σε κίνδυνο είναι συνάρτηση της θέσης των στοιχείων.

Η *τρωτότητα* (vulnerability), αφορά την αδυναμία ενός συστήματος να ανταπεξέλθει σε μία κατάσταση, δηλαδή την ευαισθησία του στην απώλεια.

Ο *κίνδυνος έναντι φυσικής απειλής* (hazard), είναι ο συνδυασμός εκδήλωσης μιας απειλής με τις απώλειες που συνεπάγεται για τα στοιχεία που ενσωματώνουν ανθρώπινη αξία, λόγω της ποικιλότροπης έκθεσης τους σε αυτή την απειλή (Keith Smith, 1998).

Γενικά έχει επικρατήσει, να ισχύει η εξής μαθηματική συνάρτηση για τον ορισμό του κινδύνου (Σαπουντζάκη Κ., 2007):

$$\text{Κίνδυνος} = \text{Επικινδυνότητα} * \text{Τρωτότητα} * \text{Έκθεση σε κίνδυνο}$$

Οι εν δυνάμει καταστροφές, που δε συνέβησαν ακόμα, είναι τόσο σημαντικές, όσο και αυτές που συνέβησαν (Britton N., 1987). Η θεώρηση των

καταστροφών πρέπει να έχει μακρόχρονη προοπτική, από τη γένεση ως και την εξαφάνιση του καταστρεπτικού γεγονότος και των συνεπειών του (Hewitt, 1983; Quarantelli 1989). Τα κοινωνικά συστήματα πρέπει να εξετάζονται τόσο πριν όσο και μετά τα καταστροφικά γεγονότα.

Η τρωτότητα αυξάνεται μέσα από ποικίλες διαδικασίες. Οι φυσικές καταστροφές εμφανίζονται μόνο εκεί που οι ακραίες φυσικές διαδικασίες συναντούν μια τρωτή ανθρώπινη κοινότητα. Ο βαθμός ευαισθησίας μιας κοινωνίας εξαρτάται από το αν οι δομές της επιτρέπουν τη διατήρηση και την αειφορία. Αν η ανάπτυξη μιας κοινωνίας επιφέρει περιβαλλοντική υποβάθμιση, τότε αφαιρεί από τη κοινωνία τους προστατευτικούς όρους για τις περιβαλλοντικές/φυσικές καταστροφές. Η τρωτότητα, επομένως, αποτελεί μια δυναμική και εξελισσόμενη ιδιότητα της κοινωνίας.

Η τρωτότητα αυξάνεται σε μεγάλο βαθμό από τις πολιτικές πρόληψης οι οποίες εστιάζουν στα τεχνικά χαρακτηριστικά των καταστροφών και όχι στην κοινωνική και οικονομική διάσταση αυτών (Hewitt K., 1997).

Η τρωτότητα περιλαμβάνει δύο ενότητες, την επιβίωση κατά τη διάρκεια και λίγο μετά τη καταστροφή και τη μετά-επιβίωση μακροπρόθεσμα. Στην επιβίωση εντάσσονται όλες εκείνες οι συνέπειες της καταστροφής που εξαρτώνται από τη θέση, τη κατανομή του πληθυσμού και των κτιρίων, την αντίσταση των κατασκευών και των υποδομών και από τις ενέργειες προληπτικής προστασίας. Η μετά-επιβίωση σχετίζεται με το πώς θα επιβιώσει ο πληθυσμός όταν περάσει η καταστροφή.

Για παράδειγμα, στη κοινωνική τρωτότητα, μεγαλύτερη πληθυσμιακή συγκέντρωση, σημαίνει αυξημένη επικινδυνότητα, λόγω αυξημένης έκθεσης στο κίνδυνο και μειωμένης αντίστασης και προσαρμοστικότητας.

Σχετικά με την οικονομική τρωτότητα, ο πρωτογενής τομέας παραγωγής είναι πιο επιρρεπής σε φυσικά φαινόμενα που είναι απρόβλεπτα και ανεξέλεγκτα, όπως οι πλημμύρες και οι πυρκαγιές.

Γίνεται κατανοητό επομένως, ότι η διαχείριση των φυσικών καταστροφών είναι πολυδιάστατη. Οι διάφορες πολιτικές και προτάσεις δε πρέπει να αφορούν μόνο

το χωροταξικό και πολεοδομικό σχεδιασμό ή τις τεχνικές για την αύξηση της αντίστασης των υποδομών και γενικότερα των κατασκευών και κτιρίων, αλλά πρέπει να σχετίζονται και με τη μείωση της κοινωνικής και οικονομικής τρωτότητας. Θα πρέπει να λαμβάνονται μέτρα εξαρχής για την οργάνωση και ανάπτυξη της κοινωνίας και την συνολική αντίσταση έναντι των κινδύνων και των καταστροφών.

Στη παρούσα εργασία, μελετώνται οι φυσικοί κίνδυνοι που ενδεχομένως απειλούν την παράκτια ζώνη της Αστυπάλαιας. Πιο συγκεκριμένα, μελετώνται ο κίνδυνος της μακροπρόθεσμης ανόδου της θαλάσσιας στάθμης εξαιτίας της κλιματικής αλλαγής και ο κίνδυνος από τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (tsunamis).

Κεφάλαιο 7. Εκτίμηση Επιπτώσεων από την Αναμενόμενη Άνοδο της Θαλάσσιας Στάθμης- Τροποποίηση του Δείκτη Επιδεκτικότητας των Ακτών

7.1. Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή και το Φαινόμενο του Θερμοκηπίου

Ο όρος Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή (Global Climate Change) δηλώνει μία ειδική περίπτωση της κλιματικής μεταβολής που αναφέρεται στην σταδιακή αλλά συνεχή αύξηση της μέσης θερμοκρασίας της γήινης ατμόσφαιρας και των νερών των ωκεανών. Ο όρος αυτός, αν και ουδέτερος ως προς τα αίτια πρόκλησης της θέρμανσης του πλανήτη, έχει επικρατήσει να θεωρείται ότι υπονοεί τις ανθρώπινες δραστηριότητες που προκαλούν το φαινόμενο αυτό. Συχνά αποδίδεται με διαφορετικό τρόπο, ως πλανητική (υπερ)-θέρμανση (Global Warming) ή ως παγκόσμια αύξηση της θερμοκρασίας, ενώ άλλες φορές ταυτίζεται με το φαινόμενο του θερμοκηπίου (Greenhouse Effect), που είναι ο βασικός μηχανισμός που προκαλεί την υπερθέρμανση του πλανήτη.

Η επικρατέστερη επιστημονική θεωρία αναφορικά με την κλιματική αλλαγή, όπως αυτή εκφράζεται από την Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) του ΟΗΕ, υποστηρίζει πως η μέση θερμοκρασία του πλανήτη έχει ήδη αυξηθεί κατά $0,74 \pm 0,18^{\circ}\text{C}$ (IPCC, 2007) από τα τέλη του 19ου αιώνα μέχρι σήμερα και πως η αύξηση αυτή οφείλεται σε σημαντικό βαθμό (σχεδόν αποκλειστικά) σε ανθρωπογενή αίτια. Η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (IPCC) καταλήγει στο συμπέρασμα ότι το μεγαλύτερο μέρος της αύξησης από τα μέσα του εικοστού αιώνα είναι «πολύ πιθανό» να προκλήθηκε εξαιτίας της αύξησης των ανθρωπογενών εκπομπών των αερίων του θερμοκηπίου (IPCC, 2007).

Κάποιοι μεμονωμένοι ερευνητές έχουν εκφράσει τη διαφωνία τους με αυτές τις διαπιστώσεις, αμφισβητώντας τη καταλυτική επίδραση που διαδραματίζει η ανθρώπινη δραστηριότητα στο φαινόμενο της κλιματικής αλλαγής, διατυπώνοντας εναλλακτικές θεωρίες αναφορικά με τον ρόλο της ηλιακής ακτινοβολίας ή άλλων φαινομένων. Φυσικά φαινόμενα, όπως η ηλιακή ακτινοβολία σε συνδυασμό με την

ηφαιστειογενή δραστηριότητα, είχαν πιθανώς μια μικρή μόνο συνεισφορά στην αύξηση της θερμοκρασίας του πλανήτη ήδη από τα προ-βιομηχανικά χρόνια μέχρι το 1950 και μία μικρή συνεισφορά στη μείωση της θερμοκρασίας από το 1950 και μετά (Hegerl et al., 2007, Ammann et al., 2007). Παρόλα αυτά, η συντριπτική πλειοψηφία των επιστημόνων που ερευνούν το φαινόμενο, συμφωνούν με τα κυριότερα συμπεράσματα της IPCC, όπως αυτά διατυπώνονται στις εκθέσεις της.

Ο όρος Φαινόμενο του Θερμοκηπίου προήλθε από τις ομοιότητες του μηχανισμού θέρμανσης του πλανήτη που είναι παρόμοιος με αυτόν της αύξησης της θερμοκρασίας που παρατηρείται στα θερμοκήπια (εξ ου και η ονομασία). Κατά το φαινόμενο αυτό, η γυάλινη υπερκατασκευή ή θόλος εκπέμπει βραχέα μήκους κύματα αλλά απορροφά και ακτινοβολεί μακρά μήκους κύματα. Με τον τρόπο αυτό θερμαίνει το εσωτερικό. Το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται και στη φύση, δηλαδή η ατμόσφαιρα ενός πλανήτη συμβάλλει στη θέρμανσή του.

Η Γη δέχεται συνολικά ηλιακή ακτινοβολία, που αντιστοιχεί σε ροή περίπου 1366Watt ανά τετραγωνικό μέτρο, στο όριο της ατμόσφαιρας. Ένα μέρος αυτής απορροφάται από το σύστημα Γης-ατμόσφαιρας, ενώ το υπόλοιπο διαφεύγει στο διάστημα. Περίπου το 30% της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται, και το υπόλοιπο 70% απορροφάται, από την ατμόσφαιρα, τα νέφη και τη γήινη επιφάνεια και τους ωκεανούς. Λόγω της θερμοκρασίας της, η Γη εκπέμπει επίσης θερμική ακτινοβολία, η οποία αντιστοιχεί σε μεγάλα μήκη κύματος, σε αντίθεση με την αντίστοιχη ηλιακή ακτινοβολία που είναι μικρού μήκους κύματος. Μέρος αυτής της ενέργειας απορροφάται από την επιφάνεια της Γης, η οποία θερμαίνεται ακόμη περισσότερο. Η γήινη ατμόσφαιρα συμπεριφέρεται, με τον τρόπο αυτό, ως μία δεύτερη -μαζί με τον Ήλιο- πηγή θερμότητας. Αποτέλεσμα του συνολικού φαινομένου είναι η αύξηση της μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας, γεγονός που καθιστά τη Γη κατοικήσιμη. Χωρίς το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου, η θερμοκρασία της γήινης επιφάνειας θα ήταν σε παγκόσμια και ετήσια βάση περίπου - 18°C.

Η διαδικασία αυτή διατυπώθηκε για πρώτη φορά από τον Γάλλο μαθηματικό και φυσικό Joseph Fourier, το 1824, (Cowie, 2007) ενώ διερευνήθηκε συστηματικά από τον Svante Arrhenius το 1896. Το φαινόμενο του θερμοκηπίου

έγινε ευρύτερα αποδεκτό αφού επιβεβαιώθηκε από πολυάριθμα πειράματα και ατμοσφαιρικές μετρήσεις.

Τα τελευταία χρόνια, ο όρος τείνει να συνδέεται με την κλιματική αλλαγή (climate change) και το αποτέλεσμα της, τη θέρμανση του πλανήτη (global warming). Αν και πρόκειται για ένα φυσικό φαινόμενο που παρατηρείται σε όλους τους πλανήτες που διαθέτουν ατμόσφαιρα, στη Γη, έχει ενισχυθεί σημαντικά η έντασή του, κυρίως λόγω των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων.

Το φαινόμενο του θερμοκηπίου αν και φυσικό, όπως προαναφέρθηκε, ενισχύεται σημαντικά από την ανθρώπινη δραστηριότητα, η οποία συμβάλλει στην αύξηση της συγκέντρωσης αερίων που αποκαλούνται αέρια του θερμοκηπίου καθώς και στην έκλυση άλλων ιχνοστοιχείων, όπως οι χλωροφθοράνθρακες (CFC's). Η κύρια αιτία για την αύξηση αυτή φαίνεται να είναι ανθρωπογενείς δραστηριότητες, όπως η καύση ορυκτών καυσίμων, που συντελούν στην αύξηση της συγκέντρωσης των αερίων των κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας συνεισφέροντας με 450 εκατομμύρια τόνους μεθανίου κάθε χρόνο. Η ανθρώπινη δραστηριότητα, συνολικά, από την εποχή της βιομηχανικής επανάστασης, έχει αυξήσει τη συγκέντρωση των διαφόρων αερίων του θερμοκηπίου, όπως το CO₂, το μεθάνιο, τροποσφαιρικό όζον, το CFC και το υποξείδιο του αζώτου. Έχει υπολογιστεί ότι οι συγκεντρώσεις της ατμόσφαιρας σε διοξείδιο του άνθρακα και μεθάνιο έχουν αυξηθεί από το 1750 κατά 31% και 150% αντίστοιχα, ενώ σήμερα βρίσκονται στα υψηλότερα επίπεδα των τελευταίων 650.000 ετών (πίνακας 3).

αέριο	επίπεδα 1998	αύξηση από το 1750	ποσοστό αύξησης
διοξείδιο του άνθρακα	65ppm	87ppm	31%
μεθάνιο	1,745ppb	1,045ppb	150%
οξείδιο του αζώτου	14ppb	44ppb	16%

Πίνακας 3: Αέρια Θερμοκηπίου με τη μεγαλύτερη αύξηση συγκέντρωσης στη γήινη επιφάνεια (πηγή: IPCC)

Από γεωλογικές έρευνες, έχει υπολογιστεί ότι οι αμέσως υψηλότερες τιμές συγκέντρωσης CO₂ στην ατμόσφαιρα παρουσιάστηκαν 20 εκατ. χρόνια πριν (Pearson and Palmer, 2000). Υπολογίζεται ότι τα τρία τέταρτα της ανθρωπογενούς παραγωγής διοξειδίου του άνθρακα οφείλονται στην καύση ορυκτών καυσίμων, ενώ το υπόλοιπο μέρος προέρχεται από αλλαγές που συντελούνται στο έδαφος, κυρίως μέσω της αποψίλωσης των δασών, (διαδικασία της αποδάσωσης) (IPCC, 2001). Οι συγκεντρώσεις CO₂ στην ατμόσφαιρα αναμένεται να αυξηθούν στο άμεσο μέλλον, λόγω της συνεχιζόμενης καύσης των ορυκτών καυσίμων και την αλλαγή των χρήσεων γης. Το ποσοστό όμως αύξησης θα εξαρτηθεί σε σημαντικό βαθμό από τις οικονομικές, κοινωνικές και τεχνολογικές εξελίξεις. Η ειδική έκθεση της IPCC για τις εκπομπές παρέχει ένα ευρύ φάσμα σεναρίων αναφορικά με το μέλλον των συγκεντρώσεων του CO₂, που κυμαίνεται από 541 με 970 ppm μέχρι το έτος 2100 (Prentice et al, 2001). Τα αποθέματα των ορυκτών καυσίμων είναι επαρκή προκειμένου να υποστηρίξουν αυτές τις εκτιμήσεις εάν συνεχισθεί ο ίδιος ρυθμός εκπομπών μέχρι το 2100.

Αν και είναι δύσκολο να συνδεθούν συγκεκριμένα καιρικά φαινόμενα με την υπερθέρμανση του πλανήτη, η αύξηση της συνολικής θερμοκρασίας του πλανήτη ενδέχεται να προκαλέσει μια σειρά ευρύτερων αλυσιδωτών αλλαγών, συμπεριλαμβανομένων και των παρακάτω: υποχώρηση (λιώσιμο) των παγετώνων, συρρίκνωση της Αρκτικής, άνοδο της στάθμης της θάλασσας σε παγκόσμιο επίπεδο,

αλλαγές στη διάρθρωση και το ύψος των βροχοπτώσεων που ενδεχομένως οδηγήσουν στην εκδήλωση εκτεταμένων πλημμύρων και ξηρασίας), αλλαγές στη συχνότητα και την ένταση των ακραίων καιρικών φαινομένων και αλλαγές της διάρκειας των εποχών.

7.2. Μεταβολές Θαλάσσιας Στάθμης

Ως θαλάσσια στάθμη (sea-level) ορίζεται το μέσο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας. Η θαλάσσια στάθμη δεν είναι σταθερή αλλά αυξομειώνεται συνεχώς από μικρής σχετικά χρονικής διάρκειας φαινόμενα όπως είναι η παλίρροια, ο κυματισμός και οι μετεωρολογικές συνθήκες. Ωστόσο, οι μεγαλύτερου εύρους και διάρκειας μεταβολές προκαλούνται από ευρύτερες γεωλογικές ή/και κλιματικές αλλαγές.

Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης ή η βύθιση της ξηράς, οδηγούν σε μετατόπιση της ακτογραμμής προς την ξηρά (επίκλυση). Αντίθετα, μετατόπιση της ακτογραμμής προς τη θάλασσα (απόσυρση) είναι το αποτέλεσμα της πτώσης του επιπέδου της θάλασσας ή της ανύψωσης της ξηράς λόγω τεκτονικών ή ισοστατικών αιτιών (Καρύμπαλης Ε., 2010). Αποτέλεσμα της απόσυρσης είναι ή ανάδυση μιας περιοχής.

Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης διακρίνονται σε δύο τύπους:

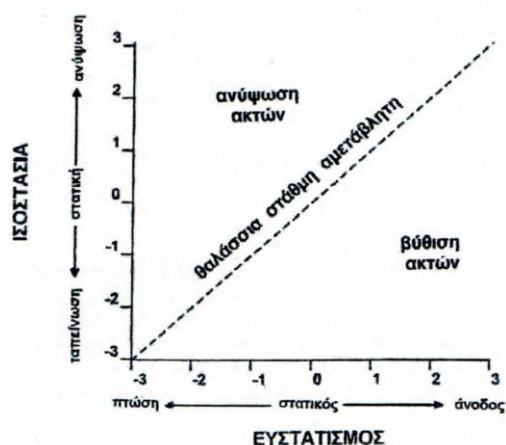
- Τη σχετική αλλαγή της θαλάσσιας στάθμης. Αφορά αλλαγές της θαλάσσιας στάθμης σε σχέση με τη ξηρά, σε τοπικό επίπεδο.
- Την ευστατική αλλαγή της θαλάσσιας στάθμης. Αφορά αλλαγές σε παγκόσμια κλίμακα.

Οι απόλυτες μεταβολές στη παγκόσμια στάθμη θάλασσας εξαρτώνται κυρίως από τη ποσότητα του διαθέσιμου νερού, που καθορίζεται κυρίως από κλιματικές παραμέτρους και από τη χωρητικότητα των ωκεάνιων λεκανών, όπως αυτή διαμορφώνεται από γεωδυναμικές παραμέτρους (π.χ. της σχετικής κίνησης των τεκτονικών πλακών). Το επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης προσδιορίζεται σε σχέση με τη παρακείμενη χέρσο.

Η ιστορία της γης χαρακτηρίζεται από εναλλαγές παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων. Κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων μεγάλη ποσότητα του νερού των ωκεανών συσσωρεύεται και δεσμεύεται με τη μορφή πάγου στην επιφάνεια της ξηράς προκαλώντας παγκόσμια πτώση της θαλάσσιας στάθμης. Αντίστροφα, κατά τη διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων, οι πάγοι λιώνουν με αποτέλεσμα μεγάλη ποσότητα νερού να επιστρέφει στη θάλασσα και έτσι να λαμβάνει χώρα άνοδος της θαλάσσιας στάθμης. Η διεργασία αυτή ονομάζεται παγετο-ευστατισμός ή ευστατισμός. Οι μεταβολές στη θαλάσσια στάθμη που σημειώνονται παγκοσμίως και οφείλονται σε διακυμάνσεις της ποσότητας του νερού καλούνται ευστατικές μεταβολές.

Σε τοπική κλίμακα, οι αλλαγές στη θαλάσσια στάθμη οφείλονται σε ανύψωση ή βύθιση της ξηράς εξαιτίας τεκτονικών ή/και ισοστατικών², ανοδικών ή καθοδικών κινήσεων (Καρύμπαλης Ε., 2010).

Η αλλαγή, επομένως, της θαλάσσιας στάθμης σε μία παράκτια περιοχή, είναι το αποτέλεσμα της συνδυασμένης δράσης των εξής παραμέτρων: ευστατισμός, τεκτονισμός (για τεκτονικά ενεργές περιοχές, όπως η Ελλάδα) και ισοστασία (σχήμα 15).



Σχήμα 15: γραφική απεικόνιση της σχέσης μεταξύ ευστατικών και ισοστατικών μεταβολών, ως παράγοντες διαμόρφωσης της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης και της ανάδυσης/βύθισης των ακτών (πηγή: Haslet, 2000)

² Ισοστασία= βαρυτική ισορροπία μεταξύ της λιθόσφαιρας και της υποκείμενης ασθενόσφαιρας (Παυλόπουλος Κ., 2011)

Σύμφωνα με τον Fairbridge (1983), ανάλογα με τη χρονική διάρκεια εκδήλωσης των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης, οι μεταβολές αυτές κατατάσσονται σε 3 κλίμακες: α) μακράς διάρκειας (10^6 - 10^9 χρόνια), β) μέσης διάρκειας (10^3 - 10^6 χρόνια) και γ) μικρής διάρκειας (10^{-1} - 10^3 χρόνια).

Οι μεγάλης χρονικής διάρκειας μεταβολές σχετίζονται με τη δράση γεωλογικών φαινομένων όπως η διάνοιξη των ωκεανών, η έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα και ευρύτερες κλιματικές μεταβολές που οδηγούν σε μείωση της παροχής ιζημάτων και ποτάμιων απορροών.

Οι μέσης διάρκειας μεταβολές προκαλούνται από αλλαγές των κλιματικών συνθηκών του πλανήτη, που συνδέονται με την εναλλαγή παγετωδών/μεσοπαγετωδών περιόδων. Στη διάρκεια αυτών των περιόδων, η δέσμευσή ή αποδέσμευση του νερού στις ηπείρους προκαλεί την πτώση ή άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και τη φόρτιση ή αποφόρτιση του ηπειρωτικού φλοιού.

Τέλος, οι μεταβολές μικρής διάρκειας, οφείλονται σε μικρότερης διάρκειας και έντασης αλλαγές των κλιματικών συνθηκών που συνήθως εμπεριέχουν και την ανθρώπινη παρέμβαση. Τέτοιες μεταβολές στη θαλάσσια στάθμη οφείλονται στην αστρονομική παλίρροια, στο κυματικό καθεστώς και στη θαλάσσια κυκλοφορία.

7.2.1. Δείκτες μεταβολής της Θαλάσσιας Στάθμης

Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης διαμέσου του χρόνου, μπορούν να αποτυπωθούν με διάφορους τρόπους στις παράκτιες περιοχές. Οι δείκτες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης μπορούν να διακριθούν σε βιολογικούς, γεωμορφολογικούς και αρχαιολογικούς.

Όσον αφορά τους βιολογικούς δείκτες, χρησιμοποιούνται κυρίως διάφοροι οργανισμοί ή υπολείμματα οργανισμών (κοράλλια, σκώληκες κ.α.) ή βιοδηλωτικά ίχνη οργανισμών, που όταν είναι ζωντανοί ζουν σε γνωστά παλιρροϊκά επίπεδα και σήμερα βρίσκονται απολιθωμένοι σε διαφορετικό ύψος λόγω μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης που συνέβησαν μετά το θάνατό τους. Η εμφάνιση στη

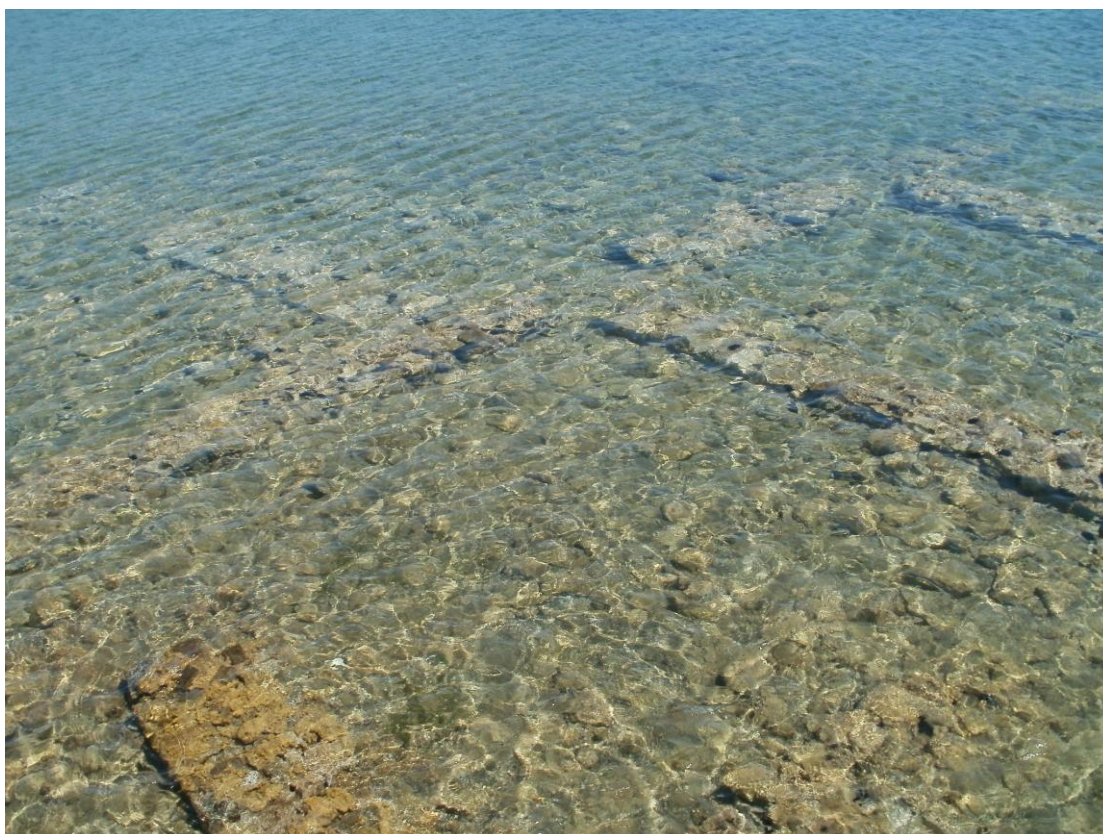
σημερινή τους θέση είναι ένδειξη της θέσης της παλαιάς ακτογραμμής, όταν οι οργανισμοί ήταν εν ζωή (Καρύμπαλης Ε., 2010). Οι πιο αξιόλογοι βιολογικοί δείκτες είναι οι οργανισμοί της οικογένειας των vermetids, τα ασβεστολιθικά φύκη, τα θυσανόποδα και μικρές κοινωνίες από κοράλλια (Ευελπίδου Ν., 2011).

Σχετικά με τους γεωμορφολογικούς δείκτες αυτοί διακρίνονται σε γεωμορφές διάβρωσης και απόθεσης. Δείκτες διάβρωσης αποτελούν οι θαλάσσιες εγκοπές, τα θαλάσσια σπήλαια και αψίδες, οι παράκτιοι διαβρωσιγενή πάγκοι και οι θαλάσσιες αναβαθμίδες. Όταν οι μορφές αυτές είναι ανενεργές, εμφανίζονται πάνω ή κάτω από το επίπεδο στο οποίο τέτοιες γεωμορφές σχηματίζονται σήμερα και αποτελούν έτσι, ένδειξη μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης από τη περίοδο σχηματισμού τους (Καρύμπαλης Ε., 2010).

Γεωμορφές απόθεσης αποτελούν οι ψηφιδωπαγείς αιγιαλοί ή ακτόλιθοι, οι παραλιακές ράχες, τα παλιρροϊκά πεδία και οι βιογενείς σχηματισμοί όπως οι κοραλλιογενείς ύφαλοι. Όπως και οι γεωμορφές διάβρωσης (π.χ. θαλάσσιες εγκοπές), ανάλογα με τη θέση τους αποτελούν ένδειξη αλλαγής της θαλάσσιας στάθμης.

Σχετικά με τα αρχαιολογικά ευρήματα, πολλές φορές μπορεί να αποτελέσουν σημαντικές ενδείξεις αλλαγής της θαλάσσιας στάθμης. Αρχαίες πόλεις ή λιμενικές εγκαταστάσεις, που είτε έχουν ανυψωθεί, είτε έχουν βυθιστεί ή είναι καλυμμένες από ιζήματα, μαρτυρούν ότι τη περίοδο που βρίσκονταν σε ακμή, η επιφάνεια της θάλασσας βρισκόταν σε διαφορετικό επίπεδο από το σημερινό.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα αρχαιολογικών ενδείξεων μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης στη περιοχή μελέτης αποτελούν αρχαιολογικά ευρήματα στη περιοχή της Μαλτεζάνας. Κατά την εργασία πεδίου που έγινε με σκοπό τη γεωμορφολογική χαρτογράφηση των ακτών του νησιού, στις 26/8/2012 τις πρωινές ώρες, στο δυτικό τμήμα της παραλίας, εντοπίστηκε βυθισμένος οικισμός σε βάθος περίπου 40cm, ο οποίος, κατόπιν προφορικής επικοινωνίας με την ΚΒ' Εφορεία Προϊστορικών και Κλασικών Αρχαιοτήτων, αποδίδεται σε υστερορωμαϊκό χριστιανικό οικισμό (φωτογραφία 13).



Φωτογραφία 13: Βυθισμένος Οικισμός Υστερορωμαϊκής/ Πρωτοβυζαντινής Περιόδου στην Μαλτεζάνα.

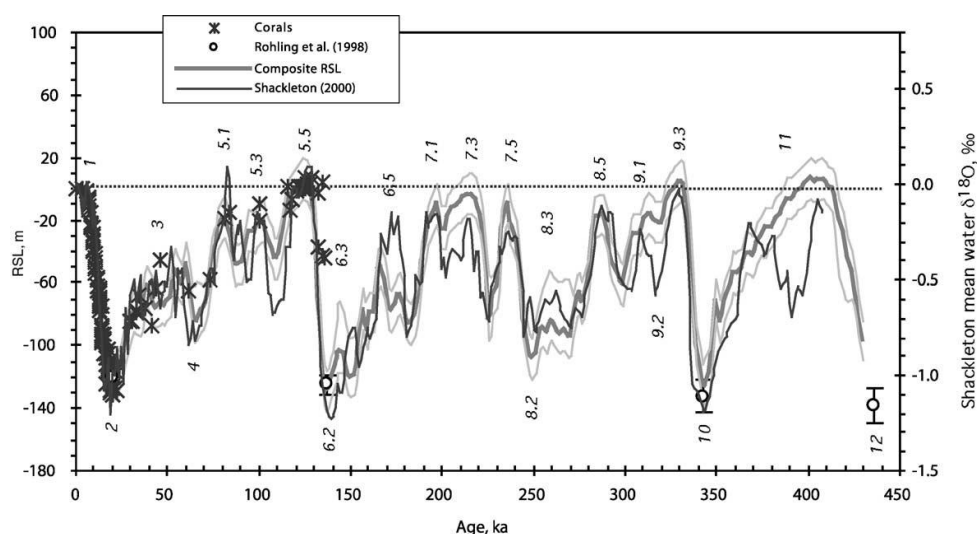
7.2.2. Μεταβολές της Θαλάσσιας Στάθμης κατά το Ανώτερο

Τεταρτογενές

Η τελευταία γεωλογική περίοδος, το Τεταρτογενές, με διάρκεια 2,67εκ. χρόνια, χαρακτηρίζεται από εναλλαγές σύντομων μεσοπαγετωδών και παρατεταμένων παγετωδών περιόδων, όπου η στάθμη της θάλασσας πέφτει σε επίπεδα χαμηλότερα των σημερινών, με εξαίρεση τις θερμές μεσοπαγετώδεις περιόδους κατά τις οποίες η στάθμη της θάλασσας είναι ανάλογη της σημερινής.

Στο σχήμα που ακολουθεί (σχήμα 16), δίδεται η γραφική εξέλιξη της παγκόσμιας στάθμης θάλασσας κατά τα τελευταία 450χιλ. χρόνια, όπου φαίνεται ότι τις παγετώδεις περιόδους η θαλάσσια στάθμη βρέθηκε από 80 έως 140m χαμηλότερα από σήμερα, ενώ κατά τις μεσοπαγετώδεις είχε φτάσει τα σημερινά ή και τα ξεπέρασε κατά σχεδόν 10m, όπως και κατά τη προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο (120-

125χιλ χρόνια πριν από σήμερα), όταν η στάθμη έφτασε 4-9 m υψηλότερα της σημερινής (Stirling et al, 1998; McCulloch and Esat, 2000; Kopp et al, 2009). Ωστόσο τα τελευταία χρόνια, αμφισβητείται επιστημονικά αυτή η εξέλιξη.



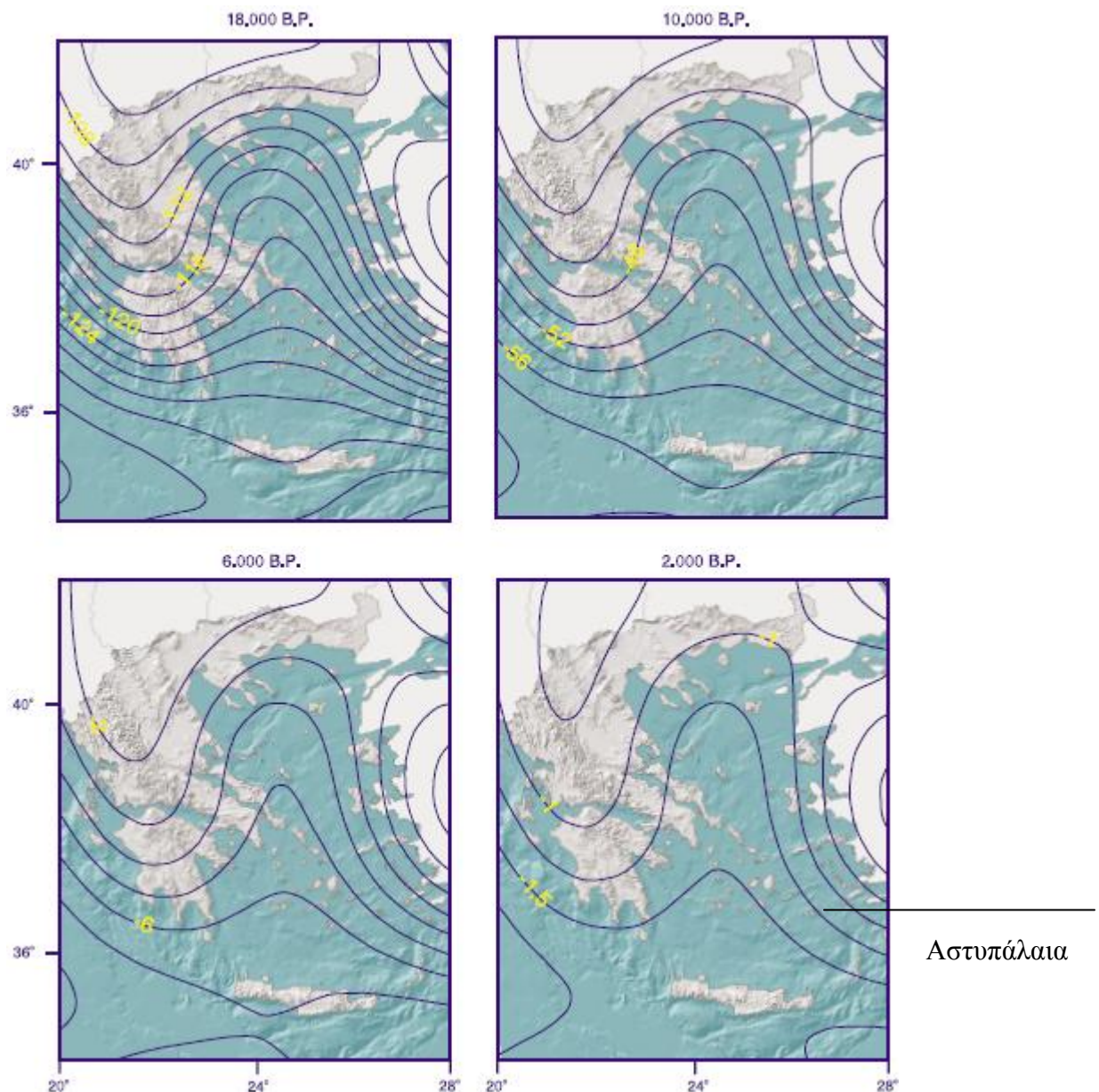
Σχήμα 16: Συνθετική Σχετική Στάθμη Θάλασσας (συνεχής γκρι γραμμή) για τα τελευταία 450χιλ. χρόνια (Waelbroeck et al, 2002).

Στον οριζόντιο άξονα δίδεται η ηλικία σε χιλιάδες χρόνια, στον αριστερό κατακόρυφο άξονα, η σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης σε μέτρα και στο δεξί κατακόρυφο άξονα οι τιμές της μέσης τιμής $\delta^{18}\text{O}$ στο ωκεάνιο νερό. x=δεδομένα από κοράλλια, o= κατώτατα επίπεδα στάθμης θάλασσας. Η συνεχής μαύρη γραμμή αντιπροσωπεύει τις μέσες τιμές $\delta^{18}\text{O}$ στο ωκεάνιο νερό. Τα νούμερα πάνω στις καμπύλες αντιπροσωπεύουν τα ισοτοπικά στάδια.

Κατά το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου (~18χιλ. χρόνια πριν από σήμερα), η παγκόσμια μέση στάθμη θάλασσας ήταν 120-130m χαμηλότερα από τη σημερινή. Τότε αρχίζει η τελευταία μεσοπαγετώδης περίοδος (10-11000 χρόνια πριν από σήμερα), η οποία συνεχίζεται μέχρι σήμερα, κατά την οποία η θαλάσσια στάθμη αυξάνεται ανάλογα της θερμοκρασίας. Η περίοδος αυτή χαρακτηρίζεται από δύο κύριες φάσεις, τη φάση της γρήγορης ανόδου με περίπου 1cm το χρόνο (Rohling et al, 2008) η οποία και ολοκληρώθηκε περίπου πριν από 5-7χιλ. χρόνια σε σχέση με σήμερα και από τη φάση της αργής ανόδου. Η δεύτερη φάση συνεχίζεται ως σήμερα και χαρακτηρίζεται από ρυθμός ανόδου 1mm ανά έτος (IPCC, 2007; Lambeck K., 1995; Lambeck K., 1996; Lambeck and Purcell, 2005). Ο ρυθμός ανόδου τα τελευταία 2-3 χιλ. χρόνια παρουσιάζει μικρές μεταβολές, ενώ από τα μέσα του 20^{ου} αιώνα κυρίως, ο ρυθμός αύξησης έχει ξεπεράσει τα 3mm ετησίως, λόγω της πρόσφατης έντασης του φαινομένου κλιματικής αλλαγής.

Η στάθμη της θάλασσας στον ελληνικό χώρο κατά τη τελευταία παγετώδη περίοδο βρισκόταν 120-105m χαμηλότερα από τη σημερινή (Perissoratis & Conispoliatis, 2003; Pirazzoli & Pluet, 1991; Lambeck & Bard, 2000). Σύμφωνα με τον Lambeck K. (1996), το χρονικό διάστημα από τα 11,5 μέχρι τα 6 χιλ. χρόνια πριν από σήμερα, η στάθμη εμφανίζει ταχεία άνοδο, οφειλόμενη σε παγετωνο-ευστατικούς παράγοντες, φτάνοντας τα 2m (Βόρειο Αιγαίο) και τα 6m (Νότιο Αιγαίο), χαμηλότερα από τη σημερινή στάθμη. Στα τελευταία 5000 χρόνια περίπου, η μεταβολή της στάθμης ακολουθεί ένα σταθερό ρυθμό ανόδου. Στο σχήμα 17, απεικονίζεται η ιστορία των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης από τη περίοδο της πρόσφατης μέγιστης ανάπτυξης των παγετώνων που έλαβε χώρα 18000 έτη πριν από σήμερα, μέχρι σήμερα για την ευρύτερη περιοχή του ελλαδικού χώρου, σύμφωνα με τον Lambeck K. (1996). Για όλες τις περιόδους φαίνεται η αύξηση των τιμών των καμπυλών όσο μεγαλώνει η απόσταση από την ηπειρωτική χώρα, γεγονός που δείχνει μια βύθιση των θαλάσσιων περιοχών του Αιγαίου, του Ιονίου και γενικότερα της Μεσογείου σε σχέση με τις ηπειρωτικές περιοχές. Αυτό οφείλεται στη συνδυασμένη δράση φαινομένων παγετο-ισοστασίας και υδρο-ισοστασίας.

Οι σχετικοί ρυθμοί ανόδου της θαλάσσιας στάθμης διαφέρουν από περιοχή σε περιοχή της Ελλάδος, λόγω του τοπικού τεκτονισμού. Έτσι, στη Νότια Εύβοια, ο ρυθμός αύξησης της θαλάσσιας στάθμης μεταξύ 8000-6000 χρόνων πριν από σήμερα είναι της τάξης των 8.5 mm/έτος (Kambouroglou et al, 1988), στην Ακαρνανική ακτή 12.3mm (Vött, 2007) και στη περιοχή της Πελοποννήσου, εκτός του Κορινθιακού Κόλπου, 6mm/έτος (Lambeck & Purcell, 2005). Τα τελευταία 6 χιλ. χρόνια ο ρυθμός αύξησης μειώνεται περίπου στο 1mm ετησίως, όπως προκύπτει από δεδομένα της Πελοποννήσου (Lambeck & Purcell, 2005), της Σκύρου (Pavlopoulos et al, 2007) και της Ακαρνανίας (Vött, 2007).

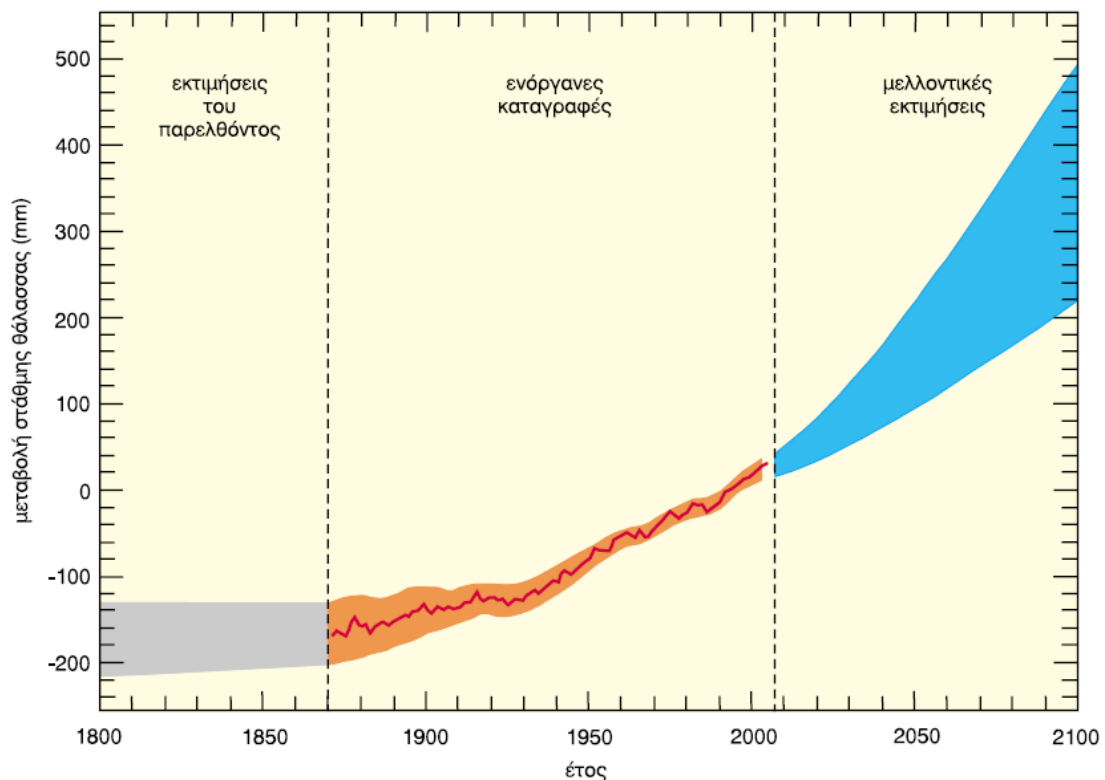


Σχήμα 17: Η εκτίμηση της θαλάσσιας στάθμης για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. Οι καμπύλες αντιστοιχούν στη θέση της μέσης στάθμης θάλασσας σε μέτρα σε σχέση με τη σημερινή για 18000,10000,6000 και 2000 χρόνια πριν από σήμερα (Lambeck K., 1996)

7.2.3. Μελλοντική μεταβολή της Θαλάσσιας Στάθμης

Τα παγκόσμια κλιματικά δεδομένα της U.S. Environmental Protection Agency (E.P.A.) (Titus & Narayanan, 1995) και η χρήση μαθηματικών μοντέλων από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για τη Κλιματική Αλλαγή (I.P.C.C., 2007), δείχνουν ότι μέχρι το 2050, η μέση θερμοκρασία του αέρα θα αυξηθεί κατά 1°C ενώ ως το έτος 2100 η θερμοκρασία θα είναι κατά 2°C υψηλότερη σε σχέση με σήμερα. Κύριος λόγος αυτής της αύξησης, όπως ήδη αναφέρθηκε, είναι η επιδείνωση του φαινομένου

του θερμοκηπίου. Η αύξηση της θερμοκρασίας θα προκαλέσει τήξη των πάγων των πόλων και των ηπειρωτικών περιοχών του πλανήτη και τη θερμική διαστολή της μάζας του νερού των ωκεανών με αποτέλεσμα την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης σε παγκόσμιο επίπεδο. Βάσει διαφόρων σεναρίων μελλοντικής ανόδου της παγκόσμιας στάθμης, εκτιμάται ότι θα είναι κατά 15cm υψηλότερη μέχρι το 2050 και θα έχει αυξηθεί κατά περίπου 50cm ως το 2100 (σχήμα 18). Έτσι, ο ρυθμός ανόδου αναμένεται να φθάσει τα 5.5mm ανά έτος μέχρι το 2100.



Σχήμα 18: Εκτιμήσεις της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας παγκοσμίως από το 1800 ως το 2100 (IPCC, 2007)

Εκτός από την επίπτωση της κλιματικής αλλαγής στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, οι κλιματολογικές μεταβολές που αφορούν την επιφάνεια κατώτερης ατμόσφαιρας-θάλασσας, συμπεριλαμβάνουν πέραν της θερμικής διαστολής, αλλαγές στην προσφορά εισροής γλυκού νερού, αλλαγή στην ένταση των ανέμων, αλλαγές στη βαρομετρική πίεση όπως και μεταβολές στα μεγάλα θαλάσσια ρεύματα. Επίσης, ως συνέπεια των παραπάνω παραγόντων, η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης δεν κατανέμεται ισόποσα στον παγκόσμιο ωκεανό ενώ υπάρχουν και περιοχές που παρατηρείται μικρή πτώση της στάθμης

(<http://www.wunderground.com/climate/SeaLevelRise.asp>). Για παράδειγμα, στην μεσόγειο οι Brochier and Ramieri (2001), έχουν αναφέρει ρυθμό ανόδου της τάξης των 1- 1.5mm/ έτος για τα προηγούμενα 100 χρόνια, ενώ ο παγκόσμιος ρυθμός εκτιμάται σε >2mm/ έτος.

7.3. Παράκτιες Ζώνες και Άνοδος Θαλάσσιας Στάθμης

7.3.1. Παράκτια Ζώνη

Η παράκτια ζώνη περιλαμβάνει ένα υποθαλάσσιο και ένα χερσαίο τμήμα. Το υποθαλάσσιο τμήμα εκτείνεται από την ακτογραμμή μέχρι την ισοβαθή καμπύλη των -10m. Το βάθος αυτό είναι εμπειρικό και έχει τεθεί με βάση τα ύψη των κυμάτων και τη μορφολογική κλίση του πυθμένα. Για την Ελλάδα, επειδή τα ύψη των κυμάτων είναι μικρότερα, το βάθος αυτό είναι μικρότερο. Το χερσαίο τμήμα της παράκτιας ζώνης εκτείνεται από την ακτογραμμή έως ένα υψόμετρο που δεν μπορεί να οριστεί με ακρίβεια αλλά καθορίζεται ανά περίπτωση. Γενικά ισχύει, ότι το ανώτερο όριο της παράκτιας ζώνης αντιστοιχεί στο σημείο που σταματά να επικρατεί η δράση των θαλάσσιων διεργασιών και συνήθως συμπίπτει με την εμφάνιση χερσαίων σχηματισμών (Haslet, 2000).

Ο πληθυσμός που διαμένει σε παράκτιες περιοχές και νησιά σε απόσταση 100km από την ακτογραμμή, αποτελεί περίπου το 40% του παγκόσμιου πληθυσμού, ενώ ο πληθυσμός που διαμένει σε απόσταση 30km από τη θάλασσα, αποτελεί το 21% περίπου του παγκόσμιου πληθυσμού. Πολλές παράκτιες περιοχές αρκετών χωρών παρουσιάζουν ρυθμούς αύξησης πληθυσμού και αστικοποίησης μεγαλύτερους από τους εθνικούς μέσους όρους τους (Μαντόγλου Α, 2001).

Η ελληνική παράκτια ζώνη είναι η μεγαλύτερη μεταξύ των ευρωπαϊκών χωρών, με το συνολικό της μήκος να ισούται με 16200km. Το ποσοστό του μήκους ακτών παράκτιων περιοχών ήπιου αναγλύφου (παράκτιες και δελταϊκές πεδιάδες, λιμνοθάλασσες, παραλίες) υπερβαίνει το 50% της συνολικής ακτογραμμής (Gaki-Papanastassiou et al., 1997). Το 33% του ελληνικού πληθυσμού κατοικεί σε περιοχές που απέχουν 1-2km από την ακτή, ενώ ο πληθυσμός που κατοικεί σε απόσταση έως 50km από την ακτή ανέρχεται σε 85%. Η παράκτια ζώνη έχει ιδιαίτερη σημασία για

την ελληνική οικονομία, καθώς πολλές από τις παραγωγικές δραστηριότητες που συνεισφέρουν σημαντικά στην αύξηση του Α.Ε.Π., υλοποιούνται εκεί. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι το 80% των βιομηχανικών δραστηριοτήτων και το 90% του τουρισμού και δραστηριοτήτων αναψυχής ασκούνται στη παράκτια ζώνη (Τράπεζα της Ελλάδος, 2011).

Οι παράκτιες περιοχές, εξαιτίας των ποικίλων δραστηριοτήτων που συγκεντρώνουν, έχουν επομένως, αυξημένη κοινωνικοοικονομική σημασία για κάθε τόπο. Η σταδιακή άνοδος της θαλάσσιας στάθμης αναμένεται να επηρεάσει σημαντικά τις παράκτιες περιοχές ήπιου αναγλύφου. Οι επιπτώσεις αφορούν την παράκτια διάβρωση, την αύξηση της συχνότητας εκδήλωσης κυκλώνων με αποτέλεσμα τις πλημμύρες, την υφαλμήρυνση των υπόγειων υδροφορέων, την κατάκλυση οικολογικά σημαντικών υγροβιότοπων καθώς και απειλές για τις υποδομές και το πολιτισμικό και ιστορικό περιβάλλον (Gornitz V., 1991; Wu S. et al., 2002; Pendleton E.A. et al., 2004; FitzGerald D.M. et al., 2008).

Οι περιοχές που θα πληγούν περισσότερο είναι εκείνες που λόγω της ανθρώπινης δραστηριότητας παρουσιάζουν μειωμένες δυνατότητες προσαρμογής στα ακραία φυσικά φαινόμενα. Το ποιες περιοχές θα πληγούν περισσότερο δε μπορεί να καθοριστεί εκ των προτέρων. Ωστόσο, η συμπεριφορά των διαφόρων παράκτιων συστημάτων στη μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης είναι σε αρκετές περιπτώσεις συγκεκριμένη και μπορεί να προβλεφθεί. Η πτώση της σχετικής στάθμης θάλασσας, συνήθως οδηγεί σε ανάδυση, εγκατάλειψη και «απολίθωση» μιας ακτογραμμής. Πολλές απολιθωμένες ακτογραμμές του Πλειστοκαίνου έχουν δημιουργηθεί με αυτό τον τρόπο. Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, συχνά, οδηγεί στην προς τη ξηρά μετατόπιση μιας «ευκίνητης» ακτογραμμής, όπως αυτής ενός αιγιαλού, ή στη βύθιση και καταπόντιση μιας πετρώδους ή βραχώδους ακτογραμμής, όπως αυτής ενός παράκτιου πάγκου (Καρύμπαλης Ε., 2010).

7.3.2. Παράκτια Τρωτότητα

Η τρωτότητα μπορεί να οριστεί ως η τάση ενός συστήματος να υποστεί απώλειες. Οι Klein & Nicholls (1999) όρισαν τη παράκτια τρωτότητα, ως τη σύνθεση της επικινδυνότητας του φυσικού παράκτιου συστήματος και της επικινδυνότητας του κοινωνικοοικονομικού παράκτιου συστήματος λόγω τη κλιματικής αλλαγής. Πιο συγκεκριμένα όρισαν ότι η παράκτια τρωτότητα περιλαμβάνει:

- την ευαισθησία μιας παράκτιας περιοχής στις φυσικές και οικολογικές αλλαγές που επιβάλλονται από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.
- τις πιθανές επιδράσεις των φυσικών αλλαγών στο κοινωνικοοικονομικό σύστημα
- την ικανότητα αντιμετώπισης αυτών επιδράσεων, συμπεριλαμβανόμενων των δυνατοτήτων αποφυγής ή μείωσης των επιπτώσεων με προσαρμοστικά μέτρα.

Η επιδεκτικότητα αντανακλά, την πιθανότητα επίδρασης της στάθμης της θάλασσας στο παράκτιο σύστημα. Η προσαρμοστικότητα και η αντοχή περιγράφουν τη προσαρμοστικότητα ή μη του φυσικού συστήματος στις μεταβολές. Πιο συγκεκριμένα, η αντοχή περιγράφει τη δυνατότητα του συστήματος να αντισταθεί στη διαταραχή, ενώ η προσαρμοστικότητα εκφράζει τη ταχύτητα με την οποία το παράκτιο σύστημα επιστρέφει στην αρχική του κατάσταση (Nicholls RJ, 2003).

Ωστόσο , σύμφωνα με του Nicholls & Mimura (1998), ανεξάρτητα από τη κλίμακα αξιολόγησης, υπάρχουν δυσκολίες, στην αξιολόγηση της τρωτότητας. Τα εμπόδια αυτά σχετίζονται με την ελλιπή γνώση των διαδικασιών που επηρεάζονται από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και των αλληλεπιδράσεών τους, με τα ανεπαρκή στοιχεία όσον αφορά τις υπάρχουσες συνθήκες, με τη δυσκολία στην ανάπτυξη των τοπικών και περιφερειακών σεναρίων για τη μελλοντική αλλαγή (συμπεριλαμβανομένης της κλιματικής αλλαγής) και με την έλλειψη κατάλληλων αναλυτικών μεθοδολογιών για κάποιες περιπτώσεις.

Η αναμενόμενη άνοδος της θαλάσσιας στάθμης, που αποτελεί έναν μακροπρόθεσμο φυσικό κίνδυνο που απειλεί τις ακτές, δημιούργησε την ανάγκη εκτίμησης των μεταβολών των ακτογραμμών ως φυσική αντίδραση στην αλλαγή της στάθμης. Η κατανόηση του τρόπου απόκρισης των ακτών είναι σημαντική για την προστασία των ευαίσθητων παράκτιων συστημάτων. Ωστόσο, δεν υπάρχει ακριβής και πλήρως ποσοτικοποιημένη μέθοδος πρόβλεψης των παράκτιων μεταβολών, ενώ και τα δεδομένα που απαιτούνται για μια τέτοια εκτίμηση καθώς και η κλίμακα προσέγγισης της έρευνας αποτελούν αντικείμενο επιστημονικού διαλόγου (Hammar-Klose &Thieler, 2001).

Διεθνώς έχουν προταθεί και αναπτυχθεί διάφορες μεθοδολογίες για την μελέτη της « φυσικής» αντίδρασης των ακτογραμμών στους παράκτιους κινδύνους, όπως και στην άνοδο της στάθμης της θάλασσας. Σε γενικές γραμμές, οι μεθοδολογίες αποσκοπούν στη εκτίμηση της φυσικής κατάστασης της ακτής λαμβάνοντας υπόψη της μεταβλητότητα της κάθε παραμέτρου, εκτιμώντας τη πιθανή απόκριση της στη κλιματική αλλαγή και τη σχετιζόμενη με αυτή άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Οι μεθοδολογίες που έχουν κατά καιρούς αναπτυχθεί μπορεί να είναι ποιοτικές, ημιποσοτικές ή ποσοτικές/επακριβείς.

Ενδεικτικά, κάποιες από τις μεθοδολογίες αυτές παρουσιάζονται παρακάτω :

- IPCC Common Methodology (CM): ημι-ποσοτική μέθοδος, κατάλληλη για γενική αξιολόγηση των παράκτιων ζωνών σε τοπική και περιφερειακή κλίμακα. Λαμβάνει υπόψη τρεις βασικές παραμέτρους, τη κοινωνικοοικονομική ανάπτυξη, τη παγκόσμια κλιματική αλλαγή και τις δυνατότητες απόκρισης των παράκτιων συστημάτων. Αναπτύχθηκε το 1991.
- UNEP Methodology: ημι-ποσοτική μέθοδος για εφαρμογή σε εθνική και περιφερειακή κλίμακα. Χρησιμοποιεί ποσοτικά, ποιοτικά, φυσικά και κοινωνικοοικονομικά χαρακτηριστικά της παράκτιας ζώνης.

- Κανόνας του P. Bruun: ποσοτική μέθοδος που αποτέλεσε το πιο διαδεδομένο μοντέλο που εκτιμά ποσοτικά την υποχώρηση της ακτογραμμής των αμμωδών αιγιαλών σε σχέση με την αύξηση της θαλάσσιας στάθμης σε τοπικό επίπεδο. Αναπτύχθηκε το 1962.
- Coastal Vulnerability Indices (CVIs): οι δείκτες παράκτιας τρωτότητας (πίνακας 4) αναπτύχθηκαν ως ένα γρήγορο εργαλείο για το χαρακτηρισμό της επιδεκτικότητας και ορισμένες φορές της τρωτότητας των ακτογραμμών. Οι απλούστεροι από τους δείκτες αυτούς περιλαμβάνουν μόνο τα φυσικά χαρακτηριστικά των ακτών, ενώ οι πολυπλοκότεροι και κοινωνικοοικονομικά στοιχεία της παράκτιας ζώνης.

Δείκτες	Γεωγραφική περιοχή	Παράμετροι	Αναφορά
Coastal Vulnerability Index(CVI)	Η.Π.Α.	ανάγλυφο, κατακόρυφη κίνηση ξηράς ,λιθολογία, παράκτια μορφολογία, παλιρροϊκό εύρος, κυματική ενέργεια, μετατόπιση ακτογραμμής	Gornitz & Kanciruk (1989), Gornitz (1991), Gornitz et al (1991)
Coastal Vulnerability Index(CVI)	Η.Π.Α.	παράκτια κλίση, μέσο παλιρροϊκό εύρος, μέσο σημαντικό ύψος κύματος, παράκτια γεωμορφολογία, μεταβολές ακτογραμμής, σχετικό ρυθμός ανόδου της θαλάσσιας στάθμης	Thieler (2000) και μεγάλος αριθμός εκθέσεων του USGS
Social Vulnerability Index(SoVI)	Η.Π.Α.	ανάλυση των κυρίων συνιστωσών των κοινωνικών δεδομένων από απογραφές	Boruff et al (2005)
Coastal Social Vulnerability Score (CSoVI)	Η.Π.Α.	συνδυασμός του CVI και SoVI	Boruff et al (2005)
Sensitivity Index (SI)	Καναδάς	ανάγλυφο, θαλάσσια στάθμη, γεωλογία, παράκτια μορφολογία, κυματική ενέργεια, μετατόπιση ακτογραμμής, παλιρροϊκό εύρος	Shaw et al (1998)
Erosion Hazard Index	Καναδάς	Όπως ο SI συμπεριλαμβανομένων και της έκθεσης, του κυματισμού καταιγίδων, της κλίσης και της θαλάσσιας στάθμης	Forbes et al (2003)
Risk Matrix	Νότια Αφρική	τοποθεσία , υποδομές (οικονομικό μέγεθος) , κίνδυνος	Hughes & Brundrit (1992)
Sustainable Capacity Index	Νότιος Ειρηνικός	τρωτότητα και προσαρμοστικότητα στις μεταβολές φυσικών, πολιτιστικών, θεσμικών, δομικών, οικονομικών και ανθρώπινων παραγόντων	Kay & Hay (1993), Yamada et al (1995)
Sensitivity Index (SI)	Ιρλανδία	κλίση παράκτιου μετώπου, παράκτια χαρακτηριστικά, παράκτιες κατασκευές, προσπέλαση, χρήσεις γης	Carter (1990)

Vulnerability Index	Ην. Βασίλειο	συχνότητα επικινδύνων φαινομένων, χρόνος ανάκαμψης	Pethick & Crooks (2000)
----------------------------	--------------	--	-------------------------

Πίνακας 4: Δείκτες Παράκτιας Τρωτότητας, γεωγραφική αναφορά, χρησιμοποιούμενοι παράμετροι (πηγή: Abuodha & Woodroffe, 2006)

7.4. Μεθοδολογία

Στη παρούσα εργασία, για τη εκτίμηση της παράκτιας τρωτότητας των ακτών της Αστυπάλαιας, κρίθηκε σκόπιμη η εφαρμογή του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index-C.V.I.), όπως αυτός προτάθηκε από τους Hammar -Klose & Thieler (1999), χρησιμοποιώντας δεδομένα πεδίου, διαθέσιμη τοπογραφική και γεωπεριβαλλοντική πληροφορία και αξιοποιώντας τη τεχνολογία των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών. Αυτή η προσέγγιση αποτελεί ένα εύχρηστο μαθηματικό εργαλείο για το προσδιορισμό της επιδεκτικότητας των ακτών στην αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

Προτιμήθηκε η χρήση του όρου επιδεκτικότητα (susceptibility) αντί της τρωτότητας (vulnerability) λόγω του ότι ο όρος τρωτότητα εμπεριέχει και τα κοινωνικοοικονομικά χαρακτηριστικά της εκάστοτε παράκτιας περιοχής για την εκτίμηση των οποίων απαιτούνται κοινωνικοοικονομικές μεταβλητές, όπως πληθυσμιακή πυκνότητα, υποδομές κ.α.. Σε αυτή την εργασία λαμβάνονται υπόψη μόνο φυσικές παράμετροι, επομένως, θα ήταν σφάλμα να χρησιμοποιηθεί ο όρος τρωτότητα, αν και ο δείκτης που χρησιμοποιείται είναι ο ίδιος δείκτης που προτάθηκε από τους Hammar-Klose & Thieler (1999).

Ο συγκεκριμένος δείκτης υπολογίζεται από το τύπο:

$$CSI = \sqrt{(a*b*c*d*e*f)/6}$$

Όπου a= παράκτια γεωμορφολογία, b= παράκτια κλίση, c= σχετική άνοδος του επιπέδου της στάθμης της θάλασσας, d= ρυθμός μεταβολής της ακτογραμμής (προέλαση/ υποχώρηση), e = μέσο σημαντικό ύψος κύματος και f= μέσο εύρος παλίρροιας.

Ο τύπος, όπως πρωτοπαρουσιάστηκε και εφαρμόζεται, συνήθως, περιλαμβάνει έξι παραμέτρους. Ωστόσο, μπορεί να προστεθεί και η παράμετρος της

γεωλογίας (Σενή Α.,2007). Όλες οι παράμετροι λαμβάνουν τιμές από 1 ως 5, με τις μικρότερες τιμές να περιγράφουν περιοχές με χαμηλή επιδεκτικότητα και με τις υψηλές τιμές να περιγράφουν τμήματα της ακτογραμμής με υψηλή επιδεκτικότητα. Επομένως, πραγματοποιείται μια βαθμονόμηση της ακτογραμμής σε πέντε κατηγορίες ανάλογα με τα εκάστοτε κριτήρια των παραμέτρων του δείκτη.

Μέσω της χαρτογραφικής απεικόνισης του δείκτη είναι δυνατός ο εντοπισμός των πλέον ευάλωτων περιοχών αποτελώντας έτσι ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο για τη λήψη αποφάσεων και το σχεδιασμό των μέτρων περιορισμού των αρνητικών επιπτώσεων.

Η συγκεκριμένη μέθοδος έχει εφαρμοστεί στην Ελλάδα, στις ακτές του Πόρτο Χελίου και της Ερμιόνης (Σενή Α., 2007), στις ακτές του Αιγαίου (Αλεξανδράκης Γ. κ.α., 2009;Alexandrakis G et al, 2009), στις Α/ΒΑ ακτές της Αττικής (Χατζηελευθερίου κα.,2010), στον Αργολικό Κόλπο (Gaki-Papanastassiou et el,2011) και στις νότιες ακτές του Κορινθιακού Κόλπου (Karymbalis E. et al, 2012).

7.4.1. Επεξεργασία διαθέσιμων πρωτογενών δεδομένων

Για τη μελέτη των παράκτιων κινδύνων κατά μήκος των ακτών της Αστυπάλαιας, πραγματοποιήθηκε αξιοποίηση της τεχνολογίας των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών.

Σύμφωνα με τους McDonnell & Kemp (2007), ένα Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών (Geographical Information System ή G.I.S.), είναι ένα υπολογιστικό σύστημα που χρησιμοποιείται για τη συλλογή, επεξεργασία, διαχείριση, ολοκλήρωση, αξιοποίηση, ανάλυση και εμφάνιση δεδομένων τα οποία αναφέρονται ένα τμήμα της γήινης επιφάνειας.

Συνοπτικά, τα πλεονεκτήματα των G.I.S., σε σχέση με τις κλασικές μεθόδους αρχειοθέτησης-επεξεργασίας-ανάλυσης-παρουσίασης γεωγραφικών δεδομένων σχετίζονται με την αξιοποίηση δεδομένων από διαφορετικές πηγές, την ευκολία αναθεωρήσεων-ενημερώσεων, την ευκολία αποθήκευσης και ανάκτησης

πληροφοριών, τις εξελεγμένες δυνατότητες μοντελοποίησης και επεξεργασίας και τις δυνατότητες αυτοματοποιημένης χαρτογραφίας (Χαλκιάς Χ., 2004).

Τα δεδομένα, είναι το βασικό συστατικό ενός G.I.S., και αποτελούν ένα σύνολο από καταγραφές-μετρήσεις που σχετίζονται με αντικείμενα του γεωγραφικού χώρου. Τα δεδομένα, ως προς τη φύση τους, διακρίνονται σε χωρικά και περιγραφικά. Τα χωρικά δεδομένα διακρίνονται σε σημεία, γραμμές και επιφάνειες (Χαλκιάς Χ., 2004). Τα περιγραφικά δεδομένα είναι ποιοτικά ή ποσοτικά. Στη διαδικασία οργάνωσης των χωρικών δεδομένων χρησιμοποιούνται κυρίως δύο μοντέλα, το διανυσματικό (vector) και το ψηφιδωτό ή κανάβου (raster). Στη ψηφιδωτή δομή, ο χώρος διαιρείται σε διατεταγμένα δομικά στοιχεία, τα οποία κατασκευάζουν πλέγματα. τα δομικά αυτά στοιχεία καλούνται ψηφίδες ή κελιά (pixels, cells) και συνήθως είναι τετράγωνα. Το μέγεθος του pixel καθορίζει τη διακριτική ικανότητα της εικόνας. Όσο πιο μικρό είναι το μέγεθος, τόσο μεγαλύτερη είναι η διακριτική ικανότητα της εικόνας και επομένως επιτυγχάνεται καλύτερη απεικόνιση των λεπτομερειών. Τα ψηφιδωτά δεδομένα αναφέρονται συνήθως σε ένα αυθαίρετο σύστημα συντεταγμένων και εντάσσονται σε συγκεκριμένο προβολικό σύστημα μέσω της διαδικασίας της γεωαναφοράς (Ζήσου Α., 2007). Τα διανυσματικά δεδομένα είναι πιο ευέλικτα και εύχρηστα σε σχέση με τα ψηφιδωτά. Τα σημεία με τα οποία ορίζονται έχουν συντεταγμένες X,Y, που συνήθως αναφέρονται σε κάποιο προβολικό σύστημα. Τα δεδομένα αυτά είναι σημειακά, γραμμικά ή πολυγωνικά. Η λήψη πληροφοριών σε διανυσματική μορφή από ψηφιδωτά δεδομένα, γίνεται με τη διαδικασία της ψηφιοποίησης (Ζήσου Α., 2007).

Τα περιγραφικά δεδομένα αποθηκεύονται σε πίνακες που συχνά λέγονται και βάσεις δεδομένων. Οι πίνακες αποθήκευσης λέγονται attribute tables, διότι κάθε πεδίο εκφράζει στην ουσία και την ιδιότητα της οντότητας (Ζήσου Α., 2007).

Τα δεδομένα ψηφιδωτής μορφής όπως και αυτά της διανυσματικής μορφής, παρουσιάζουν πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα, γι' αυτό συνήθως χρησιμοποιούνται και τα δύο είδη δεδομένων ανάλογα με το είδος των πρωταρχικών δεδομένων που πρέπει να αξιοποιηθούν.

Για την εκτίμηση της επιδεκτικότητας των ακτών της Αστυπάλαιας στην αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, απαιτήθηκε η συλλογή, επεξεργασία και ανάλυση δεδομένων τοπογραφίας, γεωλογίας, γεωμορφολογίας και ωκεανογραφίας, καθώς και η αξιολόγηση της υπάρχουσας βιβλιογραφίας.

Η επεξεργασία όλων των δεδομένων έγινε μέσω του λογισμικού ArcGis v.10.0 της ESRI. Σαν βάση για τη τοπογραφία της Αστυπάλαιας, χρησιμοποιήθηκαν τοπογραφικά διαγράμματα από τον Ο.Κ.Χ.Ε. κλίμακας 1:5000 και επικουρικά τοπογραφικό διάγραμμα 1:50000 της Γ.Υ.Σ. (Φύλλο Αστυπάλαια). Τα δεδομένα παραχωρήθηκαν σε ψηφιακή μορφή .jpg. Για τη μελέτη της γεωλογίας του νησιού έγινε χρήση του γεωλογικού χάρτη κλίμακας 1:50000, έκδοσης Ι.Γ.Μ.Ε, ενώ για τη κάλυψη γης, χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα του προγράμματος CORINE, τα οποία αντλήθηκαν από τον ιστότοπο www.geodata.gov.gr.

Όλοι οι χάρτες γεωαναφέρθηκαν σύμφωνα με το ελληνικό γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς, Ε.Γ.Σ.Α 87, έτσι ώστε όλα τα χωρικά δεδομένα να έχουν το ίδιο επίπεδο αναφοράς.

Για το τοπογραφικό χάρτη της Γ.Υ.Σ. έγινε μετατροπή τεσσάρων ζευγών συντεταγμένων, X,Y μέσω του προγράμματος μετασχηματισμού συντεταγμένων COORD-GR. Τα ζεύγη αυτά συντεταγμένων αποτέλεσαν σημεία ελέγχου, από αζιμουθιακή προβολή Hatt σε ΕΓΣΑ 87. Τα διαγράμματα του Ο.Κ.Χ.Ε δεν χρειάστηκαν μετατροπή εφόσον ήταν σε προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ 87. Ο έλεγχος της ακρίβειας της διαδικασίας της γεωαναφοράς έγινε μέσω του Total RMS Error (Μέσο Τετραγωνικό Σφάλμα), το οποίο περιγράφει τη μετατόπιση των θέσεων των σημείων ελέγχου κατά το μετασχηματισμό. Ένας τέλειος μετασχηματισμός θα έδινε RMS error 0. Γενικά ισχύει ότι ανεκτή απόκλιση θεωρείται μια απόκλιση της τάξης του $\frac{1}{4}$ του χιλιοστού σε μονάδες ψηφιοποίησης. Το όριο αυτό αποτελεί και τη διακριτική ικανότητα του ματιού (Χαλκιάς Χ., 2004). Στο χάρτη κλίμακας 1:50000, το RMS error ήταν 0,6m (επιτρεπόμενο σφάλμα <12,5m) και στα διαγράμματα 1:5000, ήταν από 0,22 ως 0,49m με επιτρεπόμενο σφάλμα < 1,25m.

Στον πίνακα 5 που ακολουθεί απεικονίζονται τα χωρικά δεδομένα που αφορούν την περιοχή μελέτης και η πηγή προέλευσής τους.

Θεματικό Επίπεδο	Μορφή	Περιγραφικά χαρακτηριστικά	Πηγή δεδομένων
ακτογραμμή	γραμμή	κωδικός, μήκος, υψόμετρο	Τοπογραφικά διαγράμματα 1:5000 Ο.Κ.Χ.Ε (1986), Ορθοφωτοχάρτες Κτηματολόγιο ΑΕ (2009), Αεροφωτογραφία Υπουργείου Αγρ. Ανάπτυξης και Τροφίμων (1995)
Ισοϋψείς καμπύλες	γραμμή	κωδικός, υψόμετρο	Τοπογραφικά διαγράμματα 1:5000 Ο.Κ.Χ.Ε (1986)
Ισοβαθείς καμπύλες	γραμμή	κωδικός, υψόμετρο	Τοπογραφικός Χάρτης 1:50000 Γ.Υ.Σ (1973)
τριγωνομετρικά/υψομετρικά σημεία	σημείο	κωδικός, υψόμετρο	Τοπογραφικά διαγράμματα 1:5000 Ο.Κ.Χ.Ε (1986)
υδρογραφικό δίκτυο	γραμμή	κωδικός, μήκος, Strahler ταξινόμηση, κατάσταση(μόνιμη ή περιοδική ροή)	Τοπογραφικά διαγράμματα 1:5000 Ο.Κ.Χ.Ε (1986)
γεωλογικοί σχηματισμοί	πολύγωνο	κωδικός, ονομασία, ηλικία, έκταση	Γεωλογικός Χάρτης Ι.Γ.Μ.Ε (1986)
κάλυψη γης	πολύγωνο	κωδικός, έκταση, περίμετρος, νομός, περιγραφή	www.geodata.gov.gr/ Corine 2000 , επιτόπια έρευνα
περιοχές natura	πολύγωνο	κωδικός, θέση, νομός, έκταση, μήκος	www.geodata.gov.gr/ δίκτυο Natura 2000
καταφύγιο άγριας ζωής	πολύγωνο	κωδικός, θέση, νομός, έκταση, μήκος	www.geodata.gov.gr/ καταφύγια άγριας ζωής
βαθυμετρικά σημεία	σημείο	κωδικός, υψόμετρο	Τοπογραφικός Χάρτης 1:50000 Γ.Υ.Σ (1973)
τοπωνύμιο	σημείο	κωδικός, ονομασία	Τοπογραφικά διαγράμματα 1:5000 Ο.Κ.Χ.Ε (1986)

Πίνακας 5: Τα χωρικά δεδομένα της περιοχής μελέτης

Η *γεωμορφολογία* της περιοχής μελέτης προέκυψε από λεπτομερή υπαίθρια χαρτογράφηση. Η επαναταξινόμηση του παραχθέντος διανυσματικού αρχείου έγινε λαμβάνοντας υπόψη ανάλογες μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί για άλλες περιοχές.

Η *γεωλογία* της περιοχής προέκυψε από επεξεργασία του γεωλογικού χάρτη Φύλλο Αστυπάλεια, κλίμακας 1:50000, του Ι.Γ.Μ.Ε. . Η πληροφορία της γεωλογίας κατά μήκος της ακτογραμμής αποτυπώθηκε σε ένα νέο διανυσματικό επίπεδο. Ακολούθησε η επαναταξινόμηση της επιδεκτικότητας σύμφωνα με τη βιβλιογραφία.

Η *παράκτια κλίση* προέκυψε από αξιοποίηση του Ψηφιακού Μοντέλου Εδάφους (D.E.M.). Για τη δημιουργία αυτού, έγινε χρήση των δεδομένων της ακτογραμμής, των ισοϋψών, των τριγωνομετρικών/ υψομετρικών σημείων και του

υδρογραφικού δικτύου. Οι κλίσεις που προέκυψαν επαναταξινομήθηκαν και αποτυπώθηκαν στην ακτογραμμή σε νέο γραμμικό διανυσματικό επίπεδο.

Οι *ρυθμοί μεταβολής της ακτογραμμής* (προέλαση/ υποχώρηση), υπολογίστηκαν από τη σύγκριση των ακτογραμμών των ετών 1986 και 2009. Το χρονικό διάστημα αυτών των ετών, θεωρείται ικανοποιητικό για την εξαγωγή αξιόπιστων αποτελεσμάτων για τη μεταβολή της ακτογραμμής. Η πληροφορία για τη μεταβολή αποτυπώθηκε σε νέο γραμμικό επίπεδο.

Το *μέσο παλιρροϊκό εύρος, το μέσο ύψος κύματος και ο ρυθμός μεταβολής της σχετικής θαλάσσιας στάθμης* προέκυψαν από δημοσιευμένες πληροφορίες που αφορούν την ευρύτερη θαλάσσια περιοχή του Αιγαίου Πελάγους (Tsimplis, 1994 για το μέσο παλιρροϊκό εύρος; Σουκισιάν κ.α., 2007, για το μέσο ύψος κύματος; IPCC, 2007, για το ρυθμό μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης). Και στις τρεις περιπτώσεις δημιουργήθηκε το αντίστοιχο γραμμικό διανυσματικό επίπεδο της ακτογραμμής, όπου αποτυπώθηκε η επαναταξινόμηση των τιμών για κάθε παράμετρο.

Επίσης, πραγματοποιήθηκε αξιοποίηση των δεδομένων του προγράμματος CORINE και των δεδομένων για τις προστατευόμενες περιοχές κατά μήκος της ακτογραμμής, για τον υπολογισμό των επιπτώσεων σε αυτές τις *κοινωνικοοικονομικές και περιβαλλοντικές δραστηριότητες*. Οι δραστηριότητες αυτές αποτυπώθηκαν σε γραμμικό διανυσματικό επίπεδο, για να μπορεί να γίνει εξαγωγή ποιοτικών και ποσοτικών αποτελεσμάτων.

Επιπλέον, πραγματοποιήθηκε η ψηφιοποίηση των *ρηγμάτων* του νησιού (ορατά και πιθανά), καθώς και των δομών εφιππεύσεων και επωθήσεων, χρησιμοποιώντας το γεωλογικό χάρτη του νησιού. Από το τοπογραφικό χάρτη της Γ.Υ.Σ., ψηφιοποιήθηκαν *οικισμοί*, και *υψομετρικά σημεία* όπως κορυφές ορεινών όγκων.

Τέλος, δημιουργήθηκε το ψηφιδωτό επίπεδο του *υποθαλάσσιου αναγλύφου*, λαμβάνοντας υπόψη τα σημεία βαθυμετρίας, όπως αυτά ψηφιοποιήθηκαν από το χάρτη της Γ.Υ.Σ, καθώς και τις ισοβαθείς καμπύλες, οι οποίες, επίσης, προέκυψαν από το τοπογραφικό χάρτη της Γ.Υ.Σ, κλίμακας 1:50000.

7.4.2. Τροποποίηση του Δείκτη Επιδεκτικότητας Ακτών στην Άνοδο της Θαλάσσιας Στάθμης-Ανάλυση Παραμέτρων

Ο δείκτης C.V.I., των Hammar-Klose & Thieler (1999) υπολογίζεται ως η τετραγωνική ρίζα του γεωμετρικού μέσου ή η τετραγωνική ρίζα του γινομένου των κατηγοριοποιημένων παραμέτρων της παράκτιας επιδεκτικότητας, διαιρούμενο με το πλήθος αυτών. Η σχέση παρουσιάζει αναλογικότητα, γεγονός που επιτρέπει την εισαγωγή μιας νέας παραμέτρου, αυτής της γεωλογίας. Κρίθηκε ότι η εισαγωγή της γεωλογίας ως επιπλέον παραμέτρου, επιτρέπει την καλύτερη μοντελοποίηση της επιδεκτικότητας, εφόσον οι μεταβολές της ακτογραμμής σχετίζονται άμεσα με την ανθεκτικότητα των γεωλογικών σχηματισμών που καταλήγουν σε αυτή, στη δράση των θαλάσσιων διεργασιών. Η σχέση επομένως του δείκτη παίρνει την εξής μορφή:

$$C.S.I. = \sqrt{(a * b * c * d * e * f * g)/7} \quad (1.1)$$

όπου : a= παράκτια γεωμορφολογία, b= παράκτια κλίση, c= σενάριο ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, d=διάβρωση- υποχώρηση της ακτογραμμής, e=μέσο σημαντικό ύψος κύματος , f= μέσο εύρος παλίρροιας και g= γεωλογία.

Αρκετοί ερευνητές που χρησιμοποίησαν τον αρχικό δείκτη των Hammar-Klose & Thieler (1999), χρησιμοποίησαν επιπλέον ως παράμετρο τη γεωλογία.

Όλες οι παραπάνω παράμετροι λαμβάνουν ακέραιες τιμές που κυμαίνονται από 1 ως 5. Οι μεγαλύτερες τιμές χαρακτηρίζουν περιοχές περισσότερο επιδεκτικές και οι μικρότερες τιμές, περιοχές χαμηλότερης επιδεκτικότητας για τη συγκεκριμένη παράμετρο του δείκτη. Πραγματοποιείται επομένως μια βαθμονόμηση της ακτογραμμής, σε πέντε κατηγορίες με συγκεκριμένα για κάθε παράμετρο του δείκτη όρια που έχουν διαμορφωθεί με συγκεκριμένα κριτήρια. Τελικός στόχος της διαδικασίας της βαθμονόμησης είναι η κατηγοριοποίηση των παραμέτρων σε ενιαία κλίμακα βαθμονόμησης, ώστε να μπορούν να ‘συνεισφέρουν’ στην εκτίμηση του τελικού δείκτη. Στο πίνακα 6 παρουσιάζεται η κατηγοριοποίηση για κάθε μια από τις παραμέτρους που ακολουθήθηκε για την εκτίμηση του δείκτη επιδεκτικότητας των ακτών της Αστυπάλαιας στη μελλοντική άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

Επιδεκτικότητα					
	Πολύ χαμηλή	Χαμηλή	Μέτρια	Υψηλή	Πολύ υψηλή
Παράμετρος	1	2	3	4	5
Γεωμορφολογία	βραχώδεις απόκρημνες ακτές	κρημνοί μέτριας κλίσης	κρημνοί χαμηλής κλίσης, δελταϊκό ριπίδιο	χαλικώδεις αιγιαλοί, αιγιαλοί με ανάμεικτο υλικό	αμμώδεις αιγιαλοί
Γεωλογία	ασβεστόλιθοι, ολισθόλιθοι		φλύσχης, πώρος	πλευρικά κορήματα	σύγχρονες παράκτιες αποθέσεις, σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις
Παράκτια Κλίση	>12%	9-12%	6-9%	3-6%	<3%
Ρυθμός Μεταβολής της Ακτογραμμής (m/yr)	>(+2.0)	(+2.0)- (+1.0)	(+1.0)-(-1.0)	(-2.0)-(-1.0)	<(-2.0)
Σχετική Μεταβολή της Θαλάσσιας Στάθμης (mm/yr)	<1,8	1,8-2,5	2,5-3,0	3,0-3,4	>3,4
Μέσο Σημαντικό Ύψος Κύματος (m)	<0,3	0,3-0,6	0,6-0,9	0,9-1,2	>1,2
Μέσο Εύρος Παλίρροιας (m)	>6,0	4,0-6,0	2,0-4,0	1,0-2,0	<1,0

**Πίνακας 6: Κατηγοριοποίηση επιδεκτικότητας για κάθε μία από τις παραμέτρους του Δείκτη
Επιδεκτικότητας Ακτών που ακολουθήθηκε για την εκτίμηση του Δείκτη στις ακτές της
Αστυπάλαιας (τροποποίηση από Pendleton et al, 2004)**

Για τη συγκεκριμένη εργασία, αποφασίστηκε η τροποποίηση των ορίων κατηγοριοποίησης του μέσου σημαντικού ύψους κύματος (m) σε σχέση με τα όρια που έχουν προταθεί από τους Pendleton et al., (2004), τα οποία αναφέρονται στις ακτές των Η.Π.Α. Αυτό θεωρήθηκε αναγκαίο προκειμένου οι νέες τιμές να αναφέρονται στο ελληνικό παράκτιο περιβάλλον. Οι τιμές για τα όρια των υπολοίπων παραμέτρων είναι αυτά που έχουν προταθεί από τους Pendleton et al., (2004). Σε ότι αφορά την παράμετρο της γεωλογίας, για την Αστυπάλαια, δεν υπάρχουν γεωλογικοί

σχηματισμοί που να τοποθετούνται στις κατηγορίες υψηλής και χαμηλής επιδεκτικότητας.

Ανάλυση παραμέτρων

- **Γεωμορφολογία:**

Η παράμετρος της γεωμορφολογίας αποτελεί μία μη ποσοτική μεταβλητή, η οποία εκφράζει την ανθεκτικότητα των παράκτιων γεωμορφών, που αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτογραμμής, στη διάβρωση (Gaki-Papanastassiou et al, 2011). Η παράμετρος αυτή κατατάσσει τις ακτές σε κατηγορίες με κοινά χαρακτηριστικά σχετικά με τη μορφολογία τους και όχι σύμφωνα με τη σύσταση των πετρωμάτων τους. Η αναγνώριση των παράκτιων γεωμορφών έγινε με την υπαίθρια λεπτομερή γεωμορφολογική χαρτογράφηση, όπως αυτή περιγράφεται στο αντίστοιχο κεφάλαιο.

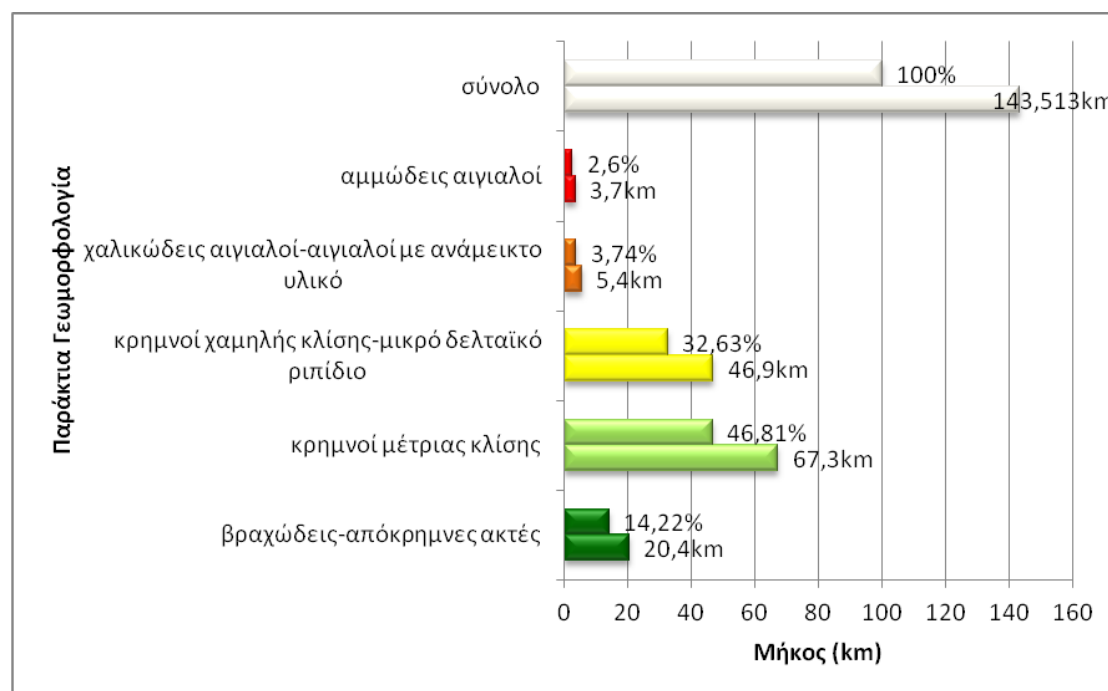
Στον πίνακα 7 και στο σχήμα 19 παρουσιάζεται η ταξινόμηση της παραμέτρου της γεωμορφολογίας, ενώ ακολουθεί και ο χάρτης (σχήμα 20) με τη βαθμονόμηση της επιδεκτικότητας των ακτών στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για τη παράμετρο της παράκτιας γεωμορφολογίας.

Από τη γεωμορφολογική χαρτογράφηση και τη κατηγοριοποίηση της ακτογραμμής του νησιού προέκυψε ότι ένα ποσοστό 14,22% της ακτογραμμής που αντιστοιχεί σε 20,4km κατατάσσεται στη κατηγορία βραχώδεις κρημνοί, με κλίση $>30^\circ$. Ένα ποσοστό 46,81% (67,2km) καταλαμβάνεται από κρημνούς μέτριας κλίσης, δηλαδή κρημνούς με κλίση $10^\circ-30^\circ$ και σε ποσοστό 32,63% η ακτογραμμή του νησιού ανήκει στη κατηγορία κρημνών χαμηλής κλίσης (κλίση $<10^\circ$). Οι τιμές επιδεκτικότητας που λαμβάνουν αυτοί οι σχηματισμοί είναι 1 (πολύ χαμηλή επιδεκτικότητα), 2 (χαμηλή) και 3 (μέτρια) αντίστοιχα.

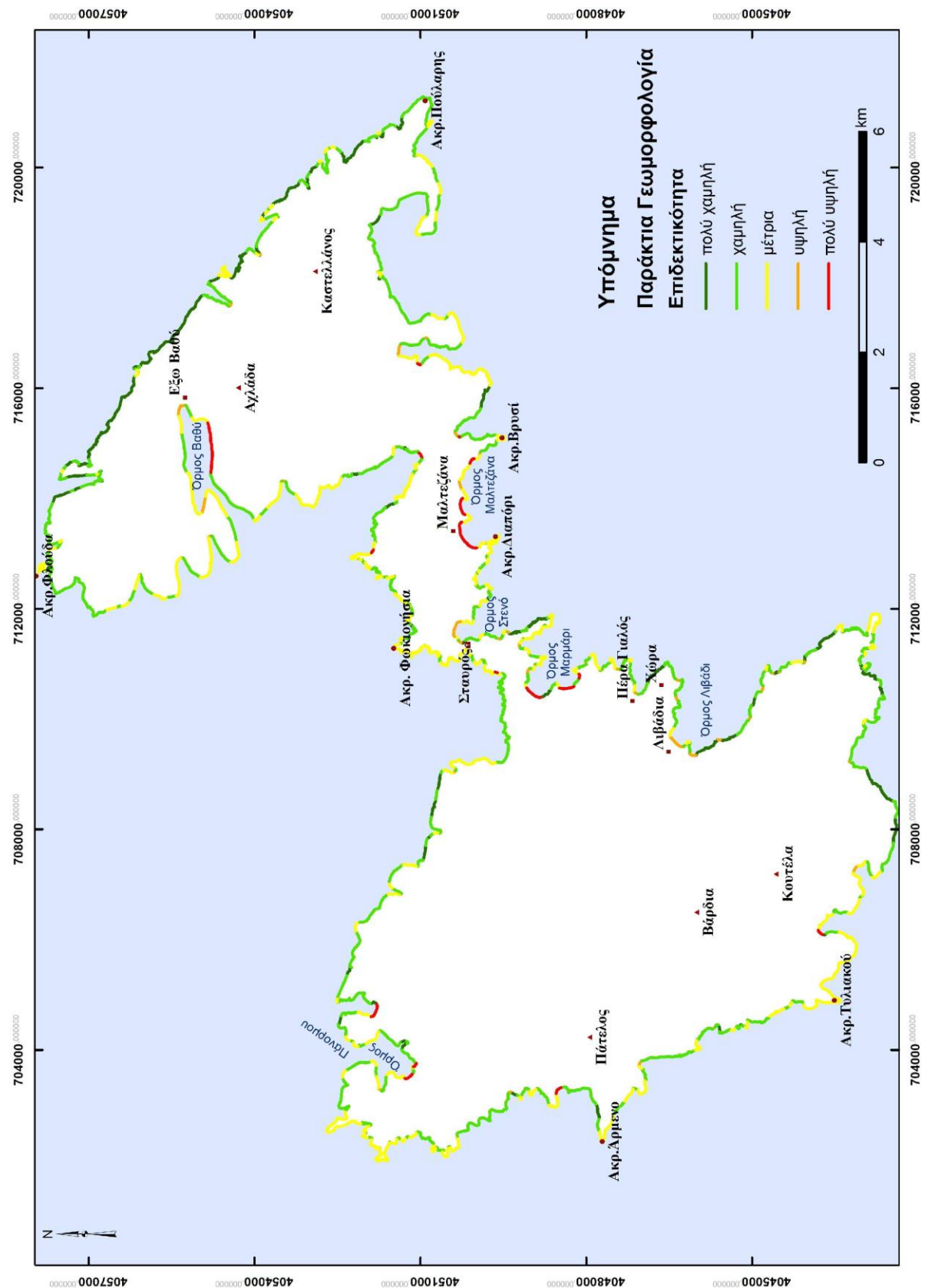
Σε ποσοστό 3,74% (5,4km) οι γεωμορφές που απαντώνται κατά μήκος των ακτών του νησιού είναι χαλικώδεις αιγιαλοί και αιγιαλοί με ανάμεικτο υλικό καθώς και αλλουβιακά ριπίδια. Τέλος, σε ποσοστό 2,6% (3,7km) απαντώνται αμμώδεις αιγιαλοί.

Παράκτια Γεωμορφολογία	βραχώδεις- απόκρημνες ακτές	κρημνοί μέτριας κλίσης	κρημνοί χαμηλής κλίσης- μικρό αλλουβιακό ριπίδιο	χαλικώδεις αιγιαλοί- αιγιαλοί με ανάμεικτο υλικό	Αμμώδεις αιγιαλοί	σύνολο
μήκος (%)	14,22	46,81	32,63	3,74	2,6	100
μήκος (km)	20,4	67,2	46,8	5,4	3,7	143,5
Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 7: Ταξινόμηση της παραμέτρου των παράκτιων γεωμορφών



Σχήμα 19: Διάγραμμα ταξινόμησης της παραμέτρου των παράκτιων γεωμορφών



Σχήμα 20: Κατηγοριοποίηση των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς τη παράμετρο της παράκτιας γεωμορφολογίας

Από το χάρτη βαθμονόμησης των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς την επιδεκτικότητα τους στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για τη παράμετρο της παράκτιας γεωμορφολογίας προκύπτει ότι οι περιοχές με πολύ υψηλή επιδεκτικότητα εντοπίζονται στο νότιο τμήμα του νησιού και συγκεκριμένα στον όρμο της Μαλτεζάνας μεταξύ των ακρωτηρίων Διαπόρι και Βρυσί καθώς και στους όρμους Μαρμάρι και Βαθύ. Οι περιοχές με υψηλή επιδεκτικότητα εντοπίζονται κυρίως στη περιοχή Λιβιάδια, στον όρμο Βαθύ και στη περιοχή του Στενού. Το υπόλοιπο νησί αποτελείται από κρημονύς διαφόρων κλίσεων, που αναπτύσσονται σε ανθεκτικά στις θαλάσσιες διεργασίες πετρώματα και χαρακτηρίζεται ως μέτριας, χαμηλής και πολύ χαμηλή επιδεκτικότητας.

- **Γεωλογία:**

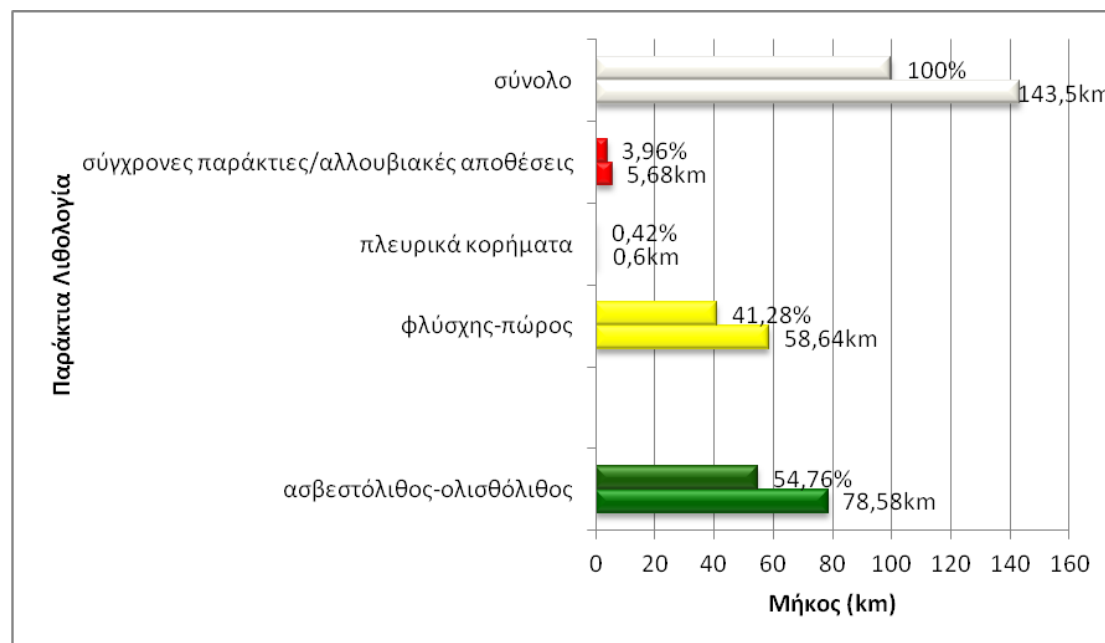
Η παράμετρος της γεωλογίας, όπως και της γεωμορφολογίας, αποτελεί μια μη ποσοτική μεταβλητή που αναφέρεται στη σύσταση των γεωλογικών σχηματισμών που καταλήγουν στην ακτογραμμή και επομένως στην ανθεκτικότητα τους στις παράκτιες διεργασίες.

Κατά μήκος της ακτογραμμής, απαντώνται, σύγχρονες παράκτιες και αλλουβιακές αποθέσεις, πλευρικά κορήματα, ασβεσταρενίτες, φλύσχη αποτελούμενος από ιλυόλιθους, ασβεστόλιθοι και ολισθόλιθοι. Οι περιοχές που δομούνται από ασβεστόλιθο χαρακτηρίζονται ως περιοχές με πολύ χαμηλή επιδεκτικότητα (λαμβάνουν την τιμή 1) , οι περιοχές με ασβεσταρενίτες και φλύσχη, ως μέτριας επιδεκτικότητας και οι υπόλοιπες περιοχές ως πολύ υψηλής επιδεκτικότητας.

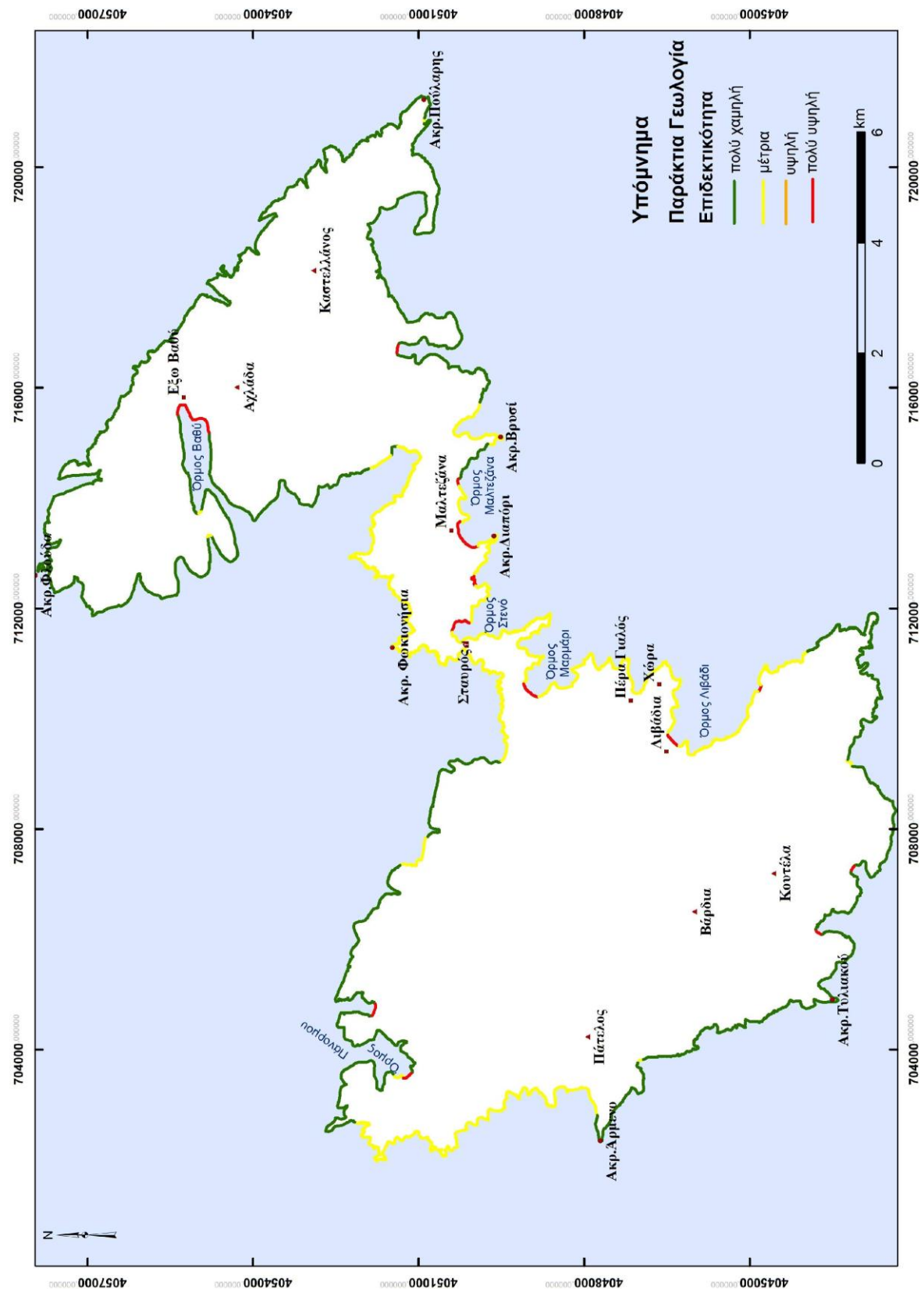
Στον πίνακα και στο διάγραμμα που ακολουθεί παρουσιάζεται η ταξινόμηση των ακτών του νησιού ως προς την επιδεκτικότητά τους στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για την παράμετρο της γεωλογίας, ενώ ακολουθεί και ο χάρτης (σχήμα 21) με τη βαθμονόμηση της επιδεκτικότητας των ακτών για τη παράμετρο αυτή.

Λιθολογία	ασβεστόλιθος-ολισθόλιθος	-	φλύσχης-πώρος	πλευρικά κορήματα	σύγχρονες παράκτιες/αλλουβιακές αποθέσεις	σύνολο
μήκος (%)	54,76	-	40,86	0,42	3,96	100
μήκος (km)	78,58	-	58,64	0,6	5,68	143,5
Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 8: Ταξινόμηση της παραμέτρου της παράκτιας λιθολογίας



Σχήμα 22: Διάγραμμα ταξινόμησης της παραμέτρου της παράκτιας λιθολογίας



Σχήμα 23: Κατηγοριοποίηση των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς τη παράμετρο της παράκτιας γεωλογίας- λιθολογίας

Οι περιοχές με πολύ υψηλή επιδεκτικότητα (3,96% της ακτογραμμής), εντοπίζονται στον όρμο της Μαλτεζάνας, στον όρμο Μαρμάρι, στο Στενό και στον Όρμο Βαθύ. Οι περιοχές μέτριας επιδεκτικότητας εντοπίζονται στο υπόλοιπο κεντρικό τμήμα του νησιού καθώς και στο ανατολικό τμήμα του «δυτικού φτερού», και στο βορειοδυτικό τμήμα αυτού. Το υπόλοιπο νησί (54,76% της ακτογραμμής) χαρακτηρίζεται ως πολύ χαμηλής επιδεκτικότητας.

- **Παράκτια κλίση:**

Η μικρή κλίση της ακτής καθιστά τις περιοχές περισσότερο ευάλωτες στη δράση του κυματισμού και στο κίνδυνο κατάκλυσης από την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

Η κλίση της γήινης επιφάνειας σε μία περιοχή του γήινου αναγλύφου, είναι ο ρυθμός μεταβολής του υψομέτρου στην εν λόγω περιοχή. Μετράται σε μοίρες ή σε ποσοστό επί τοις εκατό. Για την εκτίμηση της κλίσης κατά μήκος της ακτογραμμής έγινε αξιοποίηση των δυνατοτήτων των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών.

Πιο συγκεκριμένα, αρχικά, δημιουργήθηκε το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους (D.E.M.), με μέγεθος κυψελίδας 2*2, με τη μέθοδο της παρεμβολής topo to raster που παρέχει η επέκταση Spatial Analyst του προγράμματος ArcMap v10.0. Στη συνέχεια από την εργαλειοθήκη του Spatial Analyst έγινε επιλογή της του σετ εργαλείων Surface και από το αναδιπλούμενο μενού η εντολή Slope.

Στην οθόνη διαλόγου της εντολής, αποφασίστηκε η μέθοδος έκφρασης της κλίσης να είναι % και το μέγεθος της κυψελίδας 2*2, όσο και η διακριτική ικανότητα του DEM. Ακολούθησε η χρήση μάσκας για την αποτύπωση της κλίσης στην ακτογραμμή.

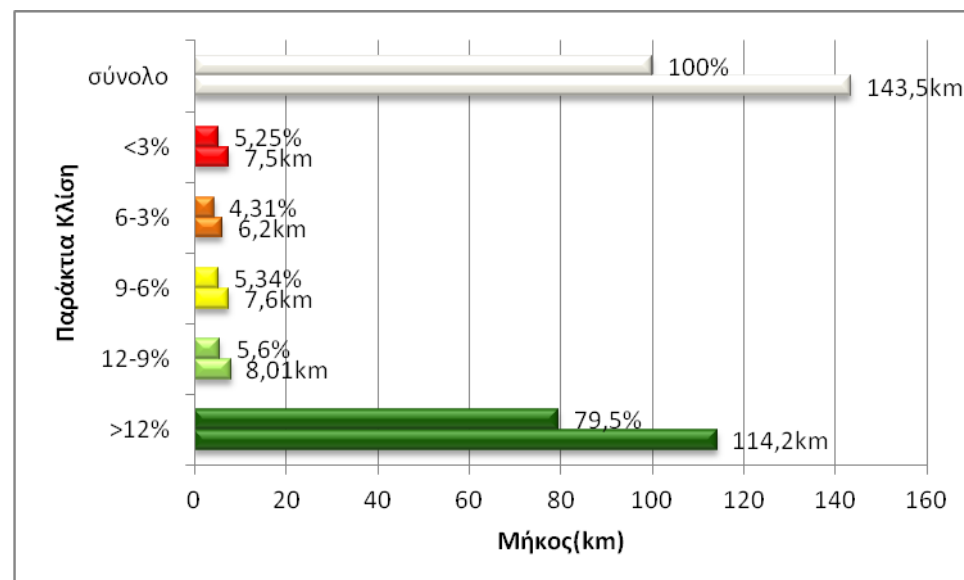
Οι τιμές που αποτελούν τα όρια των κατηγοριών επιδεκτικότητας για την παράμετρο της κλίσης ελήφθησαν βιβλιογραφικά (Pendleton et al , 2004). Περιοχές με κλίση <3%, χαρακτηρίζονται ως περιοχές με πολύ χαμηλό βαθμό επιδεκτικότητας ως προς την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης και καταλαμβάνουν το 79,5% (114,2km)

του μήκους της ακτογραμμής της Αστυπάλαιας, ενώ περιοχές με κλίση 12-9% και 9-6% θεωρήθηκε ότι έχουν χαμηλό και μέτριο βαθμό επιδεκτικότητας αντίστοιχα. Το μήκος της ακτογραμμής που αντιστοιχεί σε αυτές τις δύο κατηγορίες είναι περίπου 8.0km και 7.6km αντίστοιχα. Το 4.31% του μήκους της ακτογραμμής χαρακτηρίζεται ως υψηλής επιδεκτικότητας ως προς τη κλίση (6-3%) και το 5,25% (7,5km) ως πολύ υψηλής επιδεκτικότητας (<3%).

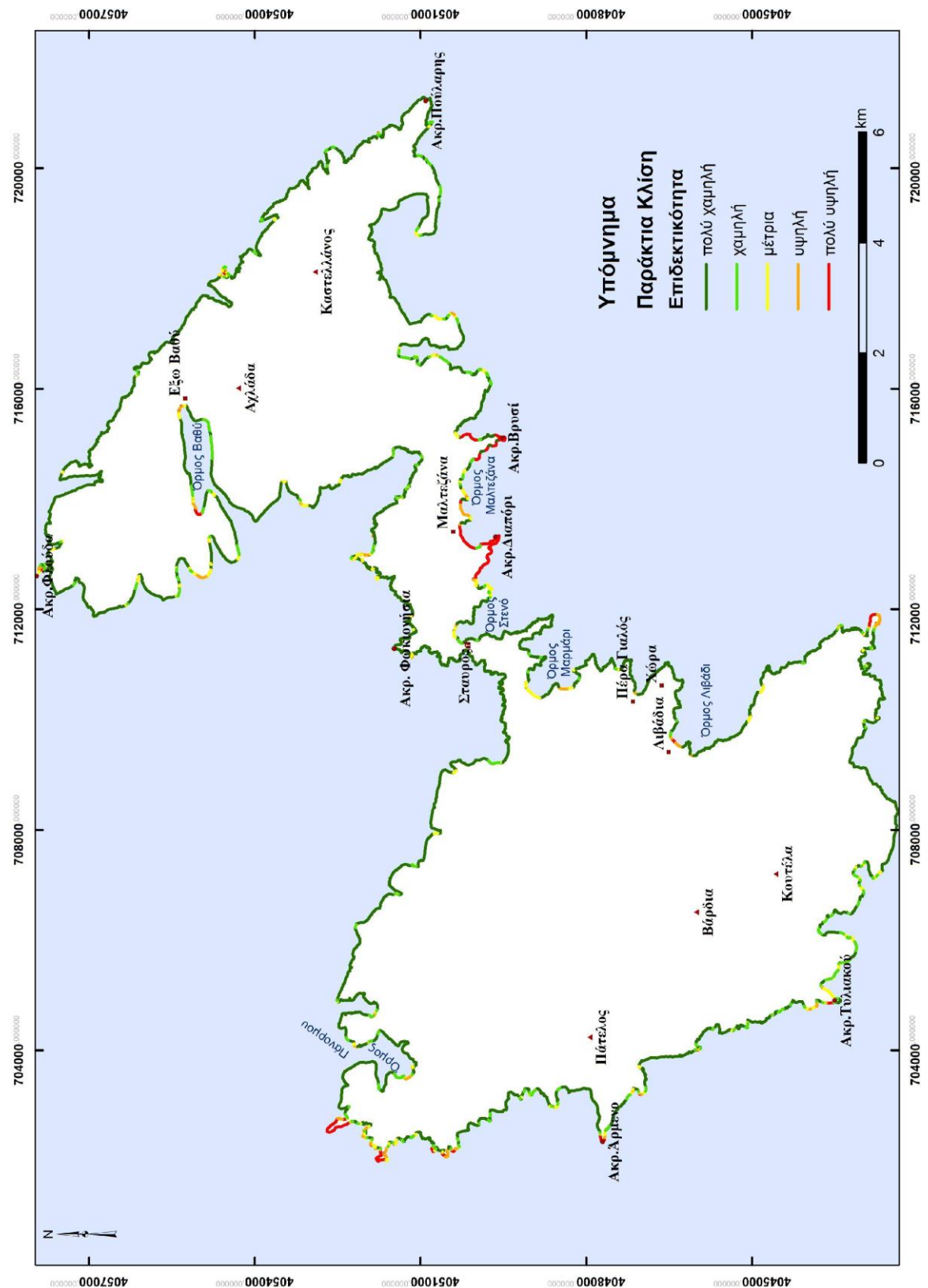
Στον πίνακα και στο διάγραμμα που ακολουθεί παρουσιάζεται η ταξινόμηση της παραμέτρου της παράκτιας κλίσης, ενώ ακολουθεί και ο χάρτης (σχήμα) με τη βαθμονόμηση της επιδεκτικότητας των ακτών του νησιού ως προς τη παράμετρο αυτή.

Παράκτια Κλίση	>12%	12-9%	9-6%	6-3%	<3%	σύνολο
μήκος (%)	79,5	5,6	5,34	4,31	5,25	100
μήκος (km)	114,2	8,01	7,6	6,2	7,5	143,5
Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 9: Ταξινόμηση της παραμέτρου της παράκτιας κλίσης



Σχήμα 24: Διάγραμμα ταξινόμησης της παραμέτρου της παράκτιας κλίσης



Σχήμα 25: Κατηγοριοποίηση των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς τη παράμετρο της παράκτιας κλίσης

Όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα οι περιοχές πολύ υψηλής και υψηλής επιδεκτικότητας εντοπίζονται κυρίως στον όρμο της Μαλτεζάνας, στον όρμο Λιβιάδι, στον όρμο Μαρμάρι, στον όρμο Βαθύ και στο βορειοδυτικό τμήμα του νησιού. Το υπόλοιπο νησί, χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερες τιμές κλίσης και επομένως χαμηλότερη επιδεκτικότητα στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

- **Ρυθμός Μεταβολής (προέλαση – υποχώρηση) της ακτογραμμής (m/yr):**

Ο ρυθμός μεταβολής της ακτογραμμής σε μέτρα ανά έτος (m/έτος), σχετίζεται με το ρυθμό προέλασης ή υποχώρησης (διάβρωσης) της ακτογραμμής. Η διάβρωση της ακτογραμμής αποτελεί μια φυσική διεργασία που όμως μπορεί να αποτελέσει απειλή με πολλές κοινωνικοοικονομικές και περιβαλλοντικές επιπτώσεις σε αρκετές παράκτιες περιοχές (Καρύμπαλης Ε., 2010).

Το πρόβλημα της διάβρωσης των ακτών εντείνεται όλο και περισσότερο παγκοσμίως. Για την Ευρώπη έχει εκτιμηθεί ότι το 1/5 των ακτών της διαβρώνεται με ρυθμούς από 0.5 ως 2.0 μέτρα ανά έτος (m/yr). Σε εξαιρετικές περιπτώσεις ο ρυθμός ανέρχεται σε 15m/yr (European Commission, 2004). Οι ρυθμοί διαφέρουν από χώρα σε χώρα, και για την Ελλάδα το ποσοστό της ακτογραμμής που υπόκειται σε διάβρωση ανέρχεται σε 28,60% της συνολικής της ακτογραμμής. Από τα μεγαλύτερα ποσοστά διάβρωσης έχει επίσης η Πολωνία, η Κύπρος, η Γερμανία, το Βέλγιο και η Πορτογαλία. Αντίθετα, το χαμηλότερο ποσοστό εμφανίζει η Φιλανδία με 0,04% της ακτογραμμής της να υπόκειται σε διάβρωση αλλά και η Εσθονία και η Σουηδία (European Commission, 2004). Σύμφωνα με τους Foteinis S. et al (2010), ο μέσος ρυθμός διάβρωσης των παραλιών της Ελλάδας, που δεν αποτελούν δέλτα ποταμών ανέρχεται σε 0, 5-1m/yr. Στα δέλτα των ποταμών η κατάσταση είναι διαφορετική. Στη δελταϊκή περιοχή των εκβολών του ποταμού Αχελώου, οι ρυθμοί διάβρωσης (υποχώρησης της ακτογραμμής) ανέρχονται σε 20m/yr, ενώ στην ευρύτερη περιοχή του δέλτα οι ρυθμοί είναι της τάξης των 2m/yr. Αντίθετα στους παρακείμενους αιγιαλούς που βρίσκονται στις ενεργές εκβολές του δέλτα του ποταμού Νέστου, παρατηρείται προέλαση της ακτογραμμής με ρυθμό 4m/yr. Για τις ακτές του Νοτίου

Αιγαίου , όπου ανήκει και η Αστυπάλαια, το μήκος της ακτογραμμής που υπόκεινται σε διάβρωση ανέρχεται σε 503km, ενώ η έκταση των απειλούμενων από τη διάβρωση αυτή οικοσυστημάτων φτάνει τα 929km² (European Commission, 2004). Για το νησί της Κω, σύμφωνα με τον Papadopoulos C (2009), ο μέσος ρυθμός διάβρωσης είναι ίσος με 0.049m/yr.

Οι επιπτώσεις είναι σημαντικές και σχετίζονται με την απώλεια εδάφους οικονομικής, κοινωνικής και περιβαλλοντικής (οικολογικής) αξίας αλλά και τη καταστροφή φυσικών μέσων προστασίας της παράκτιας ζώνης (π.χ. αμμοθίνες).

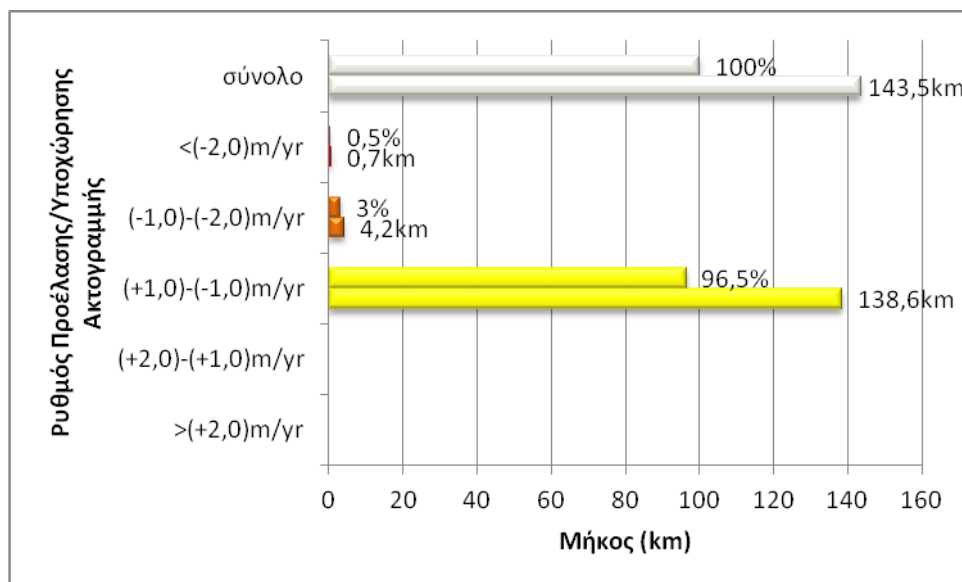
Στη παρούσα εργασία οι ρυθμοί προέλασης/ υποχώρησης της ακτογραμμής προέκυψαν από τη συγκριτική παρατήρηση τοπογραφικών διαγραμμάτων και ορθοφωτοχαρτών, διαφορετικών ετών λήψης που καλύπτουν τη χρονική περίοδο των ετών 1986-2009.

Η ακτογραμμή του 2009, σχεδιάστηκε αξιοποιώντας τους ορθοφωτοχάρτες της Κτηματολόγιο Α.Ε. Η πρόσβαση έγινε μέσω Web Map Service (WMP) εξυπηρετή (<http://gis.ktimanet.gr/wms/ktbasemap/default.aspx>). Οι ορθοφωτοχάρτες έχουν χωρική ανάλυση 20cm για τις αστικές περιοχές και 50cm για τις υπόλοιπες και αποτελούν το πλέον πρόσφατο και ενημερωμένο χαρτογραφικό υλικό με τη μεγαλύτερη δυνατή ανάλυση. Οι φωτοληψίες πραγματοποιήθηκαν τη περίοδο 2007-2009. Η ακτογραμμή αυτή συγκρίθηκε με την ακτογραμμή που προέκυψε από τη ψηφιοποίηση των τοπογραφικών διαγραμμάτων κλίμακας 1:5000 του Ο.Κ.Χ.Ε., του 1986. Κατά την υπαίθρια γεωμορφολογική χαρτογράφηση επιβεβαιώθηκαν οι περιοχές της Αστυπάλαιας όπου υπόκεινται σε διάβρωση ή προέλαση, η οποία αρχικά εκτιμήθηκε με την παραπάνω διαδικασία.

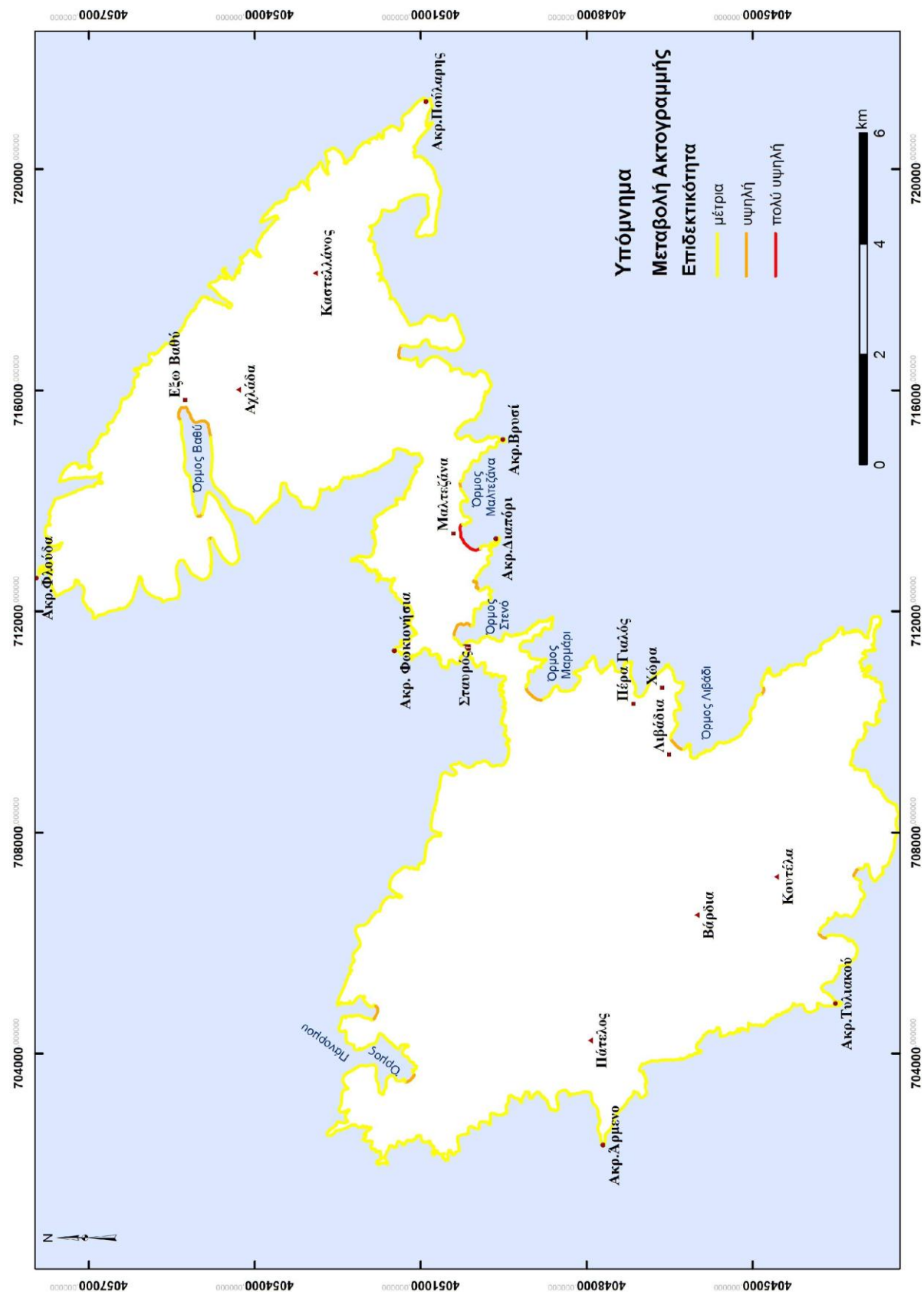
Στον πίνακα και στο διάγραμμα που ακολουθεί απεικονίζεται η ταξινόμηση των ακτών της Αστυπάλαιας σε κατηγορίες επιδεκτικότητας για τη παράμετρο του ρυθμού μεταβολής της ακτογραμμής (m/yr), ενώ ακολουθεί και ο χάρτης (σχήμα 27) με τη κατηγοριοποίηση των τιμών επιδεκτικότητας των ακτών ως προς την άνοδο της θάλασσας στάθμης για τη παράμετρο αυτή.

Μεταβολή Ακτογραμμής	$>(+2,0)\text{m/yr}$	$(+2,0)-(+1,0)\text{m/yr}$	$(+1,0)-(-1,0)\text{m/yr}$	$(-1,0)-(-2,0)\text{m/yr}$	$<(-2,0)\text{m/yr}$	σύνολο
μήκος (%)	-	-	96,5	3	0,5	100
μήκος (km)	-	-	138,6	4,2	0,7	143,5
Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 10: Ταξινόμηση της παραμέτρου του ρυθμού μεταβολής της ακτογραμμής



Σχήμα 26: Διάγραμμα ταξινόμησης της παραμέτρου του ρυθμού μεταβολής της ακτογραμμής



Σχήμα 27: Κατηγοριοποίηση των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς τη παράμετρο του ρυθμού μεταβολής της ακτογραμμής

Τα όρια του ρυθμού μεταβολής που χρησιμοποιήθηκαν για τις κατηγορίες επιδεκτικότητας προέρχονται από τη διεθνή βιβλιογραφία (Pendleton et al, 2004).

Στο σύνολο της ακτογραμμής παρατηρούνται μέτριοι ρυθμοί διάβρωσης για την εξεταζόμενη περίοδο παρατήρησης. Μόνο οι αιγιαλοί εμφανίζουν μεγαλύτερους ρυθμούς διάβρωσης, της τάξης των $(-1,0) - (-2)\text{m/yr}$. Αυτό παρατηρείται κυρίως στους αιγιαλούς των όρμων Λιβάδι, Μαρμάρι, Βαθύ, Πάνορμου και Στενό (φωτογραφία 14). Στον όρμο της Μαλτεζάνας, ο αιγιαλός μπροστά από τον οικισμό της Μαλτεζάνας εμφανίζει πολύ υψηλούς ρυθμούς διάβρωσης $(> (-2)\text{m/yr})$ και αποτελεί τη περιοχή με την υψηλότερη επιδεκτικότητα στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης για την εξεταζόμενη παράμετρο (φωτογραφίες 15 και 16).



Φωτογραφία 14: Ενδείξεις υποχώρησης της ακτογραμμής στη θέση Σταυρός, στον όρμο του Στενού.



Φωτογραφία 15: Υποχώρηση ακτογραμμής στη Μαλτεζάνα



Φωτογραφία 16: Υποχώρηση ακτογραμμής στη Μαλτεζάνα

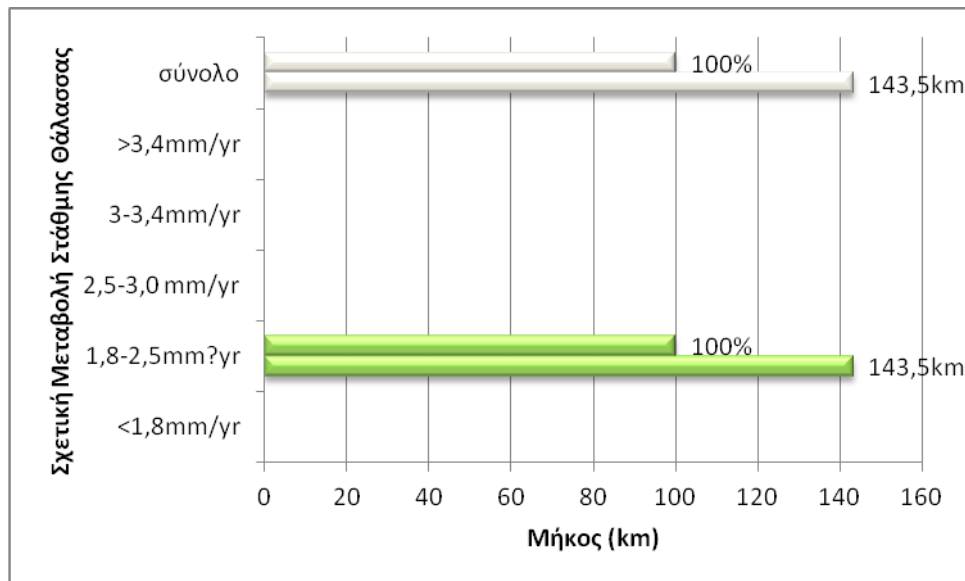
- **Σχετική Μεταβολή της Θαλάσσιας Στάθμης:**

Η παράμετρος της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης αποτελεί το συνδυασμό του παγκόσμιου ευστατισμού και των τοπικών τεκτονικών κινήσεων και της ισοστασίας. Για την εργασία αυτή, ωστόσο, η παράμετρος αυτή περιλαμβάνει μόνο τη ρυθμό ευστατικής ανύψωσης $< 1,8\text{mm/yr}$, λόγω έλλειψης δεδομένων για τους σχετικούς ρυθμούς τεκτονικής ανύψωσης της περιοχής. Επομένως, όλη η ακτογραμμή έλαβε ενιαία τιμή, ίση με $1,8\text{mm/yr}$ (IPCC,2007) που είναι και ο προβλεπόμενος από την περισσότερο πρόσφατη μελέτη της IPCC για την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης παγκοσμίως ως το 2100, και κατατάσσεται στη κατηγορία χαμηλής επιδεκτικότητας. Το αποτέλεσμα είναι η παράμετρος αυτή να μη παίζει ουσιαστικό ρόλο στην διαφοροποίηση της ακτογραμμής ως προς την επιδεκτικότητα στην αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

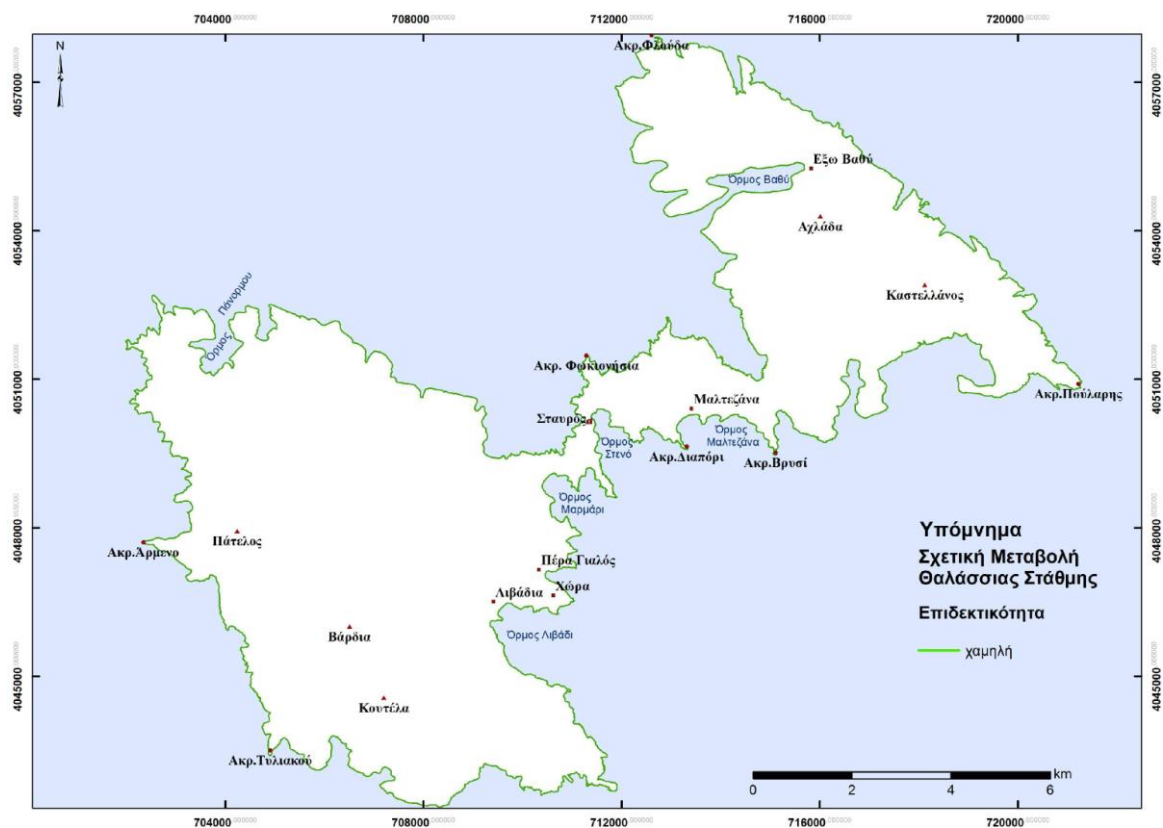
Στον πίνακα και στο διάγραμμα που ακολουθεί παρουσιάζεται η ταξινόμηση της παραμέτρου της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης (mm/yr), ενώ ακολουθεί και ο χάρτης (σχήμα 29) με τη κατηγοριοποίηση των ακτών του νησιού ως προς την επιδεκτικότητά τους για την παράμετρο αυτή.

Σχετική Μεταβολή Θαλάσσιας Στάθμης	$<1,8\text{mm/yr}$	1,8-2,5mm/yr	2,5-3,0 mm/yr	3-3,4 mm/yr	$>3,4\text{mm/yr}$	σύνολο
μήκος (%)	-	100	-	-	-	100
μήκος (km)	-	143,5	-	-	-	143,5
Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 11: Ταξινόμηση της παραμέτρου της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης



Σχήμα 28: Διάγραμμα ταξινόμησης της παραμέτρου της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης



Σχήμα 29: Κατηγοριοποίηση των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς τη παράμετρο της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης

- **Μέσο Σημαντικό Ύψος Κύματος:**

Η διαφοροποίηση του σημαντικού ύψους των κυμάτων που πλήττουν την ακτογραμμή αποτελεί άλλη μια σημαντική παράμετρο για το προσδιορισμό της επιδεκτικότητας της ακτογραμμής. Ο κυματισμός αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους γεωμορφολογικούς παράγοντες που δρουν στη παράκτια ζώνη. Τα κύματα που προσπίπτουν στην ακτή μπορούν να προκαλέσουν διάβρωση, μεταφορά ιζήματος ή και απόθεση κατά μήκος της ακτογραμμής.

Το μέσο σημαντικό ύψος κύματος είναι ανάλογο με τη τετραγωνική ρίζα της κυματικής ενέργειας, η οποία με τη σειρά της είναι ένας δείκτης ικανότητας διάβρωσης (Haslett, 2000).

Τα δεδομένα για αυτή τη παράμετρο αντλήθηκαν από τον Άτλαντα Ανέμου και Κύματος των Ελληνικών Θαλασσών (Σουκισιάν κ.α., 2007), ο οποίος περιλαμβάνει τα αποτελέσματα του Προγράμματος ΠΟΣΕΙΔΩΝ του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.

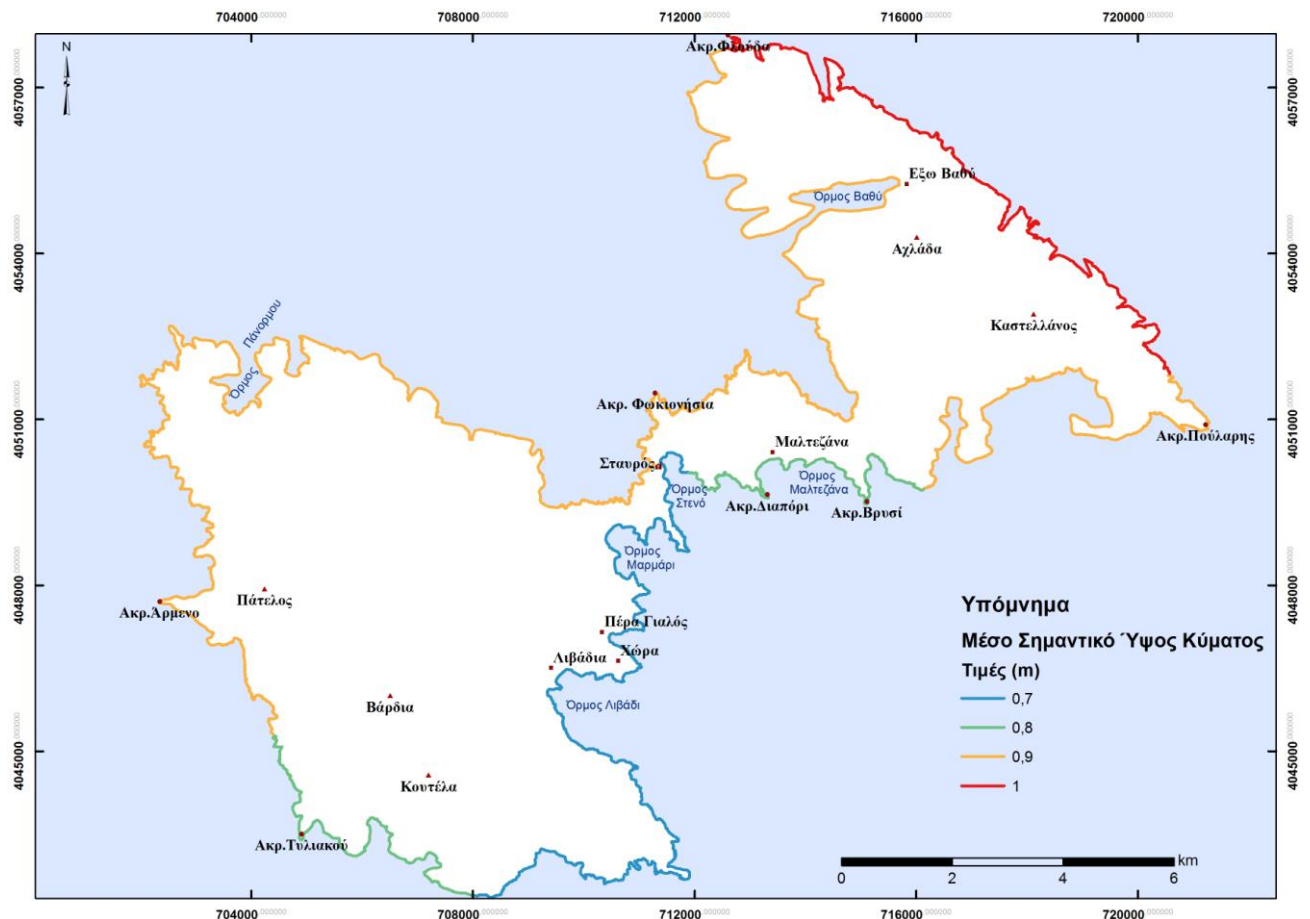
Για την παράμετρο αυτή θεωρήθηκε σκόπιμο να γίνει τροποποίηση των ορίων επιδεκτικότητας που έχουν αρχικά προταθεί για τις ακτές των Η.Π.Α., για να ανταποκρίνεται περισσότερο στο κυματικό περιβάλλον της Ελλάδας.

Έτσι τα νέα όρια είναι τα εξής:

Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή
Τιμές(m)	<0,3	0,3-0,6	0,6-0,9	0,9-1,2	>1,2

Πίνακας 12: Νέα όρια επιδεκτικότητας για τη παράμετρο του μέσου σημαντικού ύψους κύματος.

Σύμφωνα με τον Άτλαντα Ανέμου και Κύματος των Ελληνικών Θαλασσών, στην Αστυπάλαια, τα ύψη κύματος έχουν τιμές 0,7, 0,8, 0,9 και 1m (σχήμα 30).

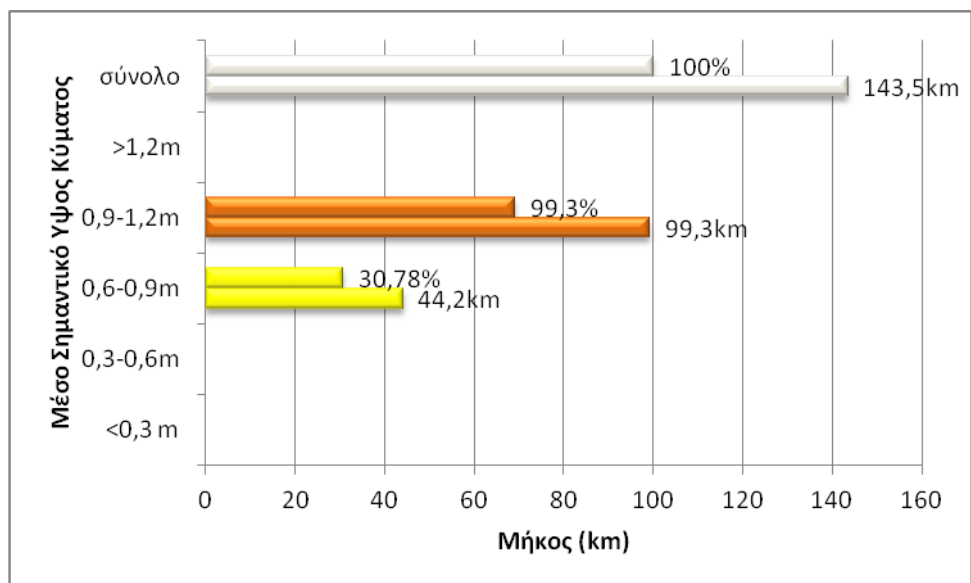


Σχήμα 30: Τιμές Μέσου Σημαντικού Ύψους Κύματος (πηγή : Σουκισιάν κ.α., 2007)

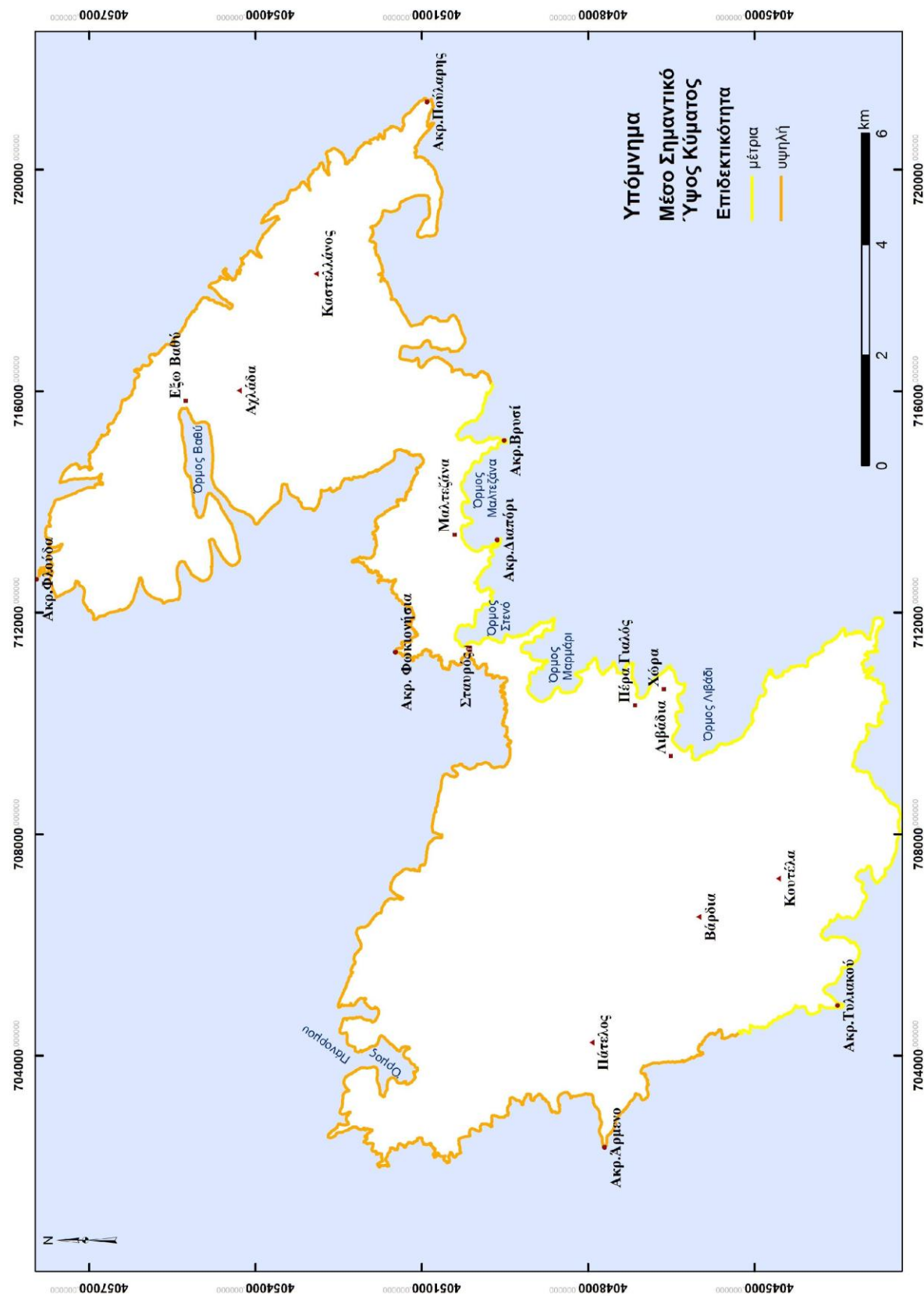
Σύμφωνα με τα νέα όρια, η περιοχή εμφανίζει μέτρια και υψηλή επιδεκτικότητα στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Το 30,78% (44,2km) της ακτογραμμής χαρακτηρίζεται ως μέτριας επιδεκτικότητας και το υπόλοιπο ως υψηλής. Μεγάλη επιδεκτικότητα χαρακτηρίζει το βόρειο και ανατολικό τμήμα του νησιού κυρίως, ενώ στο νότιο και νοτιοδυτικό οι τιμές είναι μικρότερες (σχήμα 32).

Μέσο Σημαντικό Ύψος Κύματος (m)	<0,3	0,3-0,6	0,6-0,9	0,9-1,2	>1,2	σύνολο
μήκος (%)	-	-	30,78	69,22	-	100
μήκος (km)	-	-	44,2	99,3	-	143,5
Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 13: Ταξινόμηση της παραμέτρου του μέσου σημαντικού ύψους κύματος



Σχήμα 31: Διάγραμμα ταξινόμησης της παραμέτρου του μέσου σημαντικού ύψους κύματος



Σχήμα 32: Κατηγοριοποίηση των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς τη παράμετρο του μέσου σημαντικού ύψους κύματος

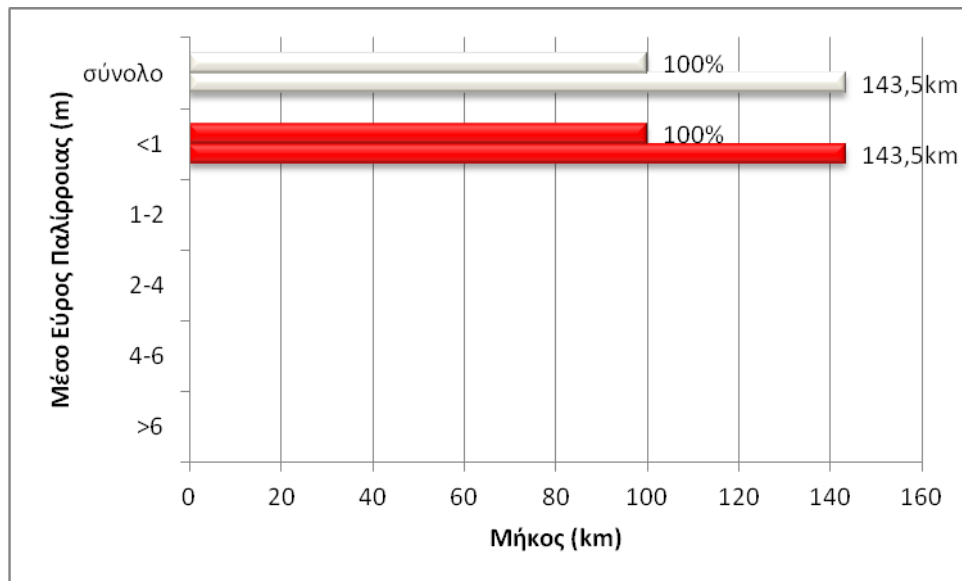
- **Μέσο Εύρος Παλίρροιας:**

Η διαφορά του ύψους μεταξύ των επιπέδων της επιφάνειας της θάλασσας, που παρατηρούνται στη πλημμυρίδα και την άμπωτη κατά τη διάρκεια ενός κύκλου παλίρροιας, ονομάζεται εύρος παλίρροιας ή παλιρροϊκό εύρος. Ανάλογα με το εύρος παλίρροιας (Davies, 1964), οι ακτές μπορούν να διακριθούν σε μικροπαλιρροιακές (εύρος παλίρροιας < 2m), σε μεσοπαλιρροιακές (εύρος παλίρροιας 2-4m) και σε μακροπολιρροιακές (εύρος παλίρροιας > 4m). Οι μικροπαλιρροιακές ακτές εμφανίζουν μεγάλη ευαισθησία, έναντι των μακροπαλιρροιακών ακτών (Abuodha & Woodroffe, 2010). Οι μικροπαλιρροιακές ακτές κυριαρχούνται σχεδόν αποκλειστικά από το κυματισμό και όχι από τη παλίρροια, ενώ οι μακροπολιρροιακές κυριαρχούνται από τη δράση της παλίρροιας. Σε αυτές, η διάβρωση, η μεταφορά και η απόθεση ιζήματος είναι διεργασίες που ελέγχονται από την παλίρροια (Καρύμπαλης Ε., 2010).

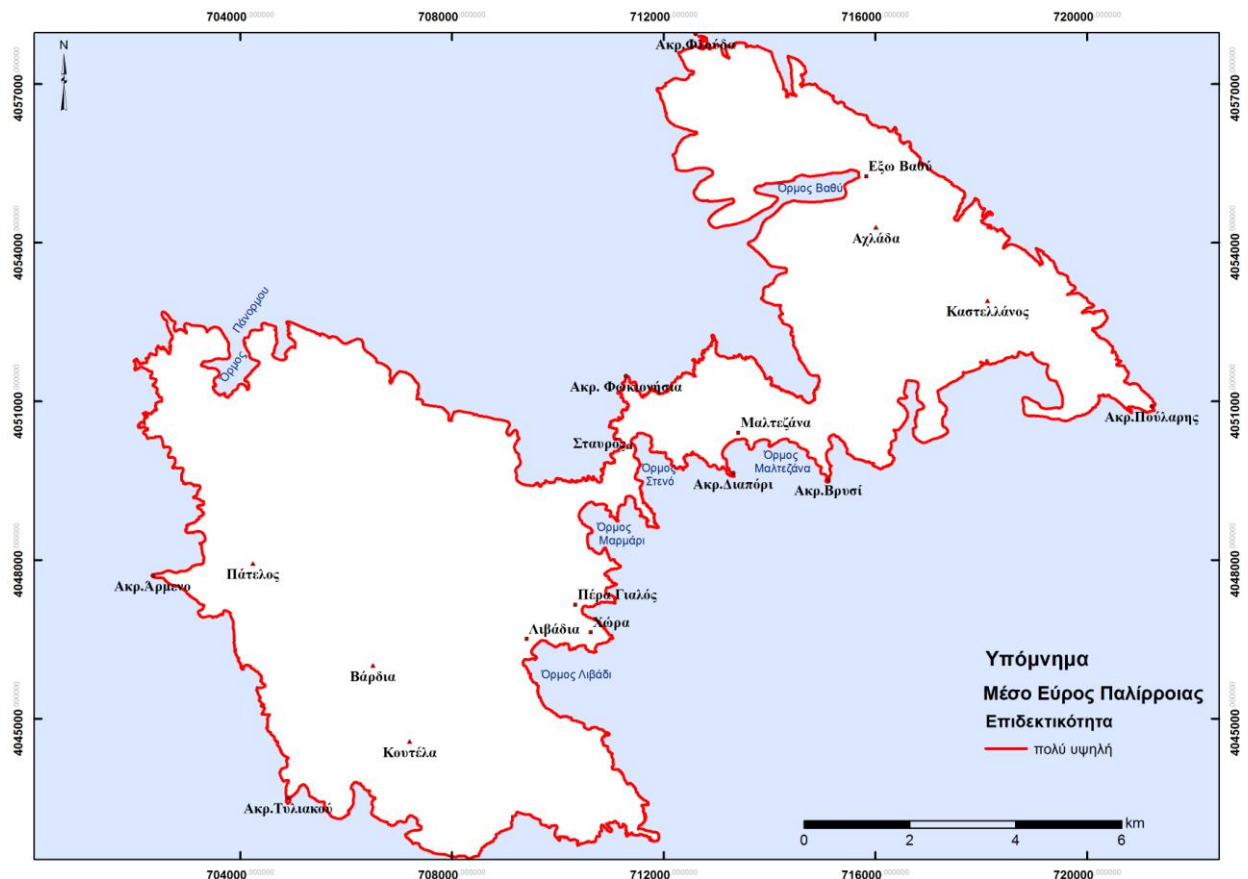
Το μέσο εύρος παλίρροιας της ακτογραμμής της Αστυπάλαιας είναι μικρότερο από 15cm (Tsimplis, 1994). Επομένως ως προς αυτή τη παράμετρο η ακτογραμμή είναι πολύ υψηλής επιδεκτικότητας στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης (σχήμα 34).

Μέσο Εύρος Παλίρροιας (m)	>6	4-6	2-4	1-2	<1	σύνολο
μήκος (%)	-	-	-	-	100	100
μήκος (km)	-	-	-	-	143,5	143,5
Ευαισθησία	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 14: Ταξινόμηση της παραμέτρου του μέσου εύρους παλίρροιας



Σχήμα 33: Διάγραμμα ταξινόμησης της παραμέτρου του μέσου εύρους παλirroιας



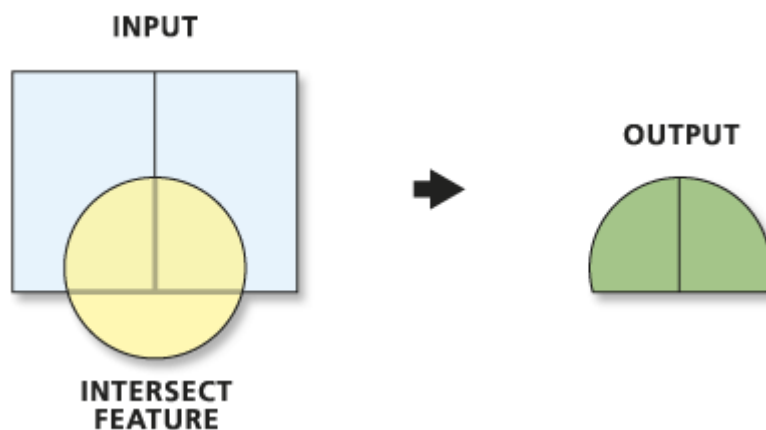
Σχήμα 34: Κατηγοριοποίηση των ακτών της Αστυπάλαιας ως προς τη παράμετρο του μέσου εύρους παλirroιας

Υπολογισμός του Δείκτη Ευαισθησίας Ακτών

Μετά τον καθορισμό των ορίων επιδεκτικότητας και την κατηγοριοποίηση του νησιού για κάθε μία παράμετρο του δείκτη ακολουθεί ο υπολογισμός αυτού μέσω της εξίσωσης που έχει ήδη αναφερθεί παραπάνω (εξίσωση 1.1).

Για τον υπολογισμό του δείκτη, απαιτείται σε κάθε επίπεδο-παράμετρο η προσθήκη στο πίνακα περιγραφών ενός νέου πεδίου με το όνομα risk, το οποίο παίρνει τιμές από 1 ως 5 ανάλογα με τη τιμή του εκάστοτε τμήματος της ακτογραμμής που εξετάζεται. Το νέο επίπεδο εκφράζει την επιδεκτικότητα ως προς την άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

Με τον τρόπο αυτό δίδεται η δυνατότητα αξιοποίησης της εντολής χωρικής ανάλυσης INTERSECT (=τομή) που παρέχει η εφαρμογή ArcMap του λογισμικού ArcGis v.10.0 της ESRI και που απαιτείται για τον υπολογισμό του δείκτη. Πιο συγκεκριμένα, με την εντολή αυτή δημιουργείται ένα νέο θεματικό επίπεδο με τη τομή των επιπέδων που εισάγονται, διατηρώντας τη πληροφορία όλων των επιπέδων, για τα δεδομένα του αποτελέσματος (σχήμα 35).



Σχήμα 35: Απεικόνιση της εντολής χωρικής ανάλυσης (πηγή: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help>)

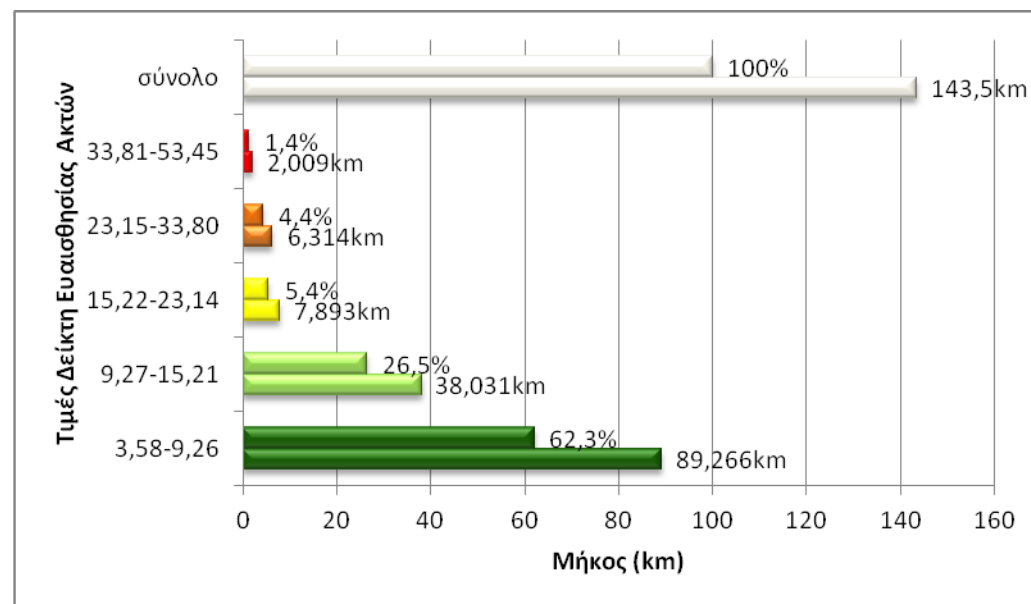
Μέσω της διαδρομής geoprocessing- intersect εισάγονται όλες οι παράμετροι και το νέο επίπεδο παίρνει το όνομα csi. Ακολουθεί κατηγοριοποίηση σε

5 κλάσεις των τιμών του δείκτη, με τη μέθοδο των φυσικών διαστημάτων (Natural Breaks, Jenks) για την αναγνώριση των απότομων μεταβολών μεταξύ των τιμών.

Οι τιμές του δείκτη κυμαίνονται μεταξύ 3,58 και 53,45 (πίνακας 15).

Δείκτης Επιδεκτικότητας Ακτών	3,58- 9,26	9,27- 15,21	15,22- 23,14	23,15- 33,80	33,81- 53,45	σύνολο
μήκος (%)	62,2	26,5	5,5	4,4	1,4	100
μήκος (km)	89,266	38,031	7,893	6,314	2,009	143,5
Επιδεκτικότητα	πολύ χαμηλή	χαμηλή	μέτρια	υψηλή	πολύ υψηλή	

Πίνακας 15: Ταξινόμηση τιμών του δείκτη



Σχήμα 36: Κατηγοριοποίηση των τιμών του δείκτη σε πέντε κατηγορίες, ακολουθώντας τη μέθοδο των φυσικών διαστημάτων.

Όπως προκύπτει, το 62,2% (89km) της ακτογραμμής του νησιού είναι χαμηλής επιδεκτικότητας, ενώ μόλις το 5,8% (8,3km) της ακτογραμμής παρουσιάζει υψηλή και πολύ υψηλή επιδεκτικότητα. Συγκεκριμένα μόλις το 1,4% της ακτογραμμής (2km της ακτογραμμής) εμφανίζει πολύ υψηλή επιδεκτικότητα. Οι περιοχές με πολύ υψηλές τιμές του δείκτη αφορούν τους αιγιαλούς στο Λιβιάδι, στο Βαθύ και στη Μαλτεζάνα, καθώς και στον όρμο Μαρμάρι. Υψηλές τιμές εμφανίζονται ανατολικά και δυτικά του ακρωτηρίου Διαπόρι, καθώς και στο βορειοδυτικό τμήμα του νησιού.

- **Κάλυψη Γης και Επιδεκτικότητα Ακτών:**

Η σύνδεση του Δείκτη Επιδεκτικότητας Ακτών στην Άνοδο της Θαλάσσιας Στάθμης με το ανθρωπογενές περιβάλλον, μπορεί να γίνει μέσω της αξιοποίησης των παραγόμενων από το Πρόγραμμα CORINE 2000, αποτελεσμάτων για τη κάλυψη γης στο νησί. Με αυτό τον τρόπο δύναται να προκύψουν χρήσιμα συμπεράσματα για τη κοινωνικοοικονομική τρωτότητα της παράκτιας ζώνης.

Για το συσχετισμό αυτό, απαιτείται η αποτύπωση σε γραμμικό διανυσματικό επίπεδο της κάλυψης γης και εν συνεχεία πραγματοποιείται η τομή αυτού του επιπέδου με το επίπεδο του δείκτη. Ακολουθείται η ίδια διαδικασία όπως και για τη σύνθεση του δείκτη. Αξιοποιείται δηλαδή, η εντολή intersect. Έτσι, προκύπτουν τα ποσοστά επιδεκτικότητας της ακτογραμμής ανάλογα με τη κάλυψη γης (πίνακας 16).

Επιδεκτικότητα										
	πολύ χαμηλή		χαμηλή		μέτρια		υψηλή		πολύ υψηλή	
	%	km	%	km	%	km	%	km	%	km
Κάλυψη Γης, σύμφωνα με CORINE 2000										
φυσικοί βοσκότοποι	45,95037	65,94486	22,06273	31,66293	4,674706	6,708823	3,658464	5,250381	0,541632	0,777314
σκληροφυλλική βλάστηση	15,39904	22,09966	3,863049	5,543988	0,54226	0,7782155	0,297861	0,4274699	0,093559	0,1342701
αεροδρόμιο	0	0	0,175258	0,2515181	0	0	0	0	0	0
διακεκομμένη αστική δόμηση	0,482058	0,691817	0,077768	0,1116072	0	0	0,062909	0,0902822	0	0
μη αρδευόμενη γη	0	0	0	0	0	0	0	0	0,135076	0,1938525

γη που καλύπτεται κυρίως από γεωργία με σημαντικές εκτάσεις φυσικής βλάστησης	0,12517	0,1796358	0,002073	0,0029751	0,086624	0,1243164	0,048084	0,069007	0,02887	0,0414322
σύνθετα συστήματα καλλιέργειας	0,269805	0,3872059	0,323232	0,4638803	0,128774	0,1848073	0,335928	0,4821005	0,629336	0,9031809

Πίνακας 16: Ποσοστό και μήκος ακτογραμμής, ανάλογα με την επιδεκτικότητα για τις 7 κατηγορίες κάλυψης γης που καταλήγουν στην ακτογραμμή (δεδομένα από το πρόγραμμα Corine 2000)

Όπως προκύπτει από το παραπάνω πίνακα, η περιοχή του αεροδρομίου παρουσιάζει σε ποσοστό 0,17% χαμηλή επιδεκτικότητα, ενώ η οικιστική ζώνη παρουσιάζει πολύ χαμηλή επιδεκτικότητα σε ποσοστό 0,48%. Οι φυσικοί βοσκοτόποι και περιοχές με σκληροφυλλική βλάστηση αναπτύσσονται κυρίως σε περιοχές χαμηλής και πολύ χαμηλής επιδεκτικότητας, ενώ το 4% περίπου των βοσκοτόπων και το 1% των σύνθετων συστημάτων καλλιέργειας, αναπτύσσονται σε περιοχές υψηλής και πολύ υψηλής επιδεκτικότητας. Όσον αφορά την οικιστική ανάπτυξη αυτή καταλαμβάνει μόνο 90m σε περιοχή υψηλής επιδεκτικότητας.

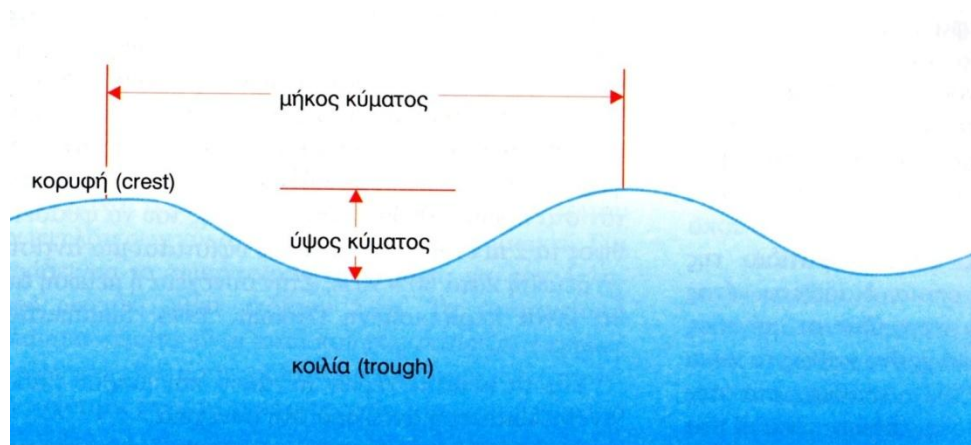
Κεφάλαιο 8. Εκτίμηση της Τρωτότητας της Παράκτιας Ζώνης της Νήσου Αστυπάλαιας στα Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας

8.1. Θαλάσσια Κύματα

Ο κυματισμός αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες που δρουν στη παράκτια ζώνη. Τα θαλάσσια κύματα είναι περιοδικές μηχανικές ταλαντώσεις των μορίων του θαλάσσιου νερού με τις οποίες μεταφέρεται ενέργεια, η οποία σε μεγάλο ποσοστό καταναλώνεται με τη θραύση τους κατά μήκος της ακτής. Τα κύματα που προσπίπτουν στην ακτή μπορούν να προκαλέσουν διάβρωση, μεταφορά ή και απόθεση ιζήματος κατά μήκος της ακτογραμμής διαμορφώνοντας τα γεωμορφολογικά της χαρακτηριστικά (Καρύμπαλης Ε., 2010).

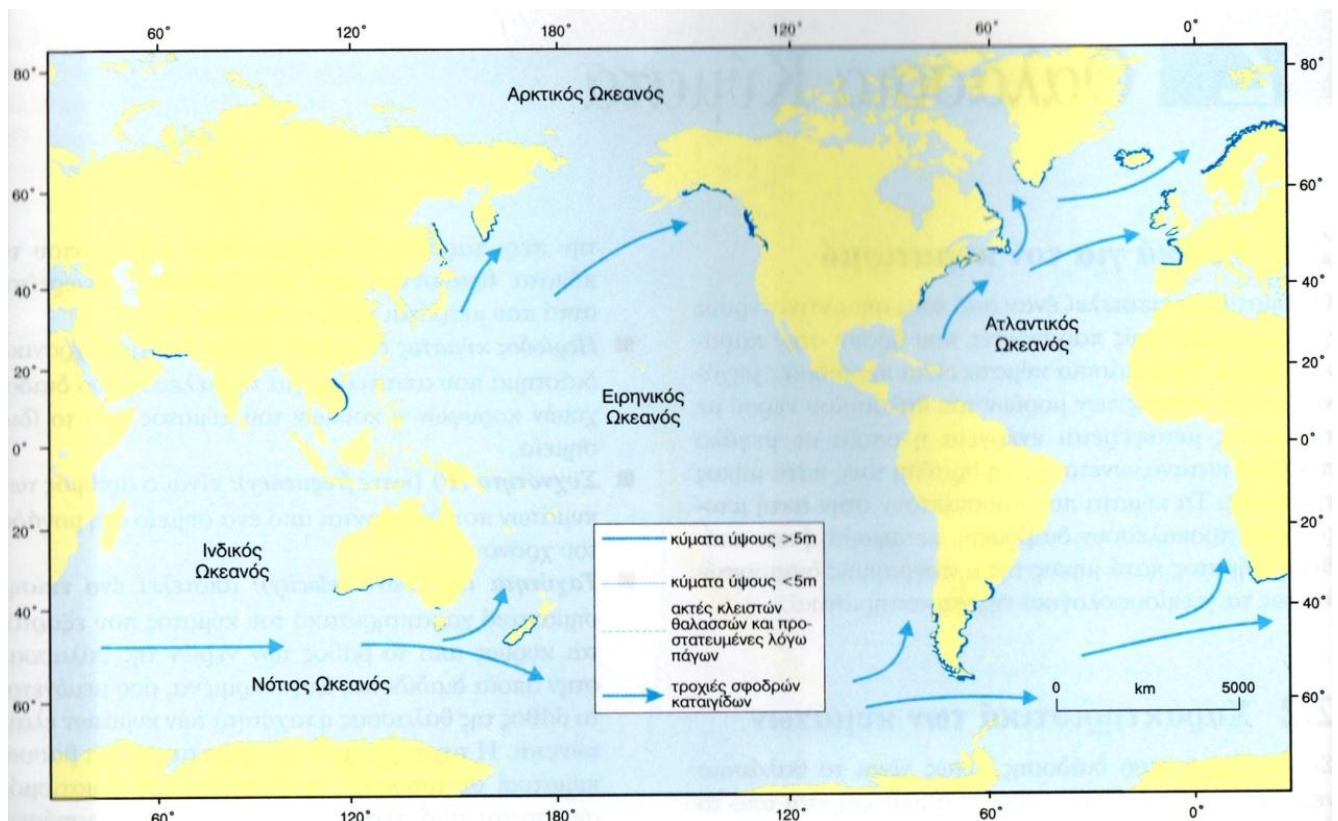
Σε ένα υγρό μέσο διάδοσης όπως το θαλάσσιο νερό, με τον κυματισμό η ενέργεια μεταφέρεται από το ένα σημείο στο άλλο. Το κύμα διαδίδεται χωρίς το θαλάσσιο νερό στο σύνολό του να υφίσταται μόνιμη μεταβολή. Τα κύματα που δημιουργούνται και διαδίδονται στο θαλάσσιο νερό αποτελούν μια αλληλουχία κορυφών και κοιλιών και προσδιορίζονται από τα παρακάτω χαρακτηριστικά, (βλ. σχήμα 38):

- Μήκος κύματος (L)= ορίζεται σαν η οριζόντια απόσταση μεταξύ δύο κορυφών ή κοιλιών.
- Ύψος κύματος (H)=ορίζεται ως η κάθετη απόσταση μεταξύ του υψηλότερου (κορυφή) και του χαμηλότερου (κοιλία) σημείου ενός κύματος.
- Περίοδος κύματος (T)= είναι το χρονικό διάστημα που απαιτείται για τη διέλευση δύο διαδοχικών κορυφών ή κοιλιών του κύματος από το ίδιο σημείο.
- Συχνότητα (W)= είναι ο αριθμός των κυμάτων που διέρχονται από ένα σημείο στη μονάδα του χρόνου.
- Ταχύτητα (u)= εξαρτάται από το βάθος της θάλασσας.
Συγκεκριμένα, όσο μειώνεται το βάθος της θάλασσας, η ταχύτητα των κυμάτων μειώνεται.



Σχήμα 38: Τα βασικά χαρακτηριστικά του κύματος (πηγή: Καρύμπαλης Ε., 2010)

Η κυματική ενέργεια εξαρτάται αποκλειστικά από το ύψος του κύματος και είναι ανεξάρτητη από τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά του κύματος. Στο σχήμα 39 που ακολουθεί φαίνονται τα ύψη των κυμάτων και επομένως η αντίστοιχη κυματική ενέργεια που δέχονται οι ακτές παγκοσμίως.



Σχήμα 39: Η παγκόσμια γεωγραφική κατανομή του κυματισμού στις ακτές. Οι ακτές που επηρεάζονται από κύματα με ύψος μεγαλύτερο των 5 m είναι αυτές που πλήττονται συχνότερα από καταιγίδες(πηγή: Briggs et al, 1997)

Οι παράκτιες περιοχές του πλανήτη που δέχονται τα κύματα μεγαλύτερου ύψους είναι εκείνες που επηρεάζονται συχνότερα από καταιγίδες.

Η συμπεριφορά των κυμάτων διαφέρει ανάλογα με το βάθος των νερών στα οποία διαδίδονται. Σε νερά μεγάλου βάθους η μετακίνηση του νερού είναι μικρή. Τα σωματίδια του νερού εκτελούν μια κλειστή κυκλική κίνηση. Η διάμετρος των τροχιών που διαγράφουν τα σωματίδια του νερού, μειώνεται με την αύξηση του βάθους μέχρι ένα συγκεκριμένο επίπεδο κάτω από το οποίο το νερό παραμένει ανεπηρέαστο από τα κύματα που διέρχονται πάνω του. Το βάθος του επιπέδου αυτού ονομάζεται βάση του κύματος και αποτελεί το όριο για τη διάκριση των κυμάτων σε κύματα νερών μεγάλου βάθους και κύματα ρηχών νερών.

Η διάβρωση, η μεταφορά ιζήματος και η απόθεση λόγω της δράσης του κυματισμού μπορούν να συμβούν μόνο σε βάθος ίσο ή μικρότερο της βάσης του

κύματος. Επομένως, προσδιορίζοντας τη βάση του κύματος καθορίζεται ταυτόχρονα και η έκταση του χώρου επίδρασης του κυματισμού στη παράκτια ζώνη.

Καθώς ο κυματισμός πλησιάζει την ακτή και διαδίδεται σε όλο και μικρότερα βάθη τα χαρακτηριστικά των κυμάτων που έχουν διαμορφωθεί σε συνθήκες βαθιών νερών μεταβάλλονται. Η ταχύτητα και το μήκος τους μειώνεται, το ύψος τους αυξάνεται ενώ η περίοδος παραμένει αμετάβλητη. Οι διεργασίες τροποποίησης των χαρακτηριστικών των κυμάτων που προσεγγίζουν την ακτογραμμή περιλαμβάνουν την ανάκλαση, τη διάθλαση και τη περίθλαση και οφείλονται κυρίως στη τοπογραφία του υποθαλάσσιου αναγλύφου και στη διαμόρφωση της ακτογραμμής.

8.2 Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας (Τσουνάμι)

Τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας ή τσουνάμι είναι γιγαντιαία κύματα που δημιουργούνται από διάφορους μηχανισμούς και συχνά προκαλούν τεράστιες καταστροφές στις παράκτιες περιοχές.

Ο όρος τσουνάμι προέρχεται από τις ιαπωνικές λέξεις, τσου που σημαίνει λιμάνι και νάμι που σημαίνει κύμα (δηλαδή το κύμα του λιμανιού). Ο όρος αυτός υιοθετήθηκε το 1963 και χρησιμοποιείται έκτοτε στη διεθνή βιβλιογραφία. Ωστόσο ο όρος δεν ανταποκρίνεται πλήρως στα κύματα αυτά, εφόσον πλήττονται και άλλες παράκτιες περιοχές, εκτός του χώρου των λιμανιών. Ο ελληνικός όρος που έχει επικρατήσει είναι θαλάσσια κύματα βαρύτητας.

Τα τσουνάμι βρίσκονται πολύ υψηλά στη λίστα των φυσικών καταστροφών εφόσον από το 1850 ως το 2006 ευθύνονται για την απώλεια 420000 ανθρώπων και την καταστροφή παράκτιων οικισμών και φυσικού περιβάλλοντος αξίας δισεκατομμυρίων δολαρίων, σε ολόκληρο τον κόσμο (Bernard et al., 2006).

8.2.1 Αιτίες Δημιουργίας Θαλάσσιων Κυμάτων Βαρύτητας

Οι κύριες αιτίες που προκαλούν τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας είναι οι εξής:

- 1) Κατακόρυφες μετατοπίσεις του θαλάσσιου νερού που προκαλούνται από υποθαλάσσιους σεισμούς οι οποίοι με τη σειρά τους προκαλούνται από την

απότομη μετατόπιση των δύο τεμαχών κατά μήκος ενός υποθαλάσσιου ρήγματος. Ωστόσο δε δημιουργούν όλοι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί θαλάσσια κύματα βαρύτητας. Συνήθως, τα κύματα αυτά προκαλούνται από σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου των 6.5 βαθμών της κλίμακας Richter και εστιακού βάθους μικρότερου των 50km. Η δημιουργία τους εξαρτάται από τη φύση και το μέγεθος της μετατόπισης του νερού πάνω από το σεισμικό επίκεντρο. Οι σεισμικές δονήσεις θεωρούνται το συνηθέστερο αίτιο γένεσης των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας.

2) Οριζόντιες μετατοπίσεις της στήλης θαλάσσιου νερού σαν αποτέλεσμα των δονήσεων που προκαλούνται από ένα σεισμό. Ακόμη και σεισμοί που συμβαίνουν στη ξηρά μπορεί να προκαλέσουν τέτοια κύματα, εφόσον το επίκεντρο τους βρίσκεται κοντά στην ακτή.

3) Βίαιη μετατόπιση του θαλάσσιου νερού που μπορεί να προκληθεί από ηφαιστειακές εκρήξεις.

4) Μεγάλης έκτασης υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. Τέτοια φαινόμενα είναι συχνά σε αποθέσεις προδέλτα ποταμών όπου συσσωρεύεται μεγάλος όγκος ασταθών στρωμάτων χαλαρών υλικών.

5) Ανατάραξη του θαλάσσιου νερού από τη πρόσκρουση ενός, μεγάλων διαστάσεων, εξωγήινης προέλευσης, αντικειμένου, π.χ. αστεροειδής.

Στη περίπτωση της μετατόπισης του θαλάσσιου πυθμένα για κάποιον από τους παραπάνω λόγους, η στάθμη της θάλασσας ακριβώς πάνω από τη περιοχή της υποχώρησης του πυθμένα πέφτει καθώς το νερό τείνει να πληρώσει το κενό χώρο που δημιουργήθηκε από τη μετατόπιση. Το επιφανειακό νερό ορμά βίαια στη περιοχή για να αποκαταστήσει το επίπεδο της θάλασσας. Η αντιστάθμιση όμως είναι υπερβολική δημιουργώντας μια τοπική αύξηση της θαλάσσιας στάθμης που στη συνέχεια διαδίδεται προς τις ακτές σαν θαλάσσιο κύμα βαρύτητας (Smith & Dawson, 1990).

8.2.2 Κυματικά χαρακτηριστικά των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας

Η ορολογία που έχει επικρατήσει να χρησιμοποιείται για να αποδώσει τα χαρακτηριστικά ενός τσουνάμι είναι η ίδια που χρησιμοποιείται για τα ανεμογενή κύματα. Ένα τσουνάμι προσδιορίζεται από το μήκος κύματος, το ύψος κύματος και τη περίοδο κύματος.

Όταν δημιουργηθεί ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας και αρχίσει να διαδίδεται στην ανοικτή θάλασσα, έχει τεράστιο μήκος κύματος που μπορεί να φθάσει τα εκατοντάδες χιλιόμετρα. Το ύψος του είναι πολύ μικρό (<1m) και η περίοδός του είναι πολύ μεγάλη (~1h). Ως αποτέλεσμα αυτών των χαρακτηριστικών τα πλοία που βρίσκονται στην ανοικτή θάλασσα δεν μπορούν να αντιληφθούν τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας. Η ταχύτητα την οποία αποκτούν αυτά τα κύματα είναι πολύ μεγάλη φθάνοντας ακόμα και τα 1000km/ώρα. Το ίδιο μεγάλη είναι και η ενέργεια που μεταφέρουν. Η ταχύτητα με την οποία διαδίδονται εξαρτάται από το βάθος των νερών και υπολογίζεται από το τύπο:

$$u = (g * h)^{1/2}$$

Όπου u= η ταχύτητα διάδοσης του θαλάσσιου κύματος βαρύτητας, g= η επιτάχυνση της βαρύτητας και h= το βάθος του νερού.

Η ταχύτητα ενός τέτοιου κύματος που διαδίδεται σε νερά βάθους 3000m, φθάνει τα 600km/ώρα (Summerfield M.A, 1991).

Όπως και στα ανεμογενή κύματα, καθώς το τσουνάμι πλησιάζει την ακτή, και διαδίδεται σε νερά μικρότερου βάθους, η ταχύτητά του και το μήκος του μειώνονται, ενώ το ύψος του αυξάνεται σημαντικά φθάνοντας μέχρι και τα 40m. Το ύψος εξαρτάται από τη μορφή της ακτογραμμής και την υποθαλάσσια κλίση και μορφολογία. Η καταστρεπτικότητα των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας οφείλεται στο ύψος των κυμάτων αυτών. Προσεγγίζοντας την ακτή, μπορούν να υποστούν ανάκλαση, σύγκλιση και απόκλιση συγκεντρώνοντας την ενέργεια τους σε συγκεκριμένα τμήματα της ακτογραμμής προκαλώντας τεράστιες καταστροφές.

Τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας είναι μια αλληλουχία κυμάτων που επηρεάζουν την ακτογραμμή για περισσότερες από 24 ώρες. Ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ της άφιξης των διαδοχικών κορυφών των κυμάτων ποικίλει από 5 μέχρι 90 λεπτά της ώρας. Συνήθως το πρώτο κύμα που φτάνει στην ακτογραμμή δεν είναι και το πιο καταστρεπτικό. Τα κύματα αυτά έχουν πολύ μεγάλη ενέργεια με αποτέλεσμα οι πληγείσες περιοχές να υπόκεινται σε μεγάλες καταστροφές τόσο από οικονομική πλευρά όσο και από κοινωνική και οικολογική. Η ενέργεια ενός θαλάσσιου κύματος

βαρύτητας είναι συνήθως ίση με το 1/10 της σεισμικής ενέργειας του σεισμού που το προκάλεσε (Παπαζάχος Β. & Παπαζάχου Κ., 2003).

Κατά καιρούς έχουν προταθεί διάφορες κλίμακες μεγεθών για τη μέτρηση αυτών των κυμάτων βασιζόμενες κυρίως στο ύψος τους αλλά και στα αποτελέσματά τους. Μια τέτοια κλίμακα αποτελεί η κλίμακα του Sieberg A (1927) που αναθεωρήθηκε το 1962 από το Ambraseys N. (πίνακας 17). Επίσης οι Papadopoulos G. και Imamura F., πρότειναν το 2001 μία νέα κλίμακα που αποτελείται από 12 τάξεις και βασίζεται στις εξής αρχές α) ανεξαρτησία της σχέσης από οποιαδήποτε φυσική παράμετρο όπως το ύψος του κύματος, β) ευαισθησία της σχέσης που επιτυγχάνεται μέσω της ενσωμάτωσης ενός επαρκούς αριθμού βαθμίδων στην κλίμακα μέτρησης, με σκοπό την καλύτερη δυνατή περιγραφή ακόμα και των μικροδιαφορών όσον αφορά τις επιπτώσεις των τσουνάμι και γ) μια λεπτομερής περιγραφή κάθε βαθμού μέτρησης της έντασης λαμβάνοντας υπ' όψιν όλες τις επιπτώσεις των τσουνάμι.

Η διαμόρφωση των ακτών λόγω των θαλασσίων κυμάτων βαρύτητας αποτελεί αντικείμενο επιστημονικού διαλόγου.

ένταση	ύψος κύματος (m)	περιγραφή	συχνότητα εμφάνισης
I	0,5	πολύ ασθενές [μικρά κύματα]	-
II	1	ασθενές [τα κύματα γίνονται αισθητά από τους ανθρώπους που κατοικούν κοντά στη θάλασσα]	1 κάθε 4 μήνες
III	2	μάλλον ισχυρό [είναι γενικά αισθητό. Πλημμύρα στις ελαφρά κεκλιμένες ακτές. Αλαφρά σκάφη παρασύρονται μακριά από την ακτή. Ελαφρές ζημιές σε πρόχειρες κατασκευές κοντά στην ακτή. Αναστροφή της ροής των υδάτων στις εκβολές των ποταμών]	1 κάθε 8 μήνες
IV	4	Ισχυρό [πλημμύρα της ακτής. ολική καταστροφή αναχωμάτων και προσχωμάτων καθώς και των πρόχειρων κατασκευών κοντά στην ακτή. Μερικές ζημιές σε σταθερές κατασκευές; Κοντά στην ακτή. Μεγάλα σκάφη ή και μικρά πλοία παρασύρονται είτε προς τη θάλασσα είτε προς τη ξηρά. οι ακτές γεμίζουν με φερτά υλικά]	1 κάθε χρόνο
V	8	πολύ ισχυρό [γενική πλημμύρα της ακτή. Καταστροφές στις προκυμαίες και σε άλλες καλά κατασκευασμένες παράκτιες κατασκευές. Οι ελαφρές παράκτιες κατασκευές καταστρέφονται ολοσχερώς. Η ξηρά κατακλύζεται από αντικείμενα πλημμύρας, ψάρια και άλλους θαλάσσιους οργανισμούς. με εξαίρεση τα μεγάλα πλοία, όλα τα σκάφη παρασύρονται είτε μέσα στη θάλασσα είτε στη ξηρά. τα λιμενικά έργα καταστρέφονται. Θάνατοι από πνιγμό]	1 κάθε 3 χρόνια

$\geq VI$	16	Καταστροφικό [μερική ή ολική καταστροφή όλων των ανθρωπογενών κατασκευών σε μεγάλες αποστάσεις από την ακτή. Πλημμύρα των ακτών. Μεγάλα πλοία καταστρέφονται. Δένδρα ξεριζώνονται ή σπάνε από τα κύματα]	1 κάθε 10 χρόνια
-----------	----	--	------------------

Πίνακας 17: Κλίμακα εντάσεων τσουνάμι κατά Sieberg (1927), αναθεωρημένη από Ambraseys N (1962) (πηγή: Λέκκας Ε., 2000)

8.2.3 Άλλα χαρακτηριστικά των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας

Εκτός των κυματικών χαρακτηριστικών υπάρχουν και άλλες παράμετροι που χρησιμοποιούνται για τη περιγραφή των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας.

Μερικές από αυτές είναι οι εξής:

Run-up (αναρρίχηση κύματος) = το μέγιστο κάθετο ύψος που αποκτά το κύμα πάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας. Το ύψος εξαρτάται από τη κλίση της ακτής και το επίπεδο της μέσης στάθμης θάλασσας.

Ζώνη Κατάκλυσης (Inundation area)= είναι η περιοχή που κατακλύζεται από το τσουνάμι καθώς αυτό κινείται στη ξηρά. Εξαρτάται από τη κλίση της ακτής και τη διαπερατότητα των παράκτιων γεωλογικών σχηματισμών.

Χρόνος Άφιξης (arrival time)= ο χρόνος άφιξης του πρώτου μεγάλου κύματος τσουνάμι.

Χρόνος Άφιξης πρώτου μικρού κύματος (initial time)= ο χρόνος άφιξης του πρώτου μικρού κύματος.

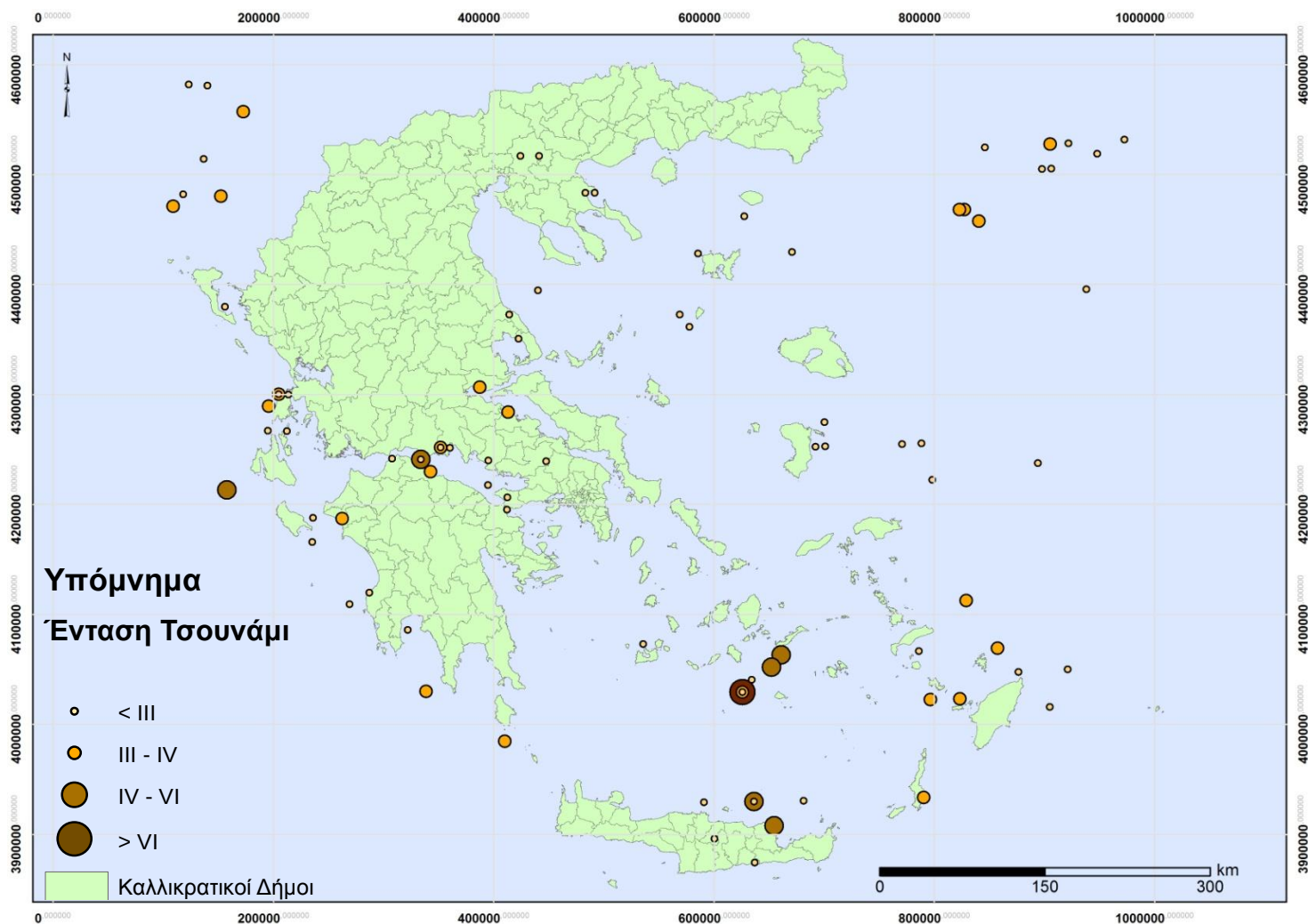
Κυματαριθμός (wave number)= ο συνολικός αριθμός των κυμάτων που κτυπούν την ακτή μετά το σεισμό.

8.3 Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας στην Ελλάδα

Το Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος στην Ελλάδα, αλλά και η ανατολική Μεσόγειος γενικότερα, αποτελούν τις πλέον τσουναμογενείς περιοχές της Ευρώπης, κάτι που επιβεβαιώνεται από ιστορικές καταγραφές και από έρευνες για παλαιοτσουνάμι. Οι περιοχές με αυξημένη πιθανότητα εκδήλωσης τσουνάμι στον ελληνικό χώρο είναι τρεις: 1) το βόρειο Αιγαίο, 2) η τάφρος της Κρήτης και το ηφαιστειακό νησιωτικό τόξο και 3) η ελληνική τάφρος (Papazachos & Dimitriou, 1991).

Ο κίνδυνος από τσουνάμι στην Ελλάδα και κυρίως στο Νότιο Αιγαίο Πέλαγος είναι σημαντικός, εφόσον η Κρήτη αλλά και τα νησιά του Αιγαίου αποτελούν σημαντικές οικονομικά περιοχές για την Ελλάδα, κυρίως λόγω της τουριστικής τους αξιοποίησης. Αν και η εμφάνιση των θαλασσίων κυμάτων βαρύτητας στην Ελλάδα είναι πολύ μικρότερη σε σχέση με την εμφάνιση αυτών στον Ειρηνικό και στον Ινδικό Ωκεανό, πρέπει, να λαμβάνεται υπόψη ο κίνδυνος αυτός για το σχεδιασμό των χρήσεων γης και την τροποποίηση της τρωτότητας, με στόχο τη μείωση των επιπτώσεων της φυσικής αυτής καταστροφής.

Τα μεγαλύτερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που έχουν πλήξει τον ελληνικό χώρο έχουν σημειωθεί στο Κορινθιακό κόλπο, στο Μαλιακό κόλπο, στη Κρήτη, στα Δωδεκάνησα, στις Κυκλάδες και στις ακτές της Δυτικής Ελλάδας (σχήμα 40).



Σχήμα 40: Χάρτης με τα σημαντικότερα θαλάσσια κύματα βαρύτητας που έχουν καταγραφεί στον ελληνικό χώρο (τροποποίηση από Soloviev SL, 1990; Papadopoulos GA & Chalkis BJ, 1984; Papadopoulos GA, 2001).

Ο πιο λεπτομερής, εκτενής, αξιόπιστος και ενημερωμένος κατάλογος τσουνάμι στον ελλαδικό χώρο είναι αυτός του Papadopoulos G.A. (2001). Συνολικά έχουν καταγραφεί περισσότερα από 160 περιστατικά τσουνάμι από το 1628 π.Χ. μέχρι το 2000μ.Χ. Από αυτά, πέντε σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα και 114 έχουν προκύψει από σεισμούς γνωστού μεγέθους. Σύμφωνα με τον Παπαδόπουλο (2001), το 88% των καταγεγραμμένων τσουνάμι στην περιοχή του Αιγαίου από το 1628 π.Χ. μέχρι το 1996 μ.Χ. έχουν προκύψει από σεισμική δραστηριότητα.

Το τελευταίο μεγάλο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε τη περιοχή του Αιγαίου, συνέβη στις 9 Ιουλίου του 1956 από έναν σεισμό 7.5 βαθμών και έναν μετασεισμό 7.0 βαθμών (Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών).

8.4. Ο σεισμός της 9^{ης} Ιουλίου 1956

Στις 9 Ιουλίου 1956 και ώρα 03:11:40.0, ένας ισχυρός σεισμός μεγέθους 7.5 βαθμών της κλίμακας Richter, σημειώθηκε στο νότιο Αιγαίο Πέλαγος. Το επίκεντρό του ήταν 36°70'N και 25°80'E και το εστιακό βάθος 10km, σύμφωνα με το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. 13 λεπτά αργότερα σημειώθηκε ισχυρός μετασεισμός μεγέθους 7.0 βαθμών, με επίκεντρο 36°60'N και 25°70'E και σε βάθος 10km. Το σεισμικό αυτό συμβάν οφείλεται στη δραστηριοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης Β.Α. – Ν.Δ. διεύθυνσης που αποτελεί το Β.Δ. όριο της τάφρου της Αμοργού (Dominey Howes & Cundy, 2001).

Όπως αναφέρεται στο μηνιαίο δελτίο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Ε.Α.Α. (<http://www.gein.noa.gr/Greek/WEB-EDU/descript19560709.htm>),

«Καταστροφικός σεισμός στο κεντρικό Αιγαίο έπληξε την Αμοργό, τη Σαντορίνη, την Ανάφη, την Αστυπάλαια, την Ιο, την Πάρο, τη Νάξο, την Κάλυμνο, τη Λέρο, την Πάτμο και τους Λειψούς. Συνολικά 529 οικίες καταστράφηκαν, 1482 υπέστησαν σημαντικές βλάβες και 1750 ελαφρές βλάβες. 53 άτομα σκοτώθηκαν και 100 τραυματίστηκαν. Πρέπει να σημειωθεί ότι πολλές βλάβες που σημειώθηκαν στα πυκνοκατοικημένα χωριά Ημεροβίγλι, Φοιρά και Οία οφείλονται στον τρόπο οικοδόμησης των οικιών και στην ύπαρξη στοών, τόξων κλπ, κακής ποιότητας κατασκευής με μεγάλα ανοίγματα και χωρίς στηρίξεις θεμελίωσης σε περιοχές με απότομο ανάγλυφο. Το σεισμό ακολούθησε σεισμικό θαλάσσιο κύμα (tsunami) με σημείο εκκίνησης την τάφρο στις νοτιοανατολικές ακτές της Αμοργού και με ύψος 25μ. στην Αμοργό, 20μ. στην Αστυπάλαια, 10μ. στη Φολέγανδρο, 5μ. στους Λειψούς μέχρι και τη Χίο και Ρόδο (0,15μ)».

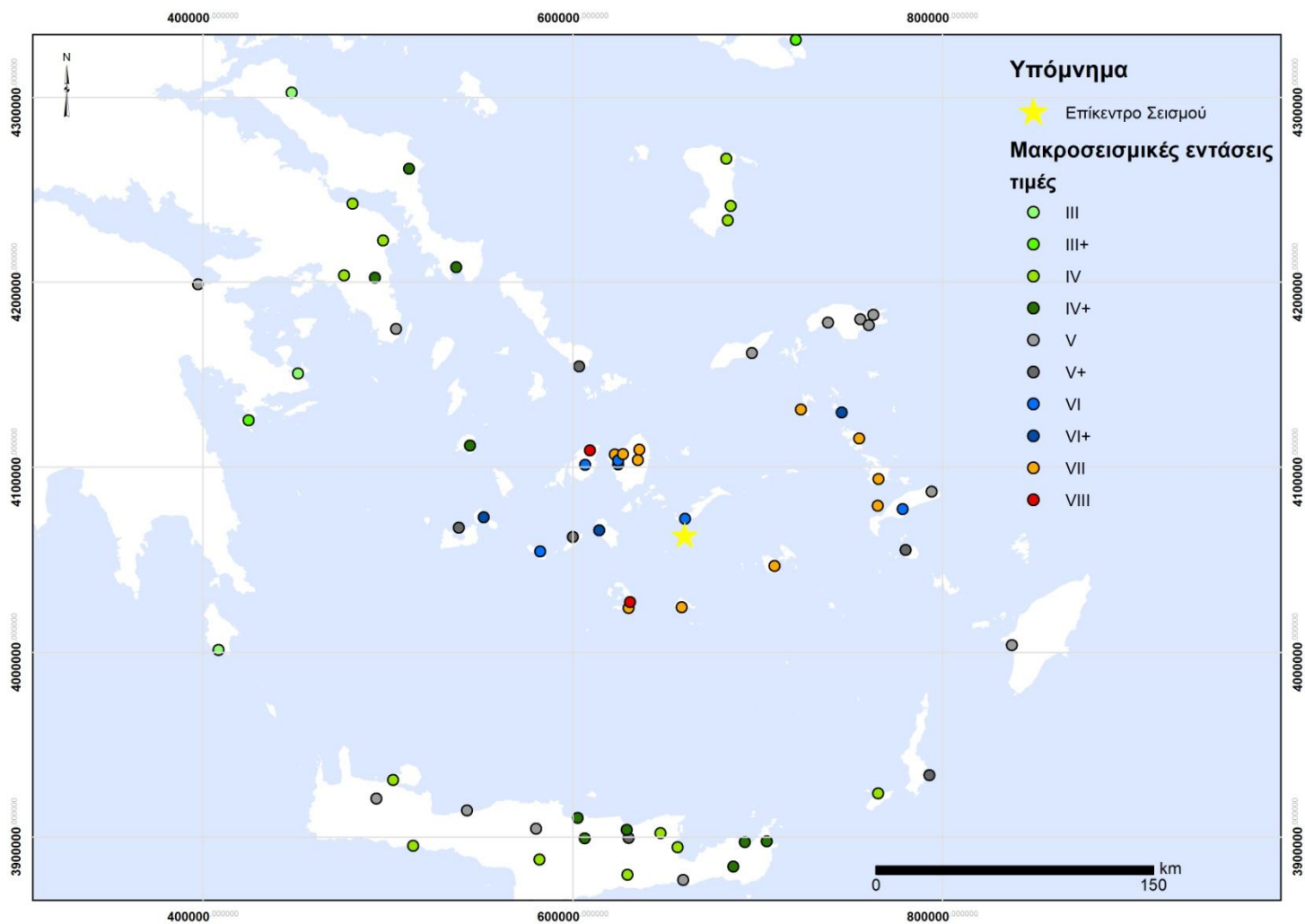
Πέραν των παραπάνω, ο Γαλανόπουλος (1957) αναφέρει ότι

«...στην Αστυπάλαια και συγκεκριμένα στον οικισμό Λιβιάδια, η στάθμη της θάλασσας με τη λήξη του σεισμού κατήλθε περί τα 5μ. και τα ύδατα απεσύρθησαν αρχικά σε απόσταση 100μ. και ακολούθως προχώρησαν σε βάθος 400μ. από την ακτή

και μέχρι ύψος 4μ. Βυθίστηκαν 12 αλιευτικά σκάφη, κατεκλύσθησαν καλλιεργήσιμες εκτάσεις, παρασύρθηκαν περιουσίες και τραυματίστηκαν δύο άτομα. Το κύμα ήταν εντονότερο προς την ανατολική πλευρά της παραλίας, όπου συσσωρεύθη μεγάλη ποσότητα κροκαλών, ενώ στο δυτικό τμήμα της παραλίας επικάθησε λεπτή άμμος...».

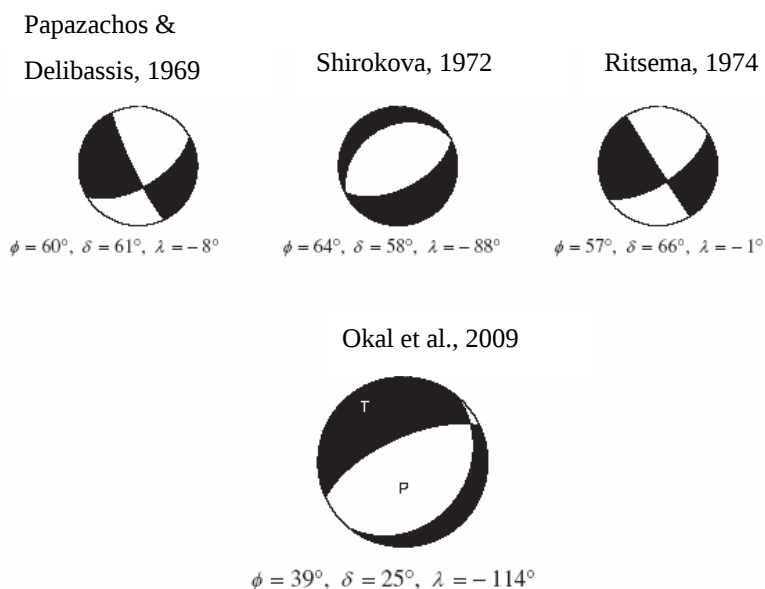
Οι επιπτώσεις του σεισμού στο ανθρωπογενές και δομημένο περιβάλλον ήταν μικρότερες από τις αναμενόμενες, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται στη κατευθυντικότητα των σεισμικών κυμάτων (Papazachos B.C. et al., 1985).

Στο σχήμα 41 που ακολουθεί απεικονίζεται η κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό του 1956. Οι τιμές κυμάνθηκαν από 3 ως και 8. Οι μέγιστες μακροσεισμικές εντάσεις παρατηρήθηκαν στα νησιά Αμοργός, Αστυπάλαια, Σαντορίνη, Νάξος, Κάλυμνος, Λέρος, Ίος, Ανάφη και Κίμωλος. Για το συγκεκριμένο σεισμό έχουν συνταχθεί διάφοροι χάρτες ισόσειστων καμπυλών (Shebalin, 1974; Papazachos B.C. et al., 1997; Shenkova Z. et al., 2005).



Σχήμα 41: Χάρτης μακροσεισμικών εντάσεων (πηγή πρωτογενών δεδομένων, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών).

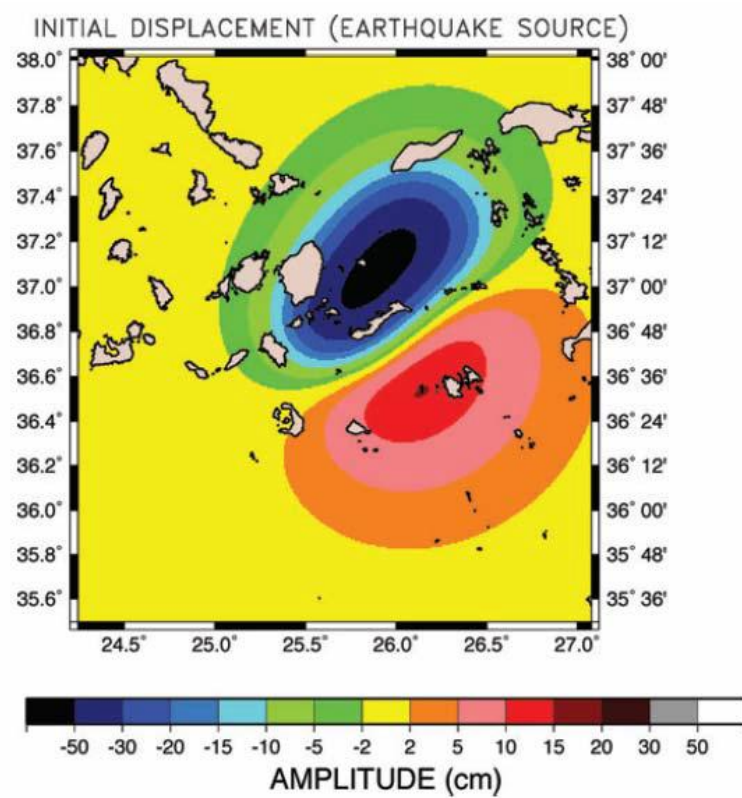
Στο σχήμα 42 παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης που έχουν προταθεί για το σεισμό.



Σχήμα 42: Μηχανισμοί γένεσης που έχουν προταθεί κατά καιρούς για το σεισμό του 1956 (Okal E.A. et al., 2009)

Οι Okal et al. (2009), επιχείρησαν να μοντελοποιήσουν το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός μέσω της εφαρμογής του αλγόριθμου PDFM (*Preliminary Determination of Focal Mechanism*) που αναστρέφει τα κύματα Rayleigh και Love και χρησιμοποιεί μόνο φασματικά πλάτη, αγνοώντας τις πληροφορίες φάσης από τα σειсмоγραφήματα. Η συγκεκριμένη μέθοδος ενδείκνυται για τον προσδιορισμό του μεγέθους ροπής ιστορικών σεισμών, δεδομένου ότι δεν επηρεάζεται από τα σφάλματα στους σχετικούς χρόνους ανάμεσα στους σταθμούς μέτρησης και αρκούν οι τιμές δεδομένων μόνο από τρεις σταθμούς με επαρκή αζιμουθιακή κάλυψη για την εκτίμηση του μεγέθους ενός σεισμού (Okal & Reymond, 2003). Στο σχήμα 43 που ακολουθεί απεικονίζεται το μοντέλο ολίσθησης στο οποίο κατέληξαν.

Από το συγκεκριμένο μοντέλο προκύπτουν διάφορα αποτελέσματα. Σύμφωνα με αυτά, η νήσος Αστυπάλαια και γενικότερα το νότιο τμήμα της λεκάνης της Αμοργού ανυψώθηκε κατά 2 έως 15cm, ενώ το βόρειο τμήμα της λεκάνης και η νήσος Αμοργός βυθίστηκαν έως και 20cm. Το αποτέλεσμα αυτό αντιβαίνει σε παλαιότερες δημοσιευμένες μελέτες (Papadopoulos & Pavlides, 1992; Stiros et al., 1994), που αναφέρουν ότι το νότιο τμήμα της νήσου Αμοργού ανυψώθηκε κατά 30cm.



Σχήμα 43: Μοντέλο Ολίσθησης για το σεισμό του 1956 (Okal et al., 2009)

8.5. Το Τσουνάμι του 1956

Από τον πολύ ισχυρό σεισμό των 7.5 βαθμών αλλά και τον μετασεισμό των 7.0 βαθμών, ο οποίος ακολούθησε, προκλήθηκε ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, το οποίο είναι και το πλέον πρόσφατο μεγάλο τσουνάμι που έπληξε το Αιγαίο.

Τα κύματα προκλήθηκαν από μια σειρά υποθαλάσσιων ολισθήσεων ιζημάτων στις πλευρές της τάφρου. Ήδη από τα πρώτα χρόνια που ακολούθησαν το περιστατικό της Αμοργού, οι διάφοροι ερευνητές έθεταν το σενάριο της υποθαλάσσιας ολίσθησης σαν αιτία δημιουργίας του τσουνάμι του 1956. Μάλιστα θεωρούσαν ότι ο σεισμός της 9ης Ιουλίου πυροδότησε μία εκτεταμένη υποθαλάσσια ολίσθηση ιζημάτων, γεγονός που οδήγησε στην δημιουργία του τσουνάμι (Γαλανόπουλος, 1957; Ambraseys, 1962; Antonopoulos, 1978; Perissoratis & Papadopoulos, 1999).

Η σταθερότητα των χαλαρών θαλάσσιων ιζημάτων εξαρτάται από πολλές φυσικές παραμέτρους, όπως η κλίση των πρανών, ο ρυθμός απόθεσης των ιζημάτων, η διατμητική αντοχή, η κοκκομετρία, η περιεχόμενη υγρασία και η παρουσία ρηγμάτων. Οι λεκάνες του Αργολικού Κόλπου και της Αμοργού, που ανήκουν στη Τάφρο της Κρήτης, είναι επιρρεπής σε μεγάλης κλίμακας υποθαλάσσιες ολισθήσεις ιζημάτων (Perissoratis & Papadopoulos, 1999).

Τα ύψη των κυμάτων που καταγράφηκαν διέφεραν σημαντικά ανάλογα με τη τοπική βαθυμετρία και τη μορφολογία των ακτών (Ambraseys 1960, 1962; Antonopoulos, 1980; Papazachos et al., 1986). Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα, να μην πληγούν όλες οι περιοχές το ίδιο.

Έτσι, στη Κάλυμνο, το κύμα ήταν πολύ ισχυρό και καταγράφηκαν πολλές σοβαρές βλάβες. Στη χώρα της Καλύμνου, το 'run- up' του κύματος έφτασε τα 2.5m. Σοβαρές βλάβες υπέστησαν τα περισσότερα σπίτια κοντά στο λιμάνι, το λιμάνι και οι ναυπηγικές εγκαταστάσεις, οι οποίες βρίσκονται σε απόσταση 92m από την ακτή. Συντρίμμια από το τσουνάμι, μεταφέρθηκαν μέχρι και 1609m από την ακτή, ενώ 3 άνθρωποι σκοτώθηκαν και πολλές καλλιεργήσιμες εκτάσεις πλημμύρισαν και καταστράφηκαν.

Στην Αμοργό, στις δυτικές ακτές του νησιού (οικισμός Κατάπολα) το κύμα έφτασε σε ύψος 2,7m και προκάλεσε αρκετές ζημιές στο λιμάνι και σε σπίτια κοντά στην ακτογραμμή. Στην παραλία αποτέθηκαν κομμάτια από δένδρα και οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις καταστράφηκαν. Στο νοτιοανατολικό τμήμα του νησιού, το κύμα είχε αναρρίχηση ‘run- up’ 30m. Λόγω της θέσης (μακριά από την ακτή) των οικισμών σε αυτό το μέρος του νησιού δεν υπήρχαν καταστροφές.

Στην Αντίπαρο, το νερό πλημμύρισε τις ακτές και την πόλη του Κάστρου, η οποία βρίσκεται σε ένα ύψωμα στο βόρειο τμήμα του νησιού. Οι φθορές στα παραθαλάσσια σπίτια ήταν λίγες, αλλά η προβλήτα του λιμένα καταστράφηκε και οι πλάκες της έγειραν αποκτώντας κλίση 45°. Παρασύρθηκαν επίσης ορισμένες βάρκες.

Στους Λειψούς, η θάλασσα εισχώρησε 640m στην ενδοχώρα και δημιούργησε πολλά προβλήματα σε σπίτια και στις λιμενικές εγκαταστάσεις, ενώ πολλά ζώα, κυρίως βοοειδή, πνίγηκαν.

Στη Λέρο, το κύμα είχε μέγιστο ύψος 1.5m, ωστόσο πολλά χωριά πλημμύρισαν και τα σπίτια κοντά στο λιμάνι υπέστησαν σοβαρές βλάβες.

Στη Κάρπαθο, το κύμα ήταν αρκετά σφοδρό και έφθασε σε ύψος τα 6m, με αποτέλεσμα να πλημμυρίσουν πολλά χωριά και να προκληθούν σημαντικές ζημιές.

Στη Ρόδο, στο νοτιοδυτικό ακρωτήριο, η βραχονησίδα Πρασόνησος συνδεόταν με το νησί από μια στενή λωρίδα γης (tompolo) μήκους 304m. Λίγο μετά το σεισμό, η λωρίδα αυτή βυθίστηκε κατά 9m με αποτέλεσμα την αποκόλληση της βραχονησίδα από τη Ρόδο. Δεν είναι σαφές αν η βύθιση της λωρίδα οφείλεται στον ίδιο το σεισμό ή σε ρευστοποίηση που ακολούθησε. Σήμερα, η βραχονησίδα έχει ξαναενωθεί με τη ξηρά με νεότερες παράκτιες αμμώδεις αποθέσεις.

Εκτός από αυτά τα νησιά, επιπτώσεις παρατηρήθηκαν στην Αστυπάλαια, στη Φολέγανδρο, την Πάτμο, την Κρήτη, τη Νίσυρο, την Τήλο, τη Σύμη αλλά και την Τουρκία.

8.5.1 Οι επιπτώσεις του τσουνάμι στην Αστυπάλαια

Στην Αστυπάλαια, όπως και στα υπόλοιπα Δωδεκάνησα, το τσουνάμι είχε σημαντικές επιπτώσεις. Για το συγκεκριμένο νησί υπάρχουν αναφορές για ύψη κύματος από τέσσερα ως και είκοσι μέτρα. Σύμφωνα με το Γαλανόπουλο (1957), στη βορειοδυτική πλευρά του νησιού, το κύμα υπερέβη τα 20m και στα Λιβάδια, το ύψος του κύματος έφτασε τα 4m και εισχώρησε 400m προς την ενδοχώρα. Οι αναφορές αυτές, αποτέλεσαν πεδίο περαιτέρω ερευνών για επιβεβαίωση ή όχι αυτού του ύψους κύματος.

Ο Dominey - Howes D.T.M. (1996) ήταν ο πρώτος που ασχολήθηκε με τις επιπτώσεις του τσουνάμι στην Αστυπάλαια. Μελέτησε αποθέσεις ιζημάτων στις θέσεις Λιβάδια και Σταυρός και οδηγήθηκε στο συμπέρασμα ότι ταιριάζουν περισσότερο σε ένα γεγονός τσουνάμι παρά σε ανύψωση του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας λόγω καταιγίδων ή γενικότερα εφήμερων μετεωρολογικών συνθηκών. Οι Dominey- Howes et al. (2000) και οι Okal et al. (2009) επιβεβαίωσαν την προέλευση των ιζημάτων, ενώ υποστήριζαν ότι υπήρξε μια υπερεκτίμηση των επιπτώσεων του τσουνάμι από προγενέστερες επιστημονικές μελέτες.

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας και κατά την εργασία πεδίου, έγινε προσπάθεια εντοπισμού των ιζημάτων αυτών σε συγκεκριμένες θέσεις της νήσου (Χώρα Αστυπάλαιας, Λιβάδια, Σταυρός και Μαλτεζάνα). Η εργασία πεδίου πραγματοποιήθηκε στις 26-28 Αυγούστου 2012 και όπως ήδη αναφέρθηκε επικεντρώθηκε κυρίως στη παράκτια γεωμορφολογική χαρτογράφηση.

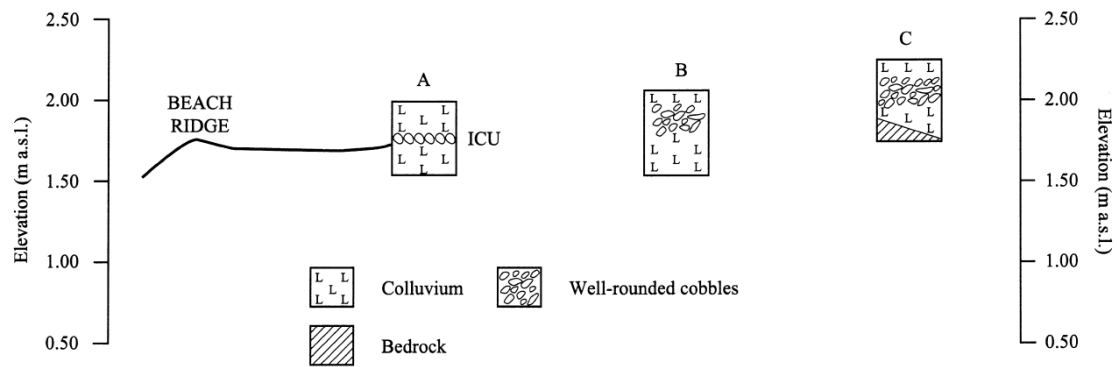
Η περιοχή μελέτης των Dominey- Howes et al. (2000), αφορά τη περιοχή Λιβάδια, στο νότιο τμήμα του νησιού και τη περιοχή Σταυρός στο βόρειο. Χαρτογράφησαν και αποτύπωσαν τις εμφανείς αποθέσεις ιζημάτων που συνδέονται με το τσουνάμι και έλαβαν δείγματα με σκοπό τη ανάλυση της μικροπανίδας και τη ραδιομετρική ανάλυση για τη χρονολόγηση των ιζημάτων. Η έρευνα πεδίου έγινε το Μάιο του 1995 και τον Ιούλιο του 1998.

Η δεύτερη ερευνητική ομάδα (Okal et al., 2009), επισκέφτηκε περισσότερες περιοχές (συνολικά 7), με σκοπό την δημιουργία μιας ποσοτικής βάσης δεδομένων ζώνης κατάκλυσης και ύψους κύματος πάνω από τη μέση στάθμη της

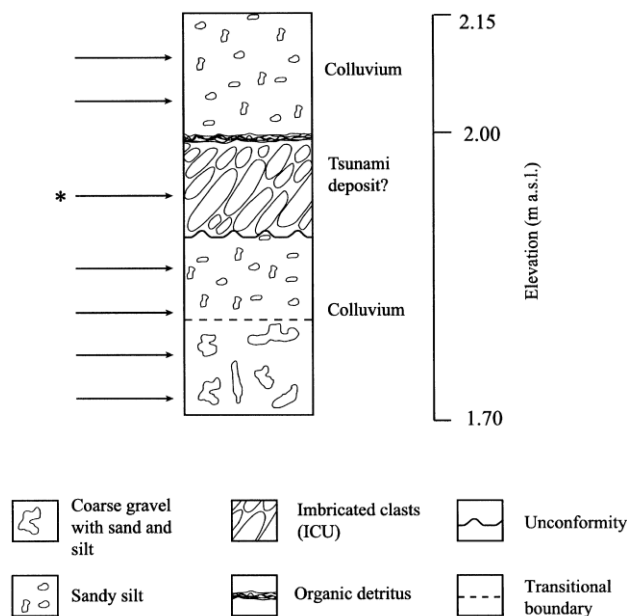
θάλασσας (run- up) για διάφορες περιοχές του Αιγαίου που επλήγησαν από το τσουνάμι που προκάλεσε το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός. Η έρευνα πεδίου έγινε το Ιούλιο του 2004.

Στη περιοχή Λιβιάδια, η μελέτη των Dominey- Howes et al (2000) που περιέλαβε κυρίως την εκσκαφή μικρής τάφρου, οδήγησε στην αποτύπωση τεσσάρων διακριτών στρωμάτων ιζημάτων. Από αυτά, το ένα στρώμα αποτελείται από αποθέσεις καλά αποστρογγυλωμένων κλαστικών αμμοδών ιζημάτων, με συνδετικό υλικό αμμώδη ίλυ. Η άνω επιφάνεια αυτού του στρώματος αποτελείται από κλαστικά και οργανικά υλικά. Τα στρώματα άνω και κάτω των κλαστικών ιζημάτων αποτελούνται από αμμώδη ίλυ, που είναι χαρακτηριστική για τη περιοχή της παράκτιας πεδιάδας των Λιβαδιών. Στο στρώμα κλαστικών ιζημάτων αναγνωρίστηκαν έξι είδη τρηματοφόρων, ενώ στα στρώματα αμμώδους ιλύς δεν βρέθηκαν αντίστοιχα είδη. Τα είδη των τρηματοφόρων που βρέθηκαν μπορούν να βρεθούν στη θάλασσα μέχρι και το βάθος των 2000m. Αυτό το γεγονός πιστοποιεί ότι το στρώμα των κλαστικών ιζημάτων είναι θαλάσσια απόθεση από κάποιο γεγονός μεγάλης ενέργειας. Επιπλέον, η επαφή του στρώματος με το υποκείμενο εμφανίζει απότομη αλλαγή συνθηκών και εμφανίζει χαρακτηριστικά διάβρωσης πριν την απόθεση του κλαστικού ιζήματος. Συχνά, παρόμοια χαρακτηριστικά, θεωρούνται ενδεικτικά αποθέσεων παλαιοτσουνάμι.

Οι μέθοδοι χρονολόγησης με ^{137}Cs και ^{210}Pb που χρησιμοποίησαν έδειξαν πως το στρώμα κάτω από τις αποθέσεις των κλαστικών ιζημάτων (κροκαλών) πιθανά έχει αποτεθεί πριν το 1956. Αντίθετα το στρώμα πάνω από αυτό φαίνεται να έχει αποτεθεί μετά το 1956. Οι μέθοδοι χρονολόγησης που χρησιμοποιήθηκαν δε μπόρεσαν με ακρίβεια να καθορίσουν την απόθεση του στρώματος. Ωστόσο σε συνδυασμό με τις ενδείξεις από τα τρηματοφόρα, φαίνεται ότι πιθανότατα αποτέθηκε από το τσουνάμι του 1956 (σχήματα 44, 45 & 46).



Σχήμα 44: Η στρωματογραφία των αποθέσεων στις θέσεις A, B & C στα Λιβάδια. Η οριζόντια απόσταση από τη παραλία ως το τμήμα C είναι 40m (Dominey- Howes et al., 2000)



Σχήμα 45: Η στρωματογραφία των αποθέσεων στη περιοχή Λιβάδια. Στο δεύτερο στρώμα που αποτελείται από αποστρογγυλωμένα κλαστικά ιζήματα, πιστεύεται ότι είναι αποθέσεις του τσουνάμι του 1956. (Dominey- Howes et al., 2002)

Στη περιοχή του Σταυρού (βόρεια ακτή, περίπου 6.5 km από τη Χώρα της Αστυπάλαιας), βρέθηκαν αρκετές αποθέσεις από καλά αποστρογγυλεμένους χάλικες, οι οποίοι έχουν αποτεθεί ανομοιόμορφα στους παράκτιους κρημνούς που βρίσκονται σε τέσσερα μέτρα υψόμετρο. Οι χάλικες διαφέρουν από τα γωνιώδη υλικά που χαρακτηρίζουν τη περιοχή, καλύπτουν επιφάνειες έως και 250m² και το μέγιστο υψόμετρο που εντοπίζονται ανέρχεται στα 10m. Επίσης βρίσκονται σε απόσταση ως

και 45m από την ακτή. Επιπλέον βρέθηκε μεγάλος αριθμός από διάφορα είδη θαλασσίων μαλακίων τα οποία σχετίζονται με τις αποθέσεις χάλικων στρώμα (σχήματα 47 & 48).



Σχήμα 46: Το τμήμα Α. Είναι ευδιάκριτη η στρώση από κροκάλες εντός των κολλούβιων (Dominey-Howes et al., 2000).



Σχήμα 47: Αποστρογγυλεμένοι θαλάσσιοι χάλικες που έχουν αποτεθεί στην επιφάνεια παράκτιων κρημνών στην περιοχή Σταυρός. Η θήκη της φωτογραφικής μηχανής είναι 12cm σε μήκος. (Dominey- Howes et al., 2000)



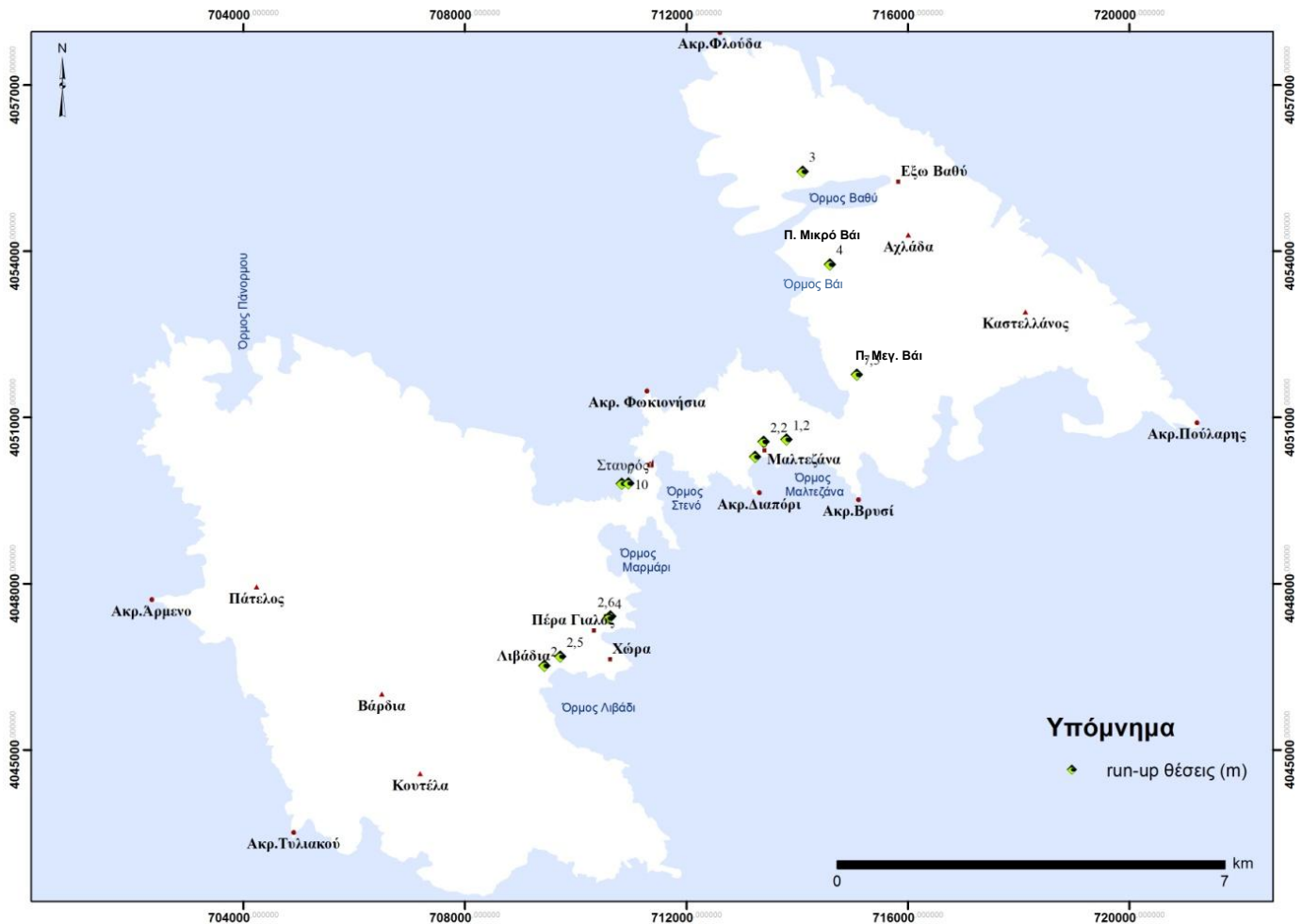
Σχήμα 48: Ο παράκτιος κρημνός στο Σταυρό (Α-Δ). Τα βέλη δείχνουν τις θέσεις των αποστρογγυλεμένων χάλικων (Dominey- Howes et al., 2000)

Η χρονολόγηση σε διάφορα είδη μαλακίων δεν έδωσε κάποια πληροφορία για τη χρονική στιγμή απόθεσης των χάλικων.

Από τις παραπάνω παρατηρήσεις, οι ερευνητές κατέληξαν ότι η διείσδυση του θαλάσιου νερού από το τσουνάμι ξεπέρασε τα 2m στη περιοχή Λιβάδια και τα 10m στη περιοχή Σταυρός. Αυτές οι τιμές είναι πολύ μικρότερες από αυτές που αναφέρονται σε παλαιότερες δημοσιεύσεις για το εν λόγω τσουνάμι.

Οι Okal et al. (2009), επιχείρησαν κυρίως μέσω προφορικών συνεντεύξεων με μάρτυρες του γεγονότος και κλασσικών τοπογραφικών μεθόδων να επαναπροσδιορίσουν το μέγιστο ύψος (run up) του κύματος.

Συνολικά εξέτασαν 14 θέσεις σε 7 περιοχές της Αστυπάλαιας, και συγκεκριμένα στο Σταυρό, τα Λιβάδια, το Βαθύ, τον Πέρα Γιαλό, την παραλία Μεγάλο Βάι και την παραλία Μικρό Βάι (σχήμα 49).



Σχήμα 49: Θέσεις έρευνας πεδίου για τον εντοπισμό του run up του τσουνάμι του 1956 στην Αστυπάλεια(Okal et al., 2009)

Από την έρευνα, προέκυψε ότι στη νότια ακτή του νησιού (Λιβιάδια, Πέρα Γιαλός, Μαλτεζάνα), η αναρρίχηση του κύματος (run up), ήταν $\leq 4\text{m}$. Η περιοχή κατάκλυσης έφτασε τα 285m στα Λιβιάδια και 70m στη Μαλτεζάνα. Στη βόρεια πλευρά του νησιού, αναγνώρισαν τις αποθέσεις που περιγράφουν οι Dominey- Howes et al. (2000), σε ύψος 10m πάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας στη περιοχή του Σταυρού. 5km ανατολικά στον όρμο Βάι, το τσουνάμι διείσδυσε 700m στην ενδοχώρα και έφτασε σε ύψος τα 7.5m. Προς τον όρμο Βαθύ, το κύμα αναρρίχησης μειώνεται, φτάνοντας τα 3 και 4 m. Στο πίνακα 18 που ακολουθεί παρουσιάζονται τα run- up των κυμάτων που εκτιμήθηκαν κατά την εργασία πεδίου από τους Okal et al., (2009).

Lat.	Long.	Run-up (m)	Παρατηρήσεις
36.570435	26.356133	7.0	Σταυρός
36.542549	26.342884	2.5	Λιβάδια, εξοχική κατοικία
36.576935	26.389584	1.2	Μαλτεζάνα, ανατολικό τμήμα της παραλίας
36.576683	26.385000	2.2	Μαλτεζάνα, βάλτος ανατολικά ξενοδοχείου
36.575401	25.383699	2.0	Μαλτεζάνα, δρόμος προς παραλία
36.574234	26.383167	3.0	Μαλτεζάνα, δυτικό τμήμα της παραλίας
36.587234	26.404083	7.5	Παραλία μεγάλο Βάι, σπήλαιο σε κρημνό
36.605499	26.398899	4.0	Παραλία Μικρό Βάι, κάτω από σπίτι στο τέλος του δρόμου
36.620483	26.394184	3.0	Βαθύ, δρόμος πάνω από ταβέρνα
36.548901	26.353201	2.6	Πέρα Γιαλός, οικοδομικό τετράγωνο μπροστά από σχολείο
36.548584	26.352800	4.0	Πέρα Γιαλός, ερμηνεία από καρτ ποστάλ
36.570435	26.357483	10.0	Σταυρός, θέση Dominey Howes et al., 2000
36.541100	26.339634	2.0	Λιβάδια, θέση Dominey- Howes et al., 2000

Πίνακας 18: Δεδομένα “run up” που παρατηρήθηκαν κατά την εργασία πεδίου (Okal et al., 2009)

Από τις παρατηρήσεις των δύο ερευνητικών ομάδων, προκύπτει ότι οι τιμές για το ‘run up’ του τσουνάμι στην Αστυπάλαια, είναι κατά πολύ μικρότερες από αυτές που είχαν δημοσιευθεί παλαιότερα. Στο βόρειο τμήμα του νησιού το μέγιστο ‘run up’ ήταν 10m στη περιοχή του Σταυρού, ενώ στο νότιο τμήμα ήταν 4m στο Πέρα Γιαλό.

Όπως προαναφέρθηκε, στα πλαίσια αυτής της εργασίας επιχειρήθηκε η επαλήθευση των μετρήσεων των δύο παραπάνω ερευνητικών ομάδων, μέσω της εργασίας πεδίου.

Κατά την επίσκεψη στο Πέρα Γιαλό και τη Μαλτεζάνα, δεν ήταν δυνατή η αναγνώριση των ιζημάτων από το τσουνάμι και επομένως και ο προσδιορισμός του κύματος αναρρίχησης. Ως αποτέλεσμα, δεν ήταν κατέστη δυνατή η επιβεβαίωση των δεδομένων των Okal et al. (2009). Στις θέσεις Λιβάδια και Σταυρός, ωστόσο, αναγνωρίστηκαν οι αποθέσεις από το τσουνάμι του 1956 και προσδιορίστηκε το ‘run-up’.

Ειδικότερα, στη θέση Σταυρός, δυτικά της εκκλησίας περίπου 500m, ήταν ευδιάκριτες οι αποθέσεις χάλικων που περιγράφουν οι Dominey- Howes et al. (2000). Όπως φαίνεται και στις ακόλουθες φωτογραφίες (φωτογραφίες 17^α-17^γ),

διακρίνονται αποστρογγυλεμένοι χάλικες, οι οποίοι είναι ανομοιόμορφα τοποθετημένοι πάνω στους παράκτιους κρημνούς, ύψους ως και 4m. Το μέγιστο υψόμετρο στο οποίο εντοπίζονται αυτοί οι χάλικες είναι περίπου τα 10m, ενώ καταλαμβάνουν έκταση περίπου 350m². Κατά την εργασία υπαίθρου, οι χάλικες αυτοί εντοπίστηκαν και σε άλλους παράκτιους κρημνούς στις θέσεις που περιγράφηκαν αρχικά από τους Dominey-Howes et al. (2000) στο Σταυρό, με αποτέλεσμα η συνολική τους έκταση να είναι μεγαλύτερη από αυτή που αρχικά είχε προσδιοριστεί. Οι χάλικες αυτοί ξεχωρίζουν από τα περιβάλλοντα υλικά που είναι προϊόντα αποσάθρωσης των πετρωμάτων που καταλήγουν στην ακτή και φαίνεται η θαλάσσια προέλευσή τους. Η σημερινή τους θέση δείχνει ότι αποτέθηκαν εκεί λόγω κάποιου γεγονότος πολύ μεγάλης ενέργειας. Μόνο ένα θαλάσσιο κύμα βαρύτητας έχει τη δυνατότητα να μεταφέρει και να αποθέσει θαλάσσια ιζήματα μεγάλου βάθους σε τέτοιο ύψος. Στη περιοχή του Αιγαίου, η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης λόγω μετεωρολογικής παλίρροιας είναι πολύ μικρή και δεν ξεπερνά τα 0.5m (IAPSO, 1985; Flemming, 1992; Zerbini et al., 1996). Επομένως είναι πολύ δύσκολο να μεταφέρει τέτοιων διαστάσεων υλικά στη ξηρά. Αντίθετα, το τσουνάμι του 1956 είχε όλη την απαιτούμενη ενέργεια για να δώσει αυτά τα αποτελέσματα.



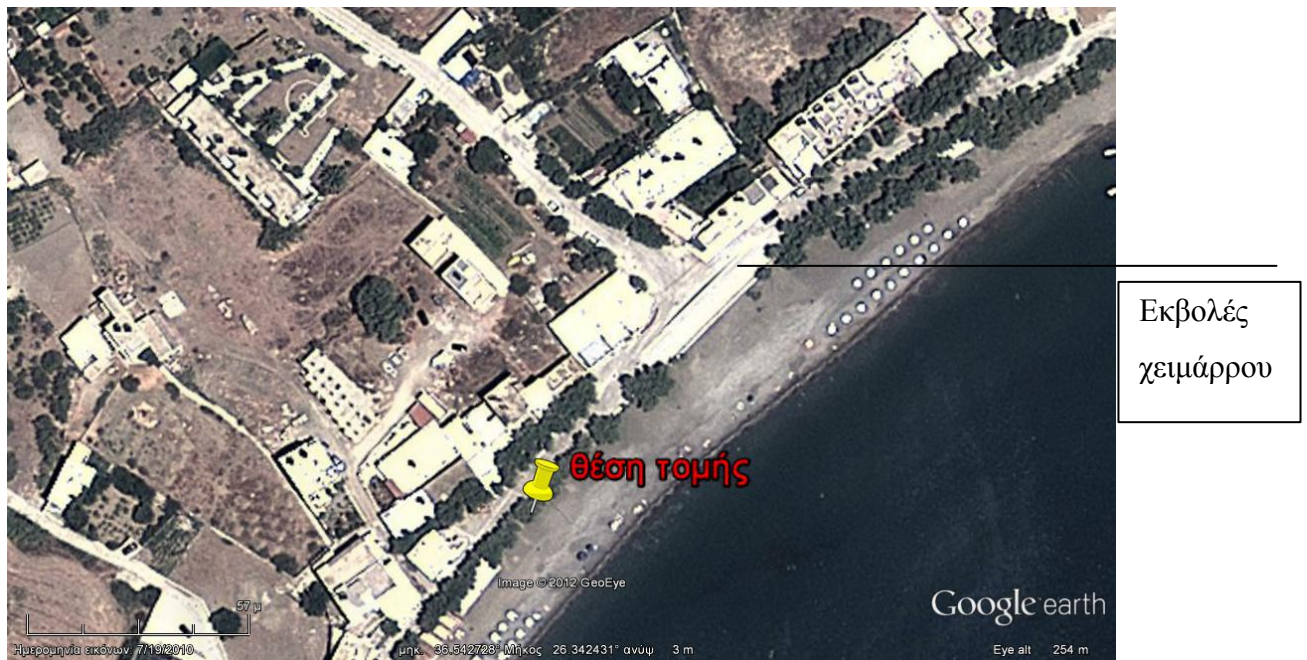
Θέση παρατήρησης των
Dominey- Howes et al. (2000)



Φωτογραφία 17: Αποθέσεις ιζημάτων στη θέση Σταυρός. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χάλικες, που αντιστοιχούν στο τσουνάμι του 1956

Από τη θέση στην οποία βρίσκονται οι αποθέσεις αυτές, προκύπτει ότι το ‘run- up’ του τσουνάμι σε αυτή τη πλευρά του νησιού έφθασε τα 10m. Οι χάλικες αυτοί δεν έχουν σκεπαστεί από άλλα στρώματα ιζημάτων, διευκολύνοντας έτσι τη παρατήρησή τους. Σε κανένα άλλο σημείο του νησιού δεν είναι τόσο εμφανείς και σε τέτοια έκταση.

Στον οικισμό Λιβάδια πραγματοποιήθηκε τομή στα δυτικά των εκβολών του χειμάρρου. Λόγω έντονης ανθρωπογενούς επέμβασης ήταν αδύνατη η πραγματοποίηση της τομής στη θέση των Dominey- Howes et al (2000), ωστόσο και σε αυτή τη θέση επαληθεύτηκαν τα ευρήματα αυτών. Πιο συγκεκριμένα, ο οικισμός Λιβάδια, είναι στη νότια ακτή του νησιού και σε απόσταση περίπου 2km από τη Χώρα της Αστυπάλαιας. Η θέση που έγινε η τομή είναι περίπου 50m νοτιοδυτικά από την εκβολή του χειμάρρου Λιβάδι, ο οποίος λόγω του φράγματος που έχει κατασκευαστεί στα ανάντη έχει σταματήσει τη μεταφορά ιζήματος και την απόθεση στην ακτή (σχήμα 50), σε υψόμετρο περίπου 1.5m από τη Μ.Σ.Θ. και σε απόσταση περίπου 20m από την ακτογραμμή. Η τομή αυτή είναι αντίστοιχη της τομής Α που πραγματοποίησαν οι Dominey- Howes et al. (2000).



Σχήμα 50: Θέση τομής . Άποψη από το google earth

Η κοίτη του χειμάρρου έχει τεχνητά επιχωματωθεί, ενώ στις όχθες του έχουν κτιστεί πολλές κατοικίες και τουριστικά καταλύματα, ιδίως μετά το 2007. Για το λόγο αυτό ήταν αδύνατος ο εντοπισμός των θέσεων των υπόλοιπων τομών των Dominey-Howes et al (2000) αλλά και η πραγματοποίηση οποιασδήποτε τομής σε νέα θέση. Στην φωτογραφία 18, φαίνεται τμήμα της μπαζωμένης κοίτης του χειμάρρου που σήμερα αποτελεί τον κεντρικό δρόμο των Λιβαδιών και τα κτίρια στις όχθες του.



Φωτογραφία 18: Η επιχωματωμένη κοίτη του χειμάρρου Λιβάδι στα Λιβάδια.

Κατά τη τομή βρέθηκαν καλά αποστρογγυλεμένες κροκάλες ανάμεσα σε στρώματα κολλούβιων υλικών (φωτογραφία 19). Η θέση και το σχήμα αυτών των κροκαλών δείχνει ότι η προέλευσή τους είναι θαλάσσια και όχι ποτάμια. Επιπλέον, η μετεωρολογική παλίρροια στο νησί δε ξεπερνά τα 0.5 m όπως προαναφέρθηκε καθιστώντας δύσκολη την απόθεση σε αυτό το σημείο πιθανού θαλάσσιου υλικού. Η μοναδικότητα επίσης αυτών των κροκαλών εντός της στρωματογραφικής στήλης, αποδεικνύει ότι δε μπορεί να οφείλεται σε απόθεση έστω και λόγω κάποιας ακραίας μετεωρολογικής παλίρροιας, όπως αυτή του χειμώνα του 1997-1998. Επιπλέον παρόμοιες κροκάλες έχουν θεωρηθεί ως ένδειξη παλαιοτσουνάμι (Goff et al., 1998). Η απόθεση επομένως, έχει γίνει από κάποιο γεγονός πολύ μεγάλης ενέργειας όπως πιθανά το τσουνάμι του 1956. Η ύπαρξη θαλασσίων ιζημάτων εντός χερσαίων αποθέσεων αποτελεί ακόμη μία απόδειξη για την παραπάνω υπόθεση ότι η απόθεση αυτών δηλαδή οφείλεται σε ένα τσουνάμι.

Από τη θέση στην οποία βρίσκονται, προκύπτει ότι το ‘run- up’ του τσουνάμι στη θέση αυτή ήταν ~2m. Αυτή η παρατήρηση συμφωνεί με τις παρατηρήσεις των προηγούμενων ερευνητικών ομάδων και όχι με τις παλιότερες δημοσιεύσεις που έκαναν λόγο για 4m run up στα Λιβάδια.



Φωτογραφία 17: Τομή στα Λιβάδια. Διακρίνεται το στρώμα με τις κροκάλες θαλάσσιας προέλευσης ανάμεσα σε κολλούβια.

8.6. Εκτίμηση της Τρωτότητας της Παράκτιας Ζώνης της Νήσου

Αστυπάλαια στα Θαλάσσια Κύματα Βαρύτητας

Εδώ και 40 χρόνια περίπου, αρκετοί επιστήμονες έχουν συλλέξει δεδομένα και έχουν δημοσιεύσει καταλόγους σεισμών και τσουνάμι για την ευρύτερη περιοχή της Αν. Μεσογείου. Από αυτούς τους καταλόγους είναι δυνατή η εξαγωγή της επαναληψιμότητας γεγονότων τσουνάμι διαφορετικού μεγέθους. Από την ανάλυση μερικών από αυτά τα δεδομένα (Papazachos and Papazachou, 1997; Dominey- Howes, 2002) προκύπτει ότι ένα τσουνάμι στην Ελλάδα, έντασης $\geq$ III σύμφωνα με τη κλίμακα Ambraseys-Sieberg (Ambraseys, 1962), συμβαίνει κάθε 4 χρόνια κατά μέσο όρο, για ένταση IV ή και μεγαλύτερη, ο χρόνος επανάλληψης είναι 26 χρόνια και για ένταση $\geq$ V είναι 170 χρόνια. Τσουνάμι με ένταση IV ή και μεγαλύτερη, συμβαίνουν κατά μέσο όρο κάθε 1100 χρόνια. Αντίστοιχης σημαντικότητας είναι και το πιθανό ύψος του κύματος που θα πλήξει την ακτογραμμή. Στο πίνακα 19 που ακολουθεί, παρουσιάζονται το ύψος κύματος και ο ρυθμός επαναληψιμότητας για διάφορες εντάσεις τσουνάμι.

Ένταση (Κο)	Ύψος Κύματος (m), σύμφωνα με Soloviev (1978)	Ύψος Κύματος (m), σύμφωνα με Papadopoulos (1998)	Χρόνοι Επανάληψης (έτη)	Πλήθος γεγονότων
III	2	1,6	4	55
IV	4	4,8	26	25
V	8	11,5	170	10
VI	16	20	1100	2

Πίνακας 19: Ύψος κύματος και χρόνοι επανάλληψης για τα τσουνάμι στην Ελλάδα (Soloviev, 1978; Papadopoulos 1998)

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ένα τσουνάμι με μέγιστο ύψος κύματος 5m ή και περισσότερο, μπορεί να συμβεί κάθε 25 χρόνια. Δεδομένου ότι οι παράκτιες περιοχές της Ελλάδας έχουν τα τελευταία 40 χρόνια αξιοποιηθεί πάρα πολύ και ότι δεν έχει συμβεί ένα μεγάλης έντασης τσουνάμι, αυξάνει τις πιθανότητες για απώλειες ζωών και εκτεταμένες καταστροφές.

Αρκετοί επιστήμονες έχουν ασχοληθεί με το κίνδυνο των τσουνάμι για τις παράκτιες περιοχές της Ελλάδας (Papazachos et al, 1986; Fritsalas & Papadopoulos, 1988; Fytikas et al, 1990; Dominey- Howes, 1998; Papadopoulos & Dermetzopoulos,

1998; Ganas et al., 2001; Papathoma M. et al., 2003a; Papathoma M. et al, 2003b). Οι παλαιότερες μελέτες αφορούσαν μόνο την αναγνώριση των ευάλωτων περιοχών, των ζωνών που θα κατακλυστούν από ένα τσουνάμι. Οι νεότερες μελέτες, ωστόσο, περιλαμβάνουν και τη μελέτη της τρωτότητας (κοινωνική και οικονομική). Έτσι εξετάζονται, επιπλέον, το πλήθος των κτηρίων εντός της περιοχής κατάκλυσης που θα υποστούν βλάβες, οι υποδομές και οι γραμμές ζωής (π.χ. οδικό δίκτυο, νοσοκομεία, χώροι απόθεσης απορριμμάτων), η πληθυσμιακή πυκνότητα εντός αυτής της περιοχής, η απόσταση από την ακτογραμμή, το υλικό κατασκευής και η ηλικία των κτηρίων, το πλήθος των ορόφων, η κατάσταση του ισογείου, οι χρήσεις γης, οι προστατευόμενες περιβαλλοντικά περιοχές, και ο αριθμός των κατοίκων ανά κτήριο.

Στη παρούσα εργασία η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης της νήσου Αστυπάλαιας στο τσουνάμι ήταν η εξής:

1) Αναγνώριση της Ζώνης Κατάκλυσης και του Μέγιστου Ύψους Κύματος (Run- up).

Τα τελευταία θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε την Αστυπάλαια είναι αυτό του 1956, όπου το κύμα αναρρίχησης έφτασε τα 10m στη βόρεια πλευρά του νησιού και τα 3m στη νότια. Η περιοχή κατάκλυσης, επομένως, μπορεί να εκτιμηθεί ως η περιοχή μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 3m για το νότιο τμήμα του νησιού και μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 10m για το βόρειο τμήμα του νησιού. Τα ύψη αυτά είναι τα μεγαλύτερα που έχουν καταγραφεί.

Το ύψος κύματος εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, μεταξύ των οποίων η τοπογραφία και βαθυμετρία, καθιστώντας πολύ δύσκολο τον υπολογισμό του για την εκτίμηση της πραγματικής ζώνης κατάκλυσης. Η χρησιμοποίηση του μέγιστου καταγεγραμμένου ύψους αποτελεί μια ασφαλή επιλογή για την μελέτη της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης.

Ωστόσο, επειδή η Αστυπάλαια βρίσκεται σε περιοχή με ενεργή τεκτονική αποφασίστηκε στα πλαίσια της παρούσης εργασίας να γίνει εκτίμηση της τρωτότητας της περιοχής μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 20m, θεωρώντας ότι

μέχρι το υψόμετρο των 20m οι περιοχές είναι ευάλωτες σε πλημμύρες λόγω ενός τσουνάμι.

- 2) Συλλογή δεδομένων, αναγνώριση των παραγόντων που επηρεάζουν της τρωτότητα. - Υπολογισμός της τρωτότητας των κτηρίων και των χρήσεων γης εντός της ζώνης κατάκλυσης.

Παράγοντες οι οποίοι φαίνεται να καθορίζουν τη τρωτότητα των κτηρίων είναι η ηλικία και το υλικό κατασκευής, το πλήθος των ορόφων (για τη δυνατότητα διαφυγής) και η κατάσταση του ισογείου (αντικείμενα που μπορούν να μετακινηθούν). Λόγω έλλειψης λεπτομερών δεδομένων για αυτούς τους παράγοντες, αποφασίστηκε να μη ληφθούν υπόψη αλλά να υπολογιστεί το πλήθος των κτηρίων εντός της περιοχής κατάκλυσης. Αξιοποιήθηκαν τα τοπογραφικά διαγράμματα κλίμακας 1:5000 έκδοσης Ο.Κ.Χ..Ε, έτους 1986, οι αεροφωτογραφίες έκδοσης Υπουργείου Αγρ. Ανάπτυξης και τροφίμων, έτους 1996 και η εφαρμογή Google Earth (λήψη εικόνων το 2010) για την ψηφιοποίηση όλων των κτηρίων (κατοικίες, κτήρια βιομηχανικής χρήσης κ.ο.κ.). Υπολογίστηκε το πλήθος εντός της ζώνης κατάκλυσης για κάθε έτος χωριστά, δίνοντας τη δυνατότητα εκτίμησης της διαχρονικής οικιστικής ανάπτυξης της περιοχής σε σχέση με το κίνδυνο ενός ενδεχόμενου τσουνάμι.

Όσον αφορά τη κοινωνική τρωτότητα, υπολογίστηκε ο πληθυσμός εντός της περιοχής κατάκλυσης (3, 10 και 20m) για κάθε ένα από τα έτη 1986, 1995, 2011, με σκοπό την μελέτη της εξέλιξης του πληθυσμού διαχρονικά εντός της περιοχής υψηλής επικινδυνότητας. Για το σκοπό αυτό έγινε χρήση των δεδομένων της Στατιστικής Αρχής από τις απογραφές των ετών 1986, 1991 και 2011.

Επιπλέον μέσω των δυνατοτήτων των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών έγινε υπολογισμός των κάλυψης γης και των προστατευόμενων περιοχών που πρόκειται να πλημμυρήσουν από ένα θαλάσσιο κύμα αντίστοιχο με αυτό του 1956 αλλά και ενός κύματος μεγαλύτερου ύψους (20m).

Στον πίνακα 20 που ακολουθεί απεικονίζονται τα επιπλέον χωρικά δεδομένα που αφορούν την περιοχή μελέτης και τη πηγή προέλευσής τους, πέραν αυτών που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της επιδεκτικότητας των ακτών στην αναμενόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης.

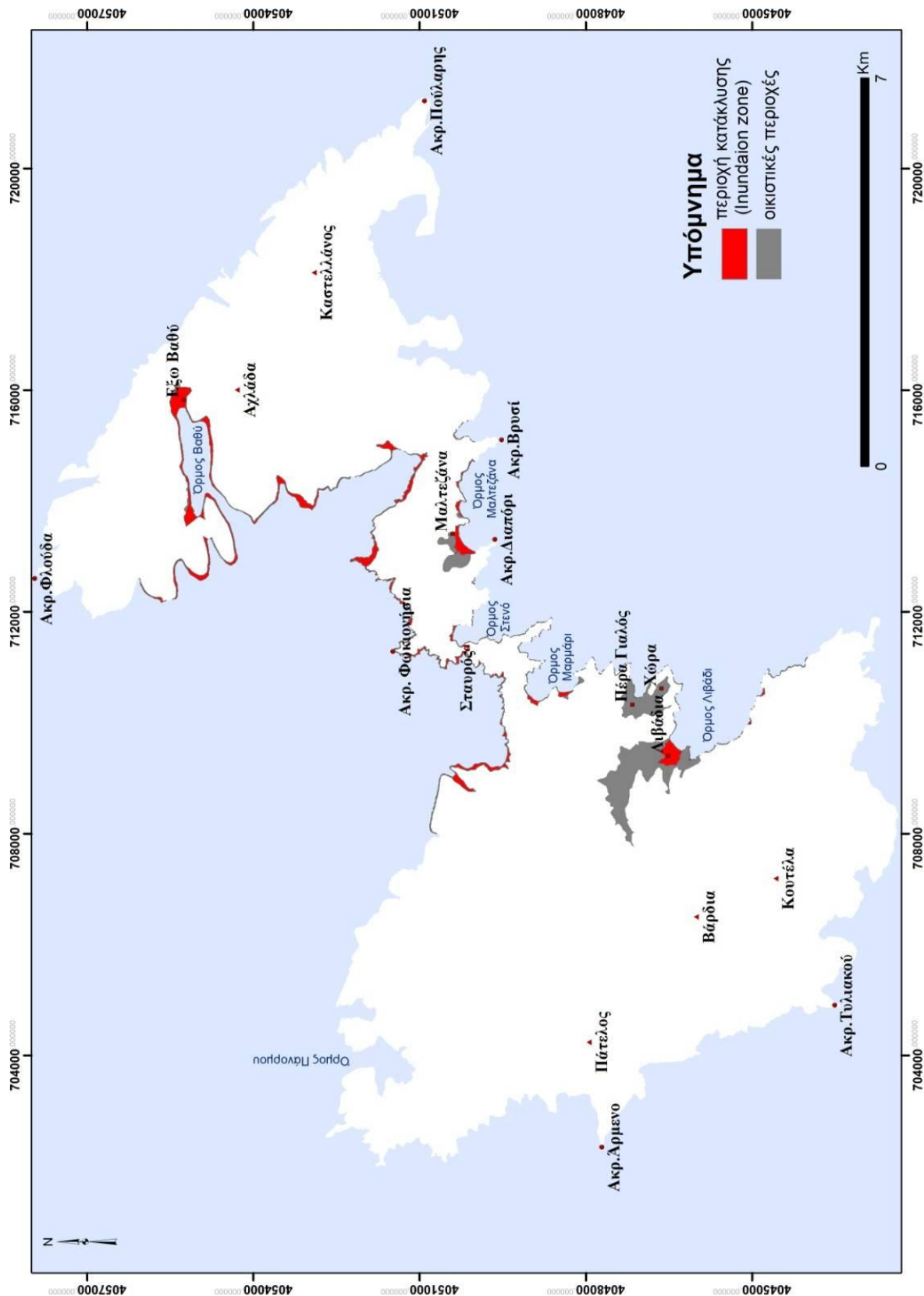
Θεματικό Επίπεδο	Μορφή	Περιγραφικά χαρακτηριστικά	Πηγή δεδομένων
run- up	σημείο	κωδικός, υψόμετρο (m)	Okal et al., 2009, Dominey- Howes et al., 2000, επιτόπια έρευνα
υποδομές	σημείο	κωδικός, περιγραφή	Επιτόπια έρευνα και αποτύπωση με χρήση GPS, Google Earth
δημόσια κτίρια	σημείο	κωδικός, περιγραφή	Επιτόπια έρευνα και αποτύπωση με χρήση GPS, Google Earth
οικισμοί	πολύγωνο	κωδικός, ονομασία, έκταση	Ορθοφωτοχάρτες Κτηματολόγιο ΑΕ
κτήρια	σημείο	κωδικός, έτος	Τοπογραφικά Διαγράμματα 1:5000, Αεροφωτογραφία 1:40000, Google Earth

Πίνακας 20: Τα χωρικά δεδομένα της περιοχής μελέτης που αξιοποιήθηκαν για την εκτίμηση της τρωτότητας στο ενδεχόμενο τσουνάμι

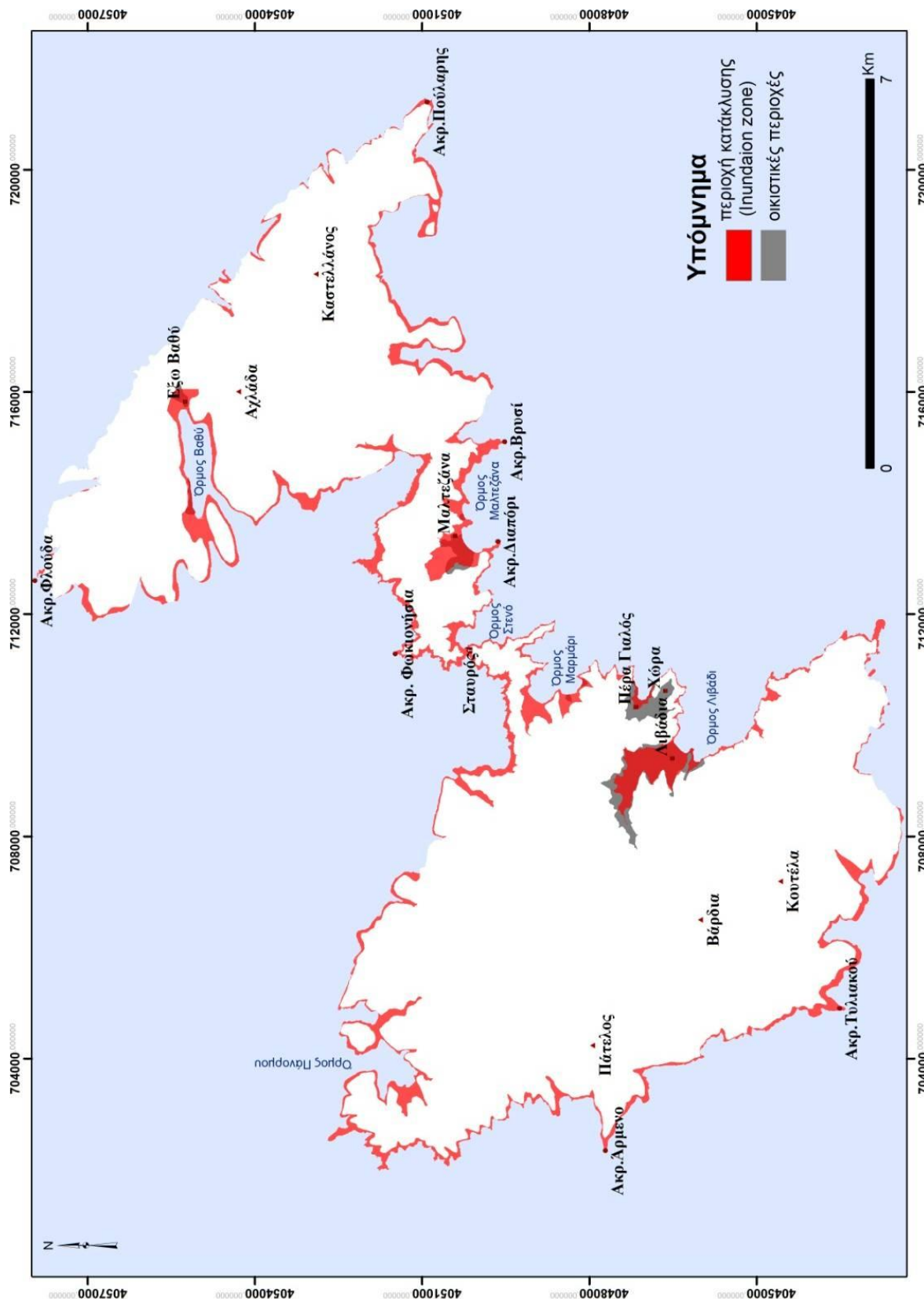
3) Αποτύπωση της τρωτότητας.

Κατασκευάστηκαν θεματικοί χάρτες απεικόνισης της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης σε σχέση με τη συνολική έκταση του νησιού, τη κάλυψη γης και τις προστατευόμενες περιοχές, για διαφορετικά run up (σχήμα 51^α – 51^β, 52^α – 52^β, 53^α – 53^β). Μέσω των εργαλείων του λογισμικού ArcGis 10.1 και της εφαρμογής ArcMap έγινε εξαγωγή χρήσιμων στατιστικών δεδομένων.

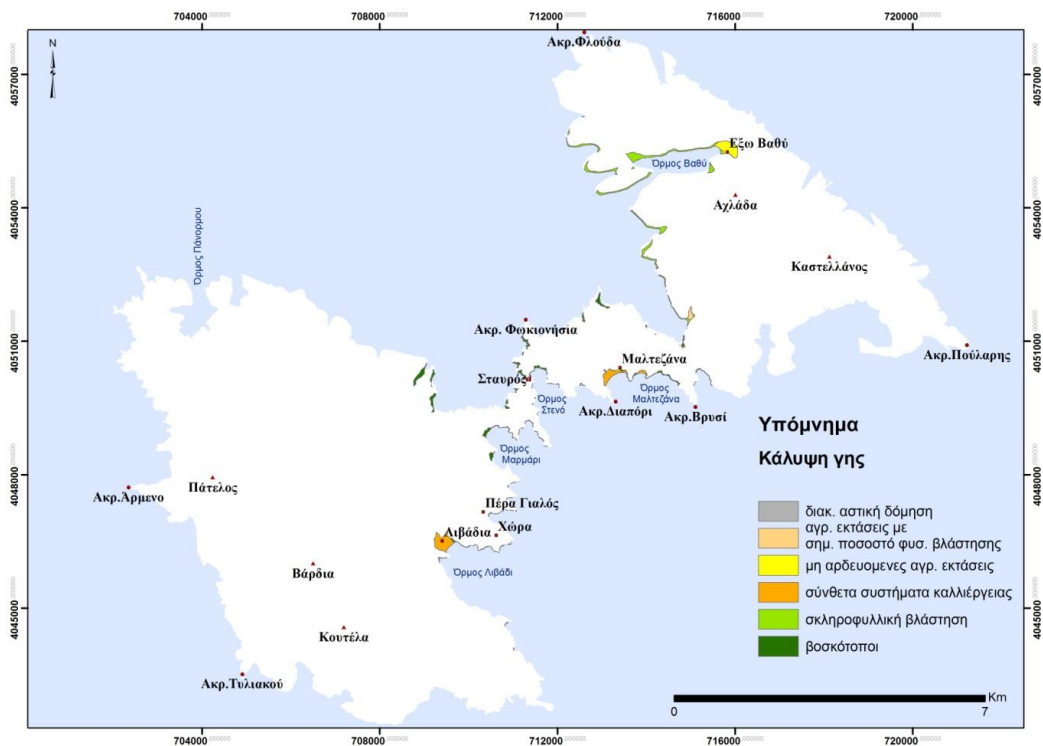
Οι περιοχές που θα κατακλυσθούν από τσουνάμι με run up 3 και 10m, είναι περιορισμένες σε εκείνα τα τμήματα του νησιού για τα οποία υπάρχουν σαφείς ενδείξεις για τις τιμές αυτές. Αντίθετα, οι περιοχές κατάκλυσης από τσουνάμι με run up 20m καλύπτουν μεγαλύτερη έκταση στο νησί.



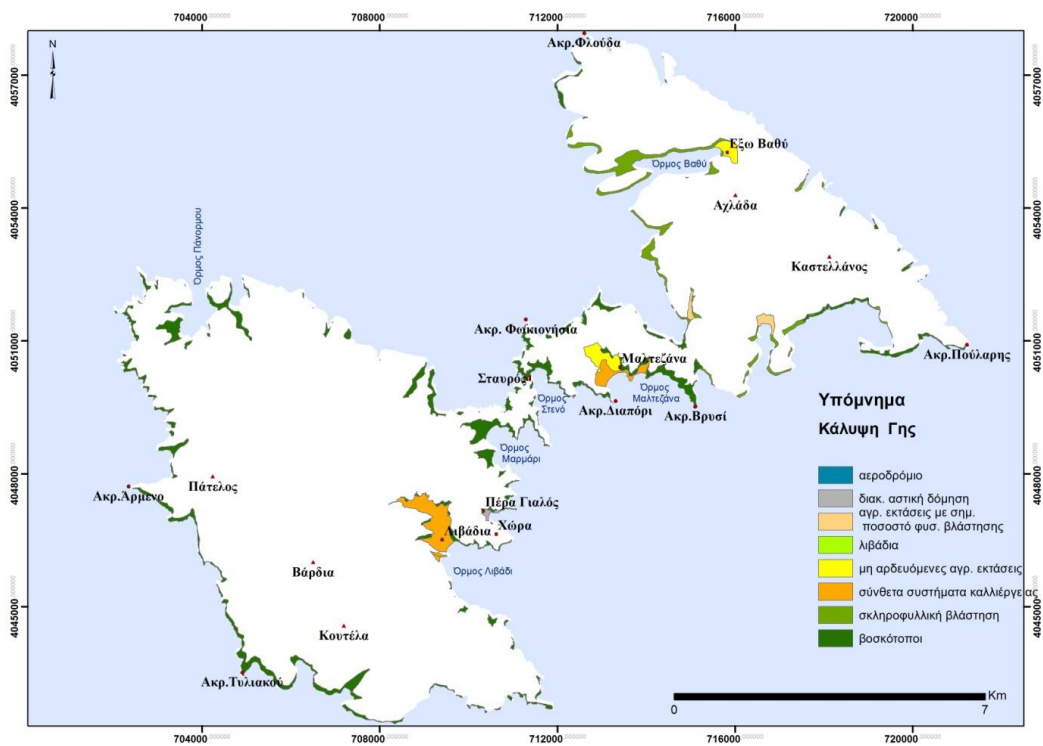
Σχήμα 51^α: Περιοχές Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 3m στη νότια πλευρά και 10m στη βόρεια πλευρά του νησιού.



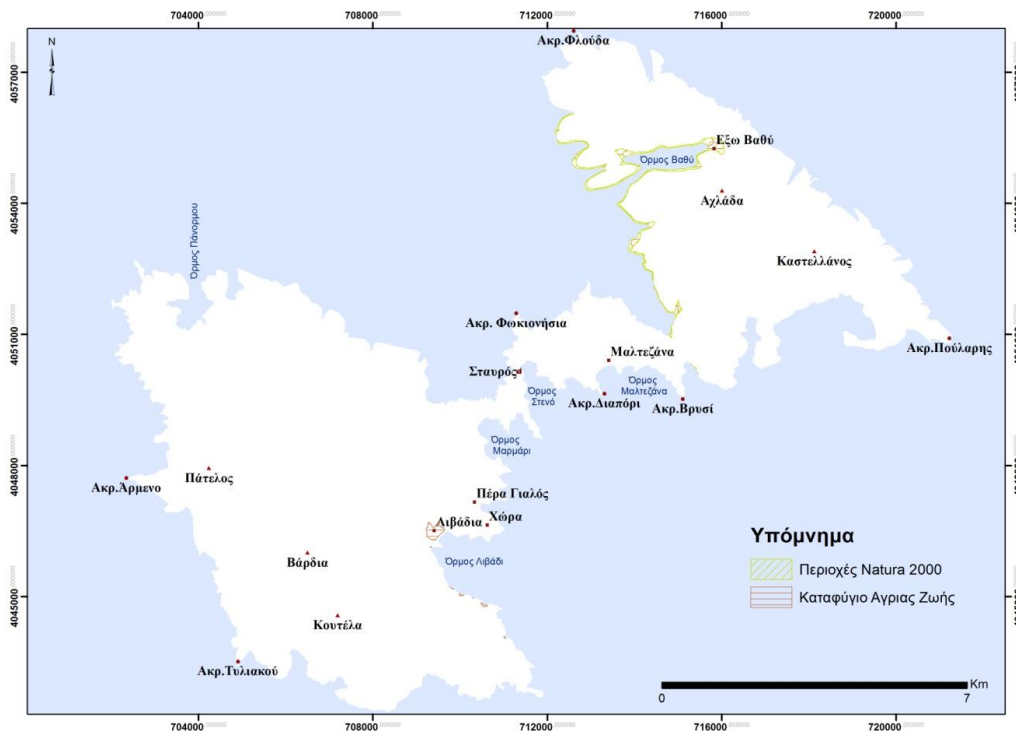
Σχήμα 51^β : Περιοχές Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 20m



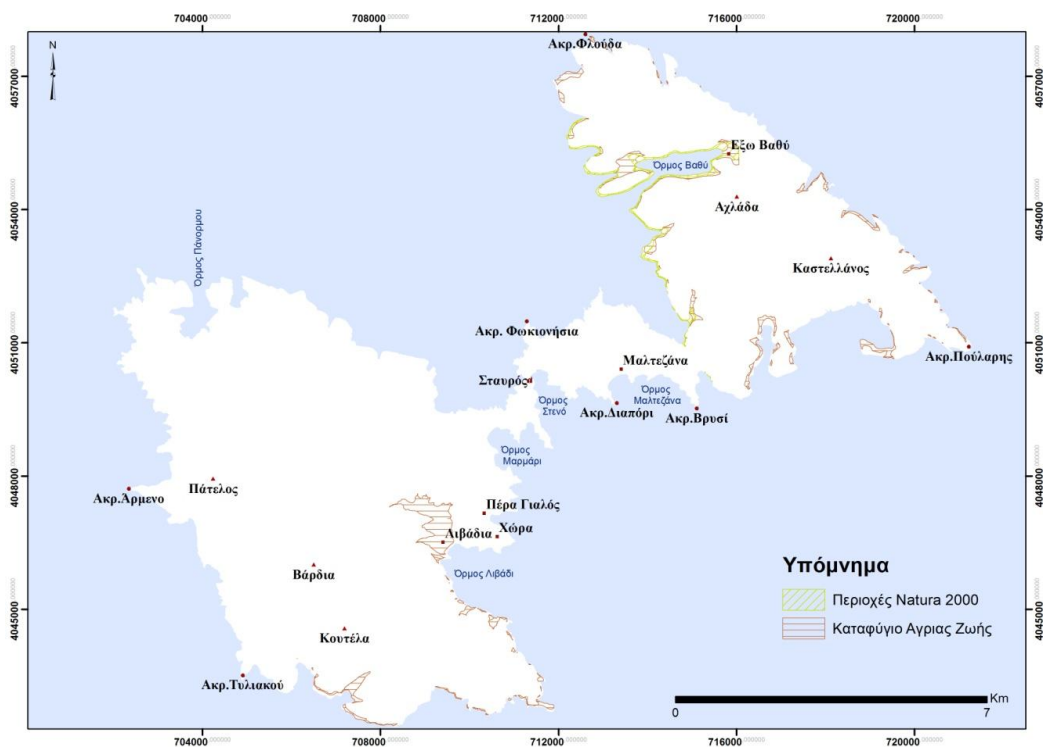
Σχήμα 52^α : Χρήσεις Γης στη Ζώνη Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 3m νότια και 10m βόρεια



Σχήμα 52^β : Χρήσεις Γης στη Ζώνη Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 20m



Σχήμα 53^α: Προστατευόμενες Οικολογικά Περιοχές στη Ζώνη Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 3m νότια και 10m βόρεια



Σχήμα 53^β: Προστατευόμενες Οικολογικά Περιοχές στη Ζώνη Κατάκλυσης από ενδεχόμενο τσουνάμι με run up 20m

Προκύπτει ότι όσον αφορά τις χρήσεις γης (πίνακας 21), οι περιοχές που καταλαμβάνουν τις ζώνες κατάκλυσης καλύπτονται από σκληροφυλλική βλάστηση και βοσκότοπους. Συνολικά 535km² αυτών των δύο κατηγοριών βρίσκονται εντός της περιοχής κατάκλυσης 3 και 10m και 4539km² εντός της ζώνης των 20m. Επίσης σημαντική έκταση των περιοχών κατάκλυσης φιλοξενούν σύνθετα συστήματα καλλιέργειας (οικισμοί Λιβάδια και Μαλτεζάνα), ενώ οι περιοχές που χαρακτηρίζονται ως διακεκομμένη αστική δόμηση, αεροδρόμιο και λιβάδια καταλαμβάνουν τη μικρότερη έκταση. Σχετικά με τις προστατευόμενες περιοχές οικολογικού ενδιαφέροντος 600km² περίπου βρίσκονται εντός των ζωνών κατάκλυσης.

Ζώνη Κατάκλυσης		
Κάλυψη Γης	3m +10m	20m
διακεκομμένη αστική δόμηση	1,75	38
αγρ. εκτάσεις με σημ. ποσοστά φυσικής βλάστησης	22	146,8
μη αρδευόμενες αγρ. εκτάσεις	119	414
σύνθετα συστήματα καλλιέργειας	198	941,4
σκληροφυλλική βλάστηση	309,5	1039
βοσκότοποι	225,6	3500
αεροδρόμιο	-	1,86915
λιβάδια	-	1,05
Προστατευόμενες Οικολογικά Περιοχές		
Περιοχές Natura 2000	573,75	593
Καταφύγιο Άγριας Ζωής	0,41	7,88

Πίνακας 21: Έκταση (km²) κατηγοριών Κάλυψης Γης και Προστατευόμενων Οικολογικά Περιοχών ανά ζώνη κατάκλυσης

Σε ότι αφορά τα κτήρια, όπως προαναφέρθηκε, μελετήθηκε η οικιστική ανάπτυξη εντός των ορίων των οικισμών για τη περίοδο 1986-2010. Προέκυψε ότι εντός των οικισμών, Λιβάδια, Χώρα Αστυπάλαιας, Πέρα Γιαλός, Μαλτεζάνα, Σχοινώντας, Έξω και Μέσα Βαθύ, αλλά και της έκτασης που καταλαμβάνει το camping και η μονάδα παραγωγής ενέργειας της Δ.Ε.Η., πολλά κτήρια είναι ευάλωτα σε ένα ενδεχόμενο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, με run up 3 (ή 10m) και 20m. Το 1986 οι συγκεκριμένες περιοχές είχαν 1612 κτήρια, το 1996 τα κτήρια αυξήθηκαν σε 1857 και το 2010 τα κτήρια έφθασαν τα 1937 (πίνακες 22 & 23). Όσο περισσότερα κτήρια

βρίσκονται εντός της ζώνης κατάκλυσης, τόσο μεγαλύτερος είναι ο κίνδυνος για απώλειες ζωών αλλά και το οικονομικό κόστος από τις υλικές καταστροφές.

Εντός της ζώνης κατάκλυσης των 3 και 10m βρίσκεται επίσης ένας αθλητικό χώρος (γήπεδο) στον Πέρα Γιαλό, ενώ για τη ζώνη των 20m, πλέον του γηπέδου βρίσκεται και ένας χώρος απόθεσης απορριμμάτων στο βόρειο τμήμα του νησιού. Η οικολογική καταστροφή που θα προκληθεί από ένα τσουνάμι, αν κατακλυστεί ο χώρος αυτός θεωρείται σημαντική.

Ζώνη Κατάκλυσης

έτη	3m +10m	20m	σύνολο κτηρίων
1986	113	121	1612
1995	135	642	1857
2010	150	815	1937

Πίνακας 22: Πλήθος κτηρίων ανά έτος και ανά ζώνη κατάκλυσης

Ζώνη Κατάκλυσης

Υποδομές και Δημόσια Κτήρια	3m +10m	20m
πλήθος	1	2

Πίνακας 23: Πλήθος δημοσίων κτηρίων και υποδομών ανά ζώνη κατάκλυσης

Η εκτίμηση του πληθυσμού που πρόκειται να πληγεί αποτελεί ίσως το πλέον κρίσιμο παράγοντα για την εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης. Οι αναπτυγμένοι κοινωνικοοικονομικά οικισμοί του νησιού βρίσκονται στο νότιο τμήμα αυτού, ενώ και η τουριστική ανάπτυξη των τελευταίων ετών των οικισμών αυτών αυξάνει τη τρωτότητα αυτών των κοινωνιών σε οποιονδήποτε παράκτιο φυσικό κίνδυνο. Η μελέτη επομένως αυτής της παραμέτρου είναι απαραίτητη για την ολοκλήρωση της μελέτης των αρνητικών επιπτώσεων αυτού του φυσικού κινδύνου.

Υπολογίστηκε ότι εντός της ζώνης κατάκλυσης των 3 και 10m, σύμφωνα με την απογραφή του 2011 κατοικούν 20 άνθρωποι, ενώ στη ζώνη των 20m κατοικούν 168, σε συνολικό πληθυσμό 1310 κατοίκων. Το 1991 κατοικούσαν στις αντίστοιχες ζώνες 21 και 178 άνθρωποι σε σύνολο 1385 και το 1986 15 και 132 σε

σύνολο 1030. Την περίοδο 1986- 2011, ο συνολικός πληθυσμός του νησιού έχει αυξηθεί. Η τουριστική ανάπτυξη τα τελευταία χρόνια έχει ως αποτέλεσμα το καλοκαίρι περισσότεροι από 18000 άνθρωποι να επισκέπτονται το νησί, αυξάνοντας έτσι τη τρωτότητα κατά τη διάρκεια της θερινής τουριστικής περιόδου. Τα στοιχεία αυτά προκύπτουν από την επικύρωση εισιτηρίων από το αεροδρόμιο και το λιμάνι της Αστυπάλαιας για τη περίοδο Μάιος- Αύγουστος 2012 (πηγή: προφορική συνέντευξη με υπεύθυνο ξενοδοχείου) .

Οι οικισμοί οι οποίοι πλήττονται σε πολύ μεγάλο βαθμό σε ένα ενδεχόμενο ύψος κύματος 20m είναι τα Λιβάδια ($7,92 \text{ km}^2$ της συνολικής έκτασης του οικισμού), ο Πέρα Γιαλός ($6,49 \text{ km}^2$) και το Έξω Βαθύ ($5,82 \text{ km}^2$), ενώ για τον οικισμό Μαλτεζάνα η έκταση είναι σημαντικά μικρότερη ($2,1 \text{ km}^2$). Η Χώρα της Αστυπάλαιας (πρωτεύουσα του δήμου και μεγαλύτερος οικισμός του νησιού) δεν θεωρείται ιδιαίτερα επιρρεπής καθότι είναι κτισμένη σε ύψωμα. Αντίθετα, σε ένα ύψος κύματος, αντίστοιχο του 1956, πλήττονται σημαντικές εκτάσεις των οικισμών Έξω Βαθύ ($6,72 \text{ km}^2$ της συνολικής έκτασης του οικισμού), Μέσα Βαθύ ($4,88 \text{ km}^2$) , Πέρα Γιαλός ($2,45 \text{ km}^2$) και Μαλτεζάνα ($2,46 \text{ km}^2$), ενώ για τις υπόλοιπες περιοχές του νησιού οι αρνητικές επιπτώσεις θα είναι λιγότερες.

Κεφάλαιο 9. Πρόγνωση των Θαλασσίων Κυμάτων Βαρύτητας και Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης

Όπως αναφέρθηκε στο πρόλογο, αφορμή για την επιλογή του θέματος αποτέλεσε το γεγονός ότι η Αστυπάλαια έχει πληγεί κατά το παρελθόν από παράκτιους φυσικούς κινδύνους με πιο πρόσφατο το τσουνάμι του 1956. Το τσουνάμι αυτό αποτέλεσε το πιο πρόσφατο μεγάλο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που έπληξε την Ελλάδα και την Ανατολική Μεσόγειο. Μέχρι και σήμερα πολλά από τα χαρακτηριστικά του και τα αποτελέσματα που προκάλεσε στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου επανεξετάζονται και αποτελούν αντικείμενο έρευνας.

Διάφορες περιοχές του ελληνικού χώρου είναι επιδεκτικές σε ένα εν δυνάμει θαλάσσιο κύμα βαρύτητας. Για αυτό το λόγο, πρέπει ο θαλάσσιος αυτός φυσικός κίνδυνος να εξετάζεται στα πλαίσια της μελέτης των φυσικών κινδύνων που δυνητικά απειλούν μια παράκτια περιοχή ιδιαίτερα όταν η περιοχή αυτή ανήκει σε μια ζώνη μεγάλης συχνότητας εμφάνισης τέτοιων φαινομένων (Νότιο Αιγαίο, Βόρειο Αιγαίο, Κορινθιακός Κόλπος κ.α.). Η πρόγνωση των κυμάτων αυτών είναι πολύ δύσκολη καθώς το κύριο γενεσιουργό αίτιό τους, που είναι ο σεισμός, δε μπορεί να προβλεφθεί. Ωστόσο, παγκοσμίως έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι για τον περιορισμό των αρνητικών επιπτώσεων, κυρίως μέσω της έγκαιρης προειδοποίησης των τοπικών κοινωνιών. Έτσι, έχουν εγκατασταθεί διάφορα κέντρα έγκαιρης προειδοποίησης με σκοπό το μετριασμό των αρνητικών συνεπειών. Σκοπός αυτών των κέντρων είναι η έγκαιρη ειδοποίηση των τοπικών παράκτιων κοινωνιών μετά από ένα σεισμό που θα μπορούσε να προκαλέσει ένα τσουνάμι. Τα κέντρα αυτά αξιοποιούν τα δεδομένα από τους σειсмоγράφους και με τη χρήση μοντέλων προσομοίωσης, μπορούν να εκτιμήσουν το χρονικό διάστημα που απαιτείται για να φθάσουν τα κύματα αυτά σε διάφορες παράκτιες περιοχές καθώς και την ενέργεια που θα καταναλώσουν κατά τη θραύση τους.

Η στατιστική επεξεργασία των ήδη καταγεγραμμένων τσουνάμι βοηθά στη χαρτογράφηση των παράκτιων περιοχών που έχουν πληγεί και τη κατηγοριοποίηση τους ανά βαθμό επικινδυνότητας. Οι παράκτιες περιοχές που

κινδυνεύουν να υποστούν τις μεγαλύτερες καταστροφές είναι οι χαμηλού υψομέτρου (υψόμετρο < 20m). Τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας προκαλούν πλημμύρες και καταστροφές σε καλλιέργειες, βιομηχανικές και οικιστικές περιοχές με μεγάλο οικονομικό και κοινωνικό κόστος. Τα κύματα ταξιδεύουν σε μεγάλες αποστάσεις και μπορούν να πλήξουν περιοχές πολύ μακριά από το σημείο που δημιουργούνται.

Έχουν δημιουργηθεί διάφορα προγράμματα και κέντρα για τη μελέτη των τσουνάμι και την έγκαιρη προειδοποίηση και ενημέρωση των κατοίκων παράκτιων περιοχών στην περίπτωση εκδήλωσης ενός τέτοιου φαινομένου. Υπάρχουν τα Διεθνή Συστήματα Προειδοποίησης (International Warning Systems) τα οποία αφορούν μεγάλες περιοχές του πλανήτη, όπως ο Ειρηνικός Ωκεανός, ο Ινδικός, η Καραϊβική και ο Βόρειος Ατλαντικός, η Μεσόγειος και οι συνδεδεμένες Θάλασσες (NEAMTWS: North Eastern Atlantic, the Mediterranean and Connected Seas) και τα Περιφερειακά (τοπικά) κέντρα έγκαιρης προειδοποίησης. Η Ελλάδα συμμετέχει στα προγράμματα Βορείου Ατλαντικού, της Μεσογείου και των συνδεδεμένων Θαλασσών, που συντονίζει η UNESCO.

Μεταξύ των άλλων μεθόδων και εργαλείων που χρησιμοποιούνται για την έγκαιρη προειδοποίηση είναι και η χρήση της Τηλεπισκόπησης. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της εφαρμογής της Τηλεπισκόπησης στην αναγνώριση ενός τσουνάμι από το διάστημα είναι η μελέτη που έγινε από το Γερμανικό Κέντρο Γεωεπιστημών (Deutsches GeoForschungsZentrum- GFZ), στα πλαίσια της ανάπτυξης του Γερμανο-Ινδονησιακού Συστήματος Έγκαιρης Προειδοποίησης, όπου μέσω προσομοίωσης έγινε σύγκριση δύο ιστορικών γεγονότων τσουνάμι και του χρόνου αναγνώρισης τους με μεθόδους τηλεπισκόπησης. Συγκρίθηκαν το τσουνάμι της Αμοργού του 1956 και των νησιών Andaman το 1941. Προέκυψε ότι η συνεισφορά των υποθαλάσσιων ολισθήσεων στο μέγιστο ύψος κύματος του τσουνάμι της Αμοργού είναι πολύ σημαντική και ότι μόνο ο σεισμός δεν αρκούσε για το ύψος κύματος που παρατηρήθηκε. Επιβεβαιώνεται έτσι και με αυτό τον τρόπο το σενάριο των ολισθήσεων στη τάφρο της Αμοργού. Ωστόσο, σημειώνουν οι ερευνητές ότι για την Αμοργό, το ύψος κύματος τα πρώτα 20-30 λεπτά της ώρας ήταν πολύ μικρό για να μπορεί να παρατηρηθεί, γεγονός που εμποδίζει την αποτελεσματικότητα ενός έγκαιρου συστήματος προειδοποίησης μετά από ένα σεισμικό γεγονός.

Η μελέτη των φυσικών κινδύνων που μπορεί να πλήξουν μια παράκτια περιοχή, η αποτύπωση των μορφολογικών της χαρακτηριστικών, η κατανόηση των γεωμορφολογικών διεργασιών που δρουν σε αυτή και η μελέτη της αλληλεπίδρασης τους με τις ανθρωπογενείς επεμβάσεις αποτελούν αναπόσπαστο τμήμα των ενεργειών που απαιτούνται για την σωστή διαχείριση των παράκτιων περιοχών. Η κατανόηση ότι οι επιπτώσεις μπορεί να συνδέονται με θαλάσσιες ή χερσαίες διεργασίες που δρουν μακριά από το φυσικό περιβάλλον της ακτογραμμής έχει πολύ μεγάλη σημασία για τη διαχείριση του παράκτιου χώρου.

Η Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιων Ζωνών είναι ο μόνος τρόπος αποτελεσματικής διαχείρισης των αντικρουόμενων χρήσεων γης και της ανάγκης προστασίας των παράκτιων περιοχών. Η ελληνική νομοθεσία δεν έχει προσαρμοστεί σ' αυτό το μοντέλο διαχείρισης. Για μια Ολοκληρωμένη Διαχείριση της Παράκτιας Ζώνης (Ο.Δ.Π.Ζ) απαιτείται μια μακροπρόθεσμη στρατηγική με σαφώς καθορισμένα εθνικά θέματα και καθοδηγητικές αρχές για τους διαχειριστές του παράκτιου χώρου.

Συμπεράσματα-Συζήτηση

Στην παρούσα εργασία έγινε η εκτίμηση της επιδεκτικότητας των ακτών της νήσου Αστυπάλαιας σε δύο ενδεχόμενους παράκτιους φυσικούς κινδύνους: της αναμενόμενης ανόδου της θαλάσσιας στάθμης, ως συνέπεια της κλιματικής αλλαγής και των θαλάσσιων κυμάτων βαρύτητας (τσουνάμι).

Για την εκτίμηση της επιδεκτικότητας των ακτών στην ενδεχόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, δεν συνεκτιμήθηκαν οι παράγοντες του τεκτονισμού και της ισοστασίας αλλά μόνο του ευστατισμού. Η εκτίμηση έγινε με την εφαρμογή του Δείκτη Επιδεκτικότητας Ακτών αξιοποιώντας τις δυνατότητες των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών. Ο Δείκτης που χρησιμοποιήθηκε αποτελεί τροποποίηση του Δείκτη Παράκτιας Τρωτότητας (Coastal Vulnerability Index) των Thieler & Hammar- Klose (1999) και εμπλέκει επτά παραμέτρους, συμπεριλαμβανομένης και της γεωλογίας των ακτών, σχετιζόμενες με τα φυσικο - γεωγραφικά χαρακτηριστικά της ακτογραμμής και τις παράκτιες φυσικές διεργασίες. Οι τιμές του δείκτη που υπολογίστηκαν κυμαίνονται μεταξύ 3,58 και 53,45. Από τις επτά παραμέτρους του δείκτη, οι μεταβλητές της λιθολογίας, της παράκτιας γεωμορφολογίας και της παράκτιας κλίσης εμφανίζουν τη μεγαλύτερη μεταβλητότητα, ενώ αυτές του μέσου εύρους παλίρροιας και της σχετικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης παρουσιάζουν ενιαίες τιμές για όλο το μήκος της ακτογραμμής. Κάποια από τα όρια των παραμέτρων (του μέσου σημαντικού ύψους κύματος) τροποποιήθηκαν προκειμένου να ανταποκρίνονται στο ελληνικό παράκτιο περιβάλλον.

Προέκυψε ότι το 62.2% (~83km) της ακτογραμμής της νήσου είναι πολύ χαμηλής επιδεκτικότητας και το 26.5% (~38km) χαμηλής σε μια ενδεχόμενη άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Αντίθετα, μόνο το 5,8% (~8,3km) παρουσιάζει υψηλή και πολύ υψηλή επιδεκτικότητα. Οι περιοχές αυτές είναι αιγιαλοί, σύγχρονων παράκτιων και αλλουβιακών αποθέσεων και η κλίση τους δε ξεπερνά το 6%. Τα τμήματα της ακτογραμμής με χαμηλή και πολύ χαμηλή επιδεκτικότητα είναι παράκτιοι κρημνοί, ασβεστολιθικής προέλευσης, μεγάλης κυρίως κλίσης.

Η περιοχή της Μαλτεζάνας αποτελεί τη περισσότερο ευάλωτη περιοχή του νησιού στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης. Η χαμηλή κλίση, η λιθολογική σύσταση και η παράκτια γεωμορφολογία επιδρούν αρνητικά, με αποτέλεσμα ήδη εκτεταμένα τμήματα της ακτογραμμής να υπόκεινται σε διάβρωση. Οι άλλοι οικισμοί του νησιού που αντιμετωπίζουν επίσης πρόβλημα είναι τα Λιβάδια και το Έξω Βαθύ, εξαιτίας της παρουσίας επιρρεπών στη διάβρωση παράκτιων γεωμορφών και γεωλογικών σχηματισμών.

Για μια πρώτη εκτίμηση των κοινωνικο-οικονομικών επιπτώσεων, εκτιμήθηκαν οι χρήσεις γης που καταλαμβάνουν τις περιοχές με υψηλή και πολύ υψηλή επιδεκτικότητα, σύμφωνα με τα αποτελέσματα του δείκτη. Το 4% (~6km) των φυσικών βοσκοτόπων και το 1% (~1.4km) των σύνθετων συστημάτων καλλιέργειας, αναπτύσσονται σε περιοχές υψηλής και πολύ υψηλής επιδεκτικότητας. Σε αυτές τις περιοχές βρίσκονται οι αραιοκατοικημένοι τουριστικά όμως ιδιαίτερα σημαντικοί οικισμοί Λιβάδια και Μαλτεζάνα. Οι περιοχές με έντονη οικιστική ανάπτυξη (Πέρα Γιαλός) είναι ανεπτυγμένες σε περιοχές χαμηλής και πολύ χαμηλής επιδεκτικότητας και μόνο το 0,06% (~90m) είναι σε περιοχές υψηλής επιδεκτικότητας. Επιπλέον, σχετικά με τις περιβαλλοντικά ευαίσθητες περιοχές του νησιού (Καταφύγια Άγριας Ζωής και περιοχές Natura 2000), αυτές είναι κυρίως ανεπτυγμένες σε περιοχές πολύ χαμηλής και χαμηλής επιδεκτικότητας (ανατολικό φτερό και νότιο τμήμα του δυτικού φτερού).

Γίνεται φανερό επομένως, ότι οι ευάλωτες περιοχές αν και καταλαμβάνουν πολύ μικρό τμήμα της ακτογραμμής του νησιού, σχετίζονται με το ανθρωπογενές περιβάλλον (οικισμοί, καλλιέργειες, τουριστική δραστηριότητα) και καταδεικνύουν την ανάγκη λήψης μέτρων.

Για την εκτίμηση της τρωτότητας της παράκτιας ζώνης στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (τσουνάμι), αξιοποιήθηκαν οι υπάρχουσες μελέτες για το μέγιστο ύψος αναρρίχησης κύματος (run up) που έχει πλήξει το νησί και με βάση αυτές επιχειρήθηκε η αναγνώριση της πιθανής ζώνης κατάκλυσης και ο υπολογισμός εντός αυτής, της τρωτότητας του πληθυσμού, των κτηρίων, των χρήσεων γης και των περιοχών οικολογικού ενδιαφέροντος. Η χρησιμοποίηση του μέγιστου

καταγεγραμμένου ύψους αποτελεί μια ασφαλή επιλογή για την εκτίμηση της τρωτότητας.

Το ύψος αναρρίχησης του κύματος από το τσουνάμι του 1956 έφτασε τα 10m στη βόρεια πλευρά του νησιού και τα 3m στη νότια. Οι τιμές αυτές αποτελούν τις υψηλότερες τιμές που έχουν καταγραφεί. Με βάση αυτές τις τιμές, εκτιμήθηκε η ζώνη κατάκλυσης ως η περιοχή μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 3m για το νότιο τμήμα του νησιού και μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 10m για το βόρειο τμήμα του νησιού. Ωστόσο, επειδή όλες οι περιοχές με υψόμετρο μικρότερο των 20m θεωρούνται ευάλωτες σε ένα τσουνάμι ανάλογου μεγέθους με αυτό του 1956, έγινε και μια δεύτερη εκτίμηση της τρωτότητας της περιοχής μεταξύ της ακτογραμμής και της ισοϋψούς των 20m.

Οι οικισμοί οι οποίοι κυρίως πλήττονται, σε ένα ενδεχόμενο ύψος κύματος 20m, είναι τα Λιβάδια ($7,92 \text{ km}^2$ της συνολικής έκτασης του οικισμού), ο Πέρα Γιαλός ($6,49 \text{ km}^2$) και το Έξω Βαθύ ($5,82 \text{ km}^2$), ενώ ο οικισμός Μαλτεζάνα αντιμετωπίζει πολύ μικρή τρωτότητα ($2,1 \text{ km}^2$). Αντίθετα, σε ένα ύψος κύματος, αντίστοιχο του 1956, πλήττονται οι οικισμοί Έξω Βαθύ ($6,72 \text{ km}^2$ της συνολικής έκτασης του οικισμού), Μέσα Βαθύ ($4,88 \text{ km}^2$), Πέρα Γιαλός ($2,45 \text{ km}^2$) και Μαλτεζάνα ($2,46 \text{ km}^2$), ενώ οι υπόλοιπες περιοχές του νησιού είναι λιγότερο ευάλωτες.

Σχετικά με το πληθυσμό που διαμένει εντός της ζώνης κατάκλυσης και στις δύο περιπτώσεις, υπολογίστηκε ότι η πληθυσμιακή πυκνότητα είναι $13.53 \text{ κάτοικοι/km}^2$, σύμφωνα με την απογραφή του 2011. Λόγω της τουριστικής ανάπτυξης, είναι φανερό ότι το καλοκαίρι ο πληθυσμός που θα αντιμετώπιζε τον ενδεχόμενο κίνδυνο είναι πολύ μεγαλύτερος.

Σχετικά με το πλήθος των κτηρίων εντός της ζώνης κατάκλυσης υπολογίστηκε ότι, για τη ζώνη των 3 και 10m, 150 κτήρια είναι ευάλωτα και για τη ζώνη των 20m, 815, σε σύνολο 1937 κτηρίων (καταγραφή κτηρίων το έτος 2010).

Σχετικά με τις χρήσεις γης, μεγαλύτερη έκταση εντός της ενδεχόμενης περιοχής κατάκλυσης εμφανίζουν οι φυσικοί βοσκότοποι και οι περιοχές που

καλύπτονται από σύνθετα συστήματα καλλιέργειας και σκληροφυλλική βλάστηση, ενώ οι περιοχές Natura 2000 καταλαμβάνουν μικρότερη έκταση.

Η εκτίμηση τόσο της επιδεκτικότητας της παράκτιας ζώνης στην άνοδο της θαλάσσιας στάθμης, όσο και της τρωτότητας αυτής στα θαλάσσια κύματα βαρύτητας, αποτελούν σύνθετα ζητήματα, τα οποία χρειάζονται μια διεπιστημονική προσέγγιση για να μελετηθούν. Η συνεισφορά σύγχρονων μεθόδων και επιστημονικών κλάδων όπως η Γεωπληροφορική και η Τηλεπισκόπηση βοηθούν σε αυτή τη κατεύθυνση.

Από τη παρούσα εργασία, γίνεται εμφανής η ανάγκη λήψης μέτρων προστασίας των παράκτιων περιοχών. Τα μέτρα αφορούν τη δημιουργία κατάλληλων σχεδίων μετριασμού των επιπτώσεων και οφείλουν να είναι προσαρμοσμένα στο εκάστοτε παράκτιο περιβάλλον. Η δημιουργία χαρτών ζωνών επικινδυνότητας αποτελεί ένα πολύ σημαντικό αρχικό στάδιο για το σχεδιασμό αυτό όπως και ο σωστός σχεδιασμός ή επανασχεδιασμός των χρήσεων γης. Επιπλέον, κρίνεται απαραίτητη η ενημέρωση των κατοίκων για τους παράκτιους φυσικούς κινδύνους με σκοπό τη καλύτερη κατανόηση τους και την ορθότερη διαχείριση της παράκτιας ζώνης από τους αρμόδιους φορείς. Η Αστυπάλαια αποτελεί νησί με μεγάλη τουριστική ανάπτυξη τα τελευταία έτη και η μελέτη των ενδεχόμενων φυσικών κινδύνων κρίνεται απαραίτητη για την αποφυγή πιθανών αρνητικών επιπτώσεων.

Συντομογραφίες

C.S.I.	COASTAL SUSCEPTIBILITY INDEX
C.V.I	COASTAL VULNERABILITY INDEX
D.E.M.	DIGITAL ELEVATION MODEL
I.P.C.C.	INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE
U.S.G.S.	UNIYED STATES GEOLOGICAL SURVEY
Γ.Υ.Σ.	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΣΤΡΑΤΟΥ
Ε.Α.Α.	ΕΘΝΙΚΟ ΑΣΤΕΡΟΣΚΟΠΕΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.	ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΚΕΝΡΡΟ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ
Ι.Γ.Μ.Ε.	ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ
Μ.Σ.Θ.	ΜΕΣΗ ΣΤΑΘΜΗ ΘΑΛΑΣΣΑΣ
Ο.Η.Ε.	ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΣ ΗΝΩΜΕΝΩΝ ΕΘΝΩΝ
Ο.Κ.Χ.Ε.	ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΣ ΚΤΗΜΑΤΟΛΟΓΙΟΥ ΚΑΙ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΕΩΝ ΕΛΛΑΔΟΣ

Βιβλιογραφία

- ABUODHA P. WOODROFFE C.D.** , 2007. ASSESSMENT VULNERABILITY OF COASTS TO CLIMATE CHANGE: A REVIEW OF APPROACHES AND THEIR APPLICATION TO THE AUSTRALIAN COAST. IN: WOODROFFE C.D., BRUCE E., PUOTINEN M., FURNESS R.A. (EDS), GIS FOR THE COASTAL ZONE: A SELECTION OF PAPERS FROM COASTGIS 2006. AUSTRALIAN NATIONAL CENTRE FOR OCEAN RESOURCES AND SECURITY. UNIVERSITY OF WOLLONGONG, WOLLONGONG, AUSTRALIA, 458P.
- ABUODHA P. WOODROFFE C.D.** ,2010. ASSESSING VULNERABILITY TO SEA LEVEL RISE USING A COASTAL SENSITIVITY INDEX: A CASE STUDY FROM SOUTHEAST AUSTRALIA. J. COAST. CONSERV., 14, 189- 205
- ALEXANDRAKIS G., KARDITSA A, POULOS S, GHIONIS G., KAMPANIS N.A.** , 2009. VULNERABILITY ASSESSMENT FOR TO EROSION OF THE COASTAL ZONE TO A POTENTIAL SEA- LEVEL RISE: THE CASE OF THE AEGEAN HELLENIC COAST. IN: SYDOW A (ED), ENVIRONMENTAL SYSTEMS IN ENCYCLOPEDIA OF LIFE SUPPORT SYSTEMS (EOLSS), DEVELOPED UNDER THE AUSPICES OF THE UNESCO, EOLSS PUBLISHER, OXFORD, UK.
(AVAILABLE AT [HTTP://WWW.EOLSS.NET/](http://www.eolss.net/))
- AMBRASEYS N.N.** , 1960. THE SEISMIC SEA WAVE OF JULY 9TH 1956 IN THE GREEK ARCHIPELAGO. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, 65 (4), 1257- 1265
- AMBRASEYS N.N.** , 1962. DATA FOR THE INVESTIGATION OF THE SEISMIC SEA WAVE IN THE EASTERN MEDITERRANEAN. BULLETIN OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA 52 (4), 895- 913
- AMMANN C.M. FORTUNAT J., SCHIMEL D.S., OTTO- BLIESNER B.L., TOMAS R.A.** ,2007. SOLAR INFLUENCE ON CLIMATE DURING THE PAST MILLENNIUM: RESULTS FROM TRANSIENT SIMULATIONS WITH THE NCAR CLIMATE SYSTEM MODEL, PNAS, VOL. 104, NO. 10, 3713-3718.
- ANTONOPOULOS A. , 1978. CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF TSUNAMIS IN THE EASTERN MEDITERRANEAN, FROM ANCIENT TIMES UNTIL THE RECENT. ANN. GEOL. DES PAYS HELLENIQUES, LE SERIE T. XXIX/2, P. 740- 757
- ANTONOPOULOS J.** , 1980. DATA FOR THE INVESTIGATION OF SEISMIC SEA WAVES. ANNALI DI GEOFISICA, 33 (1-5), 141-229
- BERNARD E.N., MOFJELD H.O., TITOV V., SYNOLAKIS C.E., GONZALEZ F.L.** , 2006. TSUNAMI: SCIENTIFIC FRONTIERS, MITIGATION, FORECASTING AND POLICY IMPLICATIONS. PHIL. TRANS. R. SOC. A., 364, 1989-2007.
DOI: 10.1098/RSTA.2006.189
- BRIGGS D., SMITHSON P., ADDISON K., ATKINSON K.** , 1997. FUNDAMENTALS OF THE PHYSICAL ENVIRONMENT, 2ND EDITION, ROUTLEDGE, LONDON
- BRITTON N.** , 1987. TOWARDS A RE- CONCEPTUALIZATION OF DISASTER FOR THE ENHANCEMENT OF SOCIAL PREPAREDNESS, IN R. DYNES, B. DE MARCHI AND C. PELANDS (EDS), SOCIOLOGY OF DISASTERS. FRANCO ANGELI, MILAN, ITALY.
- BROCHIER F., RAMIERI E.** , 2001. CLIMATE CHANGE IMPACTS ON THE MEDITERRANEAN COASTAL ZONES (APRIL 2001), FEEM WORKING PAPER NO 27 (AVAILABLE AT SSRN: [HTTP://SSRN.COM/ABSTRACT=277549](http://ssrn.com/abstract=277549))
- BRUUN P.** , 1962. SEA LEVEL RISE AS A CAUSE OF SHORE EROSION. JOURNAL OF WATERWAYS AND HARBOUR DIVISION, 88, 117- 130
- CHATZIELEFThERIOU M., ALEXANDRAKIS G., POULOS S., GAKI-PAPANASTASSIOU K., MAROUKIAN H.** , 2007. ASSESSMENT OF VULNERABILITY TO A FUTURE SEA- LEVEL RISE OF THE E AND NE COAST OF ATTICA. IN: PROCEEDINGS
- DAVIES J.L.** , 1964. A MORPHOGENIC APPROACH TO THE WORLD'S SHORELINES. ZEITSCHRIFT FÜR GEOMORPHOLOGIE, 8, 127-142
- DOMINEY- HOWES D. & CUNDY A.** , 2001. TSUNAMI RISK IN THE AEGEAN SEA AND THE ROLE OF SYSTEMATIC FIELD LABORATORY AND DOCUMENTARY STUDIES: THE CASE OF 1956 TSUNAMI. IN: G.T. HEBENSTEIT (ED.): TSUNAMI RESEARCH AT THE CRITICAL DECADE, 103- 117. KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS

- DOMINEY- HOWES D.T.M.** , 1996. SEDIMENTARY DEPOSITS ASSOCIATED WITH THE JULY 9TH 1956 AEGEAN SEA TSUNAMI. *PHYS. CHEM. EARTH*, VOL 21, NO. 12, PP51-55
- DOMINEY- HOWES D.T.M.** , 1998. ASSESSMENT OF TSUNAMI MAGNITUDE AND IMPLICATIONS FOR URBAL HAZARD PLANNING IN GREECE. *DISASTER PREVENTION AND MANAGEMENT*, 7,3, 176- 182
- DOMINEY- HOWES D.T.M.** , 2002. DOCUMENTARY AND GEOLOGICAL RECORDS OF TSUNAMIS IN THE AEGEAN SEA REGION OF GREECE AND THEIR POTENTIAL VALUE TO RISK ASSESSMENT AND DISASTER MANAGEMENT, *NATURAL HAZARDS*, 25, 195- 224
- EMERY K.O. & KUHN G.G.** , 1980. EROSION OF ROCK SHORES AT LA JOLLA. *MARINE GEOLOGY*, 37, 197- 208.
- EUROPEAN COMMISSION** , 2004. LIVING WITH THE COASTAL EROSION IN EUROPE, SEDIMENT AND SPACE FOR SUSTAINABILITY. RESULTS FROM THE EUROSION STUDY. ED. P. DOODY, M. FERREIRA, S. LOMBARDO, I. LUCIUS, R. MISDORP, H.NIESING, A. SALMAN, M. SMALLEGANGE
- FAIRBRIDGE R.W.** , 1983. ISOSTACY AND EUSTACY. IN: SMITH D. & DAWSON A.G. (EDS), *SHORELINE AND ISOSTACY*. ACADEMIC PRESS, LONDON, PP 3-25
- FITZGERALD D.M., FENSTER M.F., ARGOW B.A. & BUYNEVICH I.**, 2008. COASTAL IMPACTS DUE TO SEA LEVEL RISE. *ANNUAL REVIEW OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES*, 36, 601- 647
- FLEMMING N.C.**, 1992. PREDICTIONS OF RELATIVE SEA LEVEL CHANGE IN THE MEDITERRANEAN BASED ON ARCHAEOLOGICAL, HISTORICAL AND TIDE- GAUGE DATA. IN: JEFTIC L., MILLIMAN J.D., SESTINI G.(EDS), *CLIMATIC CHANGE AND THE LEVEL OF THE SEAS*, VOL. 1, THE MEDITERRANEAN, PP 247- 281
- FOTEINIS S., PAPADOPOULOS C., KOUTSOGIANNAKI I., SYNOLAKIS C.** , 2010. COASTAL EROSION AND ACCRETION RATES IN GREECE. *GEOPHYSICAL RESEARCH ABSTRACTS*, VOL. 12, EGU 2010-7499, EGU GENERAL ASSEMBLY 2010, 2-7 MAY, VIENNA AUSTRIA
- FRITZALAS C.I. & PAPADOPOULOS G.A.** , 1988. VOLCANIC RISK AND URBAN PLANNING IN THEREGION OF SANTORINI VOLCANO, SOUTH AEGEAN, GREECE. IN: *PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE ENGINEERING GEOLOGY AND ANCIENT WORKS , MONUMENTS AND HISTORICAL SITES*, EDITED B MARINOS P.G. AND KOUKIS G.C., PRESERVATION AND PROTECTION , 1321- 1327
- FYTIKAS M., KOLIOS N., VOUGIOUKALAKIS G.** , 1990. POST- MINOAN VOLCANIC ACTIVITY ON THE SANTORINI VOLCANO. VOLCANIC HAZARD AND RISK, FORECASTING POSSIBILITIES. IN: *THERA AND THE AEGEAN WORLD III*. EDITED BY HARDY D., KELLER J., GALANOPOULOS V.P., FLEMMING N.N. AND DRUIT D.H., *EARTH SCIENCES* 2, 183-198
- GAKI- PAPANASTASSIOU K., KARYMBALIS E., POULOS S, SENI A., ZOUVA C.** , 2011. COASTAL VULNERABILITY ASSESSMENT TO SEA- LEVEL RISE BASED ON GEOMORPHOLOGICAL AND OCEANOGRAPHICAL PARAMETERS: THE CASE OF ARGOLIKOS GULF, PELOPONNESE, GREECE. *HELLENIC JOURNAL OF GEOSCIENCES*, 45, 109- 121
- GAKI- PAPANASTASSIOU K., MAROUKIAN H., PAVLOPOULOS K., ZAMANI A.** , 1997. THE IMPLICATIONS OF THE EXPECTED SEA LEVEL RISE ON THE LOW LYING AREAS OF CONTINENTAL GREECE IN THE NEXT CENTURY, *PROC. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ENGINEERING GEOLOGY AND THE ENVIRONMENT*, 121- 126
- GANAS A., NIKOLAOU E., DERMENTZOPOULOS TH. AND PAPADOPOULOS G.A.**, 2001. A GIS FOR TSUNAMI RISK MAPPING AND MANAGEMENT. IN: *NATO ADVANCED RESEARCH WORKSHOP " UNDERWATER GROUND FAILURES ON TSUNAMI GENERATION MODELING, RISK AND MITIGATION*, ISTANBUL, MAY 23- 26, 249- 252
- GOFF J.R., CROZIER F., SUTHERLAND V., COCHRAN U., SHANE P.** , 1998. POSSIBLE TSUNAMI DEPOSITS FROM THE 1855 EARTHQUAKE, NORTH ISLAND, NEA ZEALAND. IN: STEWART I.S, VITA- FINZI C. (EDS), *COASTAL TECTONICS*, GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS, 146, 353- 374
- GORNITZ V.** , 1991. GLOBAL COASTAL HAZARDS FROM FUTURE SEA LEVEL RISE. *PALAEOGR., PALACLIMATOL., PALAEOECOL (GLOBAL PLANET. CHANGE SECT.)* 89: 379-398
- GRÜNTAL G. (ED.)**, 1993. EUROPEAN MACROSEISMIC SCALE 1992 (UP- DATED MSK- SCALE). *CAHIERS DU CENTRE EUROPEEN DE GEODYNAMIQUE ET DE SEISMOLOGIE. CONSEIL DE L' EUROPE*
- HAMMAR-KLOSE E.S., THIELER E.R.** , 2001. COASTAL VULNERABILITY TO SEA-LEVEL RISE. A PRELIMINARY DATABASE FOR THE U.S.. ATLANTIC, PACIFIC AND GULF OF MEXICO COASTS. U.S.G.S., *DIGITAL DATA SERIES*, DDS-68

HARVEY N., CLOUSTON B., CARVALHO P. , 2002. IMPROVING COASTAL VULNERABILITY ASSESSMENT METHODOLOGIES FOR INTEGRATED COASTAL ZONE MANAGEMENT- AN APPROACH FROM SOUTH AUSTRALIA. AUSTRALIAN GEOGRAPHICAL STUDIES, VOL. 37. ISS. 1, 50-69

HASLET S.K. , 2000. COASTAL SYSTEM. ROUTLEDGE, LONDON 218P.

HEGERL G.C., ZWIERS F.W., BRACONNOT P., GILLET N.P., ZUO Y., ORSINI- MANENGO J.A., NICHOLLS N., DENNER J.E. & STOTT P.A. , 2007. UNDERSTANDING AND ATTRIBUTING CLIMATE CHANGE. IN: CLIMATE CHANGE 2007. THE SCIENCE BASIS, CONTRIBUTION OF WORKING GROUP 1 TO THE 4TH ASSESSMENT REPORT OF THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE [SOLOMON S., D. QIN, M. MANNING, CHEN Z., MARQUIS M., AVERYT K.B., TIGNOR M. & MILLER H.L. (EDS.)] CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, CAMBRIDGE, U.K. AND N. YORK, N.Y., U.S.A.

HEWITT K. , 1983. INTERPRETATIONS OF CALAMITY FROM HE VIEWPOINT OF HUMAN ECOLOGY. ALLEN AND UNWIN, BOSTON.

HEWITT K. , 1997. REGIONS OF RISK- A GEOGRAPHICAL INTRODUCTION TO DISASTERS. ADDISON WESLEY LONGMAN LIMITED, ENGLAND.

I.P.C.C. , 2001. CLIMATE CHANGE 2001, THE SCIENTIFIC BASIS. CONTRIBUTION OF WORKING GROUP 1 TO THE 3RD ASSESSMENT REPORT OF THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, EDITED BY J.T. HOUGHTON, Y. DING, D.J. GRIGGS, M. MOGUER, D.J. VAN DER LINDEN, Y. DAI, K. MASKELL & C.A. JOHNSON. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, CAMBRIDGE UNITED KINGDOM AND NEW YORK, N.Y. U.S.A., 881PP.

I.P.C.C. , 2007. SUMMARY FOR POLICYMAKERS. IN: CLIMATE CHANGE 2007. THE PHYSICAL SCIENCE BASIS, CONTRIBUTION OF WORKING GROUP 1 TO THE 4TH ASSESSMENT REPORT OF THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE [SOLOMON S., D. QIN, M. MANNING, CHEN Z., MARQUIS M., AVERYT K.B., TIGNOR M. & MILLER H.L. (EDS.)] CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, CAMBRIDGE, U.K. AND N. YORK, N.Y., U.S.A.

IAPSO , 1985. CHANGES IN RELATIVE MEAN SEA- LEVEL. WORKING PARTY REPORT OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR THE PHYSICAL SCIENCES OF THE OCEAN ADVISORY COMMITTEE ON TIDES AND MEAN SEA LEVEL- EOS, TRANSACTIONS OF THE AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, 66, 754- 756

KAMBOUROGLOU E., MAROUKIAN H., SAMPOS A., 1988. COASTAL EVOLUTION AND ARCHAEOLOGY NORTH AND SOUTH OF KHALKIS (EUBOEA) IN THE LAST 5000 YEARS. IN: A. RABAN (EDITOR), ARCHAEOLOGY OF COASTAL CHANGES, BAR NT. SER. OXFORD 404, 71-79

KARYMBALIS E., CHALKIAS CH., CHALKIAS G., GRIGOROPOULOU E., MANTHOS G., FERENTINOU M., 2012. ASSESSMENT OF THE SENSITIVITY OF THE SOUTHERN COAST OF THE GULF OF CORINTH (PELOPONNESE, GREECE) TO SEA- LEVEL RISE. CENT. EUR., J. GEOSCI., DOI:10.2478/513533-012-0101-3

KLEIN R.J.T., NICHOLLS R. J. , 1999. ASSESSMENT OF COASTAL VULNERABILITY TO SEA-LEVEL RISE. AMBIO, 28, 182-187

KOPP R.E., SIMONS F.J., MITROVICA J.X., MALOOF A.C. & OPPENHEIMER M. , 2009. PROBABILISTIC ASSESSMENT OF SEA LEVEL DURING THE LAST INTERGLACIAL STAGE. NATURE 462, 863-867

LAMBECK K. & PURCELL A., 2005. SEA- LEVEL CHANGE IN THE MEDITERRANEAN SEA SINCE THE L.G.M.: MODEL PREDICTIONS FOR TECTONICALLY STABLE AREAS. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS, 24, 1969- 1988.

LAMBECK K. , 1995. LATE PLEISTOCENE AND SEA-LEVEL CHANGE IN GREECE AND SOUTH- WESTERN TURKEY- A SEPARATION OF EUSTATIC, ISOSTATIC AND TECTONIC CONTRIBUTION. GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL, 122, 1022- 1044.

LAMBECK K. , 1996. SEA- LEVEL CHANGE AND SHORELINE EVOLUTION IN AEGEAN GREECE, SINCE UPPER PALAEOLITHIC TIME. ANTIQUITY, 70, 588- 611

LAMBECK K., BARD E., 2000. SEA- LEVEL CHANGE ALONG THE FRENCH MEDITERRANEAN COAST FOR THE PAST 30000 YEARS. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 175, 203-222.

MARNELIS PH. & BONNEAU M., 1977. STRATIGRAPHIE AND STRUCTURE DE L' ILE D' ASTYPALÉA (DODÉCANÈSE, GRÈCE). 6TH AEGEISCOLLATHENS, , 323-332.

- MCCULLOCH M.T. & ESAT T.**, 2000. THE CORAL RECORD OF LAST INTERGLACIAL SEA LEVELS AND SEA TEMPERATURES. *CHEMICAL GEOLOGY* 169, 107- 129.
- MCDONELL R. & KEMP K.**, 2007. INTERNATIONAL GIS DICTIONARY. JOHN WILEY AND SONS INC., HOBOKEN, N.J., U.S.A., DOI: 10.1002/9780470173213
- MELER M.K., WAHR J.M.**, 2002. SEA LEVEL IS RISING; DO WE KNOW WHY?. PROCEEDINGS OF THE NATURAL ACADEMY OF SCIENCES 99 (10):6524-6526 (AVAILABLE AT WWW.PNAS.ORG/CONTENT/99/10/6524FULL.PDF)
- NICHOLLS R.J.**, 2003. COASTAL VULNERABILITY ASSESSMENT FOR SEA LEVEL RISE: EVALUATION AND SELECTION OF METHODOLOGIES FOR IMPLEMENTATION, A PUBLICATION OF THE CARIBBEAN PLANNING FOR ADAPTATION ON GLOBAL CLIMATE CHANGE (CPACC) PROJECT
- NICHOLLS R.J., MIMURA N.**, 1998. REGIONAL ISSUES RAISED BY SEA LEVEL RISE AND THEIR POLICY IMPLICATIONS. *CLIMATE RESEARCH*, 11, 5-18
- OKAL E.A., SYNOLAKIS C.E., USLU B., KALLIGERIS N., VOUKOUVALAS E.**, 2009. THE 1956 EARTHQUAKE AND TSUNAMI IN AMORGOS , GREECE. *GEOPHYS. J. INT.* 178, 1533- 1554
- OKAL, E.A. AND REYMOND, D.**, 2003. THE MECHANISM OF THE GREAT BANDA SEA EARTHQUAKE OF 01 FEBRUARY 1938: APPLYING THE METHOD OF PRELIMINARY DETERMINATION OF FOCAL MECHANISM TO A HISTORICAL EVENT, *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS* 216, 1–15.
- PAPADOPOULOS C.**, 2009. COMPARATIVE ASSESSMENT OF COASTAL EROSION IN THE REGIONS OF NORTH AMVRAKIKOS GULF, ACHELOOS DELTA, NESTOS DELTA, KOS , LIMNOS AND KITROS, DIPLOMA THESIS. TECHNICAL UNIVERSITY OF CRETE, CHANIA, GREECE, 130P (IN GREEK)
- PAPADOPOULOS G.A.**, 1998. A TSUNAMI CATALOGUE OF THE AREA OF GREECE AND THE ADJACENT SEAS, INSTITUTE OF GEODYNAMICS, NATIONAL OBSERVATORY OF ATHENS, PUBLICATION NUMBER 8, 17PP
- PAPADOPOULOS G.A. & CHALKIS B.J.**, 1984. TSUNAMIS OBSERVED IN GREECE AND THE SURROUNDING AREA FROM ANTIQUITY UP TO THE PRESENT TIMES. *MARINE GEOLOGY*, 56, 309-317
- PAPADOPOULOS G.A. & DERMETZOPOULOS T.**, 1998. A TSUNAMI RISK ASSESSMENT PILOT STUDY IN HERAKLION, CRETE. *NAT. HAZARDS*, 18, 91- 118
- PAPADOPOULOS G.A. & IMAMURA F.**, 2001. PROPOSAL FOR A NEW TSUNAMI INTENSITY SCALE. PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL TSUNAMI CONFERENCE, SEATTLE, 7-9 AUGUST, 569- 577
- PAPADOPOULOS G.A. AND PAVLIDES S.B.**, 1992. THE LARGE 1956 EARTHQUAKE IN THE SOUTH AEGEAN: MACROSEISMIC FIELD CONFIGURATION, FAULTING AND NEOTECTONICS OF AMORGOS ISLAND. *EARTH PLANET. SCI. LETT.*, 133, 383- 396
- PAPADOPOULOS G.A.**, 2001. TSUNAMIS IN THE EAST MEDITERRANEAN: A CATALOGUE FOR THE AREA OF GREECE AND ADJACENT SEAS. PROC. OF THE JOINT IOC-IUGG INTERNATIONAL WORKSHOP: TSUNAMI RISK ASSESSMENT BEYOND 2000, THEORY, PRACTICE AND PLANS, MOSCOW, JUNE 14-16 2000, 34-43
- PAPANIKOLAOU I.D., PAPANIKOLAOU D.I. & LEKKAS E.L.**, 2009. ADVANCES AND LIMITATIONS OF THE ENVIRONMENTAL SEISMIC INTENSITY SCALE (ESI 2007) REGARDING NEAR-FIELD AND FAR-FIELD EFFECTS FROM RECENT EARTHQUAKES IN GREECE: IMPLICATIONS FOR THE SEISMIC HAZARD ASSESSMENT. *GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS*, V. 316, P.11-30. DOI: 10.1144/SP316.2.
- PAPATHOMA M., DOMINEY- HOWES D.**, 2003B. TSUNAMI VULNERABILITY ASSESSMENT AND ITS IMPLICATIONS FOR COASTAL HAZARD ANALYSIS AND DISASTER MANAGEMENT PLANNING, GULF OF CORINTH, GREECE. *NATURAL HAZARDS AND EARTH SYSTEM SCIENCES*, 3, 733- 747
- PAPATHOMA M., DOMINEY- HOWES D., ZONG Y., SMITH D.**, 2003A. ASSESSING TSUNAMI VULNERABILITY, AN EXAMPLE FROM HERAKLEIO, CRETE. *NATURAL HAZARDS AND EARTH SYSTEM SCIENCES*, 3, 377- 389
- PAPAZACHOS B & PAPAZACHOU C.**, 1997. THE EARTHQUAKES OF GREECE, EDITIONS ZITI, 304PP
- PAPAZACHOS B.C. AND DELIBASSIS N.D.**, 1969. TECTONIC STRESS FIELD AND SEISMIC FAULTING IN THE AREA OF GREECE, *TECTONOPHYSICS*, 7, 231- 255

PAPAZACHOS B.C., DIMITRIOU P.P., 1991. TSUNAMIS IN AND NEAR GREECE AND THEIR RELATION TO THE EARTHQUAKE FOCAL MECHANISMS. NAT. HAZARDS 4, 161-170

PAPAZACHOS B.C., KOUTITAS CH., HATZIDIMITRIOU P.M., KARACOSTAS B.G., PAPAIOANNOU CH.A., 1986. TSUNAMI HAZARD IN GREECE AND THE SURROUNDING AREA. ANNALES GEOPHYSICAE 4(B1), 79-90

PAPAZACHOS B.C., KOUTITAS CH., HATZIDIMITRIOU PM., KARACOSTAS BG., PAPAIOANNOU CH.A., 1985. SOURCE AND SORT- DISTANCE PROPAGATION OF THE JULY 9, 1956 SOUTHERN AEGEAN TSUNAMI. MARINE GEOLOGY, 65, 343- 351

PAPAZACHOS B.C., PAPAIOANNOU CH., PAPAZACHOS CB., SAVVAIDIS A. , 1997. ATLAS OF ISOSEISMAL MAPS FOR STRONG EARTHQUAKES IN GREECE AND SURROUNDING AREA (426BC- 1995), PUBL. GEOPHYS. LAB. UNIVE. THESSALONIKI, NO 4, 176P

PAVLOPOULOS K., TRIANTAPHYLLOU M., KARYMBALIS E., KARKANAS I., KOULI K., TSOUROU T., 2007. LANDSCAPE EVOLUTION RECORDED IN THE EMBAYMENT OF PALAMARI (SKYROS ISLAND, GREECE) FROM THE BEGINNING OF THE BRONZE AGE UNTIL RECENT TIMES. QUATERNARY INTERNATIONAL, 216 (1-2), 41- 53

PEARSON P.N. & PALMER M.R., 2000. ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE CONCENTRATION OVER THE PAST 60 MILLION YEARS. NATURE 406(6797), 695-699. DOI:10.1038/35021000

PENDLETON E.A., THIELER E.R. , JEFFRESS S.W., 2005. COASTAL VULNERABILITY ASSESSMENT OF GOLDEN GATE NATIONAL RECREATION AREA TO SEA- LEVEL RISE. USGS OPEN FILER REPORT, 2005-1058 (AVAILABLE AT [HTTP://PUBS.USGS.GOV/OF/2005/1058/](http://pubs.usgs.gov/of/2005/1058/))

PENDLETON E.A., THIELER E.R., WILLIAMS S.J., 2004. COASTAL VULNERABILITY ASSESSMENT OF CAPE HATTARAS NATIONAL SEASHORE (CAHA) TO SEA- LEVEL RISE, USGS OPEN FILE REPORT 2004-1064 (AVAILABLE AT [HTTP://PUBL.USGS.GOV/OF/2004/1064/IMAGES/PDF/CAHA.PDF](http://publ.usgs.gov/of/2004/1064/images/pdf/caha.pdf))

PENDLETON E.A., THIELER E.R., WILLIAMS S.J., 2010. IMPORTANCE OF COASTAL CHANGE VARIABLES IN DETERMINING VULNERABILITY TO SEA- \ AND LAKE- LEVEL CHANGE. J. COASTRES. 26, 176-183. DOI: 10.2112/08-1102.1

PERISSORATIS C & PAPADOPOULOS G., 1999. SEDIMENT INSTABILITY AND SLUMPING IN THE SOUTHERN AEGEAN SEA AND THE CASE HISTORY OF THE 1956 TSUNAMI. MARINE GEOLOGY, 161, 287-305

PERISSORATIS C., CONISPOLIATIS N., 2003. THE IMPACTS OF SEA- LEVEL CHANGES DURING LATEST PLEISTOCENE AND HOLOCENE TIMES ON THE MORPHOLOGY OF IONIAN AND AEGEAN SEAS (S.E. ALPINE EUROPE), MARINE GEOLOGY 196, 145-156

PIRAZZOLI P.A., PLUET J., 1991. WORLD ATLAS OF HOLOCENE SEA- LEVEL CHANGES. ELSEVIER OCEANOGRAPHY SERIES, 58

PRENTICE I.C., FARQUHAR G.D., FASHAM M.J.R., GOULDEN M.L., HEIMANN M., JARAMILLO V.J., KHESHGI H.S., LEQUERE C., SCHOLLES R.J. & WALLACE D.W.R., 2001. THE CARBON CYCLE AND ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE. IN: CLIMATE CHANGE 2001, THE SCIENTIFIC BASIS. CONTRIBUTION OF WORKING GROUP 1 TO THE 3RD ASSESSMENT REPORT OF THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE, EDITED BY J.T. HOUGHTON, Y. DING, D.J. GRIGGS, M. MOGUER, D.J. VAN DER LINDEN, Y. DAI, K. MASKELL & C.A. JOHNSON. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, NEW YORK, 183-237.

QUARANTELLI E.L., 1989. CONCEPTUALIZING DISASTERS FROM A SOCIOLOGICAL PERSPECTIVE. INTERNATIONAL JOURNAL OF MASS EMERGENCIES AND DISASTERS, 7, PP.243-251.

RING U., 2001. STRUCTURE AND DEFORMATION HISTORY OF ASTYPALEA ISLAND, AEGEAN SEA. BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE, VOL. XXXIV/1, 329-335.

RITSEMA, A.R., 1974. EARTHQUAKE MECHANISMS OF THE BALKAN REGION, KONINKLIJK NEDERLANDS METEOROLOGISCH INSTITUUT 74, PP.97.

ROHLING E.J., GRANT K., HEMLEBEN CH., SIDDALL M., HOOGAKER A., BOLSHAW M., KUCERA M., 2008. HIGH RATES OF SEA LEVEL RISE DURING HE LAST INTERGLACIAL PERIOD. NATURE GEOSCIENCE, 1, 38-42.

SHEBALIN N.V., 1974. ATLAS OF ISOSEISMAL MAPS, PART III OF THE CATALOGUE, UNESCO, SKOPJE

SHENKOVA Z., KALOGERAS I., SCHENK V., PIRLI R., KOUROUZIDIS M. STAVRAKAKIS G., 2005. ATLAS OF ISOSEISMAL MAPS OF SELECTED GREEK EARTHQUAKES, EVONYMOS ECOLOGICAL LIBRARY, ATHENS

SHIROKOVA, E.I., 1972. NAPRYAZHENIYA I RAZRYVY V OCHAGAKH ZEMLETRYASENII SREDIZEMNO-MORSKOVO-AZIATSKOVO SEISMICHESKOVO POYASA, IN: BALAKINA, L.M., VVEDENSKAYA, A.V., GOLUBEVA, N.V., MISHARINA, L.A. AND SHIROKOVA, E.I. (EDS.), POLYE UPYUGIKH NAPRYAZ-HENII ZEMLI I MEKHANIZM OCHAGOV ZEMLETRYASENII, PP. 112–148, AKAD. NAUK SSSR, MOSKVA (IN RUSSIAN).

SIEBERG A., 1927. GEOLOGISCHE, PHYSIKALISCHE UND ANGEWANDTE ERBEBENKUNDE. VERLAG VON GUSTAV FISCHER, JENA

SMITH D.E., DAWSON A.G., 1990. TSUNAMI WAVES IN THE NORTH SEA. NEW SCIENTIST, 4, 46-49

SMITH K., 1998. ENVIRONMENTAL HAZARDS- ASSESSING RISK AND REDUCING DISASTER, 2ND EDITION. ROUTLEDGE, LONDON.

SOLOVIEV S.L., 1978. TSUNAMIS, THE ASSESSMENT AND THE MITIGATION OF EARTHQUAKE AND RISK, UNESCO, 118-143

SOLOVIEV S.L., 1990. TSUNAMIGENIC ZONES IN THE MEDITERRANEAN SEA. NAT. HAZARDS 3, 183-202

SOUKISSIAN, T.H., HATZINAKI, M., KORRES, G., PAPADOPOULOS, A., KALLOS, G., ANADRANISTAKIS, E., 2007. WIND AND WAVE ATLAS OF THE HELLENIC SEAS, HELLENIC CENTRE FOR MARINE RESEARCH PUBL., 300 PP., ISBN-987 960 86651 9-4.

STIRLING C.H., ESAT T.M., LAMBECK K. & MCCULLCH M.T., 1998. TIMING AND DURATION OF THE LAST INTERGLACIAL: EVIDENCE FOR A RESTRICTED INTERVAL OF WIDESPREAD CORAL REEF GROWTH. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 160, 745- 762

STIROS S.C. , MARANGO L. & ARNOLD M., 1994. QUATERNARY UPLIFT AND TILTING OF AMORGOS ISLAND (SOUTHERN AEGEAN) AND THE 1956 EARTHQUAKE. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 128, 65-76

STOSIUS R., BEYERLE G., SEMMLING M., HELM A., HOECHNER A., WICKERT J., LAUTERJUNG J., 2010. TSUNAMI DETECTION FROM SPACE USING GNSS REFLECTIONS: RESULTS AND ACTIVITIES FROM GFZ, GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, IGARSS 2010, JULY 25-30, IEE INTERNATIONAL, 3047- 3050

SUMMERFIELD M.A., 1991. GLOBAL GEOMORPHOLOGY. PEARSON, PRENTICE HALL, HARLOW 537PP

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, 60PP.

THIELER, E.R., AND HAMMAR-KLOSE, E.S., 1999. NATIONAL ASSESSMENT OF COASTAL VULNERABILITY TO FUTURE SEA-LEVEL RISE: PRELIMINARY RESULTS FOR THE U.S. ATLANTIC COAST. U.S. GEOLOGICAL SURVEY, OPEN-FILE REPORT 99-593, 1 SHEET

TITUS G.J. & MARAYANAN V.K., 1995. THE PROBABILITY OF SEA- LEVEL RISE. US EPA, WASHINGTON DC, 197PP

TRENHAILE A.S., 1987. THE GEOMORPHOLOGY OF ROCK COASTS. OXFORD UNIVERSITY PRESS, OXFORD, 393PP.

TSIMPLIS M.N., 1994. TIDAL OSCILLATIONS IN THE AEGEAN AND IONIAN SEAS. ESTUARINE COASTAL AND SHELF SCIENCE, 3, 201-208

UNESCO-IOC , 2006. TSUNAMI GLOSSARY. IOC INFORMATION DOCUMENT, NO. 1221, PARIS, UNESCO

VARTI-MATARANGA M. & PIPER W.J.D., 2004. QUATERNARY CALCARENITE ("POROS") OF MYKONOS, DELOS AND RHENIA , CYCLADES ISLANDS GREECE. ΔΕΛΤΙΟ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΕΙΑΣ, TOM. XXXVI, 725-731.

VÖTT A., 2007. RELATIVE SEA LEVEL CHANGES AND REGIONAL TECTONIC EVOLUTION OF SEA LEVEL COASTAL AREAS IN NW GREECE SINCE THE MID- HOLOCENE. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 26(7-8), 894-919

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J. F., Lambeck K., Balbon E., & Labracherie M., 2002. SEA- LEVEL CHANGE AND DEEP WATER TEMPERATURE CHANGES DERIVED FROM BENTHIC FORAMINIFERA ISOTOPIC RECORD. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS, 21, 295-305

WU S., YARNAL B., FISCHER A., 2002. VULNERABILITY OF COASTAL COMMUNITIES TO SEA- LEVEL RISE: A CASE STUDY OF CAPE MAY COUNTY, NEW JERSEY, U.S.A., CLIM. RES. VOL. 22: 255-270

Zerbini S. PLAG H-P, BAKER T., BECKER M., BILLIRIS H., BURKI B., KAHLE H-G, MARSON I., PEZZOLI L., RICHER B., ROMANGOLI C., SZTOBRYN M., TOMASI P., TSIMPLIS M., VEIS G., VERRONE G., 1996. SEA LEVEL IN THE MEDITERRANEAN: A FIRST STEP TOWARDS SEPARATING CRUSTAL MOVEMENTS AND ABSOLUTE SEA- LEVEL VARIATIONS. GLOBAL AND PLANETARY CHANGE, 14, 1-48

ΑΛΕΞΑΝΔΡΑΚΗΣ Γ., ΚΑΡΑΪΤΣΑ Α., ΠΟΥΛΟΣ Σ., ΓΚΩΝΗΣ Γ., ΚΑΜΠΙΑΝΗΣ Ν., 2009. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΩΤΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΑΚΤΩΝ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΣΤΗΝ ΑΥΞΗΣΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ, ΠΡΑΚΤΙΚΑ 9ΟΥ ΠΑΝΕΛΛΗΝΙΟΥ ΣΥΜΠΟΣΙΟΥ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΑΛΙΕΙΑΣ, ΤΟΜΟΣ 1, 327- 332

ΒΕΡΥΚΙΟΥ- ΠΑΠΑΣΠΥΡΙΔΑΚΟΥ Ε., ΜΠΑΘΡΕΛΛΟΣ Γ. & ΣΚΥΛΟΔΗΜΟΥ Χ., 2004. ΦΥΣΙΚΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΖΩΝΗΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΟΥ. ΔΕΛΤΙΟ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΕΙΑΣ, ΤΟΜ. XXXVI, 958-967

Γ.Υ.Σ., 1973. ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ, ΦΥΛΛΟ ΝΗΣΟΣ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑ, ΚΛΙΜΑΚΑ 1:50000. ΕΚΔ. Γ.Υ.Σ.

ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ Α.Γ., 1957. ΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΝ ΚΥΜΑ ΤΗΣ 9 ΙΟΥΛΙΟΥ 1956, ΠΡΑΚΤΙΚΑ ΑΚΑΔΗΜΙΑΣ ΑΘΗΝΩΝ, 32, 90- 101

ΕΥΕΛΠΙΔΟΥ Ν., 2011. ΔΕΙΚΤΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ, ΠΡΑΚΤΙΚΑ ΘΕΡΙΝΟΥ ΣΧΟΛΕΙΟΥ, ΚΙΣΣΑΜΟΣ 25-29 ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ, ΣΕΛ. 27-37

ΖΗΣΟΥ Α., 2007. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ ARCGIS/ARCVIEW- ΘΕΩΡΙΑ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ, ΕΚΔ. ΣΤΑΜΟΥΛΗ, ΑΘΗΝΑ

Ι.Γ.Μ.Ε., 1989. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ, ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΚΑΙ ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΩΝ ΕΡΕΥΝΩΝ.

Ι.Γ.Μ.Ε., 1986. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ, ΦΥΛΛΟ ΝΗΣΟΣ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑ, ΚΛΙΜΑΚΑ 1:50000. ΕΚΔ. Ι.Γ.Μ.Ε.

ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ Ε., 2005. ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑΣ. ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ, ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 156.

ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ Ε., 2010. ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ. ΕΚΔ. ΊΩΝ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 242.

ΛΕΚΚΑΣ Ε., 2000. ΦΥΣΙΚΕΣ ΚΑΙ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΕΣ. ACCESS PRE-PRESS, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 278

ΜΑΝΤΟΓΛΟΥ Α., 2001. ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΖΩΝΩΝ, Σ.Α.Τ.Μ., Ε.Μ.Π., ΑΘΗΝΑ

Ο.Κ.Χ.Ε., 1986. ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΑ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ, ΝΗΣΟΣ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑ, ΚΛΙΜΑΚΑ 1:5000. ΕΚΔ. Ο.Κ.Χ.Ε.

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Β., ΠΑΠΑΖΑΧΟΥ Κ., 2003. ΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ, 3ΗΣ ΕΚΔΟΣΗ, ΕΚΔ. ΖΗΤΗ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 286 ΣΕΛ

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Β.Κ., ΚΑΡΑΚΑΪΣΗΣ Γ.Φ ΚΑΙ ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΟΥ Π.Μ., 2005. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ. ΕΚΔ. ΖΗΤΗ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, ΣΕΛ. 517.

ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ Δ.Ι. & ΣΙΔΕΡΗΣ ΧΡ.Ι., 2007. ΓΕΩΛΟΓΙΑ, Η ΕΠΙΣΤΗΜΗ ΤΗΣ ΓΗΣ. ΕΚΔ. ΠΑΤΑΚΗ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 291 .

ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ Δ.Ι., 1986. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ. ΕΚΔ. ΕΠΤΑΛΟΦΟΣ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ.240.

ΠΑΠΟΥΛΙΑ Μ., ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ Ε., ΠΑΠΑΝΑΣΤΑΣΙΟΥ Δ. & ΜΠΑΣΚΟΥΤΑΣ Ι. , 2010. ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΧΑΡΤΩΝ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ΧΡΟΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΔΟ 1953-2004 ΚΑΙ ΓΙΑ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ , ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ. ΠΡΑΚΤΙΚΑ 9ΟΥ ΠΑΝΕΛΛΗΝΙΟΥ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟΥ ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ, ΑΘΗΝΑ 4-6 ΝΟΕΜΒΡΙΟΥ 2010, 658-665.

ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ Κ., 2005. ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑΣ. ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ, ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 95.

ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ Κ., ΧΑΛΚΙΑΣ Χ., ΚΑΡΥΜΠΑΛΗΣ Ε., 2002. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΑΠΟ ΤΗ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΑΝΟΔΟ ΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΣΤΑ ΝΗΣΙΑ ΜΥΚΟΝΟ, ΔΗΛΟ, ΡΗΝΕΙΑ, ΠΡΑΚΤΙΚΑ 6ΟΥ ΠΑΝ. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟΥ ΣΥΝΕΔΡΙΟΥ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΕΙΑΣ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 3-6 ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ, ΤΟΜΟΣ ΙΙ, 469-476

ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ Κ.Π., 1997. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΝΟΤΙΑΣ ΑΤΤΙΚΗΣ. ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ, ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΑΤΑ ΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΓΑΙΑ ΝΟ 2, ΣΕΛ. 197.

ΠΑΥΛΟΠΟΥΛΟΣ Κ.Π., 2011. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ: ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΙΣ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΕΣ. ΕΚΔ. ΊΩΝ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 781.

ΣΑΠΟΥΝΤΖΑΚΗ Κ., 2007. ΤΟ ΑΥΡΙΟ ΕΝ ΚΙΝΔΥΝΩ-ΦΥΣΙΚΕΣ ΚΑΙ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΕΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΩΠΗ ΚΑΙ ΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ. ΕΚΔ. GUTENBERG, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 396.

ΣΕΝΗ Α. (2007), ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΝΟΔΟ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΣΤΑΘΜΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΓΠ- ΟΙ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΙΣ ΜΕΛΕΤΗΣ ΤΟΥ ΠΟΡΤΟ ΧΕΛΙΟΥ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΡΜΙΟΝΗΣ. ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ, ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ, ΑΘΗΝΑ, 177ΣΕΛ.

ΤΡΑΠΕΖΑ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΟΣ, 2011. ΟΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ, ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΕΣ ΚΑΙ ΚΟΙΝΩΝΙΚΕΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗΣ ΑΛΛΑΓΗΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ, ΕΠΙΤΡΟΠΗ ΜΕΛΕΤΗΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗΣ ΑΛΛΑΓΗΣ. ΔΙΑΘΕΣΙΜΟ ΣΕ [HTTP://WWW.BANKOFGREECE.GR/BOGEKDOSEIS/%CE%A0%CE%BB%CE%B7%CF%81%CE%B7%CF%82_%CE%95%CE%BA%CE%B8%CE%B5%CF%83%CE%B7.PDF](http://www.bankofgreece.gr/bogekdoseis/%CE%A0%CE%BB%CE%B7%CF%81%CE%B7%CF%82_%CE%95%CE%BA%CE%B8%CE%B5%CF%83%CE%B7.PDF)

ΤΣΕΛΕΝΤΗΣ Α., 1997. ΣΥΓΧΡΟΝΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ, ΤΟΜΟΣ 1ΟΣ. ΕΚΔ. ΠΑΠΑΣΩΤΗΡΙΟΥ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 521.

ΤΣΕΛΕΝΤΗΣ Α., 1997. ΣΥΓΧΡΟΝΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ, ΤΟΜΟΣ 2ΟΣ .ΕΚΔ. ΠΑΠΑΣΩΤΗΡΙΟΥ, ΑΘΗΝΑ, ΣΕΛ. 725.

ΧΑΛΚΙΑΣ Χ., 2004. ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ 1, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ, ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ, ΑΘΗΝΑ.

ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ Γ., 1966. ΕΠΙ ΤΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑΣ. ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΗ ΕΠΕΤΗΡΙΣ ΕΚΔΙΔΟΜΕΝΗ ΥΠΟ ΤΗΣ ΣΧΟΛΗΣ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ (Α.Π.Θ.), ΤΟΜΟΣ 10.

ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

ΔΗΜΟΓΡΑΦΙΚΑ ΚΑΙ ΟΙΚΟΝΟΜΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 5/12/2011, ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.STATISTICS.GR

METHODS AND TOOLS TO EVALUATE IMPACTS OF AND VULNERABILITY AND ADAPTATION, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 20/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://UNFCCC.INT/ADAPTATION/NAIROBI_WORK_PROGRAMME/KNOWLEDGE_RESOURCES_AND_PUBLICATIONS/ITEMS/2674.PHP](http://UNFCCC.INT/ADAPTATION/NAIROBI_WORK_PROGRAMME/KNOWLEDGE_RESOURCES_AND_PUBLICATIONS/ITEMS/2674.PHP). ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GOOGLE.COM

SEA LEVEL RISE, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 24/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.WUNDERGROUND.COM/CLIMATE/SEALEVELRISE.ASP](http://WWW.WUNDERGROUND.COM/CLIMATE/SEALEVELRISE.ASP), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GOOGLE.COM

ENTOΛΗ INTERSECT, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 9/10/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://HELP.ARCGIS.COM/EN/ARCGISDESKTOP/10.0/HELP/INDEX.HTML#/00080000000P000000](http://HELP.ARCGIS.COM/EN/ARCGISDESKTOP/10.0/HELP/INDEX.HTML#/00080000000P000000), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ [HTTP://HELP.ARCGIS.COM/EN/ARCGISDESKTOP/10.0/HELP/](http://HELP.ARCGIS.COM/EN/ARCGISDESKTOP/10.0/HELP/)

ΙΣΤΟΡΙΑ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 30/6/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.ASTYPALAIA.GR/FILES/INDEX1GR.HTM](http://WWW.ASTYPALAIA.GR/FILES/INDEX1GR.HTM), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.ASTYPALAIA.GR

ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ ΣΕΙΣΜΩΝ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 9/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.GEIN.NOA.GR/EL/SEISMIKOTITA/KATALOGOI-SEISMWN](http://WWW.GEIN.NOA.GR/EL/SEISMIKOTITA/KATALOGOI-SEISMWN), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GEIN.NOA.GR

ΚΑΤΑΛΟΓΟΙ ΤΣΟΥΝΑΜΙ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 9/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.GEIN.NOA.GR/EL/TSOUNAMI-CATALOGOS](http://WWW.GEIN.NOA.GR/EL/TSOUNAMI-CATALOGOS), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GEIN.NOA.GR

ΚΑΤΑΦΥΓΙΑ ΑΓΡΙΑΣ ΖΩΗΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 11/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.OPENG.OV.GR/MINENV/?P=832](http://WWW.OPENG.OV.GR/MINENV/?P=832), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GOOGLE.COM

ΚΛΙΜΑΚΑ MERCALLI-SIEBERG, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 9/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ WWW.GEIN.NOA.GR/GREEK/WEB-EDU/MM-SCALE.GIF, ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GEIN.NOA.GR

ΝΕΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 8/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.OASP.GR/NODE/87](http://WWW.OASP.GR/NODE/87), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.OASP.GR

ΟΡΙΑ ΚΑΛΛΙΚΡΑΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΩΝ ΔΗΜΩΝ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 20/6/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://GEODATA.GOV.GR/GEODATA/](http://GEODATA.GOV.GR/GEODATA/), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GEODATA.GOV.GR

ΠΕΡΙΟΧΕΣ NATURA, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 11/9/2012, ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ [HTTP://FILOTIS.ITIA.NTUA.GR/INFO/](http://FILOTIS.ITIA.NTUA.GR/INFO/)

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ CORINE, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 30/8/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://GEODATA.GOV.GR/GEODATA/INDEX.PHP?OPTION=COM_SOB2&SOB2TASK=SOB2DETAILS&CATID=16&SOB2ID=54&ITEMID=](http://GEODATA.GOV.GR/GEODATA/INDEX.PHP?OPTION=COM_SOB2&SOB2TASK=SOB2DETAILS&CATID=16&SOB2ID=54&ITEMID=), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GEODATA.GOV.GR

ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΟΜΕΝΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 30/8/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.EKBY.GR/EKBY/EL/EKBY_PP_EL.HTML](http://WWW.EKBY.GR/EKBY/EL/EKBY_PP_EL.HTML), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.EKBY.GR

ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΟΜΕΝΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 30/8/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://GEODATA.GOV.GR/GEODATA/](http://GEODATA.GOV.GR/GEODATA/), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GEODATA.GOV.GR

ΠΡΟΣΤΑΤΕΥΟΜΕΝΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 30/8/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://WWW.OPENG.OV.GR/MINENV/?P=832](http://WWW.OPENG.OV.GR/MINENV/?P=832), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ [HTTP://WWW.OPENG.OV.GR/MINENV/](http://WWW.OPENG.OV.GR/MINENV/)

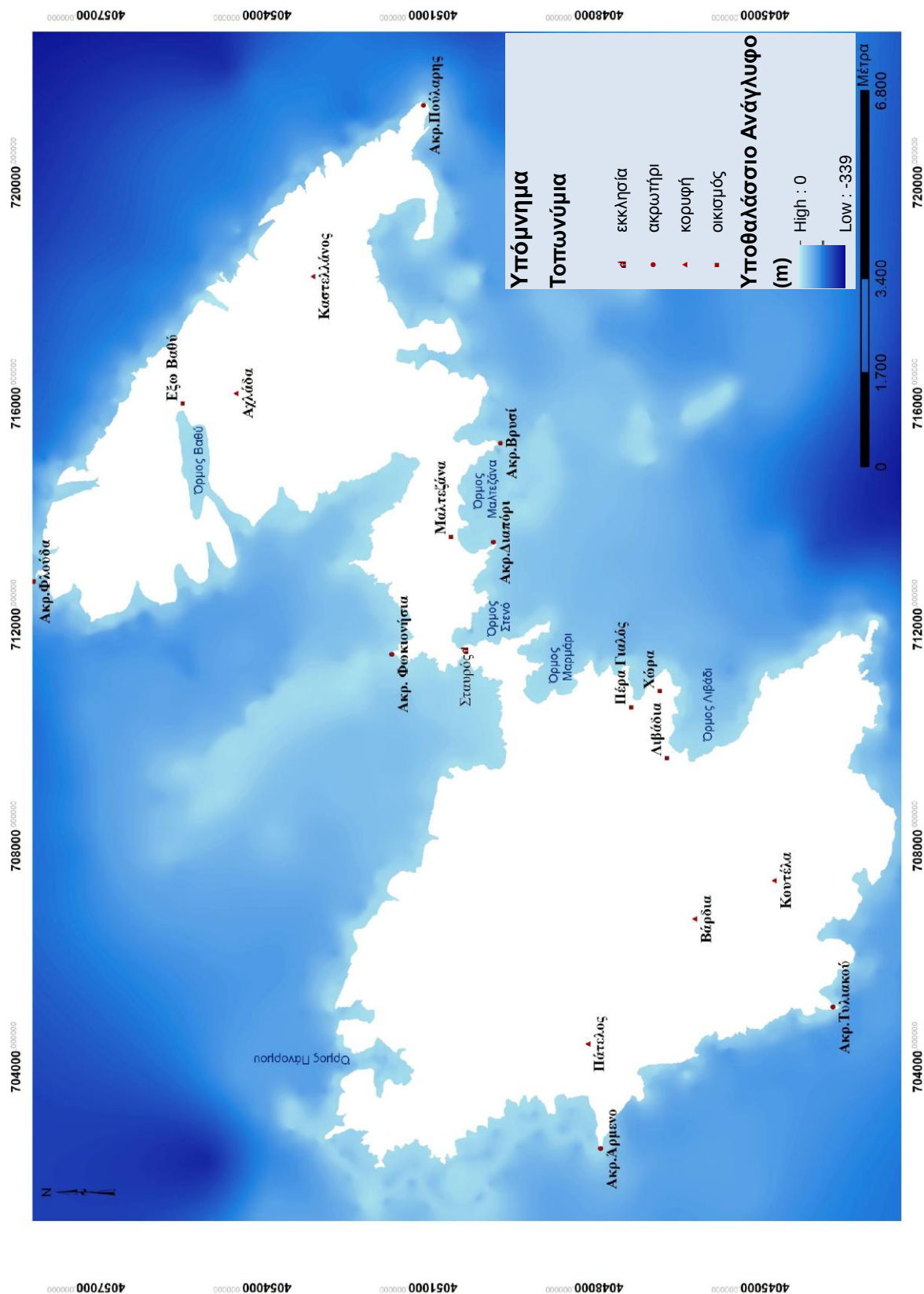
ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 10/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://MAPS.IGME.GR/WEBSITE_EXT/IGME_MASTER_EXT/VIEWER.HTM?LN=GR](http://MAPS.IGME.GR/WEBSITE_EXT/IGME_MASTER_EXT/VIEWER.HTM?LN=GR), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.IGME.GR

ΦΡΑΓΜΑ, ΧΕΙΜΑΡΟΣ, ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 9/10/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ WWW.EEMF.GR/DAMLISTGR.XLS, ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ WWW.GOOGLE.COM

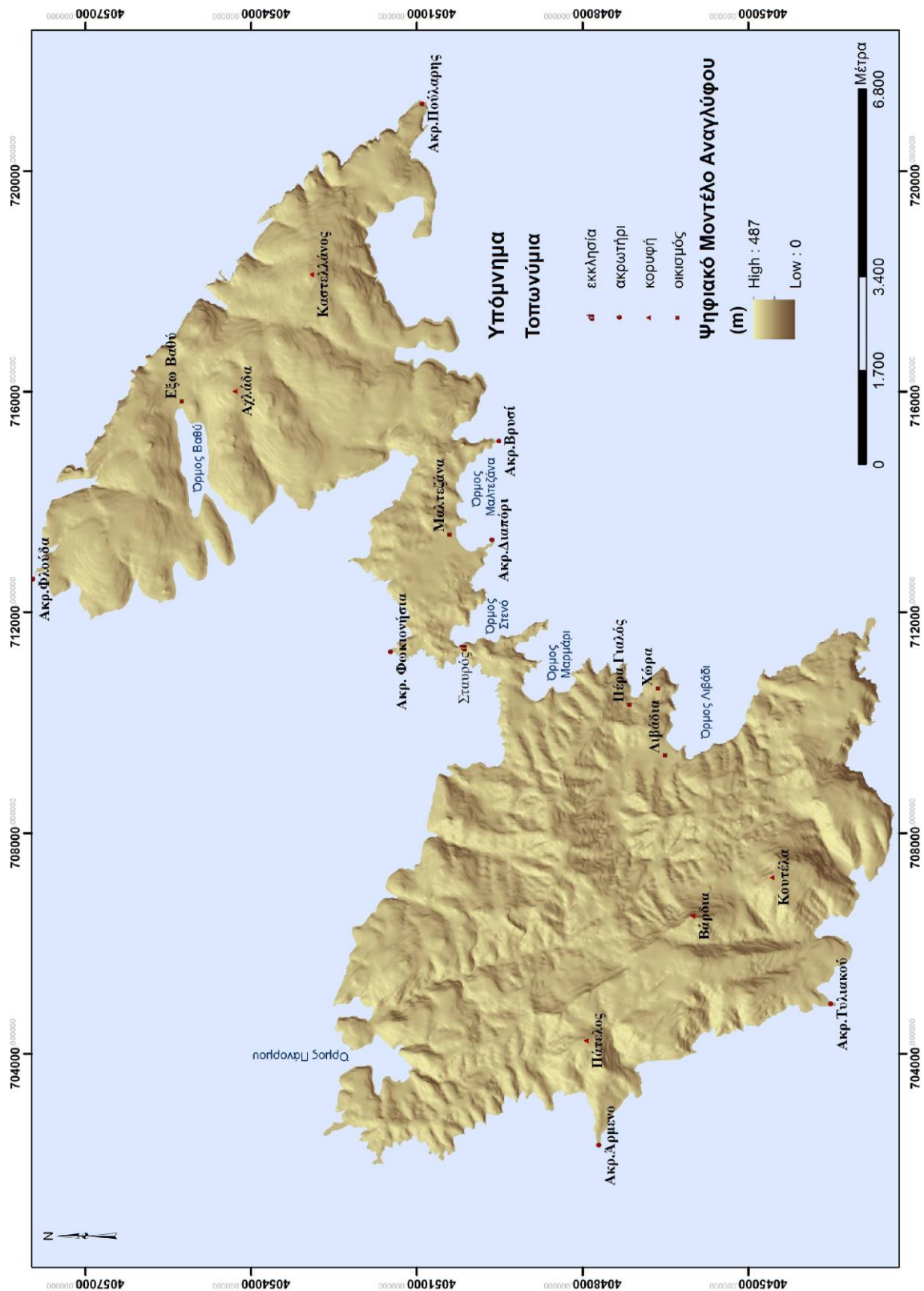
ΧΑΡΤΗΣ ΚΑΤΑΣΤΡΕΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 9/9/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ WWW.GEIN.NOA.GR/GREEK/WEB-EDU/INT1--1.HTM

ΧΩΡΑ ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑΣ, ΕΥΡΕΣΗ ΣΤΙΣ 30/8/2012 ΣΤΗΝ ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΑ [HTTP://FILOTIS.ITIA.NTUA.GR/BIOTOPES/C/AT5011015/](http://FILOTIS.ITIA.NTUA.GR/BIOTOPES/C/AT5011015/), ΑΝΑΖΗΤΗΣΗ ΣΕ [HTTP://FILOTIS.ITIA.NTUA.GR/HOM](http://FILOTIS.ITIA.NTUA.GR/HOM)

Παράρτημα



Σχήμα 54: Χάρτης Υποθαλάσσιου Αναγλύφου της νήσου Αστυπάλαιας (πηγή: Τοπογραφικός χάρτης 1:50000 έκδοσης Γ.Υ.Σ)



Σχήμα 55: Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου της νήσου Αστυπάλειας (πηγή: τοπογραφικός χάρτης 1:50000 και τοπογραφικά διαγράμματα 1:5000, έκδοσης Γ.Υ.Σ.)

