



ΕΘΝΙΚΟΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΝ

ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Τομέας Ιστορικής Γεωλογίας & Παλαιοντολογίας

ΠΜΣ Στρωματογραφίας- Παλαιοντολογίας

Τα τσουνάμι της Ανατολικής Μεσογείου- Καταγραφή και

ανάπτυξη θεματικών χαρτών και γεωπεριβαλλοντική

αξιοποίηση των περιοχών

Μεταπτυχιακή διατριβή της Ιωάννας Τριανταφύλλου

Μέλη Τριμελούς Επιτροπής: Τριανταφύλλου Μ. (Καθηγήτρια)

Πομόνη Φ. (Καθηγήτρια)

Λέκκας Ε. (Καθηγητής)

ΑΘΗΝΑ

Νοέμβριος 2016

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	σελ.
Πρόλογος.....	6
Περίληψη.....	7
Abstract.....	9
Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή στην διεθνή έρευνα των τσουνάμι	
1.1 Αίτια και μηχανισμοί γένεσης των τσουνάμι.....	10
1.2 Καταγραφή των τσουνάμι: ιστορική, γεωλογική, ενόργανη.....	11
1.3 Ιστορική τεκμηρίωση.....	13
1.4 Γεωλογικές παρατηρήσεις.....	14
1.5 Χερσαίες παρατηρήσεις	
1.5.1 Ιζηματολογική αναγνώριση των αποθέσεων τσουνάμι.....	17
1.5.2 Ογκόλιθοι και μεγακλαστικά σώματα.....	19
1.6 Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις.....	22
1.7 Υποθαλάσσιες παρατηρήσεις	
1.7.1 Κριτήρια για την ταυτοποίηση και το χαρακτηρισμό των υποθαλάσσιων ενδείξεων για τσουνάμι – Το παράδειγμα του Μινωικού τσουνάμι (17 ^{ος} αιώνας π.Χ.).	24
1.7.2 Διάκριση ιζημάτων τσουνάμι από ιζήματα θυελλωδών κυμάτων.....	27
1.8 Ενόργανες καταγραφές.....	28
1.9 Επιπτώσεις των τσουνάμι στον άνθρωπο και στο περιβάλλον.....	29
Κεφάλαιο 2: Υλικό και Μέθοδοι Ανάλυσης	
2.1 Εισαγωγή.....	32
2.2 Μέθοδοι Ανάλυσης	
2.2.1 Ιστορική, Γεωλογική και Αρχαιολογική Τεκμηρίωση των Τσουνάμι της Μεσογείου.....	33
2.2.2 Διάγραμμα Ροής της Μεθόδου Ανάλυσης.....	35

2.2.3 Δημιουργία Νέου Παραμετρικού Καταλόγου Ιστορικών Τσουνάμι της Ανατολικής Μεσογείου και των Γύρω Θαλασσών.....	36
2.2.4 Επιλογή Περιπτώσεων Μελέτης: Φαλάσαρνα (Δ. Κρήτη), Ρόδος, Κούριον (ΝΔ Κύπρος).....	36
2.2.5 Νέες Υπαίθριες Γεωλογικές Παρατηρήσεις στις Περιοχές Μελέτης Φαλάσαρνας και Ρόδου.....	38

Κεφάλαιο 3: Καταγραφή των Ιστορικών, Γεωλογικών και Αρχαιολογικών Στοιχείων για τα Τσουνάμι στις Τρεις Περιοχές Μελέτης

3.1 Αρχαία Φαλάσαρνα – Το μεγάλο τσουνάμι του 365 μ.Χ.	
3.1.1 Γεωαρχαιολογικό καθεστώς.....	41
3.1.2 Ο μεγάλος σεισμός και το τσουνάμι της 21 ^{ης} Ιουλίου του 365 μ.Χ.: ιστορική, αρχαιολογική και γεωλογική τεκμηρίωση.....	45
3.1.3 Έφθασε το Τσουνάμι του 365 μ.Χ. στο αρχαίο Κούριον (ΝΔ Κύπρος);.....	50
3.1.4 Γεωαρχαιολογικές και ιστορικές μαρτυρίες της σεισμικής καταστροφής στο Κούριο.....	50
3.1.5 Ο ισχυρός σεισμός και το τσουνάμι του 66 μ.Χ.: ιστορική, αρχαιολογική και γεωλογική τεκμηρίωση.....	53
3.2 Τσουνάμι της Ρόδου	
3.2.1 Γεωτεκτονικό καθεστώς.....	54
3.2.2 Συνσεισμικές Ανυψώσεις Ακτών: Σεισμοτεκτονικές και Γεωαρχαιολογικές Παρατηρήσεις.....	54
3.2.3 Παράκτιες Αποθέσεις Ιζημάτων Τσουνάμι.....	58
3.2.4 Ιστορικές Μαρτυρίες.....	60
3.3 Αποτελέσματα.....	63

Κεφάλαιο 4: Καταγραφή και Ανάπτυξη Θεματικών Χαρτών-Web GIS Εφαρμογή

4.1 Εισαγωγή.....	65
4.2 Ορισμοί.....	65
4.3 Παράδειγμα web GIS εφαρμογής για τσουνάμι	66

4.4 Ανάπτυξη Νέας Web GIS Εφαρμογής.....	68
4.5 Καταγραφή και Θεματικοί Χάρτες.....	71

Κεφάλαιο 5: Γεωπεριβαλλοντική Αξιοποίηση

5.1 Εισαγωγή.....	79
5.2 Καθορισμός διαδρομών γεωπεριβαλλοντικών επισκέψεων στη Φαλάσαρνα.....	79
5.3 Καθορισμός διαδρομών γεωπεριβαλλοντικών επισκέψεων στη Ρόδο.....	81
5.4 Προαγωγή των γεωπεριβαλλοντικών επισκέψεων μέσω διαδικτυακών εφαρμογών.....	83
Συμπεράσματα.....	84
Βιβλιογραφία.....	86
Παράρτημα.....	96

Ευρετήριο Εικόνων

Εικόνα 1.1. Κύριες τεκτονικές ζώνες (a) και σεισμικότητα (b) στην περιοχή της Μεσογείου.....	11
Εικόνα 1.2. Ζώνες γένεσης τσουνάμι στη Μεσόγειο με σχετική κλίμακα δυναμικού γένεσης (potential).....	12
Εικόνα 1.3. Κύριες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις στη Μεσόγειο.....	12
Εικόνα 1.4. Ζώνες διάρρηξης ισχυρών σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές, Mw=μέγεθος σεισμικής ροπής. Ο μεγαλύτερος σεισμός ήταν εκείνος που ανύψωσε τη Δ. Κρήτη το 365 μ.Χ.....	18
Εικόνα 1.5. Αποθέσεις παλαιοτσουνάμι που βρέθηκαν στον όρμο Augusta στην ανατολική Σικελία (φωτογραφία: P.M. De Martini).....	20
Εικόνα 1.6. Παράκτιες θέσεις στις οποίες βρέθηκαν γεωλογικές και αρχαιολογικές μαρτυρίες για παλαιοτσουνάμι στην Ελλάδα και την Αν. Μεσόγειο.....	22
Εικόνα 1.7. Παλιρροιογράφημα στο λιμάνι της Σούδας από το ισχυρό τσουνάμι της 9 Ιουλίου του 1956 που προκλήθηκε από μεγάλο τεκτονικό σεισμό (M=7,4) στην υποθαλάσσια τάφρο μεταξύ Αμοργού, Σαντορίνης και Αστυπάλαιας.....	29
Εικόνα 1.8. Γεωγραφική κατανομή των πηγών τσουνάμι στη Μεσόγειο και την Ευρώπη.....	30
Εικόνα 1.9. Μεγάλο ψαροκάικο που πετάχτηκε στη ξηρά της Καλύμνου από το ισχυρό τσουνάμι της 9 ^{ης} Ιουλίου του 1956 που προκλήθηκε από μεγάλο τεκτονικό σεισμό (M=7,4) στην υποθαλάσσια τάφρο μεταξύ Αμοργού, Σαντορίνης και Αστυπάλαιας.....	31
Εικόνα 2.1. Διάγραμμα ροής της μεθόδου ανάλυσης.....	35
Εικόνα 2.2. Συνσεισμική ανύψωση παλαιοακτής στη Φαλάσαρνα Δ. Κρήτης.....	37

Εικόνα 2.3. Η γεωλογική τάφρος που ανέσκαψαν μέσα στον αρχαιολογικό χώρο της αρχαίας Φαλάσαρνας οι Pirazzoli et al. (1992) και παρατήρησαν το ίζημα (βέλος) από το τσουνάμι του 365 μ.Χ.....	38
Εικόνα 2.4. Ομάδα φοιτητών του συνεδρίου METSZ πάνω από χαρακτηριστική συνσεισμική ανύψωση παλαιοακτής (βέλος) στον Αγ. Παύλο, στην κεντρική ανατολική ακτή της Ρόδου.....	40
Εικόνα 2.5. Λεπτομέρεια της συνσεισμικής ανύψωσης παλαιοακτής στον Αγ. Παύλο Ρόδου που φαίνεται στην Εικόνα 2.4.....	40
Εικόνα 3.1. Το λιμάνι της Φαλάσαρνας.....	41
Εικόνα 3.2. Γενική άποψη του αρχαιολογικού χώρου του λιμανιού της Φαλάσαρνας. Το αριστερό βέλος δείχνει την αρχαιολογική ανασκαφή στην αποβάθρα του αρχαίου λιμανιού. Το δεξί βέλος δείχνει την γεωλογική ανασκαφή των Pirazzoli et al. (1992) για εντοπισμό ιζημάτων παλαιοτσουνάμι	42
Εικόνα 3.3. Ανασκαφή στο αρχαίο λιμάνι της Φαλάσαρνας. Στα αριστερά της τάφρου διακρίνονται τα δύο επίπεδα της αποβάθρας. Το άνω επίπεδο κατασκευάστηκε περίπου 50 cm πάνω από το κάτω όταν αυτό έπαψε να χρησιμοποιείται έπειτα από αιφνίδια ανύψωση της στάθμης της θάλασσας	43
Εικόνα 3.4. Λεπτομέρεια της Εικόνας που διακρίνονται οι «δέστρες» των σκαφών στο αρχικό επίπεδο της αποβάθρας.....	43
Εικόνα 3.5. Λήψη της ανασκαφής στην αρχαία αποβάθρα κατά την αντίθετη κατεύθυνση από εκείνη της Εικ.3.4. Διακρίνονται οι «δέστρες» των σκαφών στο αρχικό επίπεδο της αποβάθρας (στο βάθος αριστερά) και στο νεότερο επίπεδο (δεξιά)	45
Εικόνα 3.6. Γεωλογική ανασκαφή των Pirazzoli et al. (1992) για εντοπισμό ιζημάτων παλαιοτσουνάμι	45
Εικόνα 3.7. Χάρτης των επιπτώσεων του τσουνάμι του 365 μ.Χ. στη Μεσόγειο	48
Εικόνα 3.8. Απλοποιημένη στρωματογραφία της τάφρου Α στο αρχαίο λιμάνι της Φαλάσαρνας, F: αποθέσεις γλυκού νερού T: ίζημα τσουνάμι C: περιορισμένες θαλάσσιες αποθέσεις; M: αποθέσεις θαλασσινού νερού	49
Εικόνα 3.9. Σκαρίφημα του αρχαιολογικού χώρου όπου βρέθηκαν τα ευρήματα σεισμικής καταστροφής.....	51
Εικόνα 3.10. Πρασονήσι, νότια Ρόδος. Δεν παρατηρείται ανύψωση της ακτής	55
Εικόνα 3.11. Αφάντου, ΒΑ Ρόδος. Ανύψωση παλαιοακτής κατά περίπου 3 m	55
Εικόνα 3.12. Το εξώφυλλο του ανέκδοτου χειρόγραφου βιβλίου « Η Ιστορία της Ρόδου» του Σουηδού γιατρού J. Hedenborg.....	57
Εικόνα 3.13. Στρωματογραφικές στήλες των τάφρων παλαιοτσουνάμι στο Dalaman της Τουρκίας. (Α) Γενική άποψη, (Β) Λεπτομερής περιγραφή.....	59
Εικόνα 3.14. Χάρτης των επιπτώσεων του τσουνάμι του 1303 μ.Χ. στη Μεσόγειο	61
Εικόνα 4.1. Παράμετροι επιλεγμένου σεισμικού ρήγματος που ανακτήθηκε από τη βάση δεδομένων με τη web GIS εφαρμογή του NEARTOWARN	67
Εικόνα 4.2: Είσοδος στον ArcGIS Online	69
Εικόνα 4.3: Δημιουργία των θεματικών επιπέδων προς προβολή και δημοσίευση των στοιχείων μέσω εγγραφής στον ArcGIS Server	70

Εικόνα 4.4 : Επιλογή των επιθυμητών ιδιοτήτων και συνδέσεων του χάρτη (page properties).....	71
Εικόνα 4.5. Διάγραμμα της δομής ενός συστήματος Web GIS	72
Εικόνα 4.6. Γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στον Ελλαδικό χώρο	73
Εικόνα 4.7. Γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών και των θέσεων των ηφαιστειακών εκρήξεων και κατολισθήσεων που προκάλεσαν τσουνάμι στο ελληνικό σεισμικό τόξο, στο ηφαιστειακό τόξο και στην Κρήτη.....	74
Εικόνα 4.8. Γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στην ανατολική Αδριατική Θάλασσα.....	75
Εικόνα 4.9. Γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στην Κύπρο και τις περιοχές της Λεβαντίνης Θάλασσας.....	75
Εικόνα 4.10. Γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στη Θάλασσα του Μαρμαρά	76
Εικόνα 4.11. Γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών και των θέσεων των κατολισθήσεων που προκάλεσαν τσουνάμι στη Μαύρη Θάλασσα	76
Εικόνα 4.12. Γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών και των θέσεων των κατολισθήσεων που προκάλεσαν τσουνάμι στον Κορινθιακό Κόλπο.....	77
Εικόνα 4.13. Γεωγραφική αποτύπωση των θέσεων στις οποίες αναφέρθηκαν επιπτώσεις από το ηφαιστειακό τσουνάμι της έκρηξης του Κολούμπου το 1650 μ.Χ. στο Ελληνικό Τόξο και την Κρήτη.....	78
Εικόνα 5.1. Η παράκτια ζώνη της Φαλάσαρνας στη ΒΔ Κρήτη και η προτεινόμενη διαδρομή επίσκεψης σε σημεία γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος.....	81
Εικόνα 5.2. Χάρτης των κυριότερων σημείων της Ρόδου που έχουν γεωπεριβαλλοντικό ενδιαφέρον από την άποψη των συνσεισμικών ανυψώσεων και την πιθανή γένεση τσουνάμι	82
Εικόνα 5.3. Άποψη συνσεισμικής ανύψωσης παλαιοακτής που συνέβη στην ανώτερη Ολόκαινο εποχή στην περιοχή Τραγανού-Αφάντου της ΒΑ Ρόδου	83

Ευρετήριο Πινάκων

Πίνακας 3.1. Πίνακας των τσουνάμι στις τρεις περιοχές μελέτης με την αντίστοιχη βιβλιογραφία για την ιστορική και γεωαρχαιολογική τεκμηρίωση. Η ένταση <i>K</i> των τσουνάμι έχει εκτιμηθεί στη 12-βάθμια κλίμακα.....	63
Πίνακας 4.1. Τα θεματικά επίπεδα τις περιοχής.....	69

Παράρτημα

Νέος Παραμετρικός Κατάλογος Τσουνάμι της Ανατολικής Μεσογείου.....	97
--	----

Πρόλογος

Με την εκπόνηση της παρούσας διπλωματικής εργασίας με τίτλο «Τα τσουνάμι της Ανατολικής Μεσογείου - Καταγραφή και ανάπτυξη θεματικών χαρτών και γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση των περιοχών», ολοκληρώνεται η φοίτησή μου στο μεταπτυχιακό κύκλο σπουδών του Τομέα Ιστορικής Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας στο Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Από τη θέση αυτή θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές ευχαριστίες μου στην Καθηγήτρια κ. Μ. Τριανταφύλλου για την ανάθεση της εργασίας και τη συνεχή καθοδήγησή της. Επίσης ευχαριστώ θερμά και τα άλλα δύο μέλη της τριμελούς επιτροπής, την Καθηγήτρια κ. Φ. Πομόνη και τον Καθηγητή κ. Ε. Λέκκα, για τις πολύτιμες συμβουλές τους και υποδείξεις.

Στη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών παρακολούθησα το «International Workshop on Mega Earthquakes and Tsunamis in Subduction Zones (METSZ): Forecasting Approaches and Implications for Hazard Assessment» που έλαβε χώρα στην Ρόδο από τις 6 έως τις 8 Οκτωβρίου του 2014. Επίσης, παρακολούθησα το Joint Summer School (JSS) που συνδιοργάνωσαν τα ερευνητικά προγράμματα (EU FP7) ASTARTE-PEARL-TANDEM στα Χανιά από τις 3 έως τις 7 Ιουνίου του 2016. Στη διάρκεια των επιστημονικών εκδρομών (field trips) του METSZ και του JSS είχα την ευκαιρία να παρατηρήσω στο πεδίο αποθέσεις ιζημάτων τσουνάμι και συνσεισμικές ανυψώσεις παλαιοακτών στον αρχαιολογικό χώρο της αρχαίας Φαλάσαρνας στη Δ. Κρήτη (2016) και συνσεισμικές ανυψώσεις παλαιοακτών στην ανατολική Ρόδο (2014) (βλ. Κεφάλαιο 3).

Στην εκτέλεση της παρούσας διπλωματικής εργασίας με βοήθησε σημαντικά και η απασχόλησή μου στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών στα πλαίσια του ερευνητικού έργου ASTARTE (EU FP7) με επιστημονικό υπεύθυνο τον Διευθυντή Ερευνών Δρα Γεράσιμο Παπαδόπουλο.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την ηθική υποστήριξη που μου παρείχε όλα τα έτη των σπουδών μου.

Περίληψη

Βιβλιογραφικά έχει υποστηριχθεί ότι κύματα τσουνάμι έχουν παρατηρηθεί σε πολλές παράκτιες περιοχές της Αν. Μεσογείου, τόσο στην ιστορική εποχή όσο και στην ενόργανη περίοδο. Η παρούσα διπλωματική εργασία εστιάζει (1) στην ανασκόπηση της τεκμηρίωσης των ιστορικών τσουνάμι της περιοχής της Αν. Μεσογείου, (2) στην κατάστρωση ενός νέου βελτιωμένου παραμετρικού καταλόγου τσουνάμι της ίδιας περιοχής, (3) στην επιλογή και μελέτη τριών παράκτιων περιοχών για τις οποίες υπάρχουν πολλά ιστορικά, γεωλογικά και αρχαιολογικά στοιχεία που τεκμηριώνουν την παρουσία παλαιοτσουνάμι, και (4) στην γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση αυτών των περιοχών.

Στο **Κεφάλαιο 1** περιγράφονται οι βασικοί μηχανισμοί γένεσης των τσουνάμι σε παγκόσμια κλίμακα, των καταστροφικών επιπτώσεων των μεγάλων τσουνάμι στο ανθρωπογενές και το φυσικό περιβάλλον και γίνεται ανασκόπηση των διαφόρων παρατηρήσεων με τις οποίες τεκμηριώνεται η ύπαρξη τσουνάμι του παρελθόντος, με την παράθεση χαρακτηριστικών παραδειγμάτων μεγάλων τσουνάμι που παρατηρήθηκαν στην ανατολική Μεσόγειο.

Στο **Κεφάλαιο 2** αναλύονται οι μέθοδοι και το υλικό ανάλυσης που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη (βάσεις δεδομένων, βιβλιογραφία, νέες γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου). Επίσης, στην παρούσα εργασία καταρτίζεται ένας νέος βελτιωμένος παραμετρικός κατάλογος των τσουνάμι της ανατολικής Μεσογείου, ο οποίος περιλαμβάνει 219 συμβάντα τσουνάμι. Ο κατάλογος αυτός παρατίθεται στο **Παράρτημα** στο τέλος της παρούσας εργασίας. Από αυτόν τον νέο κατάλογο επιλέγονται τρεις παράκτιες περιοχές για μελέτη: (1) αρχαία Φαλάσαρνα στη Δ. Κρήτη, (2) Ρόδος, και (3) Κούριον στη ΝΔ Κύπρο.

Στο **Κεφάλαιο 3** δίδεται ιδιαίτερη έμφαση στην καταγραφή των ιστορικών, γεωλογικών και αρχαιολογικών στοιχείων που τεκμηριώνουν τα παλαιοτσουνάμι στις τρεις παραπάνω περιοχές. Επιπλέον, γίνεται περιγραφή, με παράθεση φωτογραφικού υλικού, των υπαίθριων γεωλογικών παρατηρήσεων που πραγματοποιήσα στη Φαλάσαρνα και τη Ρόδο στη διάρκεια επιστημονικών εκδρομών το 2016 και 2014, αντίστοιχα. Οι παρατηρήσεις αυτές αναφέρονται σε (1) συνσεισμικές ανυψώσεις

ακτών, που πιθανότατα προκάλεσαν τσουνάμι στη Φαλάσαρνα και τη Ρόδο, και (2) αποθέσεις ιζημάτων τσουνάμι στη Φαλάσαρνα.

Στο **Κεφάλαιο 4** αρχικά αναπτύσσεται το απαραίτητο θεωρητικό υπόβαθρο για την κατανόηση της εφαρμογής των διαδικτυακών GIS (Web GIS). Γίνεται η παραγωγή νέων θεματικών χαρτών, με τη χρήση δεδομένων από τον νέο κατάλογο τσουνάμι που καταρτίστηκε στο Κεφάλαιο 2. Οι χάρτες αυτοί, το φωτογραφικό υλικό, και τα διάφορα γεωλογικά, ιστορικά και αρχαιολογικά στοιχεία παρουσιάζονται ως παραδείγματα για τον τρόπο με τον οποίο θα μπορούσαν να αξιοποιηθούν σε μια εφαρμογή διαδικτυακών Web GIS.

Στο **Κεφάλαιο 5** εξετάζεται η γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση των παρατηρήσεων τσουνάμι στις επιλεγείσες περιοχές μελέτης και προτείνονται τρόποι κυρίως τουριστικής αξιοποίησης, περιλαμβανομένων Web GIS εφαρμογών.

Τα **Συμπεράσματα** της εργασίας συνοψίζονται στο τελευταίο Κεφάλαιο.

Abstract

According to the existing literature tsunami waves have been observed in many coastal areas of East Mediterranean, both in historical time and in the instrumental period. The present Thesis focuses on: (1) to review the documentation of historical tsunamis in the East Mediterranean region, (2) to compile a new parametric and improved catalogue of tsunamis in the region, (3) to select and study three coastal areas where there are several historical, geological and archaeological data documenting palaeotsunamis, and (4) to propose the geo-environmental development of the three selected areas.

Chapter 1 describes the basic mechanisms of tsunami generation on a global scale and the devastating effects of large tsunamis on the human and natural environment. The various observations documenting the existence of past tsunamis are also reviewed with the presentation of characteristic examples from the eastern Mediterranean region.

Chapter 2 is devoted to the analysis methods and the data used in the present study (databases, literature, new field geological observations). In addition, a new improved parametric catalogue of tsunamis in the eastern Mediterranean, which includes 219 tsunami events, was compiled. The new tsunami catalogue is given in the **Appendix** at the end of the study. From this new catalogue three coastal areas were selected to study: (1) ancient Phalasarna in W. Crete, (2) Rhodes, and (3) SW Kourion in Cyprus.

Chapter 3 emphasizes on the historical, geological and archaeological evidence that support the documentation of palaeotsunami events in the three study areas. Moreover, geological observations collected in Phalasarna and Rhodes during scientific field trips performed in 2016 and 2014, respectively, are described and documented in a series of photographs. Namely, these observations concern to (1) co-seismic coastal uplifts that very likely caused tsunamis in Phalasarna and Rhodes, and (2) tsunami sediment deposits in Phalasarna.

In **Chapter 4**, the theoretical background which is necessary for understanding the implementation of Internet GIS (Web GIS) applications is presented. New thematic maps are produced by using data from the new tsunami catalogue produced in Chapter 2. These maps, as well as photo galleries and various geological, historical and archaeological evidence are presented as examples of how such material would be useful for the development of a Web GIS system.

Chapter 5 examines the geo-environmental development of the selected study areas and suggests appropriate ways for tourist exploitation, including Web GIS applications.

The **Conclusions** of the study are summarized in the last Chapter.

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή στην διεθνή έρευνα των τσουνάμι

1.1 Αίτια και μηχανισμοί γένεσης των τσουνάμι

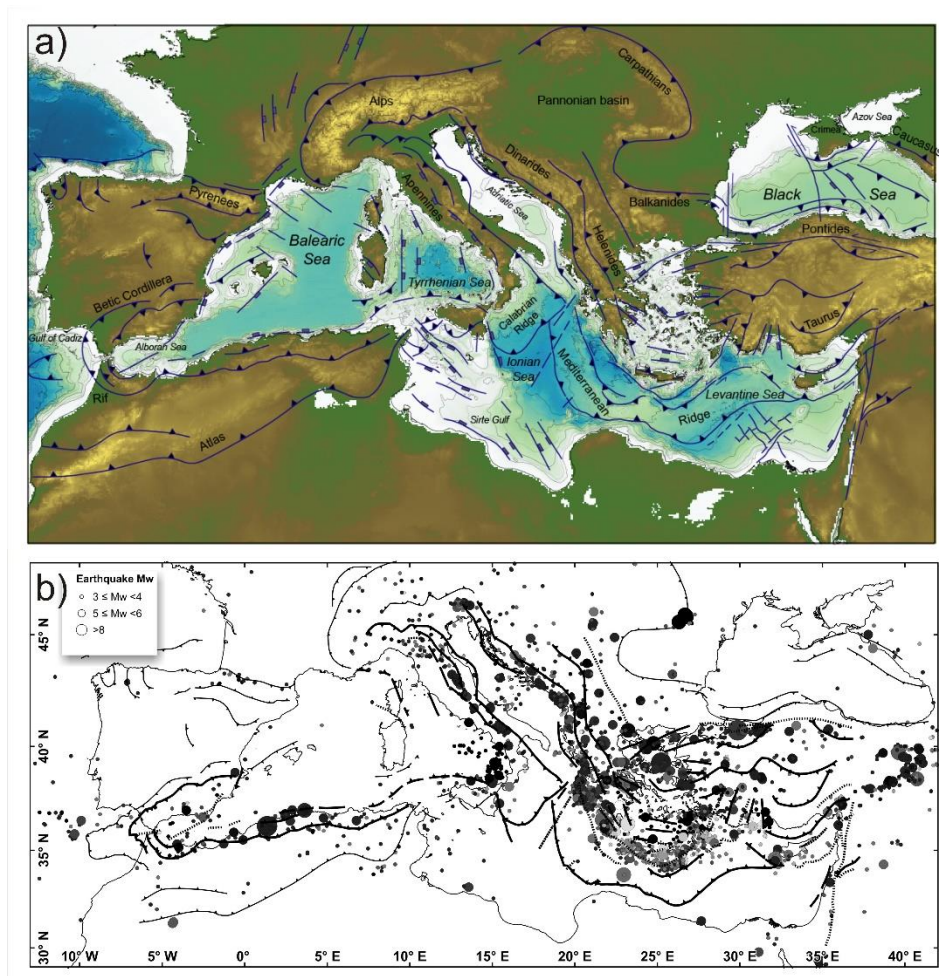
Ένας γενικά αποδεκτός ορισμός είναι ότι ένα τσουνάμι αποτελεί σειρά θαλάσσιων κυμάτων με μεγάλη περίοδο και μεγάλο μήκος κύματος που παράγονται από την απότομη παραμόρφωση του θαλάσσιου πυθμένα ή από άλλη αιφνίδια διαταραχή στο θαλάσσιο νερό. Η ενέργεια της κατακόρυφης μετακίνησης που παράγεται από τη διαταραχή μεταφέρεται στη μάζα νερού και προκαλεί μεταβολή στη θαλάσσια στάθμη στην περιοχή της πηγής της διαταραχής. Η συνηθέστερη κατηγορία διαταραχής που παράγει τσουνάμι είναι οι υποθαλάσσιοι σεισμοί, αλλά τσουνάμι παράγονται και από υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκρήξεις και κατολισθήσεις.

Μεγάλοι μετεωρίτες που πέφτουν στον ωκεανό δεν αποκλείονται ως πηγές δημιουργίας τσουνάμι. Τα κύματα τσουνάμι διαδίδονται από την πηγή προς όλες τις κατευθύνσεις αλλά η κύρια κατεύθυνση διάδοσης της ενέργειας ελέγχεται από τις διαστάσεις και τον προσανατολισμό της πηγής.

Κατά τη διάρκεια της διάδοσής τους στη βαθιά θάλασσα τα τσουνάμι προχωρούν ως σειρά κυμάτων βαρύτητας με ταχύτητα που εξαρτάται από το βάθος του νερού. Στην περιοχή πλησίον της ακτής ένα μεγάλο μέρος της κυματικής ενέργειας μεταφέρεται τόσο στο αυξημένο ύψος του κύματος όσο και στα ισχυρά ρεύματα ύδατος που δημιουργούνται. Γι' αυτό το λόγο, στην παράκτια ζώνη τα τσουνάμι προκαλούν απόξεση εδάφους, διάβρωση, απόθεση ιζημάτων, αστοχίες κατωφερειών, βλάβες ή και εκτεταμένες καταστροφές στις παράκτιες κοινωνίες, σε θαλάσσιες κατασκευές και εγκαταστάσεις, σε καλλιεργημένη γη και στο φυσικό περιβάλλον. Αποθέσεις υλικού και άλλες μεταβολές έχουν επίσης αναφερθεί ότι προκαλούνται από τσουνάμι στο θαλάσσιο πυθμένα.

Λόγω των ενεργών γεωδυναμικών μεταβολών η σεισμική δράση στην περιοχή της Μεσογείου είναι πολύ υψηλή. Αν και τα τσουνάμι δεν είναι εξίσου συχνά στην περιοχή αυτή, δεν παύουν να συνιστούν ένα σημαντικό κίνδυνο (π.χ. CIESM, 2011). Η ενεργός τεκτονική της Μεσογείου και των γειτονικών της περιοχών καθορίζεται κυρίως από την σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικής και της Ευρασίας (π.χ. Argus et al., 1989; DeMets et al., 2010). Υποβύθιση ωκεάνιου φλοιού και/ή σύγκρουση πλακών συμβαίνει κατά μήκος ενεργών ορογενετικών ζωνών που από τα δυτικά προς τα ανατολικά σχηματίζουν τα τόξα του Γιβραλτάρ και της Καλαβρίας, το Ελληνικό

τόξο και το Κυπριακό τόξο. Μεγαλύτερη πολυπλοκότητα στην ενεργό τεκτονική της Μεσογείου προσδίδει η εξελισσόμενη μετακίνηση κατά μήκος ρηγμάτων μετασχηματισμού είτε στα όρια γειτονικών πλακών, όπως η Αραβική πλάκα και οι γειτονικές της, είτε στα όρια μικρότερων λιθοσφαιρικών τεμαχών, όπως η «μικρο-πλάκα» της Ανατολίας (π.χ. Mascle and Mascle, 2012).

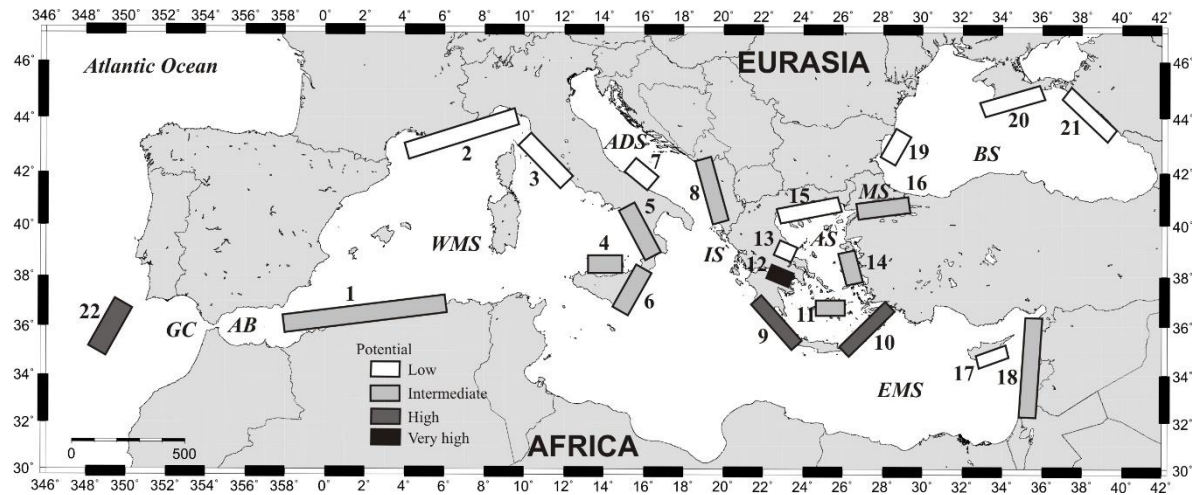


Εικόνα 1.1. Κύριες τεκτονικές ζώνες (a) και σεισμικότητα (b) στην περιοχή της Μεσογείου (από Papadopoulos et al., 2014, τροποποιημένη από Cavazza et al., 2004; Billi et al., 2010).

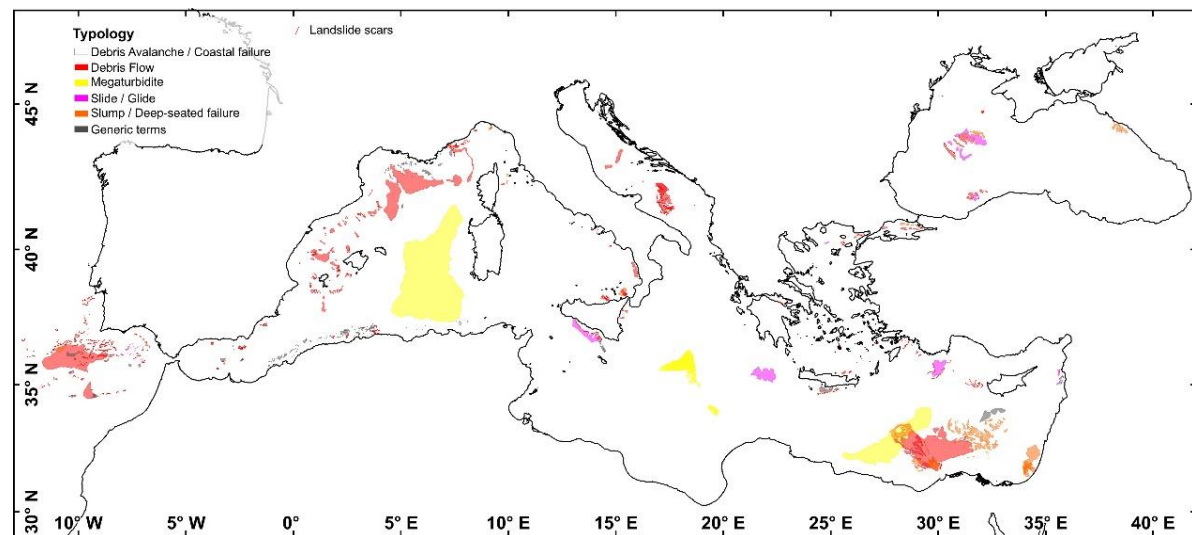
1.2 Καταγραφή των τσουνάμι: ιστορική, γεωλογική, ενόργανη

Τα τσουνάμι απειλούν τις παράκτιες ζώνες στη Μεσόγειο και τις γύρω θάλασσες, όπως η Θάλασσα του Μαρμαρά, η Μαύρη Θάλασσα και το ΝΔ όριο της Ιβηρικής χερσονήσου στον ΒΑ Ατλαντικό Ωκεανό (Εικ. 1.1). Πράγματι, η ύπαρξη πολλών τσουνάμι που προκλήθηκαν από σεισμούς, ηφαιστειακές εκρήξεις και κατολισθήσεις στις περιοχές αυτές έχει πιστοποιηθεί από ιστορικές πηγές, γεωλογικές παρατηρήσεις

(π.χ. αποθέσεις ιζημάτων από παλαιοτσουνάμι), αρχαιολογικά ευρήματα και ενόργανες καταγραφές (Εικ.1.2, 1.3). Μόνο λίγα από τα τσουνάμι αυτά διαδόθηκαν σε μεγάλο τμήμα της λεκάνης της Μεσογείου, ενώ τα υπόλοιπα ήταν περιφερειακά ή μόνο τοπικά.



Εικόνα 1.2. Ζώνες γένεσης τσουνάμι στη Μεσόγειο με σχετική κλίμακα δυναμικού γένεσης (potential) (από Papadopoulos et al., 2014).



Εικόνα 1.3. Κύριες υποθαλάσσιες κατολισθήσεις στη Μεσόγειο (από Urgeles and Camerlenghi, 2013).

Η τεκμηρίωση των τσουνάμι του παρελθόντος γίνεται με ιστορικά στοιχεία, με γεωλογικές παρατηρήσεις στην παράκτια χέρσο και στο υποθαλάσσιο περιβάλλον και με ενόργανες καταγραφές (παλιρροιογραφήματα). Στα πρόσφατα χρόνια ορισμένα τσουνάμι τεκμηριώνονται με φωτογραφικό υλικό και με videos, όπως τα μεγάλα, καταστροφικά τσουνάμι της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004 στον Ινδικό Ωκεανό και της 11^{ης} Μαρτίου του 2011 στην Ιαπωνία.

Στο παρόν Κεφάλαιο παρουσιάζεται μία σύντομη διεθνής ανασκόπηση για την τεκμηρίωση των τσουνάμι με παραδείγματα κυρίως από την περιοχή της Μεσογείου.

1.3 Ιστορική τεκμηρίωση

Οι ιστορικές περιγραφές των σεισμών συνεισφέρουν σημαντικό υλικό μελέτης για τους σεισμούς που έγιναν στην εποχή που δεν υπήρχαν όργανα καταγραφής. Παρόμοια, τα ιστορικά στοιχεία είναι πολύτιμα για τη μελέτη των τσουνάμι του ιστορικού παρελθόντος. Στη Μεσόγειο αυτό το πεδίο έρευνας είναι ιδιαίτερα παραγωγικό γιατί η μακρά ιστορία των εθνών προσφέρει πολλές ιστορικές πηγές για τη μελέτη των σεισμών και των τσουνάμι. Στη συνέχεια παρατίθεται ένα παράδειγμα ιστορικής περιγραφής σεισμών και τσουνάμι στην περιοχή της Ρόδου.

Παράδειγμα: Ρόδος - Ο σεισμός και το τσουνάμι της 3ης Μαΐου 1481

Από μεγάλο αριθμό αρχειακών πηγών (βλ. ανασκόπηση από τους Guidoboni and Comastri, 2005, Παπαδόπουλος, 2015) προκύπτει ότι η Ρόδος υπέφερε από σειρά ισχυρών, καταστροφικών σεισμών στη διάρκεια του 1481. Ο πρώτος ισχυρός σεισμός έγινε αισθητός στη Ρόδο στις 18 Μαρτίου του 1481 και ακολούθησαν πολλοί άλλοι μέχρι και τον Δεκέμβριο του 1481. Μία από τις σημαντικότερες ιστορικές πηγές που περιγράφουν τη σεισμική ακολουθία του 1481 είναι ένα κείμενο του Guillaume Caoursin (1496), ο οποίος υπήρξε υποδιοικητής του Τάγματος των Ιωαννιτών Ιπποτών. Ο Caoursin (1496, από Guidoboni and Comastri, 2005) περιγράφει, μεταξύ άλλων, το σεισμό της 3ης Μαΐου 1481 και το τσουνάμι που τον συνόδευσε. Για το τσουνάμι γράφει:

...ένα κύμα με ύψος μεγαλύτερο από 10 πόδια [περίπου 3 μέτρα] απείλησε με θάνατο και καταστροφή καθώς εφόρμησε ενάντια στην πόλη, μετά η θάλασσα σύντομα γύρισε πίσω και κατέβηκε τόσο όσο είχε υψωθεί. Κατόπιν, μετά από αρκετή ώρα επανήλθε στην αρχική της θέση και ησύχασε πάλι.... Αλλά ο σεισμός δεν προκάλεσε καταστροφή. Όμως, ένα εμπορικό πλοίο που ήταν αγκυροβολημένο εκσφενδονίστηκε στα βράχια από τη βιαιότητα της θάλασσας. Το πλοίο κομματιάστηκε και βυθίστηκε...

Από αυτό το παράδειγμα βλέπουμε ότι αντλούμε πληροφορίες για το σεισμό, το τσουνάμι που προκλήθηκε, το ύψος του κύματος και ορισμένες από τις συνέπειές του.

Η πρόκληση τσουνάμι από τον ίδιο σεισμό διασταυρώνεται και από τον εκκλησιαστικό λόγο *Ο Θρήνος της Θεοτόκου*, του Επισκόπου Μεθώνης Ιωάννη Πλουσιαδινού (1429-1500), που βρίσκεται στον κώδικα IV 434 της Βασιλικής Βιβλιοθήκης Albert Ier των Βρυξελλών. Ο *Θρήνος της Θεοτόκου*, που εγράφη μεταξύ 1488 και 1492 (Βασιλείου, 1980), λέει για το τσουνάμι:

...Αυτό που συνέβη στη Ρόδο είναι ότι το νερό της θάλασσας έφθασε στο μέσον της πόλης. Η θάλασσα βγήκε από τα όριά της γιατί φούσκωσε πέρα από τα όριά της και μπήκε στην πόλη. Έπειτα επέστρεψε στη θέση της ...

Από αυτό το απόσπασμα μαθαίνουμε ότι το συγκεκριμένο κύμα τσουνάμι έφθασε μέχρι το μέσον της πόλης.

Σήμερα, η βάση δεδομένων των τσουνάμι της Μεσογείου, που έχει αναπτυχθεί στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, και αποτελεί επικαιροποίηση της βάσης δεδομένων του ερευνητικού προγράμματος TRANSFER (EU-FP6, βλ. Κεφ. 2), αριθμεί περισσότερα από 300 τσουνάμι που κατεγράφησαν από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα.

1.4 Γεωλογικές παρατηρήσεις

Η μελέτη των παλαιοτσουνάμι που βασίζεται σε ιζηματολογικές μελέτες έχει αναπτυχθεί περίπου κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες (π.χ. Goff et al. 2012). Ο όρος παλαιοτσουνάμι ορίζεται ως ένα τσουνάμι που συνέβη πριν από την ιστορική καταγραφή ή για το οποίο δεν υπάρχουν γραπτές παρατηρήσεις (ITIC, 2011). Σε ανασκόπηση της σχετικής βιβλιογραφίας υποστηρίζεται ότι τα τελευταία χρόνια δίδεται έντονη έμφαση

στις γεωλογικές και παλαιοντολογικές μαρτυρίες για παλαιοτσουνάμι, δηλ. στις φυσικές μαρτυρίες που προσφέρουν οι αποθέσεις των τσουνάμι (Bourgeois, 2009).

Οι Goff et al. (2012) παραθέτουν έναν πίνακα κριτηρίων για την αναγνώριση αποθέσεων ιζημάτων παλαιοτσουνάμι, που τροποποιήθηκε από τις εργασίες των McFadgen and Goff (2007) και τους Chagué-Goff et al. (2011). Τα κριτήρια αυτά μπορεί να αναφέρονται σε παράγοντες γεωλογικούς (π.χ. το μέγεθος των κόκκων ή μετρήσεις ανισοτροπίας της μαγνητικής επιδεκτικότητας), χημικούς (π.χ. πιθανή ανάμειξη βαρέων μετάλλων στην απόθεση τσουνάμι), βιολογικούς (π.χ. παρατηρούμενες αλλαγές στην συνάθροιση των τρηματοφόρων), αρχαιολογικούς (π.χ. αρχαιολογικές δομές οι οποίες δείχνουν βλάβες στις κατασκευές από το νερό στα κτίρια), ανθρωπολογικούς (π.χ. διάδοση της πληροφορίας από γενιά σε γενιά προφορικά), γεωμορφολογικούς (π.χ. παλαιογεωμορφολογία της περιοχής κατά τη διάρκεια της πλημμύρας υποδεικνύει χαμηλή πιθανότητα η πλημμύρα να οφείλεται σε κύματα θύελλας) και σε ιστορικές καταγραφές (π.χ. γνωστές τοπικές ή απομακρυσμένες πηγές μπορούν να ταυτοποιηθούν).

Τα γεωλογικά δεδομένα μπορούν να προσφέρουν πληροφορίες για την έκταση της επιφάνειας κατακλυσμού στην παράκτια ζώνη, το μέγεθος της αναρρίχησης και την ηλικία του τσουνάμι. Τέτοια δεδομένα είναι ιδιαιτέρως χρήσιμα για την αξιολόγηση του μεγέθους του τσουνάμι, τον πιθανό εντοπισμό της πηγής του κύματος και την εκτίμηση της συχνότητας εμφάνισης των κυμάτων.

Η βασική αρχή για τον γεωλογικό καθορισμό και χρονολόγηση των παλαιοτσουνάμι εντοπίζεται στην παρατήρηση ότι τα τσουνάμι κινητοποιούν και μεταφέρουν μεγάλη ποσότητα ιζημάτων τόσο στην παράκτια ζώνη όσο και στο θαλάσσιο πυθμένα, όπως παρατηρήθηκε σε πρόσφατα μεγάλα τσουνάμι, π.χ. Ινδικός Ωκεανός 2004, Ιαπωνία 2011. Συνεπώς, η γεωλογική αναγνώριση αποθέσεων από τσουνάμι συμβάλλει άμεσα στην καταγραφή των παλαιοτσουνάμι. Για τη χρονολόγηση αποθέσεων ιζημάτων από τσουνάμι εφαρμόζονται γνωστές τεχνικές γεωχρονολόγησης του Τεταρτογενούς (π.χ. ραδιοχρονολόγηση).

Η αναζήτηση τσουνάμι ευνοείται σε περιβάλλοντα χαμηλής ενέργειας, όπως παράκτιες λίμνες, λιμνοθάλασσες και περίπου επίπεδες ποτάμιες περιοχές. Το μέγεθος των υλικών που αποτίθενται από τσουνάμι ποικίλλει από το λεπτόκοκκο υλικό έως τους μεγαλίθους.

Μελέτες σε αποθέσεις πρόσφατων και παλαιών τσουνάμι υποδεικνύουν ότι γενικά το μέσο μέγεθος των κόκκων μειώνεται προς την ξηρά και προς τα πάνω, εξαρτώμενου τόσο από τη φύση των διαθέσιμων ιζημάτων στην ακτή και υποθαλασσίως κοντά στην ακτή, όσο και από τις υδροδυναμικές συνθήκες κατά τη διάρκεια της μεταφοράς του υλικού και της ιζηματογένεσης.

Παρομοίως, το πάχος των ιζημάτων από τσουνάμι ποικίλλει εξαρτώμενου από την ενέργεια των κυμάτων, τον τύπο των αποθέσεων και την τοπική τοπογραφία. Γενικά, το πάχος δεν υπερβαίνει τα 25 cm. Συνήθως, οι αποθέσεις τσουνάμι δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερες ιζηματολογικές δομές, ο αριθμός των στρωμάτων είναι μικρός και η επαφή στη βάση είναι απότομη. Οι βιολογικοί δείκτες της θαλάσσιας προέλευσης ενός στρώματος μπορεί να περιλαμβάνουν διάτομα, οστρακώδη και τρηματοφόρα, αν και οι αποθέσεις από τσουνάμι δεν συνδέονται με «χαρακτηριστικά» βιολογικά είδη.

Η στρωματογραφική ανάλυση ιζημάτων από τσουνάμι εννοείται σε παράκτιες θέσεις της Μεσογείου όπου η γεωλογική καταγραφή συχνά συνδυάζεται με αρχαιολογικά ευρήματα ή/και ιστορική τεκμηρίωση, π.χ. στο Ελληνιστικό/Ρωμαϊκό λιμάνι της αρχαίας Φαλάσαρνας στη ΒΔ Κρήτη.

Στο άλλο άκρο της κλίμακας των μεγεθών των υλικών στις αποθέσεις τσουνάμι στην ξηρά βρίσκουμε τους ογκόλιθους και τα μεγακλαστικά σώματα. Πράγματι, η μελέτη πρόσφατων τσουνάμι έδειξε ότι η απόσπαση μεγάλων ογκολίθων από τη ρηχή θάλασσα πλησίον της ακτής και η μεταφορά και απόθεσή τους στην ξηρά είναι απολύτως εφικτή.

Το άμεσο αποτέλεσμα της αναρρίχησης των τσουνάμι στις ακτές συνήθως αποτυπώνεται σε γεωμορφολογικές μεταβολές, όπως η διάβρωση ακτών, η καταστροφή εμποδίων από άμμο ή ο σχηματισμός αμμόλοφων και ανώμαλης τοπογραφίας.

Αυτά τα πρόσφατα αποτελέσματα δείχνουν ότι στο θαλάσσιο πυθμένα υπάρχει μεγαλύτερο δυναμικό για την καταγραφή «ανώμαλων» γεγονότων, δηλ. τσουνάμι και μαζικής μεταφοράς αποθέσεων λόγω σεισμών, σε σχέση με το παράκτιο περιβάλλον που υφίσταται «τακτικές» αποθέσεις, ποικίλη διάβρωση και σημαντική ανθρωπογενή διαταραχή.

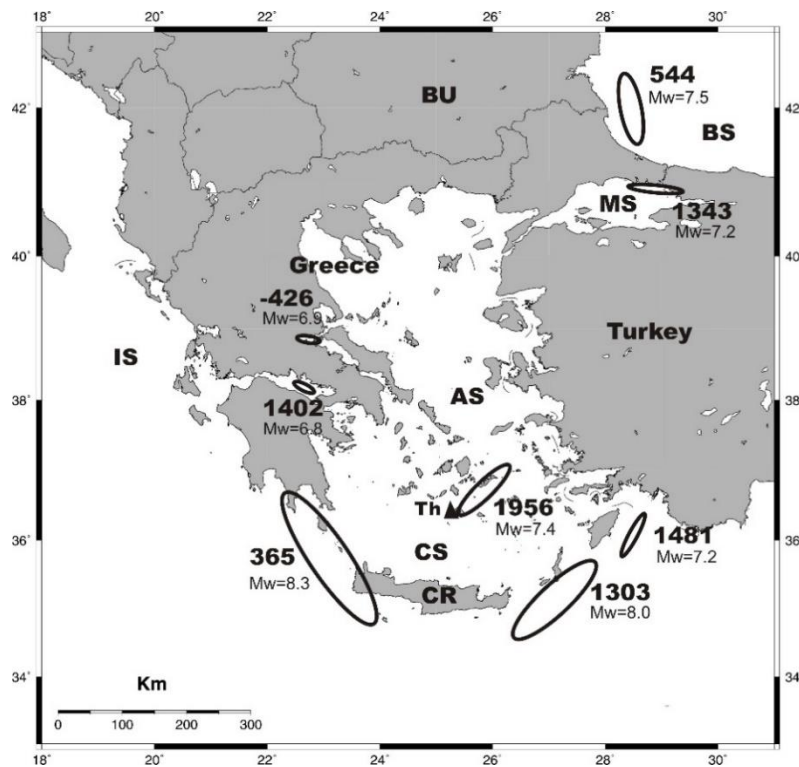
Κριτήρια για την ταυτοποίηση και το χαρακτηρισμό των υποθαλάσσιων ενδείξεων για τσουνάμι έχουν αποτελέσει η κοκκομετρική ανάλυση, η μικροπαλαιοντολογία και η

αρχαιολογία. Ακόμη, τουρβιδικές αποθέσεις στο αβυσσικό πεδίο θεωρήθηκαν επίσης ως σημαντικό στοιχείο για την αναζήτηση μεγάλων τσουνάμι στην Ολόκαινο εποχή, όπως το Μινωικό τσουνάμι της Σαντορίνης και το τσουνάμι της Λισσαβώνας του 1755 μ.Χ.

1.5 Χερσαίες παρατηρήσεις

1.5.1 Ιζηματολογική αναγνώριση των αποθέσεων τσουνάμι

Η στρωματογραφική ανάλυση ιζημάτων από τσουνάμι ευνοείται σε παράκτιες θέσεις της Μεσογείου όπου η γεωλογική καταγραφή συχνά συνδυάζεται με αρχαιολογικά ευρήματα ή/και ιστορική τεκμηρίωση. Για παράδειγμα, στο Ελληνιστικό/Ρωμαϊκό λιμάνι στα Φαλάσαρνα στη ΒΔ Κρήτη, το οποίο σήμερα χερσεύει πιθανότατα λόγω παράκτιας ανύψωσης πλάτους περίπου 6,5 m από το μεγάλο σεισμό του 365 μ.Χ., οι Pirazzoli et al. (1992) ταυτοποίησαν δύο στρώματα αποτελούμενα από «πιο αδρομερές υλικό με λίθους» σε δύο από τις τρεις τάφρους που ανέσκαψαν. Οι συγγραφείς αυτοί ερμήνευσαν τα ευρήματά τους με το ότι τα δύο στρώματα απετέθησαν από τα τσουνάμι του 66 μ.Χ. και 365 μ.Χ.. Από την άλλη μεριά, οι Dominey-Howes et al. (1998) υποστήριξαν ότι η συγκέντρωση τρηματοφόρων υποδεικνύει απόθεση γύρω στο 66 μ.Χ. αλλά ότι δεν υπάρχει βιο- ή λιθοστρωματογραφική μαρτυρία για απόθεση από το τσουνάμι του 365 μ.Χ., το οποίο ίσως οφείλεται στο ότι το λιμάνι ανυψώθηκε με το σεισμό πριν καταφθάσει το τσουνάμι.



Εικόνα 1.4. Ζώνες διάρρηξης ισχυρών σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές (από Papadopoulos and Papageorgiou, 2014). Mw=μέγεθος σεισμικής ροπής. Ο μεγαλύτερος σεισμός ήταν εκείνος που ανύψωσε τη Δ. Κρήτη το 365 μ.Χ.

Σημαντικές περιπτώσεις αποθέσεων ιζημάτων έχουν περιγραφεί στη ΝΔ Τουρκία και τη βόρεια Κρήτη (Minoura et al., 2000), στη Θήρα (McCoy and Heiken, 2000), και ξανά στη βόρεια Κρήτη (McCoy and Papadopoulos, 2001, Bruins et al., 2008) από το μεγάλο τσουνάμι που προκάλεσε η Μινωική έκρηξη της Θήρας. Σε δύο παράκτιες θέσεις του Κορινθιακού κόλπου (Αλική Αιγίου, Κίρρα Ιτέας), οι Kontopoulos and Anramidis (2003) και οι Kortekaas et al. (2003, 2011) περιέγραψαν αρκετά στρώματα που αποδίδονται σε προϊστορικά και ιστορικά τσουνάμι, περιλαμβανομένων εκείνων του 1402 μ.Χ. στο Ξυλόκαστρο και 1817 μ.Χ. στο Αίγιο.

Στην ανατολική ακτή της Σικελίας, οι De Martini et al. (2010) συνδύασαν γεωλογική και γεωμορφολογική επισκόπηση στο πεδίο, ανάλυση δορυφορικών εικόνων και αεροφωτογραφιών, εξέταση δειγμάτων από επιφανειακές γεωτρήσεις και εργαστηριακές αναλύσεις και συμπέραναν ότι υπάρχουν ενδείξεις για 6 έως 7 θαλάσσιες πλημμύρες που έγιναν στα τελευταία 4 ka. Από τα ιδιαίτερα

χαρακτηριστικά του μεγέθους των κόκκων της άμμου και από την παρουσία συγκεντρώσεων τρηματοφόρων στα εξετασθέντα στρώματα, από την απόσταση από την ακτή, από την ηλικία τους και τη συχνότητα εμφάνισης σε σχέση με τους ιστορικούς καταλόγους, κατέληξαν ότι τουλάχιστον τρία στρώματα μπορούν να αποδοθούν σε ισάριθμα ιστορικά γνωστά μεγάλα τσουνάμι (Εικ. 1.5). Αυτά είναι το τοπικό κύμα του 1693 μ.Χ. και τα μεγάλα τσουνάμι του 365 μ.Χ. της δυτικής Κρήτης και το Μινωικό της Θήρας (17^{ος} αιώνας π.Χ.).

1.5.2 Ογκόλιθοι και μεγακλαστικά σώματα

Στο άλλο άκρο των μεγεθών των υλικών στις αποθέσεις τσουνάμι βρίσκουμε τους ογκόλιθους και τα μεγακλαστικά σώματα. Πράγματι, η μελέτη πρόσφατων τσουνάμι έδειξε ότι η απόσπαση μεγάλων ογκολίθων από τη ρηχή θάλασσα πλησίον της ακτής και η μεταφορά και απόθεσή τους στην ξηρά είναι απολύτως εφικτή (Bourgeois and MacInnes, 2010, Paris et al., 2010). Μεγάλες συγκεντρώσεις ογκολίθων βάρους μέχρι 80 tons σε υψόμετρο από 1,8 m έως 5 m (πάνω από τη στάθμη της θάλασσας) στην ΝΑ ακτή της Απουλίας στην Ιταλία έχουν αποδοθεί στη δράση κυμάτων τσουνάμι (Mastronuzzi and Sansò, 2000, 2004, Mastronuzzi et al., 2006, 2007).



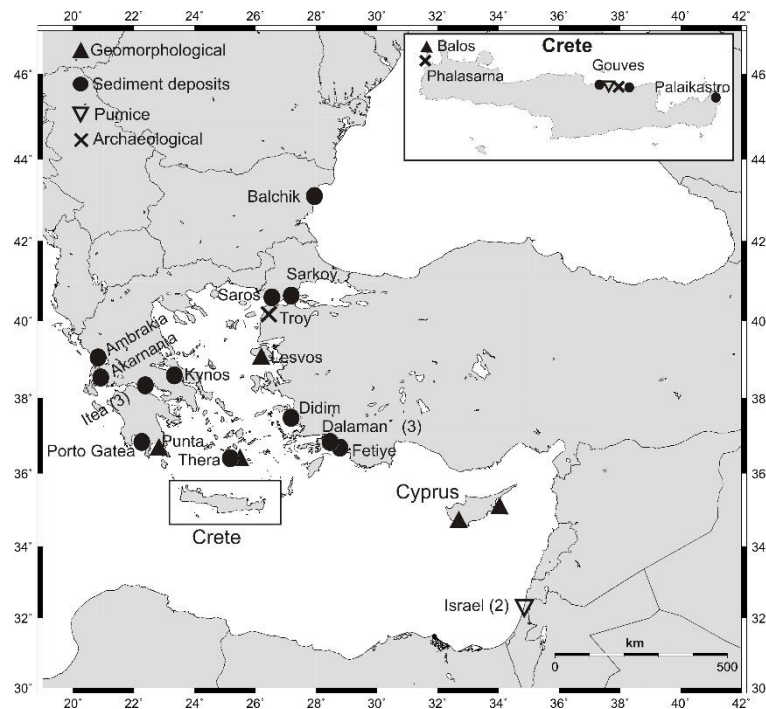
Εικόνα 1.5. Αποθέσεις παλαιοτσουνάμι που βρέθηκαν στον όρμο Augusta στην ανατολική Σικελία (photo: P.M. De Martini). Α) Αμμόδης απόθεση τσουνάμι που συλλέχθηκε σε απόσταση περίπου 400 m από την σημερινή ακτογραμμή σε βάθος ~1,5 m από την επιφάνεια του εδάφους. Το στρώμα αυτό είναι πιο αδρόκκοκο σε σχέση με το υπερκείμενο και το υποκείμενο στρώμα, γεγονός που δείχνει προέλευση από διαδικασία υψηλής ενέργειας. Το στρώμα αυτό δεν είναι δομημένο και εμφανίζει τραχιά επαφή με το υποκείμενο στρώμα, πιθανώς εξαιτίας διαβρωσης. Επίσης περιέχει ασυνήθιστα συντρίμμια από κελύφη. Β) Βιοκλαστική απόθεση τσουνάμι που βρέθηκε σε απόσταση περίπου 500 m από την σημερινή ακτογραμμή σε βάθος ~2,1 m από την επιφάνεια του εδάφους. Το στρώμα αυτό είναι σαφώς πιο αδρόκκοκο σε σχέση με το υπερκείμενο και το υποκείμενο στρώμα (προέλευση από διαδικασία υψηλής ενέργειας και εμφανίζει τραχιά επαφή με το υποκείμενο στρώμα, ανώμαλη συγκέντρωση θραυσμάτων κοχυλίων αλλά και ολόκληρα γαστροπόδα διεσπαρμένα σε ασυνήθιστο χαοτικό πρότυπο.

Οι Scheffers and Scheffers (2007) παρατήρησαν την ύπαρξη ογκόλιθων βάρους μέχρι 50 tons ευρισκόμενων σε υψόμετρο 5 m πάνω από τη θαλάσσια στάθμη στη Φαλάσαρνα και στον όρμο του Μπάλου στη ΒΔ Κρήτη και ερμήνευσαν την παρουσία τους εκεί με τη μετακίνησή τους από τη ρηχή θάλασσα στην ξηρά λόγω της δράσης του τσουνάμι του 365 μ.Χ. ή κάποιου νεότερου. Η ελάχιστη αναρρίχηση του κύματος υπολογίστηκε σε 6 m. Ακόμη πιο εντυπωσιακή είναι η παρουσία στο Μπάλο ογκόλιθων βάρους 67 tons και 75 tons σε υψόμετρο 15-25 m πάνω από τη θαλάσσια στάθμη. Αυτοί οι ογκόλιθοι υποδεικνύουν ότι με μεγάλη πιθανότητα η αναρρίχηση του τσουνάμι υπερέβη τα 25 m, αλλά αυτή η υπόθεση χρειάζεται περαιτέρω επαλήθευση.

Στην παράκτια ζώνη της Ν. Πελοποννήσου οι Scheffers et al. (2008) παρατήρησαν πολλούς ογκολίθους με προσκολλημένους θαλάσσιους οργανισμούς. Η χρονολόγηση με AMS ^{14}C έδειξε ηλικία περίπου 1300 cal AD. Αυτοί οι συγγραφείς ερμήνευσαν την παρουσία αυτών των ογκολίθων ως οφειλόμενη στη μεταφορά από το ρηχό υποθαλάσσιο περιβάλλον, ενάντια στη βαρύτητα, με τη δράση μεγάλων κυμάτων, πιθανώς από το μεγάλο τσουνάμι του 1303 μ.Χ. που προκλήθηκε από μεγάλο σεισμό στο ανατολικό τέμαχος του Ελληνικού Τόξου μεταξύ Κρήτης και Ρόδου.

Στο βόρειο Λίβανο, οι Morhange et al. (2006) παρουσίασαν μαρτυρίες για μεγαλίθους που απετέθησαν από ακραία κύματα γύρω από την Τρίπολη και τη Βύβλο. Το παλαιότερο γεγονός χρονολογήθηκε στα 3639-3489 cal. έτη π.Χ., δηλ. στη μέση-Ολόκαινη εποχή. Άλλα χρονολογήθηκαν σε ιστορικούς χρόνους στα 1436-1511, 1528-1673 και 1690-1950 cal. μ.Χ. Καμία από τις περιόδους σημαντικής ανύψωσης των ακτών δεν συμπίπτει με τις ηλικίες των μεγαλίθων, οδηγώντας στο συμπέρασμα ότι τα κύματα τσουνάμι προήλθαν από μακρινές πηγές (Morhange et al., 2006). Τέτοια τσουνάμι θα μπορούσαν να είναι εκείνα που προκλήθηκαν στα ανοιχτά της Ρόδου, στο ανατολικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου, στα 1481 μ.Χ., 1609 μ.Χ. και 1741 μ.Χ.

Η συσχέτιση μεταξύ ιστορικής τεκμηρίωσης και παράκτιων γεωλογικών μαρτυριών στη ΝΔ Τουρκία για τα τσουνάμι της Ρόδου τονίστηκε από τους Papadopoulos et al. (2005, 2012). Επειδή οι ηλικίες αυτών των ιστορικών τσουνάμι συμπίπτουν με τις ηλικίες των μεγαλίθων στο Λίβανο, αποκτά ιδιαίτερο ενδιαφέρον να γίνουν πειράματα αριθμητικής προσομοίωσης προκειμένου να εξεταστεί κατά πόσο τα χαρακτηριστικά των τσουνάμι μπορούν να δικαιολογήσουν υδροδυναμικές δυνάμεις ικανές να μετακινήσουν στην ξηρά μεγαλίθους στις συγκεκριμένες παράκτιες θέσεις του Λιβάνου. Είναι αξιοσημείωτο ότι γεωμορφολογικές μαρτυρίες κατά μήκος των ακτών της νότιας Κύπρου και χρονολόγηση με ^{14}C έδειξαν την πιθανή δράση τσουνάμι μεταξύ 1530 και 1821 μ.Χ. αλλά σχετική ιστορική μαρτυρία δεν έχει βρεθεί (Whelan and Kelletat, 2002, Noller et al., 2005).



Εικόνα 1.6. Παράκτιες θέσεις στις οποίες βρέθηκαν γεωλογικές και αρχαιολογικές μαρτυρίες για παλαιότσουνάμι στην Ελλάδα και την Αν. Μεσόγειο (από Papadopoulos et al., 2014).

Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά, περιλαμβανομένων μεγάλων ογκολίθων και ράχων από ογκολίθους και απόξεση του εδάφους και της βλάστησης, είναι ακόμη ορατά στην περιοχή Cabo da Roca-Cascais, στα δυτικά της Λισσαβώνας (Scheffers and Kelletat, 2005). Επίσης αποθέσεις ογκολίθων παρατηρήθηκαν στο Cabo de Trafalgar, στη νότια ακτή της Ισπανίας στον Ατλαντικό (Whelan and Kelletat, 2005). Αυτά τα χαρακτηριστικά ερμηνεύτηκαν ως πιθανά λείψανα του μεγάλου τσουνάμι της 1^{ης} Νοεμβρίου του 1755 μ.Χ.

1.6 Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις

Τα ισχυρά τσουνάμι προκαλούν έντονες γεωμορφολογικές μεταβολές, που περιλαμβάνουν τη διάβρωση των παραλιών, τη διατάραξη των φραγμάτων άμμου και τα συστήματα αμμοθινών, καθώς και τη διάβρωση παράκτιων πρανών (π.χ. Paris et al., 2009). Για την ανίχνευση και ερμηνεία της γεωμορφολογικής επίδρασης του τσουνάμι, πρέπει να λάβουμε υπόψη το δυναμικό αλληλεπίδρασης μεταξύ της διαθεσιμότητας άμμου, τον τύπο της παράκτιας γεωμορφολογίας, τη φύση της ακτής, το χώρο συσσώρευσης και τις χερσαίες περιβαλλοντικές συνθήκες (Goff et al., 2009).

Στην περιοχή της Μεσογείου, η δημιουργία ριπιδίων έκπλυσης (washover fans) με χερσαίο προσανατολισμό μέσα σε λιμνοθάλασσες ή παράκτιες λίμνες έχει ερμηνευθεί ως επίδραση από τσουνάμι (π.χ. Gianfreda et al., 2001, Luque et al., 2002). Οι Whelan and Kelletat (2002) και οι Noller et al. (2005) υποστήριξαν, με βάση υπαίθριες παρατηρήσεις, ότι στην Κύπρο επιβεβαιώνεται η γεωμορφολογική επίδραση των κυμάτων τσουνάμι σε παράκτιες ζώνες του νησιού. Οι ίδιοι υπέθεσαν ότι αυτό πρέπει να συνέβη κατά το χρονικό διάστημα από το 1530 μ.Χ. έως 1821 μ.Χ. Παρόλο που κάτι τέτοιο δεν έχει επαληθευθεί ιστορικά, γιατί δεν υπάρχει γνωστό τσουνάμι στην Κύπρο σε εκείνη την περίοδο, ισχυρά τσουνάμι που προήλθαν από το ανατολικό Ελληνικό Τόξο ίσως να παρέχουν μια εξήγηση για τις γεωμορφολογικές παρατηρήσεις στην Κύπρο (Papadopoulos et al., 2014).

Ισχυρή εδαφική διάβρωση λόγω της πλημμύρας από τσουνάμι έχει αναφερθεί για την περίπτωση του τσουνάμι του Κολούμπου το 1650 μ.Χ. (βλ. ανασκόπηση από Dominey-Howes et al., 1998 και Nomikou et al. 2012). Πράγματι, ιστορικές πηγές ανέφεραν ότι στην Περίσσα, στην ανατολική ακτή της Θήρας, αποκαλύφθηκαν βυζαντινοί τάφοι που χρονολογούνται στον 7ο-8ο αιώνα μ.Χ., οι οποίοι βρίσκονται σε υψόμετρο περίπου 3-4 m πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας και σε απόσταση ~170 m από τη σημερινή ακτογραμμή.

Οι Goff et al. (2012) στην εργασία τους επεσήμαναν πως είναι σημαντικό να λαμβάνονται υπόψη οι γεωμορφολογικές επιδράσεις των παλαιοτσουνάμι και των παλαιοκαταιγίδων στο παράκτιο τοπίο. Γενικές παρατηρήσεις στη δυνητική έκταση της ενδοχώρας και της παράκτιας ζώνης που υφίστανται γεωμορφολογικές επιδράσεις από τσουνάμι έχουν συζητηθεί σε προγενέστερες εργασίες του παραπάνω συγγραφέα (Goff et al., 2008, 2009). Γενικότερα, η πλημμύρα της ενδοχώρας από τσουνάμι, κατά μέσο όρο αναμένεται να είναι μεγαλύτερη από ότι στην περίπτωση καταιγίδας.

Το μέγεθος του τσουνάμι συχνά είναι ένας σημαντικός παράγοντας για τις γεωμορφολογικές επιδράσεις των τσουνάμι. Σε γενικές γραμμές, και με βάση αποδεικτικά στοιχεία από το τσουνάμι στον Ινδικό Ωκεανό το 2004, οι μεγάλες πλημμύρες είχαν ως αποτέλεσμα την πρόκληση πολλαπλών καταστροφών σε συστήματα αμμοθινών (Higman et al., 2005, Singarasubramanian et al., 2006). Συγκεκριμένα, κατά τη διάρκεια μιας πλημμύρας μπορεί να σχηματιστούν συγκεντρώσεις πολλαπλών ρηγματώσεων-ανοιγμάτων σε αμμοθίνες.

Οι συγκεντρώσεις αυτές μπορούν να περιλαμβάνουν υπολείμματα ράχων από αμμοθίνες ή κρηπίδες μεταξύ των ανοιγμάτων (Goff et al., 2012).

1.7 Υποθαλάσσιες παρατηρήσεις

Μόλις πρόσφατα, χάρις στο τρομερό όγκο δεδομένων που συνελέγησαν μετά τα μεγάλα τσουνάμι στον Ινδικό Ωκεανό το 2004 και στην Ιαπωνία το 2011, η διεθνής κοινότητα άρχισε να μελετά πιο συστηματικά τον θαλάσσιο πυθμένα για τον εντοπισμό γεωλογικών μαρτυριών για τσουνάμι. Ειδικότερα, οι Paris et al. (2010) σημείωσαν ότι οι ροές του τσουνάμι τόσο προς την ξηρά, όσο και προς τη θάλασσα κατά την αποχώρηση, προκαλούν έντονη διάβρωση, μεταφορά και απόθεση ιζημάτων με μέγεθος υλικού που ποικίλλει από λεπτόκοκκη άμμο μέχρι ογκολίθους, σε απόσταση από την ακτογραμμή μέχρι 5 km στην ξηρά και μέχρι 2,5 km στο βυθό. Επιπλέον, η ποσότητα των ιζημάτων που ανακατεργάστηκαν, μεταφέρθηκαν και απετέθησαν στο βυθό από την απορροή που πιθανώς ήταν μεγαλύτερη από τον όγκο ιζημάτων που απετέθη στην ξηρά στη διάρκεια του τσουνάμι του Ινδικού Ωκεανού το 2004 (Paris et al., 2010).

Αυτά τα πρόσφατα αποτελέσματα δείχνουν ότι στο θαλάσσιο πυθμένα υπάρχει μεγαλύτερο δυναμικό για την καταγραφή «ανώμαλων» γεγονότων, δηλ. τσουνάμι και μαζικής μεταφοράς αποθέσεων λόγω σεισμών, σε σχέση με το παράκτιο περιβάλλον που υφίσταται «τακτικές» αποθέσεις, ποικίλη διάβρωση και σημαντική ανθρωπογενή διαταραχή (Gràcia et al., 2010, Smedile et al., 2011).

1.7.1 Κριτήρια για την ταυτοποίηση και το χαρακτηρισμό των υποθαλάσσιων ενδείξεων για τσουνάμι – Το παράδειγμα του Μινωικού τσουνάμι (17^{ος} αιώνας π.Χ.)

Με την εφαρμογή μιας πολυκλαδικής προσέγγισης αποτελούμενης κυρίως από κοκκομετρική ανάλυση, μικροπαλαιοντολογία και αρχαιολογία, οι Goodman-Tchernov et al. (2009) μελέτησαν τέσσερις διατρήσεις ιζημάτων από την ανώτερη υφαλοκρηπίδα (< 20 m βάθος), στα ανοιχτά της Caesarea στο Ισραήλ. Αποθέσεις τσουνάμι στην ανώτερη υφαλοκρηπίδα είναι πολύ σπάνιες στη διεθνή βιβλιογραφία κυρίως εξαιτίας της δυσκολίας διαφοροποίησης των στρωμάτων τσουνάμι από αποθέσεις θυελλωδών κυμάτων πλησίον της ακτής. Παρ' όλα αυτά, αυτοί οι

συγγραφείς πρότειναν μία λεπτομερή ανάλυση της κοκκομετρικής κατανομής με σκοπό να διακρίνουν τις αποθέσεις τσουνάμι από τα ιζήματα των θυελλωδών κυμάτων. Χρονολογήσεις ^{14}C και OSL που συνδυάστηκαν με αρχαιολογικές εκτιμήσεις σε θραύσματα αγγείων επέτρεψαν να συσχετίσουν, έστω με επιφύλαξη, τρεις καλά χρονολογημένους ορίζοντες με ιστορικά γεγονότα που έγιναν σε Βυζαντινούς ($\approx 1,5$ ka BP) και Ρωμαϊκούς ($\approx 2,0$ ka BP) χρόνους, αλλά και στο χρονικό παράθυρο της μεγάλης Μινωικής έκρηξης της Σαντορίνης. Επειδή όμως η ίδια περιοχή πλήττεται συχνά από θυελλώδη κύματα, η προέλευση των ιζημάτων παραμένει αμφίβολη.

Οι Smedile et al. (2011) μελέτησαν πυρήνα λεπτόκοκκων ιζημάτων μήκους 6,7 m που συλλέχθηκε 2,3 km στ' ανοιχτά του λιμανιού Augusta στην Α. Σικελία σε βάθος νερού 72 m. Η ανάλυση των βενθονικών τρηματοφόρων έδειξε την παρουσία 12 ανώμαλων στρωμάτων, που χαρακτηρίζονται από υψηλή συγκέντρωση μετατοπισμένων επιφυτικών τρηματοφόρων. Αυτά τα στρώματα χαρακτηρίζονται επίσης από απότομες μεταβολές στο μέγεθος των κόκκων. Οι Smedile et al. (2011) υπέθεσαν ότι αυτά τα στρώματα μπορεί να έχουν σχέση με ακραία γεγονότα υψηλής ενέργειας ικανά να διασπείρουν μεγάλη ποσότητα επιφυτικών ειδών προς βαθύτερες περιοχές, με πιθανότερο υποψήφιο μηχανισμό την οπισθοχώρηση του τσουνάμι. Η υπόθεση αυτή υποστηρίζεται και από τη σύμπτωση μεταξύ των ηλικιών 5 γεγονότων και ιστορικών τσουνάμι, άλλων τοπικών και άλλων περιφερειακών, που ίσως έπληξαν την περιοχή. Συγκεκριμένα, πρόκειται για τα τοπικά τσουνάμι που παρατηρήθηκαν το 1908, 1693 και 1169 μ.Χ. και τα περιφερειακά τσουνάμι του 365 μ.Χ. που προκλήθηκε στη Δ. Κρήτη αλλά και το τσουνάμι της Σαντορίνης της Ύστερης Εποχής του Χαλκού (Μινωικό τσουνάμι).

Τουρβιδικές αποθέσεις στο αβυσσικό πεδίο θεωρήθηκαν επίσης ως σημαντικό στοιχείο για την αναζήτηση μεγάλων τσουνάμι στην Ολόκαινο εποχή, όπως το Μινωικό της Σαντορίνης και της Λισσαβώνας του 1755 μ.Χ. Σε ό,τι αφορά στο Μινωικό τσουνάμι, έρευνες σεισμικής ανάκλασης στα 4-kHz κοντά στο βυθό έδειξαν την ύπαρξη ενός ακουστικά διαφανούς, επίπεδου στρώματος μεγατουρβιδιτών πάχους μέχρι 30 m, επονομαζόμενων «ομογενιτών» (homogenites), που καταλαμβάνουν το ανώτατο τμήμα της στήλης ιζημάτων σε τοπογραφικά χαμηλά στο Νότιο Ιόνιο και τη Ράχη της Καλαβρίας (Calabrian Ridges) (Kastens and Cita, 1981). Αυτή η στρωματογραφική μονάδα χαρακτηρίζεται από ακολουθία ιζημάτων που λεπταίνει προς τα πάνω, γεγονός που δηλώνει ότι η απόθεση έγινε από ένα συμβάν ελεγχόμενο από τη βαρύτητα. Οι

Kastens and Cita (1981) υπολόγισαν ότι η εναπόθεση συνέβη γύρω στα 4400 με 3100 χρόνια πριν την παρούσα εποχή, και συμπέραναν ότι οι ομογενίτες απετέθησαν από μεταφορά ιζημάτων που διεγέρθηκαν από το Μινωικό τσουνάμι της Σαντορίνης. Αργότερα, η παχιά και χωρίς δομή, ομογενής λάσπη αναγνωρίστηκε σε περισσότερους των 50 πυρήνων βαρύτητας ανεξάρτητα από τα χαρακτηριστικά των θέσεων συλλογής (e.g. Hieke, 1984, Cita et al., 1984, 1996, Cita and Aloisi, 2000).

Οι Kastens and Cita (1981) υπολόγισαν ότι τα ταλαντούμενα ρεύματα κοντά στο βυθό υπερέβησαν την ταχύτητα διάβρωσης σωματιδίων μεγέθους αργίλου και ότι ο παλμός πίεσης που προκάλεσε το τσουνάμι ήταν επαρκούς μεγέθους για την πρόκληση ρευστοποίησης των ιζημάτων στην κατωφέρεια. Πρόσφατη αριθμητική προσομοίωση του Μινωικού τσουνάμι έδειξε πλάτος κύματος στην πηγή 40 m ή και περισσότερο (Novikova et al., 2011). Όμως, ομογενίτες δεν βρέθηκαν στη λεκάνη της Λεβαντίνης ανατολικά από τον μεσημβρινό των 26° E. Οι Kastens and Cita (1981) υποστήριξαν ότι το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας του τσουνάμι κατευθύνθηκε προς το ΝΔ τεταρτημόριο, το οποίο έρχεται σε αντίθεση με την παραδοχή ότι το ύψος του τσουνάμι στην πηγή μπορεί να προσεγγιστεί από αντιστροφή του υψομέτρου στο οποίο εντοπίστηκε ελαφρόπετρα στη Jaffa του Ισραήλ, που σημαίνει ότι πρακτικά παραδέχτηκαν καλή διάδοση του τσουνάμι και προς τα ΝΑ. Πρόσφατα, όμως, οι Polonia et al. (2013) βασίστηκαν σε γεωφυσική έρευνα και πυρηνοληψία ιζημάτων στο Ιόνιο Πέλαγος και έδειξαν ότι οι πάχους 20–25 m μεγατουρβιδίτες, γνωστοί στη βιβλιογραφία ως ομογενίτες διεγέρθηκαν όχι από το Μινωικό τσουνάμι αλλά από το μεγάλο σεισμογενές τσουνάμι του 365μ.Χ..

Αποθέσεις ιζημάτων του Μινωικού τσουνάμι βρέθηκαν από τους Minoura et al. (2000) στις τοποθεσίες Didim και Fethiye, ΝΔ Τουρκία. Αυτά τα ευρήματα δεν αφήνουν αμφιβολία ότι το κύμα διαδόθηκε προς τα Α και ΝΑ. Ακόμη, μία απόθεση ιζήματος πάχους 40 cm στην ηπειρωτική κατωφέρεια στ' ανοιχτά της Caesarea Maritima, Ισραήλ, που ταυτοποιήθηκε σε 4 πυρήνες σε βάθος νερού από 10 έως 20 m, χρονολογήθηκε και αποδόθηκε στο Μινωικό τσουνάμι (Goodman-Tchernov, 2009).

1.7.2 Διάκριση ιζημάτων τσουνάμι από ιζήματα θυελλωδών κυμάτων

Η οργάνωση κριτηρίων για τη διάκριση ιζημάτων τσουνάμι από ιζήματα θυελλωδών κυμάτων είναι ιδιαίτερης σημασίας για την ταυτοποίηση αποθέσεων από τσουνάμι. Η σχετική έρευνα ξεκίνησε διεθνώς μόνο τα τελευταία χρόνια. Η εργασία των Morton et al. (2007) αποτελεί σημαντική συμβολή σ' αυτό τον τομέα.

Αυτοί οι συγγραφείς συνέκριναν σύγχρονες αποθέσεις από τσουνάμι και από θυελλώδη κύματα (hurricanes) με σκοπό να οργανώσουν κριτήρια διάκρισής των. Τα φυσικά κριτήρια που μπορούν να αποτελέσουν διαγνωστικά κριτήρια είναι η σύσταση των ιζημάτων, ο ιστός και η κοκκομετρική διαβάθμιση, οι τύποι και η οργάνωση της διαστρωμάτωσης, το πάχος, η γεωμετρία και η συμφωνία με το γεωμορφολογικό τοπίο. Από δημοσιευμένες εργασίες για τσουνάμι του Ειρηνικού και από τις δικές τους παρατηρήσεις, οι Morton et al. (2007) συμπέραναν ότι οι αποθέσεις τσουνάμι συνήθως έχουν πάχος < 25 cm, επεκτείνονται εκατοντάδες μέτρων από την ακτή μέσα στην ξηρά, και «γεμίζουν» τη μικροτοπογραφία, αν και γενικά είναι σύμφωνες με τη συνολική τοπογραφία. Συνήθως, οι αποθέσεις τσουνάμι αποτελούνται από ένα μοναδικό στρώμα που είναι κανονικά διαβαθμισμένο ως σύνολο, ή αποτελούνται από λίγα λεπτά στρώματα. Εγκλείσματα ή θραύσματα λάσπης μέσα στην απόθεση αποτελούν διαγνωστικό κριτήριο για τσουνάμι. Ενδείξεις προσανατολισμού της απόθεσης λόγω ροής κατά την επιστροφή του νερού αποτελούν επίσης ενδείξεις για τσουνάμι.

Οι αποθέσεις άμμου από θυελλώδη κύματα τείνουν να έχουν πάχος >30 cm, επεκτείνονται και πέραν των 300 m από την ακτή μέσα στην ξηρά, αλλά δεν προχωρούν πέραν της μακροτοπογραφίας που μπορούν να «γεμίσουν». Αυτές οι αποθέσεις αποτελούνται από αρκετά υπο-οριζόντια στρώματα που είναι κανονικά ή ανάστροφα διαβαθμισμένα αλλά δεν περιέχουν εγκλείσματα ή θραύσματα λάσπης.

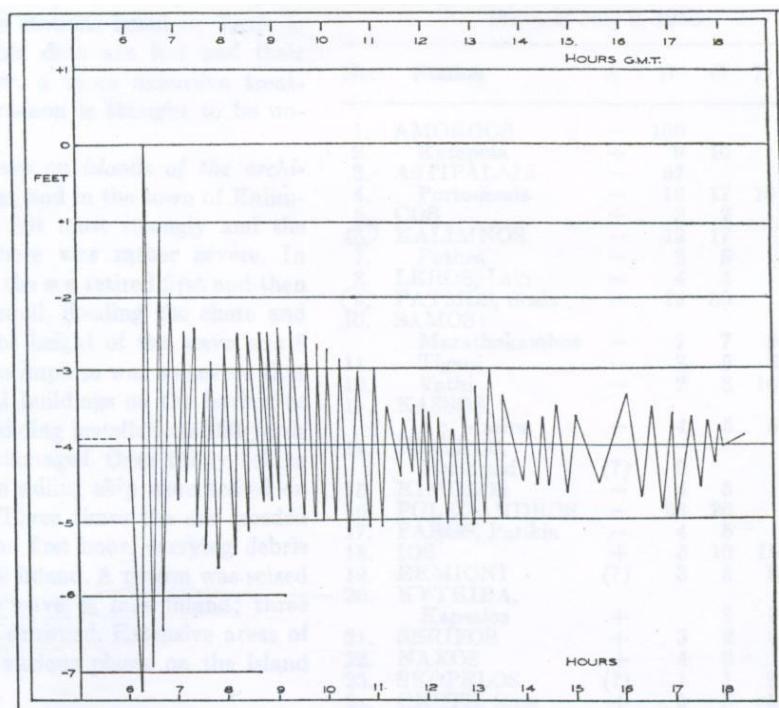
Οι διαφορές διάκρισης μεταξύ αποθέσεων τσουνάμι και θυελλωδών κυμάτων οφείλονται στην υδροδυναμική και στη διαδικασία διαστρωμάτωσης των ιζημάτων στη διάρκεια της μεταφοράς τους. Οι αποθέσεις τσουνάμι οφείλονται σε λίγα κύματα, υψηλής ταχύτητας και μεγάλου μήκους κύματος, που μεταφέρουν υλικό από την παράκτια ρηχή θάλασσα, από την ακτή και από την ζώνη διάβρωσης στην ξηρά. Τα τσουνάμι μπορούν να έχουν βάθη ροής μέχρι και 10 m, γι' αυτό μεταφέρουν ιζήματα

λόγω άνωσης, τα οποία όμως καθιζάνουν καθώς μειώνεται η άνωση με την σταδιακή επιβράδυνση της ροής.

Αντίθετα, η πλημμύρα λόγω κυμάτων θύελλας προκαλείται βαθμιαία και είναι παρατεταμένη, αποτελούμενη από πολλά κύματα που διαβρώνουν τόσο την ακτή όσο και αμμοθίνες χωρίς σημαντική ροή επιστροφής μετά την κύρια πλημμύρα. Τα κύματα θύελλας μπορούν να έχουν βάθη ροής μόνο μέχρι 3 m και μεταφέρουν ιζήματα με έλκυση στη βάση και τα αποθέτουν σε μια ζώνη σχετικά κοντά στην ακτή.

1.8 Ενόργανες καταγραφές

Ενόργανες καταγραφές για τα τσουνάμι στον Ευρωπαϊκό και Μεσογειακό χώρο είναι διαθέσιμες μόνο για πολύ λίγα συμβάντα. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι πολύ λίγα τσουνάμι έχουν παρατηρηθεί μετά την εγκατάσταση και λειτουργία δικτύου παλιρροιογράφων στα τέλη του 19^{ου} αιώνα. Η πρώτη καταγραφή για τσουνάμι από παλιρροιογράφο αφορά στο τσουνάμι που προκλήθηκε από τον σεισμό της 23^{ης} του Φεβρουαρίου του 1887 (Eva and Rabinovich, 1997, Larroque et al., 2012). Επίσης, υπάρχουν τρεις καταγραφές διαθέσιμες για το μεγάλο τσουνάμι της 9ης Ιουλίου του 1956 που συνέβη μετά τον ισχυρό τεκτονικό σεισμό στο νότιο Αιγαίο με μέγεθος 7,4. Στην Εικόνα 1.7 φαίνεται το παλιρροιογράφημα στο λιμάνι της Σούδας. Το ίδιο τσουνάμι κατεγράφη από πλαιρροιογράφο στο Λακί της Λέρου και στη Yafa του Ισραήλ.

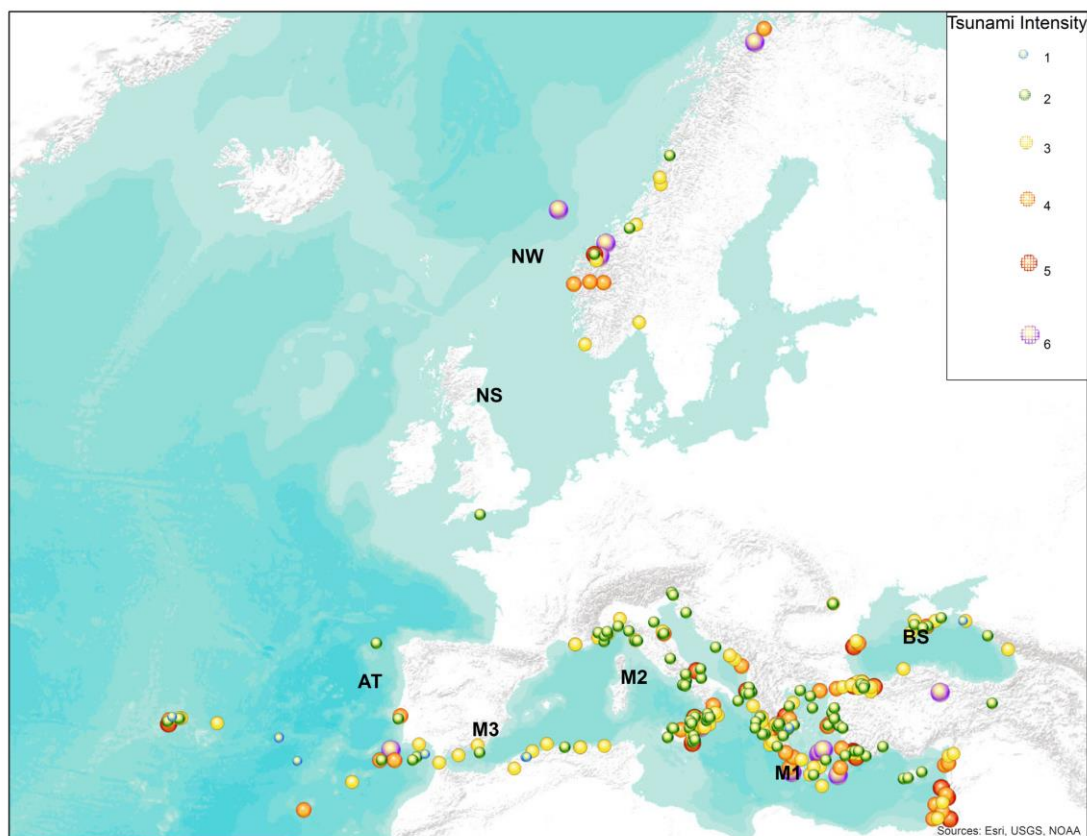


Εικόνα 1.7. Παλιρροιογράφημα στο λιμάνι της Σούδας από το ισχυρό τσουνάμι της 9 Ιουλίου του 1956 που προκλήθηκε από μεγάλο τεκτονικό σεισμό ($M=7,4$) στην υποθαλάσσια τάφρο μεταξύ Αμοργού, Σαντορίνης και Αστυπάλαιας (Galanopoulos, 1957).

Επιπλέον, υπάρχουν παλιρροιογραφήματα διαθέσιμα για τοπικά τσουνάμι. Ένα τέτοιο παράδειγμα είναι το τσουνάμι που προκλήθηκε στον όρμο των Αλκυονίδων (ανατολικός Κορινθιακός κόλπος) στις 24 Φεβρουαρίου 1981 μετά από ισχυρό σεισμό μεγέθους 6,8. Επίσης, η ηφαιστειακή κατολίσθηση κατά τη διάρκεια της έκρηξης του ηφαιστείου Στρώμπολι στο Αιολικό τόξο στις 30 Δεκεμβρίου 2002 προκάλεσε τοπικό τσουνάμι που κατεγράφη από παλιρροιογράφο.

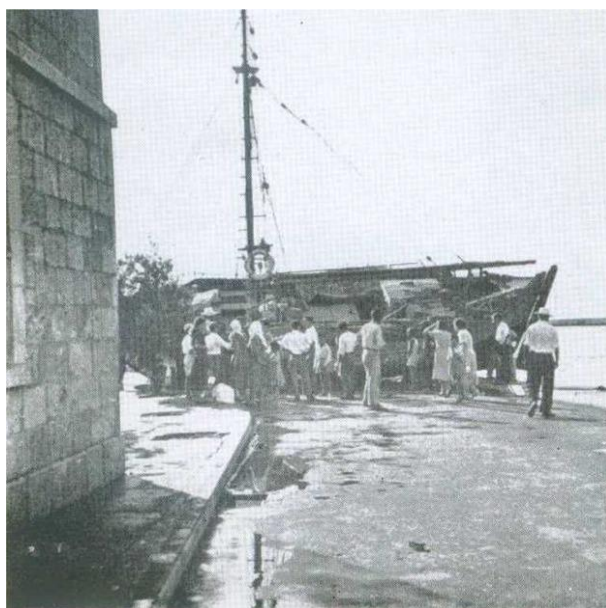
1.9 Επιπτώσεις των τσουνάμι στον άνθρωπο και στο περιβάλλον

Όταν ένα τσουνάμι λάβει μεγάλο ύψος στην παράκτια ζώνη, τότε προκαλεί μεταβολές και βλάβες τόσο στο φυσικό όσο και στο ανθρωπογενές περιβάλλον. Στο ανθρωπογενές περιβάλλον τα τσουνάμι επιφέρουν βλάβες στις τεχνικές κατασκευές και υποδομές, σε μικρά ή και μεγάλα σκάφη, σε καλλιεργημένη γη, και προκαλούν το θάνατο και τον τραυματισμό ανθρώπων και εκτενείς οικονομικές και κοινωνικές συνέπειες.



Εικόνα 1.8. Γεωγραφική κατανομή των πηγών τσουνάμι στη Μεσόγειο και την Ευρώπη (από Maramai et al. 2014).

Το τσουνάμι που προκλήθηκε από το μεγάλο σεισμό ($M=9,3$) της Σουμάτρας στις 26.12.2004 προκάλεσε περίπου 220.000 ανθρώπινα θύματα σε παράκτιες ζώνες 12 χωρών του Ινδικού Ωκεανού. Ένα επίσης μεγάλο τσουνάμι προκλήθηκε στην Ιαπωνία στις 11.3.2011 από σεισμό μεγέθους 9,0 το οποίο ευθύνεται για τον θάνατο 18.000 ανθρώπων, ενώ οι καταστροφές στην ανατολική ακτή της Ιαπωνίας υπήρξαν πρωτόγνωρες. Επλήγησαν παράκτια αεροδρόμια στο Sendai και μεγάλη ποικιλία άλλων υποδομών, κατασκευών και μεγάλων σκαφών σε πολλά σημεία. Η περίπτωση της καταστροφής του πυρηνικού εργοστασίου της Φουκουσίμα είναι παγκοσμίως γνωστή. Δεκάδες σχετικών εργασιών έχουν δημοσιευθεί για τις επιπτώσεις του μεγάλου τσουνάμι του 2011. Ένα παράδειγμα λεπτομερούς περιγραφής των επιπτώσεων αυτού του τσουνάμι σε συγκεκριμένη παράκτια περιοχή αποτελεί η εργασία των Katsetsiadou et al. (2016).



Εικόνα 1.9. Μεγάλο ψαροκάικο που πετάχτηκε στη ξηρά της Καλύμνου από το ισχυρό τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου του 1956 που προκλήθηκε από μεγάλο τεκτονικό σεισμό ($M=7,4$) στην υποθαλάσσια τάφρο μεταξύ Αμοργού, Σαντορίνης και Αστυπάλαιας (Galanopoulos, 1957).

Στην παράκτια ζώνη τα τσουνάμι προκαλούν ποικιλία γεωμορφολογικών μεταβολών, π.χ. απόξεση και διάβρωση της ακτής και του εδάφους, αστοχίες κατωφερειών, μεταφορά και απόθεση ιζημάτων έως και μεγάλων ογκόλιθων. Αποθέσεις υλικού και άλλες μεταβολές έχουν επίσης αναφερθεί ότι προκαλούνται από τσουνάμι στο θαλάσσιο πυθμένα.

Για τη μέτρηση του μεγέθους των τσουνάμι έχουν επινοηθεί ορισμένες κλίμακες αλλά προς το παρόν δεν έχει γίνει κάποια γενικά αποδεκτή, όπως είναι η κλίμακα Richter για το μέγεθος των σεισμών. Για το λόγο αυτό ως μέτρο του πόσο μεγάλο ή μικρό είναι ένα τσουνάμι χρησιμοποιείται η ένταση του τσουνάμι. Η έννοια της έντασης είναι ανάλογη της έννοιας της μακροσεισμικής έντασης που χρησιμοποιείται στη σεισμολογία. Η πιο γνωστή κλίμακα έντασης των σεισμών είναι η 12-βάθμια κλίμακα Mercalli-Sieberg. Όλες οι κλίμακες έντασης περιγράφουν τις βλάβες και τις άλλες συνέπειες των σεισμών. Το ίδιο συμβαίνει και με τις κλίμακες έντασης των τσουνάμι. Για πολλά χρόνια αυτές ήταν μόνο 6-βάθμιες, περιορίζοντας τις δυνατότητες λεπτομερούς περιγραφής των επιπτώσεων. Μετά την εισαγωγή της 12-βάθμιας κλίμακας από τους Papadopoulos and Imamura (2001) αυτή η κλίμακα σήμερα χρησιμοποιείται ευρέως. Τροποποίηση της κλίμακας αυτής παρουσίασαν οι Lekkas et al. (2013).

Κεφάλαιο 2: Υλικό και Μέθοδοι Ανάλυσης

2.1 Εισαγωγή

Τα δεδομένα που υπήρχαν μέχρι τις αρχές του 1990 για την τεκμηρίωση των τσουνάμι της Μεσογείου περιορίζονταν σε στοιχεία που βασίζονταν σε ιστορικές περιγραφές. Αλλά και αυτά τα στοιχεία συχνά είχαν χρησιμοποιηθεί χωρίς να ελέγχεται ο βαθμός της αξιοπιστίας τους. Εξάλλου, η ανεύρεση και αξιοποίηση των ιστορικών στοιχείων δεν ήταν συστηματική και εξαντλητική.

Στη δεκαετία του 1990 για πρώτη φορά οργανώθηκαν ερευνητικά προγράμματα πανευρωπαϊκής κλίμακας για τη μελέτη των τσουνάμι. Τα προγράμματα αυτά περιέλαβαν τόσο τη συστηματική αποδελτίωση και αξιολόγηση των σχετικών ιστορικών στοιχείων, όσο και την αναζήτηση παλαιοτσουνάμι με γεωλογικές μεθόδους σε κατάλληλες παράκτιες ζώνες. Συνεπώς, μόνο πολύ πρόσφατα διαμορφώθηκαν οργανωμένες βάσεις δεδομένων για τα τσουνάμι στη Μεσόγειο. Αυτές οι βάσεις δεδομένων περιέχουν ιστορικά και γεωλογικά στοιχεία για την τεκμηρίωση των τσουνάμι. Επιπλέον, περιέχουν και λίγες ενόργανες καταγραφές (παλιρροιογραφήματα) μερικών τσουνάμι που έγιναν στα τέλη του 19^{ου} αιώνα (Λυγουρία, 1887) και στη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα (Κυκλάδες, 1956, Αλκυνόνιδες, 1981). Σε ορισμένες περιπτώσεις χρήσιμες πληροφορίες προκύπτουν και από αρχαιολογικές παρατηρήσεις.

Στη συνέχεια αυτού του Κεφαλαίου γίνεται ανασκόπηση των ιστορικών, αρχαιολογικών και γεωλογικών στοιχείων που τεκμηριώνουν τα τσουνάμι της Μεσογείου, παράγεται ένας νέος παραμετρικός κατάλογος των τσουνάμι της Ανατολικής Μεσογείου και των γύρω θαλασσών και επιλέγονται για μελέτη οι εξής τρεις περιοχές για τις οποίες αφ' ενός υπάρχουν πολλά στοιχεία, ιστορικά, γεωλογικά και αρχαιολογικά, και αφ' ετέρου έχουν ιδιαίτερη γεωπεριβαλλοντική αξία: αρχαία Φαλάσαρνα (Δ. Κρήτη), Ρόδος και Κούριον (ΝΔ Κύπρος).

Επιπλέον, τα υπάρχοντα στοιχεία για τις περιοχές Φαλάσαρνas και Ρόδου εμπλουτίστηκαν από υπαίθριες παρατηρήσεις που πραγματοποιήσα στη διάρκεια επιστημονικών εκδρομών που οργανώθηκαν στα πλαίσια διεθνών συνεδρίων και θερινών σχολείων το 2014 και 2016.

2.2 Μέθοδοι Ανάλυσης

2.2.1 Ιστορική, Γεωλογική και Αρχαιολογική Τεκμηρίωση των Τσουνάμι της Μεσογείου: Βάσεις Δεδομένων και Βιβλιογραφία

Στην παρούσα μελέτη ως κύρια πηγή ιστορικών πληροφοριών για τα τσουνάμι της ιστορικής περιόδου χρησιμοποιήθηκε η βάση δεδομένων που δημιουργήθηκε σταδιακά σε διάφορα προγράμματα της ΕΕ με πιο πρόσφατο το πρόγραμμα *Tsunami Risk AND Strategies For the European Region* (TRANSFER, 2006-2009, EU-FP6). Για διασταύρωση και επαλήθευση στοιχείων χρησιμοποιήθηκαν πολλές δημοσιεύσεις και κυρίως αυτές των Galanopoulos (1960), Ambraseys (1962), Papadopoulos and Chalkis (1984), Papadopoulos (2001, 2016), Maramai et al. (2014), Papadopoulos et al. (2014). Η γενική δομή αυτής της βάσης δεδομένων παρουσιάστηκε στις δημοσιεύσεις των Tinti and Maramai (1996) και Papadopoulos (2003). Χρήσιμα είναι, όμως, και τα ιστορικά στοιχεία των σεισμών. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν κυρίως η βάση δεδομένων που δημιουργήθηκε από το πρόγραμμα *Seismic Hazard Harmonization in Europe* (SHARE, 2009-2012, EU-FP7) και ορισμένες δημοσιεύσεις και βιβλία που περιέχουν καταλόγους ιστορικών σεισμών: Galanopoulos and Delibasis (1965), Guidoboni et al. (1994), Papazachos and Papazachou (1997), Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003), Guidoboni and Comastri (2005), Ambraseys (2009), Papadopoulos (2011).

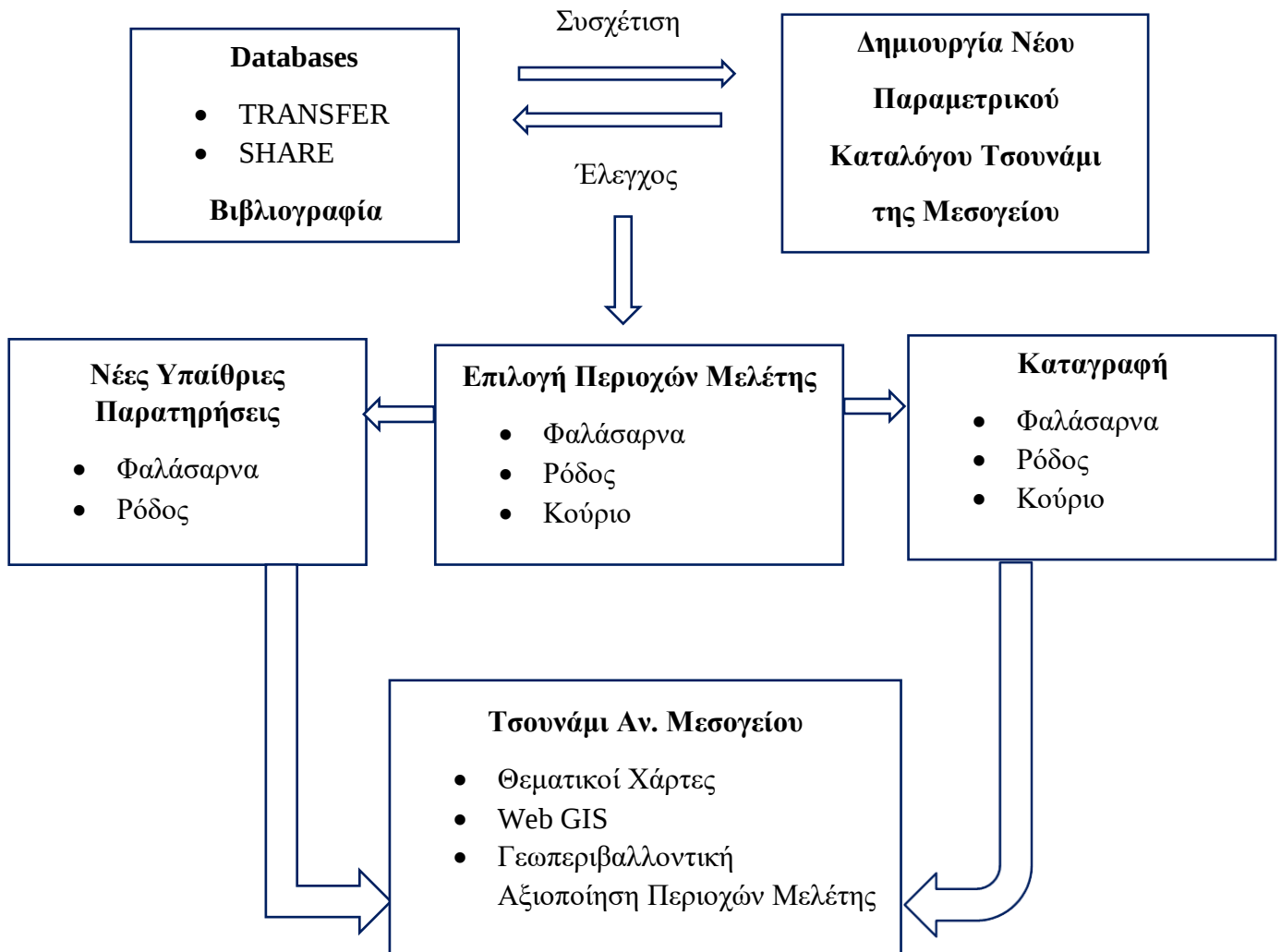
Η γεωλογική τεκμηρίωση των τσουνάμι της Μεσογείου περιλαμβάνει κυρίως μελέτη των ιζημάτων που έχουν αποτεθεί από παλαιοτσουνάμι. Υπάρχουν, όμως, και μελέτες των ογκόλιθων που έχουν μεταφερθεί στη χέρσο από ισχυρά τσουνάμι. Μία βάση δεδομένων τέτοιων γεωλογικών παρατηρήσεων δημιουργήθηκε για πρώτη φορά στο πρόγραμμα TRANSFER (2006-2009, EU-FP6). Αυτή η βάση ελήφθη υπόψη αλλά και ορισμένες συγκεκριμένες δημοσιεύσεις που έχουν άμεση σχέση με τις περιοχές που μελετήθηκαν, όπως των Pirazzoli et al. (1992), Dominey-Howes et al. (1998), για την περιοχή της Φαλάσαρνας στη Δ. Κρήτη, και των Papadopoulos et al. (2012) για την περιοχή Dalaman της ΝΔ Τουρκίας απέναντι από τη Ρόδο. Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν και ορισμένες αρχαιολογικές δημοσιεύσεις για τη Φαλάσαρνα (Frost and Hadjidaki, 1990, Hadjidaki, 1988, 2001), και γενικότερα τη Δ. Κρήτη (Di Vita, 1985, 1995), τη

Ρόδο (Blackman et al., 1996) και το Κούριον (Soren and Lane, 1981, Soren and Davis, 1985, Soren and James, 1988).

Από την ιστορική και γεωλογική τεκμηρίωση, και τις λίγες ενόργανες καταγραφές, προκύπτει ότι αρκετά σημαντικά τσουνάμι έγιναν στην περιοχή της Μεσογείου από την αρχαιότητα μέχρι τη σύγχρονη εποχή. Μερικά τσουνάμι είναι τεκμηριωμένα μόνο από γεωλογικές ή/και αρχαιολογικές παρατηρήσεις. Το πιο σημαντικό παράδειγμα αυτής της κατηγορίας είναι το μεγάλο προϊστορικό τσουνάμι που προκλήθηκε από την κολοσσιαία έκρηξη που έγινε στην Ύστερη Εποχή του Χαλκού (Late Bronze Age, LBA) στο ηφαίστειο της Θήρας (Σαντορίνη) γύρω στο 1613 π.Χ. (Friedrich et al., 2006). Το τσουνάμι αυτό είναι γνωστό ως *Μινωικό τσουνάμι*. Αν και προφανώς το Μινωικό τσουνάμι δεν τεκμηριώνεται από ιστορικά κείμενα, δεδομένου ότι έγινε σε προϊστορική εποχή, υπάρχει πληθώρα γεωλογικών παρατηρήσεων σε παράκτιες θέσεις αλλά και στο θαλάσσιο πυθμένα της Ανατολικής Μεσογείου που τεκμηριώνουν την ύπαρξή του. Επιπλέον, αρχαιολογικές ενδείξεις εμπλουτίζουν τις γνώσεις μας για το Μινωικό τσουνάμι.

2.2.2 Διάγραμμα Ροής της Μεθόδου Ανάλυσης

Η μέθοδος ανάλυσης που ακολουθείται στην παρούσα εργασία συνοψίζεται σύμφωνα με το παρακάτω διάγραμμα ροής (Εικόνα 2.1).



Εικόνα 2.1. Διάγραμμα ροής της μεθόδου ανάλυσης (παρούσα εργασία).

2.2.3 Δημιουργία Νέου Παραμετρικού Καταλόγου Ιστορικών Τσουνάμι της Ανατολικής Μεσογείου και των Γύρω Θαλασσών

Η αποδελτίωση των στοιχείων που τεκμηριώνουν τα τσουνάμι του παρελθόντος και οδηγούν στη δημιουργία σχετικών καταλόγων, αποτελεί μία συνεχή επιστημονική διαδικασία στον ευρωπαϊκό χώρο κατά την τελευταία 25ετία. Για την επιλογή περιοχών μελέτης, αλλά και για τη δημιουργία ορισμένων θεματικών χαρτών που υποστηρίζουν τον τρόπο ανάπτυξης μιας εφαρμογής Web GIS στο Κεφάλαιο 4, είναι απαραίτητη η χρήση ενός αξιόπιστου καταλόγου ιστορικών τσουνάμι.

Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν όλες οι πηγές και βάσεις δεδομένων και η βιβλιογραφία που αναφέρονται στην ενότητα 2.2.1 και μετά από επαναξιολόγηση των στοιχείων καταρτίστηκε ένας νέος, βελτιωμένος παραμετρικός κατάλογος των τσουνάμι της ανατολικής Μεσογείου. Ο κατάλογος αυτός περιέχει 219 συμβάντα τσουνάμι, η πλειονότητα των οποίων προκλήθηκε από σεισμούς. Μερικά, όμως, προκλήθηκαν από ηφαιστειακή δραστηριότητα και από σεισμικές κατολισθήσεις. Ο νέος κατάλογος τσουνάμι που καταρτίστηκε στην παρούσα μελέτη περιλαμβάνεται στο *Παράρτημα* στο τέλος της εργασίας.

Λόγω της συχνής αβεβαιότητας που συναντάμε στα ιστορικά κείμενα, σε κάθε ένα τσουνάμι δόθηκε και μία αξιολόγηση αξιοπιστίας σε κλίμακα από 1 έως 4, όπως έκαναν και προηγούμενοι συγγραφείς (π.χ. Tinti and Maramai, 1996). Ο βαθμός 4 σημαίνει βεβαιότητα για το ότι το τσουνάμι πράγματι υπήρξε. Ο βαθμός 1 σημαίνει ότι το τσουνάμι κατά πάσα πιθανότητα δεν υπήρξε. Αυτό το στοιχείο αξιοπιστίας χρησιμοποιήθηκε στο Κεφάλαιο 4 για τη χαρτογράφηση των πλέον αξιόπιστων συμβάντων, δηλ. εκείνων που χαρακτηρίστηκαν με βαθμό αξιοπιστίας 3 ή 4.

2.2.4 Επιλογή Περιπτώσεων Μελέτης: Φαλάσαρνα (Δ. Κρήτη), Ρόδος, Κούριον (ΝΔ Κύπρος)

Στην παρούσα μελέτη επιδιώχθηκε να μελετηθούν οι περιπτώσεις ορισμένων τσουνάμι που τεκμηριώνονται όχι μόνο από ιστορικά κείμενα αλλά που διασταυρώνονται και από γεωαρχαιολογικές παρατηρήσεις. Στις περιπτώσεις αυτές δίδεται η δυνατότητα να ελεγχθεί ο βαθμός αξιοπιστίας των παρατηρήσεων που τεκμηριώνουν την παρουσία τσουνάμι αλλά και να αναλυθούν οι δυνατότητες γεωπεριβαλλοντικής ανάπτυξης των

αντίστοιχων παράκτιων περιοχών. Με αυτά τα κριτήρια εξετάστηκε η παραπάνω βιβλιογραφία, οι αναφερόμενες βάσεις δεδομένων και ο νέος κατάλογος που περιέχεται στο *Παράρτημα*, και επελέγησαν τρεις παράκτιες γεωαρχαιολογικές θέσεις στις οποίες έχει υποστηριχτεί ότι επέδραμαν τσουνάμι στο ιστορικό παρελθόν:

- *αρχαία Φαλάσαρνα στη δυτική Κρήτη,*
- *Ρόδος στα Δωδεκάνησα,*
- *Κούριον στη νοτιοδυτική Κύπρο.*

Στην αρχαία Φαλάσαρνα, και γενικότερα στη Δ. Κρήτη, έχει τεκμηριωθεί γεωλογικά τόσο η συνσεισμική ανύψωση της παλαιοακτής από το μεγάλο σεισμό του 365 μ.Χ. όσο και η παρουσία ιζημάτων του τσουνάμι που προκλήθηκε (π.χ. Pirazzoli et al., 1992, Shaw et al., 2008). Ο σεισμός και το κύμα έχουν τεκμηριωθεί από πληθώρα ιστορικών πηγών (βλ. εκτενείς ανασκοπήσεις και αναφορές στις εργασίες των Guidoboni et al., 1994, Papazachos and Papazachou, 1997, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003, Ambraseys, 2009, Papadopoulos, 2011), αλλά δεν έχει τεκμηριωθεί ιστορικά η επιδρομή του κύματος στην αρχαία Φαλάσαρνα πολύ πιθανώς γιατί το αρχαίο λιμάνι ήταν ήδη εγκαταλελειμμένο.

Στη Ρόδο είναι γνωστά τα ιστορικά τεκμηριωμένα τσουνάμι του 148 μ.Χ., 1481, 1609 και 1741. Το μεγάλο κύμα τσουνάμι του 1303 είναι πιθανό να χτύπησε και τη Ρόδο αλλά αυτό δεν είναι βεβαιωμένο από ιστορικά στοιχεία. Στη δημοσίευση των Papadopoulos et al. (2012) υποστηρίχτηκε ότι στην παράκτια ζώνη του Dalaman, στη ΝΔ Τουρκία απέναντι από τη Ρόδο, στρώματα ιζημάτων τσουνάμι τεκμηριώνουν την παρουσία των κυμάτων του 1303, 1481, 1741. Εδώ βλέπουμε ένα πολύ καλό παράδειγμα αλληλοσυμπλήρωσης των ιστορικών στοιχείων και των γεωλογικών δεδομένων.

Εκτός της μελέτης της βιβλιογραφίας και των βάσεων δεδομένων, είχα την ευκαιρία να παρατηρήσω στην ύπαιθρο συνσεισμικές ανυψώσεις παλαιοακτών στην αρχαία Φαλάσαρνα και τη Ρόδο και αποθέσεις ιζημάτων τσουνάμι στη Φαλάσαρνα.

Η μελέτη της περίπτωσης του αρχαίου Κούριου στη ΝΔ Κύπρο βασίστηκε στα βιβλιογραφικά ιστορικά και αρχαιολογικά στοιχεία. Η σεισμική καταστροφή του Κούριου, κατά το δεύτερο μισό του 4^{ου} αιώνα μ.Χ., έχει τεκμηριωθεί αρχαιολογικά. Όπως εξηγείται αναλυτικά στο Κεφάλαιο 3, η περίπτωση αυτή έχει μεθοδολογικό

ενδιαφέρον από την άποψη ότι ενώ έχει υποστηριχτεί από ορισμένους αρχαιολόγους ότι ο σεισμός συνοδεύτηκε και από τσουνάμι, αυτό δεν τεκμηριώνεται ούτε αρχαιολογικά και ιστορικά ούτε γεωλογικά.

2.2.5 Νέες υπαίθριες Γεωλογικές Παρατηρήσεις στις Περιοχές Μελέτης Φαλάσαρνας και Ρόδου

Στη διάρκεια της επιστημονικής εκδρομής (field trip) στην αρχαία Φαλάσαρνα του Joint Summer School (JSS), που συνδιοργάνωσαν τα ερευνητικά προγράμματα ASTARTE-PEARL-TANDEM (EU-FP7) στα Χανιά από τις 3 έως τις 7 Ιουνίου του 2016, και το οποίο παρακολούθησα, είχα την ευκαιρία να παρατηρήσω στο πεδίο συνσεισμικές ανυψώσεις παλαιοακτών που αποδίδονται στο μεγάλο σεισμό του 365 μ.Χ. (Εικόνα 2.2). Επίσης, παρατήρησα τα στρώματα ιζημάτων (Εικόνες 2.3) τα οποία, σύμφωνα με τους Pirazzoli et al. (1992), αποτελούν αποθέσεις του τσουνάμι που προκάλεσε αυτός ο σεισμός (βλ. Κεφάλαιο 3). Πληρέστερη φωτογραφική τεκμηρίωση των ανυψώσεων και των ιζημάτων τσουνάμι περιέχεται στο Κεφάλαιο 3.



Εικόνα 2.2. Συνσεισμική ανύψωση παλαιοακτής στη Φαλάσαρνα Δ. Κρήτης (παρούσα εργασία).



Εικόνα 2.3. Η γεωλογική τάφρος που ανέσκαψαν μέσα στον αρχαιολογικό χώρο της αρχαίας Φαλάσαρνας οι Pirazzoli et al. (1992) και παρατήρησαν το ίζημα (βέλος) από το τσουνάμι του 365 μ.Χ. (παρούσα εργασία, περισσότερη φωτογραφική τεκμηρίωση στο Κεφ. 3).

Στη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών παρακολούθησα το *International Workshop on Mega Earthquakes and Tsunamis in Subduction Zones (METSZ): Forecasting Approaches and Implications for Hazard Assessment* που έλαβε χώρα στην Ρόδο από τις 6 έως τις 8 Οκτωβρίου του 2014. Στα πλαίσια της επιστημονικής εκδρομής του συνεδρίου είχα την ευκαιρία να παρατηρήσω συνσεισμικές ανυψώσεις παλαιοακτών στην ανατολική Ρόδο (Εικόνες 2.4, 2.5) και, μέσω των συζητήσεων με ειδικούς που συμμετείχαν, να κατανοήσω τις αντίθετες απόψεις που έχουν δημοσιευτεί για το ρόλο των συνσεισμικών ανυψώσεων στη γένεση τσουνάμι στη Ρόδο (π.χ. Pirazzoli et al., 1989, Kontogianni et al., 2002, Howell et al., 2015). Πληρέστερη φωτογραφική τεκμηρίωση των ανυψώσεων περιέχεται στο Κεφάλαιο 3.



Εικόνα 2.4. Ομάδα φοιτητών του συνεδρίου METSZ πάνω από χαρακτηριστική συνσεισμική ανύψωση παλαιοακτής (βέλος) στον Αγ. Παύλο, στην κεντρική ανατολική ακτή της Ρόδου (παρούσα εργασία).
Λεπτομέρεια στην Εικ. 2.5.



Εικόνα 2.5. Λεπτομέρεια της συνσεισμικής ανύψωσης παλαιοακτής στον Αγ. Παύλο Ρόδου που φαίνεται στην Εικ. 2.4 (παρούσα εργασία).

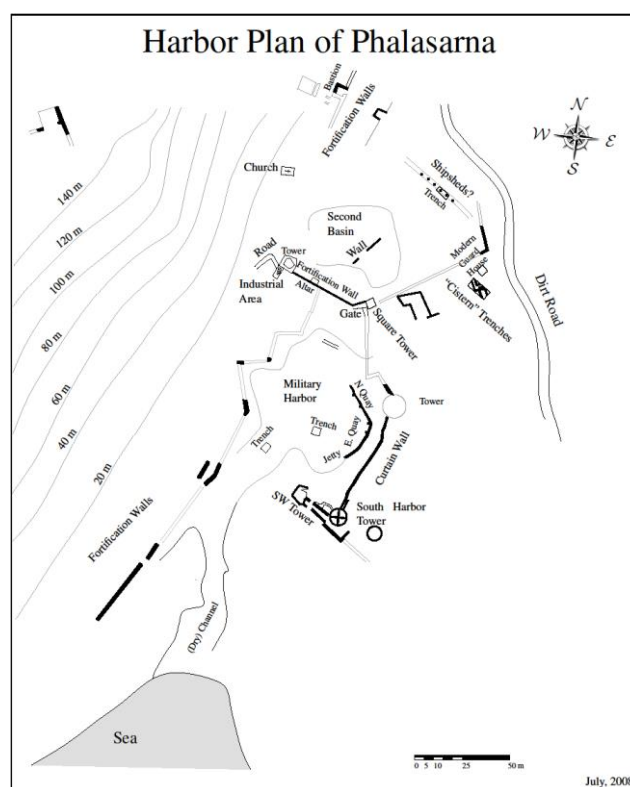
Κεφάλαιο 3: Καταγραφή των Ιστορικών, Γεωλογικών και Αρχαιολογικών Στοιχείων για τα Τσουνάμι στις Τρεις Περιοχές Μελέτης

3.1 Αρχαία Φαλάσαρνα – Το μεγάλο τσουνάμι του 365 μ.Χ.

Ο γεωαρχειολογικός χώρος της αρχαίας Φαλάσαρνας (ΒΔ Κρήτη) παρέχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον όχι μόνο ως αρχαιολογικός χώρος αλλά και ως σημείο καταγραφής σημαντικών γεωλογικών επεισοδίων της ιστορικής περιόδου, όπως ο μεγάλος σεισμός και το τσουνάμι της 21^{ης} Ιουλίου του 365 μ.Χ. και δευτερευόντως ο ισχυρός σεισμός και το τσουνάμι του 66 μ.Χ.

3.1.1 Γεωαρχειολογικό καθεστώς

Διάφοροι ιστορικοί γεωγράφοι αναφέρουν στα κείμενα τους το λιμάνι της Φαλάσαρνας (Εικ. 3.1). Οι διαστάσεις του στρατιωτικού λιμανιού είναι μήκους 100 m και πλάτους 75 m και συνδέονται με τη θάλασσα μέσω δύο πέτρινων δίοικων (Hadjidaki, 1988). Σύμφωνα με την Hadjidaki (2001), το λιμάνι καταστράφηκε το 1^ο αι. π.Χ. κατά την άλωση του από τους Ρωμαίους.



Εικόνα 3.1. Το λιμάνι της Φαλάσαρνας (από Hadjidaki, E. 2008).

Η ιστορία του λιμανιού της Φαλάσαρνας σε σχέση με τη θάλασσα είναι περίπλοκη, παρόλο που μια αξιόπιστη εικόνα μπορεί να προκύψει από το συνδυασμό των αρχαιολογικών, γεωλογικών και γεωφυσικών στοιχείων. Οι σημαντικότερες δημοσιεύσεις από την άποψη αυτή είναι εκείνες των Pirazzoli et al (1992) και Dominey-Howes et al (1998) και συνοψίζονται σε πρόσφατο Οδηγό Υπαίθριας Παρατήρησης (Papadopoulos et al., 2016).

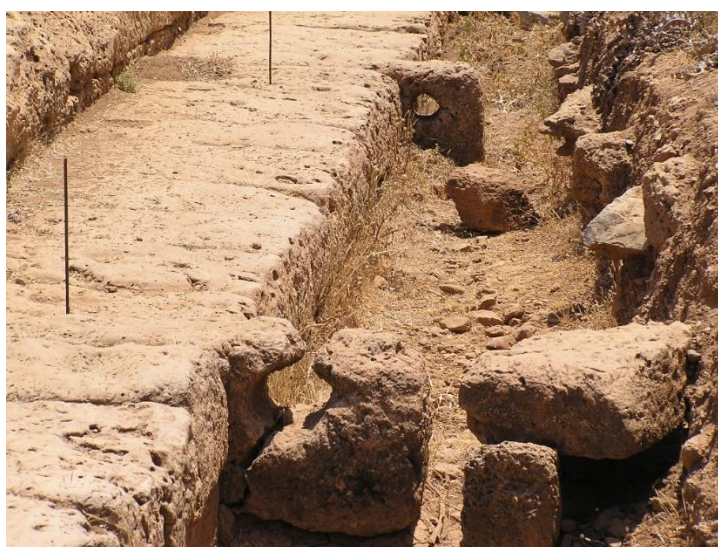
Το λιμάνι κατασκευάστηκε το 333 π.Χ. με αποβάθρες τοποθετημένες 40 cm πάνω από τη θαλάσσια στάθμη. Από τις αρχαιολογικές παρατηρήσεις προκύπτει ότι κατά τον 3^ο αι. π.Χ. έγινε δύσκολη έως απίθανη η περαιτέρω χρήση του λιμανιού, εξαιτίας της ανόδου της θαλάσσιας στάθμης κατά περίπου 50 cm που προκλήθηκε από εδαφική ταπείνωση που μάλλον συνέβη μεταξύ 255 και 267 π.Χ. Οι ανασκαφές έδειξαν ότι η αποβάθρα επεκτάθηκε εκείνη την περίοδο, αλλά η επέκταση έγινε σε επίπεδο περίπου 50 cm πάνω από την προηγούμενη (Εικ.3.2).



Εικόνα 3.2. Γενική άποψη του αρχαιολογικού χώρου του λιμανιού της Φαλάσαρνας. Το αριστερό βέλος δείχνει την αρχαιολογική ανασκαφή στην αποβάθρα του αρχαίου λιμανιού (βλ. Εικ. 3.3). Το δεξί βέλος δείχνει την γεωλογική ανασκαφή των Pirazzoli et al. (1992) για εντοπισμό ιζημάτων παλαιοτσουνάμι (βλ. και Εικ.3.6) (παρούσα εργασία).



Εικόνα 3.3. Ανασκαφή στο αρχαίο λιμάνι της Φαλάσαρνας. Στα αριστερά της τάφρου διακρίνονται τα δύο επίπεδα της αποβάθρας. Το άνω επίπεδο κατασκευάστηκε περίπου 50 cm πάνω από το κάτω όταν αυτό έπαψε να χρησιμοποιείται έπειτα από αιφνίδια ανύψωση της στάθμης της θάλασσας (παρούσα εργασία).



Εικόνα 3.4. Λεπτομέρεια της Εικόνας που διακρίνονται οι «δέστρες» των σκαφών στο αρχικό επίπεδο της αποβάθρας (παρούσα εργασία).

Όταν οι Ρωμαίοι επιτέθηκαν στη Φαλάσαρνα το 69 π.Χ., κατέστρεψαν το λιμάνι ρίχνοντας στα κανάλια τείχη για να αποτρέπεται η είσοδος στο λιμάνι. Η ανάλυση των ιζημάτων που πάρθηκε από το κέντρο του λιμανιού έδειξε ότι μέσα σε 100 χρόνια αυτό γέμισε με ιλύ. Το 66 μ.Χ. ένας άλλος ισχυρός σεισμός συνοδεύτηκε από τσουνάμι, όπως τεκμηριώνεται από πληθώρα πηγών (π.χ. Papadopoulos, 2011). Η περιοχή της Φαλάσαρνας ταπεινώθηκε και πάλι και η θαλάσσια στάθμη ανέβηκε κατά 20 cm, αλλά

το λιμάνι γέμισε ξανά με ιλύ. Τελικά, ο μεγάλος σεισμός του 365 μ.Χ. ανύψωσε την περιοχή κατά 6,6 m και μετακίνησε την ακτογραμμή περίπου 150 m από την προηγούμενη θέση της και άφησε το ανυψωμένο λιμάνι θαμμένο στη χέρσο, όπως περίπου το βρίσκουμε σήμερα. Το τσουνάμι πιθανότατα επέδραμε στο λιμάνι, όπως αναλύεται στη συνέχεια.



Εικόνα 3.5. Λήψη της ανασκαφής στην αρχαία αποβάθρα κατά την αντίθετη κατεύθυνση από εκείνη της Εικ.3.4. Διακρίνονται οι «δέστρες» των σκαφών στο αρχικό επίπεδο της αποβάθρας (στο βάθος αριστερά) και στο νεότερο επίπεδο (δεξιά) (παρούσα εργασία).



Εικόνα 3.6. Γεωλογική ανασκαφή των Pirazzoli et al. (1992) για εντοπισμό ιζημάτων παλαιοτσουνάμι (παρούσα εργασία).

3.1.2 Ο μεγάλος σεισμός και το τσουνάμι της 21^{ης} Ιουλίου του 365 μ.Χ.: ιστορική, αρχαιολογική και γεωλογική τεκμηρίωση

Ο μεγάλος σεισμός και το τσουνάμι της 21^{ης} Ιουλίου 365 είναι ένα από τα πιο πολυσυζητημένα γεωφυσικά συμβάντα στην ιστορία της Μεσογείου. Πολυάριθμες ιστορικές μαρτυρίες, όπως εκείνες των Αμμιανού Μαρκελλίνου, Αθανάσιου, και Ιερεμία, δεν αφήνουν αμφιβολία ότι επηρεάστηκε η ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου (π.χ. Jacques and Bousquet, 1984, Guidoboni et al., 1989, 1994, Traina, 1989, Ambraseys et al., 1994, Papazachos, 1996, Papadopoulos and Vassilopoulou, 2001).

Ο σεισμός του 365 μ.Χ. μάλλον συνδέεται με μια μεγάλη συνσεισμική τεκτονική μεταβολή η οποία ανύψωσε την Φαλάσαρνα κατά περίπου 6,6 m (Pirazzoli et al., 1992). Τα παραπάνω επιβεβαιώθηκαν με περαιτέρω αρχαιολογικές ανασκαφές (Hadjidaki 2013). Στα Αντικύθηρα, εντοπίστηκαν 9 παλαιοακτές διάβρωσης μεταξύ 1,0 και 2,7 m, που είναι ορατές σε ασβεστολίθους, ενώ μια συν-σεισμική ανοδική κίνηση περίπου 2,7 m σημειώθηκε μεταξύ 311 και 539 μ.Χ., όπως προέκυψε από ραδιοχρονολόγηση (Pirazzoli et al., 1981, 1982). Επιπλέον, τα αρχαιολογικά ευρήματα, όπως περιεγράφηκαν από τους Flemming and Pirazzoli (1981), επιβεβαιώνουν ότι μια απότομη ανύψωση συνέβη εκεί κατά τους ιστορικούς χρόνους.

Παράκτιες τεκτονικές ανυψώσεις ~9 m στη νοτιοδυτική Κρήτη και ~3 m στα Αντικύθηρα, ραδιοχρονολογήθηκαν στις σταθμισμένες ημερολογιακές ημερομηνίες (calibrated calendar dates) 341-439 AD and 265-491 AD και σε επίπεδα πιθανοτήτων 0.67 (1σ) και 0.95 (2σ), αντίστοιχα (Thommeret et al., 1981, Pirazzoli et al., 1992). Παρόμοια είναι τα αποτελέσματα των Shaw et al. (2008) στη δυτική Κρήτη. Με βάση αυτές τις ανυψώσεις, σήμερα οι περισσότεροι ερευνητές δέχονται ότι η εστία του σεισμού του 365 βρισκόταν στην περιοχή της ΒΔ Κρήτης (π.χ. Shaw et al., 2008, Ambraseys, 2009).

Βαθμονομημένες χρονολογήσεις AMS 14C ελήφθησαν από τους Shaw et al. (2008) σε 13 δείγματα από κοράλλια και βρυόζωα από τοποθεσίες σε σημαντική απόσταση μεταξύ τους στη δυτική Κρήτη, σε υψόμετρο 1,5 m μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και του ύψους της παλαιοακτής. Οι εννέα από αυτές τις χρονολογήσεις έχουν 1σ τυπική απόκλιση ~ ± 70 έτη που περιλαμβάνει τον σεισμό του 365 μ.Χ., και όλες οι

άλλες, εκτός από δύο, περιλαμβάνουν το 365 μ.Χ. σε εύρος χρονολογήσεων τυπικής απόκλισης 2σ συνήθως $\sim \pm 140$ έτη. Οι χρονολογήσεις αυτές απαιτούν ότι το σύνολο σχεδόν της ανύψωσης της δυτικής Κρήτης έλαβε χώρα μέσα σε λίγες δεκαετίες, δηλαδή εντός των αβεβαιοτήτων της χρονολόγησης γύρω από το 365. Σύμφωνα με τους Shaw et al. (2008), τα δεδομένα ραδιοχρονολόγησης και οι παρατηρήσεις πεδίου έδειξαν ότι η δυτική Κρήτη ανυψώθηκε πάνω από το επίπεδο της θάλασσας μέχρι 10 m σε συγχρονισμό με το σεισμό του 365 μ.Χ. Οι ίδιοι συγγραφείς υποστήριξαν ότι η κατανομή των ανυψώσεων, σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις της σύγχρονης σεισμικότητας, δείχνουν ότι αυτός ο σεισμός δεν συνέβη στην επιφάνεια επαφής της καταδυόμενης λιθόσφαιρας κάτω από την Κρήτη, αλλά σε ένα ρήγμα που κλίνει περίπου 30° μέσα στην εφιππεύουσα πλάκα.

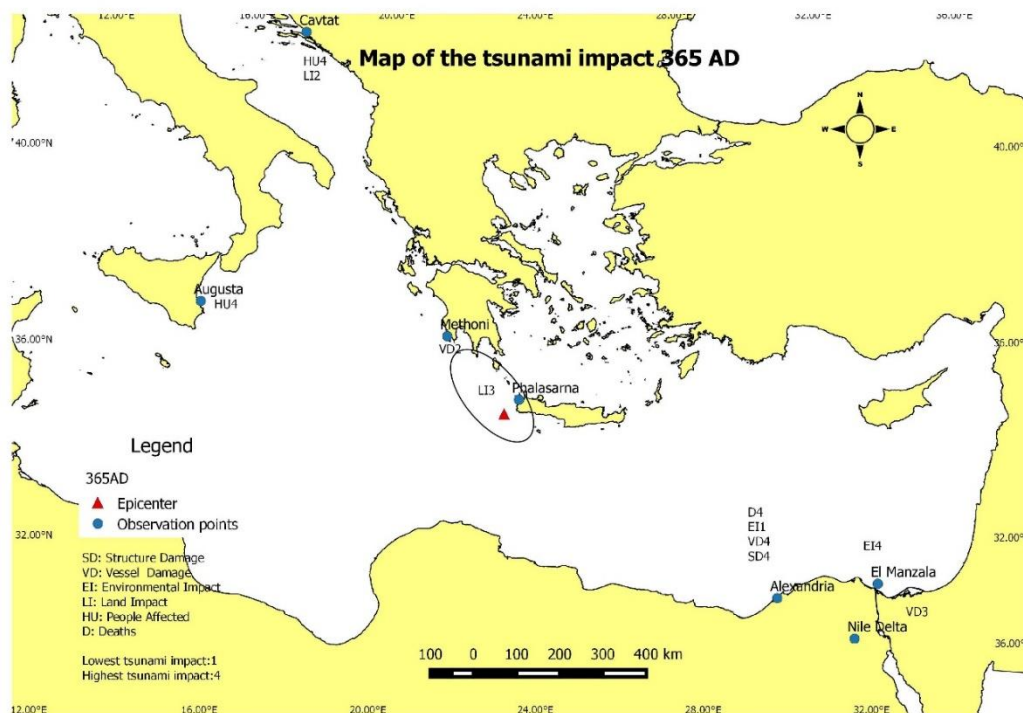
Οι Scheffers and Scheffers (2007) υποστήριξαν ότι στη Φαλάσαρνα, ογκόλιθοι βάρους μέχρι και τους 50 τόνους, που βρέθηκαν σε υψόμετρο πάνω από τα 5 m από την θαλάσσια στάθμη, είχαν μετακινηθεί από τον αιγιαλό προς την ενδοχώρα από τσουνάμι που χρονολογείται γύρω στο 365 μ.Χ. ή και αργότερα. Η ελάχιστη αναρρίχηση του κύματος έχει υπολογιστεί ίση με 8 m. Σύμφωνα με τους ίδιους συγγραφείς, η πιθανότητα για μια τέτοια διαδικασία σε ογκόλιθους είναι μέτρια έως υψηλή. Στον Μπάλο, στα βορειοανατολικά της Φαλάσαρνas, μετατοπισμένοι ογκόλιθοι βάρους 10-40 τόνων παρατηρήθηκαν και αποδόθηκαν από τους Scheffers and Scheffers (2007) σε δράση ισχυρού τσουνάμι, που μπορεί να ήταν αυτό του 365 μ.Χ. ή μεταγενέστερο. Η ελάχιστη αναρρίχηση του κύματος έχει υπολογιστεί ίση με 6 m. Η πιθανότητα για μια τέτοια διαδικασία σε ογκόλιθους είναι υψηλή. Στον Μπάλο ογκόλιθοι 67 τόνων και 75 τόνων μετατοπισμένοι σε υψόμετρο 15-25 m δείχνουν μεγάλη πιθανότητα το τσουνάμι να επέδραμε σε υψόμετρο πάνω από τα 25 m. Οι Papadopoulos et al. (2012) παρουσίασαν αποτελέσματα της αριθμητικής προσομοίωσης του μεγάλου τσουνάμι του 365. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι σε παράκτιες θέσεις της ΒΔ Κρήτης, όπως τα Φαλάσαρνα και ο Μπάλος, το κύμα είχε ύψος αρκετών μέτρων και συνεπώς υπήρξε εξαιρετικά ισχυρό.

Είναι αξιοσημείωτο ότι οι περισσότερες από τις ιστορικές πηγές κάνουν αναφορές στις συνέπειες του τσουνάμι παρά στον σεισμό. Σύμφωνα με τις ιστορικές περιγραφές το κύμα τσουνάμι διαδόθηκε στα βορειοδυτικά, στο δυτικό και νότιο τμήμα του τόξου και έφτασε στην Επίδαυρο, κοντά στο σημερινό Cavtat της Δαλματίας, στη Μεθώνη στη

νοτιοδυτική Πελοπόννησο, στην ανατολική Σικελία και στην Αλεξάνδρεια (βλ. περιγραφές στις εργασίες των Guidoboni et al., 1994, Ambraseys, 2009).

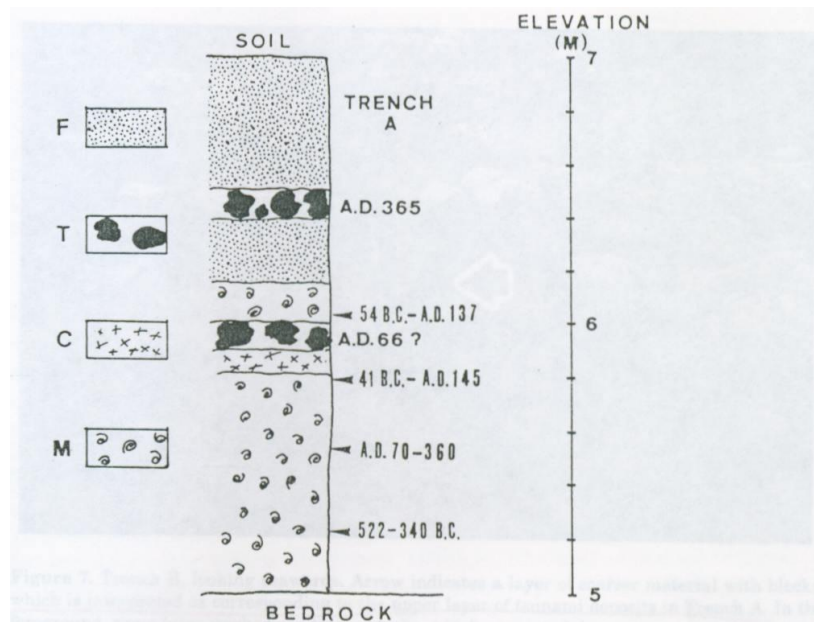
Οι περισσότερες αρχαιολογικές ανασκαφές υποστήριξαν ότι ο σεισμός του 365 μ.Χ. συνδέεται με ορίζοντες καταστροφής σε διάφορες αρχαίες πόλεις της δυτικής και κεντρικής Κρήτης (Di Vita, 1986, 1995, Markoulaki, 1987, Stiros and Papageorgiou, 2001, Themelis, 1988), όπως και στην Σαμπράθα της Τριπολιτανίας (Di Vita, 1964, 1995) και στην Κυρηναϊκή στη Λιβύη (Bacchielli, 1995) (βλ. εκτενή ανασκόπηση στο Papadopoulos, 2011). Οι περιοχές της Κρήτης εντοπίζονται σε επικεντρική απόσταση όχι πάνω από 100 km κάτι που κάνει ρεαλιστικό το να καταστράφηκαν από το σεισμό του 365 μ.Χ. Αλλά στην Κυρηναϊκή και στην Τριπολιτανία η πιθανότητα να είχαν καταστραφεί από το σεισμό είναι μικρότερη, εξαιτίας της μεγάλης απόστασης των περιοχών από τη σεισμική εστία, αλλά όχι αμελητέα λόγω του πολύ μεγάλου μεγέθους του σεισμού που έχει εκτιμηθεί γύρω στο 8,3 (π.χ. Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Μια εύλογη εξήγηση θα μπορούσε να είναι ότι οι σύγχρονοι συγγραφείς δεν γνωρίζουν τις συνέπειες του σεισμού σχετικά με τις περιοχές που ανήκαν στην τότε Ρωμαϊκή αυτοκρατορία, όπως η Κυρηναϊκή και η Τριπολιτανία. Είναι αξιοσημείωτο ότι σε καμία από τις παραπάνω τοποθεσίες δεν αναφέρθηκε τσουνάμι. Η Εικόνα 3.7 δείχνει τις περιοχές εκείνες που ξέρουμε ότι έφτασε το κύμα του τσουνάμι του 365 και τις επιπτώσεις του.



Εικόνα 3.7. Χάρτης των επιπτώσεων του τσουνάμι του 365 μ.Χ. στη Μεσόγειο (παρούσα εργασία). Τα στοιχεία έχουν παρθεί από τις βάσεις δεδομένων και τη βιβλιογραφία που αναφέρονται στο Κεφ. 2.

Ένα άλλο ενδιαφέρον σημείο είναι το κατά πόσο το τσουνάμι του 365 μ.Χ. επέδραμε στη Φαλάσαρνα ή όχι. Πιθανές αποθέσεις ιζημάτων τσουνάμι που βρέθηκαν στο λιμάνι της Φαλάσαρνας έδωσαν αφορμή για συζήτηση. Στη στρωματογραφία της λεκάνης του λιμανιού οι Pirazzoli et al. (1992) ήταν σε θέση να προσδιορίσουν δύο στρώματα με "χονδροειδές υλικό" σε δύο από τις τρεις τάφρους που άνοιξαν. Οι συγγραφείς αυτοί υποστήριξαν ότι τα δύο αυτά στρώματα αντιπροσωπεύουν το τσουνάμι του 66 μ.Χ. στο επίπεδο ca. + 5,9 m στην τάφρο Α και το τσουνάμι του 365 μ.Χ. στο επίπεδο + 6,4 m στην τάφρο Α και στο + 6,7 m στην τάφρο Β. Πρόσθεσαν, ωστόσο, ότι η παρουσία του τσουνάμι του 365 ήταν σχετικά περιορισμένη στη στρωματογραφία του ιζήματος στη Φαλάσαρνα.



Εικόνα 3.8. Απλοποιημένη στρωματογραφία της τάφρου Α στο αρχαίο λιμάνι της Φαλάσαρνας, F: αποθέσεις γλυκού νερού T: ίζημα τσουνάμι C: περιορισμένες θαλάσσιες αποθέσεις; M: αποθέσεις θαλασσινού νερού (Pirazzoli et al., 1992).

Από την άλλη πλευρά, οι Dominey-Howes et al. (1998), που πραγματοποίησαν επίσης ιζηματολογική μελέτη στη Φαλάσαρνα, αν και υποστήριξαν ότι η συνάθροιση των τρηματοφόρων δείχνει εναπόθεση ιζήματος από τσουνάμι γύρω στο 66 μ.Χ., δεν υπάρχουν βιο- ή λιθostrωματογραφικά αποδεικτικά στοιχεία για να συσχετισθεί κάποιο ίζημα με το τσουνάμι 365 μ.Χ. Σύμφωνα με αυτούς τους συγγραφείς, είναι δύσκολο να κατανοήσουμε γιατί η στρωματογραφία στη Φαλάσαρνα δεν καταγράφει κανένα στοιχείο αυτού του μεγάλου τσουνάμι. Οι σχετικά περιορισμένες επιπτώσεις του τσουνάμι του 365 στη Φαλάσαρνα πιθανώς εξηγείται από το ότι η περιοχή είχε ήδη ανυψωθεί κατά 6,6 m, μόνο μερικά λεπτά πριν το κύμα φτάσει (Pirazzoli et al., 1992).

Με γεωφυσικές μεθόδους και πυρηνοληψίες που πραγματοποίησαν στο Ιόνιο πέλαγος, οι Polonia et al. (2013) βρήκαν ιζήματα μέγα-τουρβιδιτών πάχους 20-25 m που καλούνται *ομογενίτες/ Homogenite/Augias* τα οποία διεγέρθηκαν από το τσουνάμι του 365 μ.Χ. Αυτό το αποτέλεσμα ανέτρεψε την προηγούμενη υπόθεση που είχε προταθεί ότι αυτή η ιδιόμορφη στρωματογραφία οφειλόταν στο μινωικό τσουνάμι (π.χ. Kastens and Cita, 1981, Hieke, 1984, Cita et al., 1984, 1996, Cita and Aloisi, 2000), που προκλήθηκε από τη μεγάλη έκρηξη της Θήρας κατά την ύστερη Εποχή του Χαλκού.

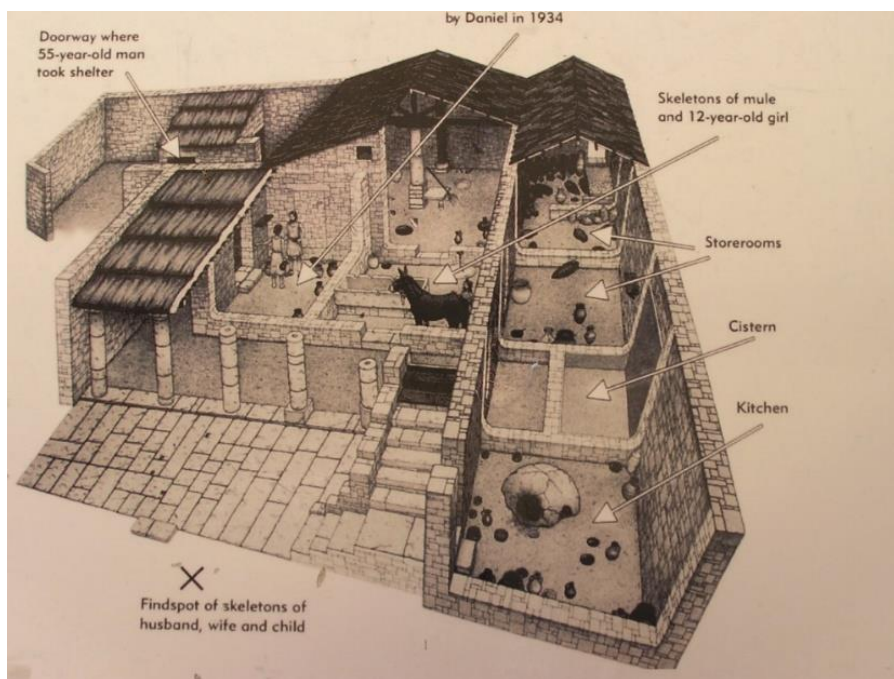
3.1.3 Έφθασε το Τσουνάμι του 365 μ.Χ. στο αρχαίο Κούριο (ΝΔ Κύπρος);

Το αρχαίο Κούριο βρίσκεται στη ΝΔ Κύπρο σε απόσταση περίπου 40 km στα δυτικά της Παφου. Ο αρχαιολογικός χώρος εντοπίζεται σε υψόμετρο περίπου 110 m. Η περίπτωση του αρχαίου Κούριου έχει ενδιαφέρον από την άποψη ότι εκεί έχει εντοπιστεί ένας εντυπωσιακός ορίζοντας σεισμικής καταστροφής από αρχαιολογικές ανασκαφές (π.χ. Soren and Davis, 1985, Soren, 1988). Οι ίδιοι αρχαιολόγοι υποστήριζαν ότι ο καταστροφικός σεισμός συνοδεύτηκε από τσουνάμι που επέδραμε στην παράκτια ζώνη της περιοχής και ότι πιθανότατα επρόκειτο για το μεγάλο σεισμό και το τσουνάμι του 365 μ.Χ.

Ωστόσο, από ιστορικά ντοκουμέντα προκύπτει ότι μάλλον επρόκειτο για μεταγενέστερο τοπικό σεισμό. Επιπλέον, ενώ ο ορίζοντας σεισμικής καταστροφής είναι αναμφισβήτητος, μέχρι σήμερα δεν έχει επαληθευθεί η εμφάνιση τσουνάμι στο Κούριο και για αυτό η περιοχή αυτή θα πρέπει να διερευνηθεί περαιτέρω με γεωλογικές τομές για αναζήτηση παλαιοτσουνάμι. Για το λόγο αυτό το Κούριο δεν περιλαμβάνεται στο χάρτη επιπτώσεων του τσουνάμι του 365 μ.Χ. (Εικ. 3.7). Στη συνέχεια γίνεται σύντομη ανασκόπηση του θέματος.

3.1.4 Γεωαρχαιολογικές και ιστορικές μαρτυρίες της σεισμικής καταστροφής στο Κούριο

Η σεισμική καταστροφή στο Κούριο τεκμηριώνεται αρχαιολογικά από τον Haggard (1902) και τη δημοσίευση του Daniel (1934) και κυρίως από μια σειρά εκθέσεων και δημοσιεύσεων του McFadden (1935-1953) και αργότερα των Soren (1981), Soren and Lane (1981) και Soren and Davis (1985).



Εικόνα 3.9. Σκαρίφημα του αρχαιολογικού χώρου όπου βρέθηκαν τα ευρήματα σεισμικής καταστροφής (Αρχαιολογικό Μουσείο Κούριου).

Ο αρχαιολόγος McFadden (1935-1953) ήταν από τους πρώτους ο οποίος βασίστηκε σε ανασκαφικά και νομισματικά ευρήματα και συμπέρανε ότι η καταστροφή προήλθε από σεισμό. Ο ίδιος υποστήριξε ότι αυτός μάλλον έγινε στο πρώτο τέταρτο του 4^{ου} αιώνα μ.Χ. Η χρονολόγηση αυτή υποστηρίχθηκε αργότερα και από άλλους (π.χ. Scranton, 1967, Mitford, 1971), αλλά ο Soren (1981), συνεχίζοντας το ανασκαφικό έργο, επανεξέτασε τα νομίσματα και συμπέρανε ότι ο σεισμός δεν μπορεί να χρονολογηθεί πριν το 364 μ.Χ. και είναι πιθανόν να χρονολογείται περίπου στο 370 μ.Χ. Η υπόθεση ότι το Κούριο και η Πάφος καταστράφηκαν από τον σεισμό του 370 μ.Χ. υποστηρίχθηκε περαιτέρω από τους Soren and Lane (1981) με βάση ιστορικά και νομισματικά στοιχεία.

Σε μια μεταγενέστερη συνοπτική έκθεση για το Κούριο, οι Soren and Davis (1985) σημείωσαν ότι, παρόλο ότι μόνο μια περιορισμένη περιοχή ανασκάφηκε το 1984, αποκαλύφθηκαν στοιχεία για εκτεταμένες καταστροφές από τον σεισμό συμπεριλαμβανομένων ανέγγιχτων σκελετών ανθρώπων και ζώων, μέρους κατοικίας και αντικειμένων οικιακής χρήσης. Ισχυρίστηκαν ότι το συνολικό εύρημα των ανασκαφών φαίνεται να είναι μια περιοχή της αρχαίας πόλης που ποτέ δεν χτίστηκε ξανά κατά τα βυζαντινά χρόνια και απλά έμεινε «παγωμένη» στο χρόνο.

Νέα ευρήματα που περιγράφονται από τους Soren and Davis (1985) περιλαμβάνουν 38 κέρματα από κράμα χαλκού που ανακτήθηκαν από τα συντρίμια, υποστηρίζοντας μία ημερομηνία και πάλι μεταξύ του 364 μ.Χ., αλλά πριν από τον Σεπτέμβριο του 365 μ.Χ., και όχι αργότερα από το 367 μ.Χ. Οι Soren and Davis (1985) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι παντού τα στοιχεία οδηγούσαν σε έναν καταστροφικό σεισμό. Μία από τις σημαντικότερες ενδείξεις προέρχεται από τους τρεις σκελετούς μιας χριστιανικής οικογένειας, όπου ένας νεαρός άνδρας και η γυναίκα του καταπλακώθηκαν από το σπίτι προσπαθώντας να προστατέψουν το μωρό τους που επίσης σκοτώθηκε (Soren και James, 1988).

Ο Jensen (1985) εξέτασε νομισματικά και ιστοριογραφικά στοιχεία, όπως το κείμενο του Ammianus Marcellinus (26, 10, 15-19) και άλλα, προκειμένου να χρονολογήσει το σεισμικό συμβάν που κατέστρεψε το Κούριον. Αυτός κατέληξε ότι η νομισματική χρονολόγηση στο 364 μ.Χ. αποτελεί μόνο το *terminus post quem* του συμβάντος. Ο ίδιος πρόσθεσε ότι μέχρι να βρεθούν πρόσθετα στοιχεία, που θα μεταθέσουν τη χρονολόγηση μεταγενέστερα από τον Ιούλιο του 365, μπορούμε με αρκετή εμπιστοσύνη να ισχυριστούμε ότι η περιγραφή του Ammianus αναφέρεται σε αυτήν ακριβώς την καταστροφή.

Οι Soren and Davis (1985) ακολούθησαν τον ισχυρισμό του Jensen (1985) και υποστήριξαν ότι μέσα στο χρονικό παράθυρο από 364 έως 367 μ.Χ. ο σεισμός της 21 Ιουλίου του 365 μ.Χ. ταιριάζει για την ερμηνεία της σεισμικής καταστροφής του Κούριου. Αργότερα, ο Soren (1988) επέμεινε ότι ο σεισμός του 365 μ.Χ. είχε το επίκεντρό του σε υποθαλάσσιο χώρο στα ανοιχτά του Κούριου και ήταν αυτός που κατέστρεψε την πόλη. Ο ίδιος πρόσθεσε ότι το τσουνάμι που προκλήθηκε από το σεισμό θα πρέπει να πλημμύρισε το λιμάνι του Κούριου περίπου 200 sec μετά την ισοπέδωση της πόλης από το σεισμό. Αλλά ο Soren (1988) δεν προσκόμισε κανένα ιστορικό, αρχαιολογικό ή γεωλογικό στοιχείο ότι αυτό πράγματι συνέβη. Έκτοτε η υπόθεση αυτή παραμένει χωρίς απόδειξη.

Σήμερα, μετά την εκτεταμένη βιβλιογραφία που συγκεντρώθηκε σχετικά με το σεισμό του 365 μ.Χ., γνωρίζουμε ότι η εστία του σεισμού βρισκόταν στην περιοχή της δυτικής Κρήτης. Δεν υπάρχουν στοιχεία που να μαρτυρούν ότι ο σεισμός ή το τσουνάμι επέδρασαν στο Κούριο. Εξάλλου, η απόσταση είναι μεγάλη ώστε να είναι δυνατή η πρόκληση σεισμικής καταστροφής στη ΝΔ Κύπρο, παρά το μεγάλο μέγεθος του σεισμού του 365 μ.Χ. Δεν υπάρχει αμφιβολία ότι το ανασκαφικό έργο του D. Soren και των συνεργατών του, αλλά και των προγενέστερων αρχαιολόγων ανασκαφών,

αποκάλυψε ένα μοναδικό ορίζοντα σεισμικής καταστροφής. Όλα τα ιστορικά στοιχεία, όμως, συγκλίνουν ότι ο σεισμός έγινε μάλλον το 370 μ.Χ. και δε συνοδεύτηκε από τσουνάμι (Ambraseys, 1965, 2009, Galanopoulos and Delibasis, 1965, Guidoboni et al., 1994). Αυτό σημαίνει ότι ο σεισμός που κατέστρεψε το Κούριον δεν ήταν ο μεγάλος σεισμός που έγινε στο δυτικό Ελληνικό Τόξο στις 21 Ιουλίου του 365 μ.Χ. Συνεπώς, η υπόθεση του Soren (1988) ότι (α) αυτός ο σεισμός κατέστρεψε το Κούριον, και (β) ότι το τσουνάμι που το συνόδευσε επίσης χτύπησε το Κούριον, αδυνατίζει ακόμη περισσότερο. Παρ' όλα αυτά, έχει ενδιαφέρον η γεωλογική αναζήτηση παλαιοτσουνάμι στην παράκτια ζώνη του Κούριου για τον περαιτέρω έλεγχο της υπόθεσης του Soren (1988).

3.1.5 Ο ισχυρός σεισμός και το τσουνάμι του 66 μ.Χ.: ιστορική, αρχαιολογική και γεωλογική τεκμηρίωση

Από πληθώρα ιστορικών πηγών (βλ. λεπτομερή ανασκόπηση στο βιβλίο του Papadopoulos, 2011) προκύπτει ότι γύρω στο 66 μ.Χ. έγινε ισχυρός σεισμός στο νοτιοδυτικό τμήμα της Κρήτης. Ο σεισμός αυτός πιθανώς συνοδεύτηκε από τσουνάμι. Οι Pirazzoli et al. (1992), Dominey-Howes (1996) και Dominey-Howes et al. (1998) βασίστηκαν σε στρωματογραφικές και γεωμορφολογικές παρατηρήσεις και ραδιοχρονολογήσεις και συμπέραναν ότι περίπου το 66 μ.Χ. υπήρξε μια τεκτονική κίνηση ύψους περίπου 15-25 cm που προκλήθηκε από τον σεισμό. Οι Guidoboni et al. (1994) αναφέρουν δύο άλλες πιθανές χρονολογίες για το σεισμό του 66 μ.Χ., δηλαδή το 53 μ.Χ. και το 62 μ.Χ., λόγω προβλημάτων στην ιστορική χρονολόγηση. Το πιθανότερο επίκεντρο του σεισμού εντοπίζεται στη νοτιοδυτική Κρήτη με εκτιμώμενο μέγεθος 6,4 ($\pm 0,2$) (Papadopoulos, 2011). Όπως προαναφέρθηκε, στη στρωματογραφία της λεκάνης του λιμανιού, οι Pirazzoli et al. (1992) εντόπισαν στρώμα ιζήματος, σε επίπεδο ca. + 5,9 m, που το απέδωσαν στο τσουνάμι του 66 μ.Χ. Το στρώμα αυτό επαληθεύτηκε και από τους Dominey-Howes et al. (1998).

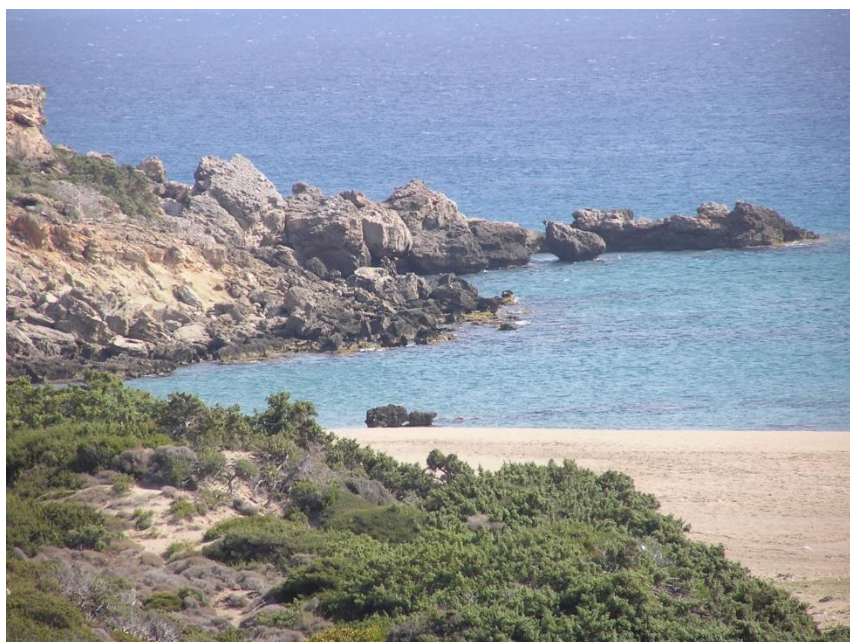
3.2 Τσουνάμι της Ρόδου

3.2.1 Γεωτεκτονικό καθεστώς

Κατά την περίοδο του άνω Μειοκαίνου-Πλειστοκαίνου, η προς το νότο μετανάστευση της απόλυτης θέσης του ορίου σύγκλισης στο σύστημα Ελληνικού Τόξου-Τάφρου, προκάλεσε αυξημένη καμπυλότητα του ορίου των λιθοσφαιρικών πλακών. Το αποτέλεσμα ήταν να μεταβληθεί η διεύθυνση των διανυσμάτων εφαπτομενικής σύγκλισης και του εφελκυσμού παράλληλα με το όριο των πλακών στην εμπροσθότοξο περιοχή (ten Veen and Kleinspehn, 2002). Μέσα σε αυτό το γεωτεκτονικό καθεστώς η Ρόδος αποτελεί ένα νησί-κλειδί στο ανατολικό τέμαχος του Ελληνικού Τόξου, όπου έχουν μετρηθεί στο πεδίο εφελκυσμός διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ και αριστερόστροφη διάτμηση (ten Veen and Kleinspehn, 2002). Ωστόσο, στο θαλάσσιο χώρο στα Α-ΝΑ της Ρόδου η ενεργός λιθοσφαιρική κατάδυση προκαλεί ανυψώσεις ακτών λόγω ισχυρών σεισμών, ορισμένοι των οποίων διεγείρουν ισχυρά τσουνάμι, όπως προκύπτει από σεισμοτεκτονικές και γεωαρχαιολογικές παρατηρήσεις, γεωλογικές μελέτες παράκτιων αποθέσεων ιζημάτων τσουνάμι και ιστορικές μαρτυρίες που αναλύονται στη συνέχεια.

3.2.2 Συνσεισμικές Ανυψώσεις Ακτών: Σεισμοτεκτονικές και Γεωαρχαιολογικές Παρατηρήσεις

Από τη συστηματική μελέτη των τεκτονικών μεταβολών που συνέβησαν στην παράκτια ζώνη της ανατολικής Ρόδου στη διάρκεια της Ολοκαίνου εποχής, οι Pirazzoli et al. (1989) παρατήρησαν ότι η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από την παρουσία σχετικά μικρών τεκτονικών τεμαχών, μήκους μέχρι 12 km το καθένα. Αν και το κάθε ένα τέμαχος είχε τη δική του τεκτονική ιστορία, η γενική τάση στη ζώνη είναι η παρουσία ανυψωτικών κινήσεων με αυξανόμενο πλάτος ανύψωσης από τα νότια προς τα βόρεια του νησιού. Η μέση ταχύτητα ανύψωσης μεταβάλλεται από μηδέν στο Πρασονήσι, στο νοτιότατο άκρο (Εικ. 3.10), σε 1 mm ετησίως στο βορειότατο τμήμα του νησιού (Εικ. 3.11), όπου συνέβη η μεγαλύτερη αιφνίδια ανοδική μετακίνηση κατά περίπου 3,8 m και ίσως οφείλεται στο σεισμό του 227 π.Χ. (Pirazzoli et al., 1989) που έριξε τον Κολοσσό της Ρόδου, όπως θα δούμε στη συνέχεια.



Εικόνα 3.10. Πρασονήσι, νότια Ρόδος. Δεν παρατηρείται ανύψωση της ακτής (παρούσα εργασία).



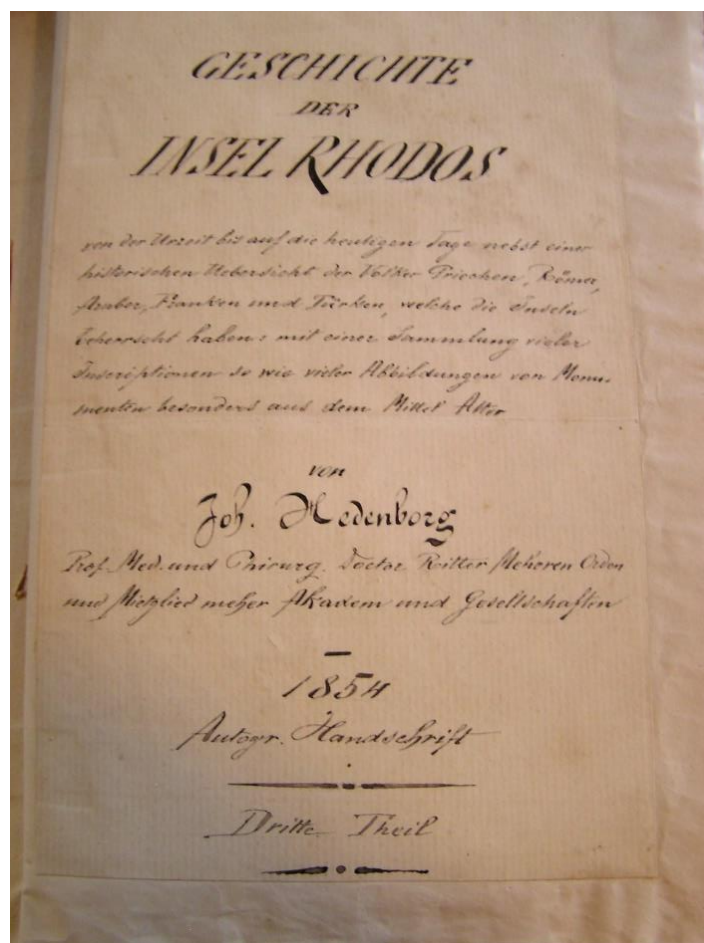
Εικόνα 3.11. Αφάντου, ΒΑ Ρόδος. Ανύψωση παλαιοακτής κατά περίπου 3 m (παρούσα εργασία).

Οι Blackman et al. (1996) εκτέλεσαν αρχαιολογικές ανασκαφές στο αρχαίο λιμάνι της πόλης της Ρόδου και βρήκαν «εσχάρες καθελκύσεως» σε δύο επίπεδα πάνω από τη σημερινή στάθμη της θάλασσας. Το πρώτο επίπεδο βρίσκεται σε ύψος 2,05-3,10 m ενώ το δεύτερο επίπεδο εντοπίζεται σε ύψος 2,50-4,05 m. Η πιθανή ερμηνεία που έδωσαν αυτοί οι συγγραφείς είναι ότι με το μεγάλο σεισμό του 227 π.Χ. τα νεώρεια

κατέρρευσαν και σκέπασαν τις εσχάρες καθελκύσεως, δημιουργώντας έτσι την ανάγκη της ανακατασκευής των περίπου 1 m υψηλότερα από τις αρχικές. Όμως, δεν αποκλείεται να ισχύει η χρονικά αντίστροφη διαδοχή των δύο επιπέδων, δηλ. το υψηλότερο να είναι το αρχικό και το χαμηλότερο να είναι το δεύτερο και να κατασκευάστηκε λόγω του ότι το πρώτο ήταν πλέον αδύνατο να χρησιμοποιηθεί λόγω της συνσεισμικής ανύψωσης.

Οι Howell et al. (2015) στην εργασία τους έδειξαν ότι λόγω της σχετικής σεισμικής ύφεσης της περιοχής κατά την περίοδο των ενόργανων παρατηρήσεων οι ακριβείς θέσεις και η τεκτονική σημασία των σεισμών της ιστορικής περιόδου δεν είναι γνωστά. Σύμφωνα με την ραδιοχρονολόγηση AMS ^{14}C που εκτέλεσαν οι συγγραφείς αυτοί για να χρονολογήσουν την ανύψωση παλαιοακτογραμμών στην Ρόδο, και ακολουθώντας την υπόθεση των Kontogianni et al. (2002), το νησί δεν ανυψώθηκε σταδιακά αλλά λόγω ενός μόνο σεισμικού συμβάντος με μέγεθος περίπου 7,7 ή και μεγαλύτερου που έγινε μεταξύ του 2000 π.Χ. και του 200 π.Χ. Ο σεισμός αυτός έγινε σε ανάστροφο ρήγμα με σημαντική συνιστώσα οριζόντιας ολίσθησης και θα μπορούσε να προκαλέσει μεγάλο τσουνάμι.

Μαρτυρίες για συνσεισμική ανύψωση στη Ρόδο προκύπτει και από ιστορικά κείμενα. Ένας από τους μεγαλύτερους ιστορικούς σεισμούς στην περιοχή της Ρόδου έγινε στις 12 Οκτωβρίου του 1856. Αυτός προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές και πολλά ανθρώπινα θύματα κυρίως στη Ρόδο και την Κρήτη (π.χ. Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003, Ambraseys, 2009). Μία από τις σημαντικότερες ιστορικές πηγές για το σεισμό του 1856 αποτελεί το αδημοσίευτο χειρόγραφο έργο του Σουηδού γιατρού και συγγραφέα Johannes Hedenborg (Εικ. 3.12) για την ιστορία της Ρόδου (Gehlhoff-Βολανάκη, 1982, Παπαδόπουλος, 2015). Ο J. Hedenborg που έζησε ο ίδιος το σεισμό στη Ρόδο, μεταξύ άλλων λέει (σύμφωνα με τη μετάφραση από τη γερμανική από την Gehlhoff-Βολανάκη, 1982):



Εικόνα 3.12. Το εξώφυλλο του ανέκδοτου χειρόγραφου βιβλίου « Η Ιστορία της Ρόδου» του Σουηδού γιατρού J. Hedenborg (παρούσα εργασία).

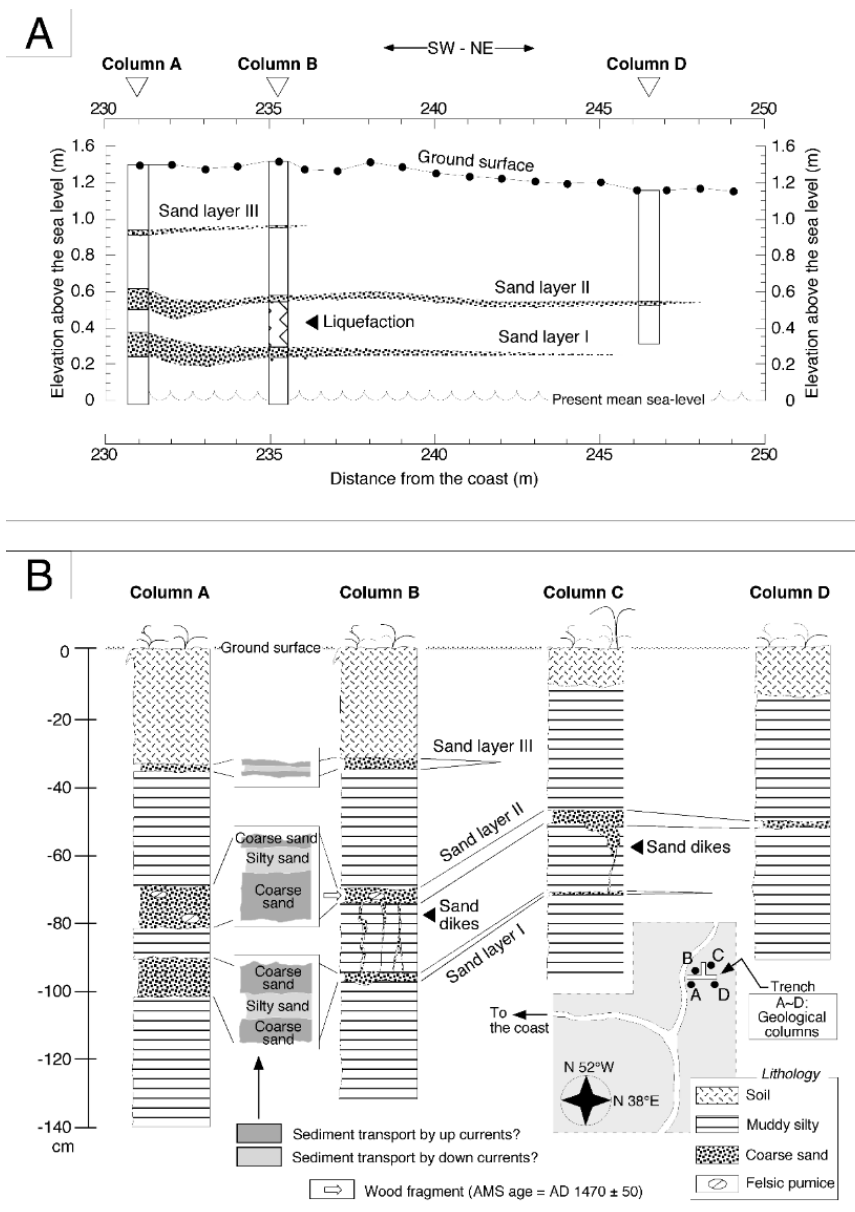
Ἡ θάλασσα τραβήχτηκε πρὸς τὰ πίσω μέ τὴν πρώτη σεισμικὴ δόνηση καὶ ὕστερα ἀπὸ μερικοὺς μῆνες δέν εἶχε ἐπανέλθει ἀκόμα στο κανονικὸ τῆς ἐπίπεδο καὶ τὸν Ἀπρίλιο τοῦ 1857 ἡ στάθμη τοῦ νεροῦ ἦταν ἡ ἴδια ἀκόμα. Ἡ διαφορὰ ἀνῆλθε σέ 1½ ἕως 2 γαλλικὰ πόδια [περίπου 50 ἕως 60 cm]. Μήπως, ὅπως συμβαίνει καμιά φορά ἐξ αἰτίας τῶν σεισμῶν, ὑψώθηκε τό νησί; Ἐξ ἄλλου εἶναι γεγονός, ὅτι τό νησί τῆς Ρόδου σέ διάστημα 60 χρόνων ὑψώθηκε προοδευτικά κατὰ 2½ γαλλικὰ πόδια [περίπου 80 cm], ἐνῶ ἡ ἀκτὴ τῆς Ἀνατολίας (Μ. Ἀσίας), πού βρίσκεται ἀπέναντι ἀπὸ τό νησί, κατέβηκε.

Συνεπώς, στο χειρόγραφο του Johannes Hedenborg υπάρχει καταγεγραμμένη η άμεση παρατήρηση ενός αξιόπιστου αυτόπτη μάρτυρα που πιστοποιεί την αιφνίδια ανοδική μετακίνηση της παράκτιας ζώνης από συγκεκριμένο σεισμό. Είναι πιθανό ότι η συνολική ανύψωση που παρατηρείται στο βόρειο μέρος του νησιού να αποτελεί το αθροιστικό αποτέλεσμα αρκετών συνσεισμικών ανυψώσεων και όχι μόνο μία ανύψωση που οφείλεται σε ένα μοναδικό μεγάλο σεισμό.

3.2.3 Παράκτιες Αποθέσεις Ιζημάτων Τσουνάμι

Σημαντικές πληροφορίες για τους σεισμούς και τα τσουνάμι της Ρόδου προκύπτουν και από τη συστηματική αναζήτηση αποθέσεων ιζημάτων παλαιοτσουνάμι στην Ρόδο και την απέναντι παράκτια ζώνης της ΝΔ Τουρκίας από τους Papadopoulos et al. (2005, 2012). Στις παράκτιες θέσεις της Ρόδου οι συγγραφείς αυτοί δεν εντόπισαν γεωλογικά ευρήματα που να μαρτυρούν την παρουσία παλαιοτσουνάμι. Αυτό το απέδωσαν στο ότι αφ' ενός οι γεωλογικές συνθήκες δεν είναι ευνοϊκές για την απόθεση και διατήρηση ιζημάτων από τσουνάμι, αλλά και στο ότι σε πολλές παράκτιες θέσεις τα επιφανειακά γεωλογικά στρώματα είναι διαταραγμένα εξαιτίας της έντονης ανθρωπογενούς παρέμβασης, όπως π.χ. οι τουριστικές και άλλες δραστηριότητες. Αντίθετα, στην παράκτια ζώνη του Dalaman στη ΝΔ Τουρκία, οι γεωλογικές συνθήκες είναι σχεδόν ιδανικές για την απόθεση και διατήρηση ιζημάτων από παλαιοτσουνάμι. Αυτό οφείλεται στο ότι εκεί εκβάλλει ένας μικρός τοπικός ποταμός που προκαλεί χερσαία ιζηματογένεση σε ήρεμο και χαμηλής ενέργειας περιβάλλον. Επιπλέον, η περιοχή δεν είναι πυκνοδομημένη. Τα αποτελέσματα των Papadopoulos et al. (2005, 2012) συνοψίζονται στις επόμενες γραμμές.

Σε γεωλογική ανασκαφή στο Dalaman, σε απόσταση περίπου 230 m από τη σημερινή ακτογραμμή, βρέθηκαν τρία στρώματα ιζημάτων (Εικόνα 3.13), που αποτελούνται από άμμο βαθιάς θάλασσας που αποδόθηκαν σε τρία διαφορετικά τσουνάμι σε διαφορετικές εποχές. Το μεσαίο στρώμα εντοπίστηκε σε βάθος περίπου 70 cm από τη σημερινή επιφάνεια του εδάφους. Οργανικό υλικό που συλλέχθηκε από το στρώμα αυτό χρονολογήθηκε στην Ιαπωνία με τη μέθοδο του άνθρακα AMS ^{14}C και η ηλικία του βρέθηκε ότι είναι στο 1473 ± 46 μ.Χ. Αυτή η ηλικία σχεδόν συμπίπτει με την ιστορική ηλικία του σεισμού και του τσουνάμι της 3^{ης} Μαΐου του 1481. Όπως θα δούμε στη συνέχεια ο σεισμός αυτός και το τσουνάμι που τον συνόδευσε τεκμηριώνονται πλήρως από σειρά ιστορικών πηγών.



Εικόνα 3.13. Στρωματογραφικές στήλες των τάφων παλαιοtsουνάμι στο Dalaman της Τουρκίας. (Α) Γενική άποψη, (Β) Λεπτομερής περιγραφή. Τρία στρώματα άμμου που χρονολογικά τοποθετούνται στα γεγονότα 1303, 1481 και 1741 αντίστοιχα. Φλέβες άμμου που κατευθύνονται προς τα πάνω από το στρώμα άμμου Ι στο στρώμα ΙΙ αποδίδονται σε ρευστοποίηση του στρώματος Ι εξαιτίας του μεγάλου σεισμού του 1481 (Papadopoulos et al., 2012).

Στη γεωλογική ανασκαφή του Dalaman παρατηρήθηκαν και ίχνη από ρευστοποίηση του εδάφους. Συγκεκριμένα, στο τμήμα της τομής μεταξύ του πρώτου (κάτω) και του δεύτερου (μεσαίου) στρώματος εντοπίστηκαν φλέβες θαλάσσιας άμμου που ανέρχονται από το πρώτο στο δεύτερο στρώμα. Συνεπώς, ο σεισμός της 3^{ης} Μαΐου του 1481 εκτός από το tsουνάμι προκάλεσε και ρευστοποίηση της άμμου του πρώτου στρώματος θαλάσσιας άμμου.

Με κατά προσέγγιση εκτίμηση του μέσου ρυθμού χερσαίας ιζηματογένεσης και μέτρηση του πάχους των χερσαίων ιζημάτων που παρεμβάλλονται μεταξύ των στρωμάτων θαλάσσιας άμμου, οι Papadopoulos et al. (2012) υπολόγισαν ότι η απόθεση του κάτω και του πάνω στρώματος θαλάσσιας άμμου έγινε περίπου το 1322 και 1724, αντίστοιχα. Για το λόγο αυτό, τα δύο στρώματα άμμου αποδόθηκαν στα ιστορικά τεκμηριωμένα τσουνάμι του 1303 και 1741, αντίστοιχα, που προκλήθηκαν επίσης από μεγάλους σεισμούς, καλά γνωστούς από την ιστορική τεκμηρίωση.

3.2.4 Ιστορικές Μαρτυρίες

Αρχαίοι συγγραφείς, όπως ο Πολύβιος και ο Στράβων, αναφέρουν ότι η Ρόδος καταστράφηκε από μεγάλο σεισμό που έριξε και τον περίφημο Κολοσσό της Ρόδου γύρω στο 227 π.Χ. (π.χ. Guidoboni et al., 1994). Σε καταλόγους σεισμών και τσουνάμι αναφέρεται ότι ο σεισμός συνοδεύτηκε από τσουνάμι, αλλά αυτό δεν προκύπτει από τα αρχαία κείμενα, όπως υποστήριξε πρόσφατα ο Παπαδόπουλος (2015) που επανεξέτασε όλα τα διαθέσιμα στοιχεία.

Στα μέσα του 2^{ου} μ.Χ. αιώνα, πιθανώς γύρω στο 142 μ.Χ., ένας άλλος πολύ ισχυρός σεισμός ισοπέδωσε την πόλη της Ρόδου. Σχεδόν όλες οι πληροφορίες προέρχονται από το *Ροδιακό* λόγο του ρήτορα Αριστείδη του Αίλιου. Πολλοί συγγραφείς υποστήριξαν ότι ο σεισμός συνοδεύτηκε από τσουνάμι (π.χ. Sieberg, 1932, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003), αλλά αυτό παραμένει αμφίβολο γιατί δε βρέθηκαν σχετικές αναφορές στο *Ροδιακό* λόγο ή άλλα ιστορικά κείμενα (Παπαδόπουλος, 2015).

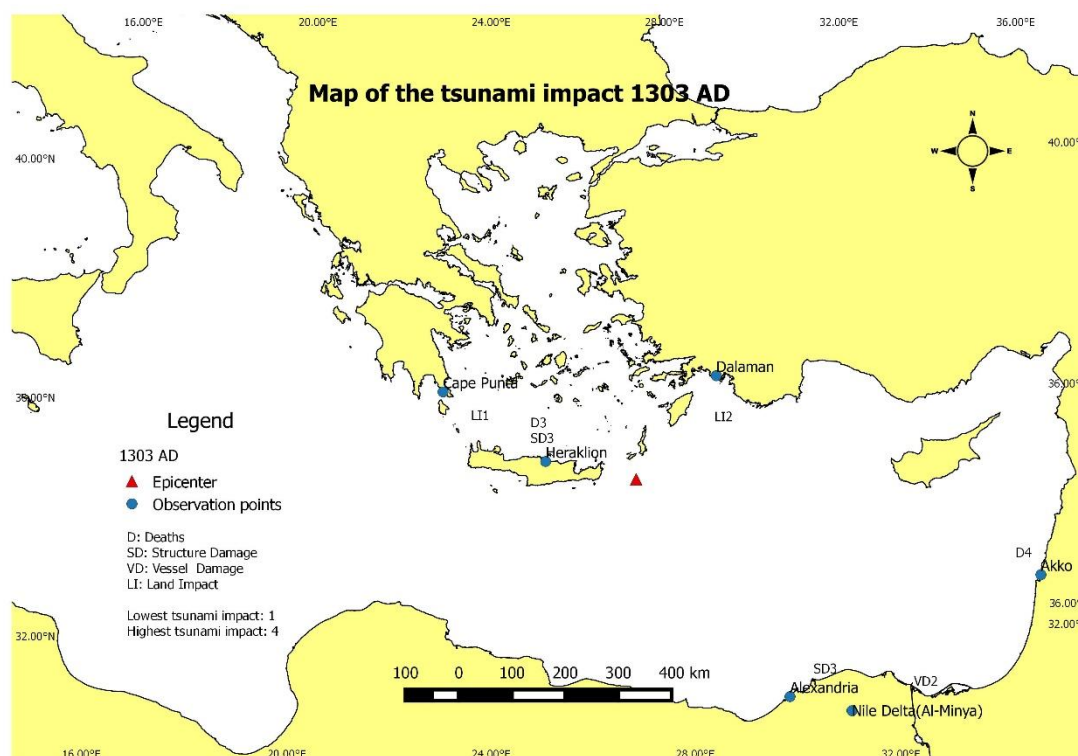
Στις 8 Αυγούστου του 1303, ένας από τους μεγαλύτερους σεισμούς που έγινε ποτέ στη Μεσόγειο, μεγέθους περίπου 8, διέρρηξε το ανατολικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου και έπληξε κυρίως την ανατολική Κρήτη και τη Ρόδο (Ambraseys et al., 1994, Guidoboni and Comastri, 2005, Ambraseys, 2009). Το μεγάλο τσουνάμι που δημιουργήθηκε έφθασε σε πολλές παράκτιες περιοχές της ανατολικής Μεσογείου (Guidoboni and Comastri, 1997). Το τσουνάμι αυτό πλημμύρισε και προκάλεσε εκτεταμένες βλάβες στην Αλεξάνδρεια, αλλά και στην παράκτια ζώνη του Ηρακλείου Κρήτης όπου έβλαψε οικοδομές και σκότωσε πολλούς ανθρώπους. Στην παράκτια ζώνη της νότιας Πελοποννήσου οι Scheffers et al. (2008) παρατήρησαν πολλούς ογκόλιθους που περιείχαν θαλάσσιους οργανισμούς, τους οποίους χρονολόγησαν με τη μέθοδο AMS ¹⁴C και βρήκαν ηλικία περίπου 1300 cal AD. Αυτό αποδεικνύει ότι οι

ογκόλιθοι μεταφέρθηκαν από το παράκτιο περιβάλλον με τη δράση θαλάσσιων κυμάτων υψηλής ενέργειας, πιθανώς από το τσουνάμι του 1303.

Από ιστορικά στοιχεία που συνέλεξαν και δημοσίευσαν οι Ambraseys et al. (1994) και οι Ambraseys and Finkel (1995) προκύπτει ότι την άνοιξη του 1609 ένας ισχυρός σεισμός προκάλεσε βλάβες στη Ρόδο. Αυτοί οι συγγραφείς επικαλούνται ιστορική πηγή από την οποία μαθαίνουμε ότι:

...η μισή πόλη, περιλαμβανομένου του κάστρου, ερειπώθηκαν και αναφέρθηκε ότι περισσότεροι από 10.000 άνθρωποι πνίγηκαν από ένα θαλάσσιο κύμα.

Προκύπτει ότι ο σεισμός προκάλεσε όχι μόνο σημαντικές βλάβες αλλά και ένα ισχυρό τσουνάμι που έπνιξε ανθρώπους, αν και ίσως είναι υπερβολικός ο αναφερόμενος αριθμός των πνιγέντων. Ο σεισμός πρέπει να ήταν πολύ ισχυρός γιατί έγινε έντονα αισθητός στην Κάτω Αίγυπτο, την Παλαιστίνη και σε σχεδόν ολόκληρη την Τουρκία. Στο Κάιρο προκάλεσε πανικό και μεγάλη ανησυχία. Το ίδιο συνέβη στην Αλεξάνδρεια, τη Ροζέττα και τη Δαμιέττη στη βορειοανατολική Αίγυπτο. (Εικ.3.14)



Εικόνα 3.14. Χάρτης των επιπτώσεων του τσουνάμι του 1303 μ.Χ. στη Μεσόγειο (παρούσα εργασία). Τα στοιχεία έχουν παρθεί από τις βάσεις δεδομένων και τη βιβλιογραφία που αναφέρονται στο Κεφ. 2.

Το γεγονός ότι ο σεισμός διήγειρε τσουνάμι δηλώνει ότι ήταν επιφανειακός και με εστία σε θαλάσσιο χώρο, πιθανώς στα ανατολικά της Ρόδου (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003, Παπαδόπουλος, 2015). Είναι αξιοσημείωτο ότι το τσουνάμι αυτό δεν απέθεσε ιζήματα στην ξηρά, τουλάχιστον στο σημείο του Dalaman, όπου οι Papadopoulos et al. (2005, 2012) πραγματοποίησαν εδαφικές τομές και εντόπισαν αποθέσεις ιζημάτων που τις απέδωσαν στα τσουνάμι του 1303, 1481 και 1741.

Στις 31 Ιανουαρίου του 1741 η Ρόδος επλήγη και πάλι από ισχυρό σεισμό που συνοδεύτηκε από τσουνάμι. Πράγματι, ιστορικές πηγές αναφέρουν ότι στην πόλη και τα χωριά του νησιού όλα τα σπίτια εβλάβησαν και πολλά κατεστράφησαν. Στην πόλη της Ρόδου πάνω από 100 σπίτια κατέρρευσαν και τα τείχη και οι οχυρώσεις έπαθαν βλάβες (Ambraseys et al., 1994, Ambraseys and Finkel, 1995) που επεκτάθηκαν και στην απέναντι από το νησί πλευρά, δηλαδή στη ΝΔ Μικρά Ασία. Οι ιστορικές πληροφορίες μας λένε ότι ο σεισμός προκάλεσε ισχυρό τσουνάμι που πλημμύρισε τη Ρόδο (Ambraseys and Finkel, 1995):

...Εξαιτίας του σεισμού η θάλασσα στη Ρόδο αποσύρθηκε και μετά πλημμύρισε την ακτή 12 φορές με μεγάλη βιαιότητα, βυθίζοντας την ακτή στην απέναντι του νησιού πλευρά όπου κατέστρεψε 5 ή 6 χωριά ευρισκόμενα ένα χιλιόμετρο μέσα από την ακτή.

Οι ιστορικές πληροφορίες ενισχύουν τα αποτελέσματα της γεωλογικής αναζήτησης παλαιοτσουνάμι στην παράκτια ζώνη του Dalaman απέναντι από τη Ρόδο (Papadopoulos et al., 2005, 2012), τα οποία παρουσιάστηκαν προηγουμένως. Από τα τρία στρώματα ιζημάτων θαλάσσιας άμμου που απετέθησαν από παλαιοτσουνάμι, το πρώτο από πάνω, δηλαδή το νεότερο, χρονολογήθηκε κατά προσέγγιση στο 1724. Αυτή η ημερομηνία δεν αποκλίνει σημαντικά από την ιστορική ημερομηνία του 1741. Συνεπώς, μπορούμε να πούμε ότι αυτό το στρώμα απόθεσης από τσουνάμι στο Dalaman αντιπροσωπεύει το γεωλογικό αποτύπωμα του ισχυρού τσουνάμι του 1741. Το γεωλογικό αποτέλεσμα είναι συμβατό με την ιστορική πληροφορία όχι μόνο ως προς τη χρονολογία αλλά και ως προς τη γεωγραφία. Πράγματι, η ιστορική πηγή ξεκάθαρα μας λέει ότι στην ακτή απέναντι από τη Ρόδο το τσουνάμι κατέστρεψε 5 ή 6 χωριά. Εκεί βρέθηκε και το γεωλογικό ίζημα του τσουνάμι. Από την ιστορική αναφορά καταλαβαίνουμε ότι το κύμα ήταν ισχυρό. Το ίδιο προκύπτει και από τα γεωλογικά ευρήματα δεδομένου ότι το ίζημα του τσουνάμι εντοπίστηκε στο Dalaman σε απόσταση τουλάχιστον 230 m μέσα από την ακτή.

3.3. Αποτελέσματα

Τα ιστορικά, γεωλογικά και αρχαιολογικά αποτελέσματα που παράχθηκαν για την τεκμηρίωση συμβάντων τσουνάμι στις τρεις περιοχές μελέτης συνοψίζονται στον Πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1. Πίνακας των τσουνάμι στις τρεις περιοχές μελέτης με την αντίστοιχη βιβλιογραφία για την ιστορική και γεωαρχαιολογική τεκμηρίωση. Η ένταση *K* των τσουνάμι έχει εκτιμηθεί στη 12-βάθμια κλίμακα των Papadopoulos & Imamura (2001, βλ. και Lekkas et al., 2013).

Έτος (μ.Χ.)	Μήνας	Ημέρα	Περιοχή	Περιοχή Μέγιστης Έντασης (<i>K</i>) Τσουνάμι	Ιστορική Τεκμηρίωση	Γεωλογική και Αρχαιολογική Τεκμηρίωση
Φαλάσαρνα, Δ. Κρήτη						
66			Δ. Κρήτη/ Φαλάσαρνα	Φαλάσαρνα (4)	Ambraseys (1962, 2009), Guidoboni et al. (1994), Papazachos & Papazachou (1997), Papadopoulos (2011)	<u>Ιζήματα Τσουνάμι</u> Pirazzoli et al. (1992), Dominey-Howes et al. (1998) <u>Αρχαιολογικές μαρτυρίες</u> Frost & Hadjidaki (1990), Hadjidaki (1988, 2001)
365	07	21	Δ. Κρήτη/ Φαλάσαρνα	Αλεξάνδρεια (10)	Galanopoulos (1960), Ambraseys (1962, 2009), Guidoboni et al. (1994), Papazachos & Papazachou (1997), Papadopoulos (2011)	<u>Ιζήματα Τσουνάμι</u> Pirazzoli et al. (1992), Dominey-Howes et al. (1998) <u>Ανυψώσεις Ακτών</u> Pirazzoli et al. (1992), Shaw et al. (2008), Παρούσα εργασία <u>Αρχαιολογικές μαρτυρίες</u> Frost & Hadjidaki (1990), Hadjidaki (1988, 2001)
Ρόδος						
227 (π.Χ.)			BA Ρόδος	Δεν τεκμηριώνεται τσουνάμι, μόνο σεισμός	Galanopoulos (1960), Ambraseys (1962, 2009), Guidoboni et al. (1994), Papazachos & Papazachou (1997)	<u>Αρχαιολογικές μαρτυρίες</u> Blackman et al. (1996) Kontogianni et al. (2002) <u>Ανυψώσεις Ακτών</u> Pirazzoli et al. (1989) Howell et al. (2015) Παρούσα εργασία
148			BA Ρόδος	Ρόδος (7)	Galanopoulos (1960), Ambraseys (1962, 2009), Guidoboni et al. (1994), Papazachos & Papazachou (1997)	

1303	08	08	Κρήτη/ BA Ρόδος	Ηράκλειο (10)	Galanopoulos (1960), Ambraseys (1962, 2009), Papazachos & Papazachou (1997), Guidoboni & Comastri (2005), Papadopoulos (2011)	<u>Ιζήματα Τσουνάμι</u> Papadopoulos et al. (2012)
1481	05	03	BA Ρόδος	Ρόδος (7)	Ambraseys (1962, 2009), Papazachos & Papazachou (1997), Guidoboni & Comastri (2005)	<u>Ιζήματα Τσουνάμι</u> Papadopoulos et al. (2012)
1609	04		BA Ρόδος	Ρόδος (8)	Ambraseys (2009)	
1741	01	31	BA Ρόδος	Ρόδος (8)	Ambraseys (2009)	<u>Ιζήματα Τσουνάμι</u> Papadopoulos et al. (2012)
<i>Κούριον, ΝΔ Κύπρος</i>						
370			ΝΔ Κύπρος	Κούριον, δεν τεκμηριώνεται τσουνάμι, μόνο σεισμός	Ambraseys (1962, 2009), Galanopoulos & Delibasis (1965), Guidoboni et al. (1994)	<u>Αργαιολογικές μαρτυρίες</u> Soren & Lane (1981), Soren & Davis (1985), Soren & James (1988)

Κεφάλαιο 4: Καταγραφή και Ανάπτυξη Θεματικών Χαρτών-Web GIS Εφαρμογή

4.1 Εισαγωγή

Η καταγραφή, ταξινόμηση, αρχειοθέτηση και διαχείριση των στοιχείων τεκμηρίωσης των τσουνάμι απαιτεί την ανάπτυξη εργαλείων Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (ΣΓΠ, GIS). Αυτό επιβάλλεται όχι μόνο από το μεγάλο όγκο στοιχείων που σήμερα έχουν συγκεντρωθεί, αλλά και από το ότι τα στοιχεία είναι διαφορετικών τύπων (ιστορικών, γεωλογικών, αρχαιολογικών και ενόργανων, φωτογραφικό υλικό) και προέρχονται από πολλές πηγές πληροφόρησης που περιλαμβάνουν βάσεις δεδομένων και ποικίλη βιβλιογραφία, όπως αναπτύχθηκε στο Κεφάλαιο 2. Επιπλέον, οι διαφορετικές χρήσεις που μπορεί να βρουν εφαρμογή, όπως η γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση (Κεφ. 5), αλλά και άλλες (π.χ. έρευνα, ενημέρωση του πληθυσμού, επιχειρησιακές εφαρμογές), επίσης επιβάλλουν τη χρήση GIS για τη διαχείριση των στοιχείων που τεκμηριώνουν τα τσουνάμι του παρελθόντος.

Στο παρόν Κεφάλαιο, (1) δίδονται γενικά αποδεκτοί ορισμοί των GIS και των Web GIS, (2) παρέχεται ένα παράδειγμα Web GIS για τσουνάμι που έχει ήδη αναπτυχθεί από άλλους, (3) αναλύονται τα μεθοδολογικά βήματα για τη δημιουργία μιας Web GIS εφαρμογής που θα μπορούσε να περιέχει στοιχεία καταγραφής των τσουνάμι γενικά της Μεσογείου, (4) παρατίθενται σειρά θεματικών χαρτών με τα στοιχεία των τσουνάμι του Ελλαδικού χώρου, της ανατολικής Αδριατικής, της Λεβαντίνης Θάλασσας και της Κύπρου, καθώς και της Θάλασσας του Μαρμαρά και της Μαύρης Θάλασσας.

4.2 Ορισμοί

Σύμφωνα με τον Παππά (2011), τα Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών είναι τα πληροφοριακά συστήματα που έχουν ως βασική διάσταση την αναφορά σε συγκεκριμένο χώρο. Βασικό χαρακτηριστικό τους είναι ο συνδυασμός χαρτογραφικής και στατιστικής-θεματικής πληροφορίας. Τα Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών περιλαμβάνουν σειρά πληροφοριών που αφορούν στο χώρο και στις δραστηριότητες που επιτελούνται σε αυτόν. Η έμφαση είναι ισότιμα κατανεμημένη στην χαρτογραφική, στην ποιοτική και στην ποσοτική διάσταση. Ο ίδιος συγγραφέας μας ενημερώνει πως ένα σύστημα γεωγραφικών πληροφοριών διαθέτει τα ακόλουθα βασικά χαρακτηριστικά:

- (Α) δυνατότητα συλλογής της πληροφορίας,
- (Β) δυνατότητα επεξεργασίας της πληροφορίας,
- (Γ) δυνατότητα παρουσίασης της πληροφορίας,
- (Δ) δυνατότητα ενημέρωσης της πληροφορίας.

Ο Rattray (2006), αναφέρει ότι τα διαδικτυακά Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών (Web GIS) αναφέρονται στα Συστήματα Γεωγραφικών Πληροφοριών που αξιοποιούν το διαδίκτυο για να φιλοξενήσουν κατακευκτωμένες εφαρμογές οι οποίες μπορούν να είναι δημόσια προσβάσιμες από όλους.

4.3 Παράδειγμα web GIS εφαρμογής για τσουνάμι

Ένα καλό παράδειγμα ανάπτυξης και εφαρμογής Web GIS για τσουνάμι αφορά στο πρόγραμμα *Near-Field Tsunami Early Warning and Emergency Planning-NEARTOWARN* που εκτελέστηκε το 2012-2013 με ενίσχυση από την DG-ECHO της ΕΕ και συντονίστηκε από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Το NEARTOWARN ήταν ένα ευρωπαϊκό πρόγραμμα που εστίασε στην έγκαιρη προειδοποίηση από τσουνάμι κοντινού πεδίου (Near-Field) για την άμεση κινητοποίηση και απόκριση αμέσως μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού και πριν από την άφιξη του πρώτου κύματος τσουνάμι. Υπήρξε μεγάλη η ανάγκη να διερευνηθεί με τεχνολογικά προηγμένους τρόπους η έγκαιρη προειδοποίηση και η ομοιογενής εφαρμογή για πρόληψη και ετοιμότητα απέναντι στα τσουνάμι κοντινού πεδίου στην περιοχή του Β.Α. Ατλαντικού και της Μεσογείου.

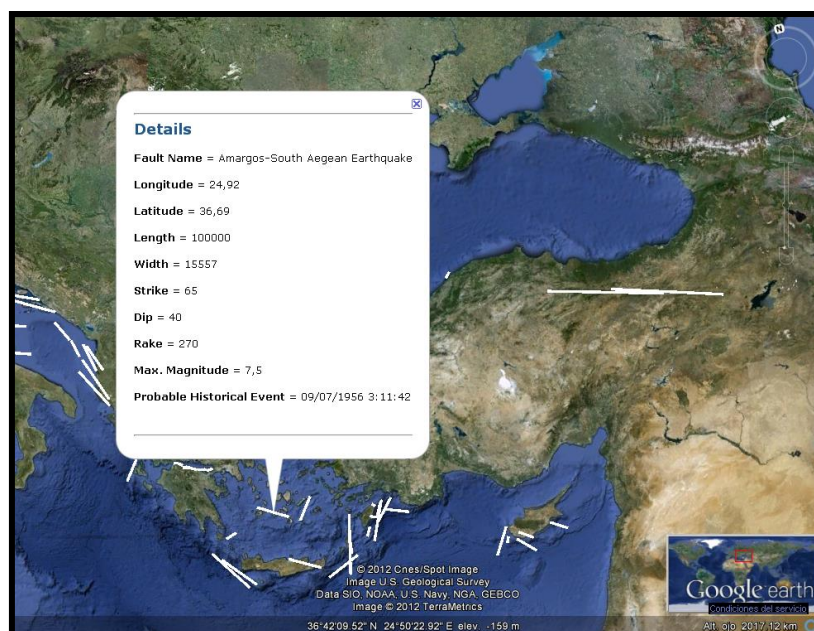
Ένα από τα συστήματα που αναπτύχθηκαν για το σκοπό αυτό ήταν και ένα νέο υπολογιστικό εργαλείο βασισμένο σε web GIS εφαρμογή και το οποίο περιλαμβάνει τα παρακάτω:

- Ανάκτηση από βάσεις δεδομένων των σεισμικών και μη σεισμικών τσουναμογόνων πηγών στην περιοχή του Β.Α. Ατλαντικού και της Μεσογείου, περιγραφή και γεωγραφική τοποθέτηση αυτών (Εικ. 4.3).

- Ενσωμάτωση λογισμικού για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής του τσουνάμι από κάθε τσουναμογόνο πηγή προς κάθε επιλεγμένο σημείο πρόβλεψης (forecast point) της παράκτιας ζώνης.
- Ενσωμάτωση λογισμικού για τον υπολογισμό των αντίστροφων χρόνων διαδρομής του κύματος τσουνάμι, δηλ. από κάθε επιλεγμένο σημείο πρόβλεψης της παράκτιας ζώνης προς τις πιθανές πηγές τσουνάμι και χαρτογράφηση των ισόχρονων καμπυλών για κάθε επιλεγμένη περιοχή.

Το συγκεκριμένο εργαλείο Web GIS (παράδειγμα στην Εικ. 4.1) αναπτύχθηκε από το Institute of Hydraulics (IH) του Πανεπιστημίου Cantabria της Ισπανίας που ήταν εταίρος στο NEARTOWARN και είναι προσβάσιμο μέσω της ιστοσελίδας <http://www.neartowarn.ihcantabria.com/> με χρήση Google Chrome ή Firefox.

Η Εικόνα 4.1 δείχνει τις παραμέτρους ενός παραδείγματος υποθαλάσσιου σεισμικού ρήγματος, δυνάμενου να παράγει τσουνάμι, που έχει ανακτηθεί από τη βάση δεδομένων που αναπτύχθηκε στο ερευνητικό έργο για τα τσουνάμι του ευρωπαϊκού χώρου TRANSFER (FP6-EU) (βλ. Κεφ. 2).



Εικόνα 4.1. Παράμετροι επιλεγμένου σεισμικού ρήγματος που ανακτήθηκε από τη βάση δεδομένων με τη web GIS εφαρμογή του NEARTOWARN (παρούσα εργασία με εφαρμογή στο <http://www.neartowarn.ihcantabria.com/>).

4.4 Ανάπτυξη Web GIS Εφαρμογής

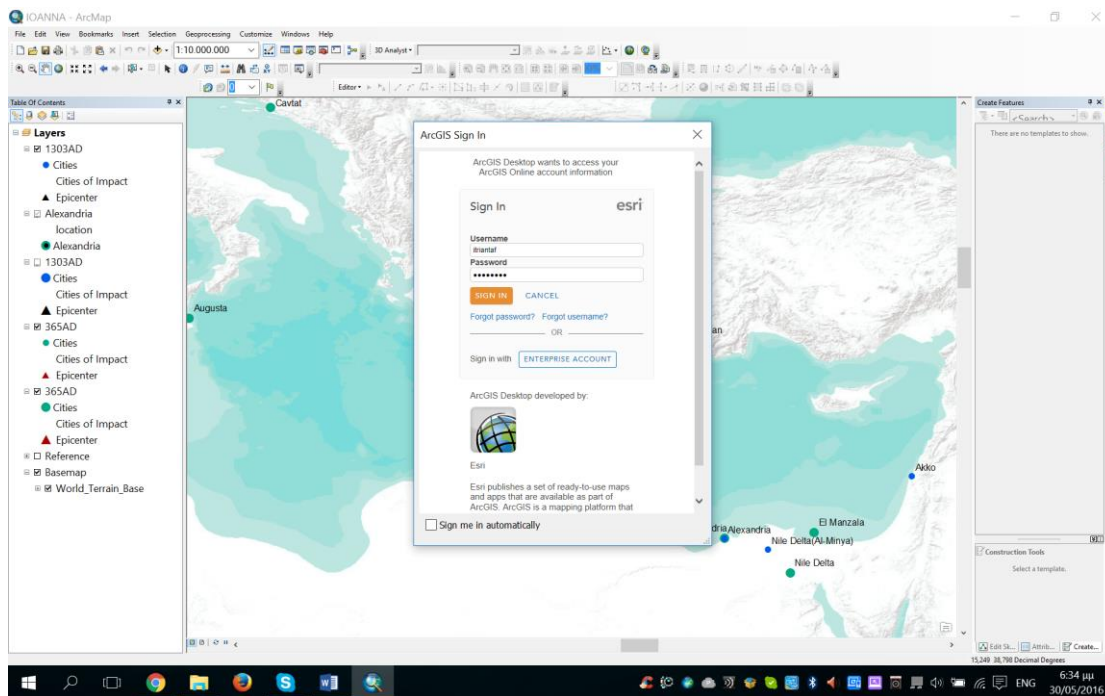
Στόχος του υποκεφαλαίου είναι η ανάπτυξη των μεθοδολογικών βημάτων με τα οποία είναι δυνατόν να υλοποιηθεί η καταγραφή των γεγονότων τσουνάμι, που έγιναν από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα στην ευρύτερη περιοχή του Ευρωπαϊκού και Μεσογειακού χώρου, μέσω ενός διαδικτυακού Συστήματος Γεωγραφικών Πληροφοριών, με σκοπό την οργάνωση των διαθέσιμων γεωλογικών, αρχαιολογικών και ιστορικών στοιχείων και των ενόργανων καταγραφών. Μια τέτοια προσέγγιση θα μπορούσε να επιτευχθεί με τις εφαρμογές που διαθέτει το λογισμικό ArcGIS.

Το ArcMap, όπως υποδηλώνει και το όνομα, αφορά εφαρμογές που σχετίζονται με χάρτες. Πιο συγκεκριμένα, το ArcMap δίνει την δυνατότητα να δημιουργηθούν χάρτες από επίπεδα χωρικής πληροφορίας, να αναλυθούν χωρικές σχέσεις και να επιλεγούν μέσα από αναζητήσεις χωρικά και μη χωρικά στοιχεία. Επίσης, μπορούν να σχεδιαστούν και να δημιουργηθούν διαφορετικές απεικονίσεις ενός χάρτη, αλλάζοντας χρώματα και συμβολισμούς.

Το περιβάλλον εργασίας του ArcMap αποτελείται από τον πίνακα περιεχομένων, την περιοχή εμφάνισης του χάρτη, τη ράβδο μηνυμάτων, τα διάφορα εργαλεία και το μενού επιλογών. Στον πίνακα περιεχομένων περιέχονται όλα τα θεματικά επίπεδα του χάρτη που έχει ανοίξει ο χρήστης (π.χ. δρόμοι, κτήρια). Εάν ο χρήστης προσθέσει ή αφαιρέσει ένα επίπεδο, ο πίνακας περιεχομένων θα ενημερωθεί άμεσα και οι αλλαγές θα εμφανισθούν στην περιοχή εμφάνισης του χάρτη.

Η προτεινόμενη εφαρμογή αφορά στη δημιουργία διαδικτυακού ΣΓΠ με τη χρήση του λογισμικού ArcGIS. Η εφαρμογή δομήθηκε με τη λογική να παρέχει στον χρήστη ορισμένες βασικές δυνατότητες των ΣΓΠ. Στόχος είναι η παρουσίαση της εφαρμογής σε περιβάλλον του ArcGIS στα πλαίσια της παρούσας εργασίας.

Η δημοσίευση των πηγών πραγματοποιείται είτε σε περιβάλλον ArcCatalog μέσω τις εντολής Publish to ArcGIS Server, είτε μέσω του ArcGIS Server Manager. Κατά την δημοσίευση αποδίδονται οι κατάλληλες δυνατότητες στην υπηρεσία, με βάση τις διαθέσιμες επιλογές του λογισμικού, τις απεικονίζεται παρακάτω. Η Εικόνα 4.2 δείχνει την είσοδο και το περιβάλλον εργασίας του ArcGIS Server Manager.



Εικόνα 4.2: Είσοδος στον ArcGIS Online (παρούσα εργασία).

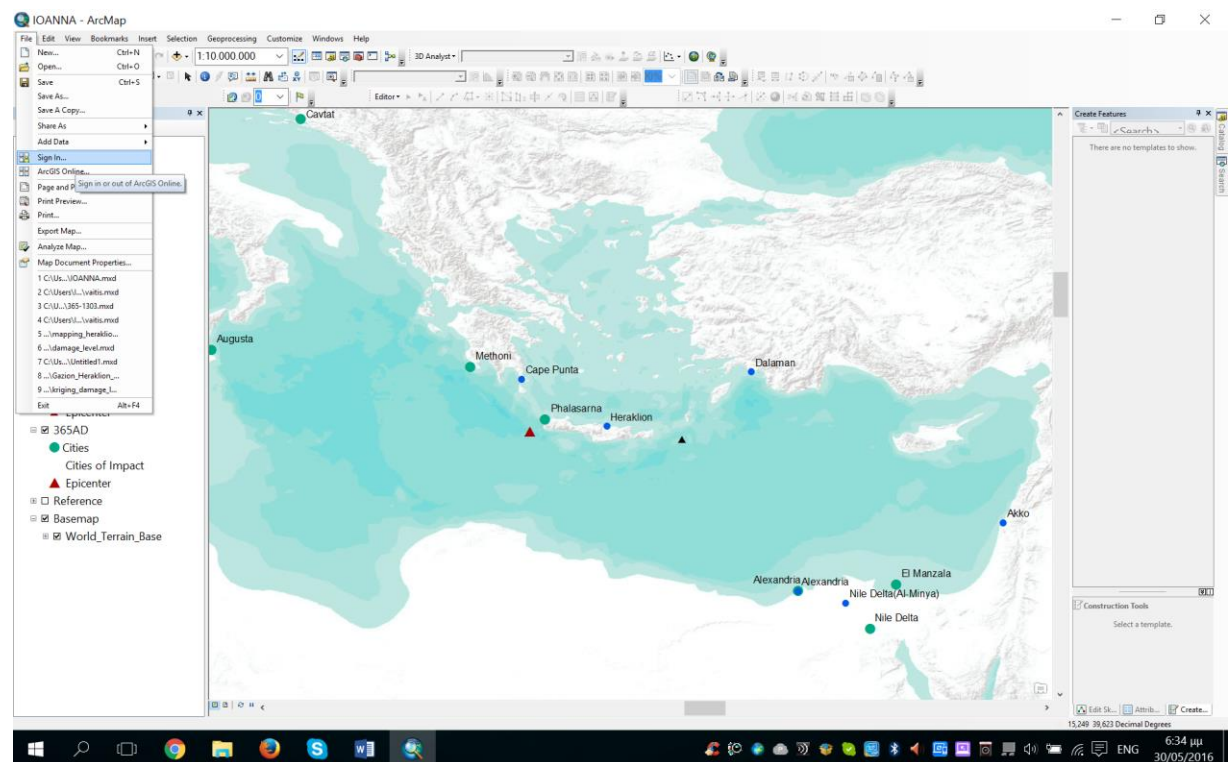
Η περιγραφική πληροφορία (π.χ. ακτογραμμή, επίκεντρα σεισμών, κλπ.) και το χαρτογραφικό υπόβαθρο (Πίν. 4.1) είναι μια βάση δεδομένων η οποία θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί από τους πολίτες μιας περιοχής για να πληροφορηθούν την γεωγραφική κατανομή των επικέντρων σεισμών που ήταν υπεύθυνοι για την δημιουργία τσουνάμι στην ευρύτερη περιοχή του ευρώ-μεσογειακού χώρου.

Πίνακας 4.1. Τα θεματικά επίπεδα τις περιοχής

A/A	Χαρτογραφικό Υπόβαθρο(layer)	Γεωγραφική Περιγραφή
1	Ακτογραμμή της περιοχής ενδιαφέροντος	Πολύγωνο
2	Επίκεντρα Σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι	Σημειακό
3	Παράκτιες θέσεις που επηρεάστηκαν από το τσουνάμι	Σημειακό

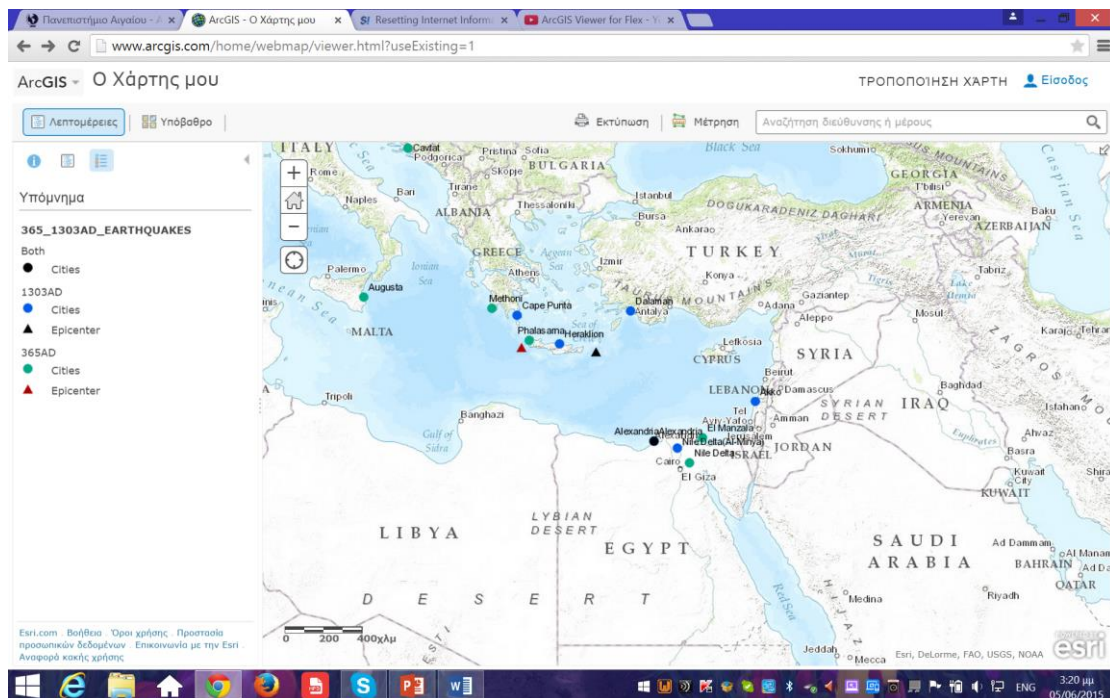
Η διαδικτυακή εφαρμογή δημιουργείται αυτόματα, μέσω του ArcGIS Server Manager, αφού προστεθούν οι επιθυμητές υπηρεσίες και αποδοθούν οι κατάλληλες δυνατότητες. Έπειτα, μέσω διαδοχικών ενεργειών, δύναται να καθοριστούν πρόσθετα περιθωριακά

και γραφικά στοιχεία, όπως ο τίτλος, τα εργαλεία τις εφαρμογής και η μορφή απεικόνισης, η κλίμακα, επιθυμητές διαδικτυακές συνδέσεις (link) κ.ά. και τελικά να δημιουργηθεί ένα τυποποιημένο περιβάλλον διαδικτυακής εφαρμογής. Η δυνατότητα αυτή, της δημιουργίας ενός πρότυπου περιβάλλοντος διαδικτυακής εφαρμογής, χωρίς να απαιτείται η συγγραφή κώδικα, ίσως αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα πλεονεκτήματα του ArcGIS Server. Η Εικόνα 4.3 δείχνει τη δημιουργία των θεματικών επιπέδων που προβάλλονται και τη διαδικασία εγγραφής που προαπαιτείται στον ArcGIS Online Server πριν από την δημοσίευση του δυναμικού χάρτη.



Εικόνα 4.3: Δημιουργία των θεματικών επιπέδων προς προβολή και δημοσίευση των στοιχείων μέσω εγγραφής στον ArcGIS Server (παρούσα εργασία).

Η Εικόνα 4.4 δείχνει τον τελικό δυναμικό χάρτη χωρίς να απαιτείται η επίσκεψη στην ιστοσελίδα, εξαιτίας τις επικείμενης κατάργησης της λόγω πεπερασμένης διαθεσιμότητας του domain name. Η εφαρμογή περιλαμβάνει εκτός από την περιοχή οπτικοποίησης των θεματικών επιπέδων και των αποτελεσμάτων των υπηρεσιών, τα πλήκτρα πλοήγησης στο χάρτη, τη γραφική κλίμακα, καθώς και τα θεματικά επίπεδα των επικέντρων των σεισμών και των πόλεων που επηρεάστηκαν από τις επιπτώσεις των τσουνάμι που παρήχθησαν.



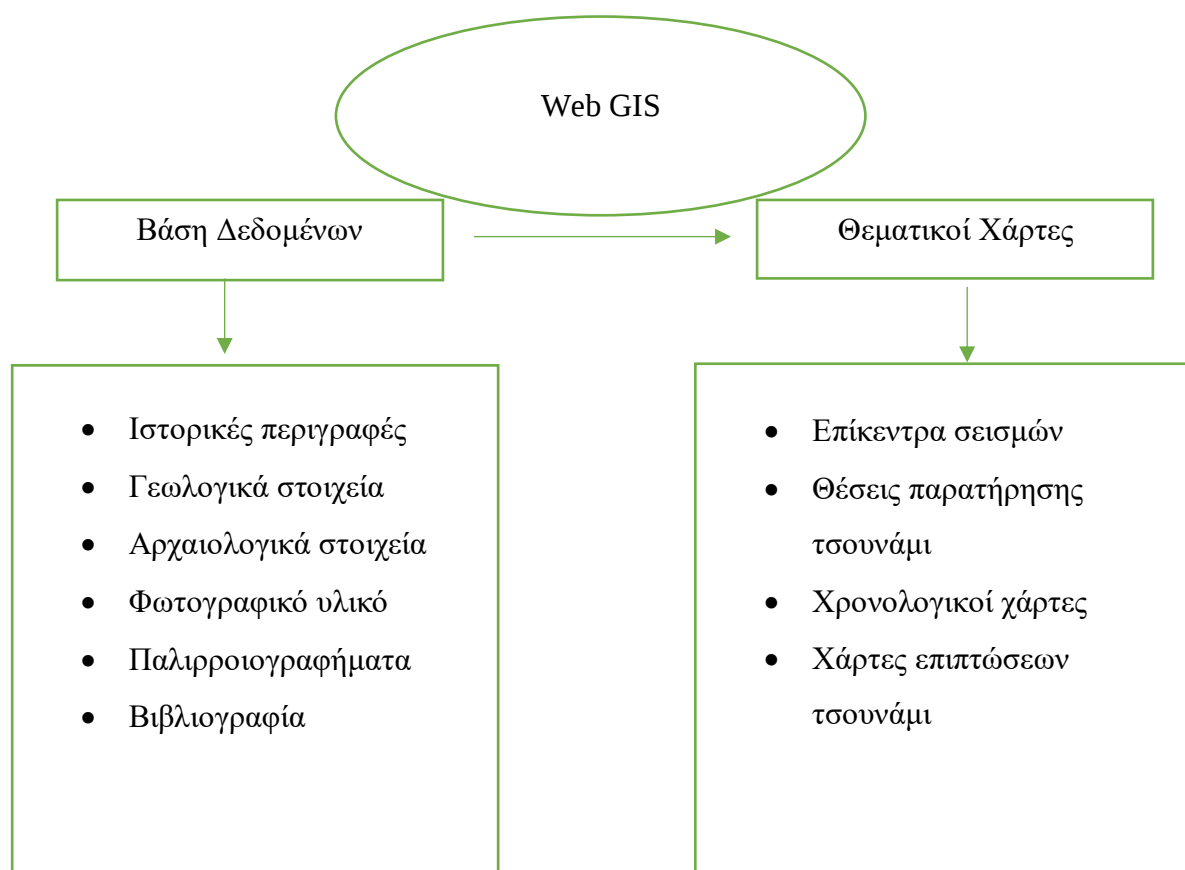
Εικόνα 4.4 : Επιλογή των επιθυμητών ιδιοτήτων και συνδέσεων του χάρτη
(page properties) (παρούσα εργασία).

Η σκέψη της διαχείρισης των σεισμογόνων και άλλων πηγών που μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι μέσω μιας διαδικτυακής εφαρμογής Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών, αποτελεί μια προσέγγιση που σε άλλες εφαρμογές έχει αποδειχθεί επιτυχής. Η δυνατότητα προσπέλασης τέτοιων εφαρμογών μέσω ενός φυλλομετρητή, προσφέροντας ένα ευρύ φάσμα χωρικών πληροφοριών και λειτουργιών στους ενδιαφερόμενους, συμβάλλει αποφασιστικά στη βέλτιστη διαχείριση μεγάλης ποικιλίας δεδομένων που μπορούν να αξιοποιηθούν τόσο για την εκτέλεση έρευνας όσο και για την οργάνωση μέτρων προστασίας των παράκτιων περιοχών από την απειλή των τσουνάμι. Επίσης, μπορεί να συμβάλλει στη λήψη βέλτιστων αποφάσεων ενημέρωσης των πολιτών και τουριστών στο ευρύτερο πλαίσιο της μείωσης κινδύνου από τσουνάμι.

4.5 Καταγραφή και Θεματικοί Χάρτες

Η ποικιλία των θεματικών χαρτών που μπορούν να κατασκευαστούν για την απεικόνιση πληροφοριών σχετικά με τα τσουνάμι είναι μεγάλη. Μία βασική κατηγορία χαρτών είναι εκείνη στην οποία προβάλλονται οι θέσεις των πηγών που προκάλεσαν τσουνάμι (σεισμοί, κατολισθήσεις, ηφαιστειακές εκρήξεις). Άλλες κατηγορίες μπορεί να απεικονίζουν πληροφορίες για τις επιπτώσεις των τσουνάμι, για τα γεωλογικά

στοιχεία, τις ιστορικές πληροφορίες κλπ. Τα στοιχεία πρέπει να αντλούνται από μία βάση δεδομένων που θα περιέχει όλες τις σχετικές πληροφορίες. Η κεντρική δομή μιας τέτοιας βάσης δεδομένων και η υποστήριξη που μπορεί να παρέχει σε ένα σύστημα Web GIS φαίνεται στην Εικόνα 4.5

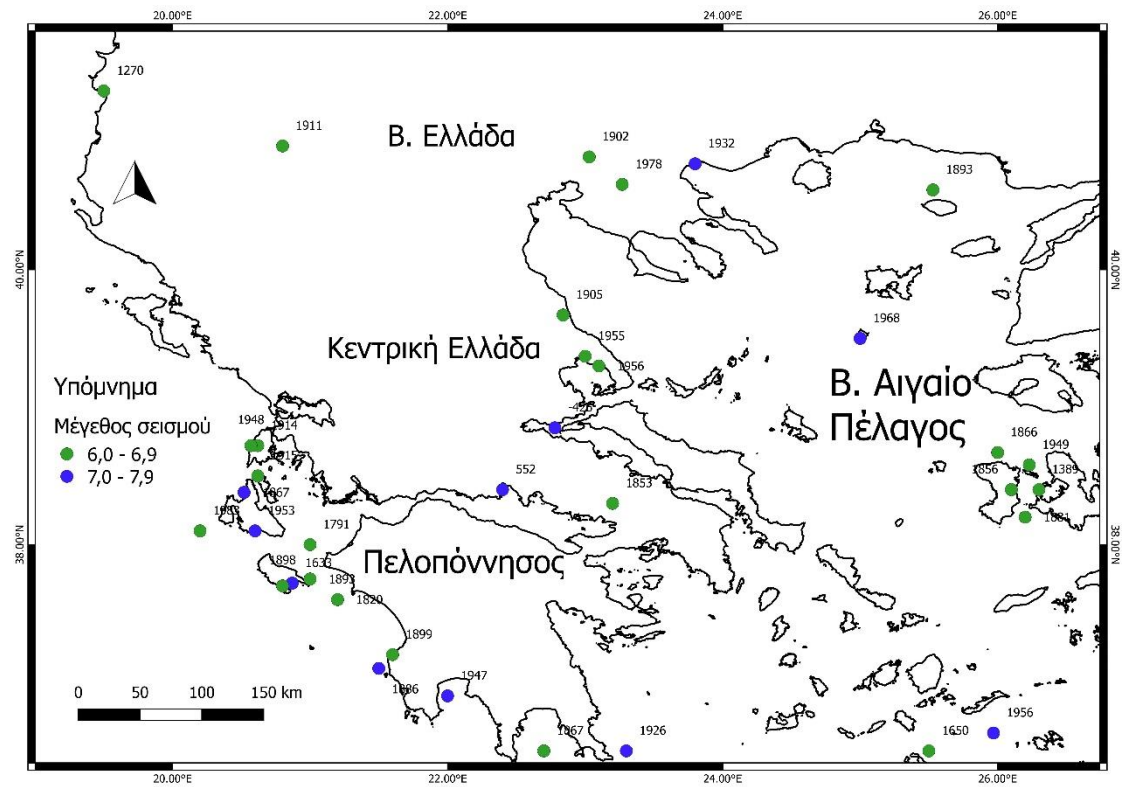


Εικόνα 4.5. Διάγραμμα της δομής ενός συστήματος Web GIS (παρούσα εργασία).

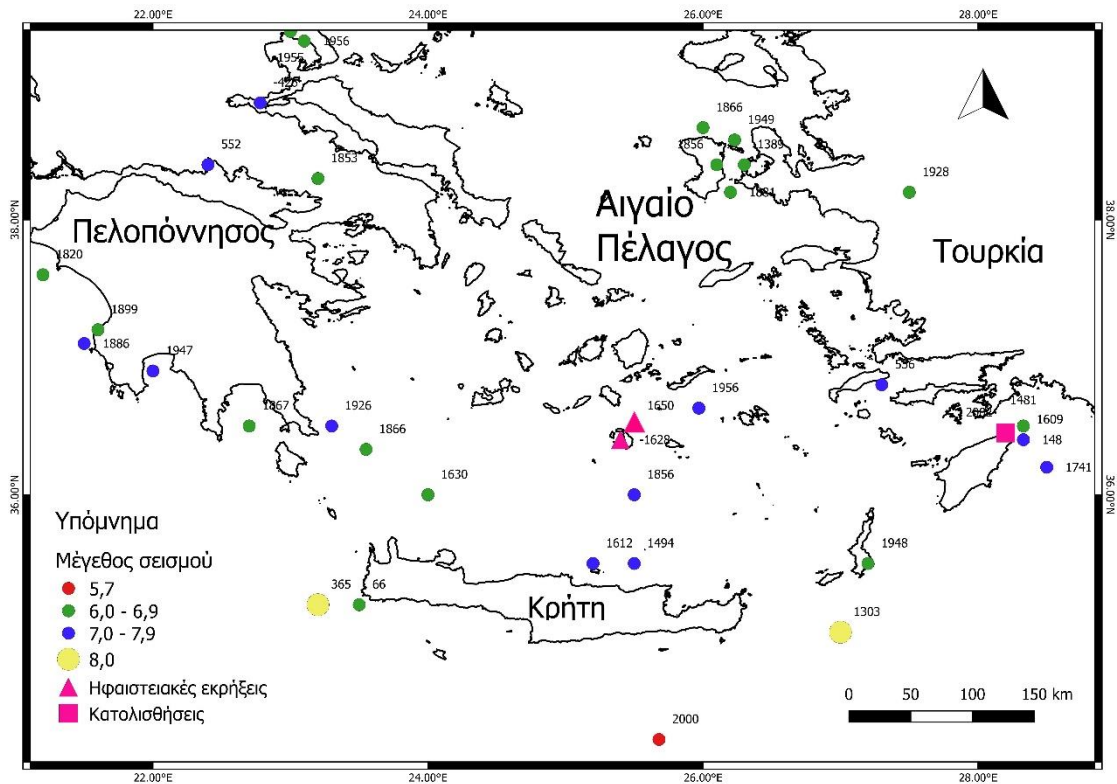
Στη συνέχεια αναπτύσσονται παραδείγματα θεματικών χαρτών που απεικονίζουν πληροφορίες για τα τσουνάμι που είναι γνωστά στις διάφορες περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου, της Θάλασσας του Μαρμαρά και της Μαύρης Θάλασσας και κατασκευάστηκαν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας. Τα στοιχεία που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από τον *Νέο Παραμετρικό Κατάλογο Τσουνάμι της Ανατολικής Μεσογείου από την Αρχαιότητα μέχρι Σήμερα*, ο οποίος οργανώθηκε στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, όπως εξηγείται στο Κεφάλαιο 2. Ο κατάλογος αυτός παρατίθεται ως *Παράρτημα* στο τέλος της εργασίας.

Τα παραδείγματα θεματικών χαρτών που εκπονήθηκαν στην παρούσα εργασία απεικονίζουν, με διαφορετικούς συμβολισμούς, τα επίκεντρα των σεισμών, τις θέσεις των ηφαιστειακών κέντρων και τις θέσεις των κατολισθήσεων που προκάλεσαν

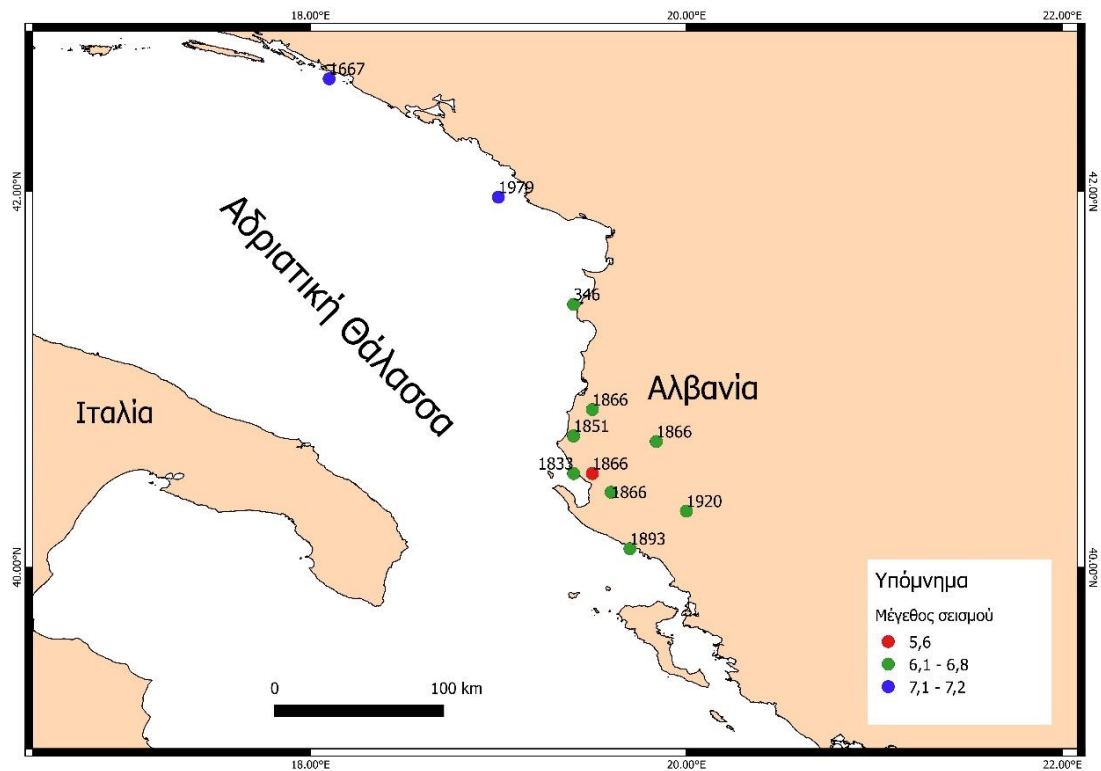
τσουνάμι. Σε κάθε χάρτη το σύμβολο των επικέντρων έχει διαφορετικό χρώμα ανάλογα με το εύρος του μέγεθος του σεισμού. Κατασκευάστηκε σειρά χαρτών με τα στοιχεία των τσουνάμι του Ελλαδικού χώρου, της ανατολικής Αδριατικής, της Λεβαντίνης Θάλασσας και της Κύπρου, της Θάλασσας του Μαρμαρά και της Μαύρης Θάλασσας (Εικόνες 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12).



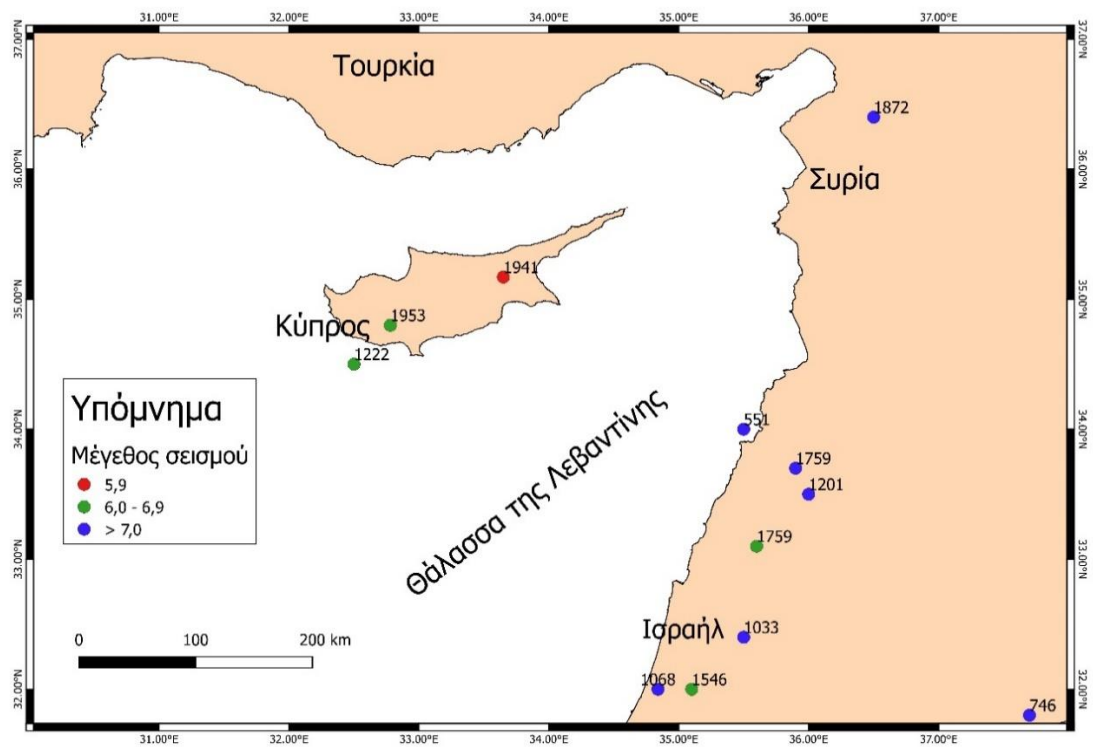
Εικόνα 4.6. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στον Ελλαδικό χώρο (παρούσα εργασία).



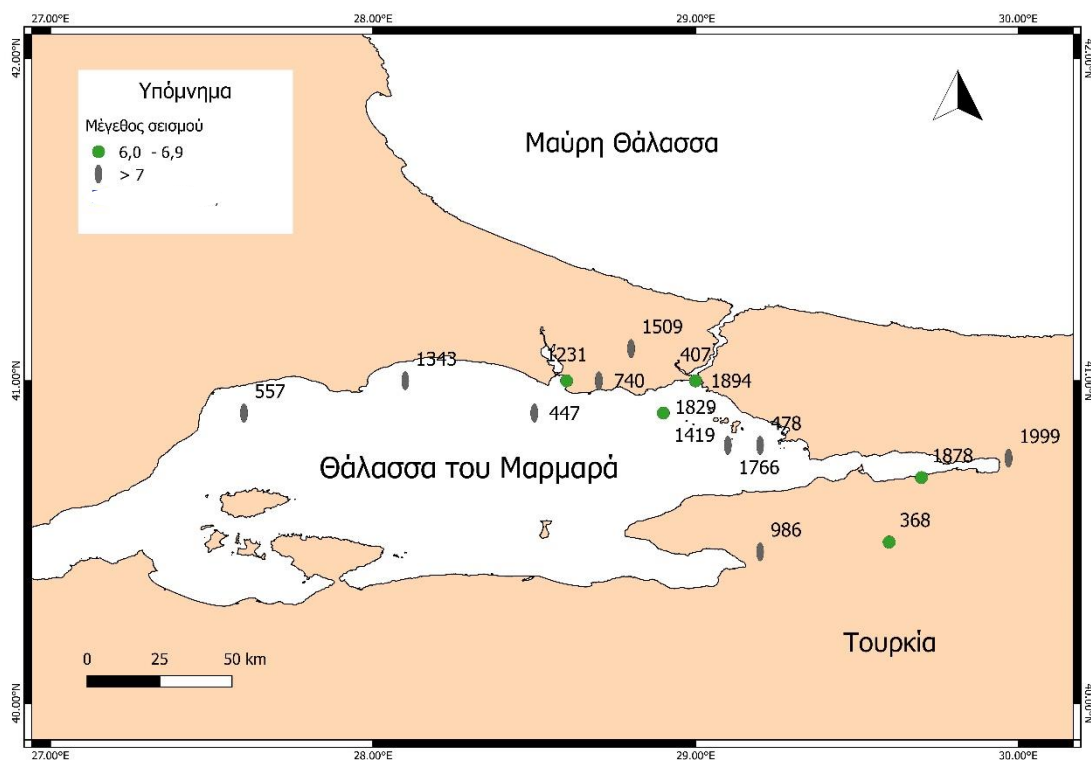
Εικόνα 4.7. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών και των θέσεων των ηφαιστειακών εκρήξεων και κατολισθήσεων που προκάλεσαν τσουνάμι στο ελληνικό σεισμικό τόξο, στο ηφαιστειακό τόξο και στην Κρήτη (παρούσα εργασία).



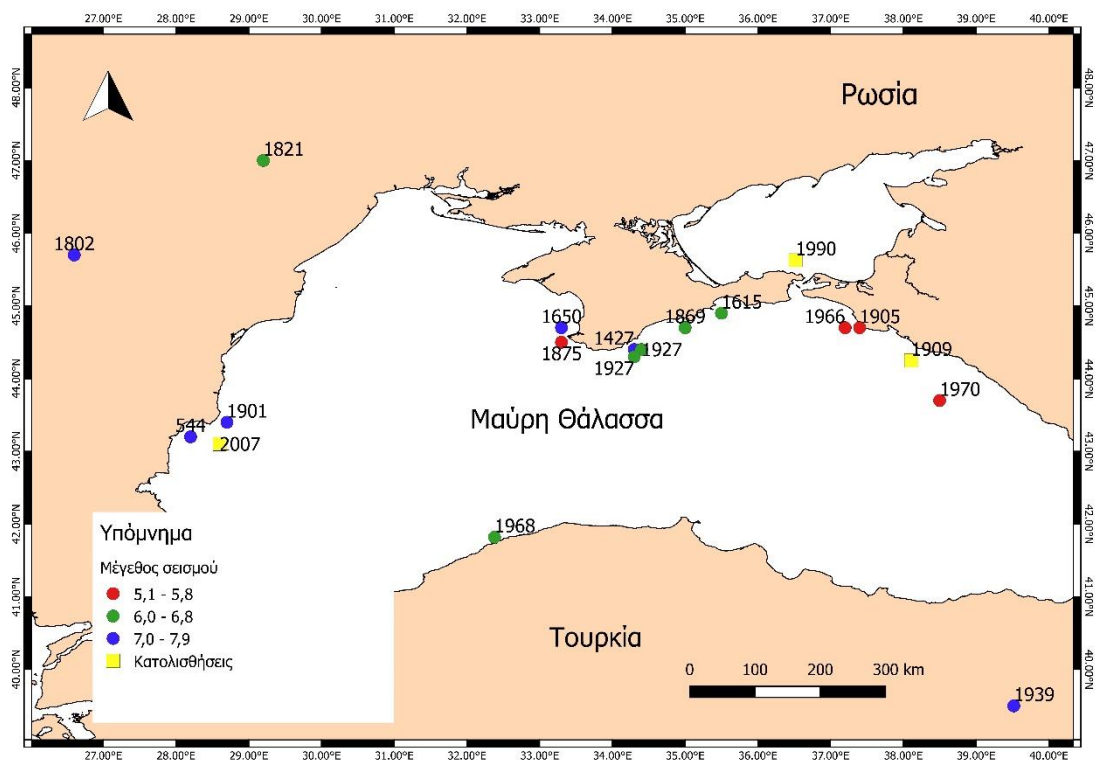
Εικόνα 4.8. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στην ανατολική Αδριατική Θάλασσα (παρούσα εργασία).



Εικόνα 4.9. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στην Κύπρο και τις περιοχές της Λεβαντίνης Θάλασσας (παρούσα εργασία).

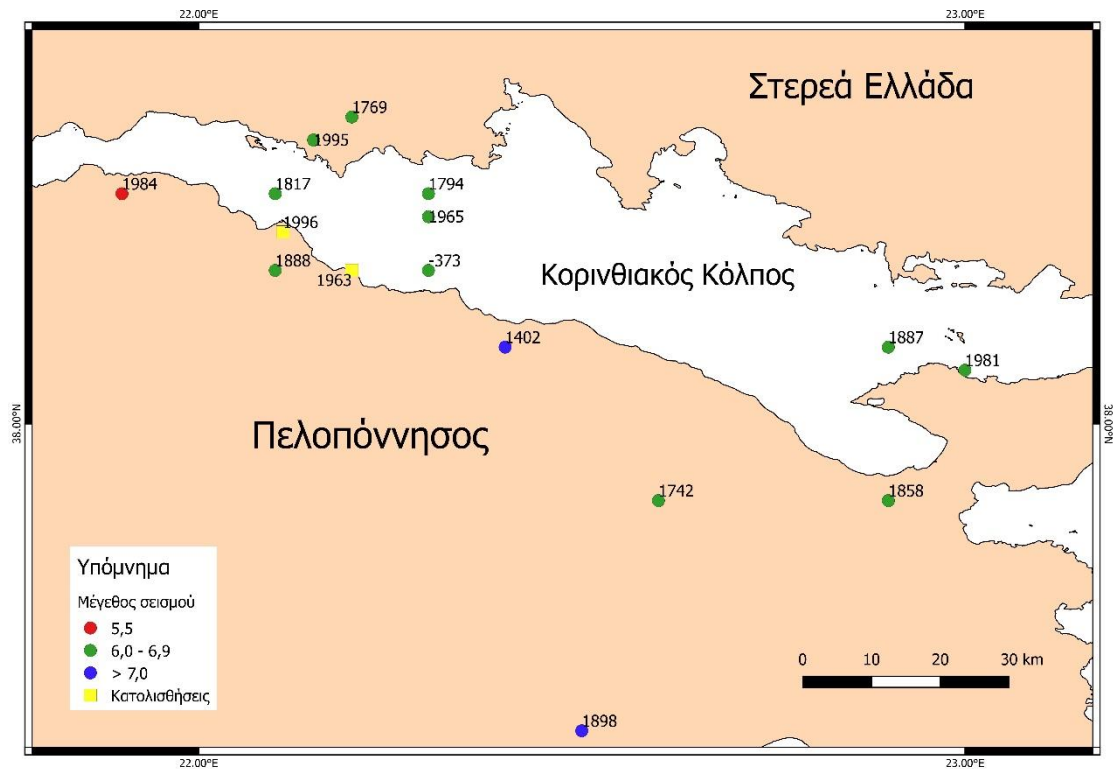


Εικόνα 4.10. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών που προκάλεσαν τσουνάμι στη Θάλασσα του Μαρμαρά (παρούσα εργασία).



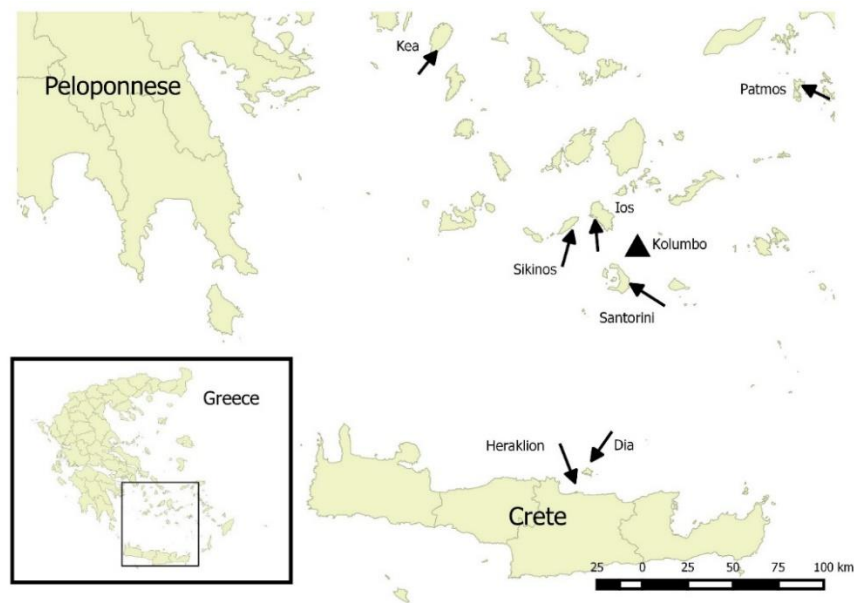
Εικόνα 4.11. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών και των θέσεων των κατολισθήσεων που προκάλεσαν τσουνάμι στη Μαύρη Θάλασσα (παρούσα εργασία)

Για τον Κορινθιακό κόλπο, για λόγους καλύτερης απεικόνισης κατασκευάστηκε ξεχωριστός χάρτης (Εικόνα 4.12).



Εικόνα 4.12. Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών και των θέσεων των κατολισθήσεων που προκάλεσαν τσουνάμι στον Κορινθιακό Κόλπο (παρούσα εργασία).

Ακόμη, κατασκευάστηκε και ένας χάρτης που απεικονίζει τις επιπτώσεις ενός καταστροφικού τσουνάμι που προκλήθηκε από την ηφαιστειακή δραστηριότητα του υποθαλάσσιου ηφαιστείου Κολούμπος στις 29 Σεπτεμβρίου του 1650 μ.Χ. Το τσουνάμι έχει τεκμηριωθεί από ιστορικά και γεωλογικά στοιχεία. Η Εικόνα 4.13 δείχνει τις περιοχές όπου το τσουνάμι του 1650 προκάλεσε σημαντικές επιπτώσεις.



Εικόνα 4.13. Γεωγραφική αποτύπωση των θέσεων στις οποίες αναφέρθηκαν επιπτώσεις από το ηφαιστειακό τσουνάμι της έκρηξης του Κολούμπου το 1650 μ.Χ. στο Ελληνικό Τόξο και την Κρήτη (παρούσα εργασία).

Κεφάλαιο 5: Γεωπεριβαλλοντική Αξιοποίηση

5.1 Εισαγωγή

Οι παράκτιες τοποθεσίες στις οποίες έχει καταγραφεί η παρουσία τσουνάμι, μέσω γεωλογικής, γεωμορφολογικής ή/και αρχαιολογικής τεκμηρίωσης, αποτελούν χώρους ιδιαίτερου γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος. Συχνά η τεκμηρίωση του τσουνάμι συνοδεύεται και από αντίστοιχη τεκμηρίωση του σεισμού που το προκάλεσε.

Στο παρόν Κεφάλαιο διατυπώνονται σκέψεις για τον τρόπο με τον οποίο θα μπορούσε να οργανωθεί η γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση των περιοχών μελέτης και ιδιαίτερα της Φαλάσαρνας στη δυτική Κρήτη και της Ρόδου κατά μήκος της βορειοανατολικής ακτής του νησιού. Έμφαση δίδεται στις δυνατότητες επαφής του ευρέως κοινού με τις περιοχές γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος με σκοπό τον εμπλουτισμό των τουριστικών δραστηριοτήτων.

Η κεντρική ιδέα είναι ότι ένας χώρος τουριστικού γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος πρέπει να είναι εύκολα προσβάσιμος από το ευρύ κοινό. Αυτή η ανάγκη διευκολύνεται από τον προκαθορισμό τόσο συγκεκριμένων διαδρομών επίσκεψης μιας περιοχής με τέτοιο ενδιαφέρον, όσο και θέσεων στις οποίες ο επισκέπτης αξίζει να σταθεί και να παρατηρήσει σημεία που αναδεικνύουν τις ενδιαφέρουσες πλευρές του γεωπεριβαλλόντος. Ως παραδείγματα αυτής της προσέγγισης χρησιμοποιούνται στη συνέχεια η Φαλάσαρνα και η Ρόδος.

5.2 Καθορισμός διαδρομών γεωπεριβαλλοντικών επισκέψεων στη Φαλάσαρνα

Η αρχαία Φαλάσαρνα βρίσκεται στη ΒΔ Κρήτη σε απόσταση περίπου 60 km από τα Χανιά, δηλαδή το κοντινότερο αστικό κέντρο που προσελκύει πλήθος τουριστών κάθε χρόνο. Η πρόσβαση στην αρχαία Φαλάσαρνα είναι εύκολη και γίνεται οδικώς. Ο ενδιαφερόμενος επισκέπτης μπορεί να επισκεφθεί την περιοχή για μονοήμερη εκδρομή ή για παραμονή περισσότερων ημερών. Σε κάθε περίπτωση ο επισκέπτης θα διευκολυνθεί ιδιαίτερα αν γνωρίζει από πριν τα στοιχεία του γεωπεριβάλλοντος που έχουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον και πως θα τα προσεγγίσει με ευκολία.

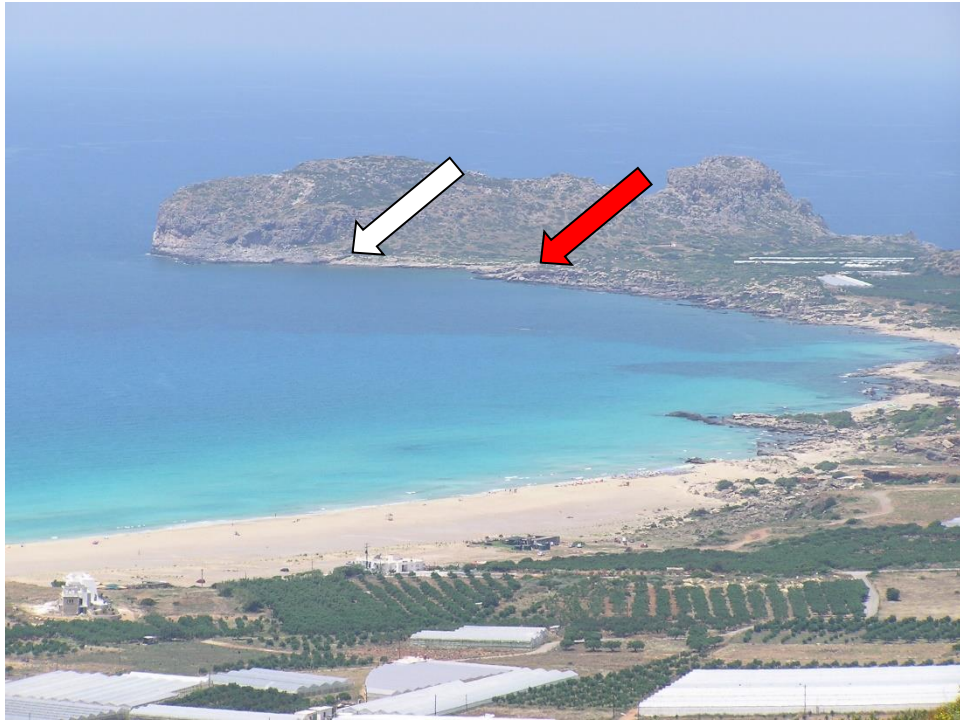
Στην αρχαία Φαλάσαρνα το γεωπεριβαλλοντικό ενδιαφέρον εντοπίζεται όχι μόνο μέσα στον αρχαιολογικό χώρο αλλά και έξω από αυτόν κατά μήκος της παράκτιας ζώνης.

Μέσα στον αρχαιολογικό χώρο, εκτός των καθαρά αρχαιολογικών ανασκαφών και ευρημάτων, μπορεί κάποιος να παρατηρήσει συγκεκριμένα στοιχεία του γεωπεριβάλλοντος που έχουν άμεση σχέση με τα σεισμικά συμβάντα της περιοχής και τα τσουνάμι που προκλήθηκαν.

Συγκεκριμένα, η πρώτη παρατήρηση είναι ότι όλος ο αρχαιολογικός χώρος του αρχαίου λιμανιού σήμερα χερσεύει εξαιτίας της συνσεισμικής ανύψωσης κατά περίπου 6,6 m με τον μεγάλο σεισμό του 365 μ.Χ. Πράγματι, ο αρχαιολογικός χώρος βρίσκεται σε απόσταση 100-200 m από τη σημερινή ακτογραμμή. Επιπλέον, μια άλλη, μικρότερης κλίμακας, τεκτονική μεταβολή μπορεί να παρατηρηθεί στην προβλήτα του αρχαίου λιμανιού. Εκεί κάποιος μπορεί να διαπιστώσει ότι την αρχική προβλήτα διαδέχτηκε νεότερη που κατασκευάστηκε περίπου μισό μέτρο πάνω από την αρχική. Οι αρχαιολόγοι υποστηρίζουν ότι η αρχική προβλήτα έπαψε να είναι λειτουργική γιατί η στάθμη της θάλασσας αιφνιδίως ανυψώθηκε μέχρι το επίπεδο της αρχικής προβλήτας. Αυτή η παρατήρηση ερμηνεύεται από μια αιφνίδια τεκτονική καταβύθιση στην περιοχή κατά περίπου μισό μέτρο, η οποία μάλλον οφείλεται στον ιστορικά τεκμηριωμένο ισχυρό σεισμό του 66 μ.Χ.

Άλλα στοιχεία γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος είναι οι γεωλογικές, ερευνητικές τάφροι που ανοίχτηκαν μέσα στον αρχαιολογικό χώρο με σκοπό την αναζήτηση ίζημάτων τσουνάμι. Ακόμη και σήμερα μπορεί κάποιος εύκολα να επισκεφθεί και να παρατηρήσει την τάφρο των Pirazzoli et al. (1992), όπου φαίνεται το ίζημα που απέθεσε εκεί το μεγάλο τσουνάμι του 365 μ.Χ.

Έξω από τον αρχαιολογικό χώρο, κατά μήκος της παράκτιας ζώνης, ο επισκέπτης μπορεί να παρατηρήσει ανυψωμένες παλαιοακτές οι οποίες αποδίδονται και αυτές στο σεισμό του 365 μ.Χ.



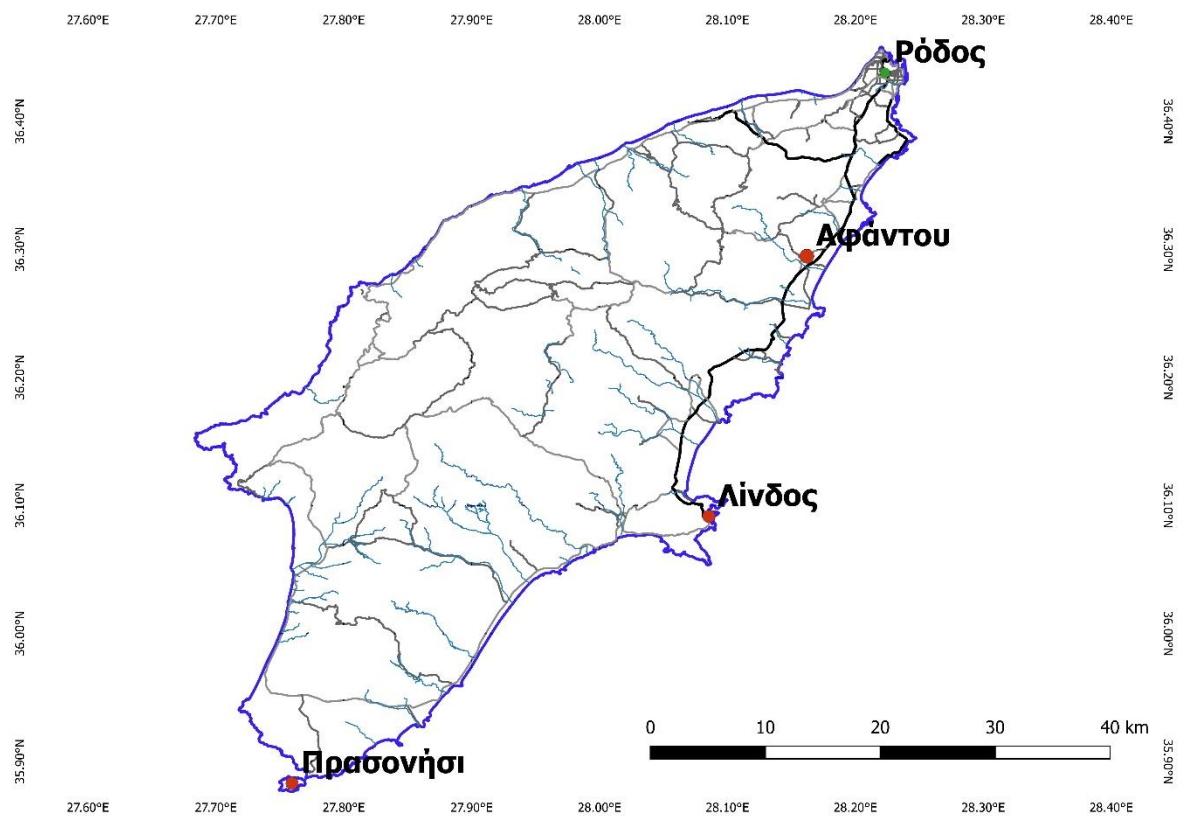
Εικόνα 5.1. Η παράκτια ζώνη της Φαλάσαρνας στη ΒΔ Κρήτη και η προτεινόμενη διαδρομή επίσκεψης σε σημεία γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος. Το κόκκινο βέλος δείχνει την έναρξη της διαδρομής. Προχωρώντας μπορεί κάποιος να παρατηρήσει σε πολλά σημεία συνσεισμικές ανυψώσεις παλαιοακτών. Φθάνοντας στο σημείο που δείχνει το λευκό βέλος ο επισκέπτης μπορεί να εισέλθει στον αρχαιολογικό χώρο και να δει πολλά στοιχεία γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος, όπως περιγράφονται στο κείμενο (παρούσα εργασία).

Από την προηγούμενη περιγραφή εύκολα προκύπτει η χάραξη της βέλτιστης διαδρομής που θα μπορούσε ο επισκέπτης να ακολουθήσει προκειμένου να επισκεφθεί όλα τα βασικά σημεία του γεωπεριβάλλοντος που τεκμηριώνουν μεγάλα γεωλογικά συμβάντα. Η συνολική διαδρομή δεν υπερβαίνει περίπου τα 2 km.

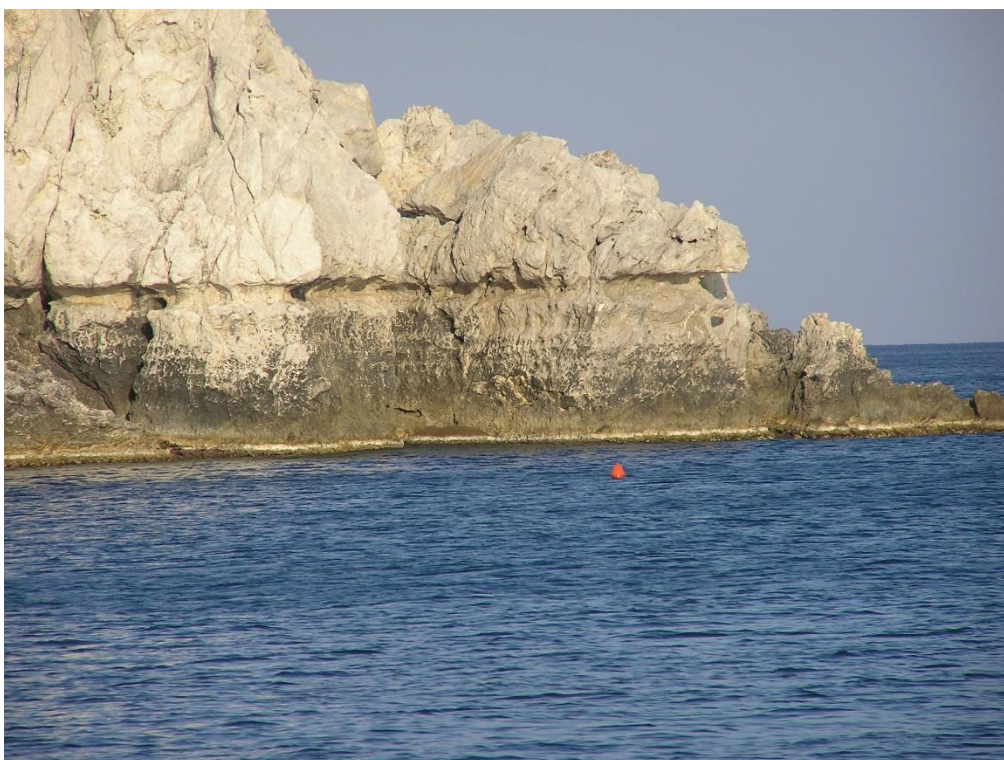
5.3 Καθορισμός διαδρομών γεωπεριβαλλοντικών επισκέψεων στη Ρόδο

Στη Ρόδο η διαδρομή γεωπεριβαλλοντικού ενδιαφέροντος έχει σημαντικά μεγαλύτερο μήκος. Εδώ το ενδιαφέρον εντοπίζεται σε διάφορα σημεία της βορειοανατολικής ακτής του νησιού όπου οι συνσεισμικές ανυψώσεις παλαιοακτών, που μπορεί να προκάλεσαν και τη γένεση τσουνάμι, είναι εντυπωσιακές. Το συνολικό μήκος αυτής της διαδρομής είναι περίπου 20 km, αλλά η οδική πρόσβαση από την πόλη της Ρόδου είναι θαυμάσια (Εικόνα 5.2). Τα κυριότερα σημεία ενδιαφέροντος περιλαμβάνουν, από βορρά προς νότο, δηλαδή από την πόλη της Ρόδου προς τη Λίνδο, την παραλία Λαδικού, την

παραλία Τραγανού-Αφάντου (π.χ. Εικόνα 5.3) και την παραλία του Αγ. Παύλου στη Λίνδο.



Εικόνα 5.2. Χάρτης των κυριότερων σημείων της Ρόδου που έχουν γεωπεριβαλλοντικό ενδιαφέρον από την άποψη των συνσεισμικών ανυψώσεων και την πιθανή γένεση τσουνάμι (παρούσα εργασία).



Εικόνα 5.3. Άποψη συνσεισμικής ανύψωσης παλαιοακτής που συνέβη στην ανώτερη Ολόκαινο εποχή στην περιοχή Τραγανού-Αφάντου της ΒΑ Ρόδου (παρούσα εργασία).

5.4 Προαγωγή των γεωπεριβαλλοντικών επισκέψεων μέσω διαδικτυακών εφαρμογών

Η γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση των περιοχών είναι δυνατόν να προαχθεί με πολλές ενέργειες (π.χ. με δράσεις των ΟΤΑ και του ιδιωτικού τουριστικού τομέα, συνεργασία με την αρχαιολογική υπηρεσία κλπ.). Αλλά ιδιαίτερα προσφέρεται η ανάπτυξη εφαρμογών μέσω διαδικτύου όπου είναι δυνατόν να προσφέρονται όλες οι απαραίτητες πληροφορίες, όπως πρόσβαση, βέλτιστες διαδρομές, σημεία ιδιαίτερου ενδιαφέροντος, ιστορικό, χάρτες, φωτογραφίες, κλπ. Η εφαρμογή Web GIS που περιγράφεται στο Κεφάλαιο 4 δύναται να τροποποιηθεί και προσαρμοστεί κατάλληλα ώστε να εξυπηρετήσει τη γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση των περιοχών μελέτης.

Συμπεράσματα

Η γένεση τσουνάμι στην Ελλάδα, και την ανατολική Μεσόγειο γενικότερα, τεκμηριώνεται από πληθώρα ιστορικών, γεωλογικών και αρχαιολογικών στοιχείων. Στην ενόργανη περίοδο, δηλαδή περίπου κατά τα τελευταία 130 χρόνια, μερικά τσουνάμι έχουν καταγραφεί από παλιρροιογράφους (π.χ. το μεγάλο τσουνάμι της 9^{ης} Ιουλίου του 1956 στις Κυκλάδες).

Τα ιστορικά στοιχεία, όταν παρέχουν συγκεκριμένες περιγραφές, συμβάλλουν σημαντικότερα στην αναγνώριση τσουνάμι του παρελθόντος. Τα γεωλογικά στοιχεία περιλαμβάνουν χερσαίες και υποθαλάσσιες αποθέσεις ιζημάτων τσουνάμι αλλά και ανυψώσεις ακτογραμμών που προκλήθηκαν από τσουναμογόνους σεισμούς. Όταν τα στοιχεία αυτά διασταυρώνονται με τα ιστορικά, τότε αυξάνει η αξιοπιστία του αποτελέσματος.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί το μεγάλο τσουνάμι της 21^{ης} Ιουλίου του 365 μ.Χ. που προκλήθηκε από μεγάλο σεισμό στη Δ. Κρήτη, η οποία ανυψώθηκε κατά περίπου 6,5 στην περιοχή του αρχαιολογικού χώρου της αρχαίας Φαλάσαρνας. Η ιστορική περιγραφή αναφέρει ρητά τη γένεση μεγάλου τσουνάμι, γεγονός που συμβαδίζει με τη συνσεισμική ανύψωση της ακτής. Παράλληλα, στρώματα από ιζήματα τσουνάμι, που βρέθηκαν μέσα στον αρχαιολογικό χώρο, επικυρώνουν τα αποτελέσματα.

Στο παράδειγμα της Ρόδου, συνσεισμικές ανυψώσεις δεν είναι πάντα βέβαιο ότι συνοδεύτηκαν από τσουνάμι. Αλλά για ορισμένα ιστορικά τεκμηριωμένα τσουνάμι η ιστορική πληροφορία επιβεβαιώθηκε από τα αποτελέσματα γεωλογικών ανασκαφών που αποκάλυψαν στρώματα ιζημάτων από τσουνάμι στην απέναντι ακτή της Τουρκίας.

Στην περίπτωση του Κούριου στη ΝΔ Κύπρο, εκτεταμένος ορίζοντας σεισμικής καταστροφής επιβεβαιώνεται από αναμφισβήτητα αρχαιολογικά ευρήματα. Αλλά η γένεση τσουνάμι, που υποστηρίχθηκε ως υπόθεση από αρχαιολόγους, δεν επιβεβαιώνεται από ιστορικά και αρχαιολογικά στοιχεία. Απαιτείται η διεξαγωγή γεωλογικής έρευνας για την αναζήτηση τυχόν ιζημάτων τσουνάμι προς επικύρωση ή απόρριψη της υπόθεσης.

Συνεπώς, τα πιο αξιόπιστα συμπεράσματα προκύπτουν όταν η αναζήτηση παλαιοτσουνάμι βασίζεται τόσο σε ιστορικά και αρχαιολογικά στοιχεία όσο και σε

γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου. Για το λόγο αυτό, καταρτίστηκε ένας νέος κατάλογος των αξιόπιστων γεγονότων τσουνάμι που είναι γνωστά στην περιοχή της Μεσογείου από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα. Ο κατάλογος περιλαμβάνει 219 τσουνάμι με βαθμό αξιοπιστίας 3 ή 4 σε κλίμακα αξιοπιστίας από 1 (ελάχιστη αξιοπιστία) έως 4 (μέγιστη αξιοπιστία).

Η μεγάλη ποικιλία δεδομένων που παρέχουν η ιστορική, αρχαιολογική και γεωλογική έρευνα, αλλά και οι ενόργανες καταγραφές, δίνει τη δυνατότητα διαχείρισης των δεδομένων αυτών με εργαλεία διαδικτυακών εφαρμογών (WebGIS) με πολλαπλά οφέλη, όπως ο ερευνητικός συσχετισμός δεδομένων διαφόρων κατηγοριών και οι εφαρμογές στη μελλοντική διαχείριση των κινδύνων από τσουνάμι.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον προκύπτει για τη γεωπεριβαλλοντική αξιοποίηση των περιοχών δεδομένου ότι εκεί ο επισκέπτης μπορεί να παρατηρήσει μοναδικές μαρτυρίες σημαντικών γεωδυναμικών φαινομένων του παρελθόντος (σεισμοί, τσουνάμι). Για τις περιοχές μελέτης προτείνεται η οργάνωση βέλτιστων διαδρομών υπαίθριας επίδειξης των ευρημάτων γεωπεριβαλλοντικής αξίας και η διαδικτυακή προαγωγή της γεωπεριβαλλοντικής αξιοποίησης.

Βιβλιογραφία

Gehlhoff-Βολανάκη, Μ., 1982. Ο σεισμός και η έκρηξη της πυρίτιδας στη Ρόδο το έτος 1856 κατά τον Hedenborg. Ο ΔΡΟΜΟΣ, 13-14, 52-59.

Γαλανόπουλος, Α. Γ., 1957. Το θαλάσσιον σεισμικόν κύμα της 9ης Ιουλίου 1956. Πρακτικά Ακαδ. Αθηνών, 32, 90-101.

Θέμελης, Π., 1988. Ελεύθερνα. Κρητική Εστία, 2, 298-302

Παπαδόπουλος, Γ.Α, 2015. Ρόδος- Οι σεισμοί και τα τσουνάμι από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα. Εκδόσεις Οσελότος, Αθήνα, 222 σελ.

Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., 2003. Οι Σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 286 σελ.

Παππάς Β., Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών και Σχεδιασμός του χώρου, Εκδόσεις Πανεπιστημίου Πατρών, Πάτρα, 2011

Alpar, B., Ünlü, S., Altınok, Y., Özer, N., Aksu, A., 2012. New approaches in assessment of tsunami deposits in Dalaman (SW Turkey). Nat. Hazards 60, 27-41, doi 10. 1007/s11069-011-9951-0.

Ambraseys, N.N., 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East, A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK (947 pp.).

Ambraseys, N. N. and Finkel, C .F. 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1500–1800, EREN Ltd, Istanbul, pp. 240.

Ambraseys, N. N., Melville, C. P., and Adams, R. D.: The Seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea, Cambridge University Press, pp. 172, 1994.

Ambraseys, N. N., 1965. A note on the seismicity of the eastern Mediterranean. Studia Geophysica et Geologica 9(4): 405-410.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., Stein S., 1989. Closure of the Africa- Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. Journal Geophysical Research 94, 5585-5602.

Bacchielli, L., 1995. A Cyrenaica earthquake post 364 A.D.: Written sources and arcaeological evidence. Ann. di Geof., 38, n. 5-6, 977-982.

Billi, A., Minelli, L., Orecchio, B., Presti, D., 2010. Constraints to the Cause of Three Historical Tsunamis (1908, 1783, and 1693) in the Messina Straits Region, Sicily, Southern Italy. Seismological Research Letters 81, 907-915.

Blackman, D. J., Knoblauch P., Yannikouri, A., 1996. Die Schiffshäuser am Mandrakihafen in Rhodos. *Archäologischer Anzeiger*, 3, 371-426.

Bourgeois, J., MacInnes, B., 2010. Tsunami boulder transport and other dramatic effects of the 15 November 2006 central Kuril Islands tsunami on the island of Matua. *Zeitschrift für Geomorphologie* 54 (3), 175-195.

Bourgeois, J., 2009. Geologic Effects and Records of Tsunamis. Published in: Robinson, A.R. and Bernard, E.N., eds., *The Sea, Volume 15: Tsunamis* Harvard University Press, 2009, p. 53-91.

Bruins, H., J., McGillivray, J. A., Synolakis, C. E., Benjamini, Ch., Keller, J., Kisch, H. J., Klügel, A., Van der Plicht, J., 2008. Geoarchaeological tsunami deposits at Palaikastro (Crete) and the Late Minoan IA eruption of Santorini. *Journal of Archaeological Sciences* 35, 191-212.

Caoursin, G., 1496. De terremotus labe qua Rhodii affecti sunt. In *Historia Rodiorum*, Ulm.

Cavazza, W., Roure, F.M., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A., 2004. The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle Geological and Geophysical Framework. A publication of the Mediterranean Consortium for the 32nd International Geological Congress 2004, XXIV, 141 p. 44 illus., 37 in color. With CD-ROM.

CIESM, 2011. Marine Geo-Hazards in the Mediterranean. No. 42 in CIESM Workshop Monographs [F. Briand Ed.], 192 pages, Monaco.

Cita, M.B., Aloisi, G., 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 years BP), Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology* 135, 181-302.

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models. *Sedimentary Geology* 104, 155-173.

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Kastens, K.A., McCoy F.W., 1984. New findings of bronze age homogenites in the Ionian sea: geodynamic implications for the Mediterranean. *Marine Geology* 55, 47-62.

Cisternas, M., Antater, B.F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C.P, Malik, J.K., Rizal, Y., Husni, M. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature* Vol. 437, 404-407.

Chague-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff J., Nishimura, Y., 2011. Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami — Implications for the 869 AD Jogan and other palaeotsunamis. *Sedimentary Geology* 282, 65–77

- Daniel, J.F. (1934). Notebook. Univ. of Pennsylvania Museum Bull.
- Dawson, A. G., Stewart, I., 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200, 166-183.
- Dawson, A. G., Shi, S., 2000. Tsunami Deposits. *Pure Applied Geophysics* 157, 875-897.
- Dawson, A., 1996. The Geological Significance of Tsunamis. *Z.Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 102*, Coventry, Berlin-Stuttgart, 199-210.
- Dawson, A.G., 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology* 10, 83-94.
- De Martini, P. M., Barbano, M. S., Smedile A., Gerardi F., Pantosti D., Del Carlo P. Pirrotta, C., 2010. A unique 4000 year long geological record of multiple tsunami inundations in the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy). *Marine Geology* 276, 42-57.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1–80.
- Di Vita, A., 1995. Archaeologists and earthquakes: the case of 365 A.D. *Ann. di Geof.*, 38, 971-976.
- Di Vita, A., 1985. Gortyn. In: De Luca (ed), *Ancient Crete, A Hundred Years of Italian Archaeology (1884-1984)*. Italian Archaeological School of Athens, Rome, 39-71.
- Dominey-Howes D., Dawson A., Smith D., 1998. Late Holocene coastal tectonics at Falasarna, W. Crete: a sedimentary study. In: C.Vita-Finzi (ed) *Coastal Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 146, 343-352.
- Eva, C., Rabinovich, A.B., 1997. The February 23, 1887 tsunami recorded on the Lingurian coast, western Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2211-2214.
- Friedrich, W., Kromer, L.B., Friedrich, M., Heinemeier, J., Pfeiffer, T., Talamo, S., 2006. Santorini eruption radiocarbon dated to 1627–1600 BC. *Science* 312, 548.
- Frost, F. J. and Hadjidaki, E., 1990. Excavations at the harbor of Phalasarna in Crete: The 1988 Season. *Hesperia*, 59, 513-527.
- Galanopoulos, G.A., Delibasis, N.D., 1965. The seismic activity in the Cyprus area. *Πρακτικά της Ακαδημίας Αθηνών*, 40, 387-404.
- Garcia-Orellana, J., et al., 2006. Identifying instrumental and historical earthquake records in the SW Iberian Margin using 210Pb turbidite chronology. *Geophysical Research Letters* 33, L24601, doi: 10.1029/2006GL028417.
- Gianfreda, F., Mastronuzzi, G., Sanso, P., 2001. Impact of historical tsunamis on a sandy coastal barrier: an example from the northern Gargano coast, southern Italy.

Natural Hazards and Earth System Sciences 1, 213–219.

Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, B., Dominey-Howes, D., 2012. Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology* 243-244, 70-88, doi:10.1016/j.sedgeo.2011. 11.002.

Goff, J., Lane, E.M., Arnold, J., 2009. The tsunami geomorphology of coastal dunes. *Natural Hazards & Earth System Science* 9, 847-854.

Goff, J., 2008. The New Zealand Palaeotsunami Database. National Institute of Water & Atmospheric Research Technical Report 131, ISSN 1174–2631, 24pp + Appendix.

Goodman-Tchernov, B.N., Dey, H.W., Reinhardt, E.G., McCoy, F., Mart, Y., 2009. Tsunami waves generated by the Santorini eruption reached Eastern Mediterranean shores. *Geology* 37, 943-946.

Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Suguwara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R., Yulianto, E., 2011. New insights into tsunami risk from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology* 290, 46-50.

Goto, K., Kawana, T., Imamura, F., 2010a. Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryuku Islands, Japan. *Earth-Science Reviews* Vol. 102, 77-99

Goto, K., Miyagi K., Kawamata H., Imamura F., 2010b. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology* 269, 34-45

Gràcia, E., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Stich, D., Martínez-Díaz, J.J., Bozzano, G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Masana, E., Dañobeitia, J.J., Tello, O., Sanz, J.L., Carrño, E., EVENT-SHELF team, 2012. Acoustic and seismic imaging of the active Adra Fault (NE Alboran Sea): In search for the source of the 1910 Adra Earthquake. *Natural Hazards & Earth System Science* 12, 3255-3267. doi:10.5194/nhess-12-3255-2012.

Gràcia, E., et al. 2010. Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): Testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quatern. Sci. Reviews* 29, 1156-1172.

Guidoboni, E., Comastri, A., 2005. Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean Area from the 11th to the 15th Century. INGV-SGA, Rome–Bologna, Italy p. 1037.

Guidoboni, E., Comastri, A., 1997. The large earthquake of 8 August 1303 in Crete: seismic scenario and tsunami in the Mediterranean area. *Journal of Seismology* 1, 55–72.

Guidoboni, E., Comastri, A., Traina, G., 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. ING-SGA, Rome–Bologna, Italy, 504.

Guidoboni, E., Ferrari, G., and Margottini, C., 1989. Una chiave di lettura per la sismicità antica: la ricerca dei “gemelli” del terremoto del 365 d.C.. In: Guidoboni, E. (ed) *Storia Archeologia Sismologia – I terremoti prima del Milla*, Istituto Nazionale di Geofisica, Rome, 552-573.

Hadjidaki, E., 1988. Preliminary report of excavations at the harbor of Phalasarna in West Crete. *Am. J. Archaeology*, 92, 463-479.

Hadjidaki, E., 2001. The Roman destruction of Phalasarna. In: *Archaeology of the Roman Empire—A tribute to the life and works of Professor Barri Jonea*, BAR International Series, 940, 155-166.

Haggard, H. R., 1902. *A Winter Pilgrimage*. Leipzig.

Hedenborg, J., 1854. *Geschichte der Insel Rhodos*. Autogr. Handschrift. (5 τόμοι, χειρόγραφο).

Higman, B., Lynett, P., McAdoo, B., Borrero, J., Ruggiero, P., 2005. Geomorphic imprint of the 2004 Sumatra tsunami. *GSA Annual Meeting. Geological Society of America Abstracts with Programs* 37 (7), 93.

Hieke, W., 1984. A thick Holocene homogenite from the Ionian Abyssal Plain (Eastern Mediterranean). *Marine Geology* 55, 63-78.

Howell A, Jackson J, England P, Higham T, Synolakis C., 2015. Late Holocene uplift of Rhodes, Greece: evidence for a large tsunamigenic earthquake and the implications for the tectonics of the eastern Hellenic Trench system. *Geophys. J. Int.* See <http://www.repository.cam.ac.uk/handle/1810/249094>.

ITIC (International Tsunami Information Centre), 2006. *Tsunami Glossary*. Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, 36 p.

Jacques, F. and Bousquet, B., 1984. Le raz de mare du 21 juillet 365. Du cataclysme local à la catastrophe cosmique. *Mélanges de l'École Française de Rome, Antiquité*, 96, 423-461.

Jensen, R.C., 1985. The Kourion earthquake: some possible literary evidence. *Report of the Department of Antiquities, Cyprus*, 1985, 307-311.

Kastens, K.A., Mascle, J., 1990. The geological history of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107. In: Kastens, K.A. & Mascle J. et al. (eds). *Proc. ODP, Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program) 107, 3-26.

Kastens, K. A., Cita, M. B., 1981. Tsunami-induced transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geological Society of America Bulletin* 92, 845-857.

Katsetsiadou, K.-N., Andreadakis, E., Lekkas, E., 2016. Tsunami intensity mapping: applying the integrated Tsunami Intensity Scale (ITIS2012) on Ishinomaki Bay Coast after the mega-tsunami of Tohoku, March 11, 2011, *Research in Geophysics*, DOI: 10.4081/rg.2016.5857.

Kontogianni V, Tsoulos N, Stiros S. 2002 Coastal uplift, earthquakes and active faulting of Rhodes Island (Aegean Arc): modeling based on geodetic inversion. *Mar. Geol.* 186, 299–317. (doi:10.1016/S0025-3227(02)00334-1).

Kontopoulos, N., Avramidis, P., 2003. A late Holocene record of environmental changes from the Aliko lagoon, Egean, North Peloponnesus, Greece. *Quaternary Internat.* 111, 75-90.

Kortekaas, S., Papadopoulos, G.A., Ganas, A., Cundy, A. B., Diakantoni, A., 2011. Geological identification of historical tsunamis in the Gulf of Corinth, Central Greece. *Natural Hazards & Earth System Science* 11, 2029–2041.

Kortekaas, S., Papadopoulos, G.A., Ganas, A., Diakantoni, A., 2003. Geological identification of historical tsunamis in the Gulf of Corinth, Greece. *Geophysical Research Abstracts* 5, 09909, 2003.

Larroque, C., Scotti, O., Mansour, I., 2012. Reappraisal of the 1887 Ligurian earthquake(western Mediterranean) from macroseismicity, active tectonics and tsunami modelling. *Geophysical Journal International* 190, 87-104.

Lekkas, E., Andreadakis, E., Kostaki, I., Kapourani, E., 2013. A proposal for a new Integrated Tsunami Intensity Scale (ITIS2012). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103 (2B), 1493-1502.

Luque, L., Lario, J., Civis, J., Silva, P.G., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., 2002. Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz (Spain). *Journal of Quaternary Science* 17, 623–631.

Mamo, B., Strotz, L., Dominey-Howes, D., 2009. Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages. *Earth Science Review* 96, 263-278.

Maramai, A., Brizuela, B.,Graziani, L., 2014. The Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue. *Annals of Geophysics*, 57, 4, 2014, S0435; doi:10.4401/ag-6437.

Markoulaki, S., 1987. Hospital excavation at Kissamos. *Archaeologikon Deltion*, Ser. B2, 42, 558-563 (in Greek).

Masclé, J., Masclé, G., 2012. Geological and Morpho-tectonic Map of the Mediterranean domain: a synthesis at the scale of 1:4000000. Spec.Public. CCGM/UNESCO, Paris.

Mastronuzzi, G., Pignatelli, C., Sansò, P., Selleri, G., 2007. Boulder accumulations produced by the 20th February 1743 tsunami along the coast of southeastern Salento

(Apulia region, Italy). *Marine Geology* 242 (1), 191-205. domain: a synthesis at the scale of 1:4000000. Spec. Public. CCGM/UNESCO, Paris.

Mastronuzzi G., Pignatelli C., Sansò P., 2006. Boulder Fields: A Valuable Morphological Indicator of Paleotsunami in the Mediterranean Sea. *Zeitschrift für Geomorphologie NF Suppl.-Bd.* 146, 173-194.

Mastronuzzi G., Sansò P., 2004. Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of Southern Apulia (Italy). *Quaternary International* 120, 173-184.

Mastronuzzi, G., Sanso, P., 2000. Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (southern Italy). *Marine Geology* 170, 93-103.

McCoy, F.W., Papadopoulos G. A., 2001. Tsunami generation during the Late Bronze Age Eruption of Thera: Evidence from Tsunami Deposits on Thera, Crete, West Turkey and the Deep Sea. *American Journal of Archaeology* (abstr.) 105, 258-259.

McCoy, F.W., Heiken, G., 2000. Tsunami generated by the Late Bronze Age eruption in Thera (Santorini), Greece. *Pure & Applied Geophysics* 157, 1227-1256.

McFadden, G., 1935-53. Field Diary. Unpublished

McFadgen, B.G., Goff, J.R., 2007. Tsunamis in the archaeological record of New Zealand. *Sedimentary Geology* 200, 263–274.

Minoura, K., Imamura F., Kuran U., Nakamura T., Papadopoulos, G. A., Takahashi T., Yalçiner, A., 2000. Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology* 28, 59-62.

Mitford, T. B., 1971. The Inscriptions of Kourion (Memoirs of the American Philosophical Society). Philadelphia: American Philosophical Society.

Morhange, C., Marriner, N., Pirazzoli, A., 2006. Evidence of late-Holocene tsunami events in Lebanon. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement* 146, 81-95.

Morton, R.A., Gelfenbaum, G., Jaffe, B.E., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200, 184-207, doi:10.1016/j.sedgeo.2007.01.003.

Nichol, S. L., Goff, J. R., Devoy, R. J., Hayward, B., Chague-Goff, C., James, I., 2007. Lagoon subsidence and tsunami on the West Coast of New Zealand. *Sedimentary Geology* 200, 248-262.

Noller, S., Panayides, I. , Zomeni, Z., 2005. Report on the preliminary assessment of tsunami hazard in Cyprus, Lefkosia. Cyprus 27.

Nomikou P., Carey S., Croff Bell K., Papanikolaou D., Bejelou K., Cantner K., Sakellariou D., Perros I. 2012b: Tsunami Hazard Risk of a future volcanic eruption of

Kolumbo submarine volcano, NE of Santorini Caldera, Greece: Natural Hazards. DOI:10.1007/s11069-012-0405-0.

Novikova, T., Papadopoulos, G. A., McCoy, F. W., 2011. Modeling of Tsunami Generated by the Giant Late Bronze Age Eruption of Thera, South Aegean Sea, Greece. *Geophysical Journal International*, doi: 10.1111/j.1365-246X. 2011. 05062.x.

Papadopoulos, G.A. 2016. *Tsunamis in the European- Mediterranean Region. From historical Record to Risk Mitigation*. Elsevier, 271 pp.

Papadopoulos, G.A., E. Gràcia, R. Urgeles, V. Sallares, P.M. De Martini, D. Pantosti, M. González, A. C. Yalciner, J. Mascle, D. Sakellariou, A. Salamon, S. Tinti, V. Karastathis, A. Fokaefs, A. Camerlenghi, T. Novikova and A. Papageorgiou, 2014. Historical and pre-historical tsunamis in the Mediterranean and its connected seas: Geological signatures, generation mechanisms and coastal impacts. *Marine Geology*, 2014, DOI: 10.1016/j.margeo.2014.04.014.

Papadopoulos, G. A., Papageorgiou, A., 2014. Large earthquakes and tsunamis in the Mediterranean region and its connected seas. In: A. Ismail-Zadeh et al. (Eds), *Extreme Natural Hazards, Disaster Risks and Societal Implications* Cambridge Univ. Press, 252-266.

Papadopoulos, G. A., Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Yalçiner, A., Fokaefs, A., Takahashi, T., 2012. Strong earthquakes and tsunamis in the East Hellenic Arc. *Research in Geophysics*, v. 2:e12, 90-99. doi:10.4081/rg.2012.e12.

Papadopoulos, G. A., Daskalaki, E., Fokaefs, A., and Giraleas, N. 2007. Tsunami hazards in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the East Hellenic Arc and Trench system, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 57–64, doi:10.5194/nhess-7-57-2007.

Papadopoulos, G. A. and Fokaefs, A., 2005. Strong tsunamis in the Mediterranean Sea: a re-evaluation, *ISER J. of Earthq. Technology*, 42, 159–170.

Papadopoulos, G. A. and Vassilopoulou, A., 2001. Historical and archaeological evidence of earthquakes and tsunamis felt in the Kythira strait, Greece. In: G. T. Hebenstreit (ed), *Tsunami Research at the End of a Critical Decade*, Kluwer, 119-138.

Paris, R., Fournier, J., Poizot, E., Etienne, S., Mortin, J., Lavigne, F., Wassmer, P., 2010. Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): a coupled offshore-onshore model. *Marine Geology* 268, 43-54.

Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstein, D., Gomez, C., 2009. Tsunamis as geomorphic crises: lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology* 104, 59–72.

Paris, R., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, Ph., Vautier, F., Brunstein, D., Gomez, Ch., 2009. Tsunamis as

geomorphic crisis: lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology* 104, 59-72.

Pirazzoli, P. A., Ausseil-Badie, J., Giresse, P., Hadjidaki, E. and Arnold, M., 1992. Historical environmental changes at Phalasarna harbour, West Crete. *Geoarchaeology* 7, 371-392.

Pirazzoli PA, Montaggioni LF, Saliège JF, Segonzac G, Thommeret Y, Vergnaud-Grazzini C., 1989. Crustal block movements from Holocene shorelines: Rhodes island (Greece). *Tectonophysics* 170, 89–114. (doi:10.1016/0040-1951(89)90105-4).

Polonia, A., Bonatti, E., Carmelenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. *Scientific Reports* 3, 1285. DOI: 10.1038/srep01285.

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2012. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc Subduction Complex (Ionian Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14 (1), doi:10.1029/2012GC004402.

Rattray, N. 2006. A User-Centered Model for Community-based Web-GIS, *URISA Journal*, Vol. 18, No. 2.

Ruiz, F., Abad, M., Cáceres, L. M., Vidal, J. R., Carretero, M. I., Pozo, M., González-Regalado, M. L., 2010. Ostracods as tsunami tracers in Holocene sequences. *Quaternary Research* 73, 130-135.

Scheffers, A., Kelletat, D., 2005. Tsunami relics on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. *Science of Tsunami Hazards* No 1 (23), 3.

Scheffers, A., Scheffers, S., 2007. Tsunami deposits on the coastline of west Crete (Greece). *Earth & Planetary Sciences Letters* 259, 613-624.

Scheffers, A., Kelletat, D., Vött, A., May, S. M., Scheffers, S., 2008. Late Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece). *Earth & Planetary Sciences Letters* 269, 271-279.

Scranton, R., 1967. The architecture of the sanctuary of Apollo Hylates at Kourion. *TAPS* 57(5):3-85.

Shiki, T., Yamazaki, T., 2008. The term ‘Tsunamiite. In: T. Shiki, Y. Tsuji, T. Yamazaki and K. Minoura (Editors), *Tsunamiites. Features and Implications*. Elsevier 2008, pp.5-7

Sieberg, A., 1932. Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeersgebiet. *Denkschr. Mediz.-Naturwiss. Gesell. Jena*, 2, 184-224.

Singarasubramanian, S.R., Mukesh, M.V., Manoharan, K., Murugan, S., Bakkiaraj, D., Peter, A.J., Seralathan, P., 2006. Sediment characteristics of the M-9 tsunami event between Rameswaram and Thoothukudi, Gulf of Mannar, southeast coast of India. *Science of Tsunami Hazards* 25, 160–172.

Smedile, A., De Martini, P. M., Pantosti, D., Bellucci, L., Del Carlo, P., Gasperini, L., Pirrotta, C., Polonia, A., Boschi, E., 2011. Possible tsunamis signatures from an integrated study in the Augusta Bay offshore (Eastern Sicily-Italy). *Marine Geology* *Marine Geology* 281, 1-13, doi: 10.1016/j.margeo.2011.01.002.

Soren, D. and Davis, Th., 1985. Seismic Archaeology at Kourion: the 1984 campaign. Report of the Department of Antiquities, Cyprus, 1985, 293-301 & plate LVI.

Soren, D. and James, J., 1988. Kourion. The Search for the Lost Roman City. Bantam Doubleday Dell Publishing Group, Inc., pp 221.

Soren, D. and Lane, E., 1981. New ideas about the destruction of Paphos. Report of the Department of Antiquities, Cyprus, 1981, 178-183.

Shaw, B., Ambraseys, N.N., England, P.C., Floyd, M.A., Gorman, G.J., Higham, T.F.G., Jackson, J.A., Nocquet, J.-M., Pain, C.C., Piggott, M.D., 2008. Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake. *Nature Geoscience*. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo151>.

Stiros, S. C. and Papageorgiou, S., 2001. Seismicity of western Crete and the destruction of the town of Kissamos at AD 365: archaeological evidence. *J. Seismology*, 5, 381-397.

ten Veen, J. H. and Kleinspehn, K. L., 2003. Incipient continental collision and plate boundary curvature: Pliocene-Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 160, 161-181.

Thommeret, Y., Thommeret, J., Laborel, J., Montaggioni, L.F., Pirazzoli, P.A., 1981. Late Holocene shoreline changes and seismo-tectonic displacements in western Crete (Greece). *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplement* 40, 127-149.

Tinti, S., Maramai, A., 1996. Catalogue of tsunamis generated in Italy and in Cote d'Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe. *Annali di Geofisica* 39, 1253-1299.

Urgeles, R., Camerlenghi, A., 2013. Submarine landslides of the Mediterranean Sea: trigger mechanisms, dynamics and frequency-magnitude distribution. *J. Geophys. Res. Earth Surface*, 118, 2600-2618.

Whelan, F., Kelletat, D., 2005. Boulder Deposits on the Southern Spanish Atlantic Coast: Possible Evidence for the 1755 AD Lisbon Tsunami? *Science of Tsunami Hazards* 3, 23-25.

Whelan, F., Kelletat, D., 2002. Geomorphic evidence and relative and absolute dating results for tsunami events on Cyprus. *Science Tsunami Hazards* 20, 3-18.

Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M.A., De Alteriis, G., Henriot, J. P., Dañobeitia, J. J., Masson, D. G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., Diez, S., 2009. The Quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth & Planetary Science Letters*, 280, 13-50.

Παράρτημα

Νέος Βελτιωμένος Παραμετρικός
Κατάλογος των Τσουνάμι της
Μεσογείου από την Αρχαιότητα
Μέχρι Σήμερα

ID	Year	Month	Day	Source	Lat	Long	I intensity	M magnitude	h depth	Intensity k	Intensity K	Rel	Source Region	localities of observation
1	-2nd Milleniu			ER	35,41	35,48				?	?	2	Syria	Ugarit, Syrian coasts
2	-1628			VO	36,24	25,24				6		4	South Aegean	South Aegean
3	-1365			ER	35,41	35,48			n	?		2	Ugarit, Syria	Syrian coasts
4	-1300									5		2	North Aegean	Troy
5	-590			ER	?	?			n	?		2	Lebanese coast	Lebanese
6	-480	2	29	ER	37,54	23,30	5 (+)		n	?		1	Saronic Gulf	
7	-479	4								3		3	North Aegean	Potidaea
8	-426	10		ER	38,51	22,47	10	7	n	5		4	Maliakos Gulf	
9	-373			ER	38,12	22,18	9	6,6+	15-	5		4	Helike (S-W)	
10	-330			VS	40,06	25,12						1	Corinth Gulf	
11	-227			ER	36,36	28,15	9	7,5	n	?	?	1	North Aegean	Chrysi Islet
12	-226											1	Rhodes island	
13	-223	10		ER	38,48	22,40						1	South Evoikos	Larymna
14	-197			VO								2		
15	-140			ER	?	?						1	Thera Island	
16	-92			ER	?	?			n	?		2	Levantine	Acre
17	-58	2	28	ER	?	?			n	?		2	Coast	(Ptolemais)
18	-23			ER	41,18	19,36			n			2	Levantine	Levantine
19	46			ER	?	?				3	5	2	Albania	
				ER	36,24	25,24		6,5	n			3	Paphos	Pelusium
												1	South Aegean	
20	66				35,00	24,42	8 (+)	6,0 (+)	n	3	5	4	South Crete Island	Phalasarna Yavne, Caesaria
21	115	12	13	ER	?	?			n	?		1	Antioch	
22	148			ER	36,24	28,20	9	7	n	3	6	3	Rhodes island	
23	262			ER	36,30	27,48				?	?	1	South Asia Minor	

24	300	ER	35,12	33,54	9-10	n			1	Salamis, (Cyprus)	Salamis
25	344	ER	40,18	26,30					2	Dardanelles	
26	346	ER	41,24	19,24	9	6,8	n		1	Dyrrachium	Dyrrachium Methoni, Panephysis, Epidavros,modern
27	365	ER	35,12	23,12	10	8	n	5	10	West Crete Island	Cavtat,Phalasma,Balos
28	368	ER	40,30	29,36	8	6,4	n		2	Marmara Sea	Bithynia
29	407	ER	41,00	29,00	8	6,6	n		2	Marmara Sea	Constantinople
30	447	ER	40,54	28,30	8	7,3	n	4	3	Marmara Sea	Bithynia
31	478	ER	40,48	29,12	9	7,2	n		3	Marmara Sea	Constantinople
32	544							4	4	Thrace	
33	544	ER	43,12	28,12	9	7.5(±0.5)	n	4-5	8-9	Bulgarian coast and Saros Bay	Odessus, Dionysopolis, Aphrodisium.
34	551	ER	34,00	35,30	9-10	7,2	n	5	8	Jordan Rift Valley	Lebanese coast

35	552	5	ER	38,24 22,24	10	7,2	n	4	3	Maliakos Gulf
36	556		ER	36,48 27,18	10	7	n	4	3	Cos island
37	557	10	ER	40,54 27,36	9	7	n	4	3	Marmara Sea
38	740	10	ER	41,00 28,42	9	7,4	n	3	3	Marmara Sea Constantinople
39	749	1	ER	31,48 37,42	9-10		n	5	3	Israel, Mediterranean coast Palestine, Syria
40	c.800		ER	35,30 23,00		7,5		4	2	Kythira Strait Kythira
41	986	10	ER	40,28 29,12	9	7,5	n	4	3	Marmara Sea Constantinople
42	1033	12	ER	32,24 35,30	10		n	3	3	Acre (Israel) Akko
43	1068	5	ER	32,00 34,50		7	n	5	3	Yavne, South Israel Ashdod and Yavne
44	1169	2						4	3	Messina Straits
45	1201	5	ER	33,30 36,00	7	7,5	n	4	3	Cyprus, Israel and Syria Paphos and Limassol, (S.Cyprus)
46	1222	5	ER	34,30 32,30	9		n	3	4	Paphos and Limassol

47	1231	3	11	ER	41,00	28,36	8	6,9	n	3	2	Marmara Sea
48	1265	8	10	ER				6,6	n		3	Marmara Sea
49	1270	3		ER	41,18	19,30	9	6,8	n	3	3	North Ionian Sea
50	1303	8	8	ER	35,00	27,00	10	8	n	5	4	Crete – (Handaka) Dalaman, SW Turkey
51	1332	2	12			0,00					1	Marmara Sea
52	1343	10	20	ER	41,00	28,06	8	7	n	4	3	Marmara Sea
53	1389	3	20	ER	38,24	26,18	8	6,7	n	4	4	Eastern Aegean Sea Chios
54	1402	6		ER	38,06	22,24	9	7	n	4	3	Corinth Gulf Aegion, Xylokastron
55	1408			ER	?	?	7		n	3	3	Cyprus, Syria Syrian coasts
56	1419	5	25	ER	40,54	28,54	6	6,6	n	3	3	Marmara Sea Constantinople
57	1427			ER	44,24	34,18	9(±1)	7.0(±0.5)	n	4-5	2	South Crimea Yalta
58	1437	11	28	ER	40,00	26,06			n		1	North Aegean Sea Maditos Antalya (SW Turkey)- Rhodes island
59	1481	5	3	ER	36,30	28,20	7	6,5	n	5	4	Rhodes island

73	1646	4	5	ER	41,00	29,00		n	3	2	Marmara Sea	Constantinople
74	1650	10	11	VO	36,30	25,30	8	6,5	3	4	South Aegean Sea	esk,Arabat, Sevastopol Bay
75	1650			ER	44,42	33,18	9(+)	7.0(±0.5)	n	4-5	Black Sea and Azov Sea	
76	1659	2	17	ER	41,00	27,48	7.4	n		1	Aegean Sea	Smyrna
77	1667	4	6		42,36	18,06	9	7,2	n	3	South Adriatic Sea	
78	1667	11		ER	36,30	25,30				1	East Aegean Sea	Smyrna
79	1672	2	14	ER	?	?				2	Cos island	
80	1681	2	12	ER	35,42	24,00	8	6,8	n	?	Chania, Crete island	
81	1688	7	10	ER	38,24	27,10	10	6,8	n	2	Aegean Sea	Smyrna
82	1693	1	11		37,30	15,10				7	Eastern Sicily	
83	1723	2	23	ER	38,36	20,42	9	7	n	3	Ionian Sea	Lefkada
84	1732	11			39,30	20,06	8	6,5	n	2	Ionian Sea	Corfu
85	1741	1	31	ER	36,12	28,30	8	7,3	n	5	Rhodes island	Rhodes island

86	1741	2	ER	35,30	25,00		n	3	5	3	Heraklion, Crete island	harbor of Heraklion
87	1742	2	21	ER	37,54	22,36		3		3	West Corinth Gulf	Vostiza
88	1743	3	14	ER	?	?				2	Antalya	
89	1748	5	25	ER	38,12	22,12	9	6,6	4	4	West Corinth Gulf	Aeghion
90	1752	7	21	ER	?	?	10		2	3	Lebanon and Syria	Syrian coasts
91	1754	9	2	ER	40,36	30,00				2	Marmara Sea	Constantinople
92	1758	5								1	North Evoikos Gulf	
93	1759	10	30	ER	33,06	35,36	10	6,6	3	5	South Bekaa (Syria)	Acre and Tripoli
94	1759	11	25	ER	33,42	35,54	10	7,4	4	7	Bekaa, (Syria)	Acre
95	1766	5	22	ER	40,48	29,06	9	7,3	4		Marmara Sea East Corinth Gulf	Bosporus
96	1769			ER	38,24	22,12	7	6,5	2			Desfina
97	1772	11	24	ER	38,48	36,42	8	6,4	3		Aegean Sea Zakynthos island, Ionian	Foca
98	1791	11	2	ER	38,00	21,00	10	6,8	3	4		Zante
99	1791	11	10	ER	38,00	21,00	7			1	Zakynthos island, Ionian Sea	

100	1794	6	11	EL	38,18 22,18	n	3	West Corinth Gulf	Galaxidi				
101	1802	10	12	EA	45,42 26,36	9(+)	7.7(±0.3)	i	2-3	3-4	3	West Crimea	Evpatoria
102	1804	6	8	ER	38,16 21,36	8	6,3	n			2	Ionian Sea	
103	1794	6	11	EL	38,18 22,18				3	3	3	West Corinth Gulf	Galaxidi
104	1810	2	17	ER	35,00 25,00	?		?	2	3	4	Crete island	Alexandria
105	1817	8	23		38,18 22,06	9	6,5	n	4		4	West Corinth Gulf	Aeghion
106	1820	12	29	ER	37,36 21,12	9	6,9		2	3	3	Zakynthos island, Ionian Sea	
107	1821	11	17	EA	47,00 29,12	7(±1)	6.7(±0.7)	i	3-4	5-6	3	Ukranian coast	Odessa
108	1821	1	9						4		3	Patras Gulf	
109	1825	1	19	ER	38,42 20,36	10	6,5	n	2		1	Ionian Sea	Lefkada
110	1829	5	23	ER	41,00 29,00	7	5,6	n	2		3	Marmara Sea	
111	1833	1	19	ER	40,30 19,24	8	6,5	n	3		3	Albania	
112	1837	1	1	ER	?	?					2	Israel and Syria	Israel and Syria

113	1838	1	23	EA	45,42	26,36	8(±1)	7.3(±0.3)	i	3-4	5-6	3	Ukranian coast	Odessa harbor
114	1843	7		ER	35,30	23,30						1	west Crete island	
115	1846	3	28	ER	36,00	25,00	7	7,2	i			1	Crete island	
116	1846	6	10	ER	37,09	22,00	10	6,5	n				Messinia, SW Peloponnese	
117	1851	2	28	ER	36,24	28,42	9	7,1	n	?		2	South Asia Minor	Makre, Fethiye
118	1851	4	3	ER	36,24	28,42			n	?		2	South Asia Minor	Fethiye
119	1851	5	23	ER	36,24	28,42			n	?		2	Rhodes island	Rhodes, Chalki
120	1851	10	12	ER	40,42	19,24	8	6,8	n	3		3	Albania	Avlona
121	1853	8	18	ER	38,18	23,12	8	6,5	n	3		3	Evoikos Gulf	South Evoikos Gulf
122	1855	2	13	ER	?	?				?		2	South Asia Minor	Fethiye
123	1856	10	12	ER	36,00	25,30	9-10	7,7	i	2	3	3	Crete island	
124	1856	11	3	ER	38,24	26,06	8	6,3	n	4		3	East Aegean Sea	Chios
125	1858	2	21	ER	37,54	22,54	9	6,5	n			1	Corinth Gulf	

126	1861	12	26	EL	38,12 22,12	8	6,6+	15-	3+	4	West Corinth Gulf	Aeghion
127	1866	1	2	ER	40,24 19,36	9	6,6	n	4	4	Albania	Avlona
128	1866	1	31	VA	36,24 25,24	7	6,1	n	1	2	South Aegean Sea	
129	1866	2	2	ER	38,24 26,00	11	8	6.4	3	3	East Aegean Sea	Chios
130	1866	2	6	ER	36,12 23,20	7 (+)	6.0 (+)	n	4	4	Kythira island	Avlemonas
131	1866	3	2	ER	40,24 19,30	9	6,3	n	3	3	Albania	Avlona
132	1866	3	6	ER	40,50 19,30	8	6,1	n	4	3	Albania	
133	1866	3	13	ER	40,30 19,30	7	5,6	n	3	3	Albania	
134	1867	2	4	ER	38,23 20,31	10	7,2	n	2	3	Ionian Sea	
135	1867	9	20	ER	36,30 22,42	9	6,8	n	4	4	Gythion Gulf, South Peloponnese	Gythion, Della Gracia in Syra and Lixouri in Kefalonia
136	1869	11	11	ER	44,42 35,00	7(±1)	6.0(±0.2)	n	2-3	4	Crimea	Sudak and Evpatoria
137	1869	12	28	ER	38,51 20,48	10	6,4	n	3	3	Albania	
138	1870	6	24	ER	36,00 26,00	7		i	2	3	Crete island	New Port of Alexandria

153	1894	7	10	ER	41,00	29,00	8	6,6	n	3	3	Marmara Sea	Constantinople
154	1896	11	5	ER	37,49	20,42	6		n	2	2	Zakynthos island, Ionian Sea	
155	1897	12								2	2	Ionian Sea	Kefalinia
156	1898	6	2	EA	37,36	22,30	7	7	i	2+	3	Corinth Gulf island, Ionian Sea	
157	1898	12	3	ER	37,42	20,48	8	6,4	n	2	4		
158	1899	1	22	ES	37,12	21,36	9	6,5	n	3	4	Kyparissia, SW Peloponnese	SW Peloponnese
159	1901	3	31	ER	43,24	28,42	9(±1)	7.1(±0.3)	n	2-3	3-4	Bulgarian coast	Balchik
160	1902	7	5	ER	40,49	23,02	9	6,6	n	2	3	Thermaikos Gulf	Thessaloniki
161	1905	1	20	ER	39,40	22,50	8	6,3	n	2	3	West Aegean Sea	Magnesia
162	1905	10	4	EA	44,42	37,24	7(±1)	5.1(±0.7)	n	2-3	3-4	NE coast of Black Sea	Anapa, Russia
163	1908	12	28	EA	38,09	15,41			1300	6	10	Messina Straits	
164	1909	4	8	GS	44,15	38,07				2-3	3-4	Western Caucasus	Cape Idokopas
165	1911	2	18	EA	40,54	20,48	9	6,7	n	2	3	Ochrida Lake	
166	1912	1	24	ER	38,07	20,40	10	6,8	n		2	Ionian Sea	
167	1914	11	27	EL	38,43	20,37	9	6,3	n	4	4	Ionian Sea	Lefkada

168	1915	1	27	ER	38,24 20,36	9	6,6	n	2	Ionian Sea	Ithaki
169	1915	8	7	ER	38,30 20,37	9	6,7	n	3	Ionian Sea	
170	1916	7	3	VO	38,47 15,13			1000	4	Stromboli Isl.	
171	1919	5	22	VO	38,47 15,13				5	Stromboli Isl.	
172	1920	11	26	ER	40,18 20,00	9	6,3	n	3	Albania	Saseno
173	1922	8	8	ER	37,30 23,12	7	5,6	n	2	West Aegean Sea	Methana
174	1926	8	30	ER	36,30 23,18	8	7,2	i	3	Argolikos Gulf	Nafplio
175	1927	6	26	ES	44,24 34,24	7(±1)	6.0(±0.1)	n	2-3	South Crimea	Kerch Strait near Yalta
176	1927	9	11	ER	44,18 34,18	8(±1)	6.8(±0.1)	n	3-4	South Crimea	Balaklava
177	1927	9	16	EA	44,19 34,00	5(±1)	4.9(±0.3)	n	2-3	South Crimea	Balaklava
178	1928	3	31	EA	38,12 27,30	9	6,5	n	2	Eastern Aegean Sea	Smyrna
179	1928	4	22	EA	37,54 23,00	9	6,3	n	3	E. Corinth Gulf	Aegean Sea
180	1928	5	2	EA	39,24 29,30	7	6,2	n	2	Strymonic Gulf	
181	1930	9	11		38,47 15,13			250	3	Stromboli Isl.	

182	1932	9	26	ER	40,27 23,46	10	7	n	3	3	3	Strymonic Gulf Turkish coast and East Black	Ierissos Unye, Novorossiisk
183	1939	12	26	ES	39,30 39,31	10(±1)	7.9(±0.1)	n	2-3	3-4	4		
184	1941	1	20	ER	35,10 33,39	8	5,9	n	2	3	4	Ammochoostos (Cyprus)	Palestine coast
185	1944	8	20		38,47 15,13				4	6		Stromboli Isl.	
186	1947	10	6	ES	36,54 22,00	9	7	n	2	3	4	Methoni, SW Peloponnese	Methoni Pigadia, Karpathos Island
187	1948	2	9	ER	35,30 27,12	9	6,5	n	4	7	4	Karpathos island	
188	1948	4	22	ER	38,43 20,34	9	6,5	n	3		4	Ionian Sea	Lefkada
189	1949	6	18	ER					2	3	2	Israel	coasts of Israel
190	1949	7	23	ER	38,35 26,14	9	6,7	n	3		4	East Aegean Sea	Chios
191	1953	8	12	ER	38,06 20,36	10+	7,2	n	2		3	Ionian Sea	Kefalonia
192	1953	9	10	ER	34,48 32,47		6,1	n	2	3	4	Paphos, Cyprus	coast of Paphos
193	1955	4	19	ER	39,22 23,00	8+	6,2	n	3		3	Volos Gulf	Volos
194	1956	7	9	ER	36,38 25,58	9	7,5	n	5		4	South Aegean Sea	
195	1956	11	2	ER	39,18 23,06				2			Volos Gulf	Volos

196	1962	5	28	ER	39,48	25,00	5	4,5	n	2	3	North Aegean Sea	Lemnos
197	1963	2	7	GS	38,12	22,12				4	4	West Corinth Gulf	Aeghio
198	1965	7	6	EL	38,16	22,18	8+	6,3	18	3	4	West Corinth Gulf	Eratini
199	1966	7	12	ES	44,42	37,12	7(±1)	5.8(±0.5)	n	2-3	3-4	Crimea, Anapa	Gelendzhik
200	1968	2	19	ER	39,30	25,00	9	7,1	7	2	4	North Aegean Sea	Lemnos
201	1968	9	3	ER	41,49	32,23	9(±1)	6.6(±0.2)	n	3-4	4-5	Black Sea, Turkish coast	Big Port, Amasra
202	1970	12	4	ER	43,42	38,30	7(±1)	5.8(±0.5)		1-2	2-3	East Black Sea	Sochi
203	1978	6	20	EA	40,37	23,16	8+	6,5	6	1	4	Aegean Sea & Adriatic Sea	
204	1979	4	15	ER	41,58	19,00	9	7,1	4	4	4	South Adriatic Sea	
205	1981	2	24	ER	38,04	23,00	9	6,7	8	2	4	East Corinth Gulf	
206	1983	1	17	ES	38,06	20,12	?	6,7	?	2	3	Zakynthos island, Ionian Sea	
207	1983	8	6	ER	40,00	24,42	6	6,8	9	2	2	North Aegean Sea	Lemnos
208	1984	2	11	ES	38,18	21,54	7	5,5	10	3	4	West Corinth Gulf	Sergoula
209	1990	8	2	GS?	45,38	36,31				2	3	South coast of Azov Sea	

210	1991	1	4	37,42	26,18				2	3	East Aegean Sea	Ikaria
211	1991	5	7	37,06	26,48				3	4	East Aegean Sea	Leros
212	1995	6	15	ER	38,22	22,09	8	6,1	2+	4	West Corinth Gulf	Eratini
213	1996	1	1	GS	38,15	22,07			3+	4	West Corinth Gulf	Aeghio
214	1999	8	17	EA	40,45	29,58	11	7,4	4	4	Marmara Sea	Izmit Bay
215	2000	4	5	ES	34,13	25,41	?	5,7	3	5	Heraklion, Crete island	
216	2002	3	4	GS	36,27	28,12			2	5	city of Rhodes	
217	2002	12	30	VS	38,47	15,13			7	7	Stromboli Isl.	
218	2006	1	8	ER	36,13	23,25	7	6,9			western part of Kythira island	Crete
219	2007	5	7	GS?	43,06	28,36			3-4	4	Bulgarian Black Sea coast	Kavarna and Balchik