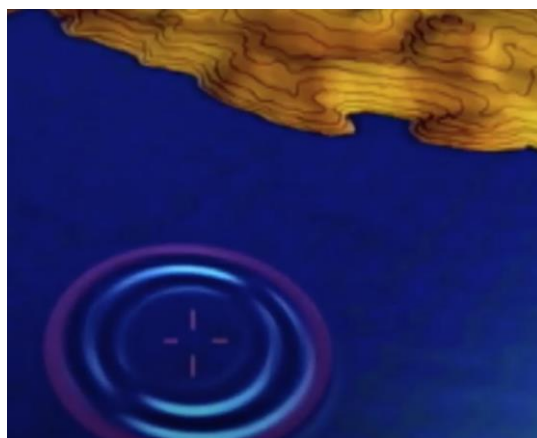


Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών
Σχολή Θετικών Επιστημών
Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Τίτλος διατριβής :

«Τσουνάμι στην ανατολική Μεσόγειο».



ΟΝΟΜΑΤΕΠΩΝΥΜΟ ΦΟΙΤΗΤΗ

Κάμαρης Γιώργος

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ

Ευελπίδου Νίκη

Αθήνα

Νοέμβριος, 2021

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Περίληψη	3
1. Εισαγωγή	4
1.1. Κύματα	5
1.2 Οι κυματισμοί τσουνάμι, ορισμός, ετυμολογία και αίτια που τα προκαλούν ..	8
1.3 Αντίκτυπος των τσουνάμι στην ανθρώπινη ζωή	20
1.4 Σκοπός της διατριβής	23
2.1 Μεθοδολογία	24
2.2 Περιοχή μελέτης: η Ανατολική Μεσόγειος	25
3.1. Ωκεανογραφικά και μετεωρολογικά χαρακτηριστικά της Ανατολικής Μεσογείου	29
3.2 Καταγεγραμμένα τσουνάμι στην Ανατολική Μεσόγειο	35
3.3 Επιπτώσεις και κίνδυνοι των τσουνάμι στην ανατολική Μεσόγειο	47
4. Συμπεράσματα	56
Βιβλιογραφικές αναφορές	58

Περίληψη

Στην παρούσα διπλωματική διατριβή μελετώνται οι κυματισμοί τσουνάμι δίνοντας ιδιαίτερη έμφαση στην ανατολική Μεσόγειο. Αρχικά στο πρώτο κεφάλαιο πραγματοποιείται μια γενική εισαγωγή για τα τσουνάμι δίνοντας έναν ορισμό, παραθέτοντας παραδείγματα και κυρίως εξηγώντας τα αίτια που μπορούν να δημιουργήσουν ένα τέτοιο φαινόμενο. Επιπλέον στα παραδείγματα που παρατίθενται πραγματοποιείται και μια εκτίμηση των ζημιών που προκλήθηκαν στις τοπικές ανθρώπινες κοινωνίες.

Στο δεύτερο κεφάλαιο της διατριβής περιγράφεται η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε και εφαρμόστηκε, προσδιορίζονται τα χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης, της ανατολικής Μεσογείου, όπως επίσης και ο σκοπός της εργασίας.

Στο τρίτο κεφάλαιο που αποτελεί και το κυρίως μέρος της διατριβής, παρατίθενται τα καταγεγραμμένα περιστατικά τσουνάμι στην ανατολική Μεσόγειο, εκτιμώνται οι κίνδυνοι τέτοιου είδους περιστατικών στο μέλλον και οι τρόποι αντιμετώπισής τους. Επίσης εξηγούνται οι λόγοι για τους οποίους σε κάποιες περιπτώσεις υπερεκτιμήθηκαν τα τσουνάμι με αποτέλεσμα να υπάρχουν ορισμένες λανθασμένες καταγραφές.

Τέλος, ακολουθεί ένα συνοπτικό κεφάλαιο γενικών και πρακτικών συμπερασμάτων που προέκυψαν από τα όσα εξηγήθηκαν στη διατριβή.

1. Εισαγωγή

Οι γεωλογικοί κίνδυνοι αντιπροσωπεύουν μια παγκόσμια ανησυχία στα βαθιά νερά και έχουν τη δυνατότητα να οδηγήσουν σε ποικίλες οικονομικές ζημιές ή ανεξέλεγκτο κίνδυνο. Συνδέονται πάντα με γεωλογικά ή γεωτεχνικά χαρακτηριστικά και διαδικασίες στην περιοχή μιας προγραμματισμένης υπεράκτιας δομής. Οι σημαντικοί αυτοί υπεράκτιοι κίνδυνοι περιλαμβάνουν την αστάθεια κλίσης που αποτελείται από υποθαλάσσιες διαφάνειες, ροές συντριμμίων, ρεύματα θολερότητας, φαινόμενα πίεσης πόρων (π.χ. ρηχές συσσωρεύσεις αερίων, υδρίτες αερίων, επιφανειακή διάβρωση από ρηχές ροές νερού, ηφαιστειακή λάσπη) και σεισμικότητα. Οι γεωλογικοί κίνδυνοι πρέπει να αξιολογηθούν προσεκτικά πριν ξεκινήσει η ανάπτυξη του πεδίου, καθώς αποτελούν απειλή για την ανθρώπινη ζωή, το περιβάλλον, την εγκατάσταση του βυθού και τη λειτουργία γεώτρησης. Το σχήμα 1 απεικονίζει σχηματικά διαφορετικούς γεω-κινδύνους. Ωστόσο, οι γεω-επικίνδυνες φύσεις και ο αντίκτυπός τους δεν είναι πολύ γνωστοί.

Ο γεωλογικός κίνδυνος, αν θέλουμε να τον ορίσουμε, είναι μια γεωλογική κατάσταση που μπορεί να οδηγήσει σε εκτεταμένη ζημιά ή κίνδυνο. Οι γεωλογικοί κίνδυνοι είναι γεωλογικές και περιβαλλοντικές συνθήκες και περιλαμβάνουν μακροπρόθεσμες ή βραχυπρόθεσμες γεωλογικές διεργασίες. Οι γεωλογικοί κίνδυνοι μπορεί να είναι σχετικά μικρά χαρακτηριστικά, αλλά μπορούν επίσης να αποκτήσουν τεράστιες διαστάσεις όπως π.χ. υποβρύχια ή επιφανειακή κατολίσθηση και να επηρεάσουν σε μεγάλο βαθμό την τοπική και περιφερειακή κοινωνική οικονομία, όπως συμβαίνει με την περίπτωση των τσουνάμι, με τα οποία ασχολείται η παρούσα διπλωματική διατριβή.

1.1 Κύματα

Η μελέτη της κυματικής αποτελεί έναν συναρπαστικά πλούσιο και πολύπλοκο τομέα έρευνας με μακρά ιστορία συμβολής των μαθηματικών, φυσικών, γεωλογικών και μηχανικών επιστημών, ενσωματώνοντας τόσο θεωρητικές όσο και πειραματικές πτυχές των φαινομένων των κυμάτων του νερού. Ωστόσο, παρά τη μεγάλη παρακαταθήκη των επιστημόνων, η εικόνα των λεπτομερών ερευνών αναφορικά με τα κύματα τους δεν μπορεί σε καμία περίπτωση να χαρακτηριστεί ως ολοκληρωμένη. Δεν είναι μόνο η βαθιά γοητεία της φυσικής παρατήρησης των κυμάτων του νερού και η ομορφιά της αφηρημένης μαθηματικής θεωρίας που προκύπτει από αυτές τις παρατηρήσεις, αλλά και η πληθώρα ανεπίλυτων ζητημάτων και προκλητικών ερωτήσεων πρακτικής σημασίας και εφαρμογής που παρακινούν τους επιστήμονες μέχρι σήμερα να ερευνήσουν περαιτέρω το θέμα. Μην ξεχνούμε πως η εκμετάλλευση της κυματικής ενέργειας αποτελεί μια μελλοντική πεποίθηση που θα μπορούσε να δώσει λύσεις σε πολλά ενεργειακά ζητήματα της καθημερινότητας.

Κύματα, όπως αυτά της κίνησης της επιφάνειας της Θάλασσας, της κίνησης τεντωμένης χορδής, της κίνησης των μορίων του αέρα κατά τη διάρκεια της διάδοσης ήχου, κλπ., είχαν επισημανθεί και μελετηθεί πολύ πριν από την ηλεκτρομαγνητική θεωρία, που βγήκαν σαν νοητικό κατασκεύασμα από τις εξισώσεις του Maxwell. Τα συνηθισμένα κύματα που αναφέραμε πιο πάνω, όπως και το τσουνάμι, δεν είναι τίποτε άλλο παρά μια ειδική κατηγορία κινήσεων. Οι κινήσεις αυτές αναφέρονται σε υλικά σώματα, που καλύπτουν μια περιοχή ή και ολόκληρο το χώρο. Για να καθορίσουμε τις σύνθετες αυτές κινήσεις, θα πρέπει να προσδιορίσουμε πώς κινείται σαν συνάρτηση του χρόνου κάθε ένα υλικό σημείο του υλικού σώματος που θεωρούμε. Για να είμαστε πιο συγκεκριμένοι, ας θεωρήσουμε την περίπτωση της χορδής: Μας ενδιαφέρει να προσδιορίσουμε τη μετακίνηση u , από τη θέση ισορροπίας κάθε υλικού σημείου της χορδής για κάθε χρονική στιγμή t . Για να καθορίσουμε για ποιο υλικό σημείο της χορδής μιλάμε, θα πρέπει να δώσουμε την απόσταση του, x , από το ένα άκρο (π.χ. το αριστερό) της χορδής. Έτσι προσδιορισμός της κυματικής κίνησης σημαίνει να βρούμε τη συνάρτηση $u = u(x, t)$, πράγμα που

σημαίνει να βρούμε τη μετακίνηση ενός οποιουδήποτε σημείου x της χορδής για κάθε χρονική στιγμή t .

Συνήθως για να χαρακτηρίσουμε κάποιας μορφής κίνηση ως κυματική, απαιτείται να υπάρχει περιοδικότητα και ως προς το χρόνο (t) και ως προς τη Θέση (x). Αυτό σημαίνει το εξής: Αν διαλέξουμε αυθαίρετα ένα σημείο της χορδής x , και παρακολουθήσουμε τη μετακίνησή του u , σαν συνάρτηση του χρόνου, έπειτα από πάροδο ξανά χρόνου T , που λέγεται περίοδος, η μετακίνηση u έχει ξανά την αρχική της τιμή, δηλαδή σε μαθηματική γλώσσα $u(x, t + T) = u(x, 0)$. Επίσης, αν διαλέξουμε μια αυθαίρετη χρονική στιγμή t και πάρουμε μια στιγμιαία φωτογραφία της κάθε μετακίνησης για κάθε σημείο x της χορδής, έπειτα από μήκος λ , που λέγεται μήκος κύματος, η εικόνα επαναλαμβάνεται, δηλαδή σε μαθηματική γλώσσα $u(x + \lambda, t) = u(x, t)$. Η απλούστερη περίπτωση κυματικής κινήσεως είναι αυτή μιας οδεύουσας ημιτονοειδούς μεταβολής.

Η κεντρική σημασία αυτής της απλής περίπτωσης έγκειται στο ότι πιο περίπλοκα κύματα μπορούν να περιγραφούν προσθέτοντας πολλά απλά ημιτονοειδή κύματα. Ας εξετάσουμε με κάποια λεπτομέρεια την απλή ημιτονοειδή περίπτωση. Δεν είναι καθόλου δύσκολο να διαπιστώσει κανείς, ότι το κύμα διαδίδεται με ταχύτητα $v = \lambda / T = \omega / k$. Αυτό σημαίνει ότι ένας παρατηρητής που τρέχει με ταχύτητα v (και επομένως η θέση του στο χρόνο t είναι $x = v \cdot t + x_0$) βλέπει συνεχώς την ίδια τιμή του u . Το ημιτονοειδές κύμα, εκτός από τον κυματαριθμό k , τη συχνότητα ω , την ταχύτητα $v = \omega / k$, χαρακτηρίζεται και από το πλάτος A , που καθορίζει τη μέγιστη τιμή της μετακίνησης u , και από την αρχική φάση Φ_0 που χαρακτηρίζει την τιμή της μετακίνησης u για κάποια αρχική τιμή του χρόνου και της θέσης. Τα κύματα, όντας κινήσεις, φέρουν ενέργεια, ορμή και στροφορμή. Στις περισσότερες περιπτώσεις η ενέργεια του ημιτονοειδούς κύματος είναι ανάλογη του τετραγώνου του πλάτους.

Στην πιο γενική περίπτωση, που το κύμα είναι άθροισμα απλών ημιτονοειδών κυμάτων, η ολική του ενέργεια είναι ανάλογη των αθροίσματος των τετραγώνων των αντίστοιχων πλάτων. Αυτή η πληροφορία είναι αρκετά

απλή αλλά και παράλληλα σημαντική. Όταν προσθέτουμε κύματα, μπορεί να εμφανισθεί το χαρακτηριστικό φαινόμενο της συμβολής.

Σε ορισμένες περιοχές του χώρου, η συνθέτη κίνηση έχει μικρότερο πλάτος, και σε άλλες μηδέν, ενώ σε άλλες έχει μεγαλύτερο πλάτος. Μια ήσυχη λίμνη και ένα βότσαλο μπορεί να δώσουν στο χώρο μια εποπτεία του κυματικού φαινομένου της συμβολής. Η ταχύτητα διαδόσεως είναι επίσης ανεξάρτητη από την ταχύτητα της πηγής που προκαλεί την κυματική κίνηση. Αφού η ταχύτητα διαδόσεως ενός συγκεκριμένου κύματος εξαρτάται μόνο από τις ιδιότητες του υλικού μέσου, το μέσο, που είναι ο φορέας τον κύματος, είναι εύλογο να προσπαθήσει κανείς να την υπολογίσει συναρτήσει των φυσικών ιδιοτήτων του μέσου. Έχοντας κάνει έναν τέτοιο υπολογισμό μπορεί κανείς, στη συνέχεια μετρώντας την ταχύτητα, να βρει τις τιμές φυσικών ιδιοτήτων του μέσου.

1.2. Οι κυματισμοί τσουνάμι, ορισμός, ετυμολογία και αίτια που τα προκαλούν

Τα τσουνάμι αποτελούν μια ειδική κατηγορία κύματος που πυροδοτούνται από σεισμούς, ηφαιστειακές εκρήξεις, υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και από χερσαίες κατολισθήσεις στις οποίες πέφτουν στο νερό μεγάλοι όγκοι συντριμμιών. Όλες αυτές οι ενεργοποιήσεις μπορεί να συμβούν σε οποιαδήποτε παράκτια θαλάσσια περιοχή, αλλά είναι συνηθέστερες και επικινδυνότερες για τον άνθρωπο σε περιοχές όπου βρέχονται από ωκεανούς (Harahap and Huan 2014).

Εάν προκύψει κάποια διαταραχή που προκαλεί τσουνάμι κοντά στην ακτογραμμή, το τσουνάμι που ενεργοποιείται μπορεί να φτάσει στις παράκτιες κοινότητες μέσα σε λίγα μόνο λεπτά.

Παρόλο που πολλοί άνθρωποι σκέφτονται το τσουνάμι ως ένα ενιαίο και μοναδικό κύμα, συνήθως αποτελείται από πολλαπλά κύματα που ορμούν στην ξηρά σαν μια ταχεία ανοδική παλίρροια με ισχυρά ρεύματα. Τα τσουνάμι μπορούν να ταξιδέψουν πολύ μακρύτερα στο εσωτερικό από τα κανονικά κύματα.

Ο όρος τσουνάμι είναι η ιαπωνική λέξη για το "κύμα μεγάλου λιμανιού". Αποτελεί μια σειρά από μεγάλα κύματα νερού που παράγονται από μια ξαφνική κατακόρυφη μετατόπιση του νερού. Πιο συγκεκριμένα, το τσουνάμι είναι ιαπωνική λέξη που αποτελείται από διπλή ρίζα: tsu, που σημαίνει λιμάνι και nami, που σημαίνει κύμα. Η λέξη μοιάζει αβλαβής σε απλή μετάφραση, αλλά σε όσους ζουν στο χείλος του Ειρηνικού μπορεί να σημαίνει καταστροφή. Οι σχεδιαστές πυρηνικών εγκαταστάσεων σε παράκτιες περιοχές, ειδικότερα, πρέπει να λαμβάνουν υπόψη την πιθανότητα εμφάνισης τσουνάμι στο έργο τους.

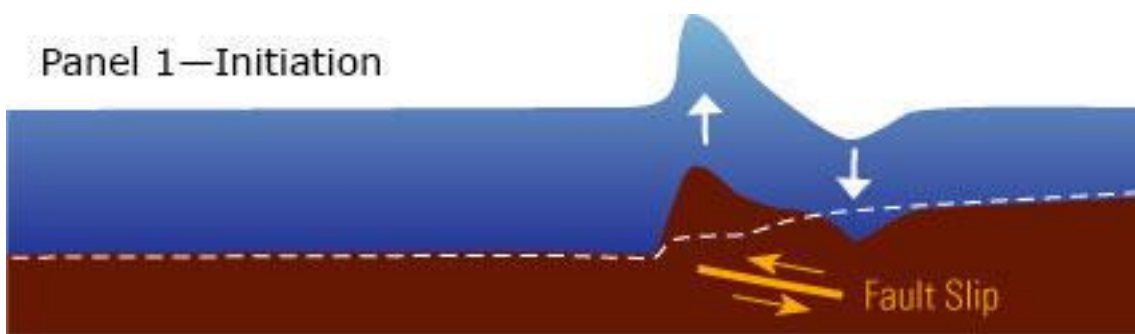
Στο παρελθόν, τα τσουνάμι αναφέρονταν μερικές φορές ως «παλιρροϊκά κύματα» από το ευρύ κοινό και ως «σεισμικά κύματα θάλασσας» από την επιστημονική κοινότητα. Ο όρος "παλιρροϊκό κύμα" είναι εσφαλμένη ονομασία. Αν και ο αντίκτυπος ενός τσουνάμι σε μια ακτογραμμή εξαρτάται από το

επίπεδο της παλίρροιας τη στιγμή που χτυπά το τσουνάμι, τα τσουνάμι δεν σχετίζονται με τις παλίρροιας. Οι παλίρροιας προκύπτουν από τις ανισόρροπες, εξωγήινες, βαρυτικές επιδράσεις της σελήνης, του ήλιου και των πλανητών. Ο όρος "σεισμικό κύμα θάλασσας" είναι επίσης παραπλανητικός. Το "σεισμικό" σημαίνει μηχανισμό παραγωγής που σχετίζεται με σεισμό, αλλά ένα τσουνάμι μπορεί επίσης να προκληθεί από ένα μη σεισμικό γεγονός, όπως μια κατολίσθηση ή πρόσκρουση μετεωρίτη.

Οι υδάτινοι σεισμοί είναι η πιο κοινή αιτία, αλλά η ηφαιστειακή δραστηριότητα, οι κατολισθήσεις και οι επιπτώσεις μετεωριτών μπορεί επίσης, όπως αναφέρθηκε, να προκαλέσουν τσουνάμι. Τα τσουνάμι που δημιουργούνται από σεισμό αναπτύσσονται όταν οι τεκτονικές πλάκες, είτε σε βαθιά θάλασσα, υφαλοκρηπίδα ή παράκτια, κινούνται απότομα σε κάθετη κατεύθυνση και το υπερκείμενο νερό μετατοπίζεται. Τα κύματα που δημιουργούνται από αυτές τις διαταραχές κινούνται προς μια εξωτερική κατεύθυνση, μακριά από την πηγή (NOAA 2009). Σε βαθιά νερά, η επιφανειακή διαταραχή του νερού είναι σχετικά απαρατήρητη και μπορεί να γίνει αισθητή μόνο ως ένα απαλό κύμα. Καθώς το κύμα πλησιάζει σε ρηχά νερά κατά μήκος της ακτής, ανεβαίνει πάνω από την επιφάνεια που σχετίζεται με το πλάτος των υποβρυχίων κυμάτων. Η ταχύτητα του τσουνάμι μειώνεται και το ύψος του κύματος αυξάνεται καθώς φτάνει στην ακτογραμμή. Η έκταση της πλημμύρας που συμβαίνει εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την τοπική τοπογραφία. Σε χαμηλές περιοχές η πλημμύρα μπορεί να είναι εκτεταμένη και μπορεί να φτάσει πολύ στο εσωτερικό διαταράσσοντας ακόμη και μη παράκτιες κοινότητες.

Οι σεισμοί συνδέονται συνήθως με την ανακίνηση του εδάφους που είναι αποτέλεσμα ελαστικών κυμάτων που ταξιδεύουν στη στερεή γη. Ωστόσο, κοντά στην πηγή των υποθαλάσσιων σεισμών, το θαλάσσιο πάτωμα ανυψώνεται και κατεβαίνει «μόνιμα», σπρώχνοντας ολόκληρη τη στήλη νερού πάνω και κάτω. Η δυναμική ενέργεια που προκύπτει από την ώθηση του νερού πάνω από το μέσο επίπεδο της θάλασσας μεταφέρεται στη συνέχεια στην οριζόντια διάδοση του κύματος τσουνάμι ως κινητική ενέργεια. Για την περίπτωση της Εικόνας 1.1, την πιο απλουστευμένη περίπτωση δημιουργίας τσουνάμι, η ρήξη του σεισμού έλαβε χώρα στη βάση της ηπειρωτικής πλαγιάς σε σχετικά βαθιά νερά. Μπορεί

επίσης να προκύψουν καταστάσεις όπου η ρήξη του σεισμού συμβαίνει κάτω



από την υφαλοκρηπίδα σε πολύ πιο ρηγά νερά.

Εικόνα 1.1. Απλουστευμένη δημιουργία τσουνάμι με αίτιο το σεισμό (<https://www.maine.gov/DACF/mgs/hazards/tsunamis/index.shtml>)

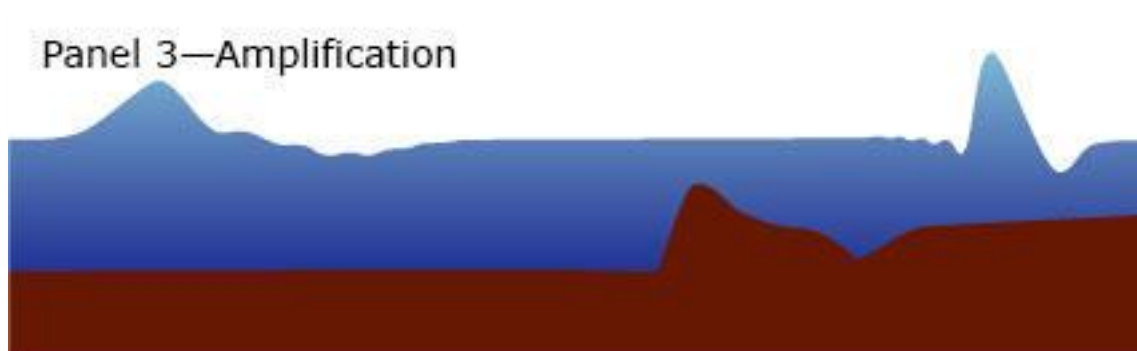
Μέσα σε λίγα λεπτά από τον σεισμό, το αρχικό τσουνάμι χωρίζεται σε ένα τσουνάμι που ταξιδεύει στον βαθύ ωκεανό, το μακρινό τσουνάμι, και ένα άλλο τσουνάμι που ταξιδεύει προς την κοντινή ακτή, το τοπικό τσουνάμι (Εικόνα 1.2). Το ύψος πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας των δύο αντίθετα μετακινούμενων τσουνάμι είναι περίπου το μισό από το αρχικό τσουνάμι. Η ταχύτητα με την οποία ταξιδεύουν και τα δύο τσουνάμι ποικίλλει ανάλογα με την τετραγωνική ρίζα του βάθους του νερού. Ως εκ τούτου, το τσουνάμι βαθέων



ωκεανών ταξιδεύει γρηγορότερα από το τοπικό τσουνάμι κοντά στην ακτή.

Εικόνα 1.2. Τα δύο τσουνάμι που δημιουργούνται έχουν αντίθετη κατεύθυνση και φορά (<https://www.maine.gov/DACF/mgs/hazards/tsunamis/index.shtml>)

Αρκετά πράγματα συμβαίνουν καθώς το τοπικό τσουνάμι ταξιδεύει πάνω από την ηπειρωτική πλαγιά. Το πιο προφανές είναι ότι το πλάτος αυξάνεται. Επιπλέον, το μήκος κύματος μειώνεται. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την απότομη πτώση του κύριου κύματος - σημαντικό έλεγχο της εκροής κύματος στην ακτή (Εικόνα 1.3). Αξίζει να σημειωθεί ότι το πρώτο μέρος του κύματος που φτάνει στην τοπική ακτή είναι μια βύθυνση, η οποία θα εμφανιστεί καθώς η θάλασσα απομακρύνεται μακριά από την ακτή. Αυτό είναι ένα κοινό φυσικό προειδοποιητικό σημάδι για τσουνάμι. Αξίζει επίσης να σημειωθεί και ότι το τσουνάμι των ωκεανών έχει ταξιδέψει πολύ πιο μακριά από το τοπικό τσουνάμι λόγω της υψηλότερης ταχύτητας διάδοσης. Καθώς το τσουνάμι του βαθύ ωκεανού πλησιάζει σε μια μακρινή ακτή, θα υπάρξει ενίσχυση και συντόμευση του κύματος, όπως ακριβώς συμβαίνει με το τοπικό τσουνάμι.

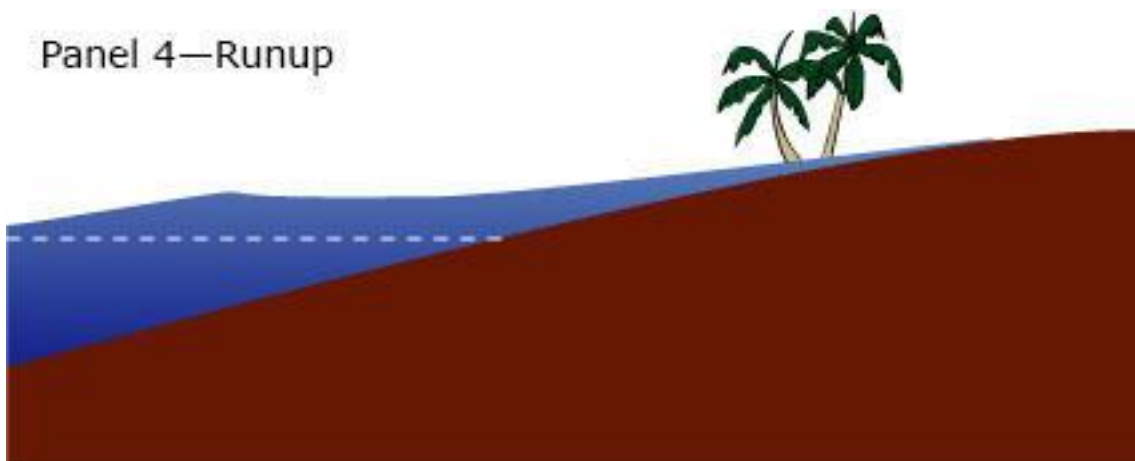


Εικόνα 1.3. Ενίσχυση του τσουνάμι μετά τη δημιουργία του (<https://www.maine.gov/DACF/mgs/hazards/tsunamis/index.shtml>)

Η εκτόξευση τσουνάμι συμβαίνει κατόπιν, όταν μια κορυφή στο κύμα τσουνάμι ταξιδεύει από την περιοχή κοντά στην ακτή προς την ακτή. Η εκροή

είναι μια μέτρηση του ύψους του νερού στην ξηρά που παρατηρείται πάνω από το επίπεδο της θάλασσας αναφοράς.

Η Εικόνα 1.4 δείχνει μια διατομή μιας ακτογραμμής και πώς αλλάζει το κύμα τσουνάμι με την πάροδο του χρόνου.



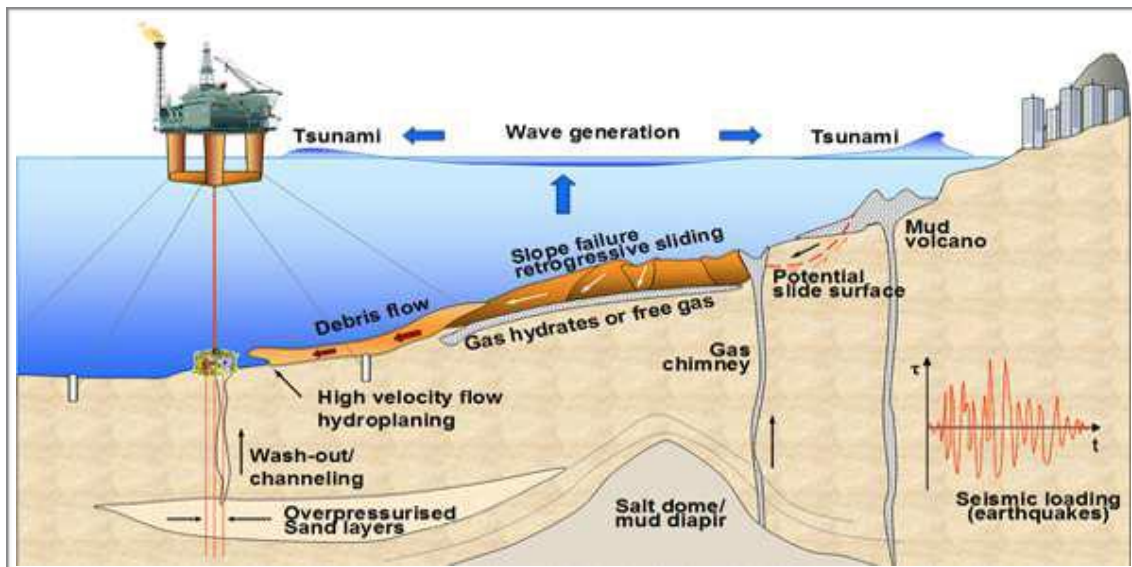
Εικόνα 1.4. Η αλλαγή της διατομής της ακτογραμμής εξαιτίας της δημιουργίας και παρουσίας κύματος τσουνάμι (<https://www.maine.gov/DACF/mgs/hazards/tsunamis/index.shtml>)

Εκτός από τα μεγαλύτερα τσουνάμι, όπως το γεγονός του Ινδικού Ωκεανού του 2004, τα περισσότερα τσουνάμι δεν έχουν ως αποτέλεσμα γιγαντιαία κύματα σπασίματος όπως τα κανονικά κύματα σερφ στην παραλία που στριφογυρίζουν καθώς πλησιάζουν στην ακτή (Harahar and Huan 2014). Μάλλον, έρχονται σαν πολύ ισχυρές και γρήγορες παλίρροιες, δηλαδή, ισχυρές εξάρσεις και γρήγορες αλλαγές στο επίπεδο της θάλασσας. Μεγάλο μέρος της ζημιάς που προκαλείται από το τσουνάμι προκαλείται από ισχυρά ρεύματα και πλωτά συντρίμια. Ο μικρός αριθμός τσουνάμι που όντως σπάνε σχηματίζει συχνά κάθετα τοιχώματα από ταραγμένο νερό που ονομάζονται τρύπες. Τα τσουνάμι συχνά θα ταξιδεύουν πολύ πιο μακριά από το κανονικό κύμα.

Επιπλέον πρέπει να κατανοηθεί πως τα τσουνάμι δεν σταματούν μια φορά στην ξηρά. Μετά την εκτόξευση, μέρος της ενέργειας του τσουνάμι

αντανακλάται πίσω στον ανοιχτό ωκεανό και διασκορπίζεται από απότομες παραλλαγές στην ακτογραμμή. Επιπλέον, ένα τσουνάμι μπορεί να δημιουργήσει έναν συγκεκριμένο τύπο εγκλωβισμένου κύματος που ονομάζεται ακραία κύματα και ταξιδεύουν μπρος-πίσω, παράλληλα με την ακτή. Αυτά τα αποτελέσματα οδηγούν σε πολλές αφίξεις του τσουνάμι σε ένα συγκεκριμένο σημείο στην ακτή και όχι σε ένα μόνο κύμα. Λόγω της περίπλοκης συμπεριφοράς των κυμάτων τσουνάμι κοντά στην ακτή, η πρώτη εκτόξευση ενός τσουνάμι συχνά δεν είναι η μεγαλύτερη, τονίζοντας τη σημασία της μη επιστροφής σε μια παραλία πολλές ώρες μετά το πρώτο χτύπημα του τσουνάμι.

Το τσουνάμι μπορεί να οριστεί ως κύματα νερού μεγάλης διάρκειας που δημιουργούνται από ξαφνική μετατόπιση της επιφάνειας του νερού (Εικόνα 2). Αυτός ο γενικός ορισμός είναι αρκετά ευρύς για να καλύψει όλα τα πιθανά σενάρια για τους τρόπους δημιουργίας τους. Η δημιουργία τσουνάμι γενικά θεωρείται προϊόν σεισμικών διαταραχών στον πυθμένα της θάλασσας με ξαφνικές διαταραχές του βυθού που αποδίδονται σε υποθαλάσσιους σεισμούς, υποαερείς ή υποθαλάσσιες ροές μάζας, ηφαιστειακές εκρήξεις, κατάρρευση του βυθού της θάλασσας ή επιπτώσεις σε ωκεανό. Ειδικότερα, η υποθαλάσσια κατολίσθηση είναι πλέον αποδεκτή ως σημαντική πηγή δημιουργίας κυμάτων τσουνάμι. Είναι η δεύτερη σε συχνή πηγή τσουνάμι για περίπου το 10% όλων των κυμάτων τσουνάμι (Gusiakov 2009). Η υποβρύχια αποτυχία μάζας ή η υποθαλάσσια κατολίσθηση είναι η πιο σοβαρή απειλή τόσο σε τοπικό όσο και σε επίπεδο ανοιχτής θάλασσας. Εκτός από τις ζημιές σε απευθείας υπεράκτιες εγκαταστάσεις, οι αστοχίες της κλίσης μπορεί επίσης να προκαλέσουν καταστροφικό τσουνάμι. Έτσι, τα τσουνάμι γίνονται σοβαρός φυσικός κίνδυνος για το περιβάλλον και τους πληθυσμούς στις εκτεθειμένες περιοχές. Από την άλλη πλευρά αίτια δημιουργίας τσουνάμι θεωρούνται και οι ηφαιστειακές μάζες. Αν και είναι ευρέως γνωστό ότι οι ηφαιστειακές διεργασίες μπορούν επίσης να προκαλέσουν τσουνάμι σε ωκεανούς, θάλασσες και λίμνες, οι μηχανισμοί πηγής παραμένουν δύσκολο να μοντελοποιηθούν, λόγω της εγγενούς πολυπλοκότητάς τους και της σχετικής σπανιότητας των δεδομένων παρατήρησης (Kienle et al. 1987).

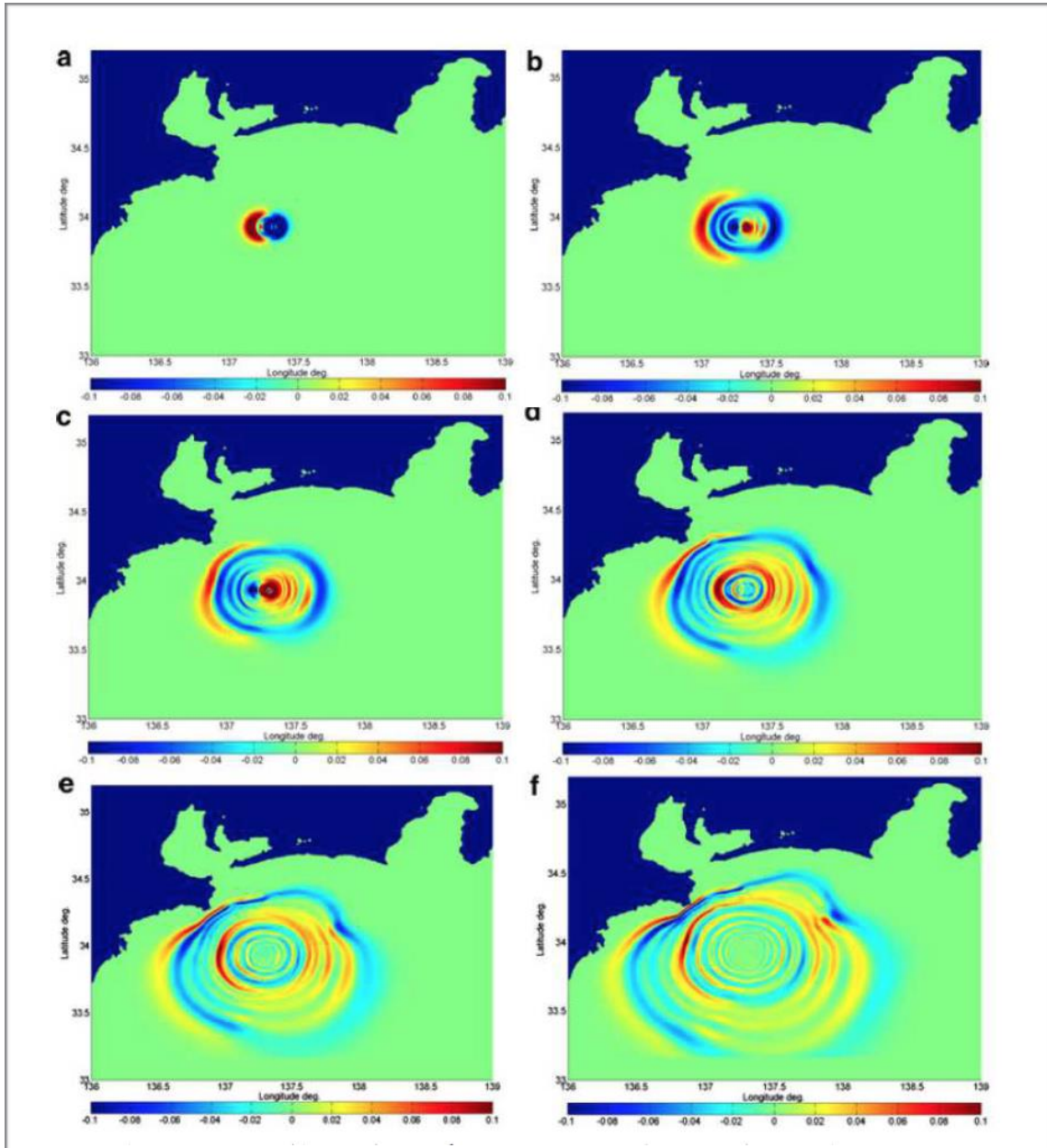


Εικόνα 2. Σχηματική αναπαράσταση της δημιουργίας τσουνάμι (από Gusiakov 2009)

Μόνο ένα μικρό μέρος όλων των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων προκαλούν τσουνάμι. Πολλές μελέτες έχουν δημοσιευτεί αναφορικά με την αποτελεσματικότητα των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων να προκαλούν κύματα τσουνάμι. Ο Murty (2003) παραθέτει τη βασική φυσική για τον έλεγχο της εγκυρότητας των υδροδυναμικών προσομοιώσεων όπως εφαρμόζεται στα τσουνάμι κατολισθήσεων. Υποθέτει ότι η δημιουργία τσουνάμι από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις εξαρτάται από ορισμένους παράγοντες όπως το βάρος του υλικού της υδάτινης μάζας, η πυκνότητα και η ταχύτητα, η διάρκεια της διαφάνειας, η γωνία της τσουλήθρας, το βάθος του νερού κ.λπ. από σεισμούς με υποθαλάσσιες κατολισθήσεις με πείραμα. Καταλήγει στο συμπέρασμα ότι μεγάλο κύμα τσουνάμι μπορεί να δημιουργηθεί από κάποια υποθαλάσσια κατολίσθηση. Άλλη έρευνα (Okal & Synolakis 2003) παρουσιάζει

ένα απλούστερο φυσικό μοντέλο. Οι ερευνητές χρησιμοποίησαν δύο μηχανισμούς πηγής, ήτοι μια σεισμική εξάρθρωση και υποβρύχιες πτώσεις. Αξιολογούν το πλάτος της ενέργειας που παράγεται σε κύμα τσουνάμι χρησιμοποιώντας τις δύο αυτές πηγές που προαναφέρθηκαν. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι και οι δύο πηγές μπορούν να δημιουργήσουν τσουνάμι ενέργειας.

Η φύση των κυμάτων τσουνάμι μπορεί να χαρακτηριστεί ως μη γραμμική και η διασπορά συχνότητας που προκαλεί τη διάδοση βραχύτερων κυμάτων ως μικρότερης ταχύτητας, προκαλώντας έτσι τη διασπορά ενός αρχικού πακέτου κυμάτων καθώς διαδίδεται (Εικόνα 3). Σχετικά με αυτό, τα μοντέλα τύπου Boussinesq είναι πιο αποτελεσματικά και ακριβή από τα μοντέλα που αναπτύχθηκαν βάσει μη γραμμικών εξισώσεων νερού που μπορούν να οδηγήσουν σε σφάλματα στο σχήμα του κύματος και στον χρόνο άφιξης (Lynett et al. 2003). Το πρώτο μοντέλο χαλαρώνει τον περιορισμό στη μη γραμμικότητα και περιλαμβάνει αρχικά την επίδραση της διασποράς συχνότητας.

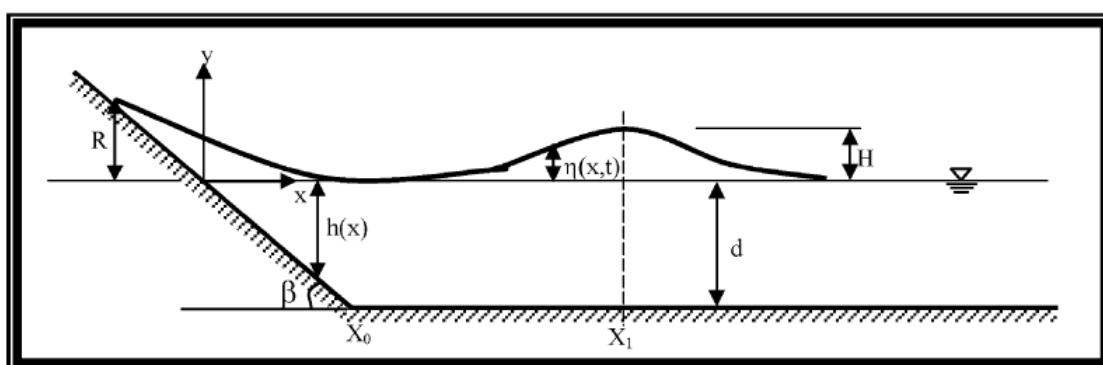


Εικόνα 3. Η μη γραμμική φύση των κυμάτων τσουνάμι και τα στάδια ανάπτυξής τους (Lynett and Liu 2002)

Σαφώς, η συμπερίληψη των αποτελεσμάτων διασποράς είναι σημαντική για τον προσδιορισμό του χρονικού ιστορικού της κίνησης του κύματος σε ένα σημείο. Τα προφίλ κυμάτων είναι σε καλή συμφωνία με το πείραμα. Το μοντέλο Boussinesq έχει δείξει σημαντική βελτίωση σε σχέση με την προηγούμενη προσομοίωση που έγινε με παλαιότερη πηγή τσουνάμι και μοντέλα διάδοσης

τσουνάμι με ρηχά νερά, αναπαράγοντας σωστά τους χρόνους άφιξης του τσουνάμι σε σχέση με τους ισχυρούς χρόνους μετά από σοκ που συνέβησαν περίπου 20 λεπτά μετά το κύριο σοκ.

Η μοντελοποίηση των ροών τσουνάμι στους περισσότερους τύπους ακτών παραμένει ένα δύσκολο αλλά σημαντικό πρόβλημα. Για τις παράκτιες κοινότητες εντός της κυματισμένης περιοχής, το τσουνάμι ρέει γύρω, μέσα και πάνω από κτίρια. Αυτή η ταραγμένη, ταχέως κινούμενη ροή οδηγεί σε καταστροφή, κατάρρευση ή απομάκρυνση του κτιρίου. Οι άνθρωποι συνήθως πνίγονται, λόγω του υψηλού νερού, της δυσκολίας αντοχής στις δυνάμεις του ρευστού, της αντιμετώπισης των μεγάλων ταραγμένων στροβιλισμών ή της πρόσκρουσης στα συντρίμια. Για να προσομοιωθεί η πλημμύρα στην ακτή από ένα τσουνάμι, ένα αριθμητικό μοντέλο πρέπει να είναι ικανό να επιτρέπει στην ακτογραμμή να κινείται στο χρόνο. Ωστόσο, η ακριβής πρόβλεψη της κατάληψης σε πραγματικές ακτές με δομές και ανθρώπινη κατοίκηση παραμένει ατελής. Ειδικά, τα κύματα τσουνάμι που δημιουργήθηκαν από υποθαλάσσια κατολίσθηση έχουν μεγάλα μήκη κύματος και μεγάλα ύψη (Okal & Synolakis 2004). Ο Pedersen γενίκευσε από την πρόοδο της μοντελοποίησης κύματος σε δύο κατευθύνσεις: μία είναι η ενσωμάτωση εγκαταστάσεων σε γενικά μοντέλα διάδοσης κυμάτων με εγγενή διασπορά υψηλής τάξης και άλλη είναι η εμπλοκή της αναπαράστασης ακριβούς ακτογραμμής σε μοντέλα (Εικόνα 4).



Εικόνα 4. Μοντέλο αναπαράστασης της ακτογραμμής κατά τη διάρκεια δημιουργίας κύματος τσουνάμι (Hararah & Huan 2014)

Το πλάτος ενός κύματος τσουνάμι στην ανοιχτή θάλασσα είναι τυπικά πολύ μικρό, περίπου 0 - 5 μέτρα, αλλά όταν πλησιάζει μια ήπια κεκλιμένη παραλία, το μπροστινό μέρος του κύματος επιβραδύνεται προκαλώντας το νερό να συσσωρεύεται κάθετα, αφού το πίσω μέρος του κύματος είναι ακόμα εκατοντάδες χιλιόμετρα έξω στη θάλασσα, ταξιδεύοντας με πολύ μεγαλύτερη ταχύτητα. Οι τεράστιες ποσότητες νερού που εμπλέκονται σε αυτή τη διαδικασία, αντιπροσωπεύουν μεγάλο μέρος των καταστροφικών επιπτώσεων των κυμάτων τσουνάμι σε παράκτιες περιοχές.

Πριν από την άφιξη των κυμάτων τσουνάμι στην ακτή, το νερό σε αυτήν την περιοχή είναι απίθανο να είναι ακίνητο ακόμη και παρουσία επιφανειακών κυμάτων μικρού πλάτους ή στην ελεύθερη επιφάνεια. Κάτω από την επιφάνεια θα μπορούσε να υπάρξει σημαντική κίνηση λόγω της παρουσίας ρευμάτων. Ήδη για μη περιστροφική με ελεύθερη επιφάνεια, ένα υποκείμενο ομοιόμορφο ρεύμα περιπλέκει σημαντικά τη δυναμική του γιατί χωρίς ρεύμα όλες οι διαδρομές σωματιδίων περιγράφουν έναν μη κλειστό βρόχο, ενώ ορισμένα ρεύματα μπορούν να παράγουν κλειστές διαδρομές σωματιδίων.

Λαμβάνοντας υπόψη τα ρεύματα, φαίνεται απαραίτητο σε ένα λογικό μοντέλο για τα κύματα τσουνάμι να επιτρέπουν κάποιο είδος υπόβαθρου, το οποίο μοντελοποιεί την κίνηση του νερού απουσία κυμάτων. Ενώ οι περισσότερες έρευνες περιορίζονται σε μη αναστρέψιμες καταστάσεις που υποδεικνύουν καταστάσεις μετακινούμενου νερού, η δυνατότητα ενσωμάτωσης προϋπάρχουσας στροβιλότητας δεν έχει μελετηθεί επαρκώς. Διάφορες κατανομές στροβίλου επιτεύχθηκαν στο ρηχό καθεστώς νερού και διαπιστώθηκε ότι η απαίτηση στην ελεύθερη επιφάνεια είναι πολύ περιοριστική, καθώς ακυρώνει ακόμη και την απλή επιλογή σταθερής μη μηδενικού στροβιλισμού.

Οι έρευνες σχετικά με τα ηφαιστειακά τσουνάμι παρεμποδίζονται από την έλλειψη διεπιστημονικής εμπειρογνομosύνης. Τα ηφαιστειακά τσουνάμι σπάνια περιλαμβάνονται στα έγγραφα ηφαιστειακού κινδύνου (χάρτες κινδύνου, σχέδια εκκένωσης κ.λπ.), παρόλο που διευρύνουν σαφώς την περιοχή πιθανών

ζημιών πολλών υποβρυχίων και παράκτιων ηφαιστείων. Τέτοια γεγονότα θα συνέβαιναν με μικρή προειδοποίηση και μπορούν να προκαλέσουν καταστροφές σε σημαντική απόσταση από το ηφαίστειο. Για παράδειγμα, οι θάνατοι από το τσουνάμι του Κρακατάου το 1883 συνέβησαν έως και 185 χιλιόμετρα, όπου 2 άτομα πέθαναν στην Πακισιάγια στη βόρεια Ιάβα, ή και ακόμη και 3.000 χιλιόμετρα από το ηφαίστειο.

Τα κύματα τσουνάμι δημιουργούνται από μια ξαφνική κατακόρυφη μετατόπιση ενός υδάτινου σώματος σε μαζική κλίμακα, που προκαλείται από κατολισθήσεις, ηφαιστειακές εκρήξεις ή, συνηθέστερα, από υποθαλάσσιους σεισμούς (Bryant 2008). Οι τεκτονικές συγκρούσεις με τη μορφή ρήξεων ώσης ή κανονικών, κάνουν μερικές φορές τον ωκεανό να ανεβαίνει ή να πέφτει κατά μερικά μέτρα, προκαλώντας τη στήλη ύδατος ακριβώς από πάνω να ανέβει ή να πέσει. Δημιουργούν έτσι ένα αρχικό κύμα προ της ανύψωσης ή της κατάθλιψης, όπως συνέβη με το τσουνάμι του Δεκεμβρίου 2004 (Constantin 2004).

1.3. Αντίκτυπος των τσουνάμι στην ανθρώπινη ζωή

Έχουν καταγραφεί περισσότεροι από 250.000 θάνατοι και περίπου 50.000 τραυματισμοί ως αποτέλεσμα τσουνάμι από το 1900 έως το 2010. Η πλειονότητα των θανάτων (89%) και οι τραυματισμοί που αναφέρθηκαν κατά τη διάρκεια αυτής της χρονικής περιόδου αποδόθηκαν σε ένα μόνο συμβάν - το τσουνάμι του Ινδικού Ωκεανού του 2004. Τα ευρήματα από τη συστηματική βιβλιογραφική ανασκόπηση δείχνουν ότι η κύρια αιτία θνησιμότητας από τσουνάμι είναι ο πνιγμός και ότι οι γυναίκες, τα παιδιά και οι ηλικιωμένοι διατρέχουν αυξημένο κίνδυνο θνησιμότητας. Οι λίγες μελέτες που ανέφεραν για τραυματισμούς που σχετίζονται με το τσουνάμι υποδηλώνουν ότι οι άνδρες και οι νεαροί ενήλικες διατρέχουν αυξημένο κίνδυνο τραυματισμού.

Η φυσική κατανόηση των κινδύνων για τσουνάμι είναι σχετικά φτωχή. Το πώς να κατανοήσουμε καθαρά την ουσία του τσουνάμι και πώς να βρούμε μεθόδους για τη μείωση των ζημιών από το κύμα τσουνάμι αποτελούν ερωτήματα που ταλανίζουν ακόμη την επιστημονική κοινότητα. Αυτό δεν είναι απλό έργο λόγω της πολυπλοκότητας και της πολλαπλής κλίμακας της διαδικασίας.

Σπάνια, τα τσουνάμι είναι μεγάλης πρόσκρουσης και ως εκ τούτου έχουν τη δυνατότητα να προκαλέσουν εκτεταμένη καταστροφή και να επηρεάσουν εκατοντάδες χιλιάδες (McCarty 2002). Το τσουνάμι του Ινδικού Ωκεανού του 2004 είχε ως αποτέλεσμα περισσότερους από 225.000 θανάτους σε δώδεκα έθνη και το τσουνάμι της Ιαπωνίας το 2011 προκάλεσε περίπου 28.000 θανάτους. Υπάρχουν ανασκοπήσεις για τις επιπτώσεις του τσουνάμι στους ανθρώπινους πληθυσμούς. Λαμβάνοντας υπόψη τις πρόσφατες καταστροφές από τσουνάμι το 2004 και το 2009, μια ευρύτερη κατανόηση των χαρακτηριστικών επιπτώσεων των τσουνάμι στους ανθρώπινους πληθυσμούς θα μπορούσε να ενημερώσει τις προσπάθειες ετοιμότητας και αντίδρασης. Ο αντίκτυπος των τσουνάμι στον ανθρώπινο πληθυσμό αφορά τη θνησιμότητα, τον τραυματισμό και τον εκτοπισμό παραγόντων κινδύνου που σχετίζονται με αυτά τα φαινόμενα.

Η κατανόηση της φόρτωσης κυμάτων τσουνάμι σε παράκτιες ανθρώπινες εγκαταστάσεις είναι σημαντική για τη βελτίωση του σχεδιασμού των παράκτιων δομών. Είναι επίσης πολύ επικίνδυνο με αυτές τις δομές κοντά στην ακτογραμμή επειδή μπορεί να καταστραφούν από δύναμη τσουνάμι. Αν και σπάνια, τα τσουνάμι έχουν τη δυνατότητα να προκαλέσουν σημαντικές απώλειες ζωών και τραυματισμών καθώς και εκτεταμένες ζημιές στο φυσικό και δομημένο περιβάλλον. Ο αντίκτυπός τους στους ανθρώπινους πληθυσμούς σε όρους θνησιμότητας, τραυματισμών και εκτοπίσεων και οικονομικών ζημιών, στο μέτρο του δυνατού, είναι πολύ μεγάλος και συχνά μπορεί να χαρακτηριστεί αδύνατον να υπολογιστεί.

Μεταξύ 1900 και 2009, καταγράφηκαν 94 τσουνάμι που επηρέασαν ανθρώπινους πληθυσμούς. Η συχνότητα των γεγονότων ήταν σχετικά σταθερή μέχρι τη δεκαετία του 1980, μετά την οποία αναφέρθηκε μια δραματική αύξηση. Αυτή η αύξηση είναι πιθανώς το αποτέλεσμα βελτιώσεων στα συστήματα παρακολούθησης και αναφοράς. Η συχνότητα και η θνησιμότητα του τσουνάμι συγκεντρώθηκαν στις περιοχές του Δυτικού Ειρηνικού, της Νοτιοανατολικής Ασίας και της Αμερικής, καθένα από τα οποία αντιπροσώπευε σχεδόν το ένα τρίτο των γεγονότων και των θανάτων από τσουνάμι, αλλά η Νοτιοανατολική Ασία αντιπροσώπευε το 52% του πληθυσμού που επλήγη από το τσουνάμι από το 1900-2009 και Το 95% του τσουνάμι επηρέασε τον πληθυσμό από το 1980 έως το 2009. Εκτιμάται ότι 2,5 εκατομμύρια άνθρωποι επηρεάστηκαν από τσουνάμι μεταξύ 1900 και 2009. Μια απότομη αύξηση της θνησιμότητας από τσουνάμι και των πληγέντων πληθυσμών παρατηρήθηκε από το 2000 έως το 2009 ως αποτέλεσμα του τσουνάμι του Ινδικού Ωκεανού του 2004.

Ως εκ τούτου, η ανάγκη για μια ολοκληρωμένη βάση μοντέλου με βάση τη μέθοδο χωρίς πλέγματα, που θα μπορούσε να καλύψει όλες τις πτυχές των φαινομένων τσουνάμι και να δώσει τη μοντελοποίηση του γεγονότος σε πραγματικό χρόνο, θα ήταν μια καλή μελλοντική ερευνητική κατεύθυνση.

Το ασιατικό τσουνάμι της 26ης Δεκεμβρίου 2004 έδειξε την καταστροφή που θα μπορούσε να προκληθεί από ένα τσουνάμι σε ανθρώπινες ζωές, υποδομές και οικονομία. Το συνολικό οικονομικό κόστος της καταστροφής

εκτιμάται ότι είναι πάνω από 7,5 δισεκατομμύρια λίρες. Ενώ οι σεισμοί και τα τσουνάμι είναι αναπόφευκτες δυνάμεις της φύσης, είναι δυνατόν να προετοιμαστούμε καλύτερα γι' αυτούς, ώστε να ελαχιστοποιηθεί η ζημιά στις υποδομές. Για να σωθούν ζωές, πρέπει να δημιουργηθούν αποτελεσματικά συστήματα προειδοποίησης για τσουνάμι για την εκκένωση ανθρώπων από τις παράκτιες περιοχές. Η φυσική, οικονομική και χρηματοοικονομική ζημιά για την παράκτια κοινότητα μπορεί επίσης να μειωθεί με τον σχεδιασμό αντισεισμικών σχεδίων για σπίτια και άλλες υποδομές στην περιοχή. Η κατανόηση της φόρτωσης κυμάτων τσουνάμι σε παράκτια σπίτια είναι σημαντική για τη βελτίωση του σχεδιασμού των παράκτιων δομών.

Τα κύματα τσουνάμι είναι ένας ειδικός τύπος κύματος βαρύτητας νερού, με τυπικό μήκος κύματος εκατοντάδες χιλιόμετρα, τα οποία μπορούν να διανύσουν χιλιάδες χιλιόμετρα με πολύ μεγάλη ταχύτητα και μικρή απώλεια ενέργειας. Ένα σχετικό εντυπωσιακό παράδειγμα είναι το τσουνάμι του Μαΐου 1960, που ξεκίνησε κοντά στις ακτές της Χιλής (λόγω του μεγαλύτερου σεισμού που έχει καταγραφεί ποτέ) και διαδόθηκε στον Ειρηνικό Ωκεανό προκαλώντας καταστροφές σε παράκτιες περιοχές στη Χαβάη και την Ιαπωνία, 10000 χλμ και 17000 χιλιόμετρα μακριά από τις ακτές της Χιλής, αντίστοιχα. Μακριά από την ακτή, όπου ο ωκεανός μπορεί να υποτεθεί ότι έχει ομοιόμορφο βάθος σε μεγάλες αποστάσεις η λεκάνη του κεντρικού Ειρηνικού είναι σχετικά ομοιόμορφη, με μέσο βάθος νερού περίπου 4300 m, η εξέλιξη του κύματος διέπεται ουσιαστικά από τη θεωρία γραμμικών κυμάτων νερού.

1.4 Σκοπός της διατριβής

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής διατριβής είναι η ανασκόπηση των κυριότερων συμβάντων τσουνάμι που έχουν καταγραφεί στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, των ενδεχόμενων κινδύνων και ζημιών που προκάλεσαν και το πως αντιμετωπίστηκαν.

Η περιοχή της ανατολικής Μεσογείου είναι ένα εξαιρετικό φυσικό εργαστήριο καθώς οι τεκτονικές κινήσεις είναι γρήγορες και ποικίλες, λογικά κατανοητές και έχουν σχετικά καλά τεκμηριωμένη ιστορία. Επιπλέον, υπάρχει μια ποικιλία υλικών προέλευσης. Για τους επιστήμονες της γης, τους ωκεανογράφους, τους γεωλόγους και τους μηχανικούς σεισμών, οι κύριοι στόχοι της ιστορικής έρευνας σε πρωτογενείς πηγές για παλαιοτοσουνάμι είναι να βελτιώσουν και να επεκτείνουν τις πληροφορίες που περιέχονται σε δευτερογενείς μελέτες και καταλόγους και να παράσχουν ένα αντικειμενικό μέτρο της αξιοπιστίας και της πληρότητας των δεδομένων που ανακτήθηκαν. Αυτό είναι πολύ σημαντικό, τόσο για τις μελέτες εκτίμησης κινδύνου όσο και για να βοηθήσει στην εστίαση των γεωλογικών ερευνών.

Ως εκ τούτου, βάσει της ανασκόπησης που παρατίθεται, αναμένεται να οριστούν κάποιες ειδικότερες περιοχές, να εκτιμηθεί ο πραγματικός κίνδυνος και μελλοντικά. Ένα θέμα μεγάλης πρακτικής σημασίας.

2.1. Μεθοδολογία

Η παρούσα έρευνα βασίστηκε στην εύρεση βιβλιογραφικών πηγών από διεθνείς μηχανές αναζήτησης επιστημονικών άρθρων και βιβλίων όπως είναι το google scholar (<https://scholar.google.com>), το scopus (<https://www.scopus.com>) και το web of sciences (<https://www.webofscience.com>). Ως λέξεις κλειδιά στην αναζήτηση παρατέθηκαν ποικίλοι όροι όπως «tsunami», «wave», «Eastern Mediterranean» και «geohazard», τόσο στα Αγγλικά όσο και στα Ελληνικά.

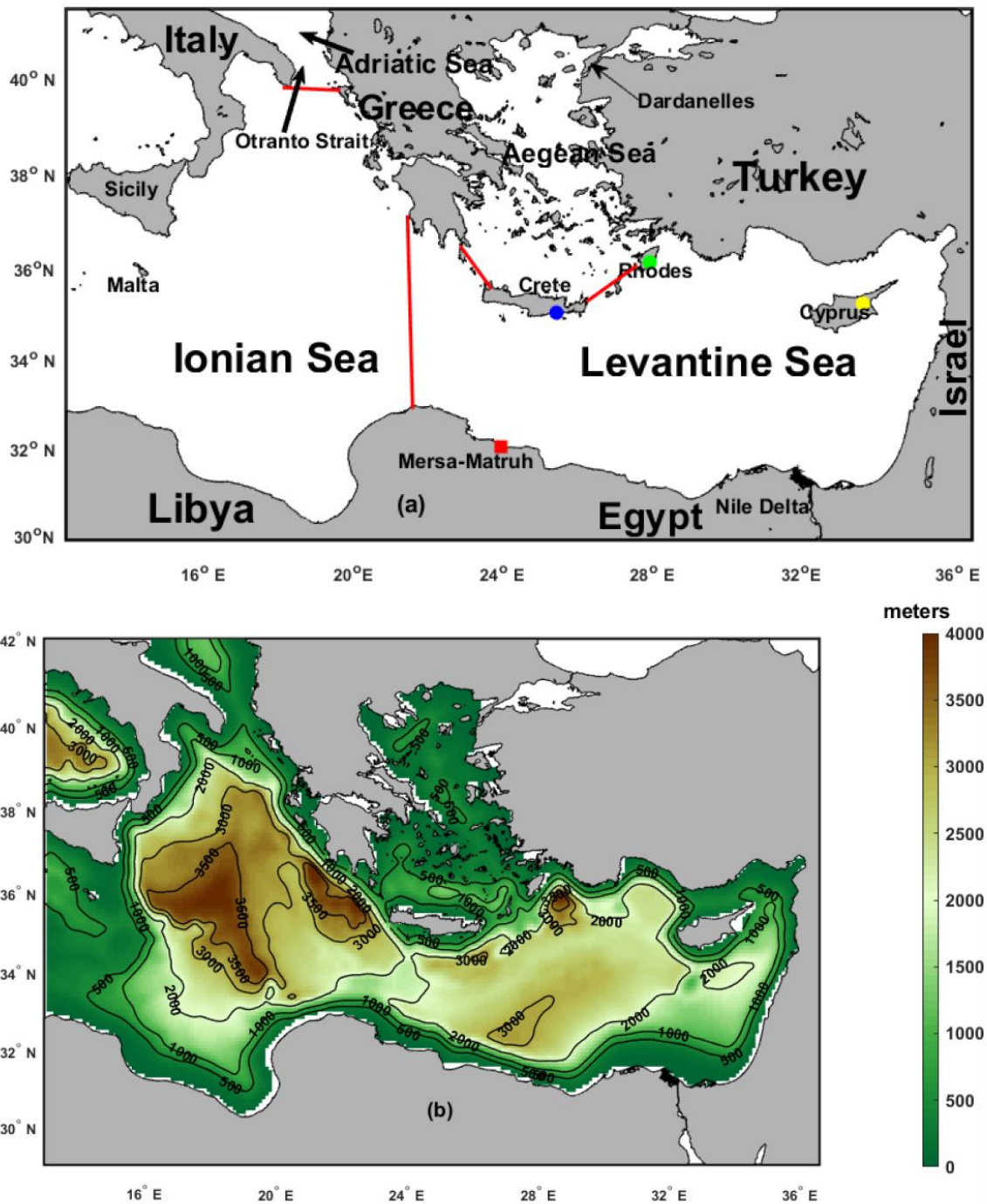
Με το τρόπο αυτό επιχειρήθηκε η κατά το δυνατόν λεπτομερέστερη και βαθύτερη ανάλυση των τσουνάμι που έχουν καταγραφεί στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, αλλά και των μοντέλων που σχετίζονται με την πρόβλεψή τους. Θέτοντας ως βάση το γεγονός πως τα τσουνάμι είναι περισσότερο “δημοφιλή” σε άλλες παράκτιες περιοχές του πλανήτη, αλλά και τον τρόπο που μπορεί να επηρεάσουν τον ανθρώπινο πληθυσμό, σε συνδυασμό με το σχεδιασμό που έχει προβλεφθεί από τους τοπικούς παράγοντες για την ελαχιστοποίηση των οικονομικών ζημιών, θα επιχειρηθεί να παρατεθούν τα σημαντικότερα σημεία που σχετίζονται με κυματισμούς τσουνάμι στην περιοχή που προαναφέρθηκε.

Συγκεκριμένα αναλύθηκε η υπάρχουσα επιστημονική βιβλιογραφία, ενώ επίσης πραγματοποιήθηκε και αναζήτηση σε Ελληνικές σελίδες του διαδικτύου όπως επίσης και αναζητήσεις σε βιβλία. Σκοπός επίσης ήταν να αναζητηθούν και οι τρόποι αντίδρασης των πολιτών σε φαινόμενα τσουνάμι μέσα από δημοσιευμένες απόψεις και συζητήσεις, στοιχεία που επίσης λήφθηκαν υπόψη κατά την προετοιμασία και συγγραφή της παρούσας διατριβής.

2.2 Περιοχή μελέτης: η Ανατολική Μεσόγειος

Η περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου περιλαμβάνει τις λεκάνες του Ιονίου και του Λεβάντε με δύο άλλες όμορες θάλασσες αυτή της Αδριατικής και του Αιγαίου (Εικόνα 5). Η ανατολική Μεσόγειος ξεπερνάει σε βάθος τα 3000 m από στο δυτικό τμήμα της Αιγύπτου και τα 4000 m στα νοτιοανατολικά της Ρόδου. Το μέσο βάθος της λεκάνης της Ανατολικής Μεσογείου είναι περίπου 2000 m. Το ράφι εκτείνεται συνήθως όχι περισσότερο από 8 χιλιόμετρα, εκτός από το Δέλτα του Νείλου, όπου το περίγραμμα των 200 μέτρων εντοπίζεται σε 60 χιλιόμετρα ανοικτής θάλασσας, στο Στενό της Σικελίας και την Αδριατική Θάλασσα. Τα σημαντικότερα νησιά στην Ανατολική Μεσόγειος είναι η Σικελία, η Μάλτα, η Κρήτη, η Ρόδος και η Κύπρος. Η περιοχή μελέτης εκτείνεται από 30 ° έως 42 ° Β και από 13 ° έως 36,5 ° Α. Αυτή η περιοχή καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος του της Ανατολικής Μεσογείου.

Η Ανατολική Μεσόγειος αποτελεί έναν ελαστικό ορισμό του ανατολικού κατά προσέγγιση μισού ή τρίτου της Μεσογείου Θάλασσας ενώ ως χαμηλότερος κοινός παρονομαστής του είναι η θάλασσα του Λεβάντε. Συνήθως αγκαλιάζει όλες τις παράκτιες ζώνες της θάλασσας, αναφερόμενες σε κοινότητες που συνδέονται με τη θάλασσα και τη γη σε μεγάλο βαθμό από κλιματική επίδραση, στις ακτές του Λεβάντε και της Νοτιοανατολικής Ευρώπης, της βόρειας Αιγύπτου και της δυτικής Ασίας. Περιλαμβάνει το νότιο μισό της κύριας περιοχής της Τουρκίας γνωστής ως Ανατολίας, τη μικρότερη επαρχία Χατάι, το νησί της Κύπρου, τα ελληνικά νησιά των Δωδεκανήσων, την περιοχή της Συρίας (στο Λεβάντε) και τις χώρες του Λιβάνου, της Συρίας, της Παλαιστίνης και του Ισραήλ.



Εικόνα 5. Η περιοχή μελέτης, η Ανατολική Μεσόγειος χωρίζεται στις λεκάνες του Ιονίου και του Λεβάντε (Akpinar et al. 2016)

Η περιοχή της ανατολικής Μεσογείου ερμηνεύεται συνήθως με δύο τρόπους, το Λεβάντε, συμπεριλαμβανομένων των ιστορικά συνδεδεμένων γειτονικών χωρών του, των Βαλκανίων και των νησιών της Ελλάδας και την περιοχή της Συρίας με το νησί της Κύπρου (επίσης γνωστό ως Λεβάντε), την Αίγυπτο, τα ελληνικά Δωδεκάνησα και την Ανατολική Τουρκία.

Οι χώρες και τα εδάφη της Ανατολικής Μεσογείου περιλαμβάνουν την Κύπρο, την Ελλάδα, την Παλαιστίνη, τον Λίβανο, τη Συρία, την Ιορδανία, την Τουρκία, την Αίγυπτο, και το Ισραήλ, ενώ η βορειοανατολική Μεσόγειος εκδόθηκε ως όρος για τα Μεγαλύτερα Βαλκάνια: Αλβανία, Βοσνία-Ερζεγοβίνη, Βουλγαρία, Κροατία, Ελλάδα, Σλοβενία, Βόρεια Μακεδονία, Σερβία, Κοσσυφοπέδιο, Μαυροβούνιο, Ρουμανία.

Υπάρχει έλλειψη φυσικής γνώσης για τη Μεσόγειο Θάλασσα και ιδιαίτερα το ανατολικό τμήμα της. Τα εργαλεία μέτρησης ανέμου, ρεύματος και πεδίου κύματος απουσιάζουν ή δεν είναι ικανά να συσσωρεύσουν λεπτομερή δεδομένα χρονικών σειρών. Ως αποτέλεσμα, η συμπεριφορά σημαντικών φυσικών φαινομένων και οι σχετικές παράμετροί τους δεν είναι πολύ γνωστές σε αυτήν την περιοχή. Λείπουν στοιχεία για την εμφάνιση ακραίων συμβάντων και η εκτίμηση της πιθανής έντασής τους και η αξιολόγηση της απειλής που αποτελούν για τις θαλάσσιες μεταφορές και τις σταθερές μηχανικές εγκαταστάσεις. Τα τελευταία χρόνια, ένα αυξανόμενο ενδιαφέρον για την εξερεύνηση φυσικών πόρων όπως το φυσικό αέριο και το πετρέλαιο, καθώς και το ειλικρινές κίνητρο για την ελαχιστοποίηση των επιβλαβών επιπτώσεων στο θαλάσσιο και ατμοσφαιρικό περιβάλλον, έχει οδηγήσει σε επενδύσεις σε τοπικές ωκεανογραφικές ερευνητικές υποδομές. Μία από αυτές τις επενδύσεις ήταν η ανάπτυξη μιας μετρολογικής πλατφόρμας AXYS Technologies®. Το μοντέλο σημαδούρας «3 μέτρων», είναι αγκυροβολημένο σε βάθος 260 m και παρέχει μετρήσεις πολλαπλών ατμοσφαιρικών παραμέτρων θάλασσας και ατμόσφαιρας, όπως η θερμοκρασία, η υγρασία, οι άνεμοι και τα κύματα σε αυτήν την περιοχή βαθέων υδάτων της νότιας ακτής του Ισραήλ. Τα δεδομένα των κυμάτων περιλαμβάνουν τόσο μη-κατευθυντικά όσο και κατευθυντικά φάσματα και η κίνηση της σημαδούρας παρέχει στιγμιαίες εγγραφές ανύψωσης

της επιφάνειας. Τα δεδομένα ανέμου περιλαμβάνουν το μέγεθος και την κατεύθυνση, καθώς και καταγραφές ριπών ανέμου.

Τα κύματα ανέμου και νερού είναι ένα συζευγμένο φαινόμενο, με αποτέλεσμα μια σύνθετη δομή πεδίου κύματος, που αποτελείται από κύματα διαφόρων περιόδων, μηκών, υψών και εξάπλωσης κατεύθυνσης διάδοσης ενέργειας. Η πολυπλοκότητα του πεδίου κυμάτων μπορεί να περιγραφεί με στατιστικά εργαλεία, όπως φάσμα ενεργειακής πυκνότητας και κατανομές πιθανότητας ύψους κύματος.

Γεωλογικά, η Ανατολική Μεσόγειος είναι μέρος της Αφρο-Ευρασιατικής ζώνης σύγκρουσης, η οποία περιέχει τόσο ωκεάνια συστήματα ρήξης όσο και τεκτονικές ζώνες (Stampfli et al., 2013). Παρά την πολυετή έρευνα, η γεωλογική και γεωφυσική δομή της ανατολικής Μεσογείου παραμένει ασαφής. Ο σχηματισμός της σύγχρονης δομής της σχετίζεται με την εξέλιξη του Ωκεανού και των περιθωρίων του. Η ανατολική Μεσόγειος προήλθε κατά την αρχική φάση του Νεοτηθή ωκεάνιου χώρου, στην Πρώιμη και ύστερη Πέρμια περίοδο (Muttoni et al., 2003).

Η περιοχή της ανατολικής Μεσογείου έχει επίσης προσελκύσει όλο και περισσότερο την προσοχή, λόγω των πρόσφατων ανακαλύψεων υδρογονανθράκων (Hodgson, 2012). Για παράδειγμα, οι Schenk et al. (2010) υπολόγισαν ότι περισσότερα από 4 τρισεκατομμύρια κυβικά μέτρα ανακτήσιμου αερίου είναι διαθέσιμα στη λεκάνη του Λεβάντε στο κεντρικό τμήμα της ανατολικής Μεσογείου. Επί του παρόντος, η σεισμική αναζήτηση είναι το κύριο εργαλείο εξερεύνησης. Ωστόσο, ακόμη και περίπλοκη ανάλυση σεισμικών δεδομένων απέτυχε να προσδιορίσει το πλήρες δομικό και τεκτονικό μωσαϊκό αυτής της περιοχής και το πιο σημαντικό, δεν μπόρεσε να διευκρινίσει διαφορετικές πτυχές της τεκτονικής του εξέλιξης.

3.1. Ωκεανογραφικά και μετεωρολογικά χαρακτηριστικά της Ανατολικής Μεσογείου

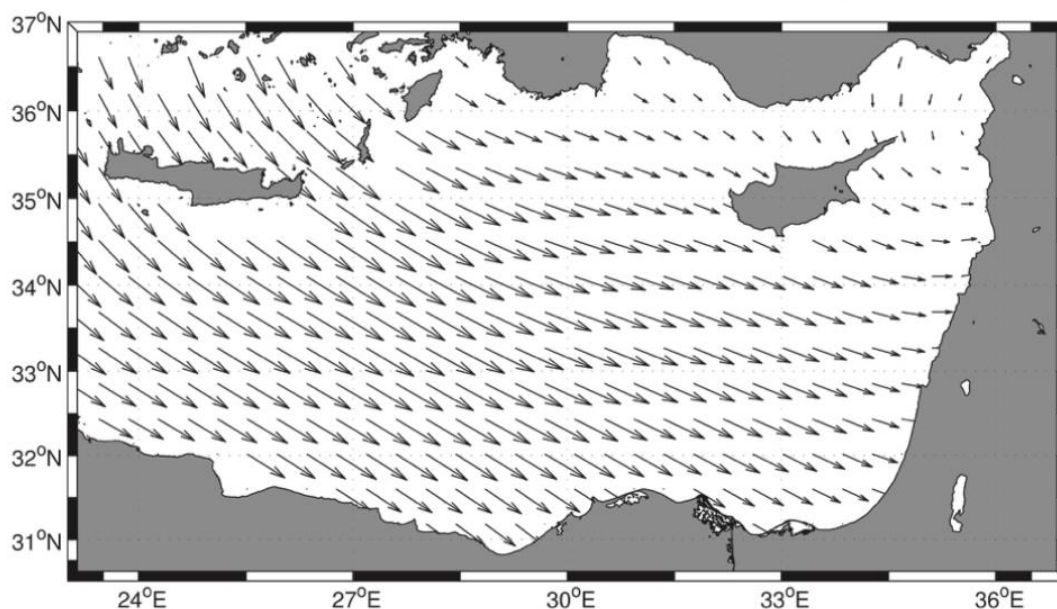
Το ενδιαφέρον για τα κλιματικά χαρακτηριστικά της Ανατολικής Μεσογείου και για την υδρολογική ισορροπία υποκινείται από τη σύγκλιση επιστημονικών, περιβαλλοντικών, κοινωνικών και οικονομικών θεμάτων σε αυτήν την περιοχή. Οι παγκόσμιες ανθρωπογενείς διαδικασίες και η ανθρώπινη δραστηριότητα που περιβάλλουν τη Μεσόγειο Θάλασσα έχουν μεγάλο αντίκτυπο στη βιολογία, τη χημεία και την ιζηματολογία των επιφανειακών και βαθιών υδάτων όλων των λεκανών της Μεσογείου και των παράκτιων περιοχών της. Λείπουν βασικές πληροφορίες επειδή οι σχετικές επιστημονικές κοινότητες έχουν επικεντρώσει τις ερευνητικές τους προσπάθειες αλλού, ενώ θεωρούν ότι η περιοχή της Μεσογείου είναι σταθερή. Ωστόσο, κατά τις τελευταίες δεκαετίες έχει καταστεί σαφές πως κάτι τέτοιο δεν συμβαίνει.

Η κυκλοφορία των ρευμάτων στη λεκάνη της Μεσογείου μπορεί να περιγραφεί με όρους επιφανειακής εισροής Ατλαντικού Νερού από τον Ατλαντικό Ωκεανό που εισέρχεται μέσω του Στενού του Γιβραλτάρ και ρέει ανατολικά στην επιφάνεια προς την ανατολική λεκάνη και μια ροή επιστροφής ενδιάμεσου νερού που προέρχεται από Λεκάνη του Λεβάντε στο υπέδαφος, προχωρώντας προς το Γιβραλτάρ και τελικά βγαίνοντας στον Ατλαντικό (Malanotte-Rizzoli et al. 2014). Ωστόσο, η κυκλοφορία του Ατλαντικού Νερού στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου είναι ακόμη υπό συζήτηση (Hamad et al. 2005). Το τουρκικό τμήμα της Μεσογείου βρίσκεται στην Ανατολική Μεσόγειο Θάλασσα και τη λεκάνη του Λεβάντε σε μία από τις δύο μεγάλες λεκάνες της Ανατολικής Μεσογείου. Οι πρόσφατες εξελίξεις τόσο στις παρατηρήσεις όσο και στα μοντέλα, επέτρεψαν την καλύτερη κατανόηση των παραγόντων που επηρεάζουν την κυκλοφορία στην Ανατολική Μεσόγειο και τις επιπτώσεις της στη φυσική και το οικοσύστημα, σε μια σειρά χωρικών και χρονικών κλιμάκων.

Οι μετεωρολογικές συνθήκες της περιοχής είναι πολύ μεταβλητές ως αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης διαφορετικών ατμοσφαιρικών συστημάτων και

τοπογραφικών χαρακτηριστικών. Το περιφερειακό μεσογειακό κλίμα αποτελείται από ζεστά, υγρά καλοκαίρια και ήπιους χειμώνες.

Γύρω από την Ανατολική Μεσόγειο βρίσκονται τα βουνά Ταύρος και τα βουνά Αμάνος που έχουν μόνο στενές παράκτιες πεδιάδες, εκτός από τα δέλτα των ποταμών Seyhan και Ceyhan. Οι απόκρημνες οροσειρές επηρεάζουν σημαντικά τις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, τα κοινά αιολικά συστήματα αλληλεπιδρούν πάνω από το νότιο Αιγαίο Πέλαγος, με αποτέλεσμα τους δυτικούς-βορειοδυτικούς ανέμους πάνω από τη λεκάνη του Λεβάντε (Εικόνα 6), ενώ ο χειμώνας και η άνοιξη κυριαρχούνται από τους ανέμους Ρουγάζ και το Σιρόκο με αποτέλεσμα ένα τροποποιημένο κλιματικό καθεστώς ανέμου. Το χειμώνα, οι κυκλώνες που εντείνονται στα βόρεια τμήματα του Λεβάντε ακολουθούνται από ψυχρούς και ξηρούς ανέμους Ρουγάζ που διοχετεύονται σε κοιλάδες ποταμών και κενά στα βουνά του Ταύρου. Αυτά τα κρύα και ξηρά ξεσπάσματα προτάθηκαν ως πηγή εκτεταμένων απωλειών θερμότητας και πλευστότητας, που οδήγησαν στο σχηματισμό του Μέσου ρεύματος του Λεβάντε.



Εικόνα 6. Η κατεύθυνση των ανέμων στο ανατολικότερο κομμάτι της Ανατολικής Μεσογείου (Akpinar et al. 2016)

Οι θαλάσσιες μάζες στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου συνδέεται με τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό μέσω της Δυτικής Μεσογείου και του Ιονίου, καθώς και με τη Μαύρη Θάλασσα μέσω του Τουρκικού Στενού και του Αιγαίου Πελάγους. Υπάρχει συνεχής ανταλλαγή νερού μεταξύ αυτών των λεκανών ως αποτέλεσμα των διαδικασιών θερμοχαλίνης και της διατήρησης μάζας και αλατιού. Τέσσερις μεγάλες υδάτινες μάζες βρίσκονται στην Ανατολική Μεσόγειο Θάλασσα, συγκεκριμένα στο Λεβάντε, το Επιφανειακό νερό, το τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό, το Μέσο ρεύμα του Λεβάντε που αναφέρθηκε παραπάνω και το Βαθύ ρεύμα της Ανατολικής Μεσογείου.

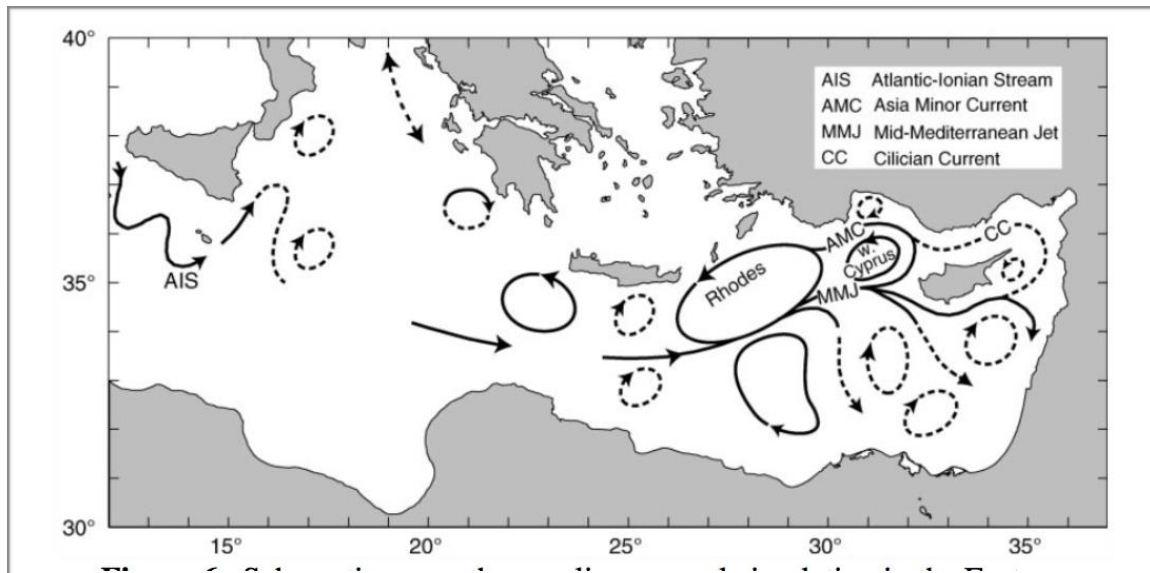
Η Μεσόγειος Θάλασσα είναι γενικά μια λεκάνη συγκέντρωσης, δηλαδή η εξάτμιση υπερβαίνει τις βροχοπτώσεις και τις απορροές των ποταμών. Για να διατηρηθεί η μάζα και το αλάτι, υπάρχει μια συνεχής χαμηλή εισροή νερού αλατότητας από τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό που συνεχίζει μέσω της λεκάνης και επιστρέφει ως μεγάλη αλατότητα μεσογειακή εκροή νερού. Παρόλο που η Ανατολική Μεσόγειος δεν συνδέεται άμεσα με τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό, τα υδρογραφικά χαρακτηριστικά της επηρεάζονται πολύ από τη μάζα του Ατλαντικού Νερού. Το Ατλαντικό νερό εισέρχεται στη Μεσόγειο στα άνω 150 μέτρα του Στενού του Γιβραλτάρ με αλατότητα περίπου 36,15 και θερμοκρασία περίπου 15 ° C διεισδύοντας πρώτα στη Δυτική Μεσόγειο. Καθώς ρέει προς τα ανατολικά γίνεται πιο αλμυρό και πυκνό (Pinardi and Masetti 2000), εισέρχεται στην Ανατολική Λεκάνη και ονομάζεται τροποποιημένο Ατλαντικό Νερό. Δεδομένου ότι ταξιδεύει ακριβώς κάτω από την επιφανειακή θαλάσσια μάζα, προστατεύεται από την ατμοσφαιρική έκθεση και οι ιδιότητές του διατηρούνται σε κάποιο βαθμό.

Μπορεί να παρατηρηθεί μέχρι το ανατολικό όριο της Λεκάνης του Λεβάντε με ελάχιστη αλατότητα περίπου 38,6 κοντά σε βάθος 50-150 μέτρα. Μαζί με το πολύ αλατούχο (> 39 psu) και το εύκρατο, είναι γνωστό ότι παίζει καθοριστικό ρόλο στο σχηματισμό του ενδιάμεσου ρεύματος του Λεβάντε.

Η γενική κυκλοφορία των ρευμάτων της Ανατολικής Μεσογείου είναι ένα πολύπλοκο σύστημα που περιλαμβάνει κλίμακα λεκάνης, κλίμακα υπολεκάνης και μεταβλητότητες μεσοκλίμακας.

Αποτελείται από μόνιμους και επαναλαμβανόμενους στροβιλισμούς, γύρους και πίδακες, που προκύπτουν από διαφορετικές κινητήριες δυνάμεις όπως η τοπογραφία, οι εποχιακές αλλαγές και οι εσωτερικές δυναμικές διεργασίες. Τα κυριότερα χαρακτηριστικά της γενικής κυκλοφορίας επιφανείας είναι το τζετ μεσαίας λεκάνης και το Μικρασιατικό ρεύμα κατά μήκος της τουρκικής ακτής, μαζί με μόνιμους αντικυκλωνικούς στροβίλους στην Ανατολική Μεσόγειο. Η επιφανειακή κυκλοφορία σε όλη τη λεκάνη οδηγείται κυρίως από την εισβολή του ανατολικού ρεύματος στη λεκάνη και το φαινόμενο Coriolis. Η είσοδος και η μεταφορά των υδάτων του Ατλαντικού στη λεκάνη του Λεβάντε ήταν ένα αμφιλεγόμενο ζήτημα για ιστορικές και πρόσφατες μελέτες.

Οι πρώτες μελέτες περιέγραφαν αριστερόστροφη κυκλοφορία πάνω από τη λεκάνη που εισερχόταν από τη νότια Ανατολική Μεσόγειο. Προχωρώντας παράλληλα με τις αιγυπτιακές ακτές, εκτρέπεται προς τα βόρεια ακολουθώντας το ανατολικό όριο της λεκάνης του Λεβάντε και στη συνέχεια ενώνεται στη λεκάνη στο Μικρασιατικό Ρεύμα παράλληλα με τη νότια ακτή της Τουρκίας. Αργότερα, προτάθηκε από τον Robinson (1991) μια νέα εικόνα της κατεύθυνσης του ρεύματος στην περιοχή. Πρότεινε ότι το νερό του Ατλαντικού εισερχόταν στη λεκάνη στην υπεράκτια και μέση της λεκάνης μεσο-Μεσογειακό. Διαρρέοντας τη λεκάνη ανατολικά, διακλαδίζεται νότια του νησιού της Ρόδου και ένας κλάδος ρέει προς τα βόρεια, ενώνοντας την κυκλωνική γύρα της Ρόδου και ένα άλλο προς τα νότια προς αντικυκλωνική πορεία. Το υπόλοιπο μέρος του ρέει μέσω των ακτών του Ισραήλ και χωρίζεται σε 2 μέρη με κατευθύνσεις βόρεια και νότια. Ο βόρειος κλάδος εισέρχεται στη βόρεια λεκάνη, ενώνεται με το ρεύμα της Σικελίας, ενώ ο νότιος κλάδος ρέει νότια (Εικόνα 7).



Εικόνα 7. Ροή επιφανειακών υδάτων στην Ανατολική Μεσόγειο (τροποποιημένη από τους Onken and Yuce (2000))

Αναφορικά με τα κλιματικά και μετεωρολογικά δεδομένα, η κύρια παράμετρος για τον ποσοτικό προσδιορισμό της κλιματικής μεταβλητότητας και της θέρμανσης στους ωκεανούς είναι η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας, θεωρώντας ότι είναι η μεγαλύτερη μετρημένη παράμετρος και έχει μεγάλη χωρική κάλυψη. Οι αλλαγές στη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας της Μεσογείου έχουν υποβληθεί σε διάφορες μελέτες και η Μεσόγειος Θάλασσα έχει χαρακτηριστεί ως σημείο πρόσβασης για την κλιματική αλλαγή (IPCC 2007). Η εποχιακή και πολυετής μεταβλητότητα της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζει μεταβλητότητα $0,15^{\circ}\text{C}$ / έτος (Marullo et al. 2011).

Μέσω μοντελοποίησης η ζώνη του ανέμου στο Στενό του Γιβραλτάρ και τον Ατλαντικό Ωκεανό προτάθηκε να είναι η αιτία για μη εποχιακές διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας στη Μεσόγειο Θάλασσα. Οι ακραίες ανωμαλίες της

στάθμης της θάλασσας κατά τη διάρκεια του χειμώνα 2009/2010 και 2010/2011 αποδείχθηκαν ότι συσχετίζονται με τις ανωμαλίες της τάσης του ανέμου (Landeger και Volkon 2013), αποδεικνύοντας πρακτικά την προηγούμενη θεωρητική μελέτη μοντέλου. Η κυκλοφορία της μεσογειακής θάλασσας ρυθμίζεται από τις διαφορές αλατότητας μεταξύ του εισερχόμενου Ατλαντικού νερού και της ροής επιστροφής των υδάτων της Ανατολικής Μεσογείου. Αυτή η διαφορά αλατότητας διατηρείται ακόμη και μέσω της εξάτμισης που υπερβαίνει κατά πολύ την κατακρήμνιση (Malanotte-Rizzoli et al. 2014). Έτσι, η μεταβλητότητα κυκλοφορίας εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τις ροές θερμότητας αέρα-θάλασσας.

Είναι σημαντικό να συνειδητοποιήσουμε ότι η Ανατολική Μεσόγειος είναι ιδιαίτερα ευάλωτη σε κλιματικές μεταβολές, όχι μόνο σε μακροχρόνιες κλίμακες λόγω της υπερθέρμανσης του πλανήτη, αλλά και απότομες, βραχυπρόθεσμες αλλαγές στο σχηματισμό μάζας νερού. Είναι επομένως ένα ιδανικό περιβάλλον για τη μελέτη αυτών των διαδικασιών με σημαντικές επιπτώσεις στον παγκόσμιο ωκεανό.

Οι μακροπρόθεσμες τάσεις θέρμανσης πιθανότατα θα επηρεάσουν τα πρότυπα κυκλοφορίας της επιφάνειας και έχουν ήδη αναγνωριστεί απότομες αλλαγές στην κυκλοφορία της επιφάνειας και τη μάζα του νερού, που ήδη οδηγούν σε τροποποιήσεις στην υδρολογία και τη δυναμική ολόκληρης της Ανατολικής Μεσογείου. Επιπλέον, η επίδραση του πυκνού βαθύ Ανατολικού Μεσογειακού Μεταβατικού Νερού που εισέρχεται στη λεκάνη του Λεβάντε και εμποδίζει την εισβολή των υδάτων της Αδριατικής στην Ανατολική Μεσόγειο, στην υδρογραφική δομή. Δηλαδή τις αλλαγές στην κυκλοφορία των θερμοκλινών της Ανατολικής Μεσογείου, καθώς και το διάστημα εμφάνισής της είναι ακόμα άγνωστο.

3.2. Καταγεγραμμένα τσουνάμι στην Ανατολική Μεσόγειο

Το ιστορικό τσουνάμι στην περιοχή της Μεσογείου χρονολογείται από την ελληνική αρχαιότητα κατά τον 4ο αιώνα π.Χ. Το γεγονός ότι τα περισσότερα από τα γνωστά τσουνάμι έχουν λάβει χώρα στις Ελληνικές θάλασσες, καθιστά την ανατολική Μεσόγειο το πιο τσουναμιγονικό μέρος της Μεσογείου (Karkani et al. 2021).

Ακόμα και στα πρόσφατα χρόνια έχουν καταγραφεί πολλά τσουνάμι μικρής ή μεγαλύτερης κλίμακας στο Αιγαίο και το Ιόνιο πέλαγος. Έτσι, ενώ το 479 και το 426 είχαν καταγραφεί τσουνάμι στο βόρειο Αιγαίο, στη Χαλκιδική και το Μαλιακό, αντίστοιχα, τσουνάμι καταγράφηκαν από σεισμικές δραστηριότητες στη Χίο το 1856 και το 1881. Αργότερα, το 1905 σεισμός στο όρος Άθως προκάλεσε τσουνάμι από κατολισθήσεις και πτώσεις βράχων που προκλήθηκαν από σεισμό κατά μήκος της νότιας ακτής του Αγίου Όρους. Το 1932, στη Χαλκιδική προκλήθηκε ένα τσουνάμι, το οποίο έπληξε την ανατολική ακτή του Στρυμονικού Κόλπου, στην Ιερισσό, με πλημμύρα 30 m, που υποχώρησε και πλημμύρισε την ακτή 4–5 φορές. Το 1948, εξαιτίας μεγάλου σεισμού και πάλι μεγαλύτερου των 7 ρίχτερ, στην Κάρπαθο προκλήθηκε τσουνάμι, το οποίο έπληξε το κεντρικό τμήμα του νησιού σε απόσταση 1 km. Πιο πρόσφατα, σεισμός του 1968 στον Άγιο Ευστράτιο προκάλεσε τσουνάμι, που παρατηρήθηκε στο νότιο παράκτιο τμήμα της Λήμνου. Το τσουνάμι εισήλθε στη στεριά σε απόσταση 20 και 40 μέτρων αντίστοιχα.

Ακόμα πιο πρόσφατα, το 1983, στη Λήμνο προκλήθηκε ελαφρύ τσουνάμι στην παραλιακή περιοχή της Μύρινας της Λήμνου και στη Λέσβο, ενώ ο σεισμός της 12ης Ιουνίου 2017 στη Λέσβο προκάλεσε τσουνάμι μικρής κλίμακας που δημιουργήθηκε ανοιχτά της νοτιοανατολικής Λέσβου και αναφέρθηκε από κατοίκους στο λιμάνι του Πλωμαρίου. Χαρακτηρίστηκε ως ένα μικρό τσουνάμι πλάτους από κορυφή σε κορυφή ~ 30 cm.

Αντίστοιχα, σε θαλάσσιες περιοχές του Νότιου Αιγαίου σεισμοί που προκάλεσαν τσουνάμι έχουν καταγραφεί το 142 μ.Χ. στη Ρόδο και στα νησιά

της Κω. Η πόλη της Ρόδου επλήγη σοβαρά όχι τόσο από τον σεισμό αλλά από το τσουνάμι που ακολούθησε. Από το τσουνάμι επλήγησαν και οι παράκτιες πόλεις στην Κω, τη Σέριφο και τη Σύμη.

Αργότερα, το 365 μ.Χ., σεισμός της κλίμακας 8,3 ρίχτερ στην Κρήτη προκάλεσε ένα μεγάλο τσουνάμι που έπληξε την Ανατολική Μεσόγειο. Αρχικά εντοπίστηκε παλινδρόμηση της θάλασσας με αποτέλεσμα την έκθεση του βυθού της θάλασσας. Σημαντικές επιπτώσεις αυτού του τσουνάμι έχουν επίσης αναφερθεί σε σχεδόν εκατοντάδες πόλεις κατά μήκος της ακτής της Κρήτης, στη Μεθώνη (Νοτιοδυτική Μεσσηνία), στην Αχαΐα (Βορειοδυτική Πελοπόννησος), στη Σικελία (Ιταλία), στις Δαλματικές ακτές (Αδριατική Θάλασσα).

Το 1303 στη Ρόδο έλαβε χώρα ένας από τους μεγαλύτερους σεισμούς που έχουν συμβεί στη Μεσόγειο Θάλασσα και ακολούθησε ένα από τα μεγαλύτερα τσουνάμι που έχουν αναφερθεί και καταγραφεί ποτέ στην περιοχή.

Το 1481, σεισμός στη Ρόδο και πάλι προκάλεσε τσουνάμι που έπληξε την πόλη της Ρόδου. Το τσουνάμι είχε ύψος περίπου 3 μέτρα στην ακτή και πλημμύρισε την παράκτια περιοχή. Ένα πλοίο καταστράφηκε μετά από πρόσκρουση σε ύφαλο και βυθίστηκε αμέσως. Ωστόσο δεν αναφέρθηκαν ζημιές σε κτίρια μετά την παλινδρόμηση της θάλασσας.

Το τσουνάμι που προκλήθηκε από τον σεισμό του 1494 στο Ηράκλειο αναφέρθηκε από Ηράκλειο μέχρι το Ισραήλ. Στην πρώτη πόλη αναφέρθηκαν μεγάλα θαλάσσια κύματα στο λιμάνι, ενώ στο Ισραήλ αναφέρθηκε θαλάσσια οπισθοδρόμηση.

Τσουνάμι επίσης δημιουργήθηκε από το σεισμό του 1612 στο Ηράκλειο οπότε και πολλά πλοία βυθίστηκαν στο λιμάνι του Ηρακλείου.

Κατά τον σεισμό της 9ης Μαρτίου 1630, στην Κρήτη, αναφέρθηκε τσουνάμι στην περιοχή μεταξύ Κρήτης, Μήλου και Κυθήρων. Στα Κύθηρα ο σεισμός έγινε ελαφρά αισθητός και στο λιμάνι έχει αναφερθεί μικρή πλημμύρα της παραλιακής περιοχής.

Ο σεισμός της 31ης Ιανουαρίου 1741, στη Ρόδο προκάλεσε ένα τσουνάμι που έπληξε τη Ρόδο. Η θάλασσα στη Ρόδο επανειλημμένα υποχώρησε και

πλημμύρισε τις ακτές με μεγάλη βία με αποτέλεσμα να βυθιστεί το απέναντι νησί και να καταστραφούν ολοσχερώς πέντε ή έξι χωριά που βρίσκονται σε απόσταση 1 χιλιομέτρου στην ενδοχώρα.

Πιο πρόσφατα, ο σεισμός στο Ηράκλειο το 1856, προκάλεσε τσουνάμι στις παράκτιες περιοχές της Χάιφα και του Λιβάνου.

Ο σεισμός της 6ης Φεβρουαρίου 1866, προκάλεσε ένα σεισμικό θαλάσσιο κύμα, που ξεκίνησε από ισχυρό πλήγμα στα Κύθηρα, το οποίο ανέβηκε στον Αβλέμονα (ανατολικά Κύθηρα) σε ύψη άνω των 8 μέτρων.

Ο σεισμός της 16ης Ιουλίου 1955, στο Αγαθονήσι προκάλεσε τσουνάμι, το οποίο έπληξε το νοτιοανατολικό τμήμα της Σάμου και πιο συγκεκριμένα το Πυθαγόρειο και το Ηραίο. Είχε ύψος 2 μέτρα και έμπαινε στη στεριά σε απόσταση περίπου 20 μέτρων.

Ο σεισμός της Αμοργού στις 9 Ιουλίου 1956, 7,5 Μ ρίχτερ προκάλεσε τσουνάμι που έπληξε 16 νησιά στο Αιγαίο Πέλαγος και τις ακτές της Μικράς Ασίας.

Το κύμα τύπου τσουνάμι προκαλείται, όπως εξηγήθηκε στο πρώτο κεφάλαιο, κυρίως από ισχυρούς υποθαλάσσιους σεισμούς. Ωστόσο, οι κατολισθήσεις ή μια ηφαιστειακή έκρηξη μπορεί επίσης να είναι η αιτία για ένα τσουνάμι, το οποίο τεκμηριώνεται από ιστορικά δεδομένα ιδιαίτερα για την περιοχή της Μεσογείου.

Μια κατολίσθηση προηγείται συχνά από σεισμό, αλλά αυτός δεν πρέπει απαραίτητα να είναι πολύ ισχυρός. Ωστόσο, πολλά συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης για τσουνάμι μεταβαίνουν σε κατάσταση συναγερμού μόνο όταν συμβαίνουν ισχυροί σεισμοί.

Μια άλλη πρόκληση που πρέπει να ληφθεί υπόψη από τους επιστήμονες είναι το μέγεθος της Μεσογείου. Είναι συγκριτικά μικρό και τα κύματα τσουνάμι μπορούν να φτάσουν γρήγορα σε κάθε σημείο της ακτής, έτσι ώστε ο χρόνος έγκαιρης προειδοποίησης να μπορεί, ανάλογα με την απόσταση, να είναι εξαιρετικά σύντομος. Επιπλέον, μπορεί να χρειαστεί να εκδοθεί προειδοποίηση

για πολλές χώρες, η οποία πρέπει επίσης να ληφθεί υπόψη στις εργασίες τεχνικής ανάπτυξης και δραστηριότητες κατάρτισης.

Η πιθανή κλίμακα ενός τσουνάμι στη Μεσόγειο είναι αρκετά συγκρίσιμη με το καταστροφικό γεγονός της 26ης Δεκεμβρίου 2004 στον Ινδικό Ωκεανό. Οι σεισμοί στην περιοχή της Μεσογείου μπορούν να φτάσουν το μέγεθος των 7,5 έως 8 κλίμακας Ρίχτερ και κατά συνέπεια, τα ύψη των κυμάτων πέντε έως έξι μέτρα είναι εντός των δυνατοτήτων. Οι συνέπειες θα ήταν καταστροφικές. Υπάρχει λοιπόν μεγάλο ενδιαφέρον για ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης για τσουνάμι, όπως αυτό στον Ινδικό Ωκεανό.

Από το 2005 η Διακυβερνητική Ωκεανογραφική Επιτροπή της UNESCO, με άλλα λόγια η ομάδα εργασίας των Ηνωμένων Εθνών ασχολείται με τις θαλάσσιες επιστήμες και τις συναφείς ανταλλαγές δεδομένων και πληροφοριών, για τη δημιουργία ενός τέτοιου συστήματος. Ένα πρώτο τεστ επικοινωνίας τον Αύγουστο του 2011 στο πλαίσιο του συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης και μετριάσμου του τσουνάμι στον Βορειοανατολικό Ατλαντικό, τη Μεσόγειο και τις συνδεδεμένες θάλασσες ήταν επιτυχές. Αυτό αποτελεί μία από τις τέσσερις παγκόσμιες δομές έγκαιρης προειδοποίησης για τσουνάμι που συντονίζονται από τη Διακυβερνητική Ωκεανογραφική Επιτροπή της UNESCO. Παρόμοια συστήματα λειτουργούν στον Ειρηνικό, τον Ινδικό Ωκεανό και την Καραϊβική.

Το 2005 η UNESCO άρχισε να εντοπίζει εθνικούς θεσμούς σε κάθε χώρα που συνορεύει με τη Μεσόγειο και τις παρακείμενες θάλασσες, τα λεγόμενα Εθνικά Εστιακά Σημεία Προειδοποίησης για Τσουνάμι, τα οποία είναι υπεύθυνα για την οργάνωση της διάδοσης πληροφοριών στις αρμόδιες οργανώσεις πρόληψης καταστροφών και επομένως, στον πληθυσμό. Για αρκετά χρόνια υπήρχαν για παράδειγμα εθνικά κέντρα προειδοποίησης στη Γαλλία, την Πορτογαλία και την Τουρκία, τα οποία παρακολουθούν τη σεισμική δραστηριότητα και τα επίπεδα της θάλασσας όλο το εικοσιτετράωρο και ενεργοποιούν συναγερμό εάν είναι απαραίτητο. Αλλά ένα ομοσπονδιακό οργανωμένο σύστημα, το οποίο έχει το πλεονέκτημα ότι πολλά κέντρα έγκαιρης προειδοποίησης κάνουν παράλληλες παρατηρήσεις είναι απολύτως απαραίτητο.

Η Μεσόγειος και ειδικότερα το ανατολικό τμήμα της παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για δύο βασικούς λόγους. Ο πρώτος είναι ο αντίκτυπος της Μεσογείου στην παγκόσμια κυκλοφορία που προέρχεται από τα πολικά αγωγικά του Βόρειου Ατλαντικού Ωκεανού. Στην πραγματικότητα, το αλμυρό Βόρειο Ατλαντικό Άνω Βαθύ Νερό είναι αυτό που απλώνεται στο Γιβραλτάρ και σχηματίζει μια χαρακτηριστική γλώσσα που εξαπλώνεται στο εσωτερικό του ανατολικού και βόρειου Ατλαντικού σε βάθος 000 1000–1500 μ. Ο δεύτερος λόγος είναι ότι η Μεσόγειος μπορεί να θεωρηθεί ως εργαστηριακή λεκάνη για τη διερεύνηση της διαδικασίας που συμβαίνει σε παγκόσμια κλίμακα του παγκόσμιου ωκεανού. Όντας σχετικά μικρή, η Μεσόγειος είναι μια λεκάνη δοκιμών για μελέτες γενικής κυκλοφορίας και διενέργειας πειραματισμών με αποτελέσματα που μπορούν να γενικευτούν σε άλλες θαλάσσιες περιοχές. Ειδικότερα αναφορικά με τα τσουνάμι, η έρευνα στη Μεσόγειο μπορεί να δώσει απαντήσεις και λύσεις σε βασικά ερωτήματα που μπορούν να επεκταθούν και σε άλλες ωκεάνιες περιοχές (Robinson 1993).

Τα ακραία γεγονότα, όπως είναι τα τσουνάμι, έχουν σημαντικό αντίκτυπο στην προστασία του περιβάλλοντος και στην ωκεάνια μηχανική. Τα τσουνάμι και τα γιγαντιαία κύματα ευθύνονται για απώλειες ανθρώπινων ζωών, ζημιές σε υπεράκτιες και χερσαίες δομές και μεγάλες οικονομικές απώλειες. Ενώ ο αντίκτυπος των τσουνάμι έχει μια μακρά και θανατηφόρα ιστορία και είναι αρκετά καλά διερευνημένοι, η συζήτηση περί γιγαντιαίων κυμάτων είναι σχετικά λιγότερο ανεπτυγμένη.

Τα γιγαντιαία κύματα είναι ασυνήθιστα μεγάλα, απρόβλεπτα και εμφανίζονται ξαφνικά επιφανειακά κύματα που μπορεί να είναι εξαιρετικά επικίνδυνα για τα πλοία, ακόμη και για τα μεγάλα. Διακρίνονται από τα τσουνάμι, τα οποία προκαλούνται από τη μετατόπιση του νερού λόγω άλλων φαινομένων όπως οι σεισμοί και συχνά είναι σχεδόν απαρατήρητα σε βαθιά νερά, παρόλο που ουσιαστικά τα τσουνάμι είναι μια υποκατηγορία γιγαντιαίων κυμάτων, λόγος για τον οποίον εξετάζονται στο παρόν κεφάλαιο.

Στην ωκεανογραφία, τα γιγαντιαία κύματα ορίζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια ως κύματα των οποίων το ύψος είναι περισσότερο από το διπλάσιο

του σημαντικού ύψους κύματος, το οποίο ορίζεται από μόνο του ως ο μέσος όρος του μεγαλύτερου τρίτου των κυμάτων σε μια καταγραφή κύματος. Επομένως, τα γιγαντιαία κύματα δεν είναι απαραίτητα τα μεγαλύτερα κύματα που βρίσκονται στο νερό, αλλά είναι, μάλλον, ασυνήθιστα μεγάλα κύματα για μια δεδομένη θαλάσσια κατάσταση. Τα γιγαντιαία κύματα φαίνεται να μην έχουν μια ξεχωριστή αιτία, αλλά συμβαίνουν όταν φυσικοί παράγοντες όπως οι δυνατοί άνεμοι και τα ισχυρά ρεύματα προκαλούν τη συγχώνευση των κυμάτων για να δημιουργήσουν ένα μοναδικό εξαιρετικά μεγάλο κύμα.

Γιγαντιαία κύματα μπορεί να εμφανιστούν σε μέσα εκτός από το νερό. Φαίνονται να υπάρχουν παντού στη φύση και έχουν επίσης αναφερθεί στο υγρό ήλιο, στην κβαντομηχανική, στη μη γραμμική οπτική και στις κοιλότητες των μικροκυμάτων, στη θερμότητα και τη διάχυση.

Γιγαντιαία κύματα μπορεί να εμφανιστούν όχι μόνο σε ανοιχτούς και απέραντους ωκεανούς με πολύ μεγάλη ανάκτηση διαθέσιμη για εξέλιξη πεδίων κυμάτων, αλλά μπορούν επίσης να βρεθούν σε μικρότερα ύψη, σε κοντινές λεκάνες όπως η Μαύρη Θάλασσα, η Βαλτική και η Μεσόγειος. Οι Pelinovsky et al. (2001) αναφέρθηκε σε ένα κύμα απατεώνων ύψους 10,32 μέτρων που μετρήθηκε από έναν πλωτήρα Datawell Directional Waverider που δέθηκε στα 85 μέτρα στη Μαύρη Θάλασσα. Οι Sulisz et al (2016) ανέλυσαν τα δεδομένα που καταγράφηκαν από τον πλωτήρα Datawell Directional Waverider, αγκυροβολημένο σε βάθος 20,5 μέτρων στο νότιο τμήμα της Βαλτικής Θάλασσας. Κατά την περίοδο 1996-2002 έχουν βρει πολυάριθμα κύματα που απαντούν στα στατιστικά κατώφλια γιγαντιαίων κυμάτων, τα περισσότερα εκ των οποίων φτάνουν έως και 6,2 μέτρα ύψος ενώ τα υψηλότερα ανιχνεύονται ως ακραία κύματα έως και 12 μέτρα.

Ένας μικρός αριθμός παρατηρήσεων και αναφορών γιγαντιαίων κυμάτων αναφέρθηκε και στη Μεσόγειο Θάλασσα με την πάροδο των ετών. Τον Φεβρουάριο του 2005, κοντά στη Σαρδηνία, ένα κρουαζιερόπλοιο με το όνομα "Voyager" ήρθε αντιμέτωπο με κύματα ύψους 14 μέτρων, προκαλώντας ζημιά στα ανώτερα καταστρώματα, όπως ανέφερε το πλήρωμα. Αυτή η έκθεση έχει προκαλέσει μια συζήτηση για μια πιθανή συνάντηση γιγαντιαίων κυμάτων. Οι

Cavaleri και Bertotti (2007) διαφωνούσαν εναντίον ενός τέτοιου συμπεράσματος που βασίστηκε σε μια πρόβλεψη της συγκεκριμένης καταιγίδας. Εκτιμώντας ότι το μέσο τρίτο των υψηλότερων κυμάτων είναι περίπου 8–9 μέτρα, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι τα αναφερόμενα κύματα δεν αντιστοιχούσαν σε κανένα στατιστικό κατώφλι γιγαντιαίων κυμάτων απατεώνων.

Ένα άλλο κρουαζιερόπλοιο, το "Louis Majesty", συνάντησε μια πολύ ενεργητική θάλασσα τον Μάρτιο του 2010, 38 χιλιόμετρα μακριά από την ισπανική ακτογραμμή. Η σύγκρουση είχε ως αποτέλεσμα δύο άτομα να σκοτωθούν και αρκετοί άλλοι να τραυματιστούν. Το μέσο τρίτο των υψηλότερων κυμάτων τη στιγμή του συμβάντος ήταν περίπου 4 μέτρα, 5 μέτρα μετρημένα από τον πλησιέστερο πλωτήρα, 25 χιλιόμετρα μακριά, ενώ αυτόπτες μάρτυρες ανέφεραν τρία κύματα ύψους άνω των 8 μέτρων που έπληξαν το πλοίο. Αυτό το ατύχημα έθεσε τα θεμέλια για διάφορα έγγραφα που αφορούσαν μοντελοποίηση με αναμετάδοση. Το πρώτο επισήμανε την πιθανότητα γιγαντιαίων κυμάτων λόγω της συνύπαρξης δύο μετεωρολογικών συστημάτων που ταξιδεύουν μεταξύ τους με γωνία 40-60 μοίρες και έχουν παρόμοια συχνότητα αιχμής. Οι Cavaleri et al. (2021) αναφέρθηκαν σε ένα εξαιρετικά υψηλό κύμα που καταγράφηκε στις 15 Δεκεμβρίου 2009 από μια διαδικτυακή κάμερα που βρίσκεται σε ωκεανογραφικό πύργο 15 χιλιόμετρα ανοικτά της Βενετίας, Ιταλία. Το εκτιμώμενο πλάτος της κορυφογραμμής ήταν μεταξύ 5,1-6,4 μέτρα, ικανοποιώντας το στατιστικό κατώφλι του γιγαντιαίου κύματος.

Στα πιο ανατολικά, η μοναδική μελέτη παρατήρησης γιγαντιαίων κυμάτων κοντά στις ακτές του Ισραήλ (Glozman et al. 2019), υποδεικνύει ένα πιθανό φαινόμενο γιγάντιου κύματος κατά τη διάρκεια μιας μεγάλης καταιγίδας τον Ιανουάριο του 2018 αναλύοντας τα δεδομένα των κυμάτων που παρέχονται από έναν πλωτήρα που αναπτύχθηκε σε κοντινή ακτή. Μια άλλη ένδειξη για γιγαντιαία κύματα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν οι μη φυσιολογικές κινήσεις μετατόπισης του πλωτήρα, ταυτόχρονα με την ταχέως μεταβαλλόμενη συμπεριφορά του ανέμου. Η ανάλυσή έδειξε μια πιθανή εμφάνιση ενός γιγαντιαίου κύματος στις 19 Ιανουαρίου 2018, ενώ δεν μπορούσε να γίνει κάποια ταυτοποίηση λόγω της αναφερόμενης δυσλειτουργίας του επιταχυνσιόμετρου πλωτήρα.

Αναφορικά με τα καθαυτού τσουνάμι, υπάρχουν σχετικά λίγοι κατάλογοι με καταγεγραμμένα τσουνάμι για τις περιοχές της ανατολικής Μεσογείου, οι περισσότεροι από τους οποίους γράφτηκαν πρόσφατα. Η απομάκρυνση των σημαντικότερων από αυτά δείχνει ένα εκπληκτικά υψηλό ποσοστό ψευδών καταχωρήσεων. Για παράδειγμα, τρεις από τους πιο πρόσφατους έγκυρους καταλόγους σεισμών για εκδηλώσεις στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου πριν από το 1500 αποτελούνται από πάνω από 30% ψευδείς καταχωρήσεις. Για την ίδια περιοχή, αλλά για την περίοδο π.Χ., το 70-75% των καταχωρήσεων στο είναι ψευδείς.

Στην περίπτωση καταλόγων τσουνάμι μόνο για την ανατολική Μεσόγειο, οι Salomon et al. (2007) διαπίστωσαν ότι το 65% αυτών ήταν αμφίβολο, ποσοστό ελαφρώς μικρότερο από αυτό που βρήκαν οι Tinti et al. (2004) για τον ιταλικό κατάλογο.

Μια συλλογή τσουνάμι στον παραμετρικό κατάλογο των Paradopoulos & Fokaefs (2005), είναι ένα παράδειγμα του συνεχιζόμενου προβλήματος με τους καταλόγους ιστορικών τσουνάμι που έχουν πολλαπλασιαστεί τα τελευταία χρόνια, όπου τα δεδομένα από έναν κατάλογο απορροφώνται από τον επόμενο, χωρίς καμία κρίσιμη επανεκτίμηση. Η πιο κοινή αποτυχία στη σημερινή γενιά καταλόγων ήταν ότι λίγοι από αυτούς βασίζονται στις αρχικές πηγές πληροφοριών και βασίζονται περισσότερο σε δευτερεύοντα στοιχεία και επανάληψη προηγούμενων καταλόγων, σφαλμάτων και όλων. Για ορισμένες καταχωρήσεις καταλόγου, οποιαδήποτε εκτίμηση έντασης είναι ακατάλληλη, απλώς δεν υπάρχουν αρκετές διαθέσιμες πληροφορίες.

Οι λανθασμένες ερμηνείες των ιστορικών αναφορών οδηγούν σε καταγραφές τσουνάμι που είναι ψεύτικα. Για παράδειγμα, η περίπτωση του φερόμενου σεισμού και του τσουνάμι του 1612 στην Κρήτη, υπογραμμίζει πώς ένας πλασματικός μεγάλος σεισμός και σεισμικό κύμα θάλασσας μπορεί να παραχθεί σε ιστορικές περιγραφές και στη συνέχεια να αναπαραχθεί άκριτα σε καταλόγους και άλλους καταλόγους και ούτω καθεξής.

Οι κύριες πληροφορίες για έναν καταστροφικό σεισμό στο Ηράκλειο Κρήτης, αναφέρονται στο παρισινό περιοδικό *Mercure Francois*. Αμέσως μετά

τον γερμανικό σεισμό της 8ης ή 9ης Νοεμβρίου 1612, αναφέρθηκε πως «Έγινε σεισμός στην Κάντια (Ηράκλειο) τόσο μεγάλος που κατέστρεψε άπειρο αριθμό κτιρίων και οι βίαιοι άνεμοι είχαν ως αποτέλεσμα την απώλεια πολλών ανδρών και πλοίων. Το ίδιο συνέβη σε πολλά άλλα μέρη της Μεσογείου.

Ωστόσο, τα βενετικά αρχεία από την Κάντια, τα οποία τείνουν να τηρούν προσεκτικά αρχεία γεγονότων που προκαλούν ζημιές σε στρατιωτικά και δημόσια κτίρια αλλά όχι σε ιδιωτικά σπίτια, δεν κάνουν λόγο για σεισμό εκείνη την περίοδο. Περαιτέρω αναζήτηση στον ευρωπαϊκό τύπο δείχνει ότι στην πραγματικότητα η Κάντια ήταν το μέρος από όπου λήφθηκαν πληροφορίες του για την καταστροφή του νησιού της Λευκάδας στις 2 Οκτωβρίου 1612 και όχι για το πού συνέβη ο σεισμός και εντοπίστηκε εσφαλμένα ο σεισμός στο Κρήτη. Αλλά αυτό δεν η μοναδική τέτοια περίπτωση.

Οι πληροφορίες εκείνες αντιγράφηκαν και από μεταγενέστερες πηγές, οι οποίες προχωρούν παραπέρα και συνδυάζουν άλλους σεισμούς στην περιοχή σε ένα μόνο γεγονός ή τοποθετούν το ίδιο γεγονός το 1613. Οι δύο τελευταίες πηγές παρατίθενται από τους Papazachos & Papazachou (2003) ως πηγές του, οι οποίοι πρόσθεσαν ότι σε αυτόν τον σεισμό πλοία χάθηκαν στο λιμάνι του Ηρακλείου και πολλά βυθίστηκαν, αναθέτοντας σε αυτόν τον ανύπαρκτο σεισμό μέγεθος 7,2 ρίχτερ.

Ένα άλλο τσουνάμι επίσης πολύ μεγάλης έντασης συνδέεται λανθασμένα με τον ισχυρό σεισμό στο νησί της Προκονήσου στη Θάλασσα του Μαρμαρά, κάποια στιγμή στο πρώτο μισό του Αυγούστου 1265. Στην πραγματικότητα, η αρχική ιστορική πηγή λέει ότι το σοκ προκάλεσε την κατάρρευση μαζών βράχου από ένα βουνό κοντά στη Γαλινολίμενα στην δυτική Τουρκία, το οποίο βρίσκεται στη δυτική ακτή του νησιού, το οποίο έπεσε στη θάλασσα, δημιουργώντας ένα θαλάσσιο κύμα. Δεν είναι σαφής ο τρόπος με τον οποίο οι συγγραφείς κατέληξαν στην εκτίμηση της έντασής του, που ορίστηκε από αυτούς ως "ισχυρός" και ως "αισθητός από όλους τους επιβάτες σε μεγάλα σκάφη και παρατηρήθηκε από όλους στην ακτή.

Ένα άλλο τσουνάμι αντίστοιχα υψηλής έντασης στη Ζάκυνθο καταγράφηκε στις 5 Νοεμβρίου 1633. Στην πραγματικότητα, αυτό που λένε οι

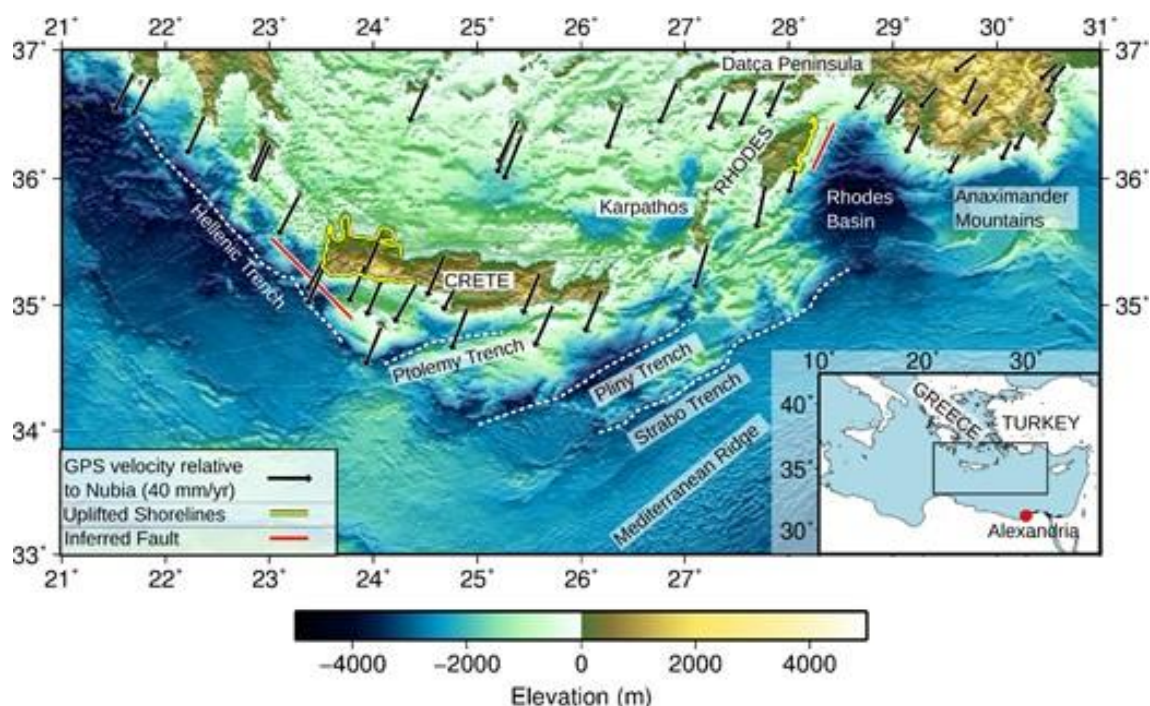
πηγές είναι ότι σε αυτόν τον σεισμό το ακρωτήριο του Αγίου Σώστη και μερικά ψηλά βουνά έπεσαν στη θάλασσα, που φούσκωσε, προκαλώντας μεγάλο φόβο. Πολύ πιο πρόσφατα, το 2002, κύμα τσουνάμι εντοπίστηκε και κατακλύστηκε σε απόσταση μικρότερη των 100 μέτρων στην ενδοχώρα, σε πλάτος λιγότερο από 1 χλμ. Το σημείο εκκίνησής του παραμένει άγνωστο, αλλά δεν έχει συσχετιστεί με σεισμό. Σχεδόν δεν σημειώθηκε από τον τοπικό τύπο και παραμένει σε μεγάλο βαθμό άγνωστο σε μια πόλη 80.000 κατοίκων. Ενώ η πλημμύρα του 2002 δεν προκάλεσε μεγάλο φόβο, μια προβολή μετά το συμβάν για μελλοντικά τσουνάμι στη Ρόδο προκάλεσε (Proodos, 2007).

Ένα άλλο παράδειγμα είναι το τσουνάμι που φέρεται να ακολούθησε τον καταστροφικό σεισμό στη Χίο στις 3 Απριλίου 1881. Τα μόνα στοιχεία για αυτό εξήχθησαν από τους ίδιους συγγραφείς από την παρουσία υγρής άμμου που αναφέρθηκε σε κάποια απόσταση από την ακτή, την οποία οι συγγραφείς υπέθεσαν ότι ήταν άμμος εναποτέθηκε από το τσουνάμι. Στην πραγματικότητα, η άμμος ήταν αποτέλεσμα της υδροποίησης του εδάφους, όπως συμβαίνει συχνά με τους σεισμούς των ακτών. Πιο πρόσφατα, παρατηρήθηκαν εκτεταμένα ρευστοποιημένα «ηφαίστεια» και καθίζηση κατά τους σεισμούς της Λόμα Πιετρά του 1989 και του 1992 στη Φλόρες. Ένα τσουνάμι ικανό για απόθεση άμμου, συνδέθηκε μόνο με το γεγονός του 1992, ωστόσο τα στοιχεία υδροποίησης ήταν έξω από τα όρια της πλημμύρας, αφού είχαν παρασυρθεί μέσα στα ίδια όρια.

Αρκετοί μεγάλοι σεισμοί στην ελληνική ζώνη καταβύθισης έχουν τεκμηριωθεί σε ιστορικά αρχεία από όλη την ανατολική Μεσόγειο, αλλά η σχετική σεισμική ηρεμία της περιοχής κατά την περίοδο της εργαλειακής παρατήρησης σημαίνει ότι οι ακριβείς τοποθεσίες αυτών των σεισμών και η τεκτονική τους σημασία δεν είναι γνωστές. Η ανάλυση της ανύψωσης που αντιμετωπίζει τον σεισμό ως εξάρθρωση σε ένα ελαστικό ημι-διάστημα δείχνει ένα κατά κύριο λόγο αντίστροφο σφάλμα με διάνυσμα ολίσθησης λοξό προς την κατεύθυνση σύγκλισης μεταξύ Ρόδου και Nubia. Η υδροδυναμική προσομοίωση της διάδοσης του τσουνάμι από μια σειρά τεκτονικά εύλογων πηγών υποδηλώνει ότι οι σεισμοί στο ρήγμα που ανυψώνουν τη Ρόδο αντιπροσωπεύουν έναν σημαντικό κίνδυνο τσουνάμι για τη Ρόδο και τη ΝΔ

Τουρκία, και πιθανώς για την Κύπρο και το Δέλτα του Νείλου. Έτσι, τα ιστορικά αρχεία για πόλεις σε ολόκληρη την ανατολική Μεσόγειο καταγράφουν εκτεταμένες και καταστροφικές ζημιές από σεισμούς και τσουνάμι σε αρκετές περιπτώσεις κατά τα τελευταία 2000 χρόνια, με κυριότερο το 365 και το 1303 μ.Χ. (Ambraseys & Synolakis 2010). Η Αλεξάνδρεια και το υπόλοιπο Δέλτα του Νείλου πλημμύρισαν εκτενώς από αυτά τα δύο τσουνάμι, τα οποία προτείνονται από αναλύσεις κατανομής ζημιών που προκλήθηκαν από σεισμούς στην ελληνική ζώνη υποβρύχωσης.

Οι ακτογραμμές στη νοτιοδυτική Κρήτη καταγράφουν έως και 9 μέτρα υψώματος όψιμου Ολοκαίνου, σύμφωνα με τον έναν μόνο σεισμό το 365 μ.Χ. (Stiros 2010). Οι Shaw et al (2008) έδειξαν ότι η καταλληλότερη πηγή σεισμού για αυτό το συμβάν είναι ένα ανάστροφο ρήγμα που ξεπροβάλλει σε μια εξέχουσα βαθυμετρική σκαλωσιά γνωστή ως Ελληνική Τάφρος. Έχει προταθεί ότι άλλα βαθιά γραμμικά χαρακτηριστικά εντός της οριακής ζώνης της Ελληνικής πλάκας, όπως οι τάφροι Πλίνιος και Στράβων (Εικόνα 8), μπορεί επίσης να είναι οι επιφανειακές προεξοχές βλαβών. Είναι επομένως σημαντικό για την εκτίμηση του κινδύνου σεισμού και τσουνάμι στην ανατολική Μεσόγειο να καθοριστεί εάν αυτά τα χαρακτηριστικά αντιπροσωπεύουν σεισμικά ενεργά ρήγματα και, αν ναι, τι μέγεθος σεισμών είναι ικανοί να δημιουργήσουν.



Εικόνα 8. Ακτογραμμικά χαρακτηριστικά στην Κρήτη που μπορεί να συντελούν στη δημιουργία τσουνάμι (Akriinar et al. 2016)

Οποιοσδήποτε κατάλογος τσουνάμι, αποτελεί μόνο ένα στιγμιότυπο των καλύτερων διαθέσιμων πληροφοριών εκείνη τη στιγμή που δημοσιεύτηκε. Περιέχει περισσότερα δεδομένα για μεγαλύτερα γεγονότα, καθώς τα μικρότερα γεγονότα υποδειγματίζονται στο ιστορικό αρχείο. Ένας τέτοιος κατάλογος μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο σε συνδυασμό με ιζηματολογικές ενδείξεις ή άλλα στοιχεία γεωλογικού πεδίου για να συνάγει ποσοτικά την περίοδο επιστροφής μεγαλύτερων γεγονότων. Εάν ο διαχωρισμός ολίσθησης είναι ο ίδιος σε ολόκληρη την ελληνική ζώνη υποβύθισης όπως στη νοτιοδυτική Κρήτη, μπορεί να αναμένονται σεισμοί τύπου 365 μ.Χ. κάθε 800 χρόνια με το τελευταίο συμβάν να συμβαίνει το 1303. Αξίζει να τονιστεί ότι μερικές φορές ιζηματολογικές ενδείξεις υποδηλώνουν παλαιοτσουνάμι για το οποίο δεν υπάρχουν ακόμη καταχωρήσεις καταλόγου.

Οι στατιστικές αναλύσεις που συσχετίζουν τον αριθμό των γεγονότων του τσουνάμι με την έντασή τους από τα ιστορικά γεγονότα είναι χωρίς νόημα, τουλάχιστον όταν εστιάζουμε σε περιοχές όπου έχουν αναφερθεί ιστορικά μόνο μια χούφτα τσουνάμι. Ομοίως, ποσοτικές εκτιμήσεις κινδύνου, όπως περιγράφονται στο επόμενο κεφάλαιο, βασισμένες σε σενάρια γεγονότων ιστορικών τσουνάμι για τα οποία στην καλύτερη περίπτωση μόνο το μέγεθος και η τοποθεσία προσέγγισης του μητρικού σεισμού είναι γνωστά, θα πρέπει να διεξάγονται με εξαιρετική προσοχή και μόνο με όφελος γεωλογικών μελετών για την ενίσχυση της κατανόησης της τοπικής τεκτονικής.

3.3 Επιπτώσεις και κίνδυνοι των τσουνάμι στην ανατολική Μεσόγειο

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι συσχετισμοί μεταξύ της έντασης του τσουνάμι και της καταστροφής είναι ως επί το πλείστον χωρίς νόημα. Η μέγιστη αύξηση του τσουνάμι εξαρτάται εξαιρετικά από την τελευταία βαθυμετρική κλίση που συναντά το κύμα όταν χτυπά την ακτογραμμή. Οι μετρήσεις σε απόκρημνα βράχια μπορεί να παράγουν μεγάλες τιμές εκτέλεσης, εντελώς μη χαρακτηριστικές των επιπτώσεων στη γύρω περιοχή. Για παράδειγμα, κατά τη διάρκεια του τσουνάμι του Manzanillo του 1995, μετρήθηκε η εκροή 11 μέτρων σε παράκτιους βράχους μπροστά από ένα ξενοδοχείο λίγα χιλιόμετρα νότια της La Manzanilla στο Μεξικό.

Ακριβώς νότια, υπήρξε σημαντικός αντίκτυπος με διογκωμένες δομές μπροστά από την ακτογραμμή, αλλά με διαρροή που δεν υπερέβαινε τα 2 μέτρα. Η κατάρρευση στην κοιλάδα του Μόνοι κατά τη διάρκεια του τσουνάμι του Οκουσίρι το 1993 ξεπέρασε τα 30 μέτρα, αλλά πλημμύρισε μόνο έναν παράκτιο λόφο. Η κατάρρευση δεν ξεπέρασε τα 11 μέτρα στην πόλη Ανοε στο νότο, μια περιοχή που υπέστη εκτεταμένη χερσαία ροή και καταστράφηκε από πυρκαγιά. Ακόμη και σε παρακείμενες παραλίες με παρόμοιες κλίσεις, η ζημιά δεν συσχετίζεται πάντα με την ένταση.

Οι σεισμοί του Ελληνικού Συστήματος Τάφρων του 365 και του 1303 μ.Χ. προκάλεσαν αμφότεροι τσουνάμι που ευθύνονταν για ζημιά στις ακτές γύρω από την ανατολική Μεσόγειο, συμπεριλαμβανομένου του Δέλτα του Νείλου. Τα δεδομένα ραδιοανθράκων υποδηλώνουν ότι ο σεισμός που ευθύνεται για την ανύψωση στη Ρόδο συνέβη πολύ πριν από οποιοδήποτε από αυτά τα τσουνάμι, αλλά ένας σεισμός με αντίστροφη βλάβη μπορεί να αναμένεται να προκαλέσει τουλάχιστον ένα τοπικά επιζήμιο τσουνάμι. Οι αβεβαιότητες στην αρχική κατάσταση του τσουνάμι και η έλλειψη άμεσα διαθέσιμης βαθυμετρίας υψηλής ανάλυσης για τις ακτές της ανατολικής Μεσογείου, σημαίνει ότι περιορίζουμε τα μοντέλα μας στην υπεράκτια περιοχή.

Η διάδοση του τσουνάμι είναι περίπου ακτινική (Εικ. 7α). Οι ώρες ταξιδιού είναι περίπου οι ίδιες για όλα τα μοντέλα: ~40 λεπτά στην Κύπρο και 60 λεπτά στο Δέλτα του Νείλου. Ορισμένα μοντέλα σφαλμάτων προβλέπουν υψηλότερα ύψη τσουνάμι σε ευρύτερη περιοχή από άλλα (το μοντέλο σφάλματος D προβλέπει το μικρότερο τσουνάμι). Τα μέγιστα ύψη τσουνάμι που δείχνουν προβλεπόμενα ύψη > 1 μ. Υπεράκτια από τη Ρόδο και τη ΝΔ Τουρκία, καθώς και από τις ακτές της Κύπρου για τις πηγές με μεγαλύτερο τσουνάμι δυναμικό. Αυτά τα ύψη κύματος αναμένεται να μεταφραστούν σε υψηλότερα ύψη εκροής στην ξηρά. Για παράδειγμα, ο σεισμός Mentawai του 2010 (MW 7,8) παρήγαγε ένα μέγιστο ύψος κύματος <1 m στον ανοιχτό ωκεανό αλλά 6 m εκροή στην ξηρά (Hill et al. 2010).

Η ρηχή βαθυμετρία στη θάλασσα και οι σχετικές μη γραμμικές επιδράσεις της τριβής του βυθού και της διάρρηξης του κύματος στη διάχυση της ενέργειας του τσουνάμι, καθιστούν δύσκολη την εκτίμηση του τρόπου με τον οποίο τα ύψη του τσουνάμι μπορεί να σχετίζονται με τις πλημμύρες στην ξηρά (Korycansky & Lynett 2005). Για το λόγο αυτό, συγκρίνουμε τα προβλεπόμενα ύψη τσουνάμι χρησιμοποιώντας τα μοντέλα βλάβης μας με αυτά που προβλέπονται για το έτος 365, χρησιμοποιώντας το προτιμώμενο μοντέλο βλάβης των Shaw et al. (2008). Οι συγκεκριμένοι ερευνητές υπέθεσαν ότι δεδομένου ότι υπάρχουν άφθονα ιστορικά στοιχεία για ζημιές σε όλο το Δέλτα του Νείλου το 365 μ.Χ. αυτό συνεπάγεται και ζημιά στην ξηρά. Τα περισσότερα από τα μοντέλα βλάβης μας προβλέπουν ύψη τσουνάμι μικρότερα από ότι για το 365 μ.Χ. στο Δέλτα του Νείλου, αλλά τα τσουνάμι που προβλέπονται από τα μοντέλα προβλέπουν υψηλότερα ύψη κύματος από το Δέλτα του ανατολικού Νείλου.

Συνεπώς, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι από τα πιθανά μοντέλα βλαβών που ερευνήθηκαν, ακόμη και εκείνα με το χαμηλότερο δυναμικό τσουνάμι, θα μπορούσαν να προκαλέσουν σημαντικές περιφερειακές ζημιές από τσουνάμι στη νοτιοδυτική Τουρκία και τη Ρόδο, ενώ εκείνα με το υψηλότερο τσουνάμι δυναμικό από μοντέλα βλαβών υψηλότερου μεγέθους, θα ήταν επίσης ικανό να καταστρέψει την Κύπρο και το Δέλτα του Νείλου.

Η αξιολόγηση του κινδύνου για τσουνάμι στην Ανατολική Μεσόγειο παρεμποδίζεται σημαντικά από την αβεβαιότητα σχετικά με τις θέσεις και τα μεγέθη των αιτιολογικών σεισμών. Κατά συνέπεια, υπάρχει ένα ευρύ φάσμα υπολογιζόμενων σεναρίων για σεισμούς από τσουνάμι στην περιοχή. Τα δύο πιο καταστροφικά ιστορικά τσουνάμι που καταγράφηκαν στην περιοχή, αυτά του 365 μ.Χ. και του 1303 μ.Χ., πιθανότατα προκλήθηκαν από μεγάλους ή πολύ μεγάλους σεισμούς στα σύνορα της Ελληνικής πλάκας. Υπάρχουν ισχυρές γεωλογικές ενδείξεις ότι το τσουνάμι του 365 μ.Χ. προκλήθηκε από σεισμό στη δυτική Κρήτη και ότι ένας άλλος τσουναμιγονικός σεισμός συνέβη κοντά στη Ρόδο σε προϊστορικούς ή ρωμαϊκούς χρόνους.

Οι προσπάθειες εντοπισμού άλλων θέσεων πηγής κατά μήκος των ορίων της Ελληνικής πλάκας βασίστηκαν σε αναλογίες με μεγάλες ζώνες υποβύθισης σε όλο τον κόσμο και έχουν καθορίσει παραμέτρους πηγής με βάση τη σεισμικότητα των τελευταίων δεκαετιών. Η πολυπλοκότητα αυτής της οριακής ζώνης πλάκας και το γεγονός ότι το μεγαλύτερο μέρος της σύγκλισης σε αυτήν είναι ασεισμική, υποδηλώνουν ότι τα δεδομένα σεισμικότητας, από μόνα τους, είναι ένας παραπλανητικός οδηγός για πιθανές πηγές τσουναμιγόνων σεισμών.

Μελέτες για την απελευθέρωση σεισμικής ροπής στην περιοχή κατά τη διάρκεια της περιόδου εκείνης και των σχετικών κινήσεων που καταγράφηκαν με μετρήσεις GPS, υποδηλώνουν ότι λιγότερο από το 20% της σχετικής κίνησης λαμβάνει χώρα σε σεισμούς, ενώ το υπόλοιπο πραγματοποιείται ασεισμική ολίσθηση. Για να αντιμετωπιστεί η σχετική σεισμική κίνηση θα χρειαζόταν ένας σεισμός περίπου μία φορά τον αιώνα αν και το ιστορικό αρχείο είναι ελλιπές, είναι αδιανόητο ότι οι περίπου 20 μεγάλοι σεισμοί που θα χρειαζόνταν για την εξάλειψη του ελλείμματος τα τελευταία 2000 χρόνια θα μπορούσαν να έχουν συμβεί χωρίς παρατήρηση. Αλλά το ιστορικό αρχείο δείχνει ότι δύο ή τρεις μεγάλοι σεισμοί συνέβησαν σε αυτό το όριο κατά τη διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος. Επειδή δεν υπάρχει γνωστό μέρος όπου ένα ρήγμα που ολισθαίνει κυρίως ασεισμικά αποτυγχάνει και σε περιστασιακούς μεγάλους σεισμούς, το λογικό συμπέρασμα που πρέπει να εξαχθεί είναι ότι οι μεγάλοι

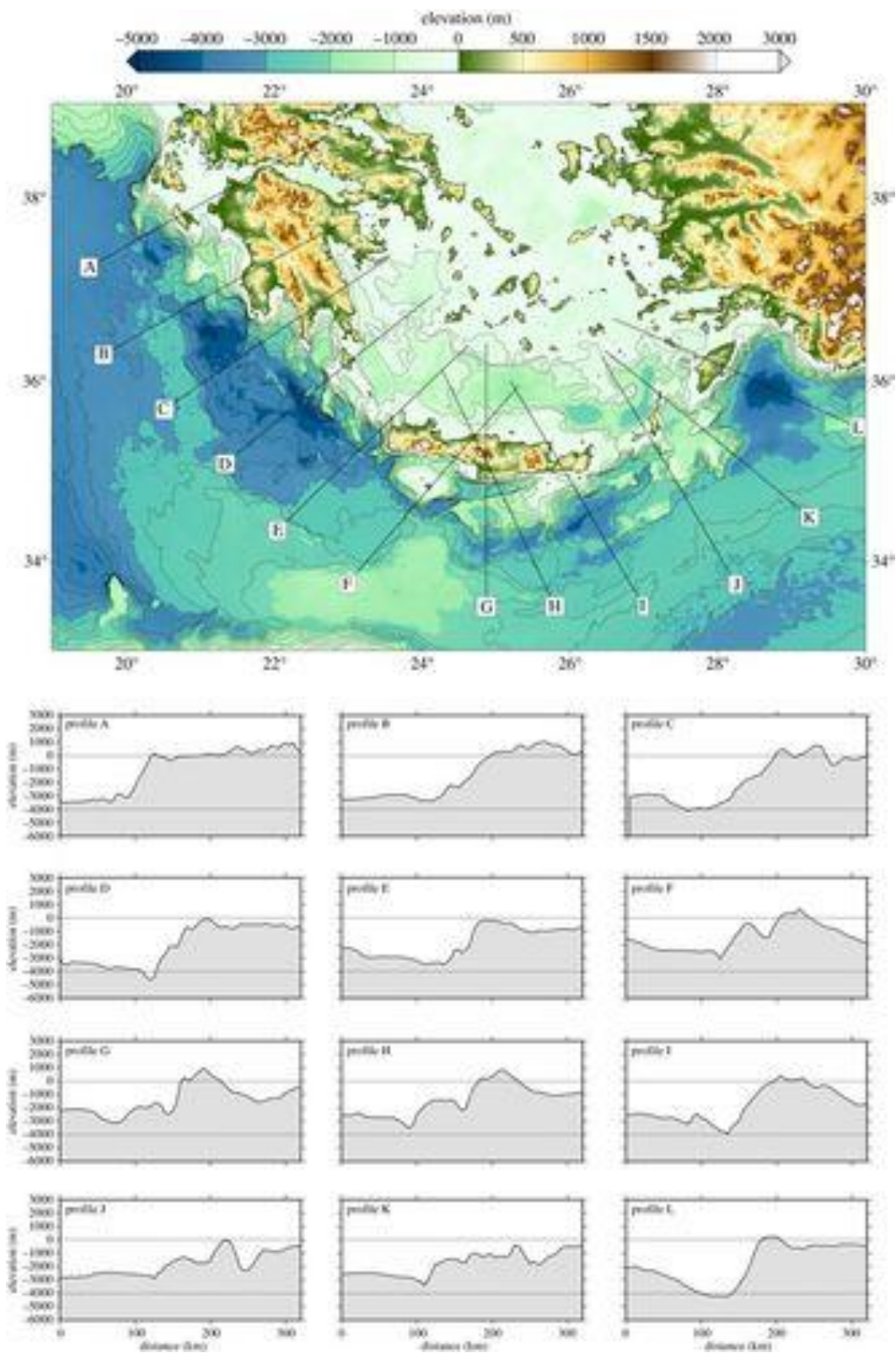
σεισμοί στην οριακή ζώνη της Ελληνικής πλάκας δεν συμβαίνουν στο ρήγμα υποβύθισης αλλά σε άλλο ρήγμα ή ρήγματα εντός της ζώνης.

Η σύνθετη μορφολογία της περιοχής καθιστά δύσκολη την αναγνώριση αυτών των ρηγμάτων. Οι περισσότερες ζώνες υποβιβασμού εμφανίζουν ένα βαθυμετρικό χαμηλό απότομης όψης, το όρυγμα, το οποίο σηματοδοτεί την προβολή στην επιφάνεια του σφάλματος υποβύθισης. Το σφάλμα υποβύθισης στην οριακή ζώνη της Ελληνικής πλάκας δεν ξεπροβάλλει. Η πλησιέστερη προσέγγισή του στην επιφάνεια βρίσκεται πιθανώς κάτω από το ευρύ βαθυμετρικό ύψος της Μεσογειακής κορυφογραμμής, ένα πρίσμα ιζημάτων πάχους περίπου 10 χιλιομέτρων. Τα βαθιά γραμμικά χαρακτηριστικά είναι, ωστόσο, ορατά στη βαθυμετρία των ορίων της ελληνικής πλάκας, ιδίως στις τάφρους των Ελληνικών, Πλίνιων και Στράβων. Αυτά τα χαρακτηριστικά δεν είναι, παρά τα ονόματά τους, τάφροι με την πλάκα-τεκτονική έννοια, αλλά πιθανώς αντιπροσωπεύουν την έκβαση μεγάλων ρηγμάτων μέσα στην παραμορφωτική ιζηματογενή σφήνα, στην κορυφή της πλάκας Nubian. Ενώ η Ελληνική Τάφρος θεωρείται γενικά ότι αντιπροσωπεύει το ξέσπασμα ενός αντίστροφου ρήγματος, οι τάφροι Πλίνιος και Στράβων έχουν ερμηνευθεί ως εκφράσεις της κανονικής βλάβης, βλάβης ολίσθησης κρούσης, αντίστροφης βλάβης και διάφορους συνδυασμούς αυτών.

Τα βαθυμετρικά προφίλ στις ελληνικές τάφρους, τον Πλίνιο και τον Στράβωνα, και στο βόρειο άκρο του λεκανοπεδίου της Ρόδου, δείχνουν έντονες ομοιότητες που υποδηλώνουν ότι αυτά τα χαρακτηριστικά μπορεί να έχουν κοινή προέλευση (Εικόνα 9). Σε κάθε περίπτωση, το βάθος του ωκεανού αυξάνεται βόρεια της Μεσογειακής κορυφογραμμής προς τα χαρακώματα, με τα μέγιστα βάθη 3000-4500 m να εμφανίζονται κοντά στο ηπειρωτικό περιθώριο της Πελοποννήσου και του Αιγαίου Πελάγους. Τα προφίλ είναι επίσης έντονα ασύμμετρα, με απότομες κλίσεις στις πλευρές προς τη στεριά, μια μορφή που είναι χαρακτηριστική για τοπογραφικά προφίλ κάθετα στα μεγάλα αντίστροφα ρήγματα. Οι ομοιότητες μεταξύ των προφίλ είναι παράδοξες επειδή η κατεύθυνση της συνολικής σχετικής κίνησης σε αυτήν την περιοχή ποικίλλει από καθαρή σύγκλιση στα δυτικά έως πολύ πλάγια στα ανατολικά. Οι Howell et al. (2014) προτείνουν ότι το παράδοξο μπορεί να επιλυθεί εάν η σχετική κίνηση

στο ανατολικό τμήμα του ορίου της πλάκας διαχωριστεί σε παράλληλη ολίσθηση τόξου κατά μήκος της διεπαφής υποβύθισης και ανάστροφη τοξοειδής ρήξη που ξεπροβάλλει στις τάφρους στο Αιγαίο.

Έχει δοθεί μεγάλη προσοχή πρόσφατα στις αβεβαιότητες που σχετίζονται με τον υπολογισμό της εκροής και της πλημμύρας για μια δεδομένη πηγή τσουνάμι. Στην ανατολική Μεσόγειο τουλάχιστον, οι κυρίαρχες αβεβαιότητες είναι αυτές που σχετίζονται με την ίδια την πηγή. Για οποιαδήποτε δεδομένη τοποθεσία στις ακτές της Βόρειας Αφρικής, ο αντίκτυπος ενός τσουνάμι εξαρτάται κυρίως από τη στιγμή του αιτιολογικού σεισμού και από το πού κατά μήκος των ορίων της ελληνικής πλάκας συμβαίνει ο σεισμός που καθορίζει τον προσανατολισμό του ρήγματος. Άρα και την κατεύθυνση στο οποίο η μεγαλύτερη ενέργεια διαδίδεται στο τσουνάμι. Τα ύψη κυμάτων κοντά στην ακτή που υπολογίζονται σε αυτούς τους αριθμούς δεν μπορούν να μεταφραστούν απευθείας σε προβλέψεις της εκκένωσης, για τους λόγους που συζητούνται στην ενότητα 4. Μια λογική προσέγγιση είναι να αναγνωρίσουμε ότι οι σεισμοί του 365 και του 1303 μ.Χ. προκάλεσαν καταστροφικά τσουνάμι στις ακτές της Αφρικής και ότι παρόμοιου μεγέθους σεισμοί στο μέλλον πιθανότατα θα κάνουν το ίδιο.



Εικόνα 9. Χαρακτηριστικά βαθυμετρικά προφίλ σε ορισμένα σημεία στην ανατολική Μεσόγειο (Howell et al., 2014)

Ειδικότερα, σε ότι αφορά το Αιγαίο Πέλαγος, διαθέτει μία από τις πιο ενεργές και περίπλοκες σεισμοτεκτονικές δομές παγκοσμίως. Η ελληνική και η τουρκική ακτογραμμή έχουν κατοικηθεί εδώ και χιλιάδες χρόνια και έχουν γνωρίσει αρκετά τσουνάμι, μερικά από αυτά έχουν χαρακτηριστεί καταστροφικά. Ενώ κάποιος μπορεί να υποστηρίξει ότι η εμφάνιση τσουνάμι είναι σπάνια στο Αιγαίο Πέλαγος, ειδικά σε σύγκριση με τον Ειρηνικό ή τον Ινδικό Ωκεανό, εντούτοις, ο κίνδυνος πρέπει να αξιολογηθεί, καθώς πολλές από τις παράκτιες περιοχές του Αιγαίου είναι πυκνοκατοικημένες και έχουν υποστεί ραγδαία οικονομική ανάπτυξη τις τελευταίες δεκαετίες. Δεδομένης της συνολικής έλλειψης ευαισθητοποίησης του κοινού σχετικά με τις εκκενώσεις, ακόμη και οριακά γεγονότα μπορεί να έχουν σημαντικό αντίκτυπο.

Οι προσπάθειες για τον προσδιορισμό του κινδύνου τσουνάμι για την Ελλάδα και τις παρακείμενες παράκτιες περιοχές χρονολογούνται αρκετές δεκαετίες. Μέχρι το 2000 περίπου οι περισσότερες προσπάθειες συγκεντρώνονταν στη συλλογή ιστορικών δεδομένων και στη σύνταξη και ανάλυση καταλόγων τσουνάμι. Έκτοτε, και ειδικά μετά το τσουνάμι του Ινδικού Ωκεανού του 2004, επικεντρώθηκε περισσότερο το επιστημονικό ενδιαφέρον στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και κατά συνέπεια στο Αιγαίο Πέλαγος, με αποτέλεσμα πολλαπλούς τρόπους εκτίμησης του κινδύνου τσουνάμι. Αυτές περιλαμβάνουν αριθμητικές προσομοιώσεις που βασίζονται σε σενάρια ενεργοποίησης πιθανών πηγών, τη χρήση γεωλογικών αρχείων για τσουνάμι με σκοπό τη δημιουργία ενημερωμένων καταλόγων τσουνάμι μαζί με εμπειρική αξιολόγηση πιθανοτήτων κινδύνου (Paradopoulos et al., 2007), αλλά και τη χρήση σύγχρονων σεισμολογικών τεχνικών που ενσωματώνουν τις μετρηθείσες τιμές, με αποτελέσματα από αριθμητικές προσομοιώσεις που χρησιμοποιούν υπολογισμούς εκτέλεσης. Όπως έγινε πρόσφατα για τον σεισμό της Αμοργού το 1956 (Okal et al., 2009).

Είναι ενδιαφέρον να εξεταστεί η εμπειρία του Ειρηνικού Κέντρου Προειδοποίησης για Τσουνάμι, το οποίο έχει επιχειρησιακή ευθύνη για τη λεκάνη του Ειρηνικού και προσωρινή ευθύνη για τον Ινδικό Ωκεανό και την Καραϊβική. Συνήθως χρειάζονται 10 λεπτά αφότου τα σεισμικά κύματα έχουν φτάσει σε επαρκή αριθμό σεισμικών οργάνων για την έκδοση ενός αρχικού

δελτίου. Αυτό το δελτίο βασίζεται στο αν κάποιος υποθαλάσσιος σεισμός υπερβαίνει ένα ορισμένο μέγεθος κατωφλίου - επί του παρόντος ορίζεται στα 6,5 - και στην αρχική εκτίμηση του βάθους της ρήξης. Όσο μεγαλύτερος είναι ο σεισμός και όσο μικρότερο είναι το βάθος, τόσο πιο σοβαρό είναι το δελτίο. Καθώς διατίθενται περισσότερες πληροφορίες σχετικά με τον μηχανισμό βλάβης του σεισμού και τις εγγραφές της στάθμης της θάλασσας, το δελτίο μπορεί να αυξηθεί σε προειδοποίηση ή να ακυρωθεί.

Η εμπειρία έχει δείξει ότι το επίπεδο ετοιμότητας καθορίζει το χρόνο που απαιτείται για την εκτέλεση μιας τακτικής εκκένωσης, δηλαδή στη Χαβάη χρειάζονται τρεις ώρες. Αυτό το χρονικό διάστημα είναι δυνατό μόνο για τσουνάμι που προέρχονται από την ακτή -στόχο. Στην Ιαπωνία, τη Χαβάη, τον Βορειοδυτικό Ειρηνικό και την Αλάσκα, οι σειρήνες θα ηχήσουν μέσα σε λίγα λεπτά από έναν σεισμό κοντά στην ακτή, επειδή δεν υπάρχει χρόνος να περιμένουμε για μια πιο ολοκληρωμένη εκτίμηση. Οι κάτοικοι που κινδυνεύουν διδάσκονται ότι, στις περισσότερες περιπτώσεις, ο σεισμός που κουνιέται, ο ίδιος είναι η προειδοποίηση και ότι θα πρέπει να αυτο-εκκενωθούν εάν βρίσκονται κοντά στην παραλία και αισθανθούν σεισμό που διαρκεί περισσότερο από 30 δευτερόλεπτα ή παρατηρήσουν τυχόν ασυνήθιστες κινήσεις στην ακτή, όπως ταχεία απόσυρση. Η Δυτική Σουμάτρα και η νότια Ιάβα έχουν επίσης εφαρμόσει την ίδια στρατηγική και βασίζονται όλο και περισσότερο στην αυτοεκκένωση. Αυτό το μήνυμα δεν έχει ακόμη διαδοθεί μεταξύ των χωρών της Μεσογείου.

Τα νησιωτικά αρχιπελάγη και τα ημι-ανοιχτά ή κλειστά υδάτινα σώματα παρουσιάζουν ένα ενοχλητικό πρόβλημα για προειδοποίηση. Ένα τσουνάμι μπορεί να χτυπήσει μέσα σε λίγα λεπτά. Ένας σεισμός μεγέθους μικρότερος από το κατώφλι για την έκδοση ενός δελτίου μπορεί παρόλα αυτά να προκαλέσει μια υποθαλάσσια κατολίσθηση. Δεν υπάρχει αμφιβολία ότι το να βασίζεται αποκλειστικά στις επίσημες προειδοποιήσεις για ετοιμότητα για τσουνάμι είναι λανθασμένο. Στο Αιγαίο ή στη Θάλασσα του Μαρμαρά, πρέπει να δοθεί έμφαση στις εκπαιδευτικές προσπάθειες πρώτα, στη συνέχεια στις θαλάσσιες γεωλογικές μελέτες για τον εντοπισμό υπεράκτιων κινδύνων κατολισθήσεων.

Κάνοντας τολμηρές ανακοινώσεις σχετικά με την αποτελεσματικότητα των εικονικών συστημάτων προειδοποίησης στις τελετές κοπής μπλε κορδέλας, πριν καν μετρήσουμε ένα τσουνάμι στην περιοχή, αυτό είναι αρκετά παραπλανητικό. Στην καλύτερη περίπτωση, οι άμεσες μετρήσεις των τσουνάμι με τσουναμογράφους είναι χρήσιμες για την απόκτηση δεδομένων για τη βαθμονόμηση τοπικών μοντέλων κατακλυσμού για μελλοντικές μελέτες ή για να βοηθήσουν να απενεργοποιηθεί όταν τελειώσει κάθε δεδομένο τσουνάμι. Ωστόσο, ακόμη και τότε δεν είναι πάντα εύκολο, για παράδειγμα, ήταν το 6ο κύμα από την εκδήλωση των Νήσων Κουρίλ στις 15 Νοεμβρίου 2006 που προκάλεσε τη μεγαλύτερη ζημιά στο Crescent City της Καλιφόρνια, περισσότερες από δύο ώρες μετά την άφιξη του πρώτου κύματος, ή πιο πρόσφατα με σεισμό 7,8 Ρίχτερ 15 Ιουλίου 2009 Νέα Ζηλανδία.

4. Συμπεράσματα

Συμπερασματικά, τα τσουνάμι αποτελούν μορφή κυμάτων μεγάλης κλίμακας, η ονομασία και η πρώτη μελέτη των οποίων προέρχεται από την Ιαπωνία. Έγιναν ιδιαίτερα γνωστά στην παγκόσμια κοινότητα κατά τις 2 τελευταίες δεκαετίες οπότε και έλαβαν χώρα δύο καταστροφικά φαινόμενα τσουνάμι στην Ασία προκαλώντας τεράστιες οικονομικές και υλικές ζημιές, αλλά κυρίως το θάνατο χιλιάδων συνολικά ανθρώπων.

Ωστόσο, ο κίνδυνος τσουνάμι δεν αφορά μόνο τις περιοχές της Ασίας, αλλά οποιοδήποτε παράκτιο μέρος στον κόσμο που βρέχεται από μεγάλη θαλάσσια μάζα. Ως εκ τούτου, με αφορμή τα τσουνάμι που παρατηρήθηκαν στις περιοχές της Ασίας, η επιστημονική κοινότητα έδωσε πολύ μεγαλύτερη προσοχή και αφιέρωσε πολλούς πόρους στην έρευνα που σχετίζεται με τις αιτίες πρόκλησης τσουνάμι, την αντιμετώπισή τους, όπως επίσης και τον έγκαιρο προσδιορισμό τους.

Ειδικότερα, παρόλο που υπάρχουν πολλές αιτίες δημιουργίας κυμάτων τσουνάμι, η κυριότερη εξ αυτών είναι οι σεισμοί, ποσό μάλλον όταν λαμβάνουν χώρα με επίκεντρο μέσα στη θάλασσα σε σημεία με ανομοιόμορφο βυθό.

Έτσι, σε ότι αφορά την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, παρόλο που ο κόσμος που κατοικεί δεν έχει έρθει πρόσφατα αντιμέτωπος με κάποιο φαινόμενο τσουνάμι που να έχει προκαλέσει εκτεταμένες καταστροφές και επομένως δεν είναι ιδιαίτερα εξοικειωμένος με τη γενική ιδέα των τσουνάμι, ενδεχομένως να βρίσκεται σε κίνδυνο κάποιες φορές. Ως εκ τούτου κρίνεται σκόπιμο να υπάρχει ενημέρωση και εγρήγορση, ιδιαίτερος των κατοίκων παράκτιων περιοχών που είναι ούτως ή άλλως πολλές σε αριθμό και με έντονη και πολυσχιδή τοπογραφία. Επίσης και ο βυθός της ανατολικής Μεσογείου διαδραματίζει σημαντικό ρόλο καθώς αποτελείται από μεγάλα βάθη που πολλές φορές βρίσκονται πολύ κοντά στις ακτές.

Σύμφωνα με τα παραπάνω και παρόλο που δεν υπάρχει τόσο πρόσφατο όσο στην Ασία συμβάν τσουνάμι στην ανατολική Μεσόγειο, έχουν παρατηρηθεί

κατά το παρελθόν, τον 4ο και 13ο αιώνα μεγάλα τσουνάμι που προκάλεσαν καταστροφές σε περιοχές της ανατολικής Μεσογείου, ενώ πιο πρόσφατα παρατηρήθηκαν μικρότερης κλίμακας τσουνάμι που προκάλεσαν σε κάποιες περιπτώσεις μικρότερες καταστροφές σε πλοία ή άλλες πλωτές ανθρώπινες εγκαταστάσεις.

Εν κατακλείδι, η ανατολική Μεσόγειος, ως εν γένει έντονα σεισμογενής περιοχή μπορεί να χαρακτηριστεί ως ιδιαίτερα πιθανή στο να υποστεί φαινόμενο τσουνάμι οποιαδήποτε στιγμή στο μέλλον. Βάσει αυτής της παραδοχής είναι ιδιαίτερα σημαντικό αφενός να ενημερωθούν οι κάτοικοι των παράκτιων περιοχών για τους κανόνες ασφαλείας και τους τρόπους αντιμετώπισης, και αφετέρου οι αρχές σε συνεργασία με ιδιωτικούς φορείς και την επιστημονική κοινότητα, να εγκαταστήσουν συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης και πρόβλεψης τσουνάμι.

Βιβλιογραφικές αναφορές

Akpinar, A., Yilmaz, E., Fach, B.A. and Salihoglu, B., 2016. Physical oceanography of the Eastern Mediterranean Sea. The Turkish part of the Mediterranean sea, 43, p.250.

Ambraseys, N. and Synolakis, C., 2010. Tsunami catalogs for the Eastern Mediterranean, revisited. *Journal of Earthquake Engineering*, 14(3), pp.309-330.

Bryant, E. *Tsunami: The Underrated Hazard*, Springer Praxis Books, Springer Berlin Heidelberg, 2008.

Cavaleri, L.; Barbariol, F.; Bastianini, M.; Benetazzo, A.; Bertotti, L.; Pomaro, A. An exceptionally high wave at the CNR-ISMAR oceanographic tower in the Northern Adriatic Sea. *Sci. Data* 2021, 8, 1–7.

Cavaleri, L.; Bertotti, L. The Voyager Storm in the Mediterranean Sea. In *Proceedings of the 10th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting and Coastal Hazard Symposium*, Oahu, HI, USA, 11–16 November 2007.

Constantin, A. The trajectories of particles in Stokes waves, *Invent. Math.* 166 (2006), 523-535.

Glozman, M.; Sladkevich, M. Screening of severe storms for possible rogue waves. *J. Comput. Technol.* 2019, 24, 7–15.

Gusiakov, V.K. *Tsunami history: recorded in The Sea*, Harvard University Press, Cambridge, 15 (2009) 23–54.

Hamad, N., Millot, C., Taupier-Letage, I. 2005. A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 66: 287–298.

Harahap, I.S.H. and Huan, V.N.P., 2014. Generation, propagation, run-up and impact of landslide triggered tsunami: a literature review. In *Applied Mechanics and Materials* (Vol. 567, pp. 724-729). Trans Tech Publications Ltd.

Hill, E.M., Borrero, J.C., Huang, Z., Qiu, Q., Banerjee, P., Natawidjaja, D.H., Elosegui, P., Fritz, H.M., Suwargadi, B.W., Pranantyo, I.R. and Li, L., 2012. The 2010 Mw 7.8 Mentawai earthquake: Very shallow source of a rare tsunami earthquake determined from tsunami field survey and near-field GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).

N. Hodgson. The Miocene hydrocarbon play in southern Lebanon First Break, 30 (12) (2012), pp. 93-98

IPCC, (2007). *Climate change 2007: synthesis report. Contribution of working groups I-III to the Fourth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change*, Cambridge Univ. Press, Cambridge

Karkani, A., Evelpidou, N., Tzouxanioti, M., Petropoulos, A., Gogou, M. and Mloukie, E., 2022. Tsunamis in the Greek Region: An Overview of Geological and Geomorphological Evidence. *Geosciences*, 12(1), p.4.

Kienle, J., Kowalik, Z. and Murty, T.S., 1987. Tsunamis generated by eruptions from Mount St. Augustine volcano, Alaska. *Science*, 236(4807), pp.1442-1447.

Korycansky, D.G. and Lynett, P.J., 2005. Offshore breaking of impact tsunami: The Van Dorn effect revisited. *Geophysical Research Letters*, 32(10).

Landerer, F.W., and D. L. Volkov 2013. The anatomy of recent large sea level fluctuations in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 40: 553–557.

Lynett, P. J., J. C. Borrero, P. L.-F. Liu, and C. E. Synolakis, Field Survey and Numerical Simulations: A Review of the 1998 Papua New Guinea Tsunami, *Pure Appl. Geophys*, vol. 160 (2003) 2119-2146.

Lynett P. J. and P. L.-F. Liu, A numerical study of submarine-landslide-generated waves and run-up, *Proc. R. Soc. Lond. A* 458, vol. 458 (2002) 2885-2910.

Malanotte-Rizzoli, P., Manca, B.B., Ribera d'Alcala, M., Theocharis, A., Brenner, S., Budillon, G. and Özsoy, E. 1999. The Eastern Mediterranean in

the 80s and in the 90s: the big transition in the intermediate and deep circulations. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 29(2–4): 365–395.

Marullo, S., Artale, V., and Santoleri, R. 2011. The SST multidecadal variability in the Atlantic-Mediterranean region and its relation to AMO. *Journal of Climate* 24(16): 4385–4401.

McCarty D. (2002). Tsunamis. Hogan D and Burstein J (Eds). *Disaster Medicine*. Lippincott William and Wilkins: Philadelphia, PA, p229-34.

Murty, T.S. Tsunami wave height dependence on landslide volume, *Pure and Applied Geophysics* 160 (2003) 1-7.

G. Muttoni, D.V. Kent, E. Garzanti, P. Brack, N. Abrahamsen, M. Gaetani Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A' *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215 (2003), pp. 379-394

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). (2009). *Physics of Tsunamis*. National Weather Service West Coast and Alaska Tsunami Warning Center Online. Available at: <http://wcatwc.arh.noaa.gov/about/physics.htm>.

Okal, E. A., & C. E. Synolakis, Theoretical Comparison of Tsunamis from Dislocations and Landslides, *Pure Appl. Geophys.* 160 (2003) 2177–2188.

Onken, R., and Yuce, H. 2000. Winter circulation and convection in the Antalya Basin (Eastern Mediterranean). *Journal of Physical Oceanography* 30(5): 1099–1110.

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

Pinardi, N. and Masetti, E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3-4), pp.153-173.

Pelinovsky, E.; Slunyaev, A.; Lopatoukhin, L.; Divinsky, B.; Levin, B. Freak Wave Event in the Black Sea: Observation and modeling. *Dokl. Earth Sci.* 2004, 395, 438–443.

Proodos. 2007. Tsunami Anastatosis, 17 October 18: 653 Rhodes, Greece

Robinson, M. 1993. Microfossil analyses and radiocarbon dating of depositional sequences related to Holocene sea-level changes in the Forth valley, Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 84 (1993), pp. 1-60

Robinson, AR and Golnaraghi, M. 1993. "The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea in Ocean processes". In *Climate dynamics: Global and Mediterranean Examples*, Edited by: Malanotte-Rizzoli, P and Robinson, AR. Vol. 419, 255–306. The Netherlands: Kluwer Academic Publishers.

Salamon, A., Rockwell, T., Ward, S., Guidoboni, E. and Comastri, A. 2007. Tsunami hazard evaluation of the Eastern Mediterranean: historical analysis and selected model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97: 705–724.

C.J. Schenk, M.A. Kirschbaum, R.R. Charpentier, T.R. Klett, M.E. Brownfield, J.K. Pitman, T.A. Cook, M.E. Tennyson Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Levant Basin Province, Eastern Mediterranean U.S. Geological Survey Fact Sheet 2010-3014 (2010), pp. 1-4

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. and Piggott, M.D., 2008. Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake. *Nature Geoscience*, 1(4), pp.268-276.

G.M. Stampfli, C. Hochard, C. V  rard, C. Wilhem, J. von Raumer. The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593 (2013), pp. 1-19

Stiros, S.C., 2010. The 8.5+ magnitude, AD365 earthquake in Crete: Coastal uplift, topography changes, archaeological and historical signature. *Quaternary International*, 216(1-2), pp.54-63.

Sulisz, W.; Paprota, M.; Reda, A. Extreme waves in the southern Baltic Sea. *Ciencias Marinas* 2016, 42, 123–137.

Tinti, S. and Armigliato, A. 2003. The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy. *Marine Geology*, 199: 221–243.