



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΔΥΤΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ
ΓΕΩΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ

Διπλωματική Εργασία

Εφαρμογή συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών για το Νότιο Αιγαίο

Συγγραφέας

Όνοματεπώνυμο: Καμπούτση

Μαρία Σοφία

ΑΜ: 509130270227

Επιβλέπων: Χλούπης Γεώργιος

ΑΘΗΝΑ 2022



**UNIVERSITY OF WEST ATTICA
SCHOOL OF ENGINEERING
DEPARTMENT OF SURVEYING & GEOINFORMATICS
ENGINEERING**

Diploma Thesis

**Application of Earthquake Early Warning System on
South Aegean**

Student: Kampoutsi Maria Sofia

Registration Number:

509130270227

Supervisor: Hloupis George

ATHENS 2022



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΔΥΤΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ
ΓΕΩΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ

Εφαρμογή συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών για το
Νότιο Αιγαίο

Μέλη Εξεταστικής Επιτροπής συμπεριλαμβανομένου και του Εισηγητή

Η διπλωματική εργασία εξετάστηκε επιτυχώς από την κάτωθι Εξεταστική Επιτροπή:

Α/α	ΟΝΟΜΑ ΕΠΩΝΥΜΟ	ΒΑΘΜΙΑΔΑ/ΙΔΙΟΤΗΤΑ	ΨΗΦΙΑΚΗ ΥΠΟΓΡΑΦΗ
1	ΧΛΟΥΠΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ	ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ	
2	ΑΝΔΡΙΤΣΑΝΟΣ ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ	ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ	
3	ΒΑΛΛΙΑΝΑΤΟΣ ΦΙΛΙΠΠΟΣ	ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Ε.Κ.Π.Α	

ΔΗΛΩΣΗ ΣΥΓΓΡΑΦΕΑ ΠΤΥΧΙΑΚΗΣ/ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η κάτωθι υπογεγραμμένη Καμπούτση Μαρία Σοφία του Χρήστου, με αριθμό μητρώου 509130270227 φοιτήτρια του Πανεπιστημίου Δυτικής Αττικής της Σχολής Μηχανικών του Τμήματος Τοπογραφίας και Γεωπληροφορικής δηλώνω υπεύθυνα ότι:

«Είμαι συγγραφέας αυτής της πτυχιακής/διπλωματικής εργασίας και ότι κάθε βοήθεια την οποία είχα για την προετοιμασία της είναι πλήρως αναγνωρισμένη και αναφέρεται στην εργασία. Επίσης, οι όποιες πηγές από τις οποίες έκανα χρήση δεδομένων, ιδεών ή λέξεων, είτε ακριβώς είτε παραφρασμένες, αναφέρονται στο σύνολό τους, με πλήρη αναφορά στους συγγραφείς, τον εκδοτικό οίκο ή το περιοδικό, συμπεριλαμβανομένων και των πηγών που ενδεχομένως χρησιμοποιήθηκαν από το διαδίκτυο. Επίσης, βεβαιώνω ότι αυτή η εργασία έχει συγγραφεί από μένα αποκλειστικά και αποτελεί προϊόν πνευματικής ιδιοκτησίας τόσο δικής μου, όσο και του Ιδρύματος.

Παράβαση της ανωτέρω ακαδημαϊκής μου ευθύνης αποτελεί ουσιώδη λόγο για την ανάκληση του πτυχίου μου».

Η Δηλούσα



**Ο επιβλέπων καθηγητής,
Χλούπης Γεώργιος**

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Με την παρούσα διπλωματική εργασία ολοκληρώνονται οι σπουδές μου στο Πανεπιστήμιο Δυτικής Αττικής στο Τμήμα Τοπογραφίας και Γεωπληροφορικής. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή μου και επιβλέποντα την παρούσα διπλωματική εργασία, κ. Γεώργιο Χλούπη, για την επιστημονική και συμβουλευτική καθοδήγηση που μου προσέφερε σε όλα τα στάδια εκπόνησης της εργασίας με τις εύστοχες και πολύ εποικοδομητικές παρατηρήσεις του. Τέλος, οφείλω να ευχαριστήσω την οικογένεια μου, για τη συμπαράσταση και την υπομονή τους όλα αυτά τα χρόνια.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	9
ABSTRACT.....	10
ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο: ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	13
1.1 ΝΟΤΙΟ ΑΙΓΑΙΟ.....	13
1.2 ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ.....	15
1.3 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΣΤΙΩΝ.....	17
1.4 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ	19
1.5 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	21
1.6 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	22
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο: ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ.....	25
2.1 ΑΠΑΙΤΟΥΜΕΝΟΣ ΧΡΟΝΟΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΤΗΝ ΑΠΟΣΤΟΛΗ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ	25
2.2 ΕΙΔΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ	26
2.3 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	27
2.4 ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ.....	27
2.4.1 ΙΑΠΩΝΙΑ	27
2.4.2 ΜΕΞΙΚΟ.....	30
2.4.3 ΤΟΥΡΚΙΑ	32
2.4.4 ΤΑΙΒΑΝ	33
2.4.5 ΚΙΝΑ	35
2.4.6 ΒΟΥΚΟΥΡΕΣΤΙ.....	37
2.4.7 ΚΑΛΙΦΟΡΝΙΑ.....	38
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο: PRESTO (PROBALISTIC AND EVOLUTIONARY EARLY WARNING SYSTEM).....	40
3.1 ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ PRESTo	42
3.2 ΔΟΚΙΜΗ ΤΟΥ PRESTo ΜΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	44
3.2.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ PRESTo ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	44
3.2.2 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ	44
3.2.3 ΣΕΙΣΜΟΣ ΑΡΚΑΛΟΧΩΡΙΟΥ.....	45
3.2.4 ΣΕΙΣΜΟΣ ΑΡΒΗΣ.....	49
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	53
ΒΙΒΙΟΓΡΑΦΙΑ	54

ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1: Μικρόπλακες της ανατολικής Μεσογείου και οι κινήσεις τους (Aslanidis et al.,2015)

Εικόνα 1.1: Τα τεκτονικά χαρακτηριστικά του Νοτίου Αιγαίου (Aslanidis et al.2015)

Εικόνα 1.2: Αριστερόστροφη περιστροφή της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατολίας και νοτιοδυτική γρήγορη κίνηση της λιθόσφαιρας τον Αιγαίον (Papazachos C. 1999)

Εικόνα 1.3: Κατανομή των σεισμικών επικέντρων (άνω αριστερά) επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και σεισμών ενδιάμεσου βάθους (τρίγωνα) στο νότιο Αιγαίο και κατακόρυφη κατανομή των εστιών τους στο δυτικό (1), κεντρικό (2) και ανατολικό (3) τμήμα του Ελληνικού τόξου (Papazachos et al 2000).

Εικόνα 1.4: Χάρτης κατανομής ισοβαθών (Papazachos C. 1999)

Εικόνα 1.5: Χάρτης της ευρύτερης περιοχής της ανατολικής Μεσογείου όπου απεικονίζεται το γεωδυναμικό καθεστώς και τα αντίστοιχα διανύσματα κίνησης. 1: Ζώνη ηπειρωτικής σύγκρουσης, 2: Ζώνη ωκεάνιας καταβύθισης, 3: Περιοχή εφελκυσμού B-N, 4: Περιοχή εφελκυσμού A-Δ, 5:Ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (Στεφάτος, 2005).

Εικόνα 1.6: Χάρτης επικέντρων των ιστορικών σεισμών που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 550 π.Χ. - 1911 με $M \geq 6.0$. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος $6.0 \leq M$

Εικόνα 1.7: Χάρτης επικέντρων των επιφανειακών σεισμών που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 1911 - 2013 με $M \geq 4.0$. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος $4.0 \leq M$

Εικόνα 1.8: Χάρτης επικέντρων των σεισμών ενδιάμεσου βάθους που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 1911 - 2013 με $M \geq 4.0$. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος $4.0 \leq M$

Εικόνα 2.1: Συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης δικτύου σταθμών “regional” και ενός σταθμού “onsite” (EGU, 2014)

Εικόνα 2.2: Απεικόνιση του επίκεντρου του σεισμού στην Ιαπωνία (11/03/2011) και ο προσδιορισμός της έντασης αυτού στην ευρύτερη περιοχή. (Japan Meteorological Agency, 2011)

Εικόνα 2.3: Κατανομή των σεισμικών αισθητήρων SASMEX και η πρόταση που παρουσιάστηκε στις Τοπικές και Ομοσπονδιακές αρχές από J.M.Espinoso-Aranda et al.,2015

Εικόνα 2.4: Δίκτυο 110 σταθμών στη Τουρκία για το σύστημα ταχείας αντίδρασης

Εικόνα 2.5: Απεικόνιση του σεισμού στη Ταϊβάν το 1999 με χρωματική διαβάθμιση της αίσθησης του σεισμού στην ευρύτερη περιοχή (Kenny Chmielewski, 2010)

(<https://www.behance.net/gallery/18275967/Earthquake-maps>)

Εικόνα 2.6: Επίκεντρη κατανομή σεισμών με $M \geq 5$ στην Κίνα και στις συνοριακές περιοχές από το 1970 έως το 2019. (Guanghui Dai and Yanru An, 2020)

Εικόνα 2.7: Δίκτυο σεισμολογικών σταθμών στην Κίνα το 2019(Guanghui Dai and Yanru An, 2020)

Εικόνα 2.8: Σεισμικοί σταθμοί που κατέγραψαν τον σεισμό της Vrancea στις 30 Μαΐου 1990 (πράσινοι κύκλοι: σταθμοί SMRS-SB, κόκκινα τρίγωνα: σταθμοί SMBRS-DU, μωβ αστέρι: επίκεντρο σεισμού), Iolanda-Gabriela Craifaleanu 2015)

Εικόνα 2.9: Χάρτης της Νότιας Καλιφόρνια και το δίκτυο σεισμολογικών σταθμών της (Zachary E.Ross et al.,2019)

Εικόνα 3.1: Χάρτης ισχυρών σεισμών του Αυγούστου και του Οκτωβρίου 2016 στην κεντρική Ιταλία (GSMA, 2017).

Εικόνα 3.2: Σχεδιάγραμμα ροής δεδομένων και τρόπου λειτουργίας του PRESTo (Satriano et al., 2011).

Εικόνα 3.3: Απεικόνιση γραφικού περιβάλλοντος του ανοιχτού λογισμικού PRESTo. Στα αριστερά εμφανίζονται οι 12 σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στη προσομοίωση με τις κωδικές ονομασίες τους, ενώ στα δεξιά βρίσκεται ο χάρτης του νοτίου Αιγαίου με την περιοχή στόχος (Χανιά) και τους σταθμούς με σκιαγραφημένη απεικόνιση πριν φανεί η ενεργοποίησή τους. Το πλαίσιο με τίτλο “Mag” είναι το παράθυρο στο οποίο φαίνεται η εκτίμηση του μεγέθους κάθε χρονική στιγμή.

Εικόνα 3.4: Απεικόνιση κυματομορφών από τους σταθμούς. Τα δεδομένα καταγραφής αρχίζουν να φανερώνονται στο γραφικό περιβάλλον του προγράμματος με την εμφάνιση των πρώτων κυμάτων στα αριστερά ενώ παράλληλα στα δεξιά, οι σταθμοί που χρησιμοποιούνται αποκτούν πράσινο χρώμα.

Εικόνα 3.5: Αναγνώριση σεισμικού κύματος στο σταθμό του Πευκιά (PFKS) και Κνωσσού (KNSS) δευτερόλεπτα πριν από την προειδοποίηση.

Εικόνα 3.6: Απεικόνιση της προειδοποίησης του σεισμού τα πρώτα δευτερόλεπτα καταγραφής των σεισμικών κυμάτων.

Εικόνα 3.7.: Απεικόνιση του S-σεισμικού κύματος 2s πριν την άφιξη στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Εικόνα 3.8: Απεικόνιση των πρώτων κυματομορφών τα πρώτα λεπτά της προσομοίωσης του σεισμού στην Άρβη.

Εικόνα 3.9: Στιγμιότυπο του προγράμματος δευτερόλεπτα πριν από την προειδοποίηση του συστήματος. Με την κόκκινη γραμμή μαρκάρεται αρχικά ο σταθμό της Σίβας και εν συνεχεία οι σταθμοί της Παλαιοχώρας και της Σητείας.

Εικόνα 3.10: Στιγμιότυπο από την στιγμή που έχει σταλεί προειδοποίηση για τον σεισμό της Άρβης και απομένουν 15s έως ότου το σεισμικό κύμα S να χτυπήσει τη περιοχή στόχο (Χανιά). Ταυτόχρονα έχει ξεκινήσει η εκτίμηση του μεγέθους του σεισμού και του επικέντρου.

Εικόνα 3.11: Στιγμιότυπο από την στιγμή που το σεισμικό κύμα S χτυπά τη περιοχή στόχο και προσδιορίζεται το μέγεθος και το επίκεντρο του σεισμού.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Ελλάδα έχει αναγνωριστεί ως μία από τις πιο σεισμογενείς χώρες στο κόσμο έχοντας μια καθόλου καθησυχαστική θέση στην παγκόσμια κατάταξη. Η λειτουργία και η χρήση συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης γίνεται όλο και πιο απαραίτητη και η εξέλιξη των συστημάτων αυτών επιτρέπει την άμεση εφαρμογή τους. Στη παρούσα διπλωματική μελετάται η εφαρμογή των συστημάτων αυτών για την ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου και πραγματοποιούνται προσομοιώσεις με την χρήση πραγματικών δεδομένων. Οι τεκτονικές πλάκες του Αιγαίου, έχουν προκαλέσει κατά καιρούς μεγάλες φυσικές καταστροφές, λόγω σεισμών και ηφαιστειακών εκρήξεων, ωστόσο όμως συνδέονται και με τη διαμόρφωση των νησιωτικών συμπλεγμάτων και γενικά με την ανάπτυξη και την ευημερία της χώρας. Η μελέτη ξεκινά από την παλαιογραφική εξέλιξη των σεισμών στο νότιο Αιγαίο ώστε να γίνει πιο κατανοητή η γένεση των σεισμών.

Ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης βασίζεται στη ανίχνευση των πρώτων ασθενών κυμάτων P του σεισμού (πρωτεύοντα ή επιμήκη ή κύματα πίεσης), τα οποία ταξιδεύουν ταχύτερα από τα ισχυρότερα αλλά πιο αργά από τα καταστροφικά σεισμικά κύματα S που έπονται (δευτερεύοντα ή εγκάρσια). Χρησιμοποιώντας τα πρώτα ασθενή κύματα P για να εκτιμηθεί, με τη βοήθεια ειδικών αλγορίθμων, το μέγεθος και το επίκεντρο του σεισμού, το σύστημα στέλνει αμέσως ηλεκτρονικές προειδοποιήσεις λίγο προτού φθάσουν τα ισχυρά σεισμικά κύματα S.

Για την πραγματοποίηση πιθανής ανάπτυξης ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης στο Νότιο Αιγαίο χρησιμοποιήθηκε το ανοιχτό λογισμικό PRESTo. Το PRESTo βρίσκει ήδη εφαρμογή στην Ιταλία δίνοντας δεδομένα σε πραγματικό χρόνο. Με τη χρήση του λογισμικού αυτού θα πραγματοποιηθεί έλεγχος του συστήματος στον ελλαδικό χώρο, ώστε να αποδειχθεί η αξιοπιστία του με δεδομένα των ελληνικών σεισμολογικών σταθμών. Η χρήση του λογισμικού PRESTo θα λειτουργήσει σε κατάσταση προσομοίωσης και θα χρησιμοποιηθούν 2 σεισμοί που έχουν συμβεί στο παρελθόν στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Οι σεισμοί αυτοί είναι ο σεισμός στο Αρκαλοχώρι και στην Άρβη. Οι καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν είναι δεδομένα καταχωρημένα στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης οδήγησαν σε συμπεράσματα σημαντικά για την εκτίμηση των μεγεθών και των επικέντρων των σεισμών, καθώς εκτιμήθηκε και ο χρόνος απόκρισης της περιοχής στόχος.

ΛΕΞΕΙΣ - ΚΛΕΙΔΙΑ: Νότιο Αιγαίο, Σύστημα Έγκαιρης Προειδοποίησης Σεισμών, PRESTo

ABSTRACT

Greece has been recognized as one of the most seismic countries in the world having a not at all reassuring position in the world ranking. The operation and use of early warning systems is becoming more and more necessary and the evolution of these systems allows their immediate implementation. In the present dissertation, is been studied the application of these systems for the wider region of the South Aegean and simulations are performed using real data. The tectonic plates of the Aegean have caused great natural disasters from time to time, due to earthquakes and volcanic eruptions, but they are also associated with the formation of island complexes and in general with the development and prosperity of the country. The study begins with the palaeographic evolution of earthquakes in the southern Aegean in order to understand the genesis of the earthquakes.

An early warning system is based on detecting the first weak earthquake P waves (primary or longitudinal or pressure waves), which travel faster than the strongest but slower than the subsequent disastrous seismic waves S (secondary or transverse). Using the first weak P waves to estimate, with the help of special algorithms, the magnitude and epicenter of the earthquake, the system immediately sends electronic warnings shortly before the strong seismic waves S arrive.

The PRESTo open source software was used to realize the possible development of an early warning system in South Aegean. PRESTo is already being implemented in Italy giving real-time data. With the use of this software, the system will be checked in Greece, in order to prove its reliability with data from the Greek seismological stations. The use of PRESTo software will operate in simulation mode and will use 2 earthquakes that have occurred in the past in South Aegean region. These earthquakes have occurred in Arkalochori and Arvi. The recordings used are data registered at the Geodynamic Institute, National Observatory of Athens. The results of the simulation led to important conclusions for estimating the magnitudes and epicenters of earthquakes, as well as estimating the response time of the target area.

KEYWORDS: South Aegean, Earthquake Early Warning System, PRESTo

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες είναι μεγάλα κομμάτια ξηράς που πραγματοποιούν σχετικές κινήσεις μεταξύ τους. Οι ήπειροι όπως είναι γνωστές σήμερα αποτελούν τμήματα των λιθοσφαιρικών πλακών. Η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών αναπτύχθηκε παράλληλα με την υπόθεση της επέκτασης του θαλάσσιου πυθμένα και της έννοιας των ρηγμάτων μετασχηματισμού. Είναι το κύριο αίτιο για το σύνολο σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων που παρατηρούνται στη Γη.

Οι κινήσεις που πραγματοποιούν οι λιθοσφαιρικές πλάκες είναι τρεις, η απόκλιση, η σύγκλιση και η οριζόντια κίνηση, και τα όρια επαφής των λιθοσφαιρικών πλακών οριοθετούνται με ακρίβεια με γεωφυσικές και σεισμολογικές μεθόδους. Κατά την κίνηση τους, λοιπόν οι λιθοσφαιρικές πλάκες συγκρούονται μεταξύ τους με αποτέλεσμα να αναπτύσσονται παραμορφωτικές τάσεις στις παρυφές τους.

Ειδικότερα η ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου όπου συνδέεται με την περιοχή μελέτης τοποθετείται στο πιο ενεργό τμήμα της ζώνης σύγκρουσης της Ευρασιατικής με την Αφρικανική πλάκα. Η κίνηση της Ευρασιατικής πλάκας προς τα Νοτιοδυτικά και η σύγκρουση με την Αφρικανική προκαλεί υποβύθιση ωκεάνιας λιθόσφαιρας από τον χώρο του Αιγαίου κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου (Karagianni et al., 2002, 2005). Η βύθιση θεωρείται ότι είναι αμφιθεατρική γι' αυτό και το «τοξοειδές» σχήμα του Ελληνικού τόξου. Η τεκτονική δραστηριότητα στο Ελληνικό τόξο είναι σημαντική. Υπάρχουν γεωφυσικά και γεωλογικά στοιχεία που αποδεικνύουν τη δραστηριότητα της. Είναι η πιο ενεργά σεισμική περιοχή στην Ευρώπη και περιέχει ηφαίστεια, που είναι ενεργά από την αρχαιότητα. Η βαρύτητα και τα μαγνητικά χαρακτηριστικά στην κυρτή πλευρά είναι πολύ διαφορετικά από εκείνα στην κοίλη πλευρά του τόξου. Επίσης το τόξο παραλληλίζεται με τη μεσογειακή κορυφογραμμή, η οποία βρίσκεται σε απόσταση περίπου 200 km από το ιζηματογενές τμήμα της.

Το κομμάτι του Αιγαίου ωστόσο αποτελεί μια ξεχωριστή μικρόπλακα, τη μικρόπλακα του Αιγαίου, η κίνηση της γίνεται Νοτιοδυτικά σε σχέση με την Ευρασία (McKenzie, 1972; Jackson, 1994; Papazachos et al., 1998; Papazachos, 1999). Σήμερα χαρακτηριστικό της είναι οι γρήγοροι ρυθμοί επιμήκυνσης (3 cm/ yr) σε σχέση με την Ευρασία (Le Pichon et al., 1995; Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000) που ξεκίνησαν στο Μειόκαινο (Le Pichon and Angelier, 1979; Mercier, 1981), πιθανότατα από βαρυτική κατάρρευση των Ελληνίδων (Le Pichon et al., 1995), η οποία βύθισε το κεντρικό τμήμα του Αιγαίου και δημιούργησε το Αιγαίο πέλαγος.

Το Αιγαίο είναι ένα ενεργό τμήμα της ζώνης Άλπεων-Ιμαλαΐων-Μελανησίων, η οποία αποτελεί ένα από τα δύο ηπειρωτικά συστήματα ρηγμάτων της γης. Το ιζηματογενές τμήμα αυτού είναι το νοτιοανατολικό τμήμα των Δειναρικών Άλπεων και περιλαμβάνει την κύρια οροσειρά της χερσονήσου της Ελλάδας, τα βουνά της Κρήτης και τα Δωδεκάνησα.



Εικόνα 1: Μικρόπλακες της ανατολικής Μεσογείου και οι κινήσεις τους (Aslanidis et al., 2015)

Στο Νότιο Αιγαίο συγκεκριμένα παρατηρήθηκε ότι εκδηλώνονται σεισμοί ενδιάμεσου βάθους και τα επίκεντρα τους φαίνεται να βρίσκονται σε ζώνη παράλληλη με το ελληνικό τόξο. Η αυξημένη σεισμική δραστηριότητα αιτιολογείται με τη συμπιεστική δύναμη που ασκείται μεταξύ Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας. Έχουν παρατηρηθεί και άλλες συμπιεστικές δυνάμεις που επηρεάζουν την σεισμική δραστηριότητα στο ελληνικό τόξο και κάθε μία ξεχωριστά έχει καθοριστικό ρόλο στην εξέλιξη της δραστηριότητας αυτής.

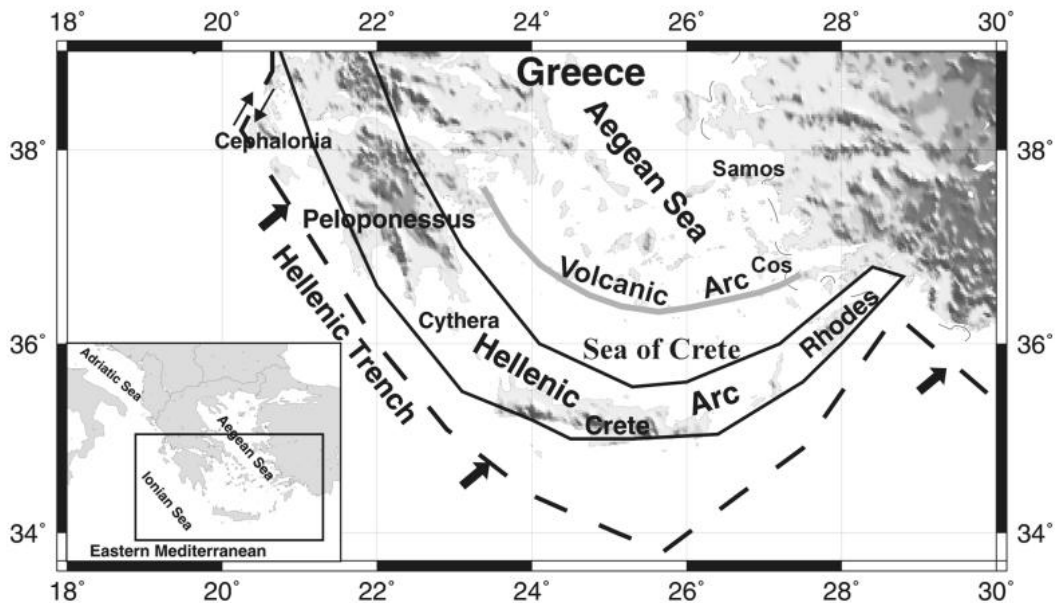
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο: ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

1.1 ΝΟΤΙΟ ΑΙΓΑΙΟ

Η Ελλάδα βρίσκεται στη μεσογειακή-μελανησιακή ζώνη του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης. Επιπλέον είναι κομμάτι του αλπικού συστήματος και πιο συγκεκριμένα στο νότιο κλάδο του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος, του ωκεανού που υπήρχε μεταξύ της Ευρασίας, του ενιαίου ηπειρωτικού χώρου της Ευρώπης και της Ασίας στο βορρά, και της Γκοντβάνα, της ενιαίας ηπείρου που αποτελούνταν από την Αφρική, την Ινδία και την Αυστραλία.

Το ελληνικό τόξο είναι το μοναδικό τμήμα από το σύστημα της Τηθύος, στο οποίο συνεχίζεται αυτή τη στιγμή η ορογένεση και έχει όλα τα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά ενός υπό εξέλιξη ορογενετικού τόξου. Γι' αυτό ευθύνεται η ανατολική Μεσόγειος, πάνω στην οποία συνεχίζει να κινείται το ελληνικό τόξο και είναι το τελευταίο υπολειμματικό τμήμα της Τηθύος που δεν έχει συμμετάσχει στην συνεχόμενη αλπική ορογένεση και το οποίο αντιπροσωπεύει το ακόμη απαραμόρφωτο περιθώριο της αφρικανικής πλάκας. Από την άλλη πλευρά, σε όλο το υπόλοιπο μήκος του αλπικού συστήματος της Τηθύος, έχει συμβεί σύγκρουση ανάμεσα στην Ευρασία και τα διάφορα τμήματα της πρώην Γκοντβάνας. Το ελληνικό τόξο ωστόσο είναι μόνο ένα από τα μορφολογικά χαρακτηριστικά τεκτονικής σημασίας και έχει σχέση άμεσα και με την ευρύτερη περιοχή του Ν.Αιγαίου.

Το νότιο Αιγαίο θεωρείται ως μια από τις πιο ενεργά τεκτονικές περιοχές της δυτικής Ευρασίας και βρίσκεται στη ζώνη σύγκλισης της Ευρασιατικής και της πλάκας της Μεσογείου. Στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου, εκτός από την υποβύθιση της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου (Parazachos and Comninakis, 1971; LePichon and Angelier, 1979) υλοποιείται η προς τα νοτιοδυτικά κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου, λόγω της κίνησης-ώθησης προς τα δυτικά που προκαλεί η πλάκα της Ανατολίας στο βόρειο Αιγαίο με κομμάτια της προέκτασης του ρήγματος της Ανατολίας να φαίνονται στο βόρειο Αιγαίο (Taymaz et al., 1991). Στα βορειοδυτικά, η Απούλια μικροπλάκα, που μπορεί να χαρακτηριστεί ως η προέκταση της Αφρικανικής πλάκας, πιέζει τη μικροπλάκα του Αιγαίου συμβάλλοντας και αυτή στην σεισμοτεκτονική πολυπλοκότητα του Ελληνικού χώρου με την εκδήλωση σεισμών σε ανάστροφα ρήγματα (Anderson and Jackson, 1987). Ως αποτέλεσμα αυτών των κινήσεων που πραγματοποιούν οι τεκτονικές πλάκες είναι η δημιουργία ενός πολύπλοκου γεωδυναμικού καθεστώτος, που συμπληρώνουν τόσο η υψηλή σεισμικότητα σχεδόν σε όλο τον Ελληνικό χώρο όσο και η ύπαρξη του ηφαιστειακού τόξου του Νοτίου Αιγαίου.



Εικόνα 1.1: Τα τεκτονικά χαρακτηριστικά του Νοτίου Αιγαίου (Aslanidis et al.2015)

Τα σημαντικότερα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής του νοτίου Αιγαίου είναι τα εξής:

1. Η Ελληνική Τάφρος,
2. το Ελληνικό ιζηματογενές τόξο,
3. η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους και
4. το ηφαιστειακό τόξο.

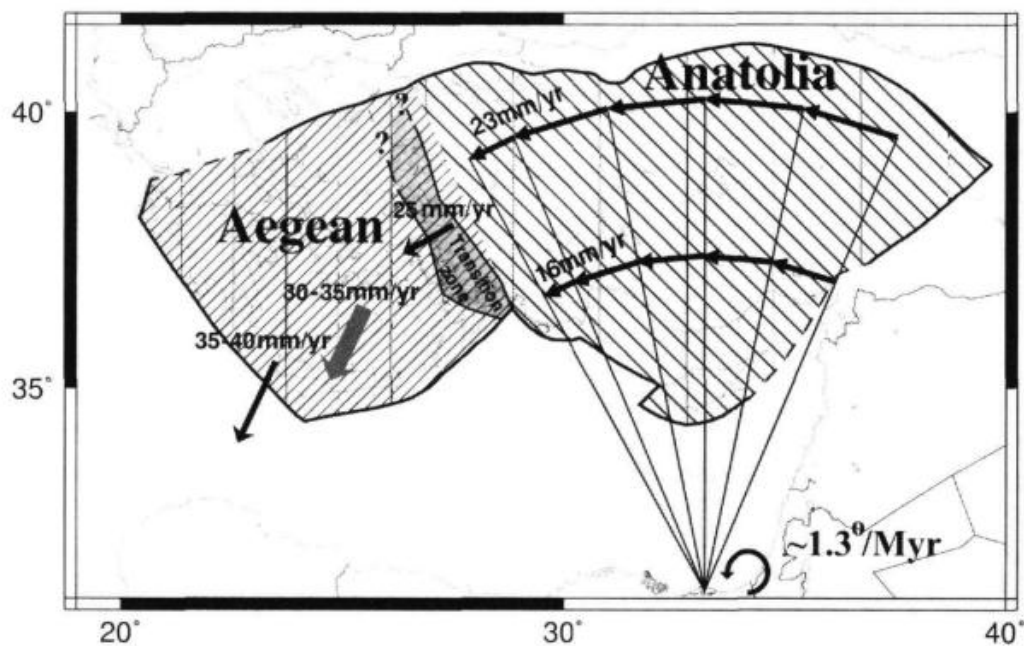
Η Ελληνική Τάφρος είναι σχεδόν παράλληλη ως προς το Ελληνικό Τόξο και βρίσκεται σε μικρή απόσταση από αυτό. Οι τάφροι του Πλινίου και του Στράβωνα, νοτιοδυτικά της Κρήτης, και η μεγάλου βάθους τάφρος στο Ιόνιο Πέλαγος είναι οι πιο χαρακτηριστικές.

Το ιζηματογενές τόξο αποτελείται από τις Ελληνίδες οροσειρές, τη Ρόδο, την Κρήτη, τα Κύθηρα, και την Κάρπαθο και συνδέει τις Διναρίδες με τις Ταυρίδες οροσειρές στη νοτιοδυτική Τουρκία περιλαμβάνοντας τα παραμορφωμένα πετρώματα της Αλπικής πύκωσης. Η επιφανειακή μορφολογία του συστήματος καταβύθισης περιλαμβάνει ένα ιζηματογενές τμήμα με πάχος περίπου 10km ωκεάνιας σύστασης, το οποίο αλλάζει μορφολογικά σε ένα ευρύ πρίσμα νότια της Κρήτης που είναι γνωστό ως ράχη της Μεσόγειου (LePichon and Angelier, 1979; Kenyon et al., 1982; Kastens, 1991; Foucher et al., 1993).

Η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους τοποθετείται βόρεια του Ελληνικού Τόξου και έχει μέγιστο βάθος τα 2000m (Papazachos and Comninakis, 1978). Το ηφαιστειακό τόξο βρίσκεται παράλληλα με το Ελληνικό τόξο σε απόσταση περίπου 200km και δομείται από τα ηφαίστεια Σουσακίου, Μεθάνων, Μήλου, Σαντορίνης και Νισύρου.

Η παραμόρφωση του Αιγαίου πραγματοποιείται κυρίως από την γρήγορη νοτιοδυτική κίνηση (~33 mm/yr) του Ν. Αιγαίου σε σχέση με την Ευρασία, ενώ ο ρυθμός σύγκλισης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα είναι ~5mm/yr (Ganas and Parsons, 2009). Παρόμοια αποτελέσματα είχαν μελετηθεί στις εργασίες των Reilinger et al. (1997) και των McClusky et al. (2000) ενώ ο Papazachos (1999) υπολόγισε μεγάλες ταχύτητες με τις τιμές να είναι στα 3.5cm/yr για την κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά σε σχέση με την Αφρικανική πλάκα. Αντίστοιχα, η ταχύτητα της κίνησης κατά μήκος του ρήγματος της Ανατόλιας που

διασχίζει το Β. Αιγαίο είναι 2.5cm/yr (McKenzie, 1970, 1972; McClusky et al., 2000; Papazachos et al., 2000).



Εικόνα 1.2: Αριστερόστροφη περιστροφή της λιθосφαιρικής πλάκας της Ανατολίας και νοτιοδυτική γρήγορη κίνηση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου (Papazachos C. 1999)

Επίσης η ζώνη Benioff, όπως καθορίστηκε από τις ισοβαθείς, έχει αναγνωριστεί από τους Papazachos and Comninakis (1978) και Papazachos et al. (2000) έχοντας χρησιμοποιήσει τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους, που παρατηρούνται σε βάθη 60-90km, με μέγιστο βάθος ~170km. Η βύθιση αυτή συνδέεται και με την εκδήλωση ηφαιστειακής δραστηριότητας κατά μήκος του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου στο νότιο Αιγαίο (Fytikas et al., 1985), αναδεικνύοντας το ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης (στις Κεντρικές Κυκλάδες) ως το πιο ενεργό ηφαίστειο της περιοχής.

1.2 ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα η γεωλογική εξέλιξη του νοτίου Αιγαίου και της Κρήτης θεωρείται αποτέλεσμα δύο κύριων γεωδυναμικών συνιστωσών: της συνεχούς σύγκλισης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα, με την ταυτόχρονη οπισθοχώρηση της ζώνης υποβύθισης και της τεκτονικής διαφυγής προς τα ανατολικά της μικροπλάκας της Ανατολίας (Fassoulas, 2000). Η παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Αιγαίου μπορεί να χαρακτηριστεί σημείο αναφοράς πολλών γεωλογικών και παλαιολογικών μελετών τα τελευταία χρόνια στο χώρο της ανατολικής Μεσογείου (Furon, 1950; Meulenkaamp, 1971; Δερμιτζάκης & Παπανικολάου, 1981; Gautier et al., 1999; Fassoulas, 2000; Perissoratis & Conispoliatis, 2003).

Η ιστορία του Αιγαίου ξεκινά στις αρχές του Νεογενούς (Meulenkaamp, 1971) και πιο συγκεκριμένα κατά το Ολιγόκαινο (Dermitzakis, 1987), όταν από τη θάλασσα του Ηώκαινου αναδύθηκε ξηρά για πρώτη φορά. Η ορογένεση αυτή που είναι κομμάτι της συνολικής αλπικής ορογένεσης στη νότια Ευρώπη ολοκληρώθηκε πραγματικά στο τέλος του Ολιγόκαινου και στην αρχή του Μειοκαίνου, επομένως

μια εκτεταμένη ορεινή ζώνη ξηράς σκέπαζε ολόκληρο το νότιο Αιγαίο, ενώνοντας τη σημερινή Πελοπόννησο και το κατώτερο τμήμα της ηπειρωτικής Ελλάδας με την Κρήτη και τη Μικρά Ασία. Σήμερα λέγεται ότι η Κρήτη αποτελούσε το νοτιότερο τμήμα αυτής της συνεχούς ζώνης, που έωνε από τη μία πλευρά τα Κύθηρα και τα Αντικύθηρα και από την άλλη πλευρά την Τουρκία με την Κρήτη. Η ενιαία ξηρά που κάλυπτε το Αιγαίο κατά την περίοδο αυτή, ονομάζεται Αιγαιίδα» (Τριχάς, 2004, απόσπασμα από το βιβλίο "Η φύση της Γεωγραφίας"). Έτσι, παρά την πρώτη συγκροτημένη μελέτη για την ενιαία ξηρά που υπήρχε στο χώρο του Αιγαίου (Philippson, 1898), ελάχιστα δεδομένα έχουν προστεθεί ως προς τις λεπτομέρειες της γεωλογικής εξέλιξης των νησιών, τουλάχιστον μετά το Ολιγόκαινο (Τριχάς, 1996).

Συγκεκριμένα, το ελληνικό τόξο δημιουργήθηκε κατά τα τελικά στάδια της αλπικής ορογένεσης (Creutzburg, 1963), ως αποτέλεσμα της καταστροφής των υπολειμμάτων του ωκεανού της νέου Τηθύος, που υπήρχε ανάμεσα στην αφρικανική και την ευρασιατική ήπειρο κατά τη διάρκεια της Ιουρασικής και Κρητιδικής περιόδου (Hsü et al., 1977). Έωνε την ελληνική γη με τη χερσόνησο της Ανατολίας μέχρι και πριν 23 – 30 εκατ. χρόνια (Angelier, 1979).

Το νότιο Αιγαίο και κυρίως η περιοχή των Κυκλάδων, το κέντρο ενός ενεργού ηφαιστειακού τόξου, υπέστη δραματικές αλλαγές κατά τη διάρκεια του μέσου και ανώτερου Μειόκαινου, ως αποτέλεσμα τόσο των συνεχών τεκτονικών αλλαγών όσο και των αδιάκοπων θαλάσσιων εισχωρήσεων. Συνεχή τεκτονικά γεγονότα που έλαβαν χώρα μεταξύ Σερραβαλλίου και Μεσηνίου και χρονολογούνται πριν από 13 – 14 εκατ. χρόνια έως και πριν από 6 εκ. χρόνια αντίστοιχα (Dermitzakis, 1989), οδήγησαν στον κατακερματισμό της χερσαίας μάζας του νοτίου Αιγαίου και στον αποχωρισμό των Κυκλάδων από τα ανατολικά (Δωδεκάνησα) και τα νότια (Κρήτη), εξαιτίας της δημιουργίας εκτεταμένων θαλάσσιων καναλιών (Anastasakis & Dermitzakis, 1990).

Η διαμόρφωση της παλαιογεωγραφίας του νοτίου Αιγαίου αλλάζει εντελώς στο μεσοδιάστημα μεταξύ Σερραβαλλίου και Τορτονίου, τότε που η ηπειρωτική χέρσος του νοτίου Αιγαίου, η οποία συνέδεε την Κρήτη με την ηπειρωτική Ελλάδα, άρχισε να καταβυθίζεται (Dermitzakis, 1989). Έτσι, κι ενώ η ιστορία του νησιού της Κρήτης ξεκινά κατά το Μειόκαινο, όπου ακόμα η Κρήτη ήταν μέρος της λεγόμενης Αιγαΐδας, σε όλη τη διάρκεια του Τορτονίου παρατηρούνται βυθίσεις μεγάλων εκτάσεων του σημερινού περιγράμματος της Κρήτης, με αποτέλεσμα να διαμορφώνεται μια εικόνα νησιωτικού μωσαϊκού (Dermitzakis, 1987). Η Κρήτη παρέμεινε ένα σύνολο νησιών μέχρι το τέλος του Μειοκαινού (Fassoulas, 2000).

Αιτία για αυτή τη διαμερισματοποίηση της Κρήτης που ξεκινάει από το Τορτόνιο, αποτελεί η μαζική είσοδος της θάλασσας στο βόρειο και το νότιο τμήμα του Αιγαίου (Δερμιτζάκης & Παπανικολάου, 1981). Κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου, λόγω των ευρύτατων ανυψωτικών κινήσεων (Angelier, 1979; Fassoulas, 2000), η Κρήτη απέκτησε το σχήμα και τη μορφή που έχει σήμερα χωρίς καμία σύνδεση με την ηπειρωτική χέρσο (Dermitzakis, 1989).

Με βάση τα παλαιογεωγραφικά σκαριφήματα κατά το μέσο Πλειστόκαινο, 800.000 χρόνια πριν (Dermitzakis, 1987), οι Κυκλάδες φαίνεται να διατηρούν μια χερσαία σύνδεση με τη χερσόνησο της Ανατολίας και τα νησιά των Δωδεκανήσων μεταξύ Αμοργού και Πάτμου. Ο χρόνος που συμβαίνει ο πλήρης αποχωρισμός των Κυκλάδων από τις ανατολικές ηπειρωτικές μάζες διαφέρει σε αρκετές μελέτες. Έτσι, η κύρια Κυκλαδική μάζα φαίνεται να απομονώνεται πλήρως κατά το ανώτερο Πλειστόκαινο (200.000 – 40.000 χρόνια πριν) (Dermitzakis, 1989), ή ακόμη νωρίτερα, 450.000 χρόνια πριν (Dermitzakis, 1987). Τα Δωδεκάνησα τόσο κατά το Πλειόκαινο όσο και κατά το μεγαλύτερο μέρος του Πλειστόκαινου αποτελούν ενιαία ξηρά με την Μικρά Ασία (Creutzburg, 1963; Dermitzakis, 1987, 1989; Fassoulas,

2000; Perissoratis & Conispoliatis, 2003). Ιδιαίτερα τα βορειότερα νησιά (Πάτμος, Λειψοί, Λέρος, Κάλυμνος, Κως) φαίνεται να είναι ενωμένα με την Μικρά Ασία μέχρι και πριν 21.500 χρόνια (Perissoratis & Conispoliatis, 2003), ενώ τα νοτιότερα νησιά (Τήλος, Νίσυρος, Χάλκη, Ρόδος) έχουν αποχωριστεί από τις τουρκικές ακτές πολύ νωρίτερα, πριν από 800.000 χρόνια (Fassoulas, 2000), κατά άλλους πριν από 400.000 χρόνια (Dermitzakis, 1987) ή και αργότερα πριν από 200.000 χρόνια (Dermitzakis, 1989).

Συγκεκριμένα, η Κως φαίνεται να διατηρεί στενές γεωλογικές συνδέσεις με την Τουρκία μέχρι και πρόσφατα, πριν από 11.500 χρόνια (Perissoratis & Conispoliatis, 2003). Την ίδια περίοδο η Κάσος και η Κάρπαθος παραμένουν ενωμένες και ταυτόχρονα αποκομμένες από την Κρήτη (Dermitzakis & Sondaar, 1979; Sondaar et al., 1986), ενώ με βάση τις ενδείξεις το ίδιο συμβαίνει και με τα νησιά των βορείων Δωδεκανήσων (Πάτμος, Λέρος, Κάλυμνος) που συνιστούν ενιαία χέρσο (Perissoratis & Conispoliatis, 2003). Ισχυρή φαίνεται να είναι και η ένδειξη για ύπαρξη γέφυρας επικοινωνίας μεταξύ Ρόδου και Τήλου κατά τη διάρκεια του μέσου - ανώτερου Πλειστόκαινου (Dermitzakis, 1989).

Αρκετά εκατομμύρια χρόνια νωρίτερα, κατά το μέσο και ανώτερο Μειόκαινο, η Κάσος και η Κάρπαθος αποτελούσαν ηπειρωτικά τμήματα των χερσαίων μαζών που εκτείνονταν στα βόρεια και ανατολικά. Στην αρχή του Πλειόκαινου η Κάρπαθος είναι ενωμένη με την Ανατολία (Sondaar et al., 1986), ενώ κατά τη διάρκεια του Πλειόκαινου εξακολουθεί να αποτελεί τμήμα της ηπειρωτικής περιοχής (Dermitzakis, 1990). Η ίδια περίπου εξέλιξη συναντάται και στο νησί της Ρόδου, όπου κατά το Μειόκαινο και μέχρι τα τέλη του Πλειόκαινου αποτελεί τμήμα ηπειρωτικής γης.

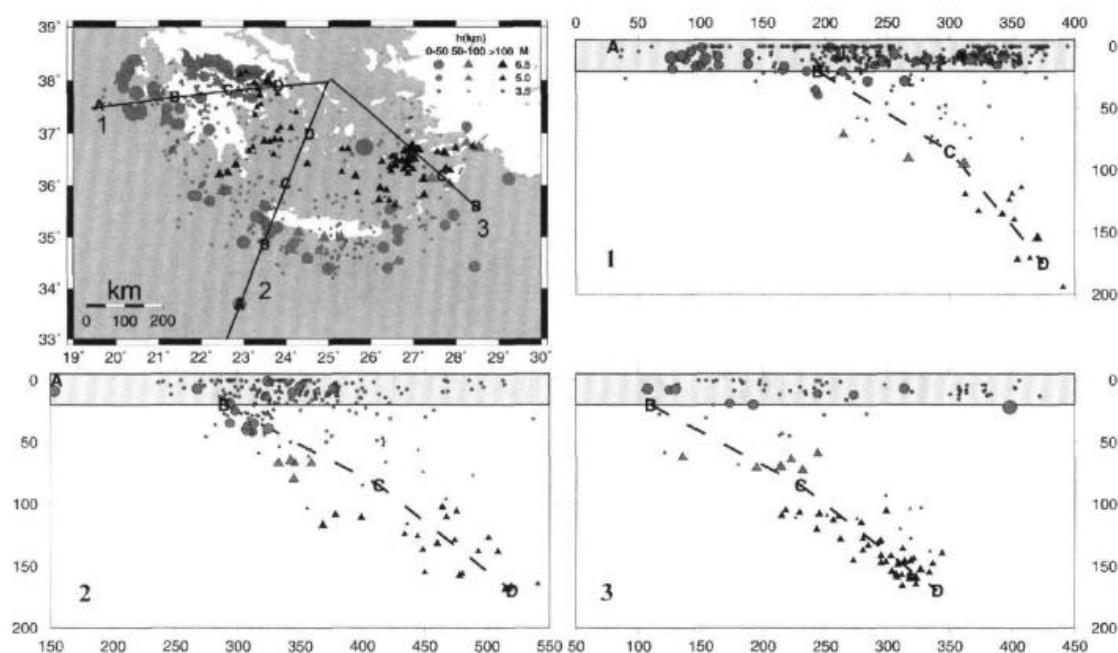
Τέλος, τα Κύθηρα και τα Αντικύθηρα, τα οποία αποτελούσαν μέρος του Ελληνικού τόξου, ένωναν την ηπειρωτική Ελλάδα με τη Μικρά Ασία πριν από 23 – 30 εκατ. χρόνια (Angelier, 1979). Στο μέσο και ανώτερο Μειόκαινο υπήρξαν ενιαίο κομμάτι της Πελοποννησιακής χέρσου, ενώ υπάρχουν ενδείξεις για μερική καταβύθιση του χώρου νοτιοδυτικά των Αντικυθήρων και δημιουργία θαλάσσιου διαύλου μεταξύ Αντικυθήρων – Κρήτης κατά το ανώτερο Μειόκαινο (Anastasakis & Demitzakis, 1990). Την περίοδο του κατώτερου Πλειοκαίνου τα Κύθηρα παραμένουν ενωμένα με την Πελοπόννησο, ενώ τα Αντικύθηρα αποκόπτονται (Creutzburg, 1963; Fassoulas, 2000). Ωστόσο, η πρώτη θαλάσσια διάυλος μεταξύ Κυθήρων και Πελοποννήσου δημιουργείται κατά τα τέλη του Πλειοκαίνου (πριν από περίπου 1,5 εκ. χρόνια). Πάντως, κατά τη διάρκεια του μέσου Πλειστοκαινου, πριν από 800.000 χρόνια, φαίνεται ότι το συγκρότημα Κυθήρων – Αντικυθήρων αποκτά και πάλι σύνδεση με την Πελοπόννησο (Fassoulas, 2000), ενώ το σύγχρονο νησιωτικό τους χαρακτήρα αποκτούν στη διάρκεια του κατώτερου Πλειστοκαίνου (Dermitzakis, 1987), πριν από 450.000 χρόνια.

1.3 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΣΤΙΩΝ

Κατά την επεξεργασία των σειсмоγραμμάτων του σταθμού Αθηνών (σειсмоγράφοι Mainka, Wiechert), που οφείλονταν σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους της περιόδου 1911 - 1968, οι Παπαζάχος και Κομνηνάκης (1969/70, 1971) παρατήρησαν μια μικρή σεισμική κίνηση με καταγραφή 14 λεπτά περίπου μετά την είσοδο των επιμηκών κυμάτων, Ρ. Για σεισμική αυτή κίνηση ευθύνεται η φάση PcP η οποία δείχνει το επίμηκες κύμα που μετά τη γένεση του στην εστία πηγαίνει προς τα κάτω και αφού ανακλαστεί στον πυρήνα της Γης επιστρέφει στην επιφάνεια της Γης όπου καταγράφεται. Η καθυστέρηση καταγραφής της φάσης PcP σε σχέση με την

είσοδο των κυμάτων P μειώνεται με την αύξηση του εστιακού βάθους. Με την ιδιότητα αυτή δίνεται η δυνατότητα υπολογισμού του εστιακού βάθους με ικανοποιητική ακρίβεια (μέθοδος Brune).

Κατά συνέπεια οι Παπαζάχος και Κομνηνάκης κατάφεραν να προσδιορίσουν τα εστιακά βάρη 109 σεισμών ενδιάμεσου βάθους και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι εστίες αυτές τοποθετούνται σε μια αμφιθεατρική επιφάνεια (ζώνη Benioff) η οποία έχει κλίση από το κυρτό μέρος του Ελληνικού τόξου (Ελληνική τάφρος) προς το κοίλο μέρος του τόξου (νότιο Αιγαίο). Επιπλέον, χάραξαν τις ισοβαθείς καμπύλες των εστιακών βαθών και διαπίστωσαν ότι η ισοβαθής των 150km είναι ίδια με το ηφαιστειακό τόξο (Σαντορίνη - Νίσυρος - Σουσαάκι - Μέθανα - Μήλος), δηλαδή κάτω από το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου η ζώνη αυτή βρίσκεται σε ένα βάθος 150km. Από τη μελέτη της γεωμετρίας της σεισμικής ζώνης των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο, καθώς και από κάποια πρόσθετα στοιχεία που αφορούν το πεδίο των τεκτονικών τάσεων, την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και την απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων προέκυψε για πρώτη φορά ο ακριβής εντοπισμός και η γεωμετρία της υποβύθισης της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία θεωρείται και η βασικότερη γεωφυσική διαδικασία απ' αυτές που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου.



Εικόνα 1.3: Κατανομή των σεισμικών επικέντρων (άνω αριστερά) επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και σεισμών ενδιάμεσου βάθους (τρίγωνα) στο νότιο Αιγαίο και κατακόρυφη κατανομή των εστιών τους στο δυτικό (1), κεντρικό (2) και ανατολικό (3) τμήμα του Ελληνικού τόξου (Parazachos et al 2000).

Πιο σύγχρονοι προσδιορισμοί των εστιακών βαθών των σεισμών επιβεβαίωσαν το αποτέλεσμα των Comninakis and Parazachos (1980) και νέες ιδιότητες της ενεργού τεκτονικής στο νότιο Αιγαίο αναδείχθηκαν (Parazachos et al. 2000). Στο χάρτη της εικόνας 1.3 φαίνονται τα επίκεντρα 961 επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και ενδιάμεσου βάθους σεισμών (τρίγωνα), οι οποίοι πραγματοποιήθηκαν στο νότιο Αιγαίο την περίοδο 1956 - 1995 (πάνω αριστερά) και οι προβολές των σεισμικών εστιών των σεισμών αυτών πάνω σε κατακόρυφη τομή στο δυτικό τμήμα

του Ελληνικού τόξου (πάνω δεξιά), στο κεντρικό τμήμα του τόξου (κάτω αριστερά) και στο ανατολικό τμήμα του τόξου (κάτω δεξιά). Οι τρεις τομές φανερώουν ότι η ζώνη Benioff περιλαμβάνει το επιφανειακό τμήμα BC (20 - 100km) το οποίο κλίνει υπό γωνία 20-30° προς το Αιγαίο και το βαθύτερο τμήμα CD(100 - 180km) του οποίου η κλίση είναι 45°. Συνένωση μεταξύ της επιππεύουσας ηπειρωτικής λιθόφαιρας του Αιγαίου και της καταδύμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου πραγματοποιείται μόνο στο επιφανειακό τμήμα, BC της ζώνης ενώ στο βαθύτερο τμήμα της, CD, η ωκεάνια λιθόσφαιρα καταδύεται ελεύθερα. Γι' αυτόν τον λόγο η σεισμικότητα στο επιφανειακό τμήμα της ζώνης είναι αρκετά υψηλή (σεισμοί με μέγεθος μέχρι 8.0 Ρίχτερ γεννιούνται σ' αυτό το τμήμα), ενώ στο πιο βαθύ τμήμα της ζώνης η σεισμικότητα είναι σχετικά χαμηλή (σεισμοί με μέγεθος μέχρι 7.0 Ρίχτερ γεννιούνται σ' αυτό το τμήμα). Επίσης στον χάρτη παρατηρείται ότι οι επιφανειακοί σεισμοί τόσο στο εσωτερικό (κοίλο) μέρος του Ελληνικού τόξου (Αιγαίο) όσο και στο εξωτερικό (κυρτό) μέρος του τόξου (Ιόνιο) πραγματοποιούνται στο πάνω στρώμα του φλοιού που έχει πάχος 20km.

Το ενδιαφέρον είναι ότι οι εστίες των επιφανειακών σεισμών επεκτείνονται πολύ πιο έξω από το σημείο κατάδυσης, B, στο δυτικό μέρος του τόξου, λίγο στο κεντρικό τμήμα του και καθόλου στο ανατολικό τμήμα του τόξου. Αυτό συμβαίνει λόγω της εφίπλευσης της μικροπλάκας του Αιγαίου πάνω στη λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου και της γρήγορης κίνηση αυτής της μικροπλάκας κατά την νοτιοδυτική κατεύθυνση.

1.4 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

Κατά το τέλος της δεκαετίας του 1950 και κατά τη δεκαετία του 1960 (Hodgson and Cook 1956, Παπαζάχος 1961) έγιναν οι πρώτες προσπάθειες καθορισμού του μηχανισμού γένεσης ισχυρών σεισμών στο χώρο του Αιγαίου, ενώ η πρώτη στατιστική επεξεργασία των λύσεων αυτών έγινε περί το τέλος της δεκαετίας του 1960 (Papazachos and Delibasis 1969). Τα αποτελέσματα της έρευνας αυτής που επαληθεύτηκαν με νέα στοιχεία αργότερα και έχουν ισχύ έως σήμερα είναι κυρίως το συμπέρασμα ότι στο ανατολικό άκρο του Ελληνικού τόξου βρίσκεται μεγάλο ρήγμα με έντονη αριστερόστροφη συνιστώσα και ότι τα ρήγματα κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού τόξου (Ελληνική τάφρος) είναι ανάστροφα με καταβύθιση του ωκεάνιου τμήματος κάτω από το ηπειρωτικό τμήμα (Papazachos and Delibasis 1969).

Η ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων γενικής διεύθυνσης Α-Δ στο εσωτερικό τόξο μελετήθηκε σε διάφορες εργασίες. Σε διαδοχικές εργασίες από Papazachos et al. (1984); Lyon-Caen et al. (1988), αναδείχθηκε η ύπαρξη εφελκυστικών δυνάμεων στο εσωτερικό μέρος (οπισθότοξη περιοχή) του Ελληνικού τόξου (Πελοπόννησος, Κρήτη, Κάρπαθος, Ρόδος), διεύθυνσης Α-Δ, οι οποίες προκαλούν κανονικά ρήγματα γενικής διεύθυνσης Β-Ν.

Το χρονικό διάστημα 1953-1995, οι Papazachos et al. (1998) διερεύνησαν και επανεξέτασαν την τεκτονική του Αιγαίου χρησιμοποιώντας μηχανισμούς γένεσης 127 σεισμών με μεγέθη $M \geq 5.5$ και βάθη ≤ 60 km. Οι συγκεκριμένοι ερευνητές αναγνώρισαν 5 ομάδες μηχανισμών γένεσης που περιλαμβάνουν:

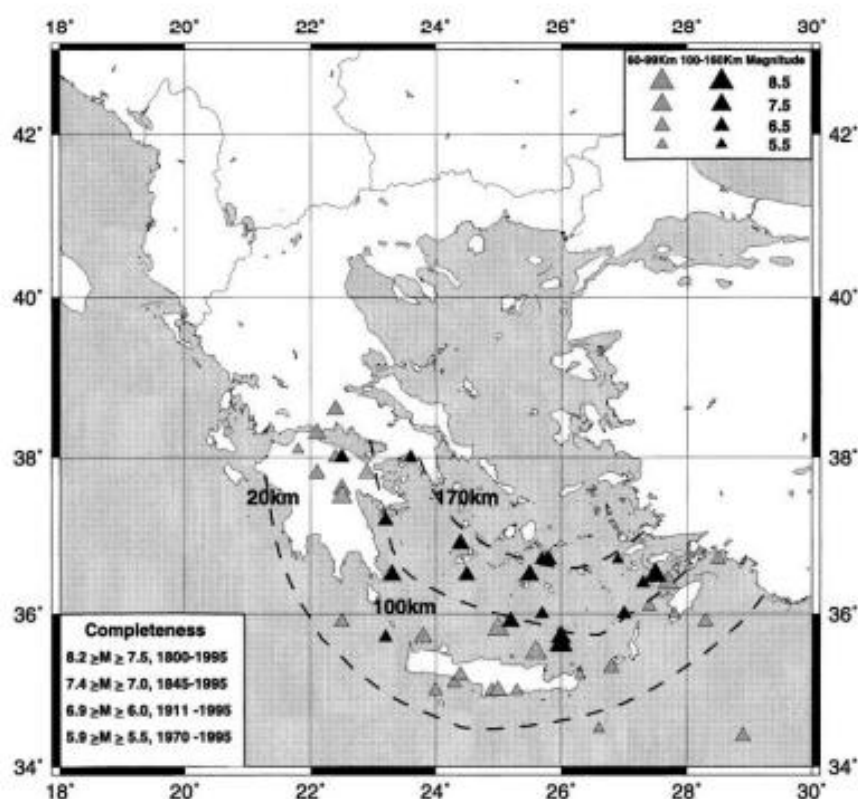
1. τους ανάστροφους μηχανισμούς γένεσης κατά μήκος της Αδριατικής (βόρεια του Ιονίου Πελάγους) λόγω της σύγκλισης της Απούλιας λιθοσφαιρικής πλάκας με την πλάκα της ανατολικής Μεσογείου, με την διεύθυνση των ρηγμάτων να είναι παράλληλη προς τις ακτές και να κλίνουν προς αυτές με μικρή γωνία κλίσης,

2. τους ανάστροφους μηχανισμούς γένεσης του Ελληνικού τόξου, με την διεύθυνση των ρηγμάτων στο δυτικό τμήμα (Κέρκυρα-νοτιοδυτική Κρήτη) να είναι ΒΔ-ΝΑ, ενώ στο ανατολικό τμήμα και συγκεκριμένα στην νοτιοανατολική Κρήτη και στην περιοχή της Ρόδου η διεύθυνση αυτή είναι ΔΒΔ-ΑΝΑ. Ο κύριος λόγος δημιουργίας των ανάστροφων αυτών ρηγμάτων είναι από την επαφή της πλάκας του Αιγαίου πάνω στην πλάκα της Μεσογείου,

3. τα κανονικά ρήγματα του ορογενούς, γενικής διεύθυνσης Β-Ν τα οποία προκαλούν εφελκυσμό Α-Δ,

4. τα κανονικά ρήγματα της οπισθότοξης περιοχής με γενική διεύθυνση Α-Δ και

5. τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του δυτικού τμήματος του ρήματος της Β. Ανατόλιας τα οποία φτάνουν στο Αιγαίο και εμφανίζονται στην περιοχή των νησιών του Ιονίου πελάγους (Scordilis et al., 1985) και στη ΒΔ Πελοπόννησο.

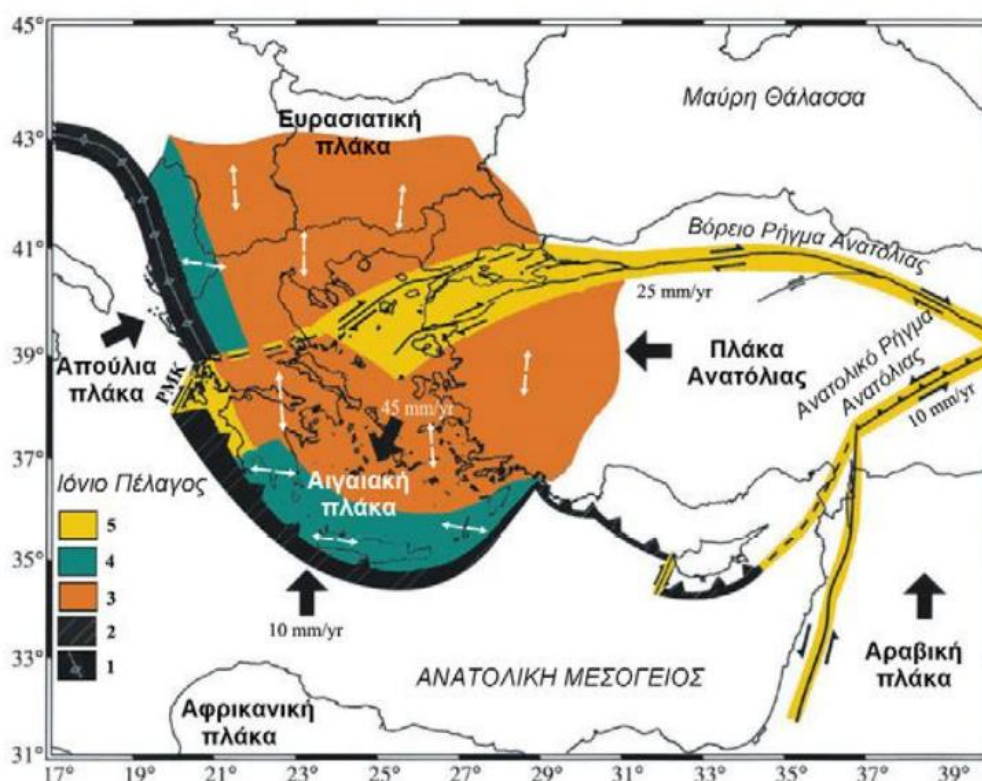


Εικόνα 1.4: Χάρτης κατανομής ισοβαθών (Parazachos C. 1999)

Όπως φαίνεται στον παραπάνω χάρτη η κατανομή των ισοβαθών προκύπτει από την χαρτογράφηση των σεισμών ανάλογα με το βάθος τους. Οι σεισμοί ανάστροφων μηχανισμών γένεσης γεννούνται στην ισοβαθή των 20 km και οφείλονται στη σύγκρουση και βύθιση της Μεσογειακής πλάκας κάτω από την πλάκα του Αιγαίου. Αντίστοιχα, η ισοβαθής των 100 km θεωρείται ως το όριο αλλαγής της κλίσης της ζώνης Benioff από $\sim 30^\circ$ σε 45° (Parazachos et al., 2000). Επιπλέον, «ελεύθερη» βύθιση της λιθосφαιρικής πλάκας πραγματοποιείται στη ζώνη της καταδύμενης πλάκας σε βάθη 100 Km μέχρι και τα 170 km, όπου ορίζεται και η τρίτη ισοβαθής.

1.5 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Η ενεργός τεκτονική του Αιγαίου επηρεάζεται από τις λιθοσφαιρικές πλάκες της Αφρικής και της Ευρασίας, γιατί συγκλίνουν κατά μήκος του Ελληνικού τόξου με ταχύτητα 1 cm/yr. Η ωκεάνιου χαρακτήρα πλάκα της ανατολικής Μεσογείου, κατά τη σύγκλιση αυτή, επειδή έχει σχετικώς μεγάλη πυκνότητα, βυθίζεται πλάγια κάτω από το μπροστινό τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας. Στην βύθιση αυτή πραγματοποιούνται οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους στο κοίλο μέρος του τόξου, όπως επίσης και η ηφαιστειακή δράση κατά μήκος του ηφαιστειακού τμήματος του Ελληνικού τόξου.



Εικόνα 1.5: Χάρτης απεικόνισης της ευρύτερης περιοχής της ανατολικής Μεσογείου με το γεωδυναμικό καθεστώς και τα αντίστοιχα διανύσματα κίνησης. 1: Ζώνη ηπειρωτικής σύγκρουσης, 2: Ζώνη ωκεάνιας καταβύθισης, 3: Περιοχή εφελκυσμού Β-Ν, 4: Περιοχή εφελκυσμού Α-Δ, 5: Ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (Στεφάτος, 2005).

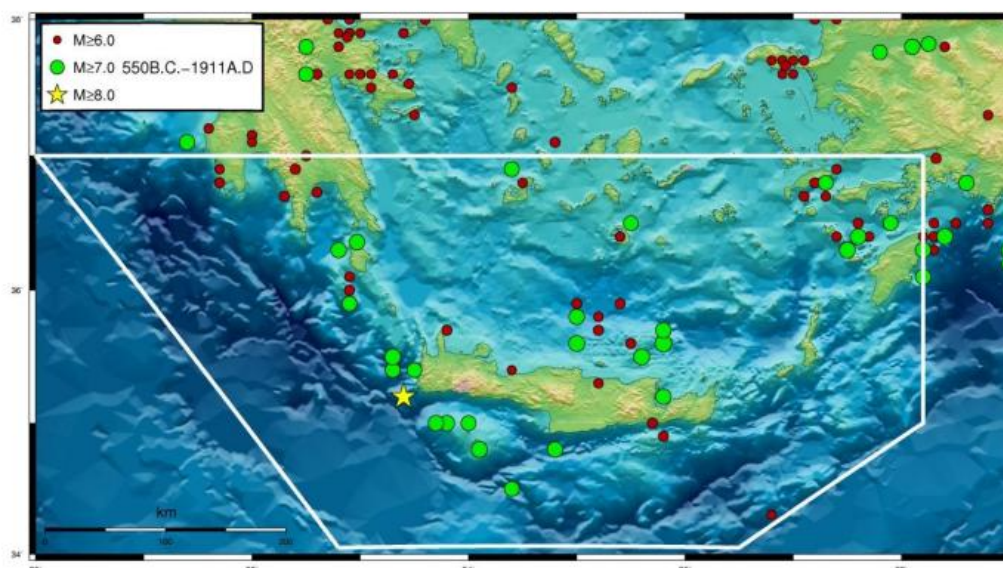
Η ενεργός τεκτονική στο Αιγαίο επηρεάζεται μόνο έμμεσα από την Αραβική πλάκα με την ώθηση που δίνει στη μικροπλάκα της Ανατόλιας. Η προς τα δυτικά ταχύτητα κίνησης της μικροπλάκας αυτής έχει τιμή 2.5cm/yr. Η κίνηση αυτή της μικροπλάκας της Ανατόλιας επηρεάζει κυρίως την ενεργό τεκτονική στην περιοχή της λεκάνης του βορείου Αιγαίου, όπου συνεχίζεται η δεξιόστροφη κίνηση. Άμεση επιρροή στην ενεργό τεκτονική της περιοχής έχει και η αριστερόστροφη περιστροφή της Απούλιας μικροπλάκας, γιατί αυτή ασκεί συμπιεστικές δυνάμεις κατά μήκος της παράκτιας περιοχής της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας. Η κυριότερη, παρόλα αυτά, κίνηση που επηρεάζει αρκετά την ενεργό τεκτονική στο χώρο του Αιγαίου είναι η προς τα νοτιοδυτικά ταχεία κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Κατά την κίνηση της αυτή η μικροπλάκα του Αιγαίου εφίππευει με ταχύτητα ~3.5cm/yr πάνω στην Αφρικανική πλάκα και δεδομένου ότι η τελευταία αυτή πλάκα

κινείται προς το βορρά με ταχύτητα 1 cm/yr η συνολική ταχύτητα σύγκρουσης κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού Τόξου είναι μεγάλη (~4.5cm/yr). Σ' αυτή τη σύγκρουση οφείλονται τα ανάστροφα ρήγματα στο κυρτό μέρος του τόξου και η γένεση μεγάλων επιφανειακών σεισμών σ' αυτά.

Ένα ανάστροφο μεγάλο ρήγμα, μήκους 200km περίπου, είναι αυτό που βρίσκεται νοτιοδυτικά της δυτικής Κρήτης. Το ρήγμα δημιουργήθηκε στις 31 Ιουλίου του 365 μ.Χ. και είναι ο μεγαλύτερος γνωστός σεισμός της Μεσογείου ($M = 8.3$). Στη ταχεία νοτιοδυτική κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου οφείλονται το μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα της Κεφαλονιάς και το μεγάλο αριστερόστροφο ρήγμα της Ρόδου. Η γρηγορότερη κίνηση του μπροστινού (νότιου) μέρους της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση με το πίσω (βόρειο) μέρος του δημιουργεί διαφορεική κίνηση μέσα στην ίδια την μικροπλάκα και τη γένεση κανονικών ρηγμάτων με παράταξη ανατολής - δύσης όπου γεννιούνται ισχυροί σεισμοί με μεγέθη μέχρι 7.5 Ρίχτερ περίπου. Η ευθύνη αυτής της γρήγορης νοτιοδυτικής κίνησης του Αιγαίου δίνεται στην οπισθοκύλιση (rollback) της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα εναπομένοντα τμήματα του ωκεάνιου φλοιού κάτω από το νότιο μέρος του Ιονίου πελάγους (LePichon and Angelier 1981, Dewey 1988).

1.6 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

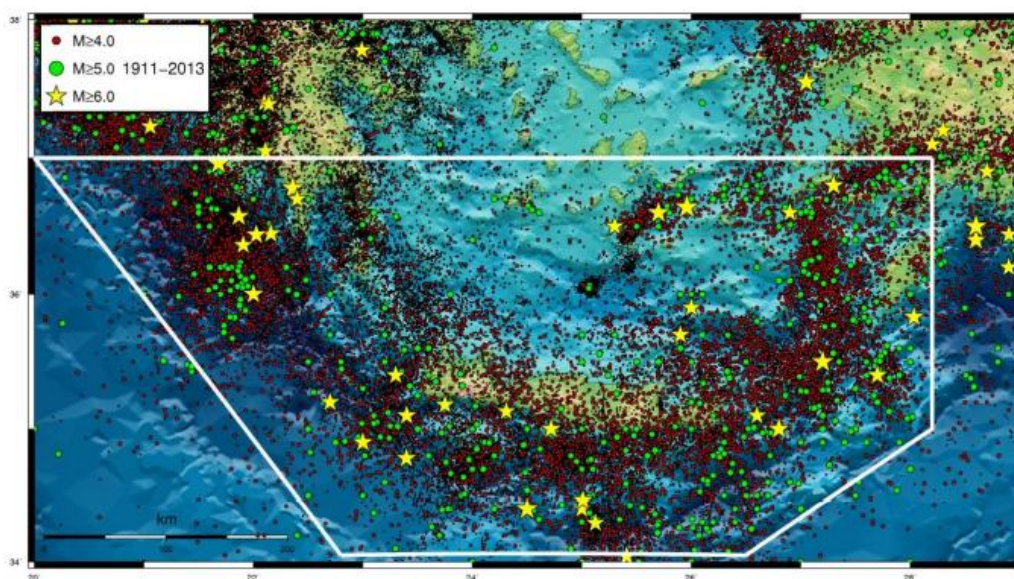
Η περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, παρουσιάζει έντονη σεισμικότητα με συχνή τη γένεση ισχυρών σεισμών μεγέθους $M \geq 6.0$, η οποία οφείλεται σε όλα εκείνα τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά που περιγράφηκαν προηγουμένως. Η κατανομή των epicenters σε όλη την έκταση του Νοτίου Αιγαίου σκιαγραφεί ορισμένα από αυτά τα χαρακτηριστικά όπως είναι το Ελληνικό τόξο, καθώς συνδέεται με υψηλή σεισμική δραστηριότητα. Στο χάρτη (Εικόνα 1.6) παρουσιάζονται τα epicenters όλων των ιστορικών σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.0$ που έγιναν κατά την περίοδο 550 π.Χ.-1911 στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Παρατηρείται ότι η σεισμική δραστηριότητα κατά τους ιστορικούς χρόνους στην περιοχή μελέτης είναι έντονη.



Εικόνα 1.6: Χάρτης epicenters των ιστορικών σεισμών που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 550 π.Χ. - 1911 με $M \geq 6.0$. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα epicenters των σεισμών με μέγεθος $6.0 \leq M$

Επιπλέον φαίνεται το επίκεντρο του ισχυρότερου γνωστού επιφανειακού σεισμού (κίτρινο αστέρι) που έγινε στην περιοχή μελέτης και πιο συγκεκριμένα στην Κρήτη το 365 μ.Χ. με μέγεθος $M=8.3$. Πρόκειται για το μεγαλύτερο γνωστό σεισμό της Μεσογείου, ο οποίος συνοδεύτηκε από το επίσης μεγαλύτερο γνωστό θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, "tsunami" (Paradimitriou and Karakostas, 2008).

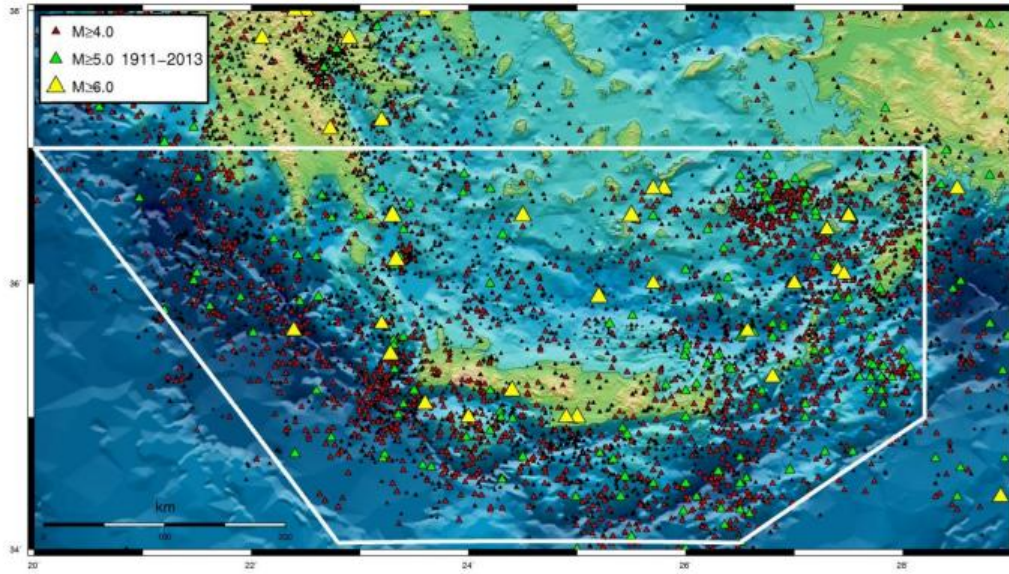
Στην εικόνα 1.7 παρουσιάζονται τα επίκεντρα όλων των επιφανειακών σεισμών που έγιναν από το 1911, έτος το οποίο σηματοδοτεί την έναρξη της ενόργανης περιόδου για τα σεισμολογικά δεδομένα στην περιοχή της Ελλάδας, έως το 2013 στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.



Εικόνα 1.7: Χάρτης epicέντρων των επιφανειακών σεισμών που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 1911 - 2013 με $M \geq 4.0$. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα epicέντρα των σεισμών με μέγεθος $4.0 \leq M$

Παρατηρείται ότι η κύρια σεισμική δράση για τα επιφανειακά βάρη εντοπίζεται κυρίως κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Η υψηλή σεισμική δραστηριότητα στο Ελληνικό τόξο συνδέεται άμεσα με το σύνολο των σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών που έχουν αναφερθεί προηγουμένως, όπως είναι για παράδειγμα η κατάδυση του τμήματος της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου.

Στον χάρτη της εικόνας 1.8 παρουσιάζονται τα epicέντρα όλων των σεισμών ενδιαμέσου βάρους που έγιναν από το 1911 έως το 2013 στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.



Εικόνα 1.8: Χάρτης επικέντρων των σεισμών ενδιάμεσου βάρους που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 1911 - 2013 με $M \geq 4.0$. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος $4.0 \leq M$

Επίσης στον χάρτη εντοπίζεται ότι, οι κύριες εδαφικές μετατοπίσεις με εστιακά βάθη μεγαλύτερα από 40 km εντοπίζονται κυρίως στο εσωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου, αυτό συμβαίνει λόγω της ύπαρξη της σεισμικής ζώνης Benioff στο Νότιο Αιγαίο. Μια σημαντική συγκέντρωση σεισμών ενδιάμεσου βάρους βρίσκεται στην περιοχή κοντά στην Κω. Στο σημείο αυτό έχουν εντοπιστεί και τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη των σεισμών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο: ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

Τα συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών, ή παγκόσμια αναφερόμενα ως “Earthquake Early Warning Systems (EEW)” είναι αυτά που δίνουν πληροφορίες για τους σεισμούς την στιγμή που πραγματοποιούνται και παρέχουν τη δυνατότητα προειδοποίησης πριν από την άφιξη των καταστρεπτικών σεισμικών κυμάτων σε μια περιοχή είναι τα. Ο χρόνος που δίνει η προειδοποίηση ξεκινά από μερικά δευτερόλεπτα και φτάνει έως και κάτι παραπάνω από λεπτό πριν την άφιξη της ισχυρής δόνησης του εδάφους. Το χρονικό διάστημα προειδοποίησης βασίζεται στην απόσταση της περιοχής ενδιαφέροντος από το επίκεντρο (Allen et al., 2009), αλλά και από παράγοντες όπως, η άμεση και αξιόπιστη σύνδεση των σταθμών και μεταφορά δεδομένων στο κεντρικό υπολογιστικό σύστημα του δικτύου, η πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου και τα κατάλληλα λογισμικά για την αυτόματη ανάλυση του σεισμού σε σχεδόν πραγματικό χρόνο (Brown, 2012). Κατά πόσο αποτελεσματικό θα είναι ένα σύστημα είναι άμεσα συνδεδεμένο με το χρονικό διάστημα προειδοποίησης που δίδεται.

Τα κύρια χαρακτηριστικά στα οποία βασίζεται ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης (EGU, 2014) είναι η αξιοπιστία η οποία διασφαλίζει τη λειτουργικότητα του συστήματος κάθε στιγμή με μειωμένες πιθανότητες τεχνικού προβλήματος και η ταχύτητα, η οποία εξασφαλίζει τη άμεση μετάδοση και επεξεργασία δεδομένων με σύντομους χρόνους καθυστέρησης. Επίσης την ισχύ-δύναμη η οποία έχει σχέση με τη δυνατότητα λειτουργίας του συστήματος σε δυσμενείς συνθήκες, όπως η δυνατότητα αυτόματης αναβάθμισης και επανεκκίνησης, και επιπλέον η αντιμετώπιση τυχόν προβλημάτων όπως είναι τα σφάλματα δεδομένων. Την ασφάλεια ώστε να μην υπάρξει διαρροή δεδομένων και επέμβαση σε αυτά από ατόμων χωρίς αρμοδιότητα και τέλος την εκπαίδευση των χρηστών που επεξεργάζονται την προειδοποίηση και σαφώς είναι απαραίτητη για να λαμβάνονται τα σωστά μέτρα σε εύλογο χρονικό διάστημα.

2.1 ΑΠΑΙΤΟΥΜΕΝΟΣ ΧΡΟΝΟΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΤΗΝ ΑΠΟΣΤΟΛΗ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Από τρεις παράγοντες εξαρτάται το χρονικό διάστημα που είναι απαραίτητο για τον εντοπισμό του σεισμού, τον προσδιορισμό του μεγέθους και την έκδοση προειδοποίησης (<https://earthquake.usgs.gov/research/earlywarning/background.php>).

Πρώτα απ' όλα είναι η υποκεντρική απόσταση του κοντινότερου σταθμού του σεισμολογικού δικτύου. Είναι απαραίτητος ορισμένος χρόνος για να καταφτάσουν τα σεισμικά κύματα από το επίκεντρο του σεισμού σε κάποιο σεισμολογικό σταθμό. Τα κύματα που καταγραφούν πρώτα στον σεισμολογικό σταθμό είναι τα επιμήκη κύματα P όπου η ταχύτητα τους φαίνεται να είναι σχεδόν 6.5km/sec. Τα εγκάρσια κύματα S έχουν πιο μεγάλα πλάτη, έχουν όμως και πιο μικρή ταχύτητα που είναι περίπου 3.7km/sec και σημειωτέον καταφτάνουν στον σεισμολογικό σταθμό με μια χρονική διαφορά σε σχέση με τα επιμήκη. Προκύπτει λοιπόν ότι όσο πιο κοντά στο επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται ένας σεισμολογικός σταθμός τόσο ταχύτερα θα γίνει η καταγραφή του σεισμού. Η ακρίβεια των καταγραφών εξαρτάται από το πόσο πυκνό είναι το δίκτυο. Όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο σεισμολογικών σταθμών τόσο γρηγορότερη και πιο αξιόπιστη είναι η ανίχνευση του σεισμού από το σύστημα.

Έπειτα έρχεται η μεταφορά της πληροφορίας από το σεισμολογικό δίκτυο. Τα δεδομένα από ένα σύνολο σταθμών αναλύονται και συλλέγονται από το κεντρικό υπολογιστικό σύστημα, αφού πρώτα έχουν λάβει τις πληροφορίες εδαφικής μετατόπισης. Η μεταφορά αυτή με την γρηγορότερη δυνατή ταχύτητα είναι ένας από τους πιο σημαντικούς παράγοντες για να υπάρξει αποτελεσματικός χρόνος προειδοποίησης.

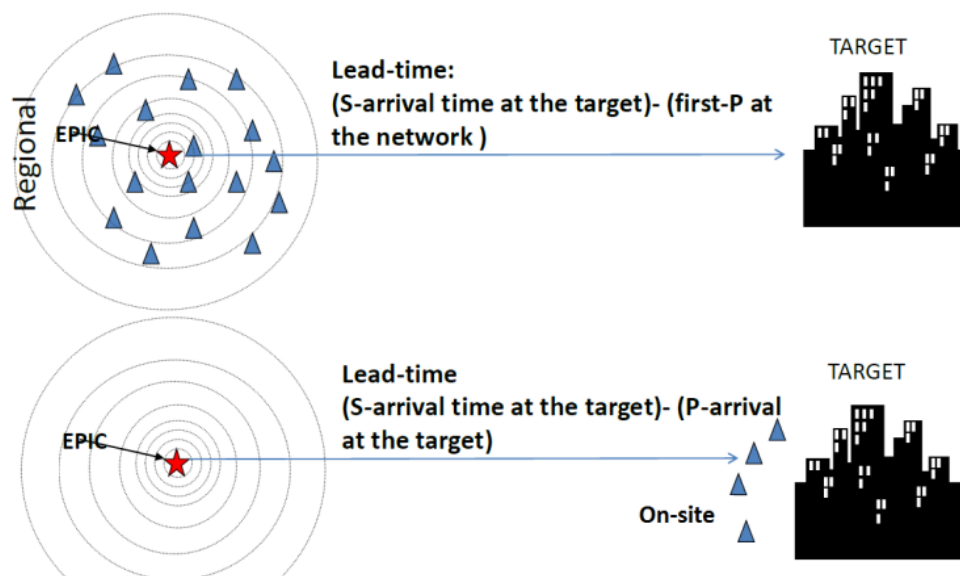
Τέλος ο υπολογισμός και ο εντοπισμός του μεγέθους ενός σεισμού μέσω καταγραφών. Οι εδαφικές μετατοπίσεις καταγράφονται και λαμβάνονται σε σχεδόν πραγματικό χρόνο από τους σεισμολογικούς σταθμούς και αξιοποιούνται για τον προσδιορισμό του επικέντρου και του μεγέθους του σεισμού.

2.2 ΕΙΔΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Τα είδη των συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης που υπάρχουν σήμερα είναι δύο. Αυτά που βασίζονται σε δίκτυο σταθμών ("network") και αυτά που βασίζονται σε πληροφορία που παίρνουν από έναν σταθμό ή σεισμική διάταξη ("on-site").

Στα συστήματα δικτύου σταθμών, ένα κεντρικό υπολογιστικό σύστημα λαμβάνει δεδομένα από το δίκτυο και εκεί γίνεται η ανάλυση τους, επεξεργάζονται οι σεισμοί και στέλνονται προειδοποιήσεις. Η διαδικασία αυτή παίρνει περισσότερο χρόνο συγκριτικά με τα συστήματα ενός σταθμού αλλά είναι πιο αξιόπιστη, αφού κάνει χρήση δεδομένων από περισσότερους σταθμούς για να εξασφαλίσει ότι η εδαφική μετατόπιση οφείλεται σε σεισμό. Επίσης, υπάρχει μεγαλύτερη ακρίβεια στον αυτόματο προσδιορισμό του επικέντρου και του μεγέθους του σεισμού.

Τα συστήματα ενός σταθμού ή μιας σεισμικής διάταξης, στη αυτήν την περίπτωση ένας αισθητήρας ή ένα σύστημα αισθητήρων τοποθετημένων σε κοντινές αποστάσεις μεταξύ τους (seismic array), καταλαβαίνει όταν φτάνουν τα επιμήκη κύματα, τα οποία φτάνουν πρώτα και στέλνει προειδοποίηση πριν από την άφιξη των καταστρεπτικών εγκάρσιων κυμάτων. Η συγκεκριμένη μέθοδος είναι σχετικά απλή, αλλά πιο επιρρεπής σε λανθασμένες προειδοποιήσεις.



Εικόνα 2.1: Συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης δικτύου σταθμών "regional" και ενός σταθμού "onsite" (EGU, 2014)

2.3 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

Χωρίς τις απαραίτητες ενέργειες, οι συνέπειες ενός ισχυρού σεισμού, μπορεί να είναι ανεπανόρθωτες. Τα συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών δίνει το πλεονέκτημα λίγων δευτερολέπτων για τη λήψη μέτρων πριν την ισχυρή δόνηση του εδάφους και έχουν ως στόχο τόσο την προστασία των πολιτών, όσο και στην αποφυγή καταστροφών. Παρακάτω αναφέρονται κάποιες περιπτώσεις όπου τα συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης βρίσκουν εφαρμογή παγκοσμίως (Allen et al., 2009):

1. Σε μονάδες διανομής φυσικού αερίου ή ηλεκτροπαραγωγής πραγματοποιώντας διακοπή διανομής αερίου ή ρεύματος, αντίστοιχα.
2. Σε σε εργοστάσια παραγωγής κυκλωμάτων ή βιομηχανίες επικίνδυνων χημικών, όπου η διακοπή εργασιών πριν από τον σεισμό μπορεί να σώσει την παραγωγή και να αποφευχθούν τυχόν ατυχήματα.
3. Σε νοσοκομεία για τη διακοπή χειρουργικών επεμβάσεων.
4. Στις μεταφορές με τη διακοπή της κίνησης τρένων για την αποφυγή εκτροχιάσεων ή την καθυστέρηση της προσγείωσης ή απογείωσης ενός αεροπλάνου τη στιγμή του σεισμού ή ακόμα και τη διακοπή της κυκλοφορίας σε μια γέφυρα.
5. Σε σχολεία και άλλα δημόσια κτίρια ή κατοικίες με σκοπό την έγκαιρη εκκένωσή τους.

2.4 ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΓΚΑΙΡΗΣ ΠΡΟΕΙΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Η σημαντικότητα ενός μέσου προειδοποίησης ισχυρών σεισμών για την αποφυγή καταστροφών άρχισε να αναδεικνύεται το 1980. Πρωτοπόρος αυτής ανάπτυξης συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης είναι η Ιαπωνία. Η Ιαπωνία θεωρείται τρανό παράδειγμα προς μίμηση σε αυτόν τον τομέα, ενώ ακολουθούν και άλλες χώρες όπως η Ιταλία, οι Ηνωμένες Πολιτείες η Τουρκία, η Κίνα, το Μεξικό, και πολλές άλλες.

2.4.1 ΙΑΠΩΝΙΑ

Ορισμένοι από τους παράγοντες που χαρακτηρίζουν την Ιαπωνία ως μια από τις πιο σεισμογενείς χώρες στον κόσμο είναι η περίπλοκη γεωτεκτονική θέση της, σε συνδυασμό με τα εκατοντάδες ρήγματα που υπάρχουν σε όλο της το μήκος. Αυτό συμβαίνει επειδή τοποθετείται εκεί όπου συγκλίνουν τρεις λιθοσφαιρικές πλάκες. Η κατάδυση της λιθοσφαιρικής πλάκας των Φιλιππινών κάτω από την Ευρασιατική πλάκα στα νότια και της κατάδυσης της πλάκας του Ειρηνικού προς τα βόρεια έφτιαξε την χώρα της Ιαπωνίας όπως ορίζεται σήμερα. Η έντονη σεισμικότητα της αποτέλεσε αφετηρία για την δημιουργία ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών που να λειτουργεί με επιτυχία.

Μια αρχική μορφή του συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης άρχισε στην Ιαπωνία προς το τέλος του έτους 1960 με την τοποθέτηση σειсмоγράφων κατά μήκος των σιδηροδρομικών σταθμών. Με το πλάτος της εδαφικής μετατόπισης να ξεπερνά ένα ορισμένο όριο, οι σειсмоγράφοι εκδίδαν ένα σήμα και αυτόματα σταματούσε το τρένο (Allen et al., 2009). Ο τρόπος αυτός παρόλα αυτά προειδοποιούσε μονάχα όταν

στο συγκεκριμένο μέρος είχε αρχίσει κάποια ισχυρή εδαφική δόνηση και επομένως δεν καθίστανται πάντα δυνατόν να διακόψει εγκαίρως την πορεία των τρένων.

Έπειτα, το 1984 το σύστημα εντάχθηκε στο UrEDAS (Urgent Earthquake Detection and Alarm System). Το σύστημα αυτό κάνει χρήση των πρώτων τριών δευτερολέπτων του κύματος P για τον υπολογισμό των παραμέτρων της εδαφικής μετατόπισης και αν προκύπτει ανάγκη τότε σημαίνει συναγερμό. Ο σεισμός που έλαβε χώρα στο Kobe, το 1995, ο οποίος προκάλεσε 6000 θανάτους και σοβαρές υλικές ζημιές που φτάνουν τα 200 δισεκατομμύρια σε χρήματα, είχε ως αποτέλεσμα την εξέλιξη του συστήματος που υπάρχει και άρχισε να λειτουργεί στους σιδηρόδρομους και στο μετρό το 1998 (Gasparini et al., 2014). Ο ισχυρός σεισμός στο Niigata-Chuetsu το 2004 με μέγεθος $M=6,6$ έβαλε σε λειτουργία το αναβαθμισμένο σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης Compact - UrEDAS. Το σύστημα σήμανε συναγερμό σε 1 δευτερόλεπτο μετά την άφιξη των κυμάτων P. Τέθηκε σε λειτουργία ο μηχανισμός διακοπής ρεύματος και επείγουσας λειτουργίας των φρένων σε τέσσερις αμαξοστοιχίες με ταχύτητα 200 km/h στην κεντρική περιοχή. Το μόνο γεγονός ήταν ο εκτροχιασμός ενός βαγονιού μιας αμαξοστοιχίας χωρίς να υπάρξουν θύματα λόγω της μειωμένης ταχύτητας του τρένου (Kanamori, 2007; Nakamura et al., 2011).

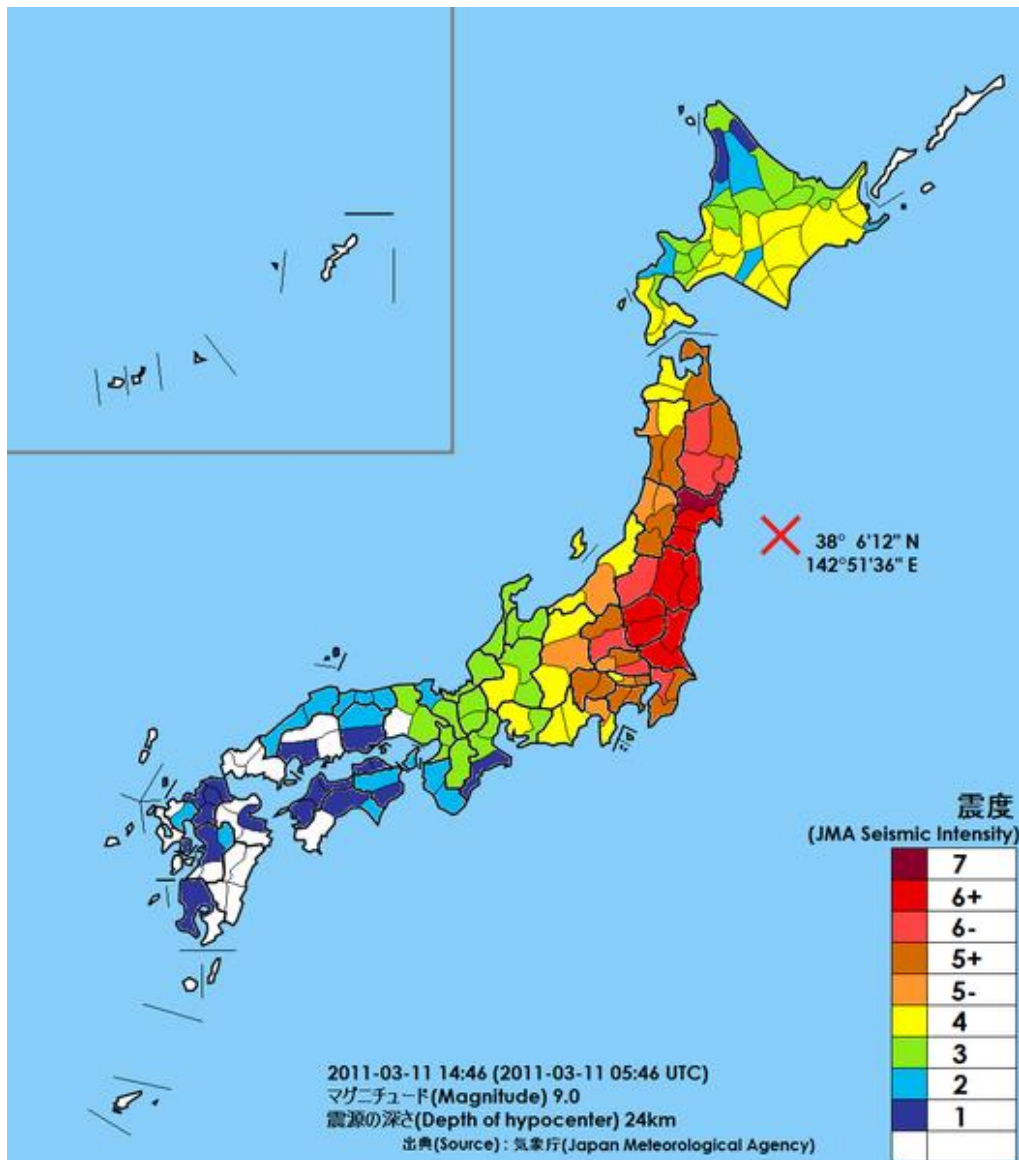
Περισσότερους από 2000 σειсмоγράφους περιλαμβάνει το εθνικό σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών που δημιουργήθηκε από την κυβέρνηση της Ιαπωνίας έπειτα τον σεισμό του Kobe το 1995, σε αποστάσεις με σταθερό βήμα ανάμεσα τους σε όλη την Ιαπωνία. Το σύστημα άρχισε να χρησιμοποιείται από συγκεκριμένους χρήστες τον Αύγουστο του 2006 και στο κοινό τον Οκτώβριο του 2007. Έκτοτε η έγκαιρη προειδοποίηση έχει επιτυχώς λειτουργήσει σε πάρα πολλούς σεισμούς εκδίδοντας προειδοποίηση σε δημόσια κτίρια, βιομηχανίες και σιδηροδρομικούς σταθμούς (Hoshiba et al., 2008; Kamigaichi et al., 2009, Doi, 2011).

Η Ιαπωνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (JMA) είναι υπεύθυνη για το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης και η λειτουργία του χωρίζεται σε δυο επίπεδα. Στο 1ο επίπεδο βρίσκεται η ανίχνευση του σεισμού, που βασίζεται στα δεδομένα που λαμβάνονται από κάθε σεισμολογικό σταθμό και στον προσδιορισμό της αναγκαιότητας αποστολής προειδοποίησης ή όχι. Το 2ο επίπεδο αφορά τη διάδοση της προειδοποίησης στον πληθυσμό κυρίως μέσω ραδιοφώνου και τηλεόρασης, ενώ στέλνονται και γραπτά μηνύματα στα κινητά τους τηλέφωνα (Udu-gama, 2009). Σε υπεύθυνους επιχειρήσεων και σε βιομηχανικές εγκαταστάσεις στέλνονται επίσης εξειδικευμένες προειδοποιήσεις, για να παρθούν τα κατάλληλα μέτρα για τη διακοπή επικίνδυνων εργασιών ή την μείωση ταχύτητας των αμαξοστοιχιών (Scientific Earthquake Advisory Committee, 2007).

Ένα επιπλέον δίκτυο εκτός από το δίκτυο σειсмоγράφων υπάρχει και καταγράφει τη σεισμική δόνηση και υπολογίζει με βάση αυτήν τη μέγιστη τιμή έντασης που προσδοκάται κατά τη μεγαλύτερη παρατηρούμενη επιτάχυνση του εδάφους. Επειδή η τιμή της σεισμικής έντασης συνδέεται άμεσα με τον βαθμό των αναμενόμενων βλαβών, η πληροφορία αυτή είναι αρκετά πολύτιμη. Για την αποτελεσματικότερη αποστολή προειδοποιήσεων, η Ιαπωνία χωρίζεται σε 188 ζώνες πρόβλεψης και η κάθε μια από αυτές έχει πλήθος οργάνων πρόβλεψης της σεισμικής έντασης που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της αναμενόμενης σεισμικής έντασης στη συγκεκριμένη ζώνη και με βάση αυτήν να σταλεί σήμα προειδοποίησης (Yamasaki, 2011).

Στην περιοχή Τόχoku τον Μάρτιο του 2011 έλαβε χώρα ο μεγαλύτερος σεισμός που έχει καταγραφεί στην Ιαπωνία από το 1900 μεγέθους $M=9,1$ ο οποίος

προκάλεσε τον θάνατο 15.894 ανθρώπων και τον τραυματισμό 6.152. Το μεγαλύτερο ποσοστό των θυμάτων πνίγηκε λόγω του τσουνάμι που ακολούθησε. Σχετικά με το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης, έκδωσε σήμα στην περιοχή Sendai (129km δυτικά του epicέντρου) 15 δευτερόλεπτα πριν την άφιξη των κυμάτων S, ενώ το Τόκιο έλαβε προειδοποίηση 65,1 δευτερόλεπτα πριν την άφιξη των σεισμικών κυμάτων (Henn, 2011; USGS, 2011). Οι προειδοποιήσεις στλαθηκαν στον πληθυσμό μέσω τηλεόρασης και ραδιοφώνου, ενώ 52000 άνθρωποι έλαβαν μήνυμα στο κινητό τους τηλέφωνο. Επιπλέον, 11 τρένα ακινητοποιήθηκαν πριν την ισχυρή εδαφική κίνηση, ενώ 40 από τους 42 ανελκυστήρες των κτιρίων της Κυβέρνησης στο Τόκιο, σταμάτησαν στον πλησιέστερο όροφο και εκκενώθηκαν (Tokyo Metropolitan Government, 2010; Vervaeck and Daniell, 2011). Παρόλα αυτά, το σύστημα φανέρωσε σοβαρά σφάλματα ως προς την εκτιμώμενη και την παρατηρούμενη ένταση σε διάφορες περιοχές. Το σφάλμα αποδίδεται στο ότι το σύστημα προειδοποίησης υποθέτει ότι το επίκεντρο του σεισμού είναι ένα σημείο (Olson et al., 2011). Βέβαια, στην περίπτωση αυτή, το ρήγμα ολίσθησε κατά μήκος μιας επιφάνειας 300 km μήκους και 150 km πλάτους (USGS, 2011). Συνεπώς, το σύστημα δεν κατάφερε να αναγνωρίσει τη δισδιάστατη φύση της πηγής και συνεπώς να υποτιμήσει τόσο το μέγεθος όσο και την ένταση στις αναμενόμενες πληγείσες περιοχές (Cyranoski, 2011; Yamada, 2011).



Εικόνα 2.2: Απεικόνιση του επίκεντρου του σεισμού στην Ιαπωνία (11/03/2011) και ο προσδιορισμός της έντασης αυτού στην ευρύτερη περιοχή. (Japan Meteorological Agency, 2011)

2.4.2 ΜΕΞΙΚΟ

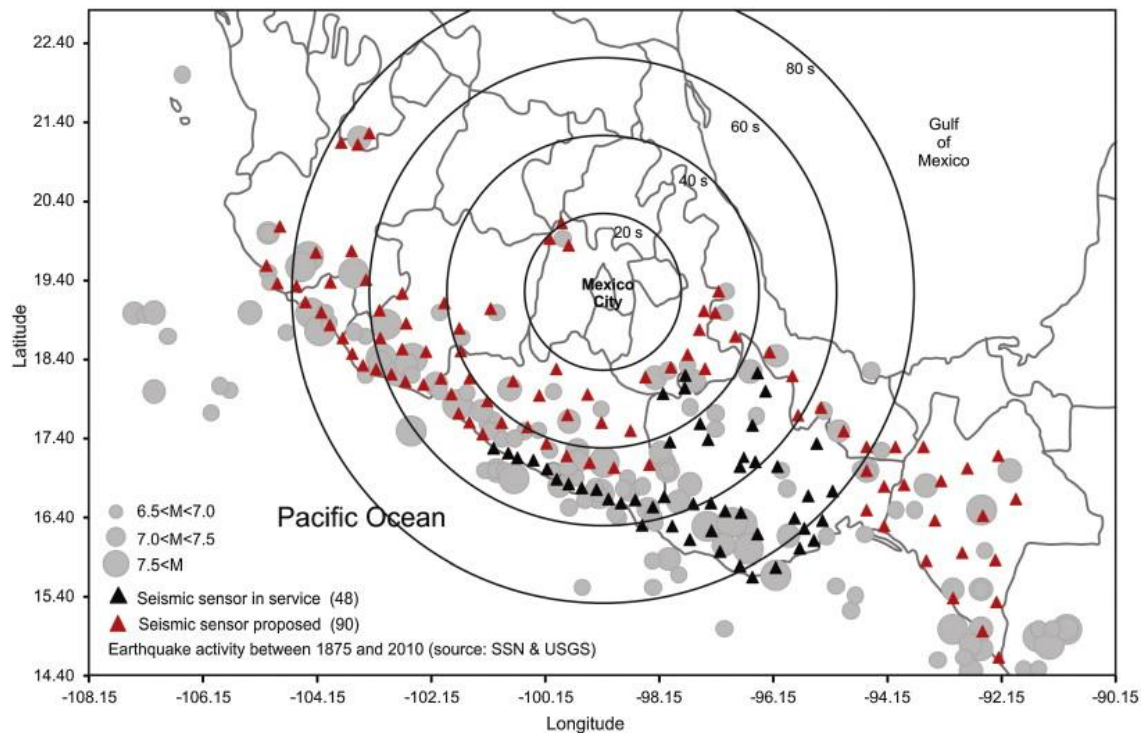
Το σύστημα SAS (Seismic Alert System) είναι το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης για την πολιτεία του Μεξικό και του Γκερρέρο και το σύστημα SASO για την πολιτεία Οαχάκα.

Μετά από τον σεισμό της 19ης Σεπτεμβρίου 1985 μεγέθους $M=8,1$ αναπτύχθηκε το SAS. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε τον θάνατο 10.000 ανθρώπων και τον τραυματισμό 30.000 ανθρώπων. Τον Αύγουστο του 1991, το σύστημα άρχισε να στέλνει προειδοποίηση σε ελάχιστους χρήστες, μεταξύ των οποίων ανήκουν 25 σχολεία και το μετρό. Τον Μάιο του 1993, έστειλε προειδοποίηση επιτυχώς για έναν σεισμό μεγέθους $M=6,0$. Κάποιους μήνες αργότερα, τον Αύγουστο της ίδιας χρονιάς, το σύστημα άρχισε την μετάδοση δημόσιων προειδοποιήσεων και αποτέλεσε το πρώτο σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών στον κόσμο το οποίο απευθύνεται στο ευρύ κοινό (Espinoso-Aranda et al., 1995). Οι μεγάλοι μεγέθους σεισμοί εκδίδουν σήμα προειδοποίησης το οποίο διαδίδεται μέσω 58 δημόσιων ραδιοφωνικών

σταθμών, καθώς και 6 τηλεοπτικών καναλιών στην πολιτεία του Μεξικό. Επιπλέον, πάνω από 250 χρήστες λαμβάνουν προσωπικές ειδοποιήσεις. Αφορά περισσότερο σχολεία πρωτοβάθμιας και δευτεροβάθμιας εκπαίδευσης, πανεπιστήμια, υπηρεσίες εκτάκτου ανάγκης και ασφάλειας, κτίρια κρατικών υπηρεσιών, οργανισμούς προστασίας του πολίτη και το μετρό (Allen et al., 2009). Τέλος, προειδοποιητικά μηνύματα από το SAS κοινοποιούνται σε περισσότερους από 1800 χρήστες μέσω email ή δημοσιεύονται στην επίσημη ιστοσελίδα του.

Το SAS διαθέτει ένα δίκτυο επιταχυνσιογράφων, που είναι εγκατεστημένα κατά μήκος των ακτών του Γκερρέρο, σε απόσταση περίπου 320km νότια της πολιτείας του Μεξικό. Εφόσον το μέγεθος ενός σεισμού είναι $M \geq 6$ τότε ο σεισμός θεωρείται από το σύστημα ως ισχυρός. Αν γίνει καταγραφή από δυο ή περισσότερους σταθμούς ενός ισχυρού σεισμού τότε ακολουθεί δημόσια προειδοποίηση. Αν όμως το μέγεθος του σεισμού βρίσκεται μεταξύ $6 > M \geq 5$ τότε ο σεισμός χαρακτηρίζεται ενδιάμεσος και αν δοθεί αναφορά τέτοιου σεισμού από δυο ή περισσότερους σταθμούς τότε ακολουθεί προληπτική προειδοποίηση. Το SAS δεν εκδίδει προειδοποίηση πριν την άφιξη των κυμάτων S, παρόλα αυτά λόγω των μεγάλων αποστάσεων είναι δυνατή η προειδοποίηση περίπου ένα λεπτό πριν την άφιξη των καταστρεπτικών σεισμικών κυμάτων (Suarez et al., 2009).

Το 2003 ξεκίνησε το σύστημα SASO το οποίο είναι νεότερο του SAS. Λειτουργεί με τον ίδιο τρόπο όπως το SAS κάνοντας χρήση απλά διαφορετικού δικτύου σεισμολογικών σταθμών κατά μήκος της πολιτείας Οαχάκα.



Εικόνα 2.3: Κατανομή των σεισμικών αισθητήρων SASMEX και η πρόταση που παρουσιάστηκε στις Τοπικές και Ομοσπονδιακές αρχές από J.M.Espinosa-Aranda et al., 2015

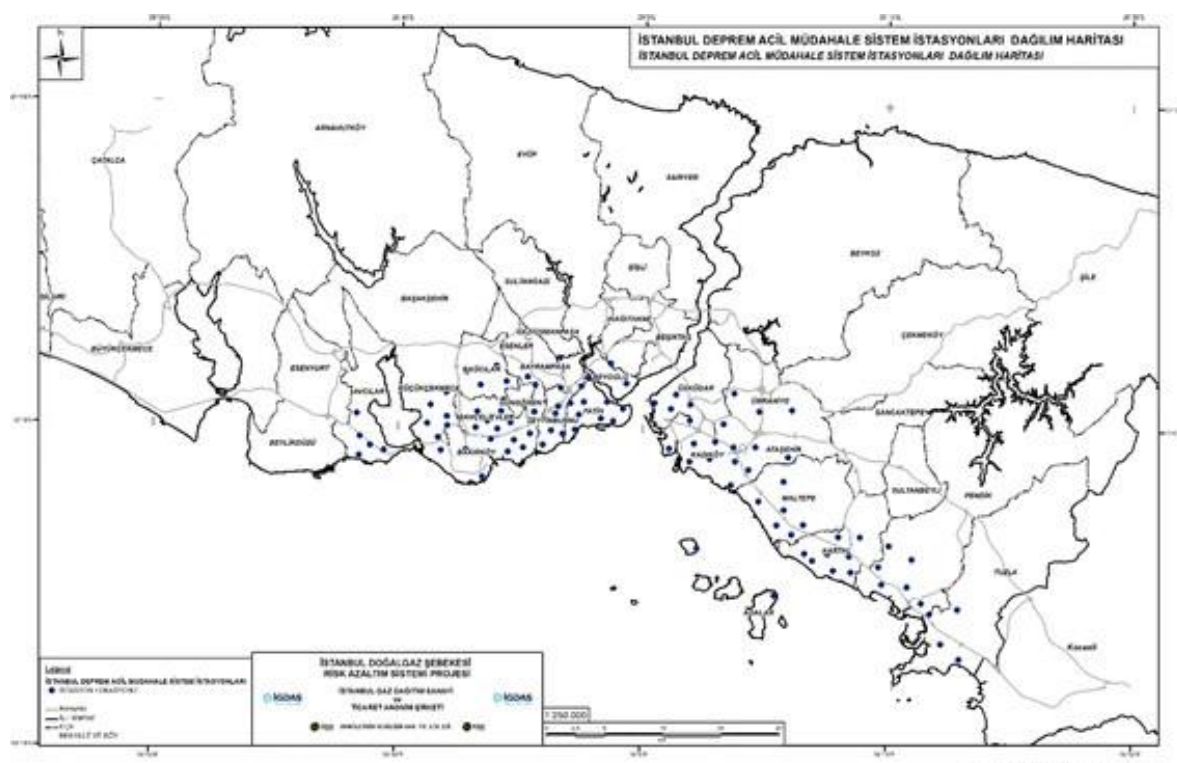
2.4.3 ΤΟΥΡΚΙΑ

Η Τουρκία χαρακτηρίζεται ως μια έντονα σεισμογενής χώρα, αφού πλήττεται από ισχυρούς σεισμούς που λαμβάνουν χώρα κατά μήκος του ρήγματος της Βορείου Ανατολίας. Το ρήγμα αυτό διασχίζει τις βόρειες περιοχές της Τουρκίας και φθάνει στην Ανατολία, έχει μήκος 1400 km και θεωρείται όριο μεταξύ της μικροπλάκας της Ανατολίας, η οποία κινείται προς τα δυτικά, και της Ευρασιατικής πλάκας. Το ρήγμα της Ανατολίας μετακινείται 2,5-3,0 cm/χρόνο προς τα δυτικά (Bohnhoff et al., 2011), έχοντας ανάμεσά του το ρήγμα της Ευρασίας και της Αραβικής χερσονήσου. Η κίνησή του θεωρείται ιδιαίτερη και γενικότερα χαρακτηρίζεται ως το πιο ενεργό ρήγμα στην Ευρώπη, έχοντας προκαλέσει μεγάλες καταστροφές τα τελευταία 100 χρόνια.

Το 2001, έπειτα από τους ισχυρούς σεισμούς του 1999 στο Ιζμίτ μεγέθους $M=7,5$ και στο Ντούτσε μεγέθους $M=7,2$ στο ρήγμα της Βορείου Ανατολίας, ανατολικά της θάλασσας του Μαρμαρά, άρχισε η εγκατάσταση συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών στην Τουρκία. Ένας επιπλέον λόγος για την δημιουργία ενός συστήματος ήταν και η προς τα δυτικά μετακίνηση της σεισμικότητας προς την Κωνσταντινούπολη (Pinar et al., 2013). Πρώτα, έγινε εγκατάσταση συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης σε μεμονωμένα πολυώροφα κτίρια και στον σταθμό ηλεκτροπαραγωγής και έπειτα εγκαταστάθηκε σύστημα για την κάλυψη της Πόλης. Δημιουργήθηκε ένα δίκτυο 10 χερσαίων και 5 υποθαλάσσιων σειсмоγράφων, που εγκαταστάθηκαν κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της θάλασσας του Μαρμαρά και είναι αυτό που χρησιμοποιείται για το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών. Πραγματοποιώντας προσομοιώσεις του συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης για 280 σεισμούς υπάρχει ένα χρονικό διάστημα μεταξύ 0-30 δευτερολέπτων προειδοποίησης για την Μητροπολιτική περιοχή της Κωνσταντινούπολης. Το σύστημα στέλνει προειδοποίηση αν ξεπεραστούν τα προκαθορισμένα όρια της εδαφικής μετατόπισης σε δυο ή περισσότερους σταθμούς (Allen et al., 2009). Το σήμα έγκαιρης προειδοποίησης γνωστοποιείται στους κατάλληλους φορείς και αποτελείται από τρία επίπεδα συναγερμού. Ανάλογα με το επίπεδο του συναγερμού, τα συστήματα διακοπής λειτουργίας εγκαταστάσεων οδηγούνται αυτόματα στις κατάλληλες ενέργειες. Από τους πιο σημαντικούς αποδέκτες σήματος έγκαιρης προειδοποίησης είναι η εταιρεία διανομής φυσικού αερίου στην Κωνσταντινούπολη (IGDAS) η οποία έχει υπό τον έλεγχο της 9867km αγωγών φυσικού αερίου. Τα κτίρια της Κωνσταντινούπολης που χρησιμοποιούν φυσικό αέριο είναι υποχρεωμένα από το 2005 να εγκαθιστούν σεισμόμετρα τα οποία δίνουν αυτόματα σήμα για μείωση της ροής του φυσικού αερίου όταν ξεπεραστούν τα προκαθορισμένα όρια της εδαφικής μετατόπισης. Η IGDAS διαθέτει ένα σύγχρονο σύστημα εποπτικού ελέγχου και λήψης δεδομένων για την παρακολούθηση της κατάστασης του δικτύου των αγωγών. Διατίθενται μηχανισμοί διακοπής ροής στους αγωγούς αερίου σε 581 τοποθεσίες οι οποίες επιτρέπουν τις κατάλληλες ενέργειες ανάλογα με την κίνηση του εδάφους. Επιπλέον, το σήμα έγκαιρης προειδοποίησης μεταδίδεται στο σύστημα Marmaray που διαθέτει υποθαλάσσια σήραγγα κάτω από το στενό του Βοσπόρου. Μέσα στη σήραγγα βρίσκονται εγκατεστημένα μηχανήματα για την έγκαιρη προειδοποίηση σε περίπτωση έντονης εδαφικής μετατόπισης.

Εκτός από το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης, στην Κωνσταντινούπολη υπάρχει και σύστημα ταχείας αντίδρασης (Earthquake Rapid Response System), το οποίο βασίζεται σε ένα δίκτυο 110 σταθμών στην ευρύτερη περιοχή της Κωνσταντινούπολης. Το συγκεκριμένο δίκτυο σκοπεύει στην παροχή αξιόπιστων και

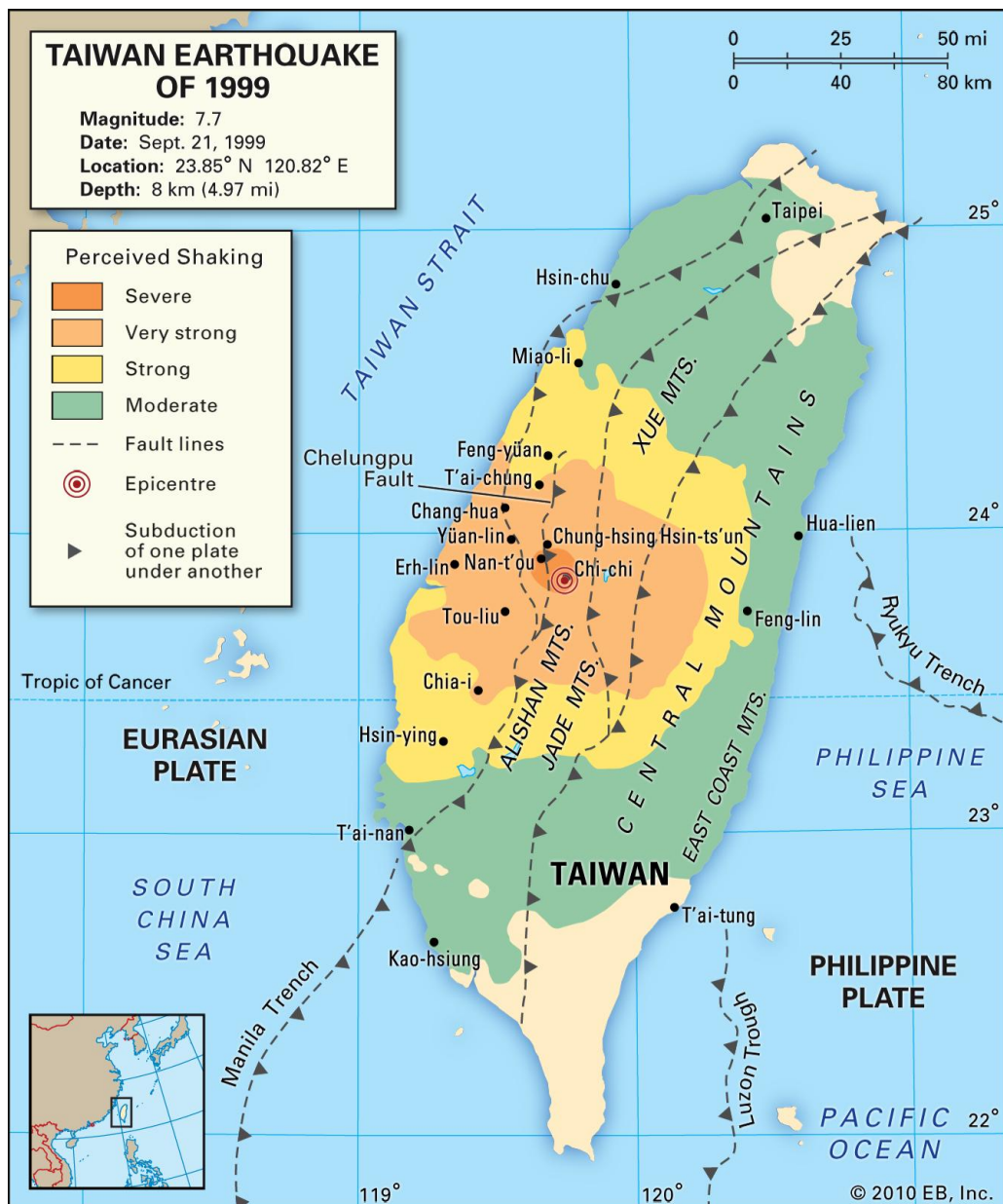
άμεσων πληροφοριών για τα χαρακτηριστικά του σεισμού, αλλά και στη δημιουργία χαρτών για την αποστολή συνεργείων διάσωσης σε περίπτωση ανάγκης.



Εικόνα 2.4: Δίκτυο 110 σταθμών στη Τουρκία για το σύστημα ταχείας αντίδρασης

2.4.4 ΤΑΙΒΑΝ

Η Ταϊβάν τοποθετείται ανάμεσα από την τεκτονική πλάκα της Ευρασίας και τη μικροπλάκα των Φιλιπίνων. Η πλάκα της Ευρασίας καταδύεται προς τα ανατολικά κάτω από την ωκεάνια πλάκα των Φιλιπίνων στο νότιο άκρο της Ταϊβάν. Αποτελεί ένα αρκετά περίπλοκο τεκτονικό όριο καθώς είναι συνδυασμός δυο ζωνών κατάδυσης εξαιτίας του οποίου η Ταϊβάν έχει υποστεί πολυάριθμους ισχυρούς σεισμούς. Μεγάλου μεγέθους σεισμοί έχουν προκαλέσει στο παρελθόν τόσο την απώλεια ανθρώπινων ζωών όσο και την καταστροφή υλικών. Βάση υπολογισμών φαίνεται ότι η ευρύτερη περιοχή πλήττεται από 18.000 σεισμούς κάθε χρόνο, ενώ πολλοί ισχυροί σεισμοί έχουν καταγραφεί κατά τον τελευταίο αιώνα με χαρακτηριστικά παραδείγματα τους σεισμούς του Meishan το 1906 μεγέθους $M=7,1$ με 1258 νεκρούς, του Hsinchu-Taichung το 1935 μεγέθους $M=7,1$ με 3276 νεκρούς και του Chi-Chi μεγέθους $M=7,3$ το 1999, με 2455 νεκρούς.



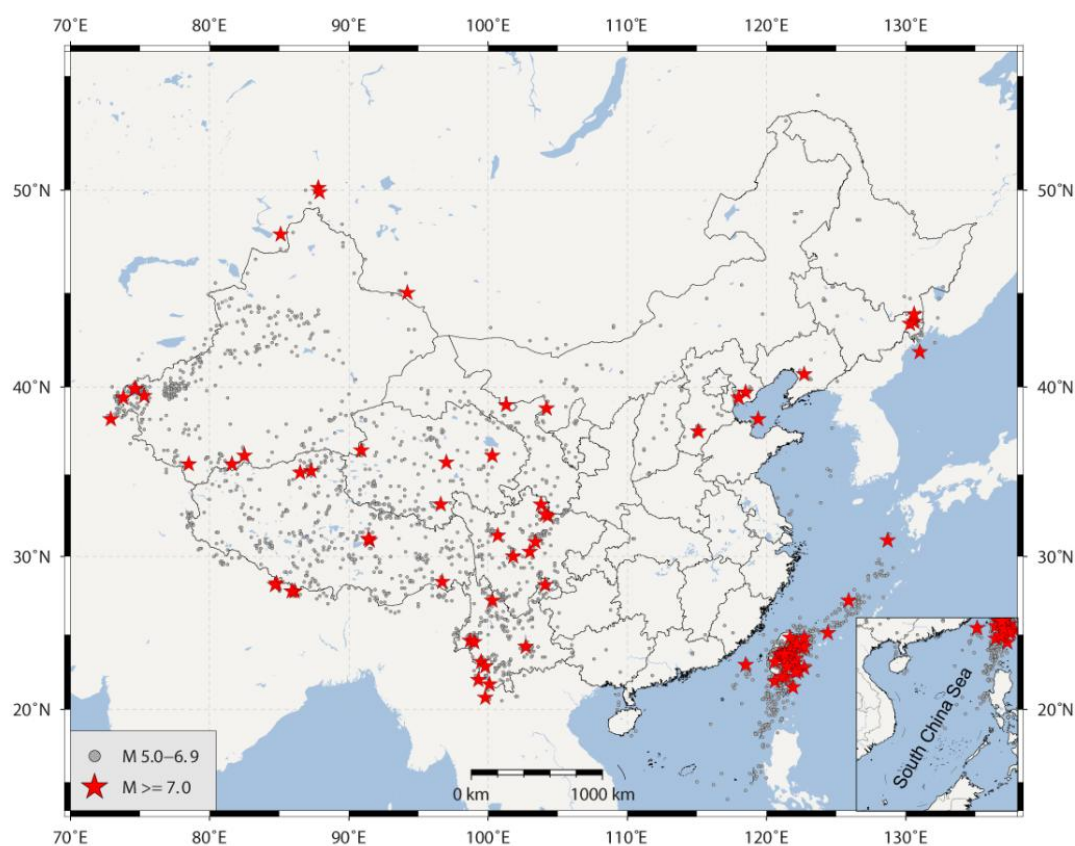
Εικόνα 2.5: Απεικόνιση του σεισμού στη Ταϊβάν το 1999 με χρωματική διαβάθμιση της αίσθησης του σεισμού στην ευρύτερη περιοχή (Kenny Chmielewski, 2010) (<https://www.behance.net/gallery/18275967/Earthquake-maps>)

Έπειτα από το σεισμό στις 15 Νοεμβρίου του 1986 μεγέθους $M=7,8$ στην περιοχή Χουαλιέν υπήρξε η ανάγκη για τη δημιουργία ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (Hsiao et al., 2009). Το 1995 δημιουργήθηκε δίκτυο σταθμών καταγραφής εδαφικής κίνησης και σήμερα περιλαμβάνει περισσότερους από 100 σταθμούς. Το δίκτυο αυτό άρχισε να χρησιμοποιείται για την έγκαιρη προειδοποίηση σεισμών το 2001. Μεταξύ των ετών 2001 έως 2009 κατάφερε να ανιχνεύσει 225 σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου από $M=4,5$ στην Ταϊβάν και την ευρύτερη περιοχή (Hsiao et al., 2009). Παρόλα αυτά, το σύστημα αυτό έδινε τη δυνατότητα επίλυσης του σεισμού 20 δευτερόλεπτα μετά τη γένεση του, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας τυφλής ζώνης σε ακτίνα περίπου 70km από το επίκεντρο. Έπειτα, έγινε χρήση του πλάτους των κυμάτων P για να υπολογιστεί, σε μικρότερο χρονικό διάστημα, μέσω εμπειρικών σχέσεων το μέγεθος του σεισμού

(Hsiao et al., 2009). Σήμερα, το σύστημα έχει μειώσει τον χρόνο μετάδοσης της προειδοποίησης σε 10 δευτερόλεπτα μετά τη γένεση του σεισμού.

2.4.5 ΚΙΝΑ

Στην Κίνα υπάρχει έντονη σεισμικότητα με εξίσου πολλές ανθρώπινες απώλειες και υλικές ζημιές. Χρονολογείται ότι από το 1900 έχουν συμβεί 417 σεισμοί μεγέθους $6.0 \leq M \leq 6.9$, 70 μεγέθους $7.0 \leq M \leq 7.9$ και 7 σεισμοί μεγέθους $M \geq 8.0$ οι οποίοι επέφεραν παραπάνω από 660.000 θανάτους στην ηπειρωτική Κίνα (Honglei and Mooney, 2014). Ως συνέπεια της τόσο έντονης σεισμικότητας, υπήρξε η ανάγκη ανάπτυξης ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών. Η ανάγκη αυτή έγινε εντονότερη έπειτα τον καταστροφικό σεισμό του Wenchuan το 2008 μεγέθους $M=8,0$.

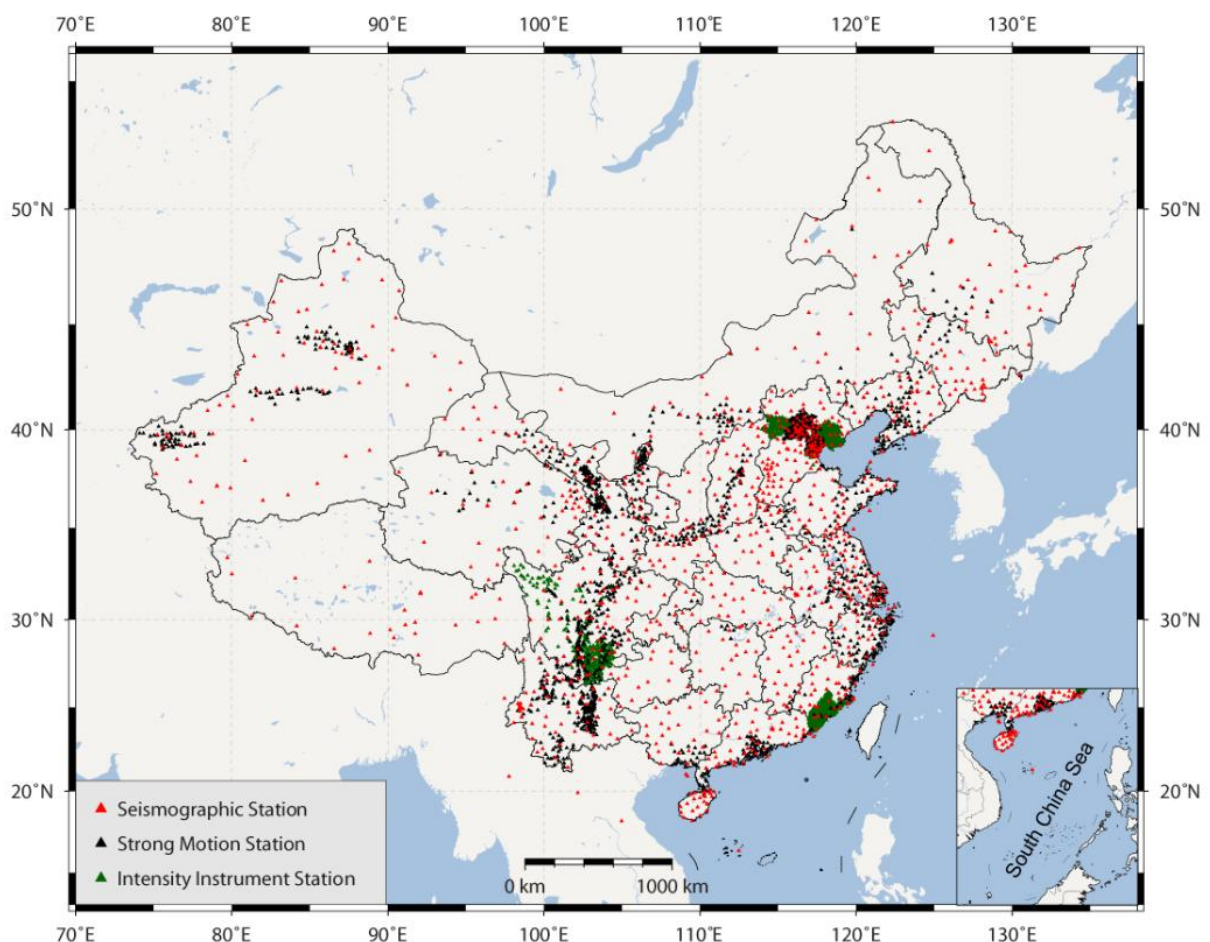


Εικόνα 2.6: Επίκεντρα κατανομή σεισμών με $M \geq 5$ στην Κίνα και στις συνοριακές περιοχές από το 1970 έως το 2019. (Guanghai Dai and Yanru An, 2020)

Τότε έγινε η προσπάθεια για τη δημιουργία ενός εθνικού συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (Peng et al., 2011). Το 2009 έγινε η ανάπτυξη συστήματος για την επαρχία Φουτζιάν, όπου και πραγματοποιήθηκε δοκιμή του online τον Νοέμβριο 2012 και με επιτυχία εντόπισε σεισμούς με επίκεντρα στη Φουτζιάν και την Ταϊβάν. Από τον Ιανουάριο του 2015 γίνεται λήψη προειδοποιήσεων μέσω γραπτών μηνυμάτων σε κινητά τηλέφωνα σε υπαλλήλους του οργανισμού αντισεισμικής προστασίας, ενώ προειδοποιήσεις λαμβάνονται και στο κέντρο ελέγχου των σιδηροδρόμων, έτσι ώστε σε περίπτωση ισχυρού σεισμού να ακινητοποιηθούν τα τρένα.

Το δίκτυο που χρησιμοποιείται για το σύστημα αποτελείται από 125 σταθμούς με μέση απόσταση μεταξύ τους τα 31km. Πραγματοποιώντας αξιολόγηση στο σύστημα για την αποδοτικότητα του σε 165 σεισμούς (83 στην ενδοχώρα και 82 δίπλα στα παράλια) προέκυψε σφάλμα $\pm 4.6\text{km}$ για σεισμούς που έλαβαν χώρα στην ενδοχώρα. Ενώ για τους σεισμούς που πραγματοποιήθηκαν κοντά στα παράλια το σφάλμα ήταν $30.6\pm 31.4\text{km}$. Στο σύνολο, το σύστημα δεν μετέδωσε καμία λάθος προειδοποίηση, αλλά δυο σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτεροι του $M=4.0$ που έγιναν στην Ταϊβάν δεν εντοπίστηκαν λόγω της έλλειψης σταθερότητας του δικτύου.

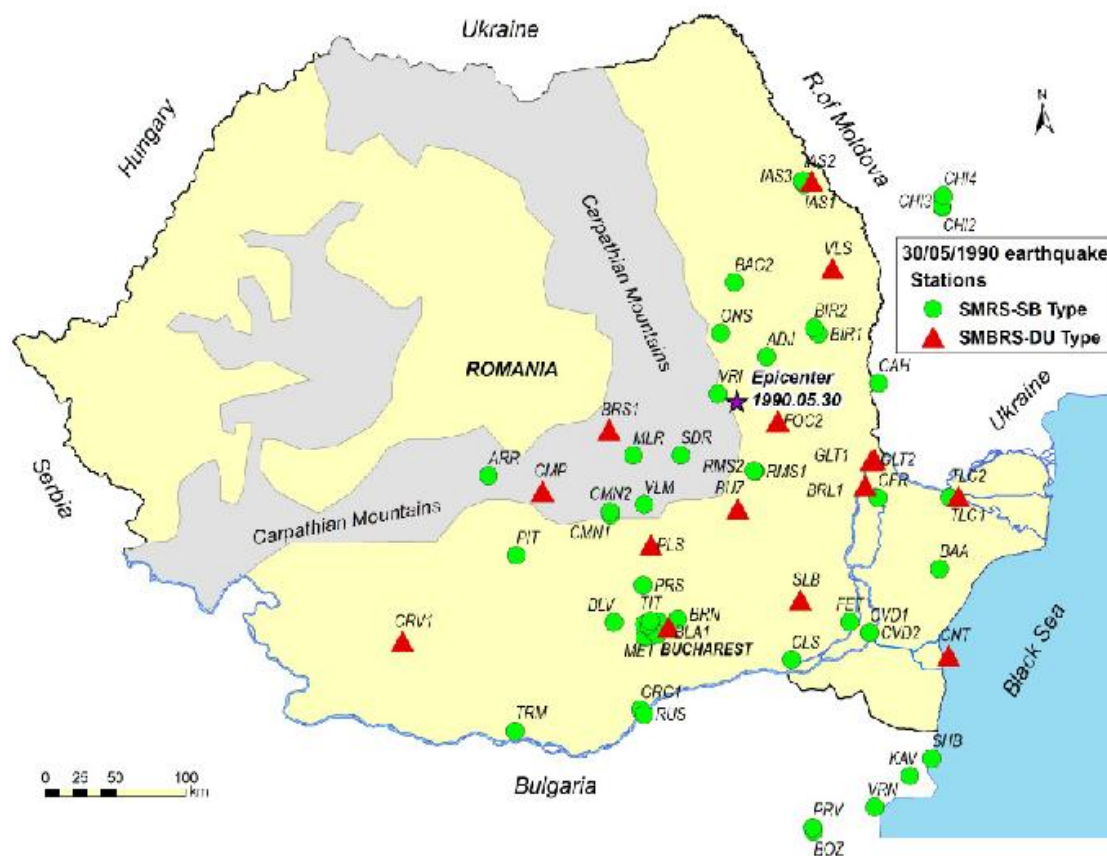
Σχετικό παράδειγμα λειτουργικότητας του συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης αποτέλεσε ο ισχυρός σεισμός του 2013 στο Χουαλιέν, μεγέθους $M=6.7$. Στα παράλια της Φουτζιάν λήφθηκε προειδοποίηση τουλάχιστον 40 δευτερόλεπτα πριν την άφιξη της ισχυρής εδαφικής μετατόπισης (Hongcai et al., 2016). Συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης έχουν δημιουργηθεί και είναι λειτουργικά και στις περιοχές Beijing και Gansu. Η Gansu τοποθετείται στην δυτική Κίνα και χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική δραστηριότητα. Η Κίνα ενισχύει τα υφιστάμενα συστήματα της και δημιουργεί νέα συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης, ενώ άμεσος στόχος της είναι η μετάδοση προειδοποιήσεων στο δημόσιο και όχι μόνο σε υπηρέσιες και οργανισμούς.



Εικόνα 2.7: Δίκτυο σεισμολογικών σταθμών στην Κίνα το 2019 (Guanghui Dai and Yanru An, 2020)

2.4.6 ΒΟΥΚΟΥΡΕΣΤΙ

Στο Βουκουρέστι έχει αναπτυχθεί ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών που θέτει προς εκμετάλλευση την εντοπισμένη πηγή μεγάλου μεγέθους σεισμών στη Μεσαιωνική περιοχή Vrancea στα νοτιοανατολικά Καρπάθια. Στην τοποθεσία αυτή τον τελευταίο αιώνα, καταγράφηκαν τέσσερις ισχυροί σεισμοί. Στις 10 Νοεμβρίου 1940 μεγέθους $M=7.7$, στις 4 Μαρτίου 1977 μεγέθους $M=7.4$, στις 30 Αυγούστου 1986 μεγέθους $M=7.1$ και στις 30 Μαΐου 1990 μεγέθους $M=6.9$ (Onicescu et al., 1999). Σε όλους τους προαναφερόμενους ισχυρούς σεισμούς τα εστιακά βάρη μεταξύ κυμαίνονταν από 70 και 180km και σε μια περιοχή 40km x 8km x 110 km στην Vrancea σε υποκεντρικές αποστάσεις περίπου 160 km από το Βουκουρέστι (Böse et al., 2007). Το δίκτυο σταθμών που έχει εγκατασταθεί στην περιοχή Vrancea χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό των σεισμών και στη συνέχεια αποστέλλεται σήμα προειδοποίησης σε βιομηχανικές εγκαταστάσεις στο Βουκουρέστι, προσφέροντας χρονικό προβάδισμα 20 έως 25 δευτερολέπτων πριν την ισχυρή εδαφική μετατόπιση (Wenzel et al., 1999; Bose et al., 2007). Το σύστημα στέλνει επίσης σήμα προειδοποίησης στο Εθνικό Ινστιτούτο Φυσικής και Πυρηνικής Μηχανικής (Ionescu et al., 2007).

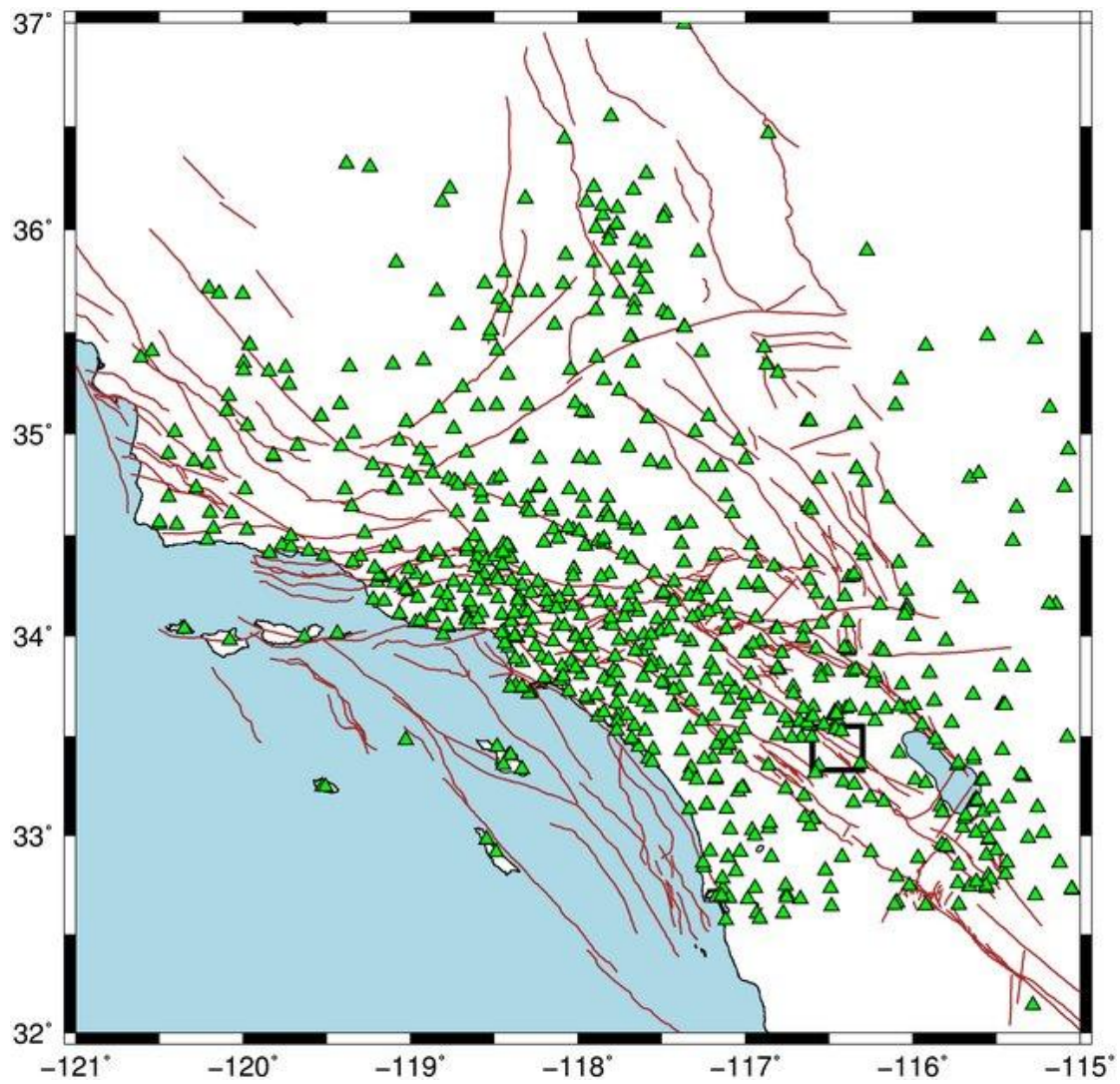


Εικόνα 2.8: Σεισμικοί σταθμοί που κατέγραψαν τον σεισμό της Vrancea στις 30 Μαΐου 1990 (πράσινοι κύκλοι: σταθμοί SMRS-SB, κόκκινα τρίγωνα: σταθμοί SMBRS-DU, μωβ αστέρι: επίκεντρο σεισμού), Iolanda-Gabriela Craifaleanu 2015)

2.4.7 ΚΑΛΙΦΟΡΝΙΑ

Οι σεισμοί είναι εξέχουσας σημασίας στις Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής, αφού περισσότεροι από 143 εκατομμύρια Αμερικάνοι κατοικούν σε περιοχές υψηλού σεισμικού κινδύνου σε 39 πολιτείες, με τα μεγαλύτερα ποσοστά στις δυτικές πολιτείες. Επιπλέον, εκτιμήσεις αναφέρουν πως σε ένα χρονικό διάστημα 30 χρόνια η Καλιφόρνια έχει 99,7% πιθανότητα εκδήλωσης σεισμού μεγέθους $M=6,7$ ή μεγαλύτερου (<https://www.shakealert.org/>). Από το 2006, το USGS (United States Geological Survey) με στόχο την ελαχιστοποίηση του σεισμικού κινδύνου, ξεκίνησε συνεργασίες με πανεπιστήμια, ινστιτούτα τεχνολογίας και οργανισμούς, για τη κατασκευή ενός πρότυπου συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης για τις Ηνωμένες Πολιτείες και ειδικότερα για τις δυτικές πολιτείες Καλιφόρνια, Όρεγκον και Ουάσιγκτον. Από τον Ιανουάριο του 2012, ένα σύστημα ονόματι “ShakeAlert” αποστέλνει δοκιμαστικές προειδοποιήσεις σε συγκεκριμένους χρήστες στην Καλιφόρνια. Το σύστημα χρησιμοποιεί το σεισμολογικό δίκτυο CISEN (California Integrated Seismic Network) το οποίο αποτελείται από περίπου 400 σταθμούς.

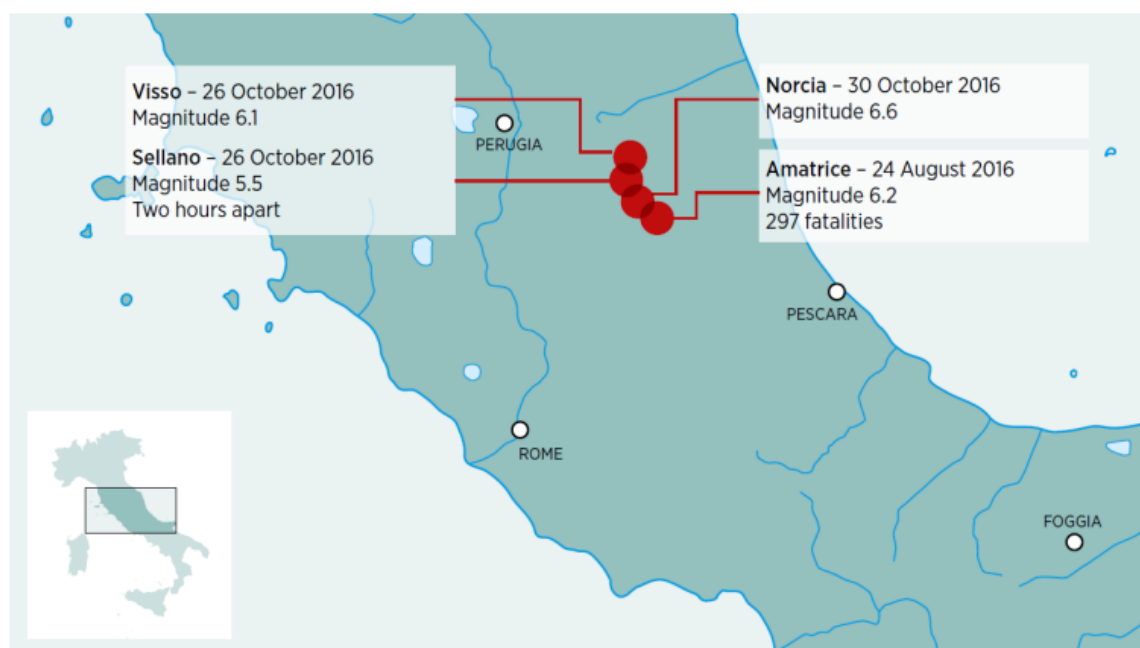
Το USGS με τους συνεργάτες του εφάρμοσαν την νέα έκδοση του δοκιμαστικού συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης ShakeAlert, τον Φεβρουάριο του 2016. Το USGS θα εκδώσει μηνύματα ShakeAlert για να διευκολύνει την παράδοση δημόσιων ειδοποιήσεων για πιθανούς καταστροφικούς σεισμούς και θα παρέχει δεδομένα παραμέτρων προειδοποίησης σε κυβερνητικούς φορείς και ιδιώτες χρήστες ανά περιοχή, μόλις το σύστημα ShakeAlert, τα προϊόντα του και τα παραμετρικά του δεδομένα πληρούν τα ελάχιστα πρότυπα ποιότητας και αξιοπιστίας σε αυτές τις γεωγραφικές περιοχές. Το USGS ξεκίνησε τη δοκιμή της δημόσιας ειδοποίησης στην Καλιφόρνια τον Οκτώβριο του 2019 μέσω του συστήματος ασύρματης ειδοποίησης έκτακτης ανάγκης (WEA) και των εφαρμογών για κινητά τηλέφωνα. Το ShakeAlert επέκτεινε τη δοκιμή της δημόσιας ειδοποίησης σε κινητές συσκευές στο Όρεγκον τον Μάρτιο του 2021 και στην Ουάσιγκτον τον Μάιο του 2021.



Εικόνα 2.9: Χάρτης της Νότιας Καλιφόρνια και το δίκτυο σεισμολογικών σταθμών της (Zachary E. Ross et al., 2019)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο: PRESTO (PROBALISTIC AND EVOLUTIONARY EARLY WARNING SYSTEM)

Η Ιταλία αποτελεί μια χώρα με έντονη τεκτονική δραστηριότητα, καθώς τα νότια Απέννινα βρίσκονται μεταξύ των περιοχών με τον υψηλότερο σεισμικό κίνδυνο στη χώρα. Ένας ισχυρός σεισμός συνέβη στην κεντρική Ιταλία σε απόσταση 10km από την περιοχή Norcia με εστιακό βάθος 10km, στις 24 Αυγούστου 2016. Επιπλέον ισχυροί μετασεισμοί ακολούθησαν και έπληξαν την περιοχή με 297 θανάτους και πάνω από 400 τραυματισμούς (GSMA, 2017). Δυο ακόμη ισχυροί μετασεισμοί έλαβαν χώρα προκαλώντας σοβαρές καταστροφές, στις 26 Οκτωβρίου.



Εικόνα 3.1: Χάρτης ισχυρών σεισμών του Αυγούστου και του Οκτωβρίου 2016 στην κεντρική Ιταλία (GSMA, 2017).

Ο σεισμός που πραγματοποιήθηκε τον Αύγουστο γεννήθηκε από ρήγμα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ στα κεντρικά Απέννινα. Τα Απέννινα είναι μια μεγάλη οροσειρά όπου δημιουργήθηκε από την κατάδυση της Αδριατικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Λόγω της τεκτονικής και γεωλογικής πολυπλοκότητας, η περιοχή έχει υποστεί πολλούς ισχυρούς σεισμούς στο παρελθόν.

1. Στις 28 Δεκεμβρίου του 1908 στην Μεσσίνα, σεισμός μεγέθους $M=7.2$ με θύματα 82000.
2. Στις 13 Ιανουαρίου του 1915 στο Αβετζάνο, σεισμός μεγέθους $M=6.7$ με 32000 θύματα.
3. Στις 23 Νοεμβρίου του 1980 στο Έμπολι, σεισμός μεγέθους $M=6.9$ με 2735 θύματα και 7500 τραυματίες.
4. Στις 6 Απριλίου του 2009 στο Αμπρούτσο, σεισμός μεγέθους $M=6.3$ με 295 θύματα και 1000 τραυματίες.
5. Στις 20&30 Μαΐου του 2012 στην Εμίλια και Ρομάνια, σεισμός μεγέθους $M=6$ με 24 θύματα και 350 τραυματίες.

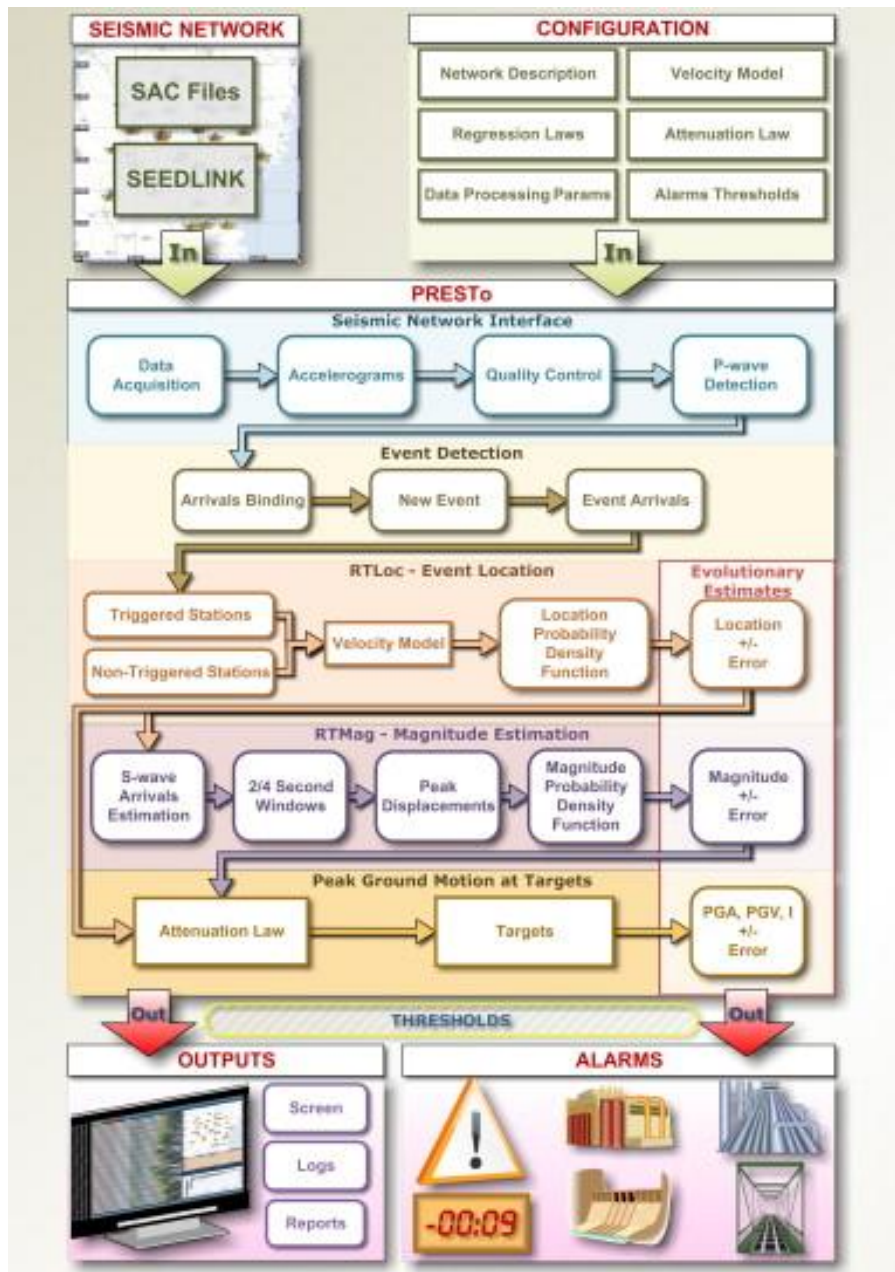
Έπειτα από έντονη τεκτονική δραστηριότητα, το 2005 ξεκίνησε η δημιουργία ενός τοπικού σεισμολογικού δικτύου το οποίο ονομάζεται ISNet (Irpinia Seismic

network) και οι στόχοι του είναι δύο. Πρωταρχικός στόχος είναι η παροχή υψηλής ποιότητας δεδομένων ώστε να χρησιμοποιηθούν για μελέτες που αφορούν τα σεισμογενή ρήγματα στην περιοχή, και έπειτα για τη δοκιμή ενός πρότυπου συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών (Satriano et al., 2011). Το σεισμολογικό δίκτυο ISNet έχει εγκατασταθεί στα νότια Απέννινα, περιλαμβάνει 28 σταθμούς και η περιοχή που καλύπτει είναι 100x70km² (<http://www.rissclab.unina.it/en/projects-all/46-isnet-irpinia-seismic-network-2>).

Το 2006, κατά το πειραματικό στάδιο ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης, το οποίο βασίζεται σε δίκτυο σταθμών, άρχισε η δημιουργία τεχνικών, σε πραγματικό χρόνο, για τον άμεσο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων (επίκεντρο, εστιακό βάθος, χρόνος γένεσης, μέγεθος). Οι τεχνικές αυτές βελτιώνονται με τον χρόνο αλλάζοντας συνεχώς τον αυτόματο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων. Ταυτόχρονα με τη λήψη δεδομένων συνεχίζεται και η επίλυση και γίνεται καλύτερη με τον χρόνο, αφού τα σεισμικά κύματα φθάνουν και σε περισσότερους σταθμούς.

Η εφαρμογή του PRESTo έχει ως βάση το σεισμολογικό δίκτυο ISNet για εκτιμήσεις του επικέντρου και του μεγέθους ενός σεισμού και προβλέπει την εδαφική μετατόπιση σε ορισμένους απομακρυσμένους στόχους. Όσο νέα δεδομένα είναι διαθέσιμα από τους σταθμούς, οι υπολογιζόμενες παράμετροι βελτιώνονται καθ' όλη τη διαδικασία. Ο βασικός δομικός κορμός λειτουργίας του συστήματος αποτελείται από 5 υποενότητες:

1. Την ανάκτηση και επεξεργασία της κυματομορφής,
2. την ανίχνευση γένεσης σεισμού,
3. τον προσδιορισμό επικέντρου σε πραγματικό χρόνο,
4. τον προσδιορισμό μεγέθους σε πραγματικό χρόνο και
5. την εκτίμηση αναμενόμενης εδαφικής μετατόπισης σε προκαθορισμένους στόχους.



Εικόνα 3.2: Γραφική απεικόνιση ροής δεδομένων και τρόπου λειτουργίας του PRESTo (Satriano et al., 2011).

3.1 ΤΡΟΠΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ PRESTo

Το PRESTo είναι μια δωρεάν πλατφόρμα λογισμικού ανοιχτού κώδικα για την έγκαιρη προειδοποίηση σεισμών (EEW) που ενσωματώνει αλγόριθμους για τον προσδιορισμό σε πραγματικό χρόνο και άμεσα το επίκεντρο του σεισμού, την εκτίμηση του μεγέθους και των ζημιών, σε ένα εύκολα διαμορφωμένο και φορητό πακέτο. Είναι υπό ενεργό πειραματισμό στη Νότια Ιταλία στο Σεισμικό Δίκτυο Irpinia (ISNet) (Satriano, Elia et al.) και σε πολλά άλλα τοπικά και εθνικά σεισμικά δίκτυα παγκοσμίως.

Το λογισμικό απευθύνεται κυρίως σε: διαχειριστές σεισμικών δικτύων, πολιτική προστασία, ιδιοκτήτες σεισμικών αισθητήρων, εταιρείες που παρέχουν σεισμικούς αισθητήρες και καταγραφείς δεδομένων και επιστήμονες στον τομέα της σεισμολογίας και της σεισμικής μηχανικής που ενδιαφέρονται να χαρακτηρίσουν

μέσα σε δευτερόλεπτα (εάν υποστηρίζεται από επαρκής δικτυακή υποδομή) η καταστροφική πιθανότητα ενός σεισμού, με δυνατότητα παροχής εξατομικευμένων μηνυμάτων συναγερμού σε οποιονδήποτε αριθμό τελικών χρηστών.

Στην πραγματικότητα, το PRESTo επεξεργάζεται συνεχώς τα ρεύματα κίνησης του εδάφους σε πραγματικό χρόνο που καταγράφονται από τους σεισμικούς σταθμούς (π.χ. δεδομένα επιτάχυνσης ή ταχύτητας τριών συνιστωσών) για την ανίχνευση άφιξης των κυμάτων P. Αυτά τα δεδομένα μεταδίδονται συνήθως σε πραγματικό χρόνο από τους σταθμούς χρησιμοποιώντας έναν διακομιστή SeisComP μέσω του πρωτοκόλλου SeedLink, αλλά μπορούν επίσης να διαβαστούν από αρχεία (σε μορφή SAC), προκειμένου να παρέχουν έναν τρόπο προσομοίωσης όπου οι κυματομορφές των προηγούμενων γεγονότων μπορούν να αναπαραχθούν στο σύστημα. Ενώ συμβαίνει ένα (πραγματικό ή προσομοιωμένο) συμβάν, το λογισμικό εκτελεί αμέσως ανίχνευση συμβάντων και παρέχει εκτιμήσεις τοποθεσίας και μεγέθους, καθώς και προβλέψεις εδαφικής κίνησης σε στοχευόμενες τοποθεσίες.

Το επίκεντρο του σεισμού λαμβάνεται με μια εξελικτική, σε πραγματικό χρόνο πιθανολογική προσέγγιση που βασίζεται σε μια διατύπωση ίσου διαφορικού χρόνου. Σε κάθε χρονική στιγμή, ο αλγόριθμος χρησιμοποιεί πληροφορίες τόσο από ενεργοποιημένους όσο και από μη ενεργοποιημένους σταθμούς. Η εκτίμηση μεγέθους χρησιμοποιεί εμπειρικές σχέσεις που συσχετίζουν αυτήν την παράμετρο με τη φιλτραρισμένη μέγιστη εδαφική μετατόπιση (Pd) που μετράται στα πρώτα 2-4 δευτερόλεπτα του σήματος των κυμάτων P και S. Τέλος, οι μέγιστες παράμετροι κίνησης του εδάφους σε απομακρυσμένες τοποθεσίες μπορούν να εκτιμηθούν μέσω εξισώσεων πρόβλεψης κίνησης εδάφους μόλις είναι διαθέσιμα η τοποθεσία και το μέγεθος.

Τα μηνύματα συναγερμού που περιέχουν τις εξελικτικές εκτιμήσεις των παραμέτρων πηγής και στόχου, αποστέλλονται μέσω του διαδικτύου και μπορούν έτσι να φτάσουν σε ευάλωτες υποδομές που βρίσκονται σε μακρινή απόσταση, πριν από τα καταστροφικά κύματα, επιτρέποντας την έναρξη αυτόματων διαδικασιών ασφαλείας.

Αλγόριθμοι	Περιγραφή
Picking	FilterPicker: σχεδιασμένο έτσι ώστε να λειτουργεί σταθερά σε συνεχή, πραγματικού χρόνου, ευρείας ζώνης σήματα, αποφεύγοντας την υπερβολική επιλογή κατά τη διάρκεια μεγάλων συμβάντων. (Lomax A.)
Location	RTLloc: τεχνική προσδιορισμού τοποθεσίας που βασίζεται στους χρόνους άφιξης των P κυμάτων. Τόσο οι ενεργοποιημένοι όσο και οι σταθμοί που δεν έχουν ενεργοποιηθεί ακόμη χρησιμοποιούνται σε κάθε χρονικό βήμα. (Satriano et al.)
Magnitude	RTMag: εκτίμηση μεγέθους με βάση μικρά χρονικά σήματα, μετά την άφιξη των κυμάτων P που έχουν επιλεγεί αυτόματα και την προβλεπόμενη άφιξη των κυμάτων S. (Lancieri et al.)
Ground shaking	GMPE: κατάλληλες εξισώσεις πρόβλεψης κίνησης εδάφους μπορούν να καθοριστούν από τον τελικό χρήστη, ως τύποι σε αρχεία κειμένου. Αξιολογούνται κατά το χρόνο εκτέλεσης για την εκτίμηση της μέγιστης επιτάχυνσης και της μέγιστης

ταχύτητας στις θέσεις στόχου, με βάση το μέγεθος και τη θέση.
(Akkar και Bommer)

Πίνακας 3.1: *Αλγόριθμοι που εφαρμόζονται στην τρέχουσα έκδοση του PRESTo.*
Πηγή: (<http://www.prestoews.org/documentation.php>)

3.2 ΔΟΚΙΜΗ ΤΟΥ PRESTo ΜΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Το βασικότερο χαρακτηριστικό του PRESTo είναι η ευχαίρεια προσαρμογής του σε σεισμολογικά δίκτυα διαφόρων χωρών. Το χαρακτηριστικό αυτό εμφανίζεται ως εξέχουσας σημασίας για την εξέλιξη του συστήματος, αφού κατά τη χρήση του σε διάφορες δοκιμές δεν έλαβε χώρα μεγάλος ή ενδιαμέσου μεγέθους σεισμός στην ευρύτερη περιοχή.

3.2.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ PRESTo ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκε το PRESTo για την έγκαιρη προειδοποίηση σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Το Νότιο Αιγαίο διαθέτει ένα αξιόλογο σεισμολογικό δίκτυο που θεωρείται κύριο προαπαιτούμενο για την λειτουργικότητα του PRESTo. Η έντονη σεισμικότητα δημιουργεί την ανάγκη για ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης σεισμών, καθώς απειλούνται σημαντικές αστικές περιοχές που βρίσκονται σε απόσταση μερικών χιλιομέτρων. Οι κυριότερες από αυτές είναι η Κρήτη, η Ρόδος, η Κως και νησιά των Κυκλάδων. Βλέποντας την εφαρμογή του PRESTo επιτυχώς στην γείτονα χώρα Ιταλία που είναι εξίσου μικρές οι αποστάσεις μεταξύ των σεισμογενών περιοχών και των αστικών κέντρων όπως η Ελλάδα, πραγματοποιήθηκε προσομοίωση ορισμένων σεισμών έτσι ώστε να μελετηθεί η πιθανότητα να λειτουργήσει με επιτυχία και στην Ελλάδα. Για τον λόγο αυτό έγινε χρήση δύο σεισμών που συνέβησαν στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου και η καταγραφή τους έγινε από το εθνικό σεισμολογικό δίκτυο. Το λογισμικό υλοποίησε την προσομοίωση 2 φορές , μία για κάθε διαφορετικό σεισμό και τα αποτελέσματα και η διαδικασία θα αναλυθούν παρακάτω.

3.2.2 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ

Οι σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην προσομοίωση καταγράφηκαν από σταθμούς των παρακάτω σεισμολογικών δικτύων.:

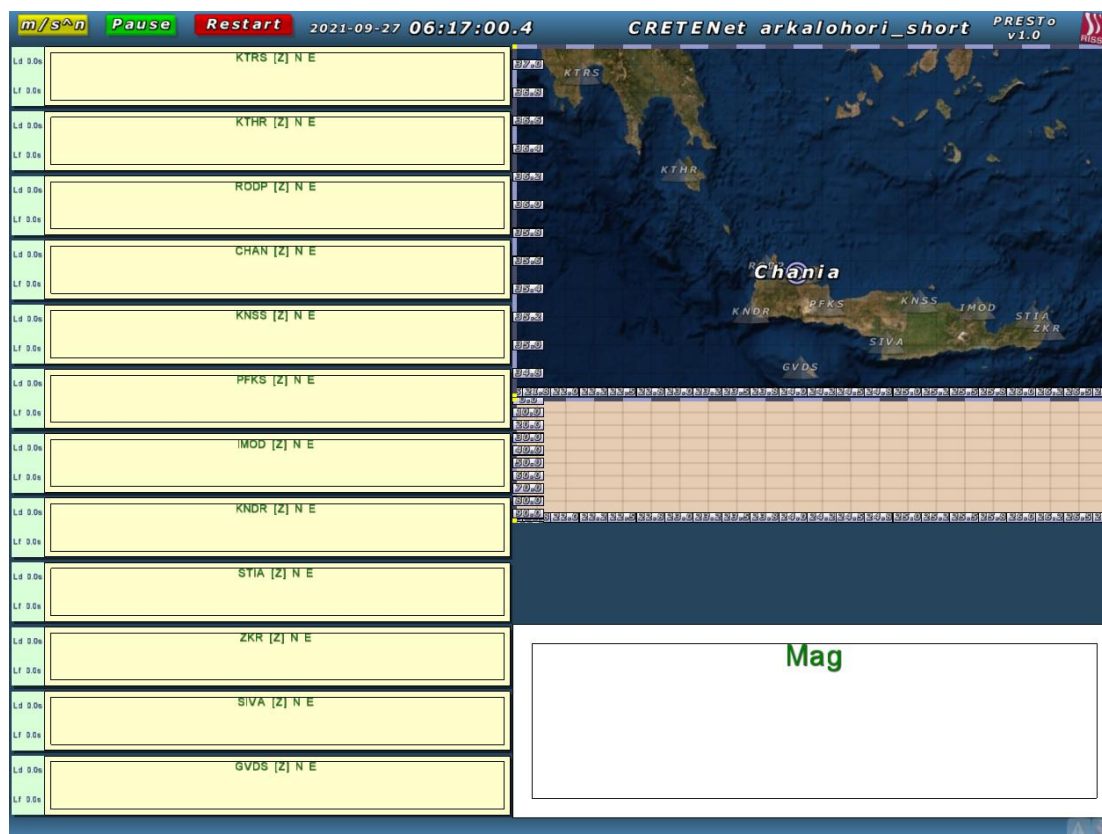
1. Ελληνικό Μεσογειακό Πανεπιστήμιο: KTHR HC (Κύθηρα), KTRS HC(Κιτριές-Μεσσηνία), RODP HC (Ροδοπός-Κρήτη), CHAN HC (Χανιά-Κρήτη), KNDR HC (Παλαιοχώρα-Κρήτη), STIA HC (Σητεία-Κρήτη), GVDS HC (Γαύδος-Κρήτη), IMOD-HC (Ιερά Μονή Οδηγήτριας - Κρήτη), KNSS-HC (Κνωσσός-Κρήτη), PFKS-HC (Πευκιάς- Κρήτη),

2. Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών: ZKR HL (Ζάκρος - Κρήτη), SIVA HL (Σίβας - Κρήτη).

3.2.3 ΣΕΙΣΜΟΣ ΑΡΚΑΛΟΧΩΡΙΟΥ

Η προσομοίωση με το λογισμικό PRESTo είναι μία εκτίμηση των δυνατοτήτων εφαρμογής ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Ο πρώτος σεισμός που θα προσομοιωθεί είναι αυτός στο Αρκαλοχώρι όπου έλαβε χώρα στις 27/09/2021 και ώρα 06:17.

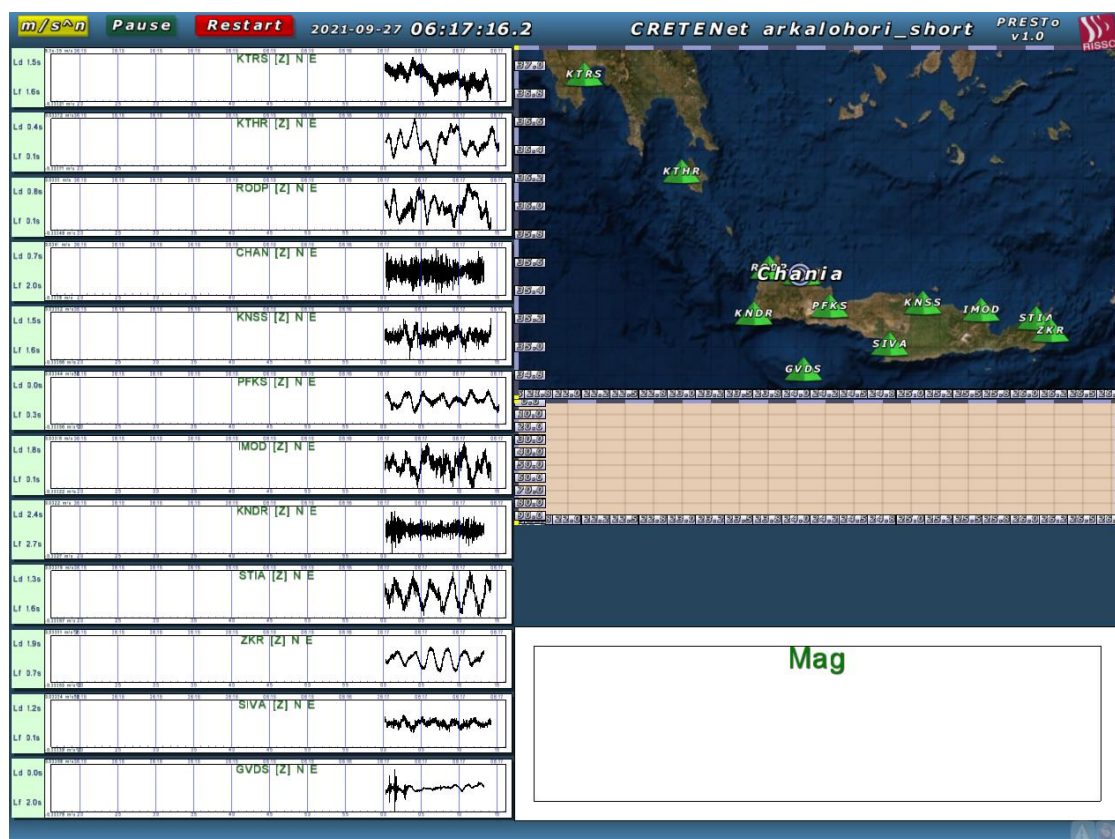
Το PRESTo ορίστηκε να λειτουργεί σε λειτουργία προσομοίωσης χρησιμοποιώντας πραγματικά δεδομένα από τον σεισμό στο Αρκαλοχώρι. Για να λειτουργήσει το ανοιχτό λογισμικό PRESTo θα πρέπει οι χρονοσειρές που εισάγονται να έχουν την μορφή αρχείου .SAC στον φάκελο “data”. Κάθε συνιστώσα (Z, N-S, E-W) είναι ένα .SAC αρχείο. Η προσομοίωση του προγράμματος ξεκινάει από την γραμμή εντολών και κατά την εκκίνηση του προγράμματος ανοίγει ένα παράθυρο, το οποίο αποτελεί το γραφικό περιβάλλον του προγράμματος. Στα αριστερά εμφανίζονται οι σταθμοί που θα χρησιμοποιηθούν με τα αντίστοιχα σεισμικά κύματα, στα δεξιά ο χάρτης της περιοχής ενδιαφέροντος με το επίκεντρο μελέτης και την χωρική κατανομή των σταθμών χρήσης, καθώς και η γραφική απεικόνιση του μεγέθους του σεισμού από την αφετηρία του έως τον προσεγγιστικό του προσδιορισμό.



Εικόνα 3.3: Απεικόνιση γραφικού περιβάλλοντος του ανοιχτού λογισμικού PRESTo. Στα αριστερά εμφανίζονται οι 12 σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στη προσομοίωση με τις κωδικές ονομασίες τους, ενώ στα δεξιά βρίσκεται ο χάρτης του νοτίου Αιγαίου με την περιοχή στόχος (Χανιά) και τους σταθμούς με σκιαγραφημένη απεικόνιση πριν φανεί η ενεργοποίησή τους. Το πλαίσιο με τίτλο “Mag” είναι το παράθυρο στο οποίο φαίνεται η εκτίμηση του μεγέθους κάθε χρονική στιγμή.

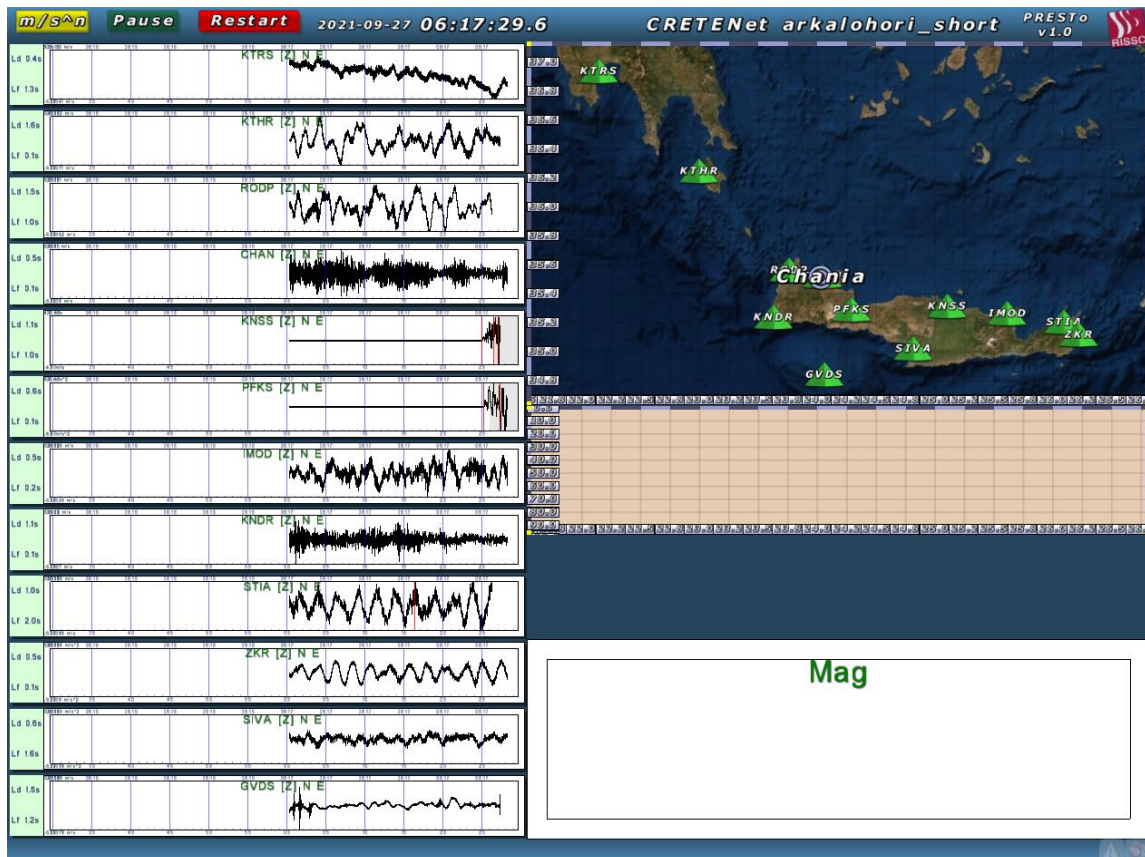
Καθώς περνάει ο χρόνος, το πρόγραμμα χρησιμοποιεί τα δεδομένα που έχουν καταχωρηθεί για να αναβαθμίσει τις εκτιμήσεις των παραμέτρων του σεισμού (μέγεθος, επίκεντρο, χρόνο μέχρι να φτάσει τους στόχους) κάθε δευτερόλεπτο.

Όταν η εκτίμηση του μεγέθους σταθεροποιείται, η προσομοίωση ολοκληρώνεται και το πρόγραμμα τερματίζει. Όταν το πρόγραμμα τερματίζει, ένα αρχείο κειμένου (.txt) σώζεται εντός του φακέλου του σεισμού. Αυτό το αρχείο περιλαμβάνει όλα τα στοιχεία που εξάγονται από την λειτουργία του προγράμματος όπως: Τον χρόνο γένεσης σεισμού, τις γεωγραφικές συντεταγμένες του epicέντρου, το εκτιμώμενο βάθος, το εκτιμώμενο μέγεθος και την εκτιμώμενη μέγιστη μετατόπιση (Pd). Να σημειωθεί ότι τα προαναφερθέντα μεγέθη επανεκτιμώνται για κάθε δευτερόλεπτο της προσομοίωσης μέχρι να προσεγγίσουν την πραγματική τους τιμή. Στις παρακάτω εικόνες αποτυπώνονται διαδοχικά τα στάδια εκτίμησης του πρώτου σεισμού.



Εικόνα 3.4: Απεικόνιση κυματομορφών από τους σταθμούς. Τα δεδομένα καταγραφής αρχίζουν να φανερώνονται στο γραφικό περιβάλλον του προγράμματος με την εμφάνιση των πρώτων κυμάτων στα αριστερά ενώ παράλληλα στα δεξιά, οι σταθμοί που χρησιμοποιούνται αποκτούν πράσινο χρώμα.

Έπειτα από περίπου 3 λεπτά μαρκάρεται με έντονη κόκκινη γραμμή το σεισμικό κύμα στους σταθμούς PFKS και KNSS. Το μαρκάρισμα αυτό είναι η αφετηρία προσδιορισμού κάποιας σεισμικής κίνησης. Με την εμφάνιση του όμως και σε άλλους σταθμούς επιβεβαιώνεται για στείλει προειδοποίηση.

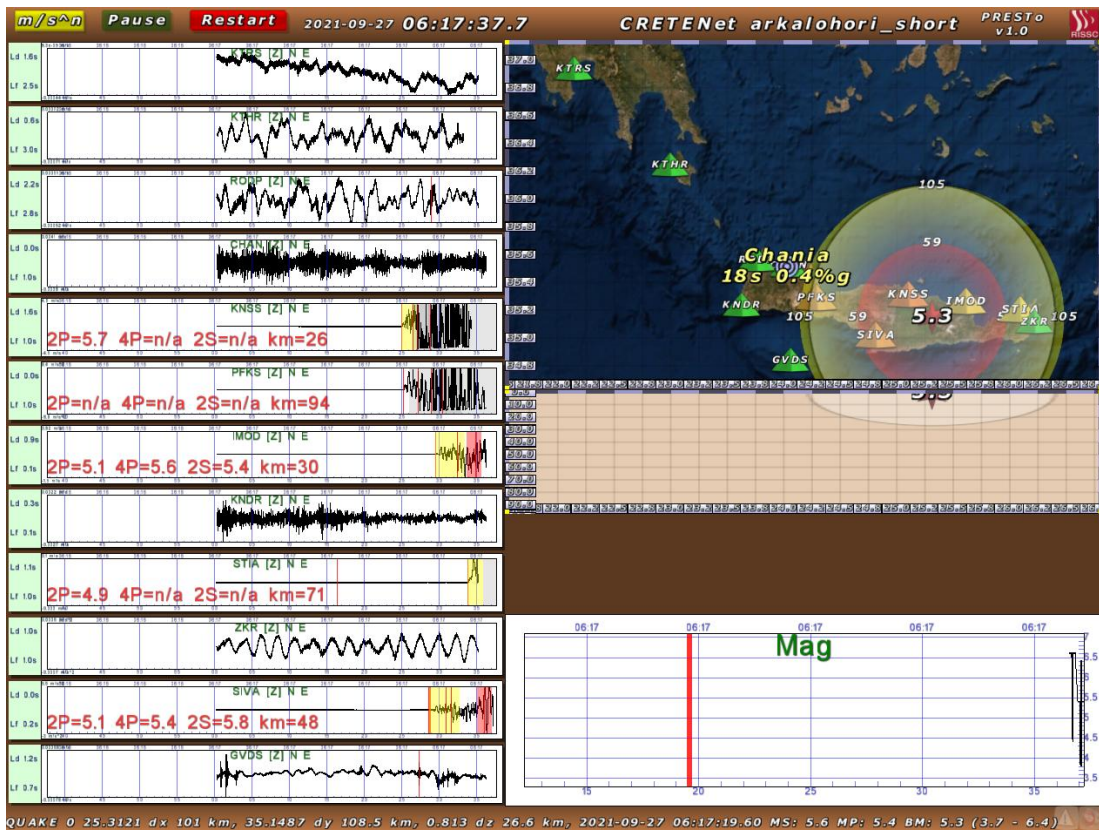


Εικόνα 3.5: Αναγνώριση σεισμικού κύματος στο σταθμό του Πευκιά (PFKS) και Κνωσσού (KNSS) δευτερόλεπτα πριν από την προειδοποίηση.

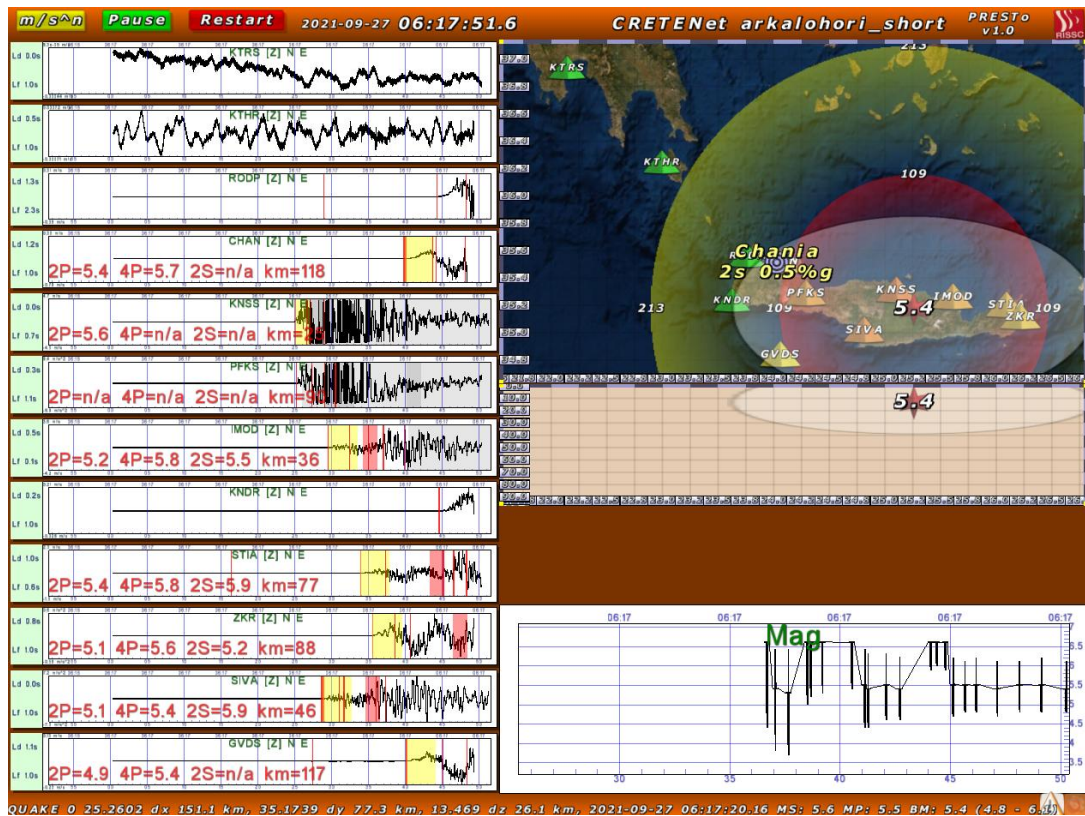
Κλάσματα δευτερολέπτου αργότερα παρατηρείται το σύστημα να στέλνει προειδοποίηση και να ηχεί συναγερμό. Στον χώρο καταγραφής σεισμικών κυμάτων των σταθμών φαίνεται πλέον με κίτρινο χρώμα η σήμανση των P-κυμάτων και με κόκκινο χρώμα η σήμανση των S-κυμάτων. Επίσης στην περιοχή καταγραφής του μεγέθους του σεισμού γίνονται τις πρώτες γραφικές απεικονίσεις και στην περιοχή κάτω από τον χάρτη αρχίζει η οπτικοποίηση του υπολογιζόμενου επικέντρου σε σχέση με το πραγματικό επίκεντρο.

Στον χάρτη εμφανίζεται με σύμβολο κόκκινου αστεριού το υπολογιζόμενο επίκεντρο και σημαδεύεται με το υπολογιζόμενο μέγεθος του σεισμού. Επίσης στον χάρτη παρατηρείται με κόκκινο χρώμα, κύκλος με αυξανόμενη διάμετρο που αποτελεί προσομοίωση της διάδοσης του S-σεισμικού κύματος και με κίτρινο χρώμα, κύκλο με εξίσου αυξανόμενη διάμετρο που αποτελεί προσομοίωση της διάδοσης του P-κύματος.

Ωστόσο το σημαντικότερο αποτέλεσμα της προσομοίωσης είναι ο χρονικός προσδιορισμός της άφιξης του S-σεισμικού κυμάτων στην περιοχή ενδιαφέροντος τα Χανιά. Στον σεισμό του Αρκαλοχωρίου τα δευτερόλεπτα είναι 18 και είναι σημαντικό να αξιοποιηθούν για την προστασία και ασφάλεια ανθρώπινων ζώων.



Εικόνα 3.6: Απεικόνιση της προειδοποίησης του σεισμού τα πρώτα δευτερόλεπτα καταγραφής των σεισμικών κυμάτων.

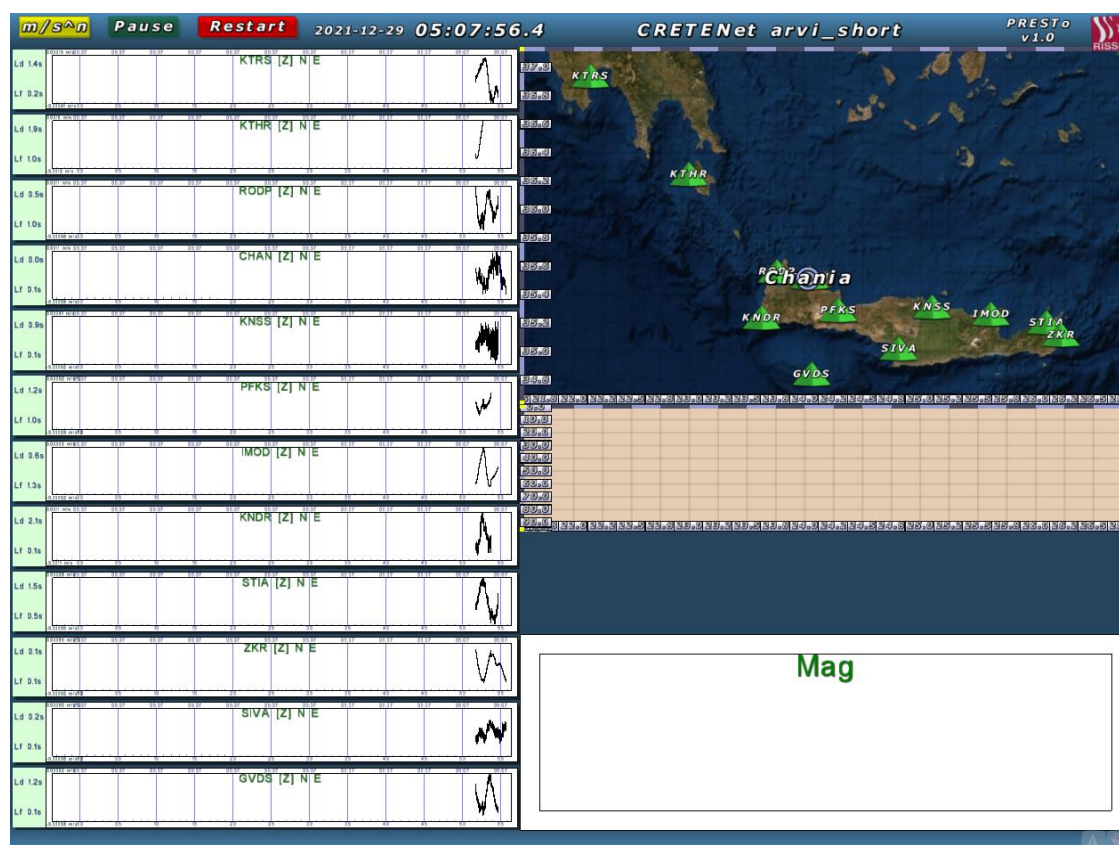


Εικόνα 3.7: Απεικόνιση του S-σεισμικού κύματος 2s πριν την άφιξη στην περιοχή ενδιαφέροντος.

3.2.4 ΣΕΙΣΜΟΣ ΑΡΒΗΣ

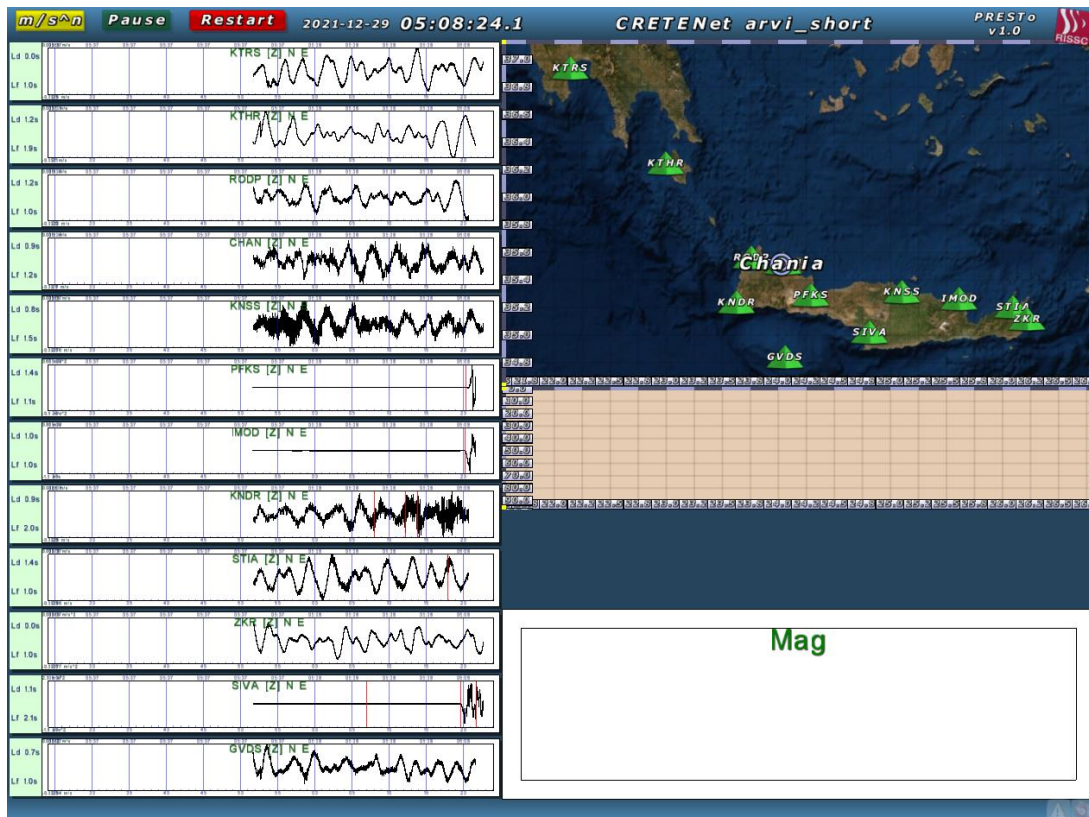
Όπως και στον σεισμό στο Αρκαλοχώρι έτσι και στην προσομοίωση του σεισμού στην Άρβη χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιοι σταθμοί. Ο σεισμός στην Άρβη έγινε 29/12/2021 και ώρα 05:08.

Πρώτα απ' όλα για τη σωστή λειτουργία του προγράμματος, τα δεδομένα αποθηκεύτηκαν σε αρχεία .SAC μέσα στον φάκελο "Data" του προγράμματος. Κάθε συνιστώσα (Z, N-S, E-W) θεωρείται ένα αρχείο SAC. Το πρόγραμμα τίθεται σε λειτουργία μέσω του παραθύρου γραμμής εντολών (command prompt) και φανερώνεται στην οθόνη του υπολογιστή ένα παράθυρο το οποίο αποτελεί τη γραφική απεικόνιση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.



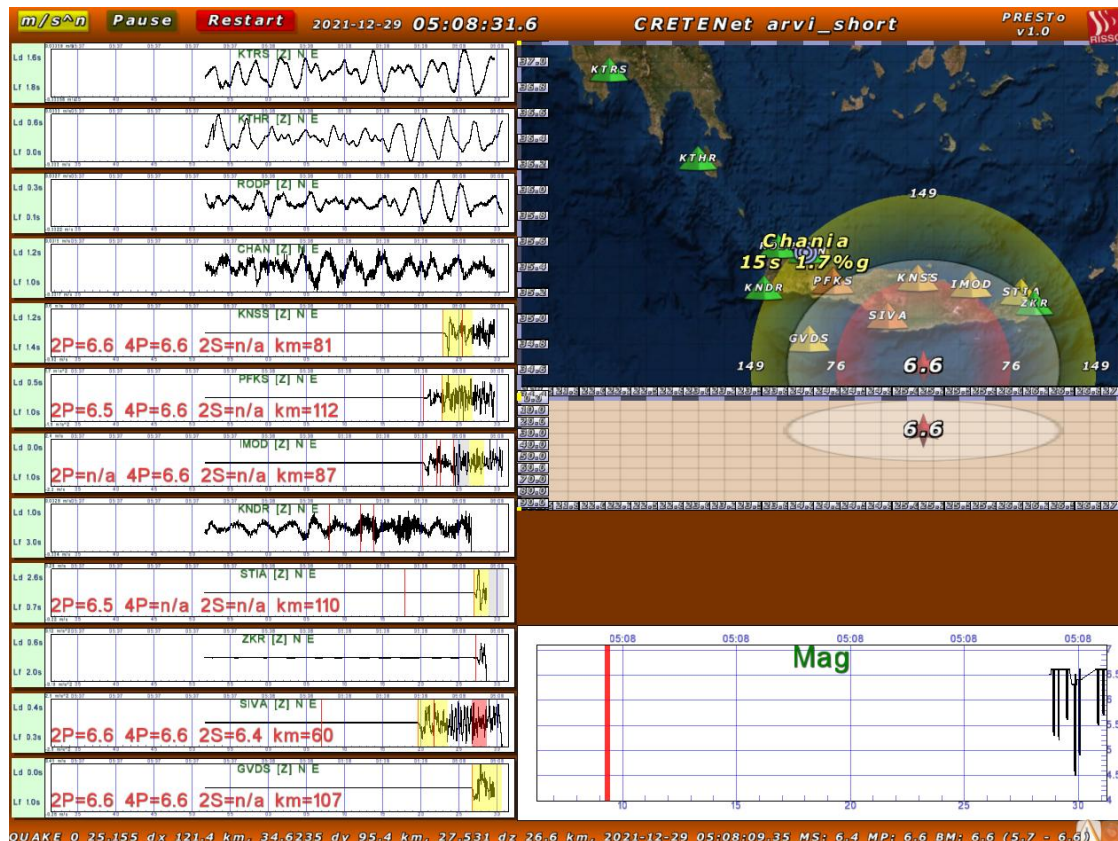
Εικόνα 3.8: Απεικόνιση των πρώτων κυματομορφών τα πρώτα λεπτά της προσομοίωσης του σεισμού στην Άρβη.

Η γραφική απεικόνιση αποτελείται από τον χάρτη της περιοχής του νοτίου Αιγαίου με τους 12 σεισμολογικούς σταθμούς και την περιοχή «στόχος» (Χανιά). Επιπλέον, αποκαλύπτεται ο χρόνος γένεσης του σεισμού, το εκτιμώμενο μέγεθος και οι κυματομορφές των σταθμών. Με τη διάδοση του σεισμού, βελτιώνονται συνεχώς το επίκεντρο και το μέγεθος και παρουσιάζεται γραφικά ο αναμενόμενος χρόνος άφιξης των καταστρεπτικών κυμάτων στις περιοχές γύρω από το επίκεντρο.



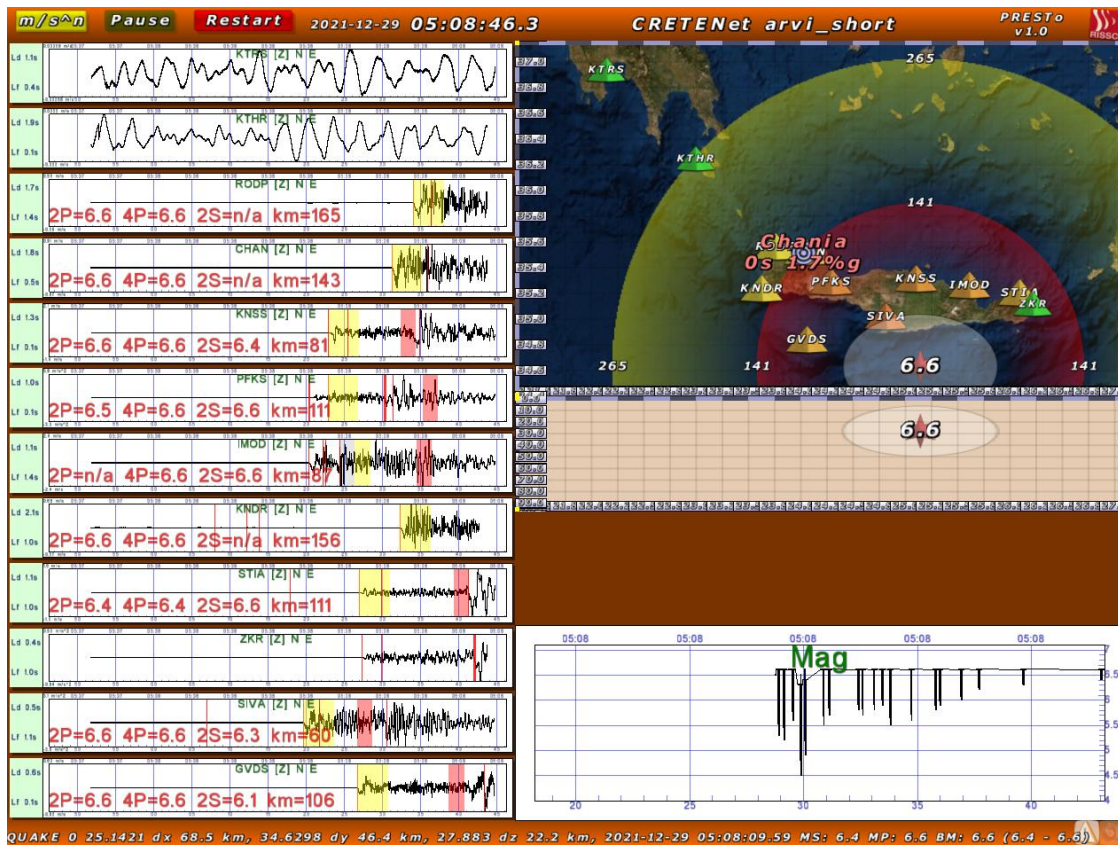
Εικόνα 3.9: Στιγμιότυπο του προγράμματος δευτερόλεπτα πριν από την προειδοποίηση του συστήματος. Με την κόκκινη γραμμή μαρκάρεται αρχικά ο σταθμό της Σίβας και εν συνεχεία οι σταθμοί της Παλαιοχώρας και της Σητείας.

Έπειτα το σύστημα στέλνει προειδοποίηση επιβεβαιώνοντας τις σεισμικές δονήσεις δίνοντας 15s μέχρι το σεισμικό κύμα S να φτάσει στην περιοχή στόχος, ενώ το σεισμικό κύμα P έχει ήδη φτάσει.



Εικόνα 3.10: Στιγμιότυπο από την στιγμή που έχει σταλεί προειδοποίηση για τον σεισμό της Αρβης και απομένουν 15s έως ότου το σεισμικό κύμα S να χτυπήσει τη περιοχή στόχο (Χανιά). Ταυτόχρονα έχει ξεκινήσει η εκτίμηση του μεγέθους του σεισμού και του επικέντρου.

Μόλις το πρόγραμμα ολοκληρώσει την ανάλυση του δημιουργείται αυτόματα ένα αρχείο κειμένου (.txt) το οποίο αποθηκεύεται στον φάκελο του αντίστοιχου σεισμού. Στο αρχείο αυτό βρίσκονται όλα τα δεδομένα από τη λειτουργία του προγράμματος. Το προτελευταίο αναφερόμενο ως “QUAKE” αναφέρει το χρόνο γένεσης του σεισμού, τις γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου, το βάθος και το μέγεθος (MS, MP, BM) του σεισμού όπως εκτιμώνται από το πρόγραμμα. Ακόμη εμφανίζεται για κάθε σταθμό, εκτός από το όνομά του, η υποκεντρική απόσταση και η μέγιστη εδαφική μετατόπιση (Pd) για τα χρονικά παράθυρα 2P, 2S και 4P.



Εικόνα 3.11: Στιγμιότυπο από την στιγμή που το σεισμικό κύμα S χτυπά τη περιοχή στόχο και προσδιορίζεται το μέγεθος και το επίκεντρο του σεισμού.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής πραγματοποιήθηκαν 2 διαδοχικές προσομοιώσεις με την βοήθεια του ανοιχτού λογισμικού PRESTo. Το PRESTo είναι ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης που κατάφερε, με δεδομένα από 12 σεισμολογικούς σταθμούς που βρίσκονται στο νότιο Αιγαίο, να προσομοιώσει 2 σεισμούς που έχουν ήδη πραγματοποιηθεί. Μία προσομοίωση με πραγματικά δεδομένα είναι σημαντική, καθώς τα στοιχεία εξαγωγής δίνουν την δυνατότητα μελέτης, σύγκρισης και δοκιμής των αποτελεσμάτων.

Η Ελλάδα δεν διαθέτει σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης με αποτέλεσμα τα καταστροφικά κύματα των σεισμών να επηρεάζουν άμεσα την ανθρώπινη ζωή και όχι μόνο. Η λειτουργία του PRESTo στην Ελλάδα θα έδινε την δυνατότητα στον πληθυσμό να εκπαιδευτεί σε καταστάσεις έντονων σεισμικών δονήσεων για την προστασία του, αλλά και να αναγνωρίζει τέτοιου είδους ειδοποιήσεις.

Από την πρακτική εφαρμογή λειτουργίας αυτού του συστήματος προκύπτει ότι το πρόγραμμα είναι ικανό να εντοπίζει τα σεισμικά κύματα και να στέλνει ειδοποίηση. Οι εκτιμήσεις όμως του επικέντρου και του μεγέθους του σεισμού φαίνεται να έχουν μια σχετική απόκλιση από την πραγματικότητα με αποτέλεσμα τα δευτερόλεπτα πραγματικής απόκρισης από την περιοχή στόχος να διαφέρουν. Σημαντικό ρόλο στην σωστή εκτίμηση του μεγέθους του σεισμού έχουν οι σταθερές υπολογισμού μεγέθους. Η χρήση των σωστών παραμέτρων μπορεί να δώσει μία καλύτερη εκτίμηση των σημαντικών δεδομένων εξαγωγής και ως αποτέλεσμα το σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης να ανταποκρίνεται ορθά και να μπορεί να έχει άμεση εφαρμογή.

Επιπλέον οι 2 προσομοιώσεις που εφαρμόστηκαν στο ανοιχτό λογισμικό PRESTo είναι μόνο ένα δείγμα από μια σειρά προσομοιώσεων που πρέπει να πραγματοποιηθούν ώστε η προειδοποίηση να δίνει στο χρήστη τα ορθά χρονικά περιθώρια αντίδρασης. Επίσης λόγω του ότι η λειτουργία ενός συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης έχει ως στόχο την προειδοποίηση για επερχόμενους ισχυρούς σεισμούς, η απουσία αυτών δεν δίνει την δυνατότητα ελέγχου απόκρισης του συστήματος σε έναν ισχυρό σεισμό.

ΒΙΒΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., & Tonarini, S. (2010). On the geodynamics of the Aegean rift. *Tectonophysics*, 488(1–4), 7–21. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.025>
- Alex, K. (n.d.). *Adriatic and Aegean Plates*. Eurasian Tectonics. <http://eurasiatectonics.weebly.com/adriatic-and-aegean-plates.html>
- Craifaleanu, I. G., & Borcia, I. S. (2015). Reconsideration of ground-level seismic records obtained in instrumented buildings: a preliminary study for strong Vrancea earthquakes. *CONSTRUCTII Journal*, 16(2), 35–44. https://www.researchgate.net/publication/303875303_Reconsideration_of_ground-level_seismic_records_obtained_in_instrumented_buildings_a_preliminary_study_for_strong_Vrancea_earthquakes
- Dai, G., & An, Y. (2020). China Earthquake Administration: Chinese Seismic Network. *Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre*, 54(II), 28–40. <https://doi.org/10.31905/xwivrbr>
- Espinosa-Aranda, J., Cuéllar, A., Rodríguez, F., Frontana, B., Ibarrola, G., Islas, R., & García, A. (2011). The seismic alert system of Mexico (SASMEX): Progress and its current applications. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 31(2), 154–162. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2010.09.011>
- Indiana University. (2002). *Tectonics of the Aegean/Anatolian region* (No. G554). Glenn Simonelli. https://www.astro.indiana.edu/gsimoneli/G554_paper.pdf
- Papadimitriou, R. (2005, April 25). *Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του Ελληνικού χώρου* [PowerPoint presentation]. <http://www.geo.auth.gr/654/PDF/Unit6.pdf>
- Papazachos, B. C., & Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. *Journal of Geophysical Research*, 76(35), 8517–8533. <https://doi.org/10.1029/jb076i035p08517>
- Papazachos, B., Kiratzi, A., & Papadimitriou, E. (1991). Regional Focal Mechanisms for Earthquakes in the Aegean Area. *Source Mechanism and Seismotectonics*, 405–420. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8654-3_4
- Papazachos, C. B. (2002). Accelerating Seismic Crustal Deformation in the Southern Aegean Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 570–580. <https://doi.org/10.1785/0120000223>
- PRobabilistic and Evolutionary early warning SysTem*. (n.d.). PRESTo. <http://www.prestoews.org/about.php>
- Ross, Z. E., Yue, Y., Meier, M., Hauksson, E., & Heaton, T. H. (2019). PhaseLink: A Deep Learning Approach to Seismic Phase Association. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(1), 856–869. <https://doi.org/10.1029/2018jb016674>
- ShakeAlert® | Earthquake Early Warning*. (2018). ShakeAlert. <https://www.shakealert.org/>
- Vargemezis, G. (2007, December 6). *Παγκόσμια Γεωδυναμική* [PowerPoint presentation]. http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/mth1063e/pdf/10th_Chapter.pdf
- Ventouzi, C., Papazachos, C., Hatzidimitriou, P., Papaioannou, C., & Egelados Working Group. (2018). Anelastic P- and S- upper mantle attenuation tomography of the southern Aegean Sea subduction area (Hellenic Arc) using intermediate-depth earthquake data. *Geophysical Journal International*, 215(1), 635–658. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy292>

- Zulfikar, C., Erdik, M., Safak, E., Biyikoglu, H., & Kariptas, C. (2016). Istanbul natural gas network rapid response and risk mitigation system. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 14(9), 2565–2578. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-9964-x>
- Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Σχολή Θετικών Επιστημών. Τμήμα Γεωλογίας. (2015). *Σεισμικότητα και Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά του Νότιου Αιγαίου*. Κωνσταντίνος Μιχαήλος. <http://geolib.geo.auth.gr/index.php/grelit/article/view/11175>
- Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Σχολή Θετικών Επιστημών. Τμήμα Γεωλογίας. (2018). *Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας, της σεισμικής επικινδυνότητας και της ενεργού τεκτονικής στο Ν. Αιγαίο* (No. 44877). Καλλίας Χαράλαμπος. <https://doi.org/10.12681/eadd/44877>
- Ασλανίδης, Α., Ζαφειρακίδης, Γ., & Καλαϊτζίδης, Δ. (n.d.). *Γεωλογία - Γεωγραφία*. Ινστιτούτο Τεχνολογίας Υπολογιστών & Εκδόσεων «Διόφαντος».
- Γάκου, Δ., & Μουλά, Α. (2017). *Διερεύνηση της σεισμικής συμπεριφοράς υφιστάμενων τοιχοπληρώμενων κτιρίων οπλισμένου σκυροδέματος*. Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα Πειραιά-Σχολή τεχνολογικών εφαρμογών-Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών. <https://docplayer.gr/39635561-Ptyhiaki-ergasia-diereynisi-tis-seismikis-symperiforas-yfistamenon-toihoplironon-ktirion-oplismenoy-skyrodematos.html>
- Ενοποιημένο Εθνικό Σεισμολογικό Δίκτυο (Ε.Ε.Σ.Δ.). (n.d.). GEIN. <https://www.gein.noa.gr/diktya-eksoplismos/enopoihmeno-ethniko-seismologiko-diktyo/>
- Καστρενοπουλος, Ν. (2009, October 11). *Ο ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΣ (ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ) ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ*. ΝΑΥΚΡΑΤΟΥΣΣΑ. <https://astypalaia.wordpress.com/2009/10/11/%CE%BF-%CE%B3%CE%B5%CF%89%CF%84%CE%B5%CE%BA%CF%84%CE%BF%CE%BD%CE%B9%CF%83%CE%BC%CE%BF%CF%83-%CF%83%CE%B5%CE%B9%CF%83%CE%BC%CE%B9%CE%BA%CE%BF%CF%84%CE%B7%CF%84%CE%B1-%CF%84%CE%BF%CF%85-%CE%B1%CE%B9/>
- Κατσηνής, Η. (2012). Θαλάσσια γεωλογική δομή και σεισμική στρωματογραφία της καλδέρας της Σαντορίνης. Σχολή Θετικών Επιστημών Τμήμα Γεωλογίας. <https://docplayer.gr/4560152-Ptyhiaki-ergasia-thalassia-geologiki-domi-kai-seismiki-stromatografia-tis-kalderas-tis-santorinis-katsenis-ili-as-epivlepon-kathigitis-g.html>
- Πανεπιστήμιο Κρήτης. Σχολή Θετικών και Τεχνολογικών Επιστημών. Τμήμα Βιολογίας. (2005). *Συστηματική, βιογεωγραφία και στοιχεία οικολογίας των χειλόποδων του νοτίου Αιγαίου*. Σημιαιάκης, Στυλιανός. <https://doi.org/10.12681/eadd/15959>
- Παπαζάχος, Κ. (2002). Active Tectonics in the Aegean and surrounding area. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34(6), 2237–2253. <https://doi.org/10.12681/bgsg.16865>
- Πέτρος, Τ. (2018, May 30). *Οι τεκτονικές πλάκες του νοτιοαιγαϊακού χώρου συνδέονται με την ανάπτυξη και την ευημερία της Χώρας μας (I)*. Ελληνικός Ορυκτός Πλούτος. https://www.oryktosploutos.net/2018/05/blog-post_30-5/ *Σεισμοί και Ελλαδικός Χώρος*. (n.d.). Ο.Α.Σ.Π. <https://www.oasp.gr/node/207>

Σκάσση, Α. Ε. (2017). *Συστήματα Έγκαιρης Προειδοποίησης Σεισμών στην Κεντρική Ελλάδα: Προσδιορισμός σταθερών υπολογισμού μεγέθους*. Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.